



**HAL**  
open science

**Transect plate-forme-bassin dans les séries carbonatées  
du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur  
(domaines jurassien et nord-vocontien) :  
chronostratigraphie-transferts des sédiments**

Eric Blanc

► **To cite this version:**

Eric Blanc. Transect plate-forme-bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien) : chronostratigraphie-transferts des sédiments. Stratigraphie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. Français. NNT : . tel-00723723

**HAL Id: tel-00723723**

**<https://theses.hal.science/tel-00723723>**

Submitted on 13 Aug 2012

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

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

# GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE  
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

**MEMOIRE H.S. N° 25**

**TRANSECT PLATE-FORME - BASSIN DANS LES SÉRIES CARBONATÉES**

**DU BERRIASIEN SUPÉRIEUR ET DU VALANGINIEN INFÉRIEUR**

**(DOMAINES JURASSIEN ET NORD-VOCONTIEN)**

**CHRONOSTRATIGRAPHIE ET TRANSFERTS DES SÉDIMENTS**

**Eric Blanc**



1996

# **GEOLOGIE ALPINE**

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE  
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MÉMOIRE HS N° 25

**TRANSECT PLATE-FORME - BASSIN DANS LES SÉRIES CARBONATÉES**

**DU BERRIASIEN SUPÉRIEUR ET DU VALANGINIEN INFÉRIEUR**

**(DOMAINES JURASSIEN ET NORD-VOCONTIEN)**

**CHRONOSTRATIGRAPHIE ET TRANSFERTS DES SÉDIMENTS**

**Eric Blanc**



1996

# TRANSECT PLATE-FORME-BASSIN DANS LES SÉRIES CARBONATÉES DU BERRIASIEN SUPÉRIEUR ET DU VALANGINIEN INFÉRIEUR (DOMAINES JURASSIEN ET NORD-VOCONTIEN) CHRONOSTRATIGRAPHIE ET TRANSFERTS DES SÉDIMENTS

Eric BLANC \*

**RÉSUMÉ.** — La synthèse des connaissances sur la sédimentation au Berriasien supérieur et au Valanginien inférieur dans les domaines jurassien et nord-vocontien et l'homogénéisation des interprétations séquentielles ont abouti à une reconstruction de l'agencement des corps sédimentaires le long d'un transect plate-forme-bassin.

Une interprétation phylogénétique de l'évolution des faunes de calpionelles en domaine de bassin autorise un nouveau découpage zonal à très haute résolution (précision de l'ordre de +/- 250 000 ans) notamment pour l'intervalle Berriasien supérieur-Valanginien inférieur. Dans ce cadre chronostratigraphique, les répartitions de quelques foraminifères benthiques ont également pu être calées et utilisées pour les corrélations à longue distance. Une trentaine de coupes en domaine de bassin, de talus et de plate-forme a fait l'objet d'une étude sédimentologique et biostratigraphique fine qui a permis d'enrichir le découpage séquentiel.

La nature et l'importance des transferts de sédiments dans les corps sédimentaires en fonction des variations du niveau marin relatif ont pu être ainsi estimés. Il ressort de cette étude que la plupart des particules sédimentaires dans les dépôts carbonatés peuvent être, contrairement à l'idée classiquement admise, allochtones, comme dans le cas des dépôts silicoclastiques.

Depuis la plate-forme jurassienne jusqu'au Bassin Vocontien, les corrélations biochronologiques, séquentielles et géométriques aboutissent à un schéma correspondant à une morphologie de rampe carbonatée complexe pour la période étudiée. Dans cet intervalle, le long du transect, les accumulations sédimentaires sont particulièrement disproportionnées :

- Sur la plate-forme, notamment dans les parties les plus internes (Jura neuchâtelois), l'ensemble Berriasien-Valanginien n'excède pas 25 mètres : les séquences Be0, Be1, Be2, Be3, Va0 et Va3 ne sont représentées que très partiellement, les autres séquences Be4, Be5 et Val ont été érodées (karstifiées) ou n'ont pas été déposées (Be6). Certaines séquences (Be5 ou Va3) sont préservés de façon très variable d'une coupe à l'autre en domaine de plate-forme, l'importance des matériaux remaniés et l'irrégularité de la surface qui les caractérise semble liée à des géométries de vallées incisées.

- Dans la partie médiane de la rampe (bordure de plate-forme et talus), le même intervalle stratigraphique peut être représenté par plus de 500 mètres de dépôt ; les séquences de dépôt qui constituent la série deviennent de plus en plus complètes et de nouveaux corps sédimentaires apparaissent (cortèges de bas niveau progradant et agradant).

- Dans le bassin, la sédimentation est aussi lacunaire (limite de séquence Va0 par exemple) à cause de la présence de surfaces de discontinuité (liées ou non à des remaniements gravitaires).

Les séquences de dépôt qui constituent la série deviennent de plus en plus complètes en direction du talus et de nouveaux corps sédimentaires apparaissent (cortèges de bas niveau).

---

\* Institut Dolomieu, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes alpines, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cédex

Thèse préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes alpines ERS 129 et à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel, soutenue à Grenoble le 6 octobre 1995 pour l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences de la Terre devant la commission d'examen :

Hubert ARNAUD  
Annie ARNAUD-VANNEAU  
Christian BECK  
Thierry BOISSEAU  
Esmeralda CAUS  
Georges MASCLE  
Jean PHILIP  
Jürgen REMANE

Université Joseph Fourier  
ERS 129, Grenoble  
Université de Savoie  
Société Elf Aquitaine  
Université de Barcelone  
Université Joseph Fourier  
Université de Provence  
Université de Neuchâtel

La synthèse des coupes de terrain a abouti à un transect à haute résolution chronostratigraphique qui permet par encadrement des corrélations fines à l'échelle de la séquence de dépôt. Ces datations montrent qu'en domaine de plate-forme, les intervalles de temps documentés par des sédiments sont beaucoup plus réduits que les intervalles de temps correspondant aux périodes de non-dépôt ou de non préservation des dépôts.

**MOTS CLÉS.** — Europe, Crétacé, Berriasien-Valanginien, plate-forme carbonatée jurassienne, Bassin vocontien, Calpionellides, Ammonites, Foraminifères benthiques, Corrélations chronostratigraphiques, Stratigraphie séquentielle, Transferts de sédiments.

## **SHELF-BASIN TRANSECT IN THE LATE BERRIASIAN-EARLY VALANGINIAN CARBONATE SERIES (JURA AND NORTH-VOCONTIAN AREA) CHRONOSTRATIGRAPHY AND SEDIMENTS TRANSFERS**

**ABSTRACT.** — This work synthesizes the knowledge on the sedimentation from the Late Berriasian to the Early Valanginian stratigraphic interval (Lower Cretaceous), on a complete shelf-basin transect from the Jura area (eastern France-western Switzerland) to the vocontian basin (southeastern France).

A new chronostratigraphic schema of calpionellids faunas had been defined, thanks to new phylogenetic interpretations. It permits high resolution correlations (precision about 250 000 years) between sections especially from the Upper Berriasian and the Lowermost Valanginian time interval. Benthic foraminifera ranges have been calibrated on calpionellids chronostratigraphic schema in slope sections where both organisms coexist and they are used to complete long range correlations.

Thirty sections have been studied on a sedimentologic and biostratigraphic point of view in order to develop a sequence stratigraphy model. The nature and the importance of sediments transfers in each systems tract have been estimated in relation with the sea level variations. This study shows that most of the particles in carbonate deposits can be, against a generally accepted idea, allochthonous as in the siliciclastic deposition.

From the Jura shelf to the Vocontian Basin, different correlation tools like biochronology, geometry and sequence stratigraphy lead to recognize a complex carbonate ramp morphology from the Late Berriasian to Early Valanginian. During this period, across the transect, sediments accumulation rate are very different. On the slope, the sequences which constitute the whole serie, are enriched by new sediment bodies (Lowstand wedges) and in the outer part of ramp and in the basin, the sediment record is uncomplete too.

This study permits the constitution of a transect, built with precise correlations between sections. It shows that contemporaneous sediment depositions vary greatly along the transect:

- On the shelf, in the inner part (Neuchâtel area), the Berriasian-Valanginian stratas are less than 25 metres thick, sequences Be0, Be1, Be2, Be3, Va0 et Va3 are partially represented, other sequences like Be4, Be5 and Va1 are eroded, karstified or not deposited (Be6). Few sequences (Be5 ou Va3) are preserved in a very variable way from a section to another on the inner ramp, the importance of reworked materials and irregularities of the surfaces suggest the geometry of incised valleys.

- In the mid ramp (shelf "border" and slope), the same stratigraphic interval can be represented by more than 500 meters of deposits ; the sequences become more and more complete and new sediment bodies appear (lowstand prograding and aggrading systems tract).

- In the basin, the sedimentation is uncomplete too (Sequence boundary Va0 i.e.) due to the numerous discontinuities (linked or not to gravity flows).

Thanks to high resolution chronostratigraphic resolution, the duration of the stratigraphical gaps associated with key surfaces were estimated by surrounding : on the shelf, they appear to be very long in regard to time-intervals documented by sediments (not deposited or not preserved). The position of the Sequence boundary in regard with the different key surfaces is also discussed.

**KEY WORDS.** — Europe, Lower Cretaceous, Berriasian, Valanginian, Jura platform, vocontian Basin, Calpionellids, Ammonites, benthic foraminifera, chronostratigraphic correlations, sequence stratigraphy, sediment transfers.

## PARTIE I

## Chapitre I

## INTRODUCTION

L'objet de cette étude est d'étudier les relations existantes entre les transferts de sédiments et les variations du niveau marin à l'échelle d'un système sédimentaire. L'exemple choisi se place dans l'intervalle Berriasien supérieur-Valanginien inférieur. Le domaine d'étude s'étend au sud-est de la France (massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors) et à la partie ouest de la Suisse (le Jura), tant dans la région du stratotype historique du Valanginien, dans les environs de Neuchâtel (Suisse), que dans la partie méridionale du massif.

Ce système sédimentaire (fig. 1) est constitué par un domaine de plate-forme peu profonde au nord (massifs subalpins et jurassien) et un domaine plus profond au sud et au sud-est (bassin vocontien et alpin).

La première étape était la datation fine des différentes coupes, afin de proposer un découpage stratigraphique précis. Les niveaux du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, riches en fossiles d'intérêt chronostratigraphique (calpionelles, foraminifères benthiques) permettent des corrélations à très haute résolution entre les différentes coupes.

La deuxième étape était la reconnaissance de la géométrie des corps sédimentaires.

Enfin, la troisième étape était de répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les relations entre géométries des corps sédimentaires et variations du niveau marin ?
- Quelle est l'importance des transferts de sédiments dans chacun de ces corps ?
- Quelle place occupent les transferts dans l'espace et dans le temps ?

## 1. - HISTORIQUE

Cette étude porte sur des niveaux d'âge Berriasien et Valanginien, étages définis au XIX<sup>ème</sup> siècle (fig. 2). Les stratotypes historiques de ces deux étages sont respectivement situés dans la région de Neuchâtel (Suisse) et en Ardèche, à Berrias dans le sud du Vivarais (France). Historiquement, le Valanginien a été étudié et défini plus tôt que le Berriasien. C'est en effet, au XVIII<sup>ème</sup> siècle que de Saussure et Von Buch se sont pour la première fois intéressés aux roches calcaires de la région de Neuchâtel. Cependant, le premier géologue à publier des observations sur les affleurements de cette région fut De Montmollin [1835], qui souleva une polémique dans le milieu de la géologie en rattachant au Crétacé "le Marbre Bâtard" des environs de Neuchâtel, jusque là attribué au Jurassique [Voltz, 1836 et Thirria, 1836].

Lors de la séance du 1<sup>er</sup> octobre 1835 de l'assemblée de la Société Géologique des Monts du Jura

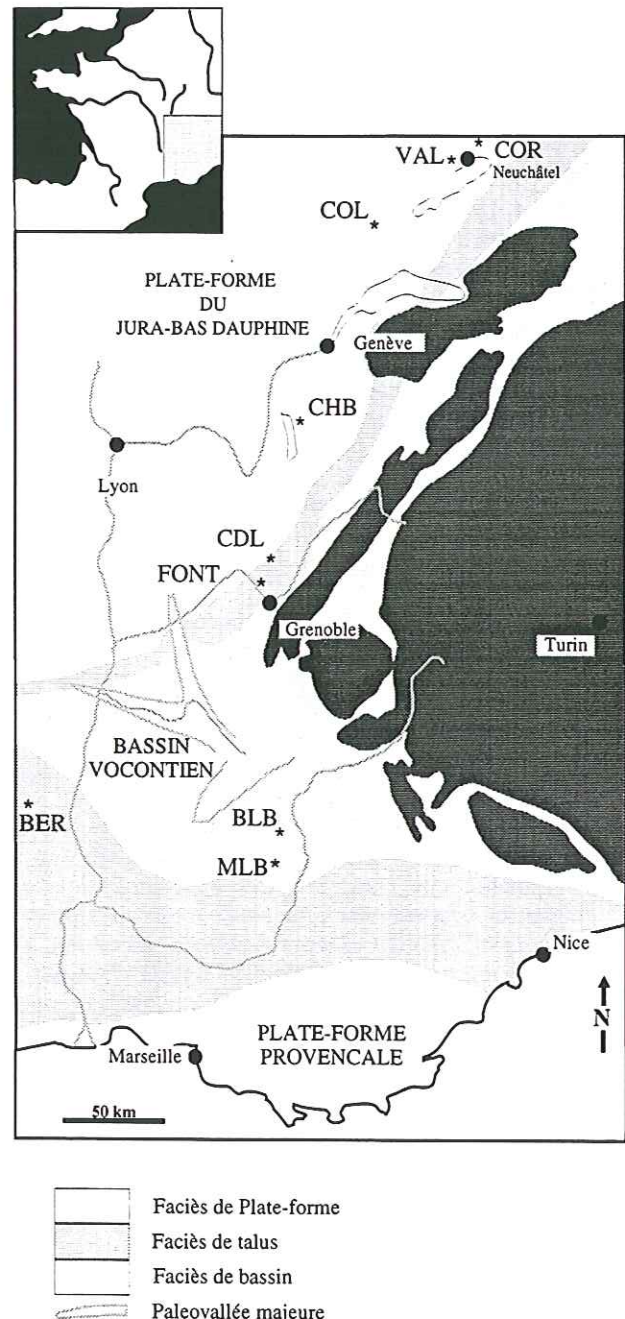


FIG. 1. - Position des coupes de références et extension des faciès de plate-forme du Berriasien supérieur au Valanginien inférieur dans le sud-est de la France (BER : Berrias, VAL : Valangin, MJT : Majastres, BLB Barret-le-Bas, MLB : Montbrun-les-Bains, FONT : Fontanil, CHB : Chambotte, COL : Colas, COR : Cornaux-Juracime).

à Besançon, J. Thurmann (fig. 2) proposa le terme Néocomien (*Neocomium* = Neuchâtel) pour nommer l'ensemble de roches étudiées par Voltz et Montmollin.

### 1.1. Le Valangien

En 1854, Désor créa le terme de Valangien et le proposa comme étage sur une base lithostratigraphique ; il le caractérisait comme "un étage à part, inférieur aux Marnes d'Hauterive et qui constitue à la fois l'équivalent de la limonite de Métabief, des calcaires jaunes inférieurs de la Chaux de Fond et des bords du Doubs et probablement aussi les calcaires jaunes du lac de Bienné". Désor et Gressly [1859] publièrent les résultats de leurs études sur ces niveaux. Les Marnes et Brèches bitumineuses, le "Marbre bâtard" et la "Limonite" du Jura Neuchâtelois furent placés dans le Crétacé inférieur au sein de ce nouvel étage. Les couches non-marines comprises entre le *Portlandien* et le *Valangien* [Couche de Villers de Lory, 1847-1858 ; Infra-crétacé de Marcou, 1859] sont appelées "terrain Dubisien" ; elles ne seront comparées au purbeckien qu'à l'issue des travaux de Maillard [1884]. Jaccard [1869] se base sur des arguments lithologiques et paléontologiques pour scinder le "Valangien" en une partie inférieure (Marbre Bâtard) et une partie supérieure (Calcaire Roux). Baumberger et Moulin (1899) montrent que le Valangien débute avec *Terebratula valdensis* et *Pygurus gillieron* au-dessus du "Purbeckien" et s'achève par la Couche de Villers".

Au grand dam de la plupart des géologues suisses, pour qui le Valangien caractérisait différentes unités lithologiques jurassiennes, le Berriasien n'est pas rentré dans l'usage comme un sous-étage des faciès profonds du Valangien inférieur, mais s'est imposé par sa richesse en fossiles comme une unité stratigraphique à part entière. En effet, c'est parce que l'étage "Valangien" a été défini dans une localité excessivement pauvre en fossiles (domaine de plate-forme), pêchant par une caractérisation paléontologique imprécise et fragmentaire que plusieurs coupes de référence complémentaires dans le bassin vocontien, parmi lesquelles celles de Barret-le Bas et d'Angles les Baoussayes ont été détaillées et proposées comme hypostatotypes [Busnardo *et al.*, 1979].

Trois phrases illustrent clairement la polémique qui a été soulevée dès l'introduction du terme Valangien dans la littérature géologique. La première est extraite d'une note de Marcou [1859] qui se déchaîna à l'encontre de Désor créateur du terme Valangien :

*"Le mot Valangien, et chaque mot est à souligner, le mot Valangien est une expression mal choisie, dans tous les sens ; d'abord, au hameau de ce nom, ce groupe n'est pas complet, les fossiles y sont très rares, puis cette dénomination est d'un ridicule un peu trop voisin de la niaiserie. On dit en Suisse, un Bourgeois de Valangin dans le même sens qu'en France on dit un Bourgeois de Carpentras ou de Quimper-Corentin. Le comte de Valangin correspond assez exactement quoique en diminutif au roi d'Yvetot de Béranger."*

La deuxième phrase a été écrite par Moulin, qui en tant que Pasteur du village en question, était

quelque peu agacé par les propos amènes de "l'atrabilaire" Marcou. A propos du flot de critiques déversé sur le "Valangien", Moulin [1904] s'indigne :

*"les uns [géologues] fixaient un point de départ, d'autres le contestaient, il en était de même pour le point d'arrivée; bref, le malheureux [Valangien] était étendu sur le lit de Procuste, un naturaliste lui coupait la tête, un autre lui amputait les pieds, tous le disséquaient à l'envie."*

La troisième phrase montre que Moulin a tout fait pour redorer le blason du site de Valangin en soulignant que les gorges du Seyon ont tout de même livré quelques fossiles (!) :

*"Un peu de patience et quelques coups de marteau appliqués au bon endroit ont suffi à réduire à néant des suppositions aussi hâtivement formulées qu'insuffisamment vérifiées. [...] Voilà Valangin vengé, par les faits, du rôle ridicule qu'on a voulu lui faire jouer."*

### 1.2. Le Berriasien

Coquand [1869, 1875] définit sur des bases paléontologiques (ammonites), le terme de **Berriasien**, nommé d'après la localité de Berrias dans l'Ardèche. Il le définit comme une unité stratigraphique de la partie supérieure du Jurassique. Le site est successivement étudié par Toucas [1888, 1889], Mazonot [1939] puis Roman [1950].

Ce n'est qu'à l'issue du colloque sur le Crétacé inférieur de 1963 [1965] que le Berriasien, qui n'était jusqu'alors qu'une subdivision du Valangien, a acquis la valeur d'étage :

*"Il débute par la base de la zone à Grandis et se termine sous la zone à Roubaudiana du Valangien inférieur"* [Le Hégarat, 1971].

La polémique autour de l'importance du "Berriasien comme sous étage du Valangien inférieur" [Coquand, 1869 ; Baumberger et Moulin, 1899 ; Gignoux, 1946] ou comme étage indépendant du Valangien *sensu stricto* [Renevier, 1897 ; Baumberger, 1903 ; Mazonot, 1939 ; Wright, 1957 ; Busnardo, 1963] a définitivement été réglée en faveur de la dernière solution.

A l'issue de ce colloque, des recherches complémentaires ont été demandées en domaine vocontien afin de préciser la valeur stratigraphique de ces deux étages et en vue d'établir un parastatotype du Valangien. Une série d'études sur la répartition des ammonites, des ostracodes, des calpionelles et des foraminifères de la coupe de Berrias fut effectuée puis résumée par Le Hégarat [1980].

Plus récemment, une étude magnétostratigraphique y a été conduite par Galbrun [1984, 1985, in Galbrun *et al.*, 1986]. La rareté des faunes au voisinage de la limite Tithonique-Berriasien et la fréquence des remaniements et des émersionnements au passage Berriasien-Valangien [Donze, 1964 et Donze et Le Hégarat, 1965] ne permettent d'y définir ni la limite inférieure du Berriasien ni celle du Valangien.

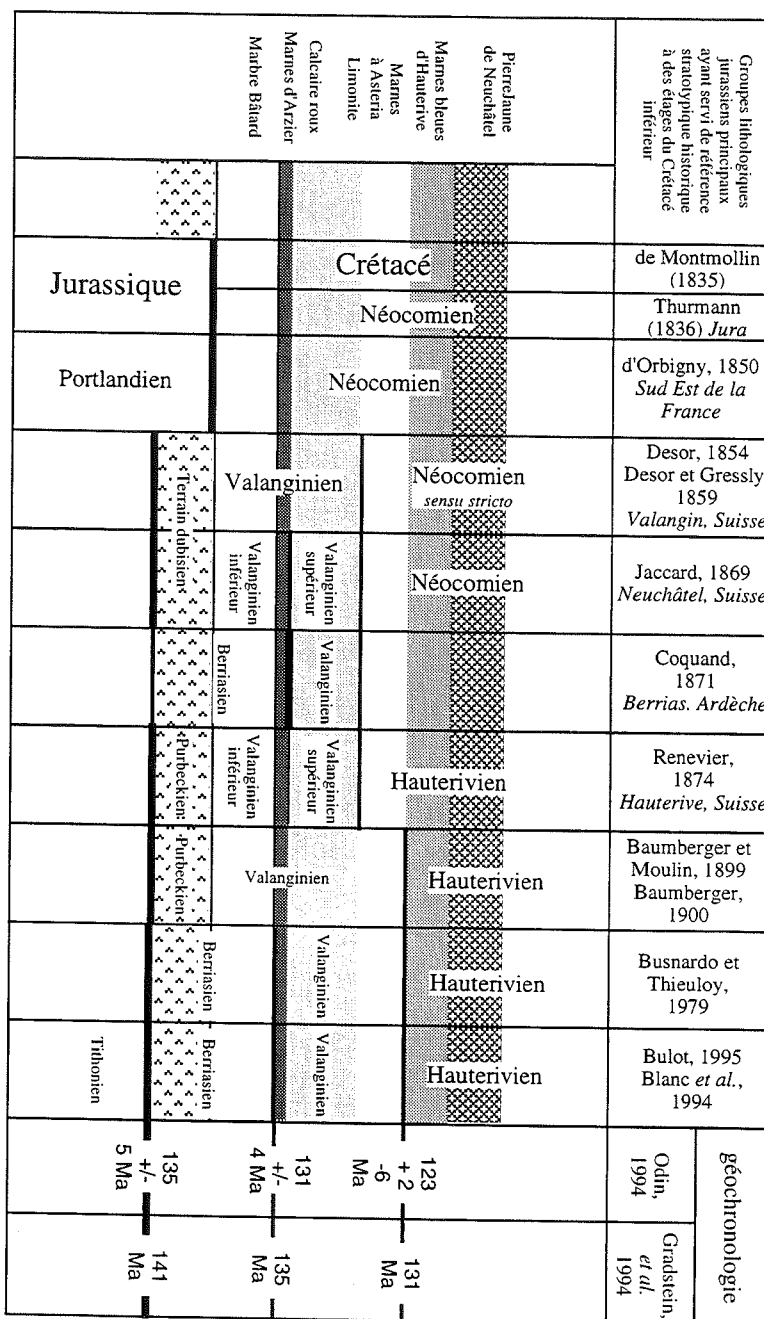


FIG. 2. - Evolution historique du découpage stratigraphique du Crétacé inférieur et attributions géochronologiques. Le trait continu fin correspond à une limite entre deux étages et le trait continu épais correspond à la limite entre le Jurassique et le Crétacé.

## 2. - CONCEPTIONS ACTUELLES DU BERRIASIEN ET DU VALANGINIEN

De nos jours, la nomenclature stratigraphique en vigueur impose pour chaque étage une définition de sa limite inférieure [Birkelund *et al.*, 1984 ; Remane, 1990]. Ce travail est une contribution à la définition d'une limite inférieure de l'étage Valanginien, proposée à l'apparition du taxon "*Tirnovella pertransiens*" [Bulot *et al.*, 1993, Blanc *et al.* 1994 ; Bulot, 1995] et de *Calpionellites darderi* dans le site de Montbrunles-Bains [Blanc *et al.*, 1994]. Cette limite semble très facilement reconnaissable en domaine Téthysien et fait l'objet d'une évaluation en domaine Boréal (groupe de travail du Valanginien, I.C.S. - fig. 3).

## 3. - CADRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

Depuis la fin du Trias, date du début de l'ouverture océanique de la Téthys Ligure [Lemoine, 1984] et jusqu'à la fin du Crétacé, amorce de la fermeture de cette partie de l'océan, la sédimentation y est essentiellement marine, localement et sporadiquement continentale. La pellicule sédimentaire étudiée s'est déposée sur une croûte continentale déprimée, affectée par la distension liasique (dépôts *synrifting* : couverture en éventail de blocs basculés).

Au Crétacé inférieur, la Téthys sépare un premier groupe de continents, celui de l'Asie-Europe-Amérique du nord d'un deuxième groupe, celui de l'Afrique-Amérique du sud [Dercourt *et al.* 1985 ;



Rawson, 1990] (fig. 4).

Au Berriasien-Valanginien, le secteur étudié faisait partie de la marge nord du bassin vocontien, dépendant de la Téthys, sur le bord sud du craton Ouest-Européen. La plate-forme nord-vocontienne était appuyée sur les bords du massif central à l'ouest et au massif des Vosges au nord. Au nord-ouest de la plate-forme s'étendait une dépression dominée par la sédimentation fluviatile et lacustre, le bassin de Paris, qui drainait à l'époque des matériaux d'érosion en provenance du massif Armoricaïn [connecté avec

le massif central] et du massif Rhéno-bohémien. A plusieurs reprises les dépôts du Bassin de Paris et ceux de la plate-forme Jurassienne s'uniformisaient sous des environnements continentaux (Purbeckien, Berriasien supérieur *pro parte*).

Enfin, au cours du Tertiaire, l'Océan téthysien a été subducté, de sorte que progressivement les dépôts mésozoïques du sud-est de la France ont subi une déformation typique de bordure de chaîne de collision [vestiges ophiolitiques, chevauchements, plis, décrochements].

Hauterivien	Nodosoplicatum						
	Loryi		<i>O. variegatus</i>				
			<i>J. jeannoti</i>				
			<i>C. loryii</i>				
	Radiatus		<i>L. buxtorfi</i>				
			<i>B. castellanensis</i>				
	Valanginien	supérieur	Callidiscus	<i>N. (T.) callidiscus</i>			
			Trinodosum	<i>C. furcillata</i>			
				<i>O. (O.) nicklesi</i>			
			Verrucosum	<i>V. peregrinus</i>			e2s
<i>K. pronecostatum</i>							
Inostranzewi					e2m		
inférieur		Stephanophorus	<i>B. campylotoxus</i>				
			<i>B. subcampylotoxus</i>			e2i	
			<i>B. hirsutus</i>				
Pertransiens					e2b		
Berriasien	supérieur	otopeta	<i>K. thieuloyi</i>				
			"T." otopeta				
		boissieri	alpillensis				
			picteti				
			paramimounum				
	moyen	occitanica	dalmasi				
			privasensis				
			subalpina				
	inf.		jacobi-grandis				
	Etages	durangites					as
Zones d'ammonites <i>biozones, biosous-zones</i> (Bulot, 1995 et Le Hégarat, 1972)		<i>Biohorizon</i> d'ammonites (Bulot, 1995)		<b>Superzones</b> <i>Biochronozones</i> <i>biohorizons</i> (Blanc, ce travail)			

FIG. 3. - Zonation des ammonites [Le Hégarat, 1981 et Bulot, 1995] et des calpionelles [ce travail] du Berriasien et du Valanginien du sud-est de la France.

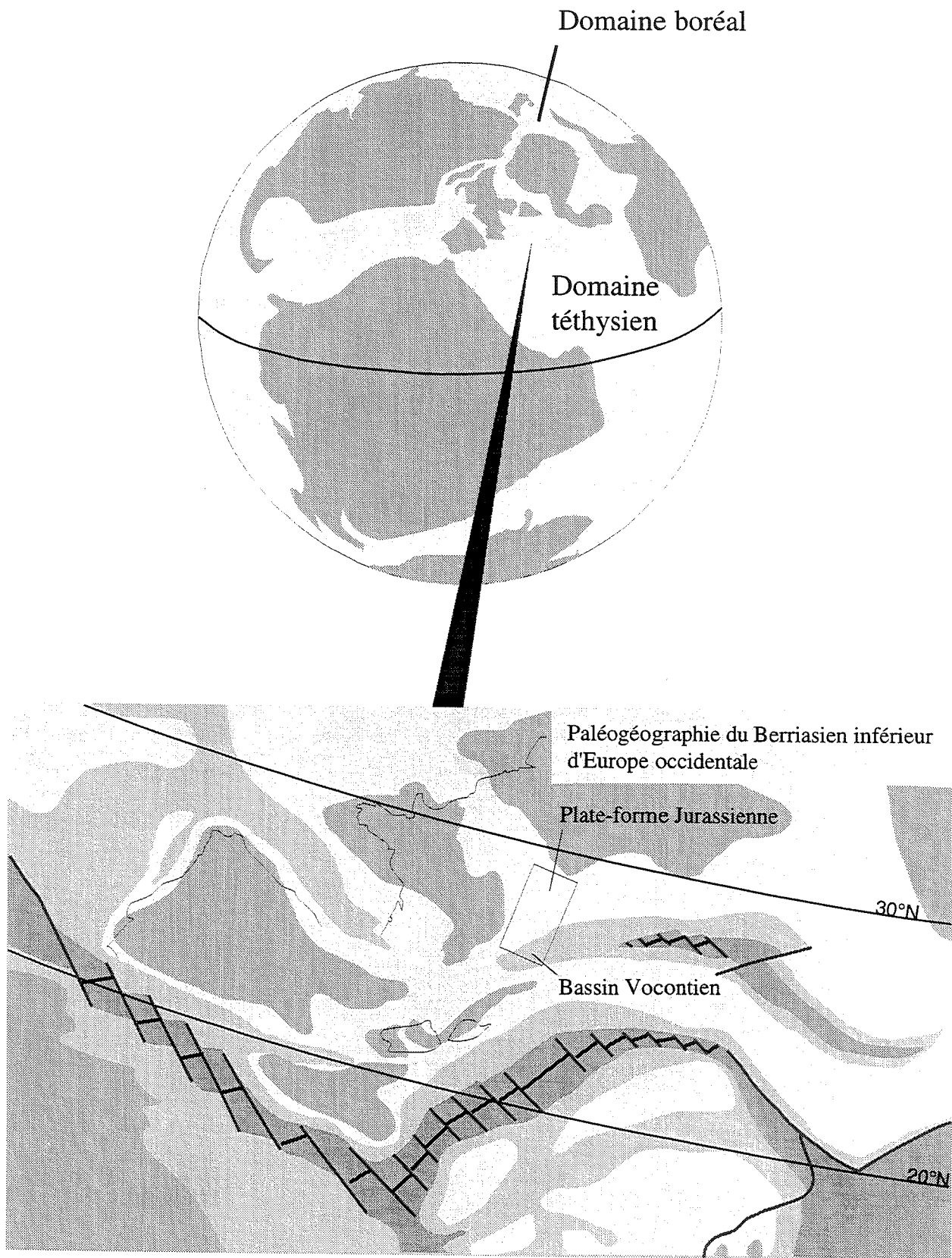


FIG. 4. - Paléogéographie globale du Valanginien et situation du bassin sédimentaire du sud-est de la France [modifié d'après Rawson, 1993], paléogéographie du Berriasien inférieur en Europe occidentale et localisation du secteur étudié.

## Chapitre II

### MÉTHODES

La deuxième partie de ce mémoire est une présentation des méthodes de travail utilisées. Elle est agencée dans l'ordre suivant :

1- les outils nécessaires à l'analyse des sédiments (chapitre III à VI) : la nature, l'origine et la structure des sédiments ;

2- les méthodes de corrélations stratigraphiques (chapitre VII et IX) : outils de la stratigraphie et découpage en surfaces clefs, la chronostratigraphie et la géométrie.

La description des différentes coupes constitue la troisième partie de ce mémoire, elle est reportée par ordre géographique depuis le centre du bassin jusqu'au domaine interne. Les coupes ont été levées banc par banc, métrées, représentées par un dessin à échelle standard en ne tenant compte que de l'aspect morphologique de l'affleurement (profils d'érosion, partie III, chapitres I, II et III).

Les résultats des analyses sédimentologiques sont présentés sous la forme de tableaux (légende en fig. 5) mettant en vis-à-vis le profil d'érosion de chaque coupe, les éléments lithologiques, faciologiques, sédimentologiques (nature, qualité, quantité de sédiment, étapes de cimentation) et géométriques (figures sédimentaires).

Les interprétations microfaciologiques (taille des grains, figures sédimentaires, éléments figurés divers) sont détaillées dans la partie II en chapitre IV et les résultats sont présentés sous forme de tableaux en

partie III.

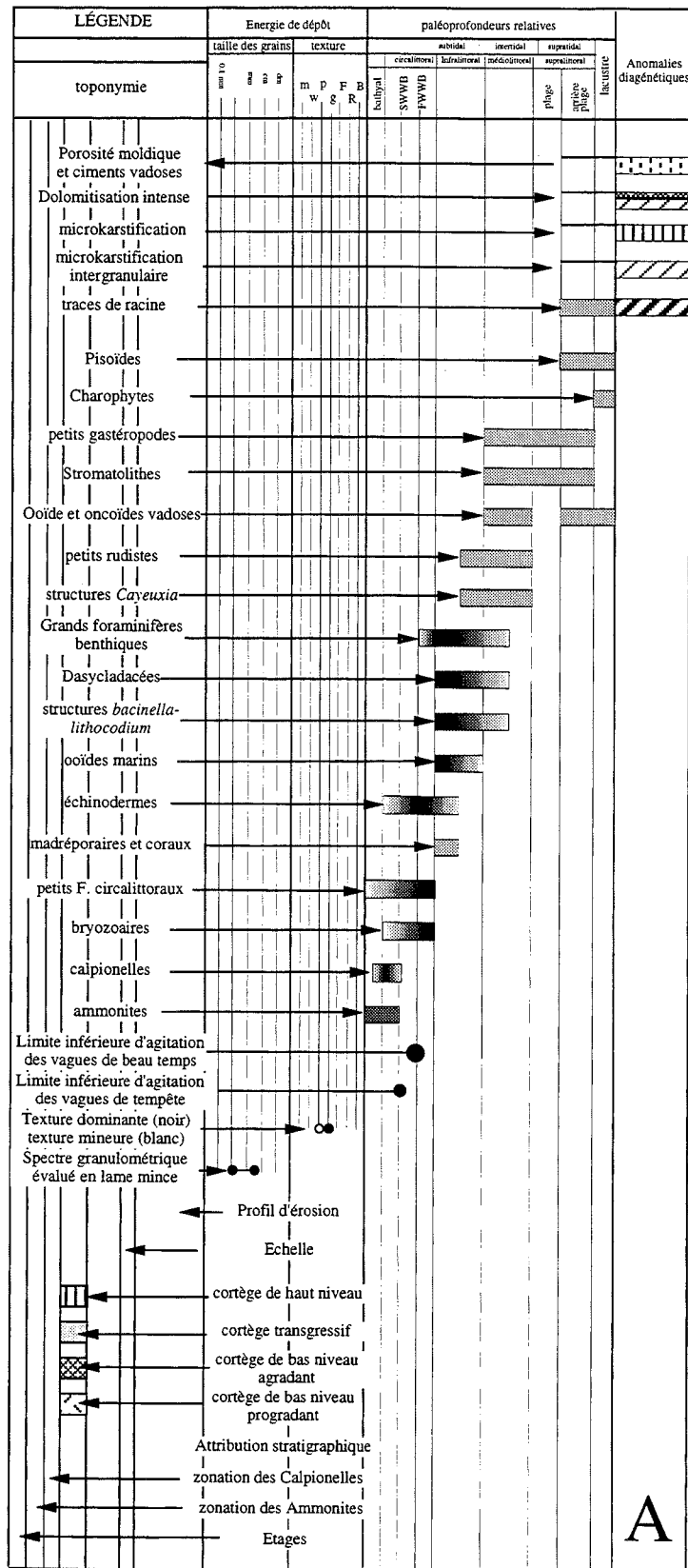
Les méthodes de reconnaissance des transferts de sédiments (légende en fig. 6) et l'interprétation des paléoenvironnements sont respectivement exposées dans le chapitre V et dans le chapitre VI. Les résultats de l'analyse sont développés dans la partie III.

Les méthodes de corrélations entre les coupes étudiées se basent essentiellement sur l'intégration des données sédimentologiques, biostratigraphiques et sur la reconnaissance des **surfaces clefs** (surfaces de discontinuité de l'enregistrement sédimentaire). La calibration biostratigraphique repose sur l'évolution des calpionelles (ce travail) et les ammonites [Bulot, 1995] qui abondent dans les séries hémipélagiques du bassin vocontien. Elle a permis de dresser une zonation biochronostratigraphique [*sensu* Callomon, 1985] des Ammonites du Valanginien [Bulot, 1995] et des Calpionelles du Berriasien et de la base du Valanginien [ce travail].

Dans cette optique, plusieurs coupes de référence (Berrias, Barret-le-Bas et Montbrun-les-Bains) ont été utilisées (Chapitre X).

Dans les séries de plate-forme où les organismes pélagiques sont rares, seuls les foraminifères benthiques abondent. L'analyse des séries de talus a permis d'étalonner les répartitions des foraminifères benthiques sur l'échelle zonale des calpionelles avec lesquelles ces formes coexistent (site du Fontanil) et d'évaluer par encadrement l'extension chronologique des lacunes stratigraphiques liées aux surfaces clefs.





A

FIG. 6. - Tableaux d'analyse des transferts de sédiments en deux parties (A et B) : L'une, à gauche (A), mettant en vis à vis de gauche à droite, un profil d'érosion, l'évolution granulométrique, la texture sensu Dunham [1962], une interprétation de l'"évolution des paléoprofondeurs relatives" [étages bionomiques d'après Pérès, 1961] en fonction des données sédimentologiques et paléobiologiques, et, l'extension des altérations diagenétiques [souvent liées aux émergences]. L'autre, à droite (B), se compose d'un tableau d'évolution des proportions relatives des différents éléments constitutifs du sédiment et de la matrice (évaluation par charte visuelle) et les origines des principaux éléments carbonatés déplacés (bioclastes, éléments remaniés et lithoclastes). La partie droite est une tentative de reconnaissance des processus impliqués dans les transferts de ces éléments.

Répartition et nature des éléments constitutifs et de la matrice	origine des éléments carbonatés transférés	Processus
<div style="display: flex; flex-wrap: wrap;"> <div style="width: 33%;"> en place</div> <div style="width: 33%;"> peloides</div> <div style="width: 33%;"> fragments meubles</div> <div style="width: 33%;"> quartz</div> <div style="width: 33%;"> éléments remaniés</div> <div style="width: 33%;"> micrite</div> <div style="width: 33%;"> bioclastes</div> <div style="width: 33%;"> lithoclastes</div> <div style="width: 33%;"> sparite</div> <div style="width: 33%;"> dolosparite</div> </div>	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 30%;"> <p>bioclastes</p> <p>Cinf Csup MI o MI c supra</p> </div> <div style="width: 30%;"> <p>éls remaniés</p> <p>Cinf Csup MI o MI c supra</p> </div> <div style="width: 30%;"> <p>lithoclastes</p> <p>Cinf Csup MI o MI c supra</p> </div> </div>	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 30%;"> <p>turbidites</p> <p>mass flow</p> <p>slump</p> <p>t. aff. shore</p> <p>tempête distale</p> <p>Δ tidal de jusant</p> <p>rip current</p> <p>avant récif</p> <p>fluvial</p> <p>collen</p> </div> <div style="width: 30%;"> <p>act. des vagues</p> <p>C. côtiers</p> <p>plage</p> <p>lacustre</p> <p>Δ tidal de flot</p> <p>washover</p> <p>falaise</p> <p>Karst racines</p> <p>éboulement</p> </div> </div>
<p><b>B1</b> la proportion relative des éléments figurés et de la matrice au sein de chaque échantillon a été estimée par charte visuelle sur lame mince et pour une surface totale ramenée à 100%</p>	<p>cont. continentale</p> <p>supra supralittorale</p> <p>MI c médio-infralittorale confinée</p> <p>MI o médio-infralittorale ouverte</p> <p>Csup circalittorale partie supérieure</p> <p>Cinf circalittorale partie inférieure</p>	<p><b>B2</b></p> <p>Les processus impliqués dans les transferts des éléments</p>
<p><b>Transferts en direction du bassin</b></p> <p>éléments transférés par courants turbides</p> <p>éléments transférés en masse (mass flow, debris flow, grain flow, mud flow, ...)</p> <p>éléments transférés par glissement ou slump</p> <p>éléments transférés par tempête (tempestite distale)</p> <p>éléments transférés par tempête (tempestite proximale)</p> <p>éléments transférés par un courant tidal de jusant</p> <p>éléments transférés par rip current</p> <p>éléments issus de la zone d'avant récif</p> <p>éléments transférés par les fleuves</p> <p>éléments transférés par les vents</p> <p><b>Transferts latéraux ou multidirectionnels</b></p> <p>éléments bien classés par l'action des vagues</p> <p>éléments affectés par un tri par courants côtiers</p> <p>éléments issus de la zone de plage</p> <p>éléments transférés en milieu lacustre</p> <p><b>Transferts en direction du continent</b></p> <p>éléments transférés par un courant tidal de flot</p> <p>éléments transférés par tempête (wash-over)</p> <p><b>Transferts verticaux</b></p> <p>éléments remaniés issus d'une falaise démantelée</p> <p>éléments affectés par anomalie diagénétique</p> <p>éléments transférés par effondrement ou éboulement</p>	<p><b>B3</b></p>	
<p>Pour chaque type d'élément figuré ("bioclastes", éléments remaniés, lithoclastes : proportion en <b>partie B1</b>), une origine (circalittorale, infra-médiolittorale, supralittorale, continentale) est proposée (<b>partie B2</b>). En fonction de la position paléoenvironnementale du sédiment (par rapport au niveau des vagues, éléments en place, ichnofaciès, ...), les associations de transferts de sédiment qui ont conduit au dépôt final des particules sont proposées (polarisés vers le bassin à gauche, processus latéraux ou multidirectionnels au centre, processus vers le continent et verticaux à droite en <b>partie B3</b>).</p> <p style="text-align: right;"><b>B</b></p>		

## PARTIE II

## Chapitre I

## ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

## 1. - ANALYSE DES SÉDIMENTS À L'ÉCHELLE DE L'AFFLEUREMENT ISOLÉ

Sur le terrain, en contexte de sédimentation carbonatée, les deux ensembles lithologiques reconnus sont les bancs calcaires et les niveaux marneux. Deux types de transitions entre les calcaires et les marnes sont observables, les passages progressifs et les limites nettes. Les superpositions de bancs calcaires et de niveaux marneux sont appelées unités stratonomiques.

## 1.1. Bancs calcaires et niveaux marneux

L'évolution stratonomique d'une série sédimentaire est régie par la disposition à l'affleurement en bancs calcaires et niveaux marneux. L'analyse des teneurs en fraction carbonatée, éléments détritiques grossiers et éléments détritiques fins des séries carbonatées [Einsele et Ricken, 1991] montre qu'il existe en climat tempéré, une teneur charnière en carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ) comprise entre 83 et 86 %, appelée *Weathering Boundary* au-delà de laquelle la roche affleure sous la forme de bancs calcaires (en relief sur les profils d'érosion) et en-deçà de laquelle la roche affleure sous la forme de niveaux marneux (dépressions sur les profils d'érosion).

Les variations des pourcentages relatifs de la fraction carbonatée (*in situ* ou remaniée) et de la fraction terrigène (non carbonatée) grossière ou fine (silt et argiles) engendrent donc différents aspects lithologiques, aspects qui peuvent être modifiés par des transferts de matière (stylolites, compaction, dissolution) lors de l'enfouissement. En direction du bassin, le nombre d'interlits marneux individualisés augmente alors que la puissance des bancs carbonatés diminue. Ainsi, dans le secteur du Fontanil, dans le domaine de talus nord-vocontien, trois profils d'érosion de coupes voisines (coupes de Rivoire, de Valetière et de Lanfrey) éloignées de moins de 1000 mètres, entaillées dans les mêmes niveaux stratigraphiques (sur la foi d'arguments biostratigraphiques) ne peuvent être corrélés banc par banc. L'épaisseur finale de chacun de ces bancs résulte de l'individualisation de bancs à altération homogène après compaction et départ de matière par dissolution.

## 1.2. Interbancs

Les bancs calcaires peuvent être bornés soit par des intervalles marneux, soit par des diastèmes.

Les contacts banc calcaire-niveau marneux sont

de deux types :

- 1- les **surfaces nettes** \*,
- 2- les **passages progressifs**.

les surfaces nettes peuvent correspondre à des surfaces d'érosion ou des surfaces de condensation.

Les passages progressifs correspondent soit à des transitions lithologiques bioturbées, soit à des variations de faciès lithologiques.

\* Dans ce découpage sont exclues les surfaces nettes d'origine tectonique (les surfaces de glissement banc sur banc par exemple).

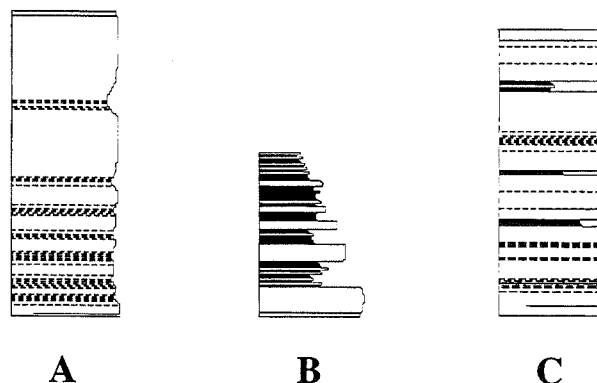


FIG. 7. - Modèles d'évolution stratonomique, modifiés d'après Argenti [1994] avec A : unité stratocroissante, B : unité stratodécroissante, C : unité stratoconstante, exemple de la coupe du Peuil [Blanc *et al.*, 1992].

## 1.3. Unités stratocroissantes, stratodécroissantes, stratoconstantes

Les variations d'épaisseurs des bancs calcaires et des niveaux marneux de la coupe du Peuil ont été étudiées par Argenti [1994]. Ce travail a mis en évidence des unités sédimentaires (paragraphe 1.1) au sein desquelles la puissance des bancs calcaires et de niveaux marneux successifs évolue de bas en haut.

Les évolutions de l'épaisseur des bancs calcaires et des niveaux marneux au sein d'une même unité peuvent évoluer parallèlement ou en sens inverse [Argenti, 1994].

Les unités stratocroissantes, qui montrent une augmentation de l'épaisseur des bancs vers le haut (fig. 7.A), sont distinguées des unités stratodécroissantes, qui montrent une diminution de l'épaisseur des bancs vers le haut (fig. 7.B) et des unités stratoconstantes, qui montrent une superposition de bancs de même épaisseur (fig. 7.C).

## 2. - COMPOSITION ET TEXTURE DES SÉDIMENTS

### 2.1. Caractérisations granulométrique et morphométrique simplifiées

La grande diversité de taille des éléments figurés fait l'objet de classifications diverses. J'utilise la classification proposée par Chamley [1987] et les critères morphométriques (sphéricité et émoussé) des particules détritiques préconisés par Le Ribault [1977] ; l'analyse exoscopique en microscopie optique et microscopie électronique à balayage [Le Ribault, 1977 ; Pye, 1987] est complétée l'analyse morphométrique des grains étudiés.

### 2.2. Nature des éléments figurés carbonatés

#### 2.2.1. Les bioclastes

Les bioclastes regroupent tous les éléments figurés biogènes squelettiques carbonatés ["*sketetal grains*" *sensu* Tucker 1990], entiers ou brisés.

#### 2.2.2. Les grains enrobés - coated grains

Deux familles de grains enrobés sont reconnus, les

ooïdes et les oncoïdes :

La première, celle des ooïdes [Kalkowsky, 1908, Teichert, 1970; Tucker, 1990] qui montrent des laminations concentriques fines et régulières calcite constituant un cortex autour d'un nucléus. Les lamines de ce cortex sont constituées de cristaux d'aragonite à disposition tangentielle ou radiale (à l'origine). Différentes études [Richter, 1983; Loreau et Purser, 1973, Davies *et al.*, 1978] montrent que leur formation est liée à un fort contraste de salinité entre plusieurs domaines hydrologiques différents de sorte le chimisme ambiant influe sur la géométrie des ooïdes.

Les ooïdes qui sont formées de lamines de couches radiales symétriques [type  $\beta$  *sensu* Loreau et Purser, 1973]. On reconnaît aussi (fig. 8) :

- les ooïdes réguliers bien arrondis à plusieurs fines lamines à structure radiale (type A),
- les ooïdes réguliers bien arrondis à lamines épaisses à structure radiale,
- les ooïdes à structures radiales irrégulières,
- les ooïdes à cortex hétérogène et lamines dissoutes (surtout dans les séries du Valanginien supérieur, type C)
- les ooïdes à cortex micritique (type B),
- les psoïdes ferrugineux asymétriques (séries valanginiennes du Jura, le lithofaciès de la limonite d'origine vadose (type E).

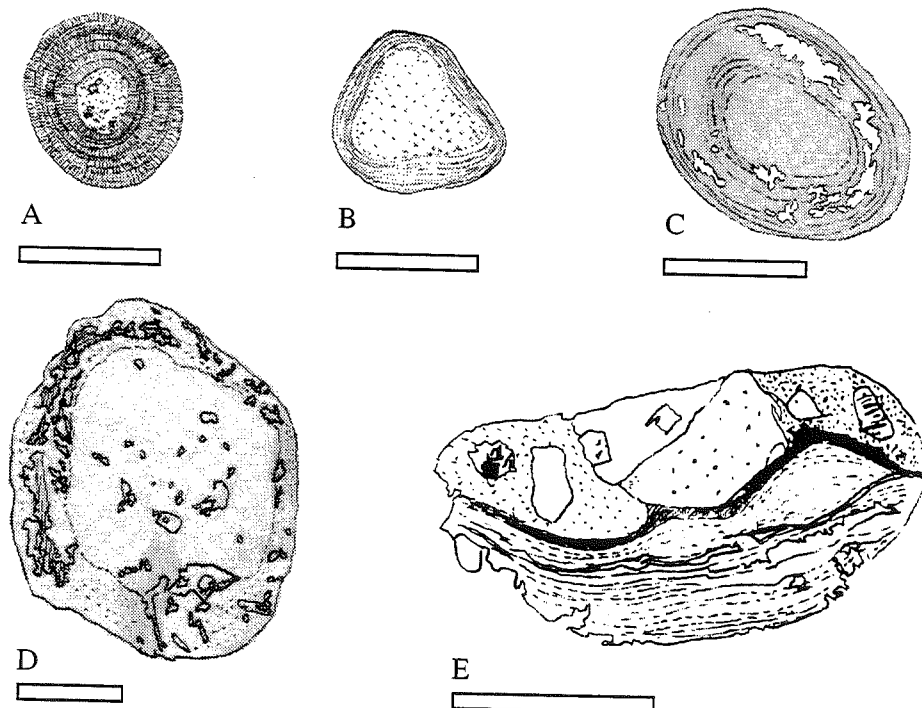


FIG. 8. - Typologie des ooïdes (échelle 500  $\mu$ m) : type A : ooïdes à cortex fin radial (éch.  $\mu$ 275, Malleval, sommet du Valanginien inférieur) ; type B : ooïdes à cortex micritique (éch. B88, Chambotte, Berriasien supérieur) ; type C : ooïdes à cortex micritique et partiellement dissout (éch.  $\mu$ 275, Malleval, sommet du Valanginien inférieur) ; type D : oncoïdes à microtubules de biocorrosion (éch. Mu37, Musièges, Berriasien moyen) ; type E : fragment de psoïdes ferrugineux d'origine vadose (éch. La24, Landeron, Valanginien supérieur).



La seconde famille est celle des oncoïdes qui montrent des laminations algaires en encroûtements irréguliers. Deux types sont reconnus :

- celui des oncoïdes de taille comprise entre 500  $\mu\text{m}$  et 3 cm formés de laminations algaires bien marquées (Berriasien supérieur de la Pointière et de Musièges) ;

- celui des oncoïdes de plus petit diamètre (entre 500  $\mu\text{m}$  et 1mm), globulaires dont la structure est micritique, quelquefois à cortex irrégulier micritique (type D, fig. 8). Ces derniers ont été reconnues en domaine Jurassien dans les séries du Berriasien moyen (coupe du Crêt de l'Anneau ou de Musièges). Elles sont fréquemment "crénelées" en surface et traversées par des tubules cylindriques (de diamètre voisin de quelques microns, vraisemblablement issus de la bioérosion) remplis de sparite.

### 2.2.3. les peloïdes

Les **peloïdes** [McKee & Gutschick, 1969] sont des grains carbonatés microcristallins sphériques à subsphériques de 100 à 500  $\mu\text{m}$ . Ils peuvent être

riches en matière organique [Folk et Robbles, 1964]. Ils ne présentent aucune structure interne et leur origine est presque toujours impossible à identifier [Tucker et Wright, 1990].

Je distingue les peloïdes de petite taille ou **pellets** (entre 30 et 150  $\mu\text{m}$ , le plus souvent entre 40 et 80  $\mu\text{m}$ ), qui seraient d'origine fécale [Hatch et Rastall, 1938 et Tucker et Wright, 1990] d'autres, de plus grande taille, qui seraient issus de la micritisation de bioclastes et ou de débris divers (fig. 9). Les peloïdes composent la plus grande partie des dépôts carbonatés actuels dans les systèmes de plate-forme actuels [Tucker et Wright, 1990] : "30 % des sédiments, 75 % de la fraction sableuse à Great Bahama bank west de l'île d'Andros". Les peloïdes représentent 10 à 40 % des sédiments de plate-forme et de talus nord-vocontien et sont excessivement rares voire absents dans le bassin vocontien.

Les particules formellement identifiées comme des pellets fécaux sont excessivement rares (lithofaciès de la limonite, Valanginien supérieur de Montheys du bas).

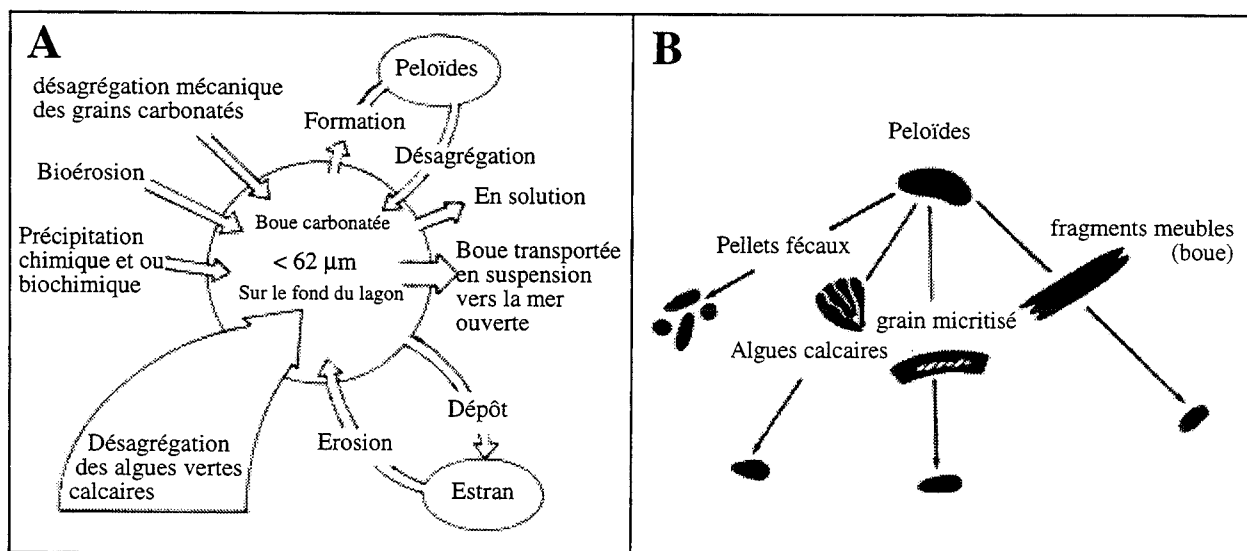


FIG. 9. - Genèse et répartition des peloïdes. A : schéma de genèse et d'évolution des boues carbonatées d'après Neuman et Land (1975) et Tucker [1981] et B : origine des peloïdes d'après Tucker [1990].

### 2.2.4. les éléments resédimentés, les clastes

Folk a suggéré en 1959, l'emploi du terme *intraclast* pour décrire l'ensemble des "resédiments" carbonatés "contemporains" qui n'ont pas été consolidés en roche et l'emploi du terme *lithoclast* pour les fragments de roche.

Plusieurs autres termes à connotation génétique ont été définis pour classer ces débris. Leur interprétation génétique est souvent controversée et discutable, pour cette raison, les débris resédimentés

sont classés dans ce travail en trois grands **groupes descriptifs** :

-1 le groupe des **fragments meubles** (facilement déformables).

-2 le groupe des **lithoclastes** provenant du démantèlement, du remaniement et du "redépôt" de fragments de roches,

-3 le groupe des **éléments remaniés** (particules remaniées à partir d'un sédiment non lithifié).

### 2.2.4.1. Les fragments de sédiments meubles

Ce sont des fragments de sédiments meubles aisément déformés lors des étapes qui suivent le dépôt, en fonction inverse de la vitesse de lithification et du taux de compaction. Ils peuvent être carbonatés (boue calcaire) ou silto-argileux ; les "galets mous argileux" par exemple, résistent plus à l'érosion et au transport que les dépôts sableux grâce à leur propriétés électrolytiques qui augmentent avec leur degré de cohésion [Chamley, 1987]. Sous l'action de courants, l'argile est détachée en paquets plutôt qu'en particules isolées (fig. 9). Ils présentent fréquemment un cortex de débris de quartz fins agglutinés lors du transport (rotation et saltation).

Sont considérés comme "fragments meubles", les termes descriptifs et génétiques suivants :

- les *plasticlasts* : "sédiments meubles remaniés par le mouvement des eaux et de la bioturbation" [Folk, 1959], assimilés par cet auteur aux *intraclasts*,
- les *pseudointraclasts* : "résidus de la bioturbation" [Wobber, 1965] qui appartiennent aux *intra-*

- clasts sensu* Folk [1959],
- *mud pebbles*,
- *slump balls* et phacoïdes.

Les observations faites sur le terrain (fig. 10) permettent de distinguer quatre groupes principaux de fragments meubles et d'envisager leur origine (fig. 11) :

- les fragments en plaque à section lenticulaire (interprétés comme le démantèlement de plaques argileuses dans les dépressions interrides),
- les fragments meubles en plaques à épaisseur régulière (interprétés comme le démantèlement de croûtes argileuses formées par dessiccation, niveau entre AC83 et AC84 au Crêt de l'Anneau, Valanginien inférieur),
- les fragments meubles subsphériques (interprétés comme le démantèlement de bordure de chenaux intertidaux, peloïdes...),
- les fragments meubles de sédiment hémipélagique (interprété comme le démantèlement d'un substrat marneux ou de boue calcaire préindurée).

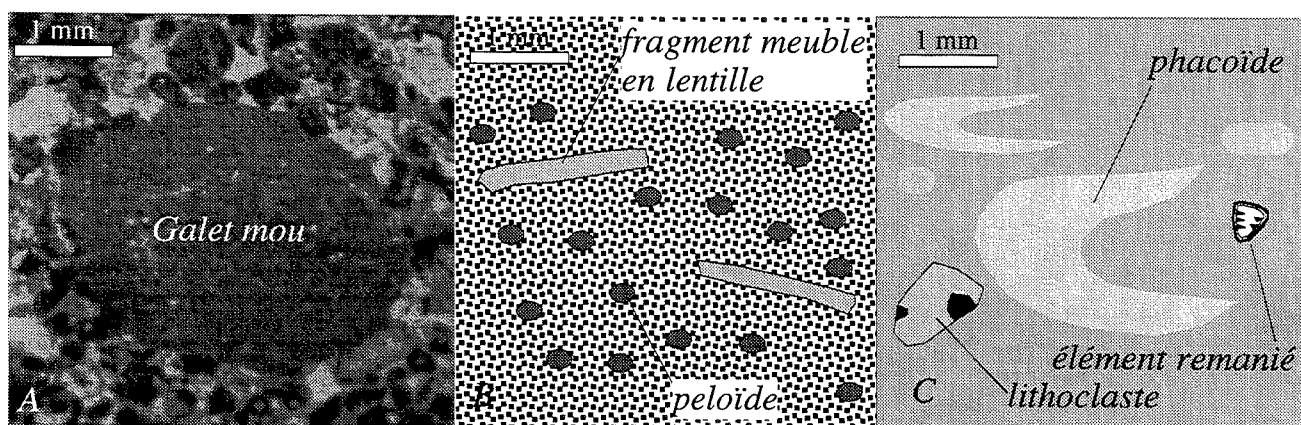


FIG. 10. - Genèse des fragments meubles. A : galet mou (éch. RC440, Rivoire, Fontanil, Berriasien supérieur), B : fragments meubles en lentilles (éch. AC83-84, Crêt de l'Anneau, Valanginien inférieur et C : phacoïde (éch. SDJ10, Serre de Jayon, Berriasien supérieur).

### 2.2.4.2. Les lithoclastes

Ce sont des débris remaniés de roche qui montrent une lithification antérieure à leur remaniement (fig. 12), leur patine, leur nature et leur cimentation sont différents de celui du sédiment dans lequel il ont été préservé en dernier. Dans ce travail les termes descriptifs et génétiques suivants sont rangés sous le terme "lithoclaste" :

- *calclithite* [Folk, 1959] qui désigne toute roche formée par des lithoclastes d'origine carbonatée,
- *extraclasts*, galets de source extérieure au bassin [Folk, 1959],
- *black pebbles sensu* Bechstädt [1979],
- *lithoclasts* [Folk, 1962],

- *limeclasts*, galets carbonatés d'origine indéterminée [Wolf, 1965 et Tucker et Wright, 1990],
- *autoclasts*, issus de la bréchification par évolution diagenétique de couches de sédiments indurés [Sander, 1967].

### 2.2.4.3. Eléments remaniés

Ce sont pour la plupart des débris non lithiques dont l'état de surface (la patine), l'état du test (micritisation) ou le remplissage est différent du sédiment dans lequel ils se trouvent (fig. 11). Le terme *intraclast* [Folk, 1959] est voisin du terme "élément remanié" mais en diffère par plusieurs caractères.

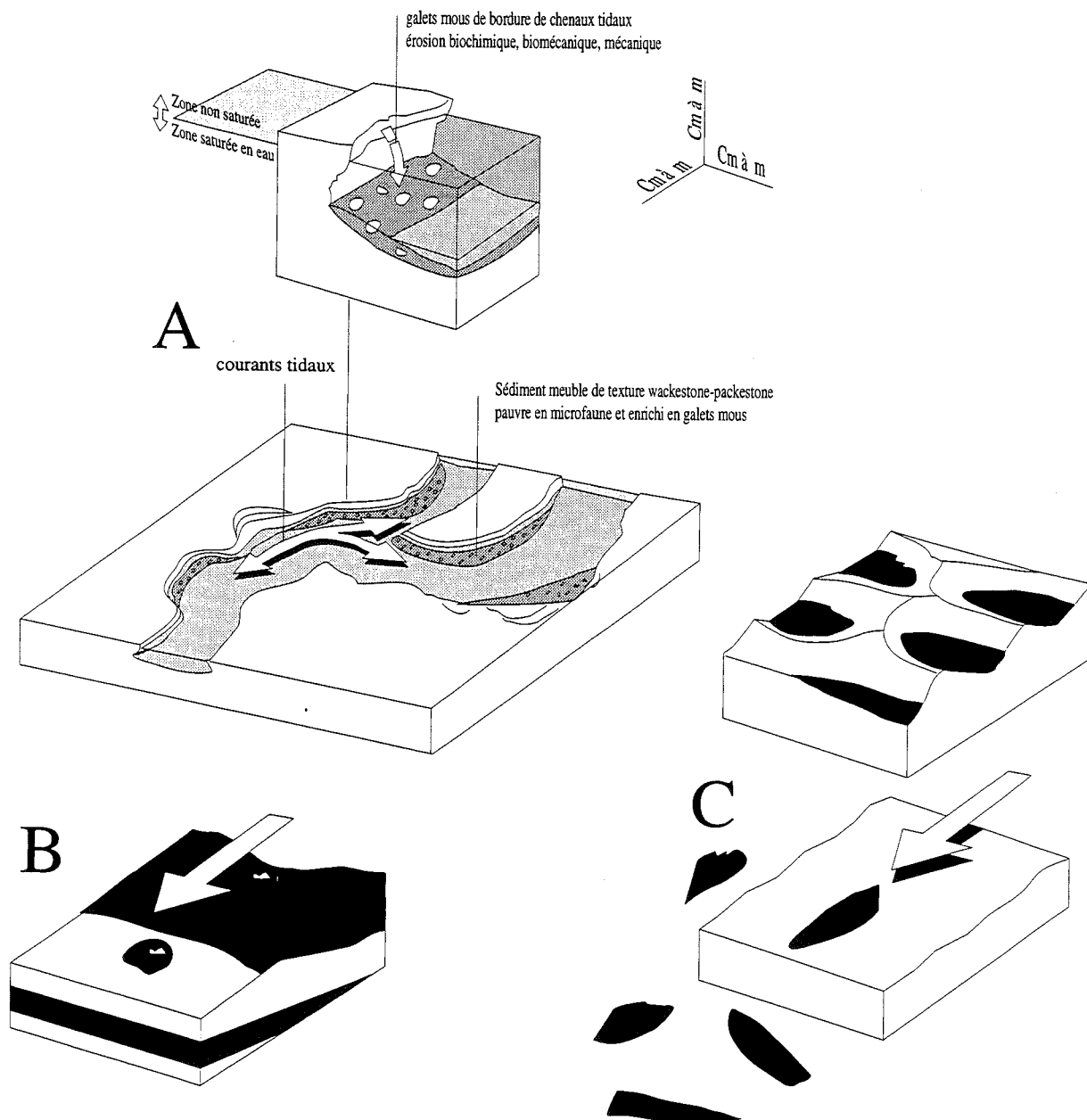


FIG. 11. - Reconstitution hypothétique schématique des principales fabriques de fragments meubles. A : effondrement des bordures de chenaux en zone d'estran, B : remaniement par érosion de niveaux marneux et C : remaniement des plaques de sédiments meubles déposées par décantation dans le creux des rides.

En effet, le terme "intraclast" a été proposé par Folk [1959] pour caractériser les éléments remaniés subcontemporains (issus de la même formation que le sédiment hôte) et les éléments remaniés dont le transport a été peu important. Afin d'éviter tout

malentendu, voici la définition originale que propose cet auteur :

*"The term "intraclast" ... describe fragments of penecontemporaneous, generally weakly consolidated carbonate sediment that have been eroded from*

*adjoining parts of the sea bottom and redeposited to form a new sediment*" [Folk, 1962].

- "the term "intraclast" signifying that they have been reworked from within the area of deposition and within the same formation." [Folk, 1962].

La source (sédiment parent) de l'élément remanié ("intraclasts") et le sédiment dans lequel l'élément remanié se trouve ne sont pas systématiquement placés dans la même formation. Il est souvent impossible d'exclure de longs transports ; ces arguments montrent que les éléments remaniés de ce type (sans trace de lithification) ne correspondent pas toujours à la définition de Folk [1959]. Leur présence indique le remaniement d'un sédiment dont la lithification n'a pas commencé ou n'est pas achevée. Les "éléments remaniés" sont donc des éléments figurés qui n'ont pas été solidarisés par lithification dans le sédiment remanié dont ils proviennent.

Dans ce travail, le terme "élément remanié" sera donc employé plutôt que le terme "intraclasts" pour caractériser l'ensemble des éléments dont l'état de surface (la patine), l'état (micritisation) ou le remplissage du test est différent du sédiment dans lequel ils se trouvent.

## 2.2.5. Les éléments figurés remaniés

### 2.2.5.1. Les ooïdes et le remaniement

La disposition au remaniement des ooïdes fait l'objet de controverses. Pour certains auteurs [Loreau et Purser, 1973], les ooïdes sont de bons témoins paléoenvironnementaux ; pour d'autres auteurs, comme Tucker [1990], les exemples actuels et fossiles montrent que ces particules sont très facilement remaniées : leur présence n'est généralement pas caractéristique du milieu dans lequel le sédiment s'est formé, mais témoigne d'un remaniement par tri hydrodynamique. Pour cette raison, Tucker [1990, p. 7] avance "*for ooids and pisoids themselves are not diagnostic, or even characteristic, of any particular environment*". Mes observations me conduisent à la même conclusion, c'est à dire que les ooïdes ne sont pas significatifs dans ce contexte particulier. En effet, les ooïdes (plus fréquemment fibroradiés de type  $\beta$ , éventuellement de type  $\alpha$  *sensu* Purser [1978]) sont le plus souvent disséminés dans le sédiment avec des lithoclastes et des éléments remaniés divers. Dans les séries étudiées, les ooïdes sont des éléments minoritaires (Calcaires du fontanil) ou plus rarement majoritaires (dépôts de l'unité inférieure oolithique dans le Jura par exemple) mais systématiquement associés à des lithoclastes (Calcaires roux du Jura, unité de Pierre-Châtel de la Balme de Sillingy) ou à des vases carbonatées (Unité inférieure oolithique) ; lorsqu'ils sont isolés dans le sédiment, ils font partie des éléments remaniés, lorsqu'ils sont associés dans des fragments de roche, ils font partie des lithoclastes.

Une autre catégorie de structures micritiques, très voisines des "oncoïdes" décrits plus haut, ne présente aucun cortex ; elles sont alors rangées dans la catégorie des peloides. Lorsqu'ils ne présente aucune trace

de remaniement (cas rare), ces éléments sont rangés dans la rubrique "en place", lorsqu'ils présentent des traces de déformation plastique, ils sont rangés avec les fragments meubles et lorsqu'ils sont altérés et cassés ou usés (preuves d'induration), ils sont rangés avec les lithoclastes.

### 2.2.5.2. Les bioclastes remaniés

L'importance du remaniement dans le dépôt des bioclastes est très difficile à apprécier, les groupes que je définis sont les suivants :

- les éléments figurés biogènes qui ne portent aucune trace de resédimentation (classés dans la rubrique des **bioclastes**).

- les éléments figurés biogènes isolés dont l'état de surface (la patine), l'état du test (micritisation) ou le remplissage est différent du sédiment dans lequel ils se trouvent, sont rangés avec les éléments remaniés.

*Remarque : les débris de type "pseudoclasts" [Tucker, 1990] qui sont des éléments dolomitisés sélectivement [Tucker, 1990] dans le cas où la resédimentation est exclue sont considérés comme des bioclastes (Coupe de la Chambotte, échantillons B101-102-103).*

Les remaniements peuvent affecter tous les groupes fossiles y compris les microfossiles pélagiques comme les calpionelles. Ainsi dans la coupe de Vogüe, dans l'échantillon VG19, il a été possible d'observer dans la matrice d'une brèche une association "artificielle" de calpionelles qui ne peuvent coexister en contexte de sédimentation normale. Cette association est composée de calpionelles de la base du Berriasien (*Crassicolaria* sp. et *Calpionella alpina*) et de calpionelles du Berriasien supérieur (*L. hungarica*, *Cs. oblonga*), seul le remplissage des tests (nettement différent du reste du sédiment) permet d'envisager un remaniement. Voilà l'exemple du remaniement de bioclastes hémipélagiques fossiles, vieux de plusieurs millions d'années, resédimentés sous forme isolée (donc associée au remaniement d'un dépôt non lithifié) avec des organismes plus récents. Dans la catégorie des bioclastes, les **foraminifères benthiques** tiennent une place importante comme indicateurs environnementaux et stratigraphique, surtout dans les sites de "plate-forme" où les organismes pélagiques sont rares. L'appréciation du remaniement de ces organismes fait pourtant l'objet de controverses. En effet, si l'importance du remaniement de certains tests encroûtés (voiles bactériens), micritisés ou à remplissages (différents du reste du sédiment) n'est pas mise en doute, chez les formes les moins altérées, il est plus difficile de le mettre en évidence.

En simplifiant, quel que soit l'état des débris biogènes, il n'est pas toujours possible d'exclure le remaniement ; des études, [Vénec-Peyré et Le Calvez, 1986] portant sur la proportion dans le sédiment de tests vides (morts, potentiellement remaniés) et d'in-

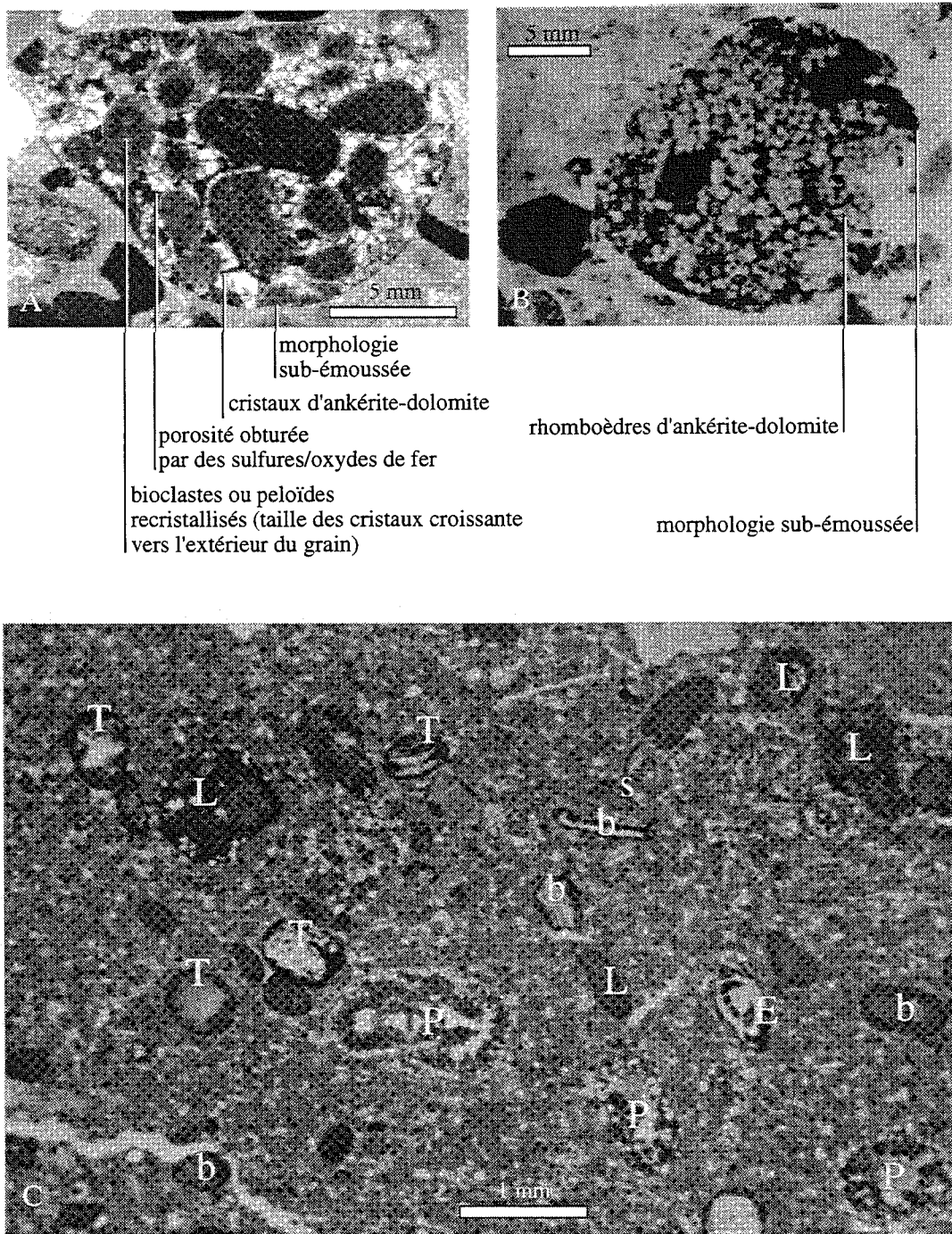


FIG. 12. - Eléments remaniés et lithoclastes. A : lithoclaste (éch. F209.12, forage 209 à Neuchâtel), galet de croûte altéritique dans la Limonite de la région de Neuchâtel. B : lithoclaste (éch. La24, Landeron, coupe des Montheys du bas-Becuel) galet de paléosol (dolocrète) dans la Limonite de la région de Neuchâtel et C : Sédiment à éléments remaniés micritisés et encroûtés (éch. B149, Chambotte, Berriasien supérieur, avec *Trocholina* remaniées (T), *Epistomina* remaniées (E) et bioclastes remaniés (b)), bioclastes non micritisés, non encroûtés sans trace de remaniement (*Pseudocyclammina* (P) ou serpules (s)) et lithoclastes (L).

dividus vivants de foraminifères benthiques dans les sédiments actuels montrent que les microfaunes autochtones et allochtones sont souvent confondues. Pourtant pour reconnaître la part de l'écologie et celle des phénomènes de transferts dus à l'hydrodynamisme, il faut distinguer les biocoenoses (communautés vivantes) des thanatocoenoses (assemblages de tests vides) ; en effet, les tests vides, en raison de leur taille et de leur légèreté, sont facilement remis

en suspension sous l'action de courants [Vérec-Peyré et Le Calvez, 1986].

Les assemblages fossiles résultent donc de l'accumulation de tests plus ou moins altérés, qui peuvent avoir des âges différents dont la préservation est hétérogène, mélangés par bioturbation ou par l'action des courants. Pour cette raison il est impossible d'affirmer quels sont les assemblages de bioclastes qui reflètent exactement les communautés vivantes

dans les séries fossiles, autrement dit les éléments à valeur écologique (potentiellement les assemblages de tests non altérés et non usés). La paléoécologie est donc ici l'étude de traces d'environnements fossiles consécutifs.

### 2.2.5.3. Autres débris biogènes et remaniés

Deux familles de débris biogènes fréquemment remaniés sont reconnues : celle des *Carpathocodium anae* et celle des *Bacinella irregularis*. *Carpathocodium anae* se présente en faisceaux de filaments micrométriques fixés, dans la plupart des cas cet organisme est remanié. La prédisposition au remaniement des structures *Bacinella irregularis* semble assez élevée puisqu'on les retrouve dans les domaines externes soumis à l'agitation des vagues.

### 2.2.5.4. Structures de resédimentation gravitaire de sédiments peu ou pas indurés, les slumps

Ils peuvent être reconnus sous la forme de plis ou de nodules déformés (*slump balls*), brèches intraformationnelles et structures désordonnées, qui témoignent de la mise en place en masse, par glissement gravitaire du sédiment encore gorgé d'eau [Chamley, 1987].

### 2.2.5.5. Structures de resédimentation en masse (mass flow) : les dépôts par courant de densité et de gravité.

Ces structures ont été observées en pied de talus nord vocontien (coupe de Serre de Jayon). Leur caractère commun est le tri modéré des particules qui les composent, trois types sont reconnaissables :

1 - les *grain flows* qui sont des ensembles massifs à base marquée par des figures d'affouillement et parfois à granoclassement inverse et à toit plan ;

2 - les *debris flows* qui sont des ensembles à base érosive, à corps constitué de blocs hétérométriques noyés dans une matrice silto-agileuse et à surface supérieure plane -les *debris flows de la base de la coupe de Serre de Jayon passent latéralement à des turbidites sableuses à base érosive, granodécroissantes vers le haut, à laminations de haute énergie* - ;

3 - les *liquefied flows* qui sont des ensembles où le classement des particules est difficilement perceptible et dans lesquels peuvent se développer des figures d'échappement de fluides.

### 2.2.6. Les éléments carbonatés en place

Les organismes carbonatés développés *in situ* n'ayant subi aucun remaniement ni aucun transport sont susceptibles de donner des indications sur les paléoenvironnements. Les organismes sessiles, les bioconstructions, ou les organismes perforants :

- les cnidaires (regroupant les madréporaires et stromatoporidés, fréquents dans la zone infralittorale) et les spongiaires (milieu de vie très variable en fonction des groupes),

- les petits rudistes (du domaine médio à infralittoral supérieur).

- les ostréidés (formes plates en milieu médiolittoral, formes bombées en milieu infra à circalittoral) et les bryozoaires (milieu sciaphile agité, circalittoral supérieur) sont des organismes fixés qui peuvent être préservés en position de vie.

- Les structures de type "*Bacinella irregularis*" qui sont des amalgames sphéroïdes faits de fines cloisons irrégulières et anguleuses, vraisemblablement constituées par des cyanophycées (milieu infralittoral) ;

- *Troglotella incrustans* Werhnl (organisme perforant associé aux cnidaires, milieu infralittoral).

- *Lithocodium aggregatum* Elliott, organisme encroûtant (algue ou foraminifère benthique ?) associé à *T. incrustans* en milieu infralittoral.

## 2.3. Nature des éléments figurés non-carbonatés

Les éléments figurés non carbonatés observés dans le cadre de cette étude sont des particules détritiques terrigènes (monominérales, ...), des minéraux néoformés (silicifications) et des minéraux argileux.

### 2.3.1. Les éléments reconnus en microscopie optique

#### 2.3.1.1. Le quartz

Les coupes du passage Berriasien-Valanginien, notamment en domaine de plate-forme ou de talus, montrent des niveaux riches en grains de quartz (de 10 à 200  $\mu\text{m}$ ). A l'instar des débris carbonatés, issus de l'activité biochimique, les débris de quartz proviennent des massifs cristallins à substrat continental (roches endogènes acides, grès). Leur présence dans les dépôts carbonatés est donc due à un transport par voie fluviale ou éolienne (voir Chapitre III). Dans le cas étudié, l'origine des quartz est à rechercher du côté des massifs cristallins qui affleuraient à la périphérie du domaine nord-vocontien : l'ensemble massif armoricain-massif central à l'ouest et le massif Rhéno-bohémien au nord.

**Comptage** : pour chaque échantillon étudié, la quantité de quartz a été estimée en lame mince d'après une charte visuelle (Flügel, 1982). Cette estimation a été "vérifiée" par des mesures quantitatives en roche totale par diffraction X des échantillons de la coupe du Crêt de l'Anneau [Adatte, 1988] ; les valeurs obtenues par la charte visuelle sont très voisines des mesures minéralogiques (Adatte, 1988). La différence maximale entre l'estimation visuelle et la mesure en diffraction X étant de 10%, l'appréciation visuelle est donc un outil fiable et utilisable.

**Morphoscopie** : la base de la coupe de la Rivoire (talus nord-vocontien, le Fontanil, Isère) montre des concentrations élevées de quartz (jusqu'à 50 % du sédiment). C'est le cas pour l'échantillon RC 2 (fig. 13) d'où 50 grains ont été extraits pour une analyse morphoscopique. L'analyse de l'état de surface des grains de quartz en microscopie optique révèle

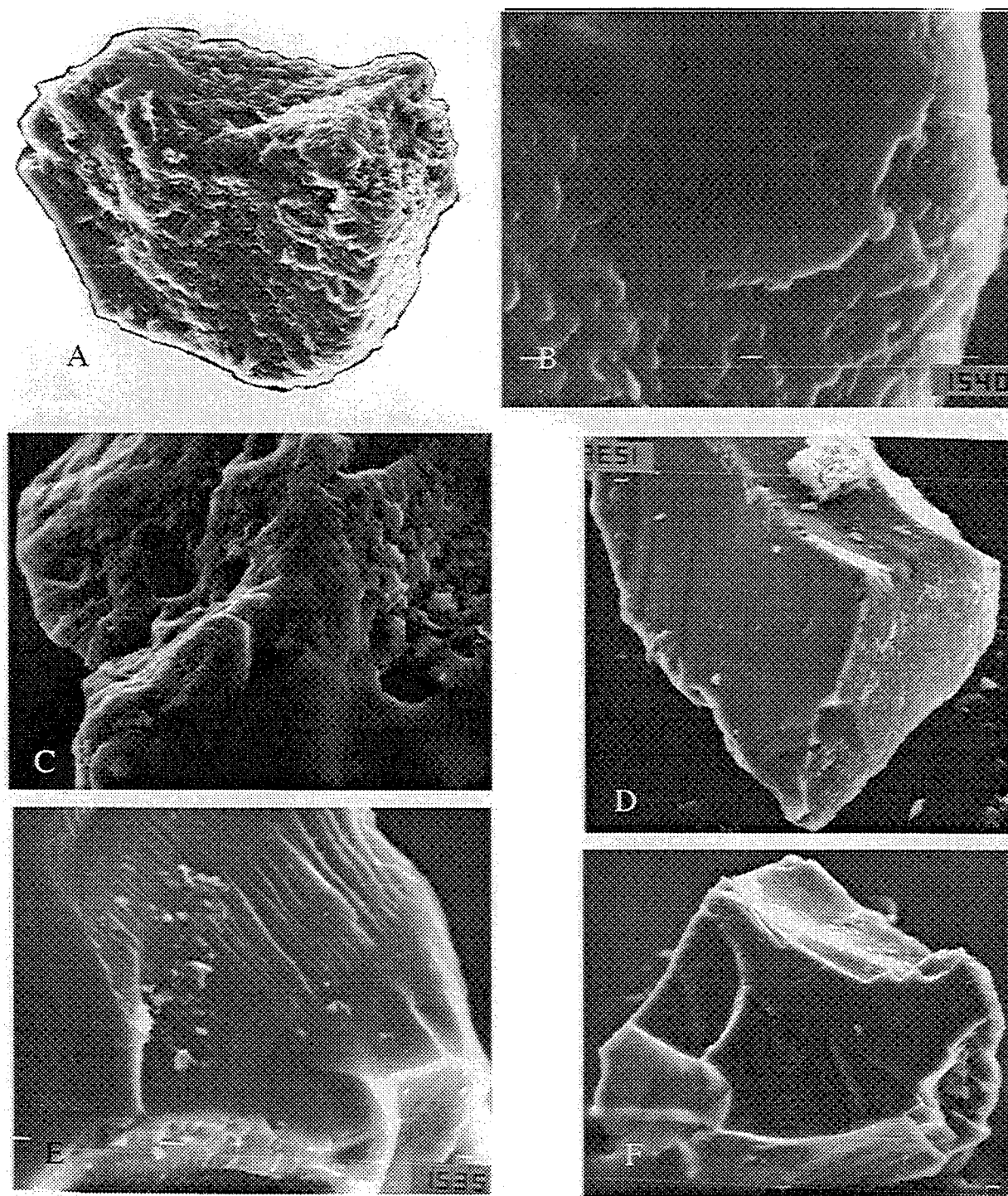


FIG. 13. - Vue au microscope à balayage de grains de quartz, échantillon RC2 (Berriasien supérieur), coupe de la Rivoire, grès à calpionelles (50% de quartz).

A : grain de quartz (MEB x1000), dont la morphologie initiale n'est plus visible, à écailles siliceuse convexe, empreinte de rhomboèdres de dolomie. Des morphologies voisines ont été décrites dans les paléosols Wealdiens de Bar-le-Duc (Meyer, 1976) ou du forage de Lantage 22 (Pernet, 1983). B : détail des zones sans fantômes de dolomie, avec des traces prismatiques régulières (coins), interprétées comme la trace de cristaux de calcite (micrite), moulés par des écailles siliceuses (MEB x 5000). C : Détail d'une zone à moulages de rhomboèdres de dolomie (MEB x 2500). D : Grain de quartz subémoussé à traces de chocs et rares écailles siliceuses (MEB x 1000). E : détail de D, cassures conchoïdales et traces de chocs en V sur les arêtes (MEB x 3500). F : grain de quartz subanguleux et à traces de chocs sur certaines arêtes (MEB x 1000).

un aspect généralement huileux, une taille comprise entre 50 et 100  $\mu\text{m}$  et une morphologie sub-anguleuse. Deux classes de grains y ont été isolées :

- La première (fig. 13 a, b, c), représentée par 80 % des grains, montre de nombreuses coalescences d'écaillés siliceuses convexes, de taille submillimétrique et des moulages de cristaux rhomboédriques de dolomite. Localement sur quelques grains, de petites surfaces dénuées d'écaillés ont été observées, tandis qu'un petit nombre de traces d'usures ont été mises en évidence. D'après le Ribault, [1977] ces caractères permettent seulement d'exclure une origine éolienne ("*les écaillés siliceuses convexes apparaissent sur les quartz pédogénétiques, fluviatiles, intertidaux, diagénétiques et sur tous ceux qui sont immobilisés dans les domaines continentaux et côtiers*").

- La deuxième (fig. 13 d, e, f), représentée par 20 % des grains, est soulignée par la présence de fréquentes cassures conchoïdales et de figures de cisaillement, de rares traces de frottement ou des stries. Aucune hypothèse génétique ne peut être tirée de ce diagnostic.

L'origine de ces débris de quartz semble être, au moins en partie, fluvatile ; le quartz qui dès le Berriasien supérieur est fréquent (teneurs généralement inférieures à 30 %, exceptionnellement voisines de 60 %) en domaine nord-vocontien (talus sub-alpin et plate-forme jurassienne) et en domaine de talus ouest vocontien (Ardèche) est absent dans les séries hémipélagiques au centre du bassin vocontien du même intervalle stratigraphique.

Les vitesses de sédimentation moyenne sont pourtant assez lentes au centre du bassin (voir les coupes de Barret-le-bas de Montbrun-les-bains) : l'hétérogénéité dans la répartition du quartz entre les séries proximales et les séries distales semble incompatible avec une origine éolienne de ces débris (si c'était le cas la répartition géographique des débris de quartz serait sans doute plus homogène) et implique plutôt un transport fluvatile de ces matériaux, voire une redistribution par des courants côtiers.

Compte tenu de l'aspect morphométrique de ces grains (presque toujours sub-anguleux) et les indices d'existence d'eau douce sur la plate-forme jurassienne au Berriasien supérieur (la présence de nombreuses figures d'érosion, de traces de racines, d'ostéocodes d'eau douce, de charophytes et d'indices de karstification), l'apparition massive et brutale des débris quartzeux dès la base du Berriasien supérieur, dans les séries nord-vocontiennes, pourrait résulter du fonctionnement des systèmes fluviatiles du "Wealdien" *pro parte* (riches en quartz originaires des massifs cristallins périphériques) du Bassin de Paris (écoulements en direction de l'est-sud-est) ou, peut-être, de bassins anciens moins importants situés sur le Massif Central et érodés depuis. Ainsi, sans exclure les transports éoliens d'une petite quantité de grains de quartz, je propose une origine essentiellement fluvatile (faciès Wealdien *p.p.* ?) pour les grains de quartz du domaine vocontien.

Les néoformations de silice au sein des séries du "Valanginien" sont connues de longue date [Lory,

1870], au point qu'elles ont servi de repère lithostratigraphique et cartographique sous le nom de "calcaires à silex".

Ces phénomènes s'observent dans des sédiments dénués de fraction argileuse ; la silice se rencontre en ciment dans les lamines les plus grossières des sables bioclastiques, ou en remplacement de la calcite initiale de tests d'ostréidés ("*Alectryonia rectangularis*") ou d'échinodermes. Elle atteste d'une évolution diagénétique complexe plutôt précoce puisque la compaction affecte peu ces niveaux (échantillon CCV1 à 4, le Fontanil, Valanginien supérieur).

### 2.3.1.2. La glauconite

Quelques grains de glauconie ont été reconnus dans les niveaux étudiés. Leur morphologie est généralement très arrondie, leur taille est approximativement de 50 à 200  $\mu\text{m}$ . D'après Odin [1990], ce minéral se développerait à partir de peloïdes initialement riches en smectites, qui passeraient à la structure minérale "glauconite" par fixation de potassium.

### 2.3.1.3. La dolomite

Elle a été reconnue à la base des Calcaires Roux (Pons-de-Martel) en lame mince.

Plus au sud, dans les chaînes subalpines, la dolomite est assez rarement exprimée, sauf dans la coupe de la Chambotte (domaine de plate-forme) où plusieurs niveaux très dolomités (70%) ont été reconnus. Très localement, dans les sédiments hémipélagiques du Berriasien supérieur de la bordure nord-vocontienne (coupes du Peuil et de Rivoire) ou ouest vocontienne (Berrias, sommet de la coupe), des rhomboèdres de dolomite de petite taille, comprise entre 25 et 35  $\mu\text{m}$ , ont été observés. Il n'est pas possible dans l'état actuel des analyses d'avancer une interprétation génétique.

## 2.3.2. Les éléments reconnus par diffraction X

Les résultats des analyses minéralogiques par diffraction X d'Adatte [1988] ont été réexaminés à la faveur de nouveaux arguments de corrélation (ce travail) et de nouveaux résultats sur l'évolution du cortège des minéraux argileux [Adatte et Blanc, en prép.].

### 2.3.2.1. Les micas

La datation de quelques grains dans la fraction 2-16  $\mu\text{m}$  [Huon, *in* Adatte, 1988], par la méthode de mesure des isotopes du K/Ar [Hunziker, 1979], montre pour 3 échantillons du Crêt de l'Anneau et de la coupe du Maréchet un âge apparent voisin de 300 Ma (éch. AC33 = 270.5 +/- 6.0. Ma; AC97 = 289.3 +/- 5.9. Ma et FB40 = 295.0 +/- 6.3 Ma). Cet âge (Permien inférieur à Carbonifère supérieur) atteste du



remaniement des micas depuis des assises continentales de type roches plutoniques et métamorphiques ou sédimentaires siliciclastiques anciennes -massif des Vosges ?- [Adate, 1988].

### 2.3.2.2. Les feldspaths

Ces minéraux, essentiellement des feldspaths potassiques, ont été reconnus en diffraction X dans les sédiments du Berriasien-Valanginien du Jura [Adate et Rumley, 1987] en fraction comprise entre 2 et 16  $\mu\text{m}$ . Leur très faible fréquence ne permet aucune interprétation claire de leur origine [Adate, 1988]. Ils attestent cependant que des matériaux d'origine continentale sont transportés en direction du bassin.

### 2.3.2.3. Les argiles

Les minéraux argileux ont été reconnus dans les séries du passage Berriasien-Valanginien par Darsac [1983] et Adate [1988]. Leur identification passe par une analyse d'échantillons broyés selon la méthode employée en diffraction X (Philips, Scintag XDS 2000) et par une analyse au microscope électronique à balayage.

Il existe une relation entre la fréquence de certains minéraux argileux et l'importance du tri dans les sédiments. Cette répartition sélective de certains minéraux argileux, montre la prédisposition plus ou moins grande au transport (origine détritique) même si la composante authigène reste très difficile à écarter ou à mettre en évidence.

La **kaolinite** n'est pas trouvée systématiquement dans tous les niveaux stratigraphiques de l'intervalle Berriasien-Valanginien [Adate et Blanc, en cours]. Les "pics" d'abondance de la kaolinite en domaine nord-vocontien correspondent avec les phases de détritisme important (parallélisme des teneurs en quartz et en kaolinite).

La **chlorite** est délicate à identifier parce que ce minéral est toujours faiblement représenté et ses caractères en diffraction ("réflexes") sont très souvent masqués par ceux des minéraux plus abondants comme les smectites, les interstratifiés, la kaolinite [Adate, 1988].

Les **illites** sont des minéraux argileux présents dans tous les niveaux stratigraphiques du Berriasien tant dans les sédiments de plate-forme que dans les sédiments de talus [Darsac, 1983].

Les **interstratifiés** (illite-smectite) ne sont présent que dans les niveaux grossiers bien triés [Darsac, 1983 et Adate, 1988]. Soit, ils sont difficilement remaniés, soit ils ne se développent que dans les sédiments bien triés (hypothèse peu probable).

Les **smectites** se rencontrent exclusivement dans les domaines où l'hydrodynamisme est faible, comme les zones confinées de plate-forme ou les zones de talus et de bassin sous la surface d'action des vagues ; cela pourrait témoigner, soit d'une grande prédisposition au remaniement -puisque on ne les retrouve pas dans les sédiments grossiers et bien triés

(construits sous des régimes hydrodynamiques forts)- ou d'une croissance exclusive dans les zones calmes (ou dans les sédiments fins).

## 2.4. Analyse de la matrice, phase de liaison, texture

La classification utilisée dans ce travail est celle de Dunham [1962].

## 2.5. Les figures sédimentaires

Les figures sédimentaires décrites ci-dessous ont été rencontrées dans les séries carbonatées et mixte carbonatées-détritiques du Berriasien-Valanginien.

Les figures simples regroupent les rides biconcaves, les rides asymétriques, les mégarides, les lits plans inférieurs et supérieurs.

Les figures complexes rassemblent les superpositions de figures sédimentaires simples :

- 1- rides grimpantes ou chevauchantes
  - du type A, ou structure "*subcritique*", caractérisé par un fort déplacement horizontal dans les successions, le flanc amont pouvant être érodé ;
  - du type B, avec un déplacement horizontal de crête faible ;
  - du type S est marqué par un déplacement de crête nul et une superposition exacte des rides, les types B et S appartiennent au système dit "*super-critique*" conservatif [Durand et Noblet, 1986].

2- Litages subparallèles tabulaires ou arqués, à laminations obliques, litages obliques et entrecroisés, à crête sinueuse ou linguoïde (*cross bedding*), stratifications en épi ou en arêtes de poisson (*herring bones bedding*), litages en mamelons (*hummocky cross stratification*).

3- Stratifications à intercalations épisodiques : Litages madrés (*flaser bedding*) qui peuvent être simples ou bifurqués, litages ondulés (*wavy bedding*), litages lenticulaires (*lenticular bedding*), connectés ou déconnectés, à lentilles plates ou épaisses.

Ce sont également les géométries suivantes :

4- les chenaux (parties supérieures des coupes de Juracime-Cornaux et de Malleval) ;

5- les figures d'érosion, très fréquentes dans les séries à épandages proximaux de tempête (partie supérieure de la coupe de Malleval), les zones d'épandage de *grain flows* (coupe du Serre de Jayon), les zones de patrie de slumps ou de remaniements gravitaires. ;

6- les structures *fenestras* appartiennent à trois groupes [Bain et Kindler, 1994] :

- le groupe des "*birds eyes*", *fenestras* à laminations d'origine bactérienne, concordant avec la surface de dépôt, à traces éventuelles d'échappement de fluides vers le haut, (sommets de la coupe des Ponts-de-Martel ou forage F601-Neuchâtel (Berriasien supérieur) dans des milieux d'estrans [Logan, 1974 et Grover et Read, 1978].

- les "*keystone vugs*", *fenestras* de sables régulières et très obliques par rapport aux surfaces de stratification (généralement légèrement obliques par rapport à la paléohorizontale) sont interprétées com-

me caractéristiques de la zone intertidale ou d'arrière plage, [Hoyt et Henry, 1964 ; Deville, 1989 et Wanless *et al.*, 1990].

- les *fenestras* de sables irrégulières et concordantes par rapport à la stratification, sont interprétées comme les parties distales de *washover fans* [Morton, 1978] ou comme des dépôts induit par les pluies [Stieglitz et Inden, 1969 et Bain et Kindler, 1994].

7- Les figures de rétraction se forment à la suite de l'exposition à l'air de sédiments fins et meubles saturés en eau. Ce sont des fentes de dessiccation produites à la suite d'une diminution du volume du matériau engendrée par l'évaporation de l'eau interstitielle. Ces structures peuvent se fossiliser sous la forme de figures dites de rétraction, ou polygones de dessiccation (stromatolithes des Ponts-de-martel et du Forage F601 à Neuchâtel). Ces polygones sont fragiles et fréquemment remaniés sous la forme de fragments meubles "en plaques" (*chips*) (niveau entre AC84 et AC85 dans les calcaires roux du Crêt de l'Anneau).

## 2.6. Les facteurs dynamiques

L'érosion, le transport et le dépôt sont les trois étapes de l'histoire sédimentaire de chaque grain. La vitesse, la force et la densité du courant sont les

facteurs dynamiques qui influent sur le transport et le dépôt des grains ; l'arrangement des grains lors du dépôt (genèse des figures sédimentaires) renseigne donc sur la dynamique de courant et la profondeur de dépôt (fig. 14 et 15). Les grains sans orientation préférentielle, de fabrique isotrope, résultent de dépôts très rapides en masse (voir le paragraphe précédent) alors que les fabriques anisotropes traduisent un sens de déplacement des particules.

Leur étude représente un volet important de la reconstitution des directions des paléocourants.

## 2.7. Méthode de recherche des paléocourants

L'analyse des paléocourants a été entreprise à partir de structures à accretion longitudinale (rides asymétriques, de mégarides) et de structures à accretion latérale (chenaux ou barres). La méthode de reconnaissance des directions et sens de courants [Durand et Noblet, 1986] est basée sur l'échantillonnage orienté ou la lecture directe [Blanc, 1990].

Il s'agit de restituer les différentes structures observées sur un modèle réduit, constitué de deux plaques raccordées par des charnières.

Ces deux plans représentent respectivement l'horizontale fixe (H), et la stratification générale (So) ; sur ce dernier est fixé un disque mobile repré-

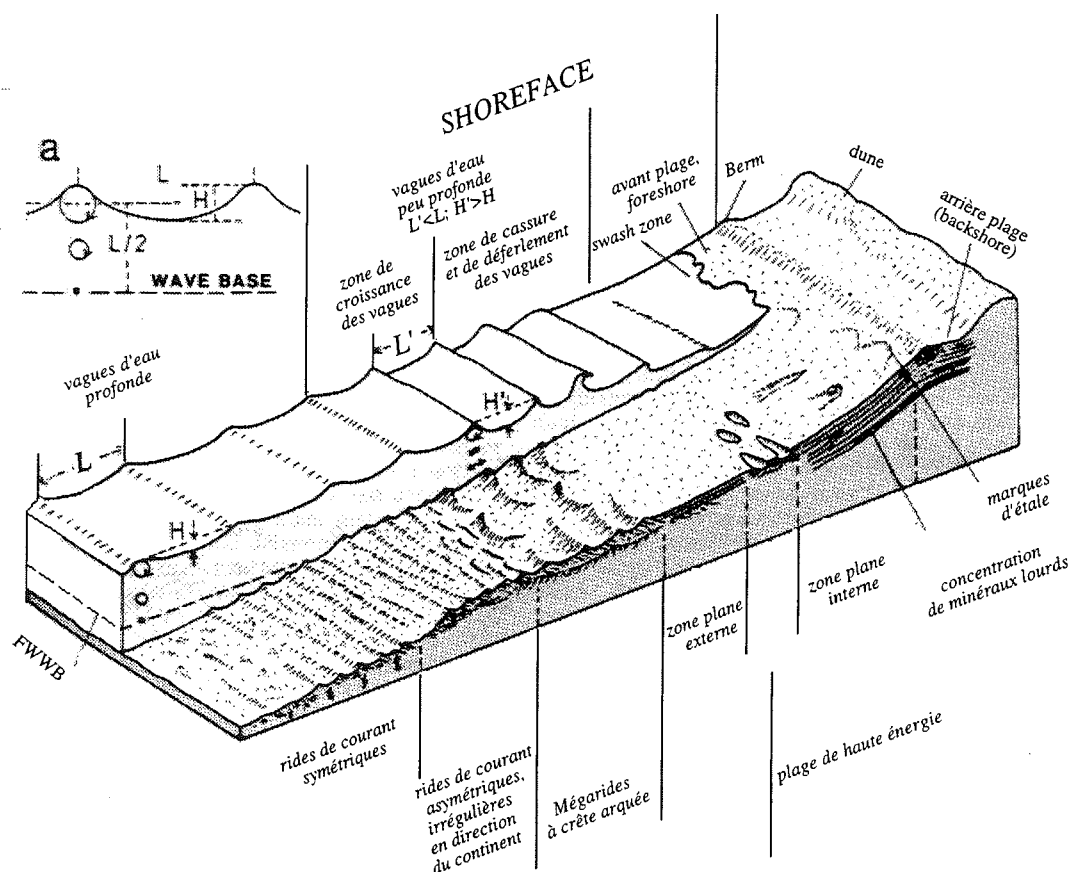


FIG. 14. - Répartition et morphologie des figures de courant en fonction de la profondeur, modifié d'après Einsele [1992].

sentant la direction sédimentaire (droite d'intersection  $D_s$ , entre le plan  $S_0$  et les plans de progradation sédimentaire  $S'$ , ou le grand axe des galets plats orientés) et la direction du courant qui en découle (fig. 16). Il suffit de plaquer le volet  $S_0$  sur le volet maintenu horizontal (H) et il devient alors possible de lire avec la boussole la direction approchée du paléocourant.

Cette opération a pour but de mettre en évidence les variations de circulation des courants et leurs

liens éventuels avec la géométrie des corps sédimentaires.

**2.8. Les figures biosédimentaires : les ichnofaciès**

Les "traces fossiles" sont les éléments pris en compte par l'ichnologie ; les auteurs reconnaissent comme **ichnofaciès** les associations de traces fossiles, issues d'une activité biologique *in situ*.

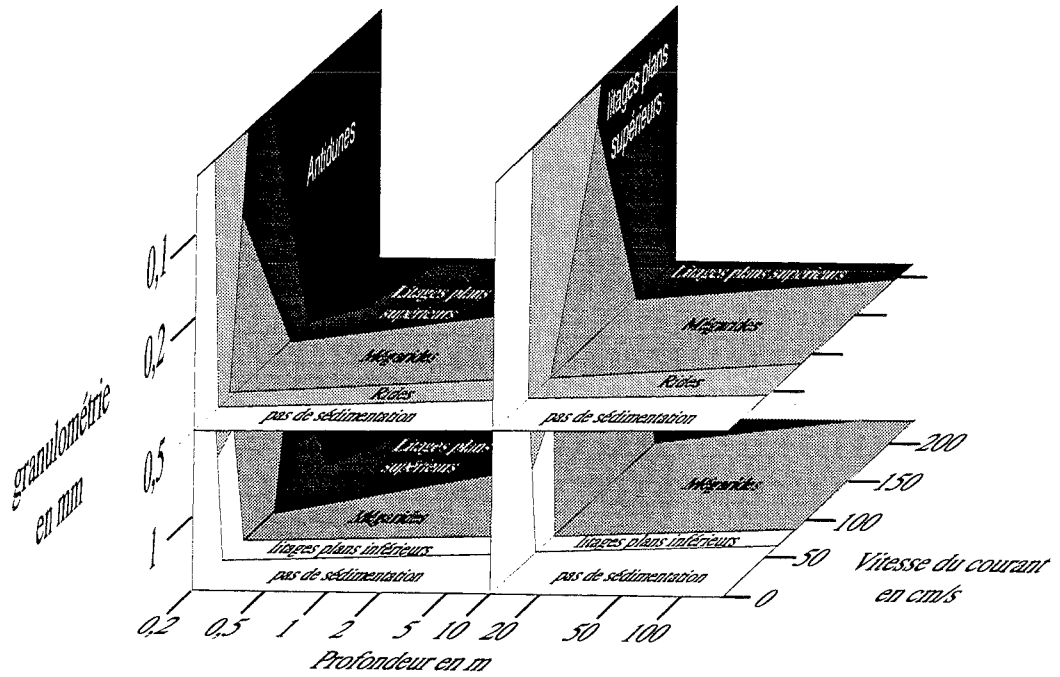


FIG. 15. - Schéma tridimensionnel de la formation de figures sédimentaires développées par un courant unidirectionnel, en fonction de la vitesse du courant, de la taille de grains et de la profondeur d'eau [modifié d'après Rubin et Mc Culloch, 1980 et Gonzalez, 1993].

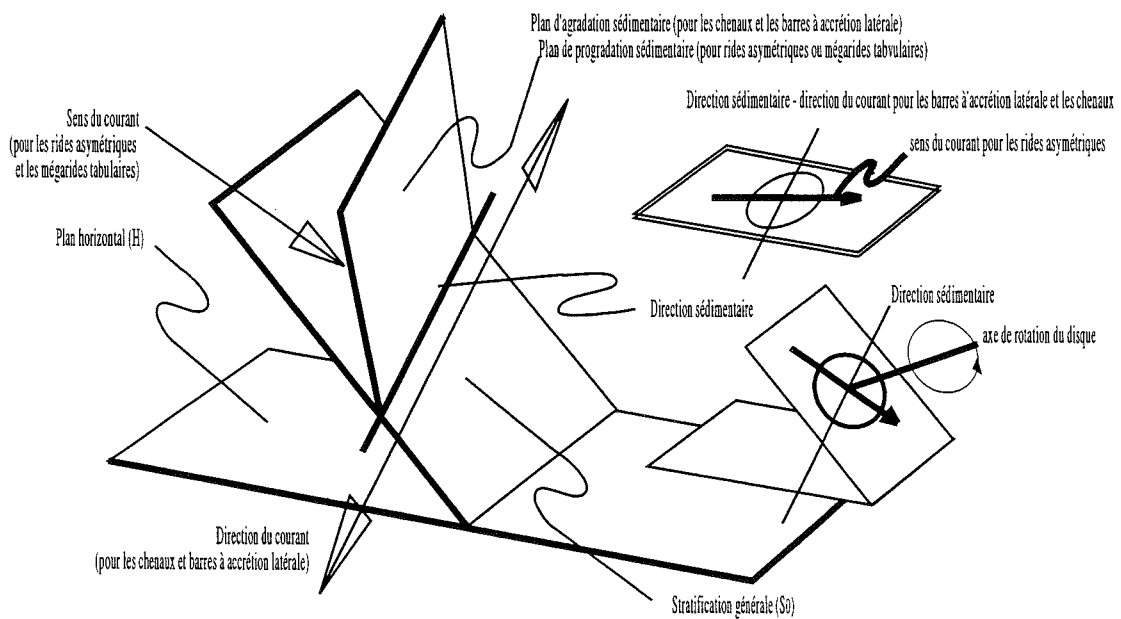


FIG. 16. - Méthode de restitution du sens d'écoulement des paléocourants avec la boussole d'après Blanc [1990].

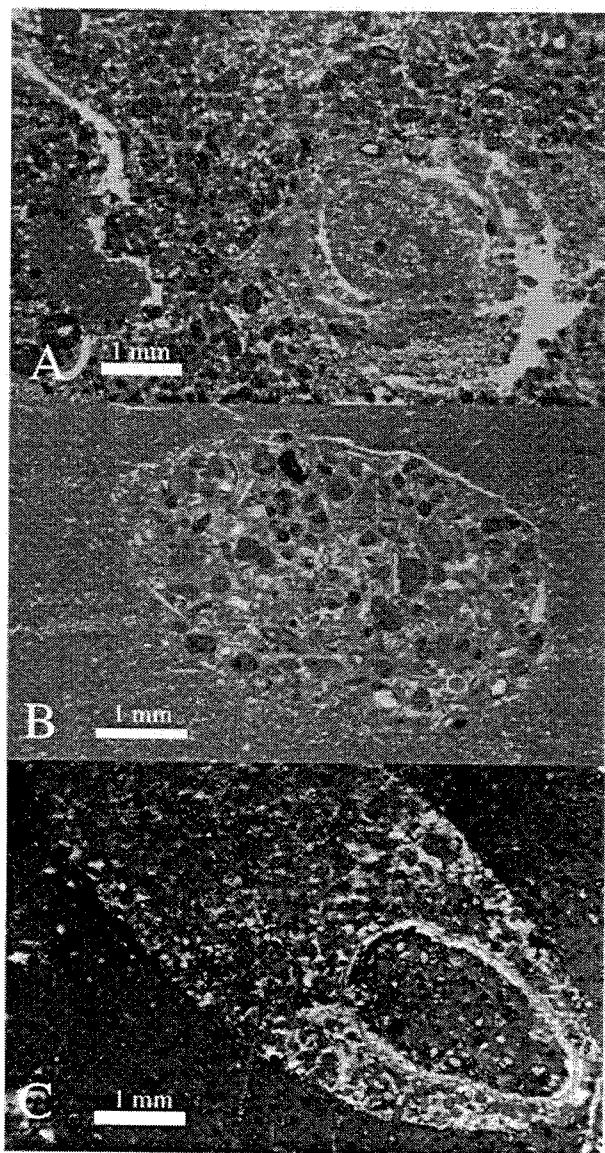


FIG. 17. - Ichnofaciès types, relations entre l'encaissant et les traces fossiles. A : Bioturbation diffuse, faiblement inclinée (déformatrice, symbole "O") à structure hélicoïdale, dans un sédiment meuble à l'origine (éch. FB82, Maréchet, Jura français, Valanginien inférieur). B : Bioturbation nette (pénétrative), subverticale (symbole "U", ichnofaciès *Glossifungites* et trace fossile *Rhizocorallium*), dans un sédiment semi-consolidé (*firmground*), (éch. SDJ3, lame mince subhorizontale, Serre de Jayon, Drôme, Berriasien supérieur). C : Perforation (destructrice, symbole V) inclinée (ichnofaciès *Trypanites*, trace fossile de perforation de bivalves) dans un sédiment induré (peel CB202, formation de Vions dans la coupe de la Chambotte, Savoie, Berriasien supérieur).

La terminologie employée dans le cadre de ce travail est celle de Seilacher [1967], Frey et Pemberton [1984] et Ekdale *et al.* [1984], elle obéit à deux critères d'observation : l'inclinaison et la nature des traces. Trois groupes d'ichnofaciès sont distingués (fig. 17) :

- les ichnofaciès de substrat meuble (fig. 17a), caractérisés par une trace déformatrice appelée **bio-**

**turbation diffuse** (symbole O) : association *Scoyenia*, association *Skolithos*, association *Cruziana*, association *zoophycos* et association *Nereites*,

- les ichnofaciès de substrat semi-consolidé (fig. 17b) **bioturbations pénétratives** inclinées et verticales *per descensum*, bioturbations nettes (symbole U) telles que l'association *Glossifungites*,

- les ichnofaciès de substrat induré (fig. 17c), appelés **perforations** (symbole V) : association *Teredolites*, association *Trypanites*.

Les traces horizontales sont surtout fréquentes dans les zones situées sous la limite d'action des vagues, dans les faciès fins, alors que les bioturbations verticales sont surtout développées dans les faciès plus grossiers dans la zone d'action des vagues, dans les zones d'estran (fig. 17) et dans les niveaux de turbidites sableuses (serre de Jayon).

## 2.9. Les figures diagénétiques

L'histoire diagénétique du sédiment est essentiellement marquée par les effets de :

- la compaction (réarrangement géométrique des éléments qui composent le sédiment),
- la cimentation (phase intersticielle qui cristallise et lithifie le sédiment par exemple),
- l'altération (pédogénèse, dissolution, recristallisation).

### 2.9.1. La compaction

La compaction modifie l'arrangement des grains du sédiments. Les sédiments fraîchement déposés et non indurés peuvent en effet se déformer sous des verticales (surcharges) ou même des contraintes tangentielles (vibrations dues à un séisme, slump...).

L'importance de la compaction marque de façon irrémédiable le sédiment ou la roche; on distingue, en fonction de l'induration, depuis les compactions faibles jusqu'aux compactions fortes :

- avant lithification, l'arrangement point par point, l'arrangement concavo-convexe et l'arrangement cubique (déformation des grains jusqu'à disparition des vides intergranulaires).

- après lithification, les stylolites. On distingue les stylolites horizontaux dus à la charge sédimentaire (lithostatique) ou la charge tectonique verticale et les stylolites verticaux dus aux contraintes tectoniques horizontales.

### 2.9.2. Les ciments

Les cimentations micritique, microsparitique isopaque, sparitique, macrosparitique constituent la majorité des ciments des roches carbonatées. Ces ciments sont caractéristiques d'une cimentation en milieu fluide aqueux de composition assez stable.

#### 2.9.2.1. Les ciments des sédiments déposés au-dessous de la surface d'action des vagues

La totalité des sédiments ouverts du Berriasien

supérieur est constituée de bancs calcaires infra-métriques séparés par des interbancs marneux. Le ciment majeur des sédiments est constitué par la micrite (microcristaux de calcite de taille inférieure à 5  $\mu\text{m}$ ). Localement, des cristaux de sparite peuvent se développer dans les sédiments plus grossiers, dans les interstices et les volumes protégés par effet d'ombrelle (fig. 18A, exemple de la coupe de Barret-le-Bas, éch. BLB10s).

Les sédiments déposés en milieu protégé de plate-forme présentent un tri nul ou très faible, les éléments figurés peuvent constituer une faible partie

du sédiment; la texture dominante est de type *wackestone*, plus rarement *mudstone* ou *packstone* (micrite). Les milieux protégés de plate-forme sont "fragiles" et facilement exposés à l'altération.

#### 2.9.2.2. Les ciments des sédiments déposés dans la zone d'action des vagues

Les sédiments déposés dans la zone d'agitation des vagues sont triés. Les éléments figurés n'occupent qu'une faible partie du volume du sédiment.

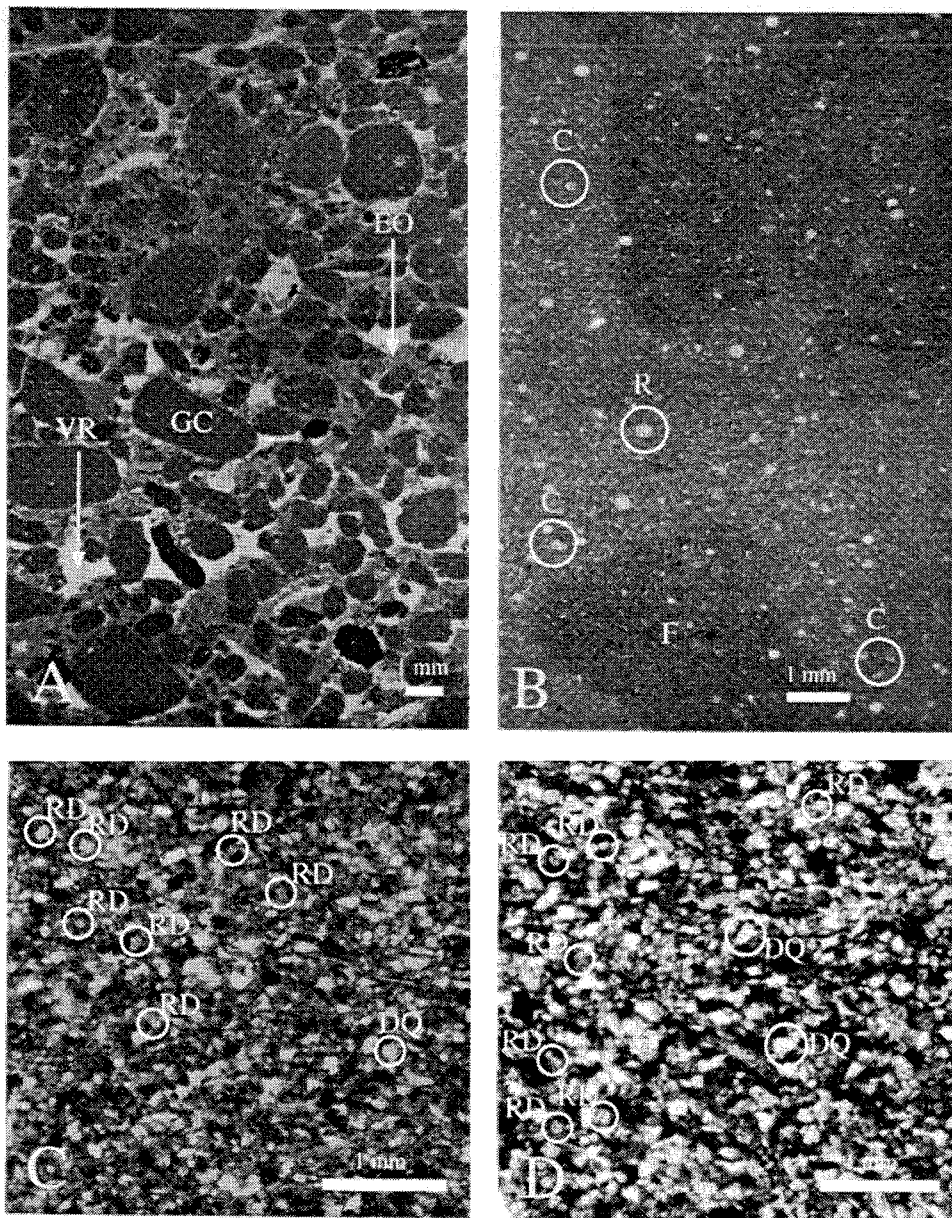


FIG. 18. - Figures sédimentaires et diagénétiques visibles en domaine de talus. A : effet d'ombrelle (EO) et vides résiduels (VR) développés entre des lithoclastes hémipélagiques (galets GC du Berriasien inférieur et moyen) remaniés par *grain flow* dans la partie terminale du Berriasien (éch. BLB10s, Barret-le-Bas). B : la disposition des flammes ou vermicules colorés (F) des sédiments hémipélagiques (calpionelles "C" et radiolaires "R") du Berriasien supérieur-Valanginien du bassin vocontien (éch. SDJ156, Serre de Jayon) est indépendante des ichnofaciés (noter l'homogénéité du sédiment) et correspond à des zones de surconcentration en sulfures et oxydes de fer. C et D : Développement de rhomboédres de dolomie (RD) de petite taille (20 à 30  $\mu\text{m}$ ) dans les sédiments mixtes terrigènes-carbonatés de talus (débris de quartz DQ) du secteur du Fontanil (C : éch. 3C129, coupe du Peuil, Berriasien supérieur et D : éch. RC2, coupe de Rivoire, Berriasien supérieur).

Les cristaux développés dans les vides intergranulaires sont de type sparitique.

En fonction de leur taille, les cristaux microgranulaires (micrométriques) sont distingués des cristaux granulaires (plusieurs millimètres) ou macrogranulaires (centimétriques). Les cristaux de taille homogène à la périphérie des éléments figurés forment les ciments isopaques ; les cristaux de taille variable forment les ciments anisopaques. Plusieurs morphologies de cristaux sont distingués [Moore, 1989] :

- les cristaux en frange (cimentation en zone phréatique homogène) sous forme aciculaire (milieu marin) et les cristaux en dent de cheval (cimentation en milieu météoritique).

- les cristaux asymétriques (cimentation en zone non saturée) formes en ménisque, stalactitique, géotropes et poecilistiques sont considérés comme des indices de milieu de cimentation vadose.

Les sédiments internes géotropes (granoclassement normal, inverse ou non granoclassés, effets d'ombrelles *p.p.*, ...) témoignent de la présence de cavités au sein du sédiment.

### 2.9.3. Les ciments et les altérations

La lithologie associée aux bancs calcaires du domaine de bassin est au Berriasien supérieur de type calcaire gris-bleuté micritique à "flames ou vermicules noirs et bleus" (Serre de Jayon, Montbrun-les-Bains, Barret-le-Bas, Passerelle de Payre, ...). En section, ces vermicules sont clairement constitués par des amas de cristaux de sulfures de fer (patine noire) ou en oxydes de fer (patine rouge) ; à la périphérie des vermicules ou au sein de ceux-ci, les éléments figurés (radiolaires, calpionelles, ...)

présentent une orientation tout à fait homogène avec le reste du sédiment (pas de direction préférentielle d'arrangement, fig. 18B).

Ces vermicules ne sont donc pas liés à la trace de bioturbations mais plutôt à une cristallisation de sulfures de fer (pas d'hétérogénéité des sédiments à l'échelle de la microscopie optique donc pas de voie préférentielle d'écoulement) peut-être après la migration interparticulaire des fluides résiduels.

Plus rarement les ciments micritiques du domaine de bassin peuvent être associés à des rhomboèdres de dolomie. Ces anomalies, non interprétées, ont été observées (fig. 18C et D) dans les coupes du Peuil (3C129) et de la Rivoire (RC2).

#### 2.9.3.1. Les ciments complexes et les altérations typologie des indices diagénétiques de l'émersion

Généralement seule une faible épaisseur (quelques cm à quelques dm, exceptionnellement plusieurs m) des sédiments observés enregistre des altérations liées à l'émersion. Les traces de l'émersion les plus fréquentes sont les figures de dissolution ou de biocorrosion et les figures d'encroûtement :

#### 2.9.3.2. Figures de dissolution ou de biocorrosion

- a- les figures de dissolution intergranulaire (fig. 19 et 20), bien visibles dans les sédiments à texture *packstone* (lame type Mu45) sont interprétées comme la conséquence de la microkarstification d'un sédiment non induré ;

- b- les figures de dissolution à l'emporte pièce (fig. 21) ou microcavités s'observent dans les roches calcaires de toute origine, elles sont interprétées com-

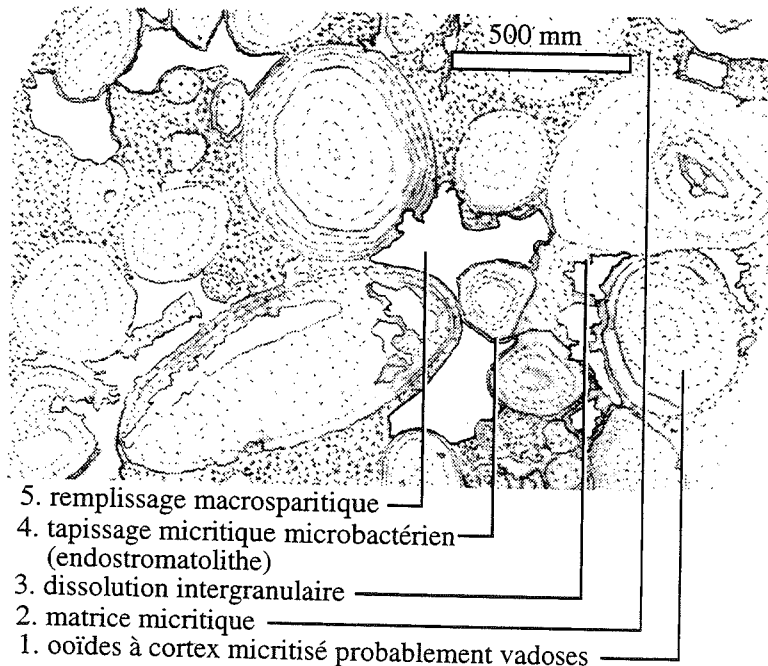


FIG. 19. - Typologie des indices d'émersion : dissolution intergranulaire (Mu45) dans un *packstone* à oïdes micritiques : une partie de la matrice et des éléments figurés ont été dissouts ou biocorrochés ; les cavités sont localement tapisées par des voiles bactériens (endostromatolites ?) et intégralement obturées par de la calcite en mosaïque.

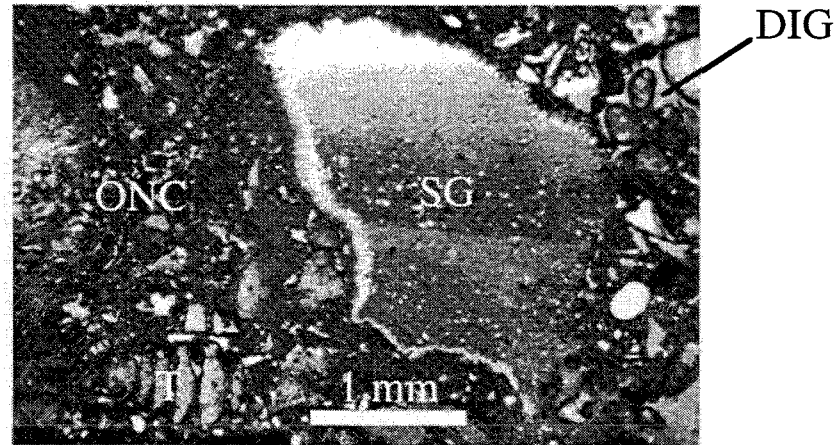


FIG. 20. - Typologie des indices d'émergence : microcavités interprétées comme des **microkarstifications** postérieures à la lithification du sédiment, remplissage partiel par des silt géopétaux (SG). Présence également de figures de dissolution intergranulaire (DIG) dans un *packstone* à oncoïdes (ONC), *Trocholina alpina* (T) (éch. CL38, coupe du Cul de Lampe, Berriasien supérieur).

me les traces de la karstification d'un sédiment induré ;

c- les cavités tubulaires millimétriques à pluricentimétriques ramifiées vers le bas, gainées par des imprégnations d'oxydes de fer sont interprétées comme des traces de racines (fig. 22 et 23) ;

d- la porosité moldique correspond à la dissolution de tests de bioclastes sous l'action de fluides météoriques agressifs [Choquette et Pray, 1970, fig. 24]. Des dépôts internes de silt géotrope peuvent occuper partiellement le vide ainsi créé.

### 2.9.3.3. Figures d'encroûtement associés à des cavités de dissolution :

a- les ciments stalactitiques et les ciments en ménisque (ponts sparitiques et ponts micritiques),

b- les tapissages endostromatolithiques (stru-

ctures caliches, oolithisation vadose, ...),

c - la cristallisation géodique de macrocristaux de calcite dans des cavités tubulaires ramifiées vers le bas (traces de racines ?), à remplissage géopète tardif par le sédiment qui scelle les orifices -coupe de Musièges (Berriasien moyen et Berriasien supérieur), de la Chambotte (Berriasien supérieur) et du Colas (Valanginien inférieur élevé à supérieur ?)-.

### 3. - DOCUMENTS D'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

Les résultats de l'analyse sédimentologique sont consignés dans des tableaux en annexe (Annexe 1). Chaque coupe est représentée avec, en vis-à-vis, les observations à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon et de la lame mince.

Les découpages stratigraphiques sont reportés en marge des tableaux.

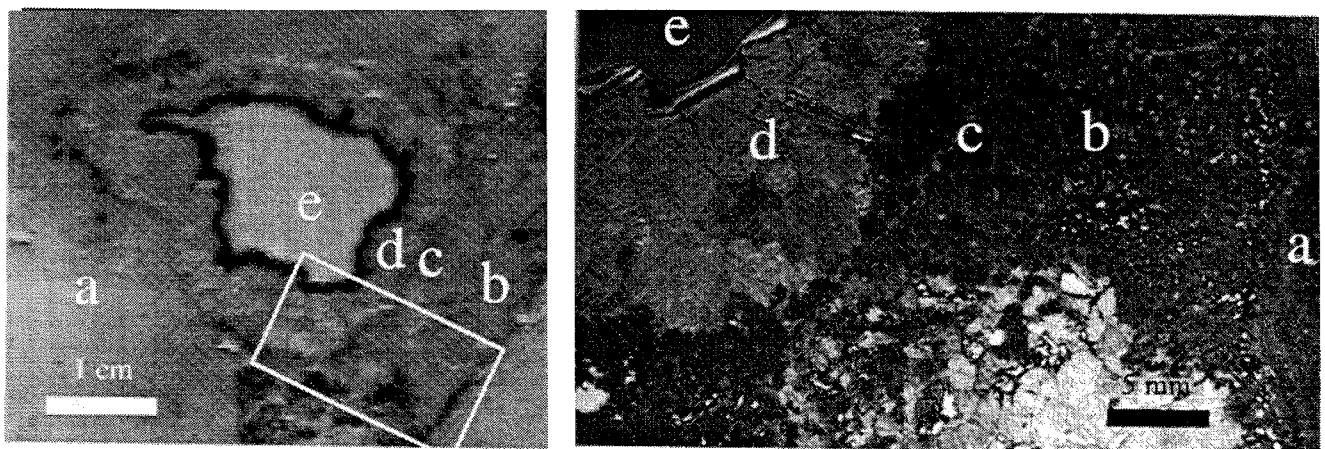


FIG. 21. - Typologie des indices d'émergence : cavités tubulaires ramifiées vers le bas à remplissages géodiques partiels zonés (b, c) et porosité préservées (d) interprétées comme des traces de racines (éch. 38, coupe de la Chambotte, Berriasien supérieur), avec a : sédiment micritique encaissant, b : 1<sup>ère</sup> enveloppe interne, micritique azoïque et rhomboédre de dolomie, c : 2<sup>ème</sup> enveloppe interne, micrite et rhomboédre de dolomie, d : 3<sup>ème</sup> enveloppe interne, sparite géodique, e : porosité préservée.

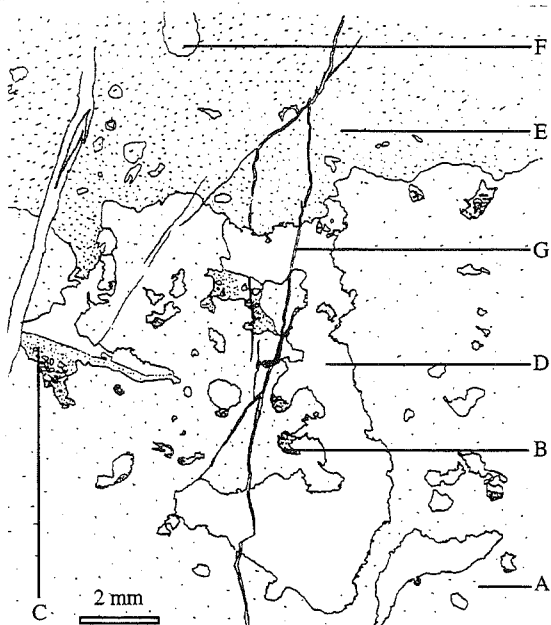


FIG. 22. - Typologie des indices d'émersion : traces de racines (éch. Mus51.2, coupe de Musièges, Berriasien supérieur). Deux sédiments sont reconnus (A et E). Le premier (A) est un *mudstone-wackestone* à rares bioclastes peu diversifiés, marqué par des cavités tubulaires ramifiées vers le bas (racines). Au fond de ces cavités gisent des sédiments géopètes (B, C) déposés après une phase de bioérosion (vraisemblablement après la phase de dégradation organique des racines). Le contact entre le remplissage macrospartitique des cavités et le dépôt sus-jacent (E) est très irrégulier (présence d'îlots au sein de la macrospartite). Le second (E) est un grainstone fin à débris d'échinodermes et lithoclastes (du sédiment A). Interprétation de L'évolution sédimentologique :

- 1- dépôt et pré-induration du sédiment A ;
- 2- installation des racines ;
- 3- dégradation de la matière organique, création des moules de racines ;
- 4- remplissage partiel des moules de racines (B, C) ;
- 5- obturation des cavités par de la macrospartite (certains cristaux sont recoupés par la fracturation),
- 6- fracturation (D) ;
- 7- obturation des cavités par de la macrospartite (D, présence de cristaux non recoupés par la microfracturation).

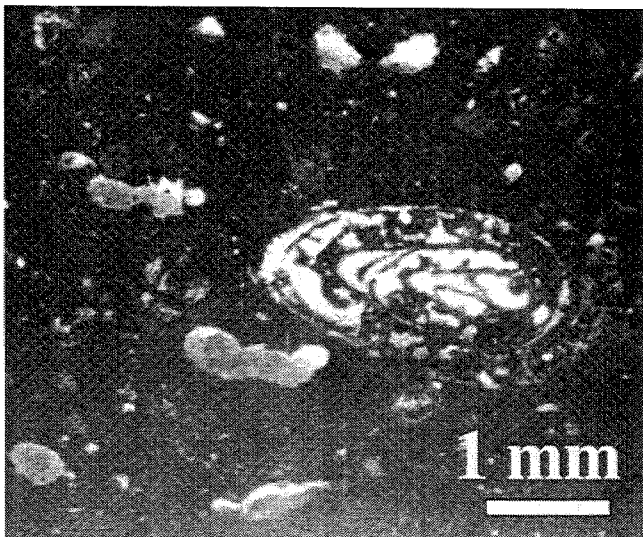


FIG. 23. - Typologie des indices d'émersion : microcavités en périphérie d'une cavité karstique métrique (éch. Pdml1, Ponts-de-Martel, Suisse, Berriasien moyen) interprétées comme des microkarstifications postérieures à la lithification du sédiment, remplissage partiel par des silts géopétaux (SG). Présence également de porosité moldique associée à un test de gastéropode.



## Chapitre II

### DYNAMIQUE DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS

Les sédiments étudiés sont constitués de fragments d'origine diverse, à "histoires" (sédimentologiques, diagénétiques) très différentes (successions de "resédimentations" et "altérations" diagénétiques distinctes).

Cette étude consiste à identifier la trace de ces transferts qui ont conduit au sédiment final.

Les transferts de sédiments désignent les processus qui ont conduit des particules ou des débris à se déposer en des sites différents de leur "lieu de formation". Quatre paramètres principaux permettront un diagnostic sur l'origine de chacun des transferts :

- 1- le volume affecté (transport d'éléments triés ou transport en masse, nature des objets),
- 2- la nature du sédiment transféré
- 3- la distance de transport (m à km),
- 4- le temps (durée de fonctionnement et place chronostratigraphique).

#### 1. - LES PARAMÈTRES DE DESCRIPTION DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS

##### 1.1. Le volume affecté par les transferts

Du fait de la discontinuité des affleurements d'une part et des limites des moyens de mesure d'autre part, les volumes transférés sont très difficiles à évaluer. Ils sont estimés par carte visuelle en lame mince [Flügel, 1982] ou par l'épaisseur des niveaux transférés (éventuellement extension latérale) sur le terrain.

##### 1.2. La nature du sédiment transféré

Les sédiments affectés par les transferts se présentent sous la forme de lithoclastes, d'éléments remaniés, de galets mous, de structures *slump-ball* (galets mous de grande taille).

##### 1.3. la distance de transport

La distance de transport est évaluée à partir de la reconnaissance de la "patrie" d'origine du sédiment allochtone par son contenu biostratigraphique, microfaciologique, diagénétique.

##### 1.4. Le temps et les transferts

A l'échelle géologique, seule la position chronostratigraphique du transfert est reconnaissable, elle est encadrée par l'âge de l'élément le plus jeune mobilisé par le transfert et l'âge de la couverture la

plus vieille qui scelle ce transfert. La durée de transport de chaque particule au sein du transfert, la durée totale de fonctionnement du transfert ne sont pas contrôlables à l'échelle géologique.

#### 2. - NATURE DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS DÉDUITE DES TRACES

La méthode consiste à isoler les fragments resédimentés, à reconnaître le niveau stratigraphique et géographique duquel ces débris sont issus (provenance) et à interpréter les transferts qui ont généré ces remaniements (fig. 6). Dans les séries berriasiennes et valanginiennes du Jura, les figures sédimentaires interprétables comme des éboulements sont rares voire exceptionnelles. Ce n'est que dans des cavités karstiques (domaines supratidal et continental) que de telles brèches ont été préservées [Blanc et Mojon, en cours], elles correspondent à l'effondrement du toit de ces cavités (Jura central coupes de Bienne, des Ponts-de-Martel et des Valangines).

Dans une moindre mesure, les cavités générées par le développement des végétaux aériens à **racines et radicelles** peut induire le piègeage de sédiments par effondrement ou par colmatage.

Des surfaces d'érosion importantes ont été reconnues en domaine de plate-forme (exemple de la coupe de Cornaux), elles sont interprétées comme des entailles d'érosion dues à des **cours d'eau**.

La présence des **débris de quartz** (voir Chapitre IV et fig. 49) semble directement liée à l'importance des transferts fluviaux (appareils fluviaux wealdiens du Bassin de Paris). L'hypothèse de remaniements par des cours d'eau n'est pas toujours satisfaisante pour expliquer la présence de tous les **débris d'origine continentale** dans les dépôts marins. En effet, dans les niveaux des Calcaires roux limoniteux du Jura par exemple (dunes et chenaux sous marins), des éléments marins circalittoraux subautochtones ont été retrouvés (bryozoaires, ...) en association avec des lithoclastes de paléosols. Ces dépôts, limités à la plate-forme jurassienne sur une superficie estimée à plusieurs centaines de kilomètres carré (fig. 25), sont d'épaisseur très variable (décimètre à décamètre) ; ils sont systématiquement associés à une surface d'érosion basale et une répartition des débris relativement constante et homogène (les débris des paléosols sont toujours majoritaires). Il n'existe pas à l'évidence d'indices de sédimentation deltaïque qui pourrait expliquer une telle proportion de débris d'origine continentale.

L'hypothèse retenue pour expliquer la présence de ces clastes est celle du démantèlement sur place de paléosols fossiles, par des processus de désagrégation biomécanique de "plages-falaises" (altération, effondrement, *rip current*, courants tidaux, fig. 26).

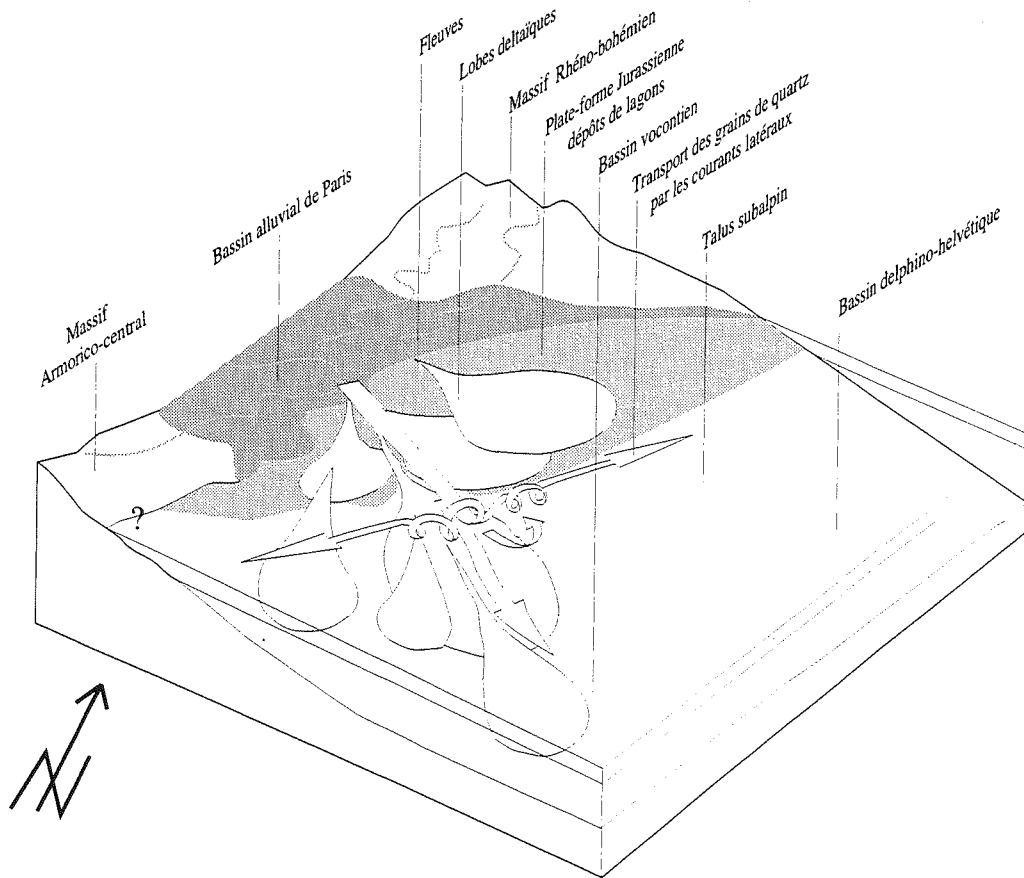


FIG. 24. - Origine et transport des grains de quartz au Berriasien supérieur dans le domaine nord-vocontien (liens hypothétiques avec les séries continentales détritiques wealdiennes du bassin de Paris).

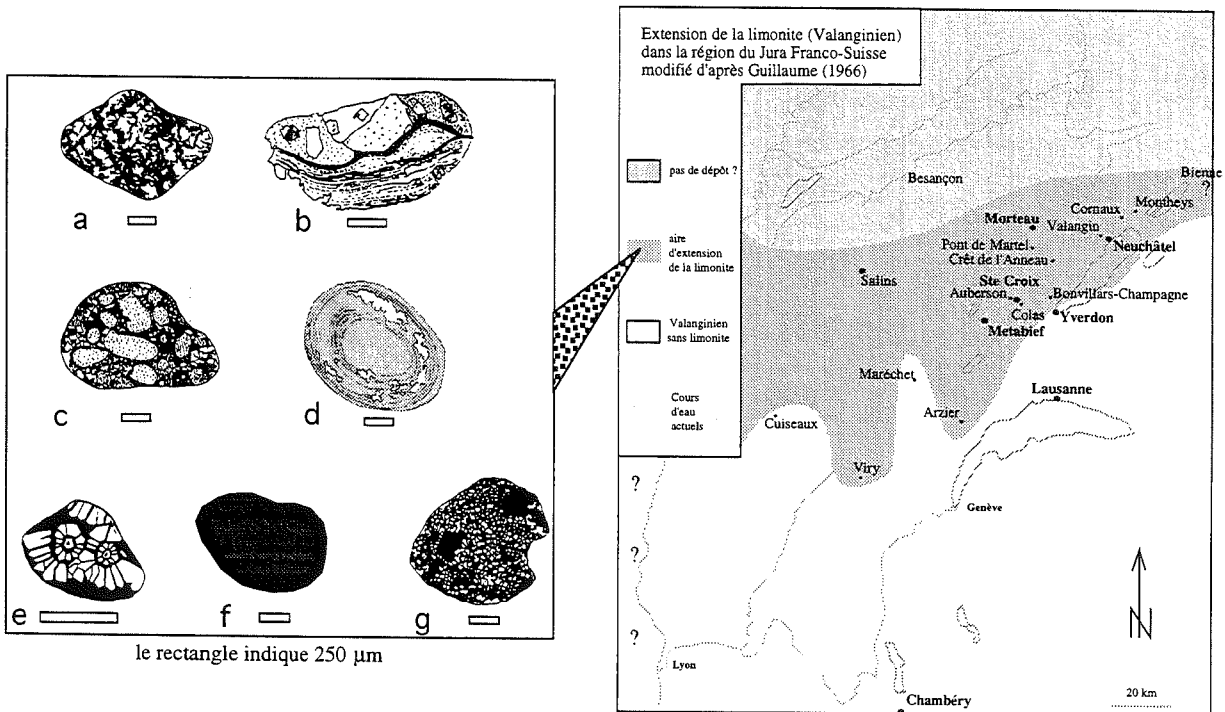


FIG. 25. - Carte d'extension de la Limonite du Jura [modifiée d'après Guillaume, 1966] et quelques éléments constitutifs marquants de ce faciès (ici extraits de l'éch. La24, Montheys-du-Bas, Valanginien supérieur), a : lithoclaste d'ambre, b : pisolite ferrugineux remanié d'origine vadose, c : lithoclaste de croûte altéritique (calcrète-dolocrète) ferruginisée, d : oolite à cortex radiaire (sans doute d'origine marine) partiellement dissout, e : galet de microcodium ?, f : lithoclaste d'altérite ferruginisée et g : lithoclaste de dolocrète.

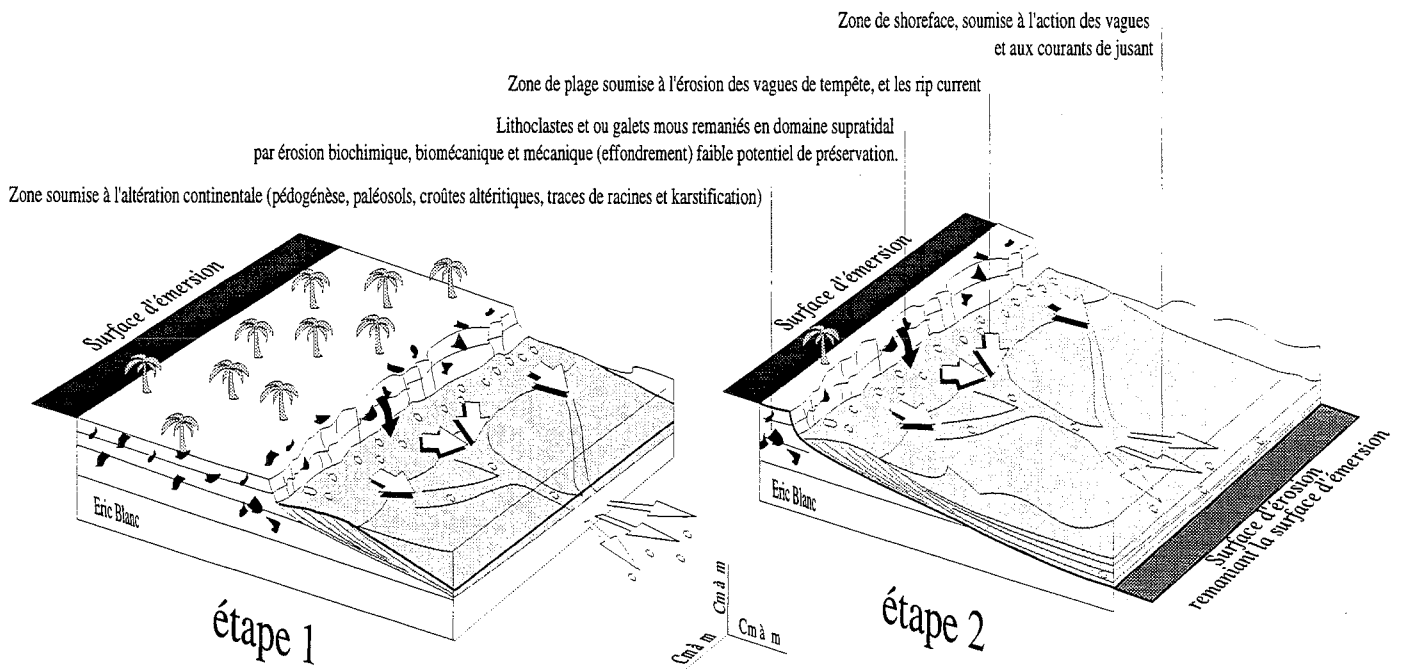


FIG. 26. - Reconstitution schématique en deux étapes des transferts de sédiments associés à la présence de lithoclastes altérés ou de paléosols au sein de sédiments transgressifs, position de la surface d'émerision majeure et de la surface d'érosion liée à la transgression.

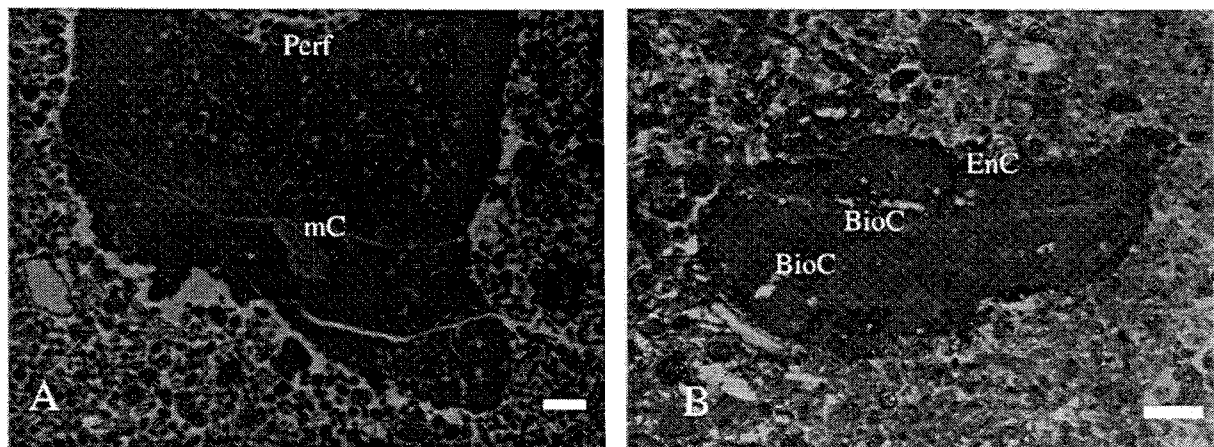


FIG. 27. - Lithoclaste et oncoïde remanié. A : *grainstone-rudstone* (éch. M14, Montheys du Haut, Berriasien moyen) avec un lithoclaste perforé (perf) et à microcavité (mC). B : *packstone* (éch. AC5, crêt de l'Anneau, Berriasien supérieur) à oncoïde remanié biocorrodé (BioC) et encroûté par activité cyanobactérienne (EnC). L'hypothèse de mise en place retenue est celle d'une rétrogradation d'une falaise côtière (fig. 26).

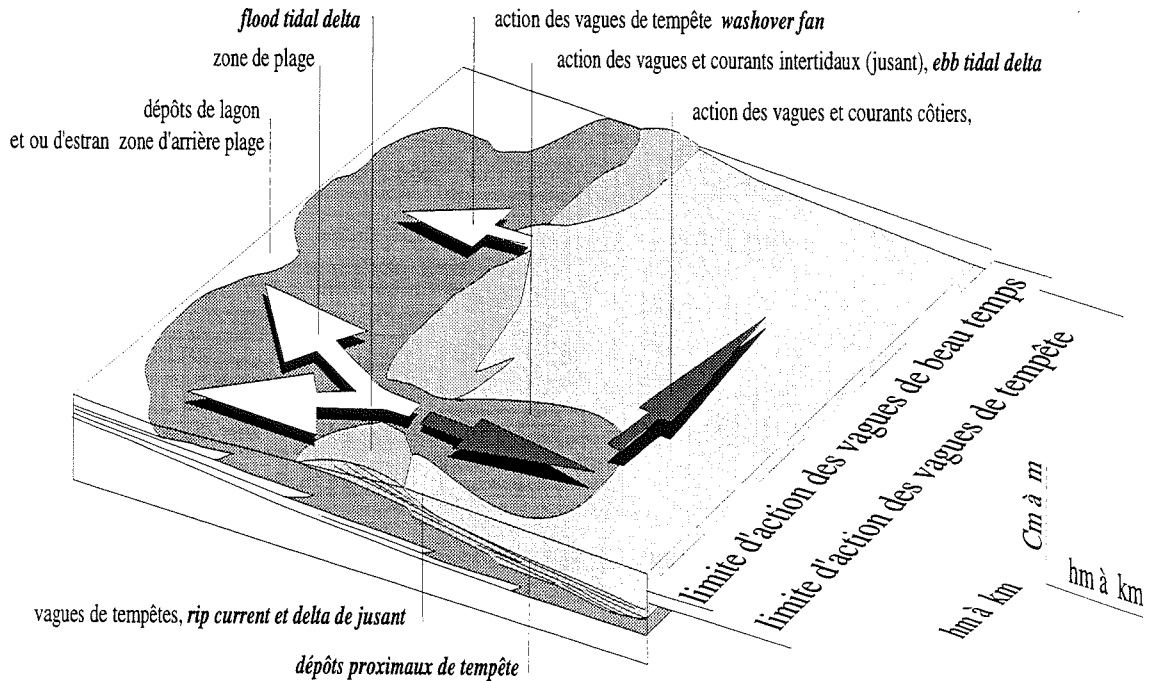


FIG. 28. - Reconstitution schématique des transferts côtiers en contexte de sédimentation carbonatée.

Cette hypothèse peut généralement être applicable à un grand nombre des lithoclastes à traces d'altération, remaniés dans les sédiments marins à la base des niveaux transgressifs (fig. 27).

Les transferts de matériaux en milieu marin peu profond correspondent à l'action des vagues (de beau temps et de tempête), aux courants de marées et aux courants côtiers.

La zone d'**action des vagues** (fig. 28) constitue une zone de tri pérenne qui provoque le vannage et la remobilisation des particules par suspension, traction ou saltation. Cette zone devient plus importante lors des tempêtes (fig. 27 et 28). En effet, le volume d'eau mobilisé par l'action des vagues de tempête est plus important ; la surface qui limite ce volume d'eau est appelée limite inférieure d'agitation des vagues soit de beau temps (FWWB, *Fair Weather Wave Base*), soit de tempête (SWWB, *Storm Weather Wave Base*).

Les transferts de sédiments induits par les **tempêtes** sont de deux types (fig. 28 et 29) : les transferts en direction du continent (*washover*) et les transferts en direction du large (dépôts de tempête en domaine offshore). Les zones d'épandages de type

*washover* (fig. 28 et 29) sont limitées aux zones d'arrière plage ou de lagon. Ce sont des dépôts sableux assez grossiers lumachelliques (grains supra-millimétriques). Par exemple, la coupe des Ponts-de-Martel (Jura Neuchâtelois) permet l'observation de sables grossiers lumachelliques à stratifications horizontales de haute énergie, à structures *fenestrae* à ciments stalactitiques vadose en couverture sur un paléokarst. Ces dépôts, de faible puissance, sont interprétés comme des deltas à accretion frontale de *washover fans* dans la zone d'arrière plage, les figures sédimentaires observées sont d'ailleurs proches de celles décrites par Schwartz [1975, 1982]. Les dépôts de tempêtes en domaine *onshore* ou *offshore* (fig. 28 et 29) sont des transferts polarisés vers le large, ils sont constitués par des débris bien triés de foraminifères circalittoraux et ou de débris d'échinodermes associés à des éléments remaniés divers, des fragments meubles, voire des lithoclastes dont la fréquence et la taille sont d'autant plus petites que la distance de transport est grande (tempestite proximale à distale).

Les meilleurs affleurements de dépôts de tempête du secteur étudié prennent place dans la partie supé-

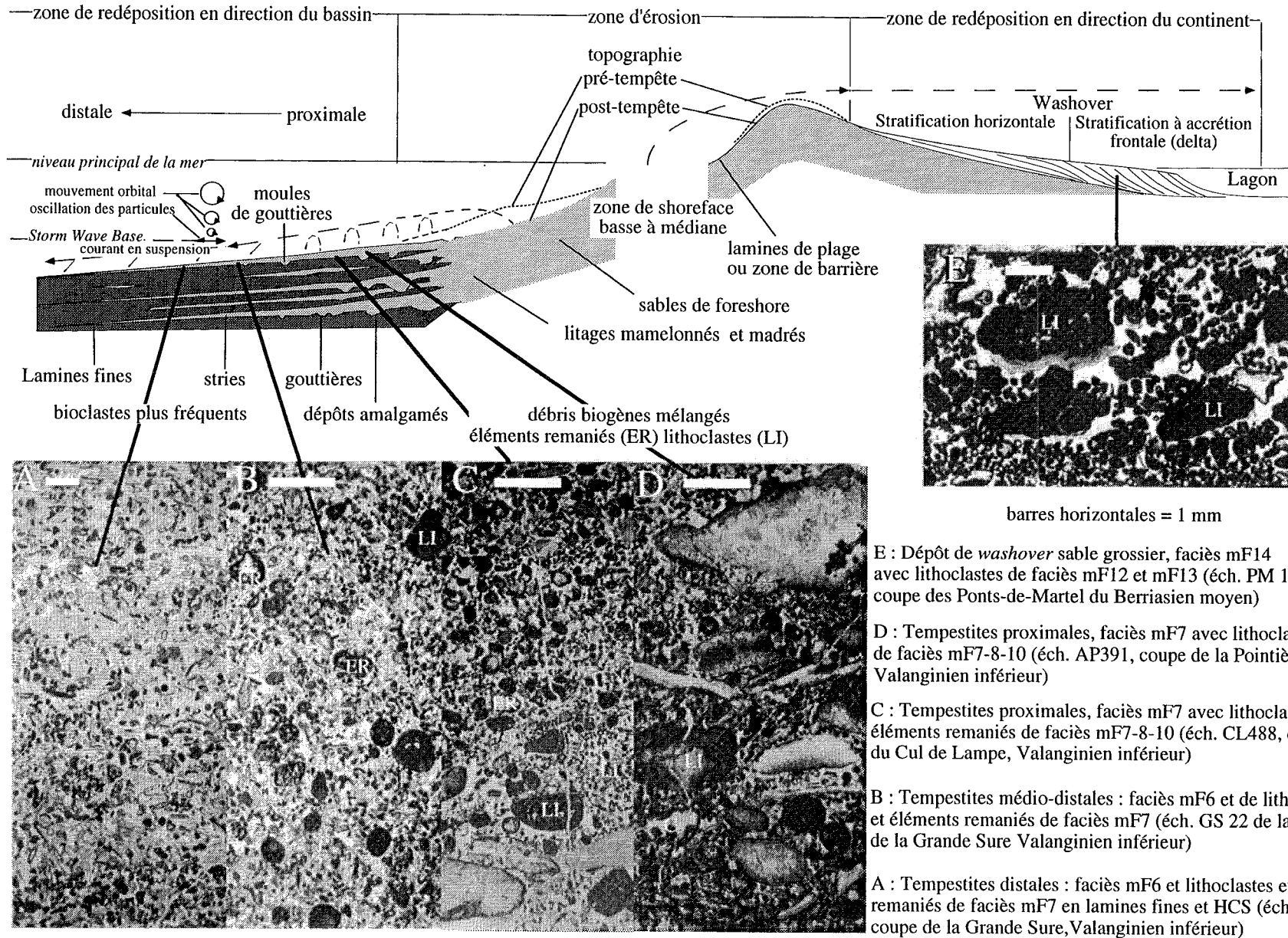


FIG. 29. - Evolution de la structure des épanchages de tempête en direction du continent [profil de washover modifié d'après Schwartz, 1975 et 1982 et microfaciès associés et en direction du bassin (modifié d'après Einsel, 1992), microfaciès types de tempestites proximales à distales, la fréquence des éléments remaniés et des lithoclastes diminue vers le large (échelle 1mm).

rieure de la coupe de Malleval. Dans les niveaux les plus grossiers, interprétés comme les plus proximaux, on remarque essentiellement des gouttières d'érosion sur lesquelles reposent des graviers puis des sables granoclassés, à litages mamelonnés (HCS à sable moyen et fin) coiffés par des litages plans [Dott et Bourgeois, 1982] et des ichnofaciès *Skolithos*. Dans les niveaux les plus fins, interprétés comme les plus distaux, le matériel se constitue d'éléments remaniés bien triés et fins, de débris bioclastiques circalittoraux et de débris d'échinodermes ; les figures sédimentaires y sont peu visibles (rides oscillations, lamines), tandis que la fréquence des bioturbations (surtout l'ichnofaciès *Skolithos*) augmente. Ces observations sont proches de celles de Dott et Bourgeois [1982], de Aigner [1985] et de Johnson et Baldwin [1986].

Les marées pourraient avoir joué un rôle important dans les séries du Berriasien-Valanginien inférieur de la plate-forme nord-vocontienne, bon nombre d'indices en témoignent comme :

- la présence de mégarides asymétriques à directions d'accrétion bipolaires (coupe de Buttes) ;

- les chenaux, les mégarides ou les barres sableuses dans des milieux circalittoraux associées à des éléments remaniés d'origine supra-, médio- ou infralittorale, et des directions d'écoulement vers le bassin (sédimentation en régime tidal de jusant voir la fig. 28)

- certaines mégarides ou barres sableuses en domaine supra- ou médiolittoral et constituées par des éléments d'origine circalittorale (coupe des Montheys), ont des directions d'écoulement orientées vers le continent et pourraient correspondre à une sédimentation en régime tidal de flot (fig. 28 - transferts vers le continent). Or les études actuelles sur les zones côtières, en domaine continental, montrent que non seulement l'amplitude des marées est liée à la morphologie côtière [Hayes, 1980; Reineck, 1984 et Elliott, 1986] mais également à la taille et l'allongement de la plate-forme. Les plates-formes de grande taille, allongées nord-sud et ouvertes vers l'ouest ou vers l'est [Hayes, 1980 selon Einsele, 1992] comme la plate-forme nord-vocontienne lors des haut-niveau marin du Berriasien et du Valanginien inférieur, seraient favorables aux amplitudes macrotidales.

Les transferts côtiers (fig. 28) parallèles à la côte (induits par les vents, les tempêtes, les marées ou les forces de Coriolis) qui jouent un rôle clef dans la sédimentation actuelle ne sont pas facilement identifiables dans les séries fossiles. Néanmoins une partie des dunes sous-marines et des barres sableuses à accrétion latérale générées par des courants orientés nord-est ou plus rarement sud-ouest pourraient correspondre à ce type de transferts.

Les transferts de sédiment qui dominent dans les milieux marins du large sont essentiellement liés à la resédimentation brutale en masse (*slumps*, des *mass-flow* et des *turbidites*).

1- Contrairement aux niveaux du Jurassique terminal et Berriasien inférieur [Remane, 1971 et comm. pers., 1995], les *slumps* et les *mass-flows* du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur ne sem-

blent pas être répartis aléatoirement (fig. 30) ; les niveaux dans lesquels les remaniements gravitaires tiennent une place dominante dans la sédimentation à l'échelle du bassin vocontien, sont étroitement liés aux intervalles de temps de non dépôt sur la plate-forme (*slumps* du sommet du Berriasien, en biohorizon *d3t* par exemple).

2- Les flots de masse ou *mass flow* (*debris flow*, *grain flow*, *mud flow*) sont des ensembles incorporés à une matrice fluide et transférés en masse vers le bassin. Ils sont assez fréquents dans les séries de la paléovallée de Saillans-Die [Remane, 1960 et Beaudouin, 1972]. L'affleurement de Serre de Jayon près de Marignac en Diois a fait l'objet d'une étude sédimentologique détaillée qui montre un modèle particulier de ces resédimentations en masse : les *debris flows* à phacoïdes, constitués par quatre motifs sédimentaires superposés (fig. 31) :

- motif 1f : surface d'érosion à la base de l'unité,
- motif 2f : sable carbonaté mal lithifié à gravelles, lithoclastes fins et phacoïdes (*slumps balls*),
- motif 3f : sable carbonaté mal lithifié à gravelles, lithoclastes de toute taille (mm à m) et phacoïdes,
- motif 4f : sable carbonaté induré à gravelles et lithoclastes de toutes tailles.

Sur le terrain ces ensembles grossiers (*debris flows* à phacoïdes) passent latéralement à des sables grossiers à fins, laminés et bioturbés (ichnofaciès *Glossifungites*) turbiditiques. Ces turbidites sont interprétées comme des dépôts de levées constituées par l'empilement de cinq motifs sédimentaires :

- motif 1t : surface d'érosion,
- motif 2t : sable carbonaté grossier à éléments remaniés et lithoclastes bien triés granodécroissant vers le haut,
- motif 3t : sable très fin coquillier à bioclastes divers et figures dynamiques de courant (HCS, lamines de haute énergie, rides asymétriques),
- motif 4t : vase à spicules de spongiaires, radiolaires,
- motif 5t : dépôt de décantation micritique à radiolaires, spicules de spongiaires, calcisphères, calpionelles et foraminifères benthiques.

3- Les systèmes d'épandage sédimentaire grossiers en domaine de pied de talus, généralement sous forme turbiditique avec ou sans chenaux et levées sont interprétés comme des éventails sous marins (fig. 31). Au Serre de Jayon, l'observation montre que les épandages sont sécants les uns par rapport aux autres et que la partie centrale des chenaux est dominée par l'érosion, alors que les bordures sont nourries par les levées (*over bank deposits*) avec une géométrie en dômes à accrétion verticale et latérale.

### 3. - CONCLUSIONS

Les origines variées des fragments au sein des sédiments semblent témoigner de la superposition de plusieurs processus de transfert. L'importance relative des différents transferts sera discutée à l'issue de la présentation des données (partie III) lors de la synthèse des résultats, en partie IV.

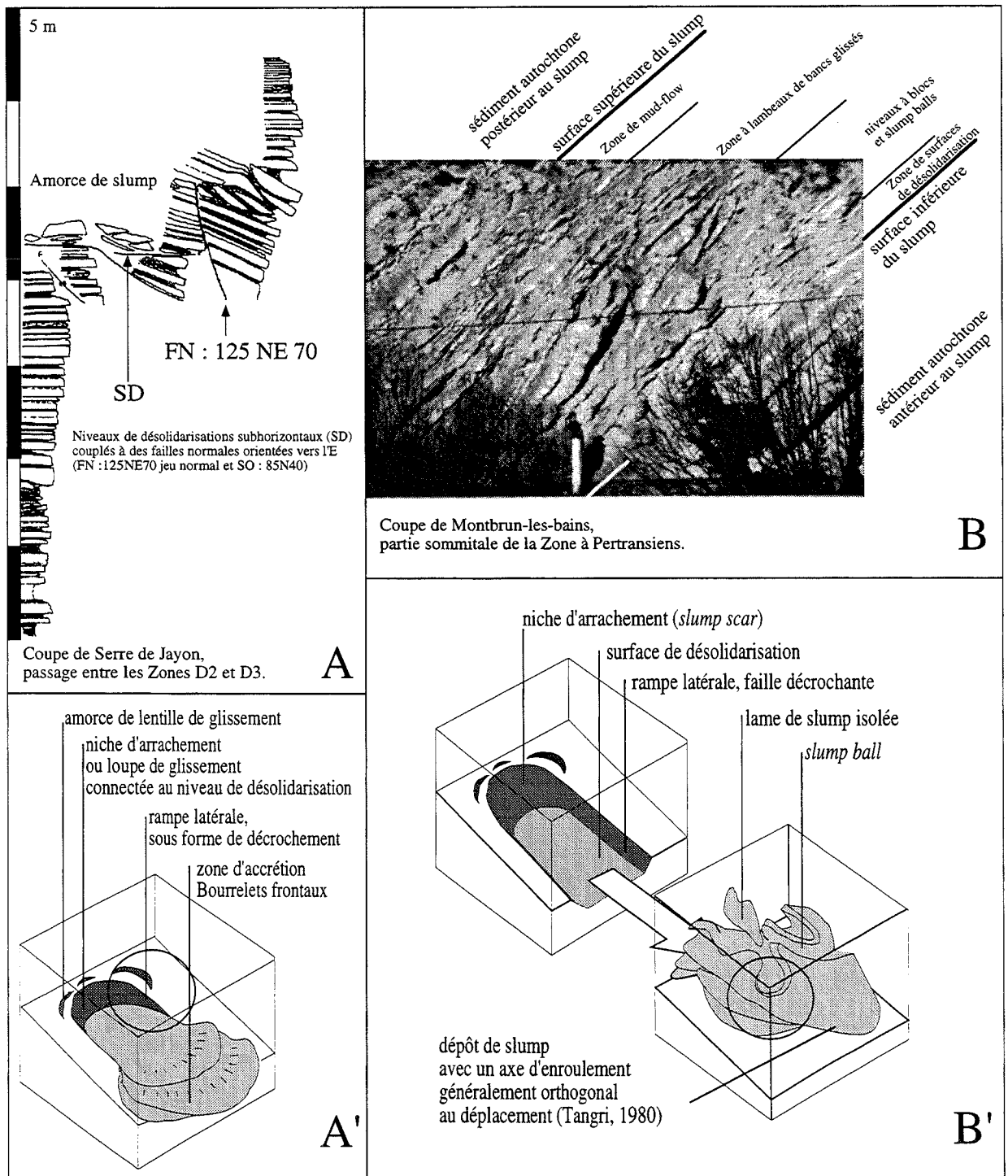
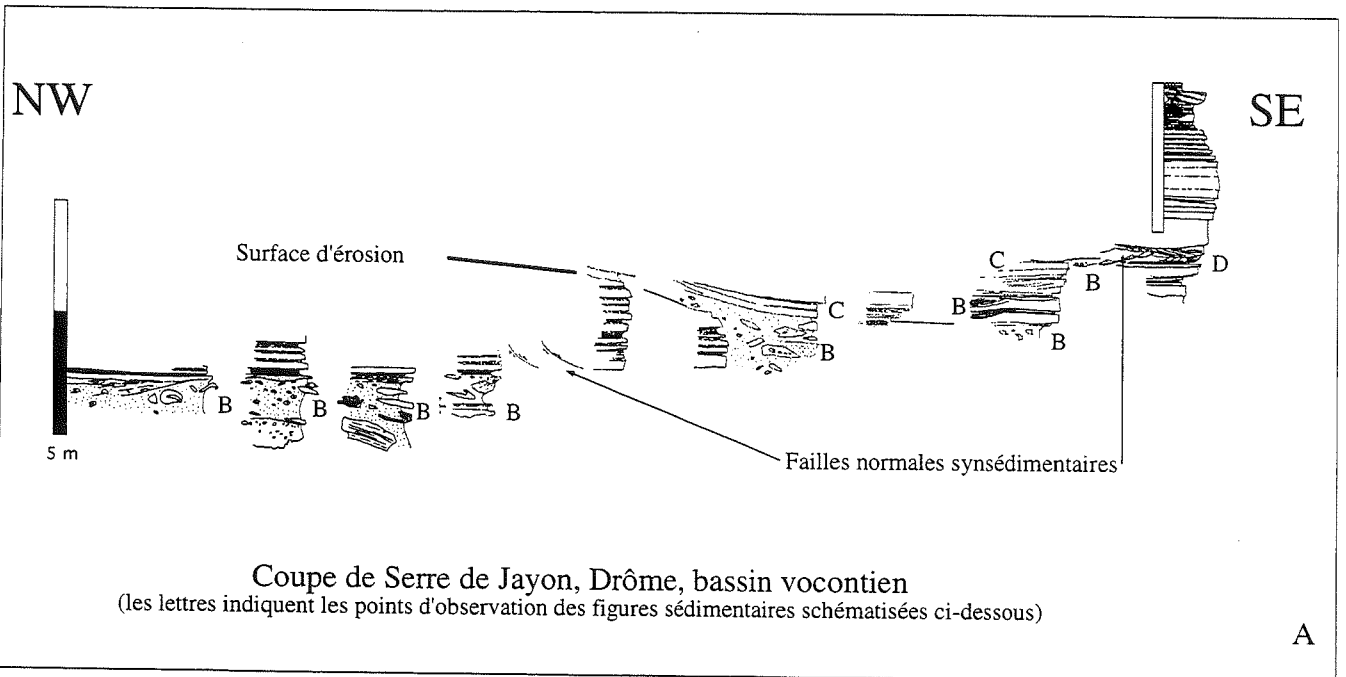


FIG. 30. - Les transferts en masse, les loupes de glissement et les slumps. A : Remaniement en masse (Serre de Jayon, Berriasien supérieur) dont le transport est vraisemblablement faible en raison de la faible pénétrativité des déformations, la présence exclusive de failles normales et de surfaces de désolidarisation, l'absence de niveaux stratigraphiques anciens repris dans le slump. A' : Schéma synthétique d'une loupe de glissement en masse de faible distance de transport (le cercle matérialise la position du slump du Serre de Jayon). B : Slump déplacé sur des distances vraisemblablement plus importantes que dans le cas précédent en raison de la pénétrativité des déformations plicatives et l'absence de failles normales associées au slump. B' : Schéma synthétique d'agencement d'un slump largement déplacé par rapport à sa patrie (le cercle matérialise la position du slump à Montbrun-les-Bains).



A

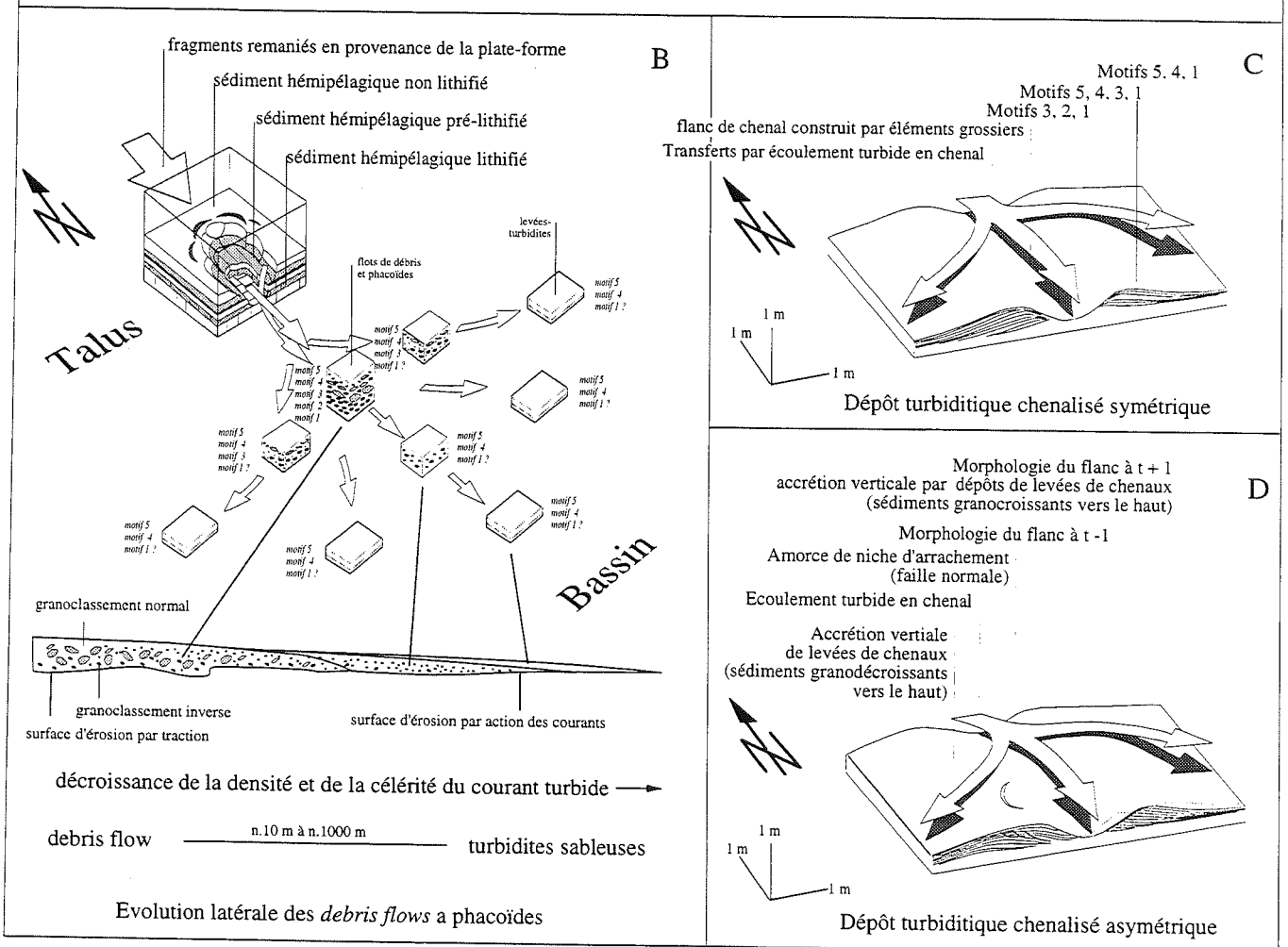


FIG. 31. - Interprétation des remaniements gravitaires en masse de la coupe de Serre de Jayon. A : Coupe du Serre de Jayon, évolution latérale dans les assises du Berriasien supérieur peu élevé. B : Place des turbidites sableuses par rapport aux debris-flows et interprétation des figures sédimentaires associées aux debris flow à phacoïdes - motif 5f : turbidites sableuses grossières à fines, laminées à bioturbées (ichnofaciès *Glossifungites*). - motif 4f : sable carbonaté lithifié à lithoclastes et gravelles de toutes tailles, - motif 3f : sable carbonaté mal induré à gravelles et lithoclastes de toutes tailles, - motif 2f : sable carbonaté à gravelles, lithoclastes fins et phacoïdes, - motif 1f : surface d'érosion. C et D : schémas tridimensionnels interprétatifs des turbidites sableuses proximales chenalisées symétriques (C) et asymétriques (D) associées aux debris flows à phacoïdes.



Correspondance de divers découpages microfaciologiques et extension paléobathymétrique envisageable des faciès								
ce travail	Arnaud (1989)	Darsac (1983)	Boisseau (1987)	Adatte (1988)	Subtidal swwb FWwb		Intertidal	Supratidal
mF15	F11		G	M2				
mF14				M1				
mF13	F10	M2		Int 1				
		M1						
mF12				Pi5b				
mF11	F9	Pi6	F1	Pi4 Pi5a				
		Peb2 à 4 (mF11 remanié)	E2 (mF11 remanié)					
mF10				Pi3				
mF9	F8	Peb2 à 4 (mF9 remanié)	F3					
			E3 (mF9 remanié)	Pi2				
mF8	F8	Peb5	E4	Pi1				
		Peb2 à 4 (mF8 remanié)	E2 (mF8 remanié)	Pi1				
mF7	F7	PeO1		Pe5				
		Pi1 à 5	F2					
		Peb2 à 4 (mF 8, 9, 11 remaniés)	E2* (mF8 et mF11 remaniés)	Pe4				
			E3 (mF 9 remanié)	Pe3				
mF6	F6	Pi1 à 5	F2	Pe2c				
		PeO1						
		Peb3		Pe2a Pe2b				
mF6	F5	Peb8	F1					
		Peb7						
		Peb6						
mF5	F5			Ft2				
				Ft1				
		Peb2 à 4	E1					
	Peb1	D2	Pe1					
	F4	He6	D1	T4				
		He7	C1	T3				
F3	He5	D1	T2					
	He4	B4						
		B3						
	B2	T2						
mF4	F2	He 3	B1	T1				
mF3	F1	He2	A4					
		He1	A3					
mF2	F1		A2					
mF1	F0	B	A1					
mF0								

FIG. 32. - Tableau comparatif des différentes familles de microfaciès proposées par Darsac [1983], Boisseau [1987], Adatte [1988] et Arnaud [1989] et celles utilisées dans ce travail.

## Chapitre III

### TERMINOLOGIE DES MICROFACIÈS

Les familles de microfaciès que j'utilise ici (fig. 32) s'apparentent avec les microfaciès définis par Darsac [1983], Boisseau [1987], Adatte [1988] et Arnaud-Vanneau et Arnaud [1989]. Selon les secteurs d'étude des auteurs, différentes subdivisions de microfaciès ont été établies : domaine de plate-forme (Adatte), domaine de plate-forme et partie haute du talus (Darsac et Boisseau) ; le découpage en 12 microfaciès par Arnaud-Vanneau et Arnaud [1989] est le plus complet puisqu'il intègre aux faciès de la plate-forme ceux rencontrés en domaine de bas de talus et de bassin.

Ce découpage qui a été développé pour les séries du Crétacé inférieur *sensu lato*, n'est pas suffisamment détaillé pour faire ressortir les spécificités des microfaciès du Berriasien et du Valanginien (les calpionelles par exemple). De plus, dans leur grande majorité, les sédiments carbonatés du Berriasien-Valanginien sont constitués par des éléments allochtones (remaniés) et souvent les découpages microfaciologiques des auteurs ne rendent pas assez compte de ce fait. La notion d'allochtonie est étendue ici à tous les éléments dont la patine, le test pour les bioclastes, le remplissage est différent du sédiment dans lequel ils se trouvent.

Le découpage en microfaciès que je propose permet de mettre en avant l'origine de ces éléments remaniés (microfaciès type supposé de la roche initiale) et la nature du microfaciès du sédiment "hôte". La notion d'autochtonie est limitée aux seuls éléments effectivement en place (organismes bioconstructeurs et non remaniés) qui constituent le sédiment, plutôt qu'au sédiment lui-même.

Pour que la notion d'allochtonie apparaisse dans l'analyse microfaciologique de ce travail, la méthode suivante a été définie :

a- isoler par des critères sédimentologiques et biologiques la famille de microfaciès (mF) auquel appartient le sédiment (en marge gauche d'un cartouche grisé sur les tableaux) ;

b- isoler les fragments et les débris allochtones et les replacer sur le diagramme théorique des microfaciès en fonction de leur origine supposée (O bioclastes et éléments remaniés ; X lithoclastes et galets mous).

Seize familles de microfaciès (mF0 à mF15) sont définies ici (voir les microfaciès types).

Les observations sur chaque coupe sont reportées dans un tableau où apparaissent les microfaciès correspondant à chaque échantillon.

Les modifications postérieures au dépôt (diagénetiques) subies par le sédiment ne rentrent pas dans le cadre des microfaciès (objet d'une étude séparée).

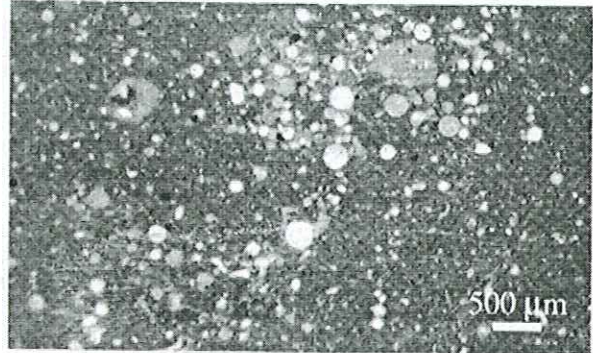


FIG. 33. - Microfaciès 0 de texture *mudstone* à radiolaires et calpionelles. La lame type est SDJ125, coupe du Serre de Jayon, Berriasien supérieur.

- le microfaciès type mF 0 se caractérise par une texture de type *mudstone* à radiolaires, à calpionelles (10-50 par unité de surface ou U. S. = 125 mm<sup>2</sup>), rares foraminifères benthiques circalittoraux (lenticulines, *Cyclogyra*, ...), ammonites et éventuellement des foraminifères pélagiques et des cadosines.

La lame type est SDJ125 (fig 33).



FIG. 34. - Microfaciès 1 de texture *mudstone-wackestone* à spicules de spongiaires et calpionelles. La lame type est SDJ25, coupe du Serre de Jayon, Berriasien supérieur.

- le microfaciès type mF 1 est caractérisé par une texture de type *mudstone-wackestone* à spicules de spongiaires et calpionelles (10-100 par U. S.) une granulométrie fine (éléments inférieurs à 100 µm), des spicules d'éponges, des foraminifères benthiques circalittoraux (lenticulines, *Cyclogyra*, ...) et éventuellement, des radiolaires, des cadosines ainsi que des ammonites.

La lithologie correspondante est celle de calcaires fins sombres.

La lame type est SDJ25 (fig. 34).

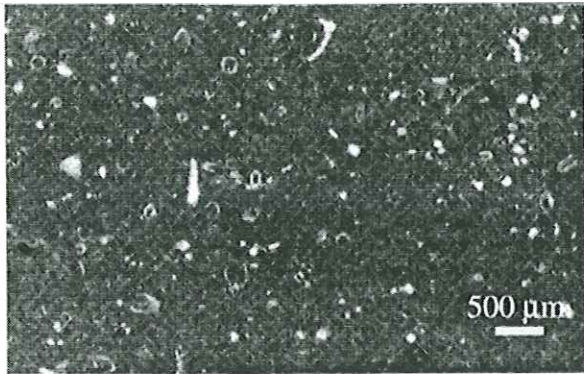


FIG. 35. - Microfaciès 2 de texture *mudstone* à calpionelles. La lame type est PG129, coupe de Majastres-Preynes, Berriasien supérieur.

- Le microfaciès type mF 2 est caractérisé par une texture de type *mudstone-wackestone* à calpionelles (100 et plus par U. S.) et foraminifères benthiques circalittoraux (lenticulines, *Cyclogyra*, *Neotrocholina*, ...), débris d'échinodermes et éventuellement des radiolaires, des cadosines, des bivalves (*Exogyra*), des brachiopodes (térébratules et rhynchonelles) et des ammonites. La lithologie correspondante est celle de calcaires fins sombres.

La lame type est PG129 (fig. 35).

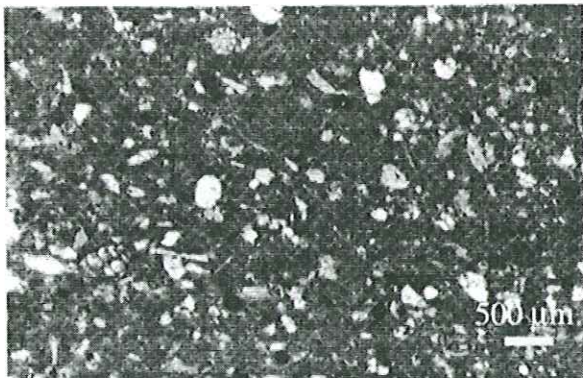


FIG. 36. - Microfaciès 3 de texture *wackestone* à foraminifères circalittoraux et fréquents débris d'échinodermes et rares calpionelles (<20 par Unité de Surface). La lame type est 3C1, coupe du Peuil, Berriasien supérieur.

- Le microfaciès type mF 3 est caractérisé par une texture de type *mudstone-wackestone* à débris d'échinodermes (en proportion supérieure à 10 %) et calpionelles (en nombre assez faible, inférieur à 20 calpionelles par U.S.) et, éventuellement, des radiolaires, des cadosines, des bivalves (*Exogyres*), des foraminifères benthiques circalittoraux diversifiés (lenticulines, *Cyclogyra*, *Neotrocholina*, petits agglutinés ...) et des brachiopodes (térébratules et rhynchonelles)

La lame type est 3C1 (fig. 36).

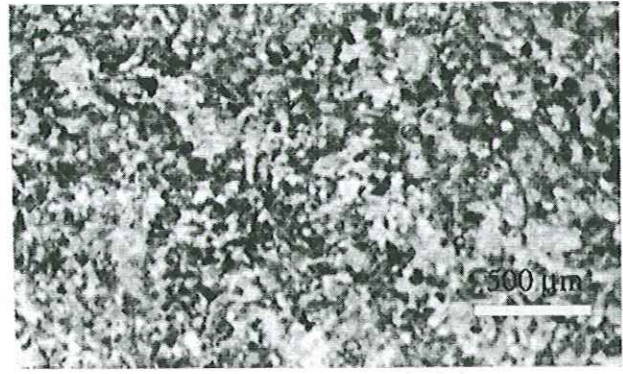


FIG. 37. - Microfaciès 4 de texture *packstone* à débris d'échinodermes et rares calpionelles (<20 par Unité de Surface 125 mm<sup>2</sup>). La lame type est Mα171, coupe de Malleval, Valanginien inférieur.

- Le microfaciès type mF 4 est caractérisé par une texture de type *wackestone* à débris d'échinodermes (en proportion supérieure à 25 %) et à petits foraminifères benthiques circalittoraux diversifiés (lenticulines, *Cyclogyra*, *Neotrocholina*, petits agglutinés tels que *Marsonella-Gaudryina*, *Textularia*, *Glomospira*...), crinoïdes et calpionelles (en nombre assez faible, inférieur à 20 calpionelles par U.S.) et éventuellement à cadosines, bivalves (*Exogyra*) et brachiopodes (térébratules et rhynchonelles). La lame type est Mα171 (fig. 37).

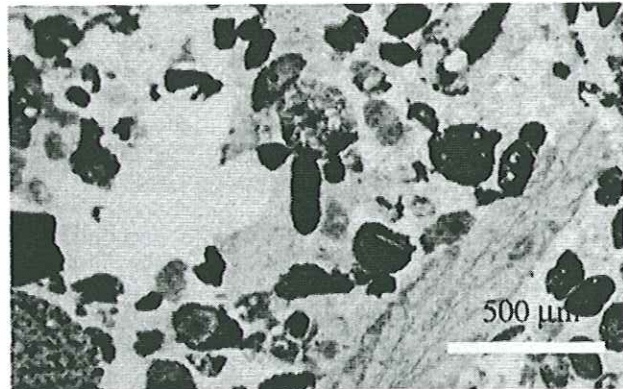


FIG. 38- Microfaciès 5 de texture *grainstone* à bryozoaires et débris d'échinodermes. La lame type est La24, coupe de Montheys du bas, Valanginien supérieur.

- Le microfaciès type mF 5 est caractérisé par une texture de type *wackestone-packstone* à bryozoaires et à foraminifères benthiques circalittoraux diversifiés (lenticulines, *Cyclogyra*, *Neotrocholina*, petits agglutinés tels *Marsonella-Gaudryina*, *Textularia*, *Glomospira*...), des débris d'échinodermes et éventuellement des cadosines et de rares calpionelles. La taille des grains parfois voisine de 500 µm. Les figures de courant sont fréquentes (proche de la limite inférieure d'agitation des vagues de tempête). La lame type est La24 (fig. 38).



FIG. 39. - Microfaciès 6 de texture *grainstone* à débris d'échinodermes. La lame type est GS20, coupe de la Grande Sure, Valanginien inférieur.

- Le microfaciès type mF 6 est caractérisé par une texture de type *packstone* à **foraminifères benthiques très diversifiés de grande taille** (lenticulines, *Cyclogyra*, *Neotrocholina*, petits agglutinés tels *Marsonella-Gaudryina*, *Textularia*, *Glomospira*...) et des **débris d'échinodermes** (en proportion supérieure à 25 %) avec exceptionnellement quelques calpionelles et éventuellement des cadosines.

Le spectre granulométrique est large (taille des grains parfois voisin de 500  $\mu\text{m}$ ).

La lame type est GS20 (fig. 39).

- Le microfaciès type mF 7 est caractérisé par une texture de type *packstone-grainstone* voire *floatstone*

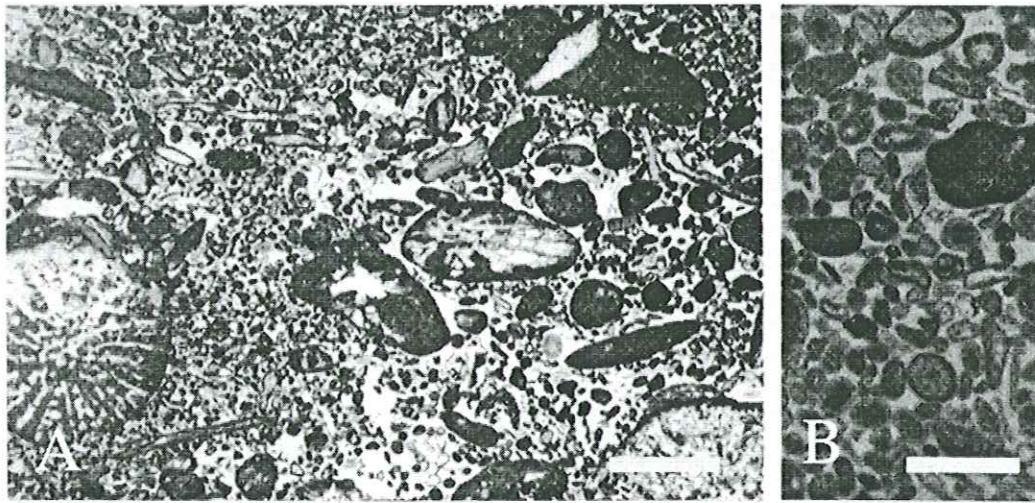


FIG. 40. - Microfaciès 7 de texture *rudstone-floatstone-grainstone* à débris de grande taille. A : la lame type est B160, coupe de la Chambotte, Valanginien inférieur. B : faciès à oïdes la lame type est Mu70, coupe de Musièges, Valanginien inférieur (échelle 1mm).

*stone, rudstone* à foraminifères benthiques très diversifiés de grande taille (*Trocholina*, *Arenobulimina*, ...) éventuellement à oïdes en quantité très variable (symbole : "X" signifie sous la forme de lithoclastes et d'oïdes remaniés ; symbole : "O" signifie oïdes sans lithoclastes).

Le spectre granulométrique est étendu vers les tailles millimétriques à décimétriques.

Les lames types sont B160 et Mu70 (fig. 40).

- Le microfaciès type mF 8 est caractérisé par une texture de type *boundstone* à débris d'éponges et ou de coraux, éventuellement avec des foraminifères benthiques de grande taille (*Trocholina*, *Conicospirulina*...) associés à des poches de sédiments à texture *wackestone-packstone*.

Le spectre granulométrique est étendu vers les tailles de grains millimétriques à pluricentimétriques indiquant que la sédimentation s'est opérée dans la zone d'action des vagues

La lame type est CL993 (fig. 41).

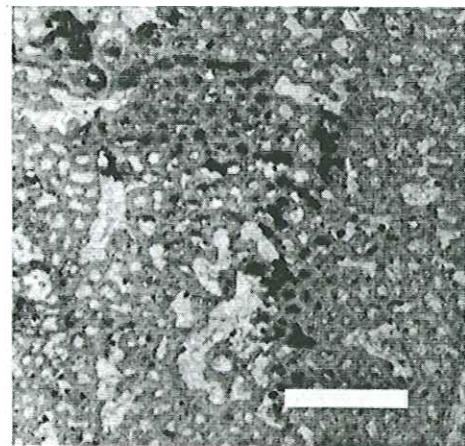


FIG. 41. - Microfaciès 8 (échelle 500 $\mu\text{m}$ ) de texture *boundstone* à éponges. La lame type est CL993, coupe du Cul de Lampe, Berriasien supérieur.



FIG. 42. - Microfaciès 9 (échelle 500µm) de texture *Packstone* à bacinelles. La lame type est Mα116, coupe de Malleval, Berriasien supérieur.

- Le microfaciès type mF 9 est caractérisé par une texture de type *wackestone-packstone, boundstone* à structures *Bacinella*, et par des foraminifères benthiques peu diversifiés de grande taille. Le spectre granulométrique est large (tailles des éléments millimétrique à centimétrique). La lame type est Mα116 (fig. 42).

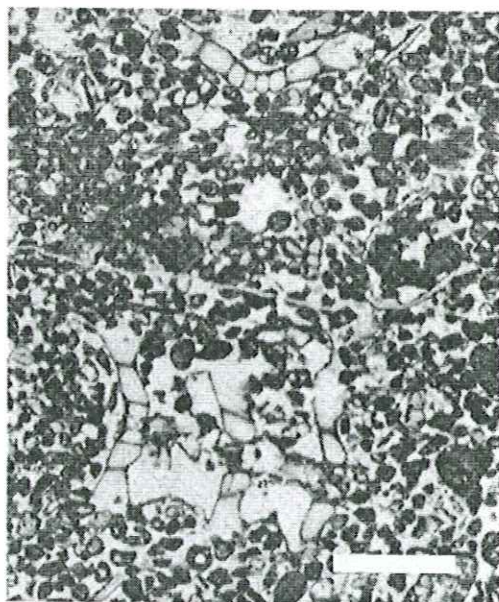


FIG. 43. - Microfaciès 10 (échelle 500µm) de texture *grainstone* à dasycladales. La lame type est Mu6, coupe de Musièges, Berriasien moyen.

- Le microfaciès type mF 10 est caractérisé par une texture de type *wackestone-grainstone* à algues *dasycladales* et débris bioclastiques divers (gastéropodes, foraminifères benthiques).

Le spectre granulométrique est large (débris millimétriques à centimétriques). La lame type est Mu6 (fig. 43).

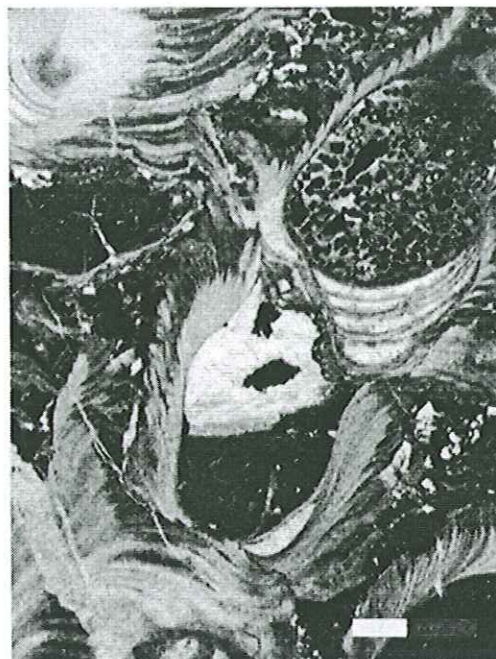


FIG. 44. - Microfaciès 11 (échelle 500µm) de texture *boundstone* à petits rudistes. La lame type est AP236, coupe de la Pointière, Berriasien supérieur.

- Le microfaciès type mF 11, texture *wackestone à boundstone*, des *rudistes* et rares débris bioclastiques (gastéropodes, foraminifères benthiques). La lame type est AP236 (fig. 44).

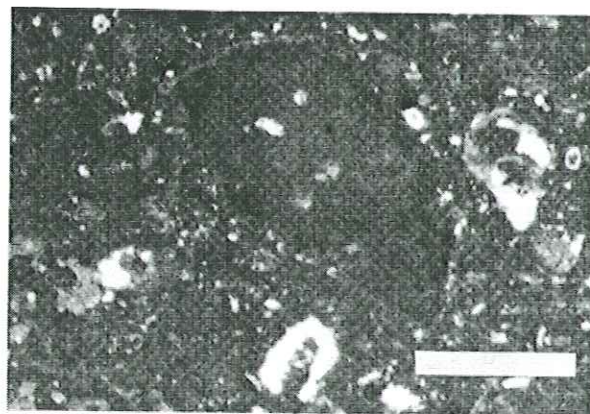


FIG. 45. - Microfaciès 12 (échelle 500 µm) de texture *mudstone-wackestone* à oncoïdes et gastéropodes. La lame type est Pdm7, coupe des Ponts de Martel, Berriasien moyen.

- Le microfaciès type mF 12 est caractérisé par une texture de type *wackestone à packstone* et par des *oncoïdes*, de gros foraminifères benthiques très peu diversifiés (trocholines, miliolidés pour l'essentiel) et des gastéropodes. La taille des grains est infra-millimétrique. La lame type est PDM7 (fig. 45).

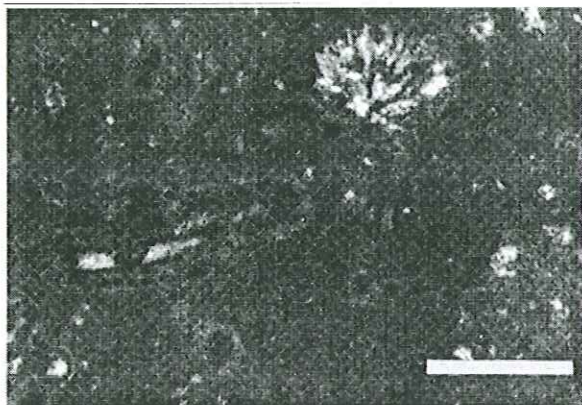


FIG. 46. - Microfaciès 13 (échelle 500 $\mu$ m) de texture *mudstone* à microfaune peu diversifiée (éventuellement à stromatolithes). La lame type est PM10, coupe des Ponts de Martel, Berriasien moyen.

- Le microfaciès type mF 13 est caractérisé par une texture de type *mudstone-wackestone* et une faune peu diversifiée et rare (miliolles, gastéropodes). Les structures stromatolitiques (*algal mat*) sont rangées dans cette famille de microfaciès. La lame type est PM10 (fig. 46).

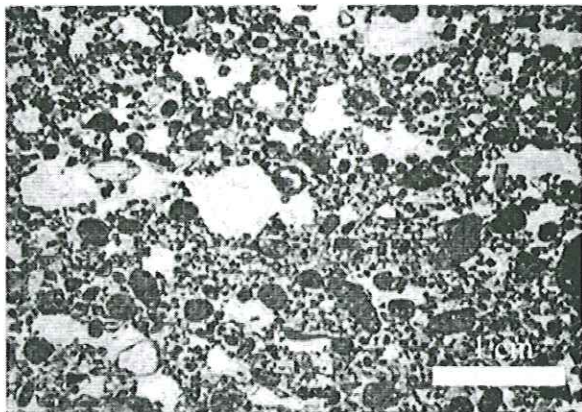


FIG. 47. - Microfaciès 14 de texture *grainstone* bien trié à fenestrae irréguliers. La lame type est M $\alpha$ 107, coupe de Malleval, Berriasien supérieur.

- le microfaciès type mF 14 est caractérisé par une texture de type *grainstone*, par des bioclastes de toute origine et des structures *fenestrae*.

Le tri granulométrique est excellent et les grains sont souvent de taille supérieure à 500  $\mu$ m.

La lame type est M $\alpha$  107 (fig. 47).

- le microfaciès type mF 15 est caractérisé par une texture de type *mudstone* à *packstone*, à éléments lacustres ou saumâtre (ostracodes d'eau douce et ou tiges de charophytes et/ou oogones de charophytes) et des structures *fenestrae* (*bird's eyes*)

existent parfois. (symbole X : signifie lithoclastes et pisolides vadoses remaniés; symbole O pisolides vadoses, symbole q : grains de quartz). La lame type est Bi 62 (fig. 48).

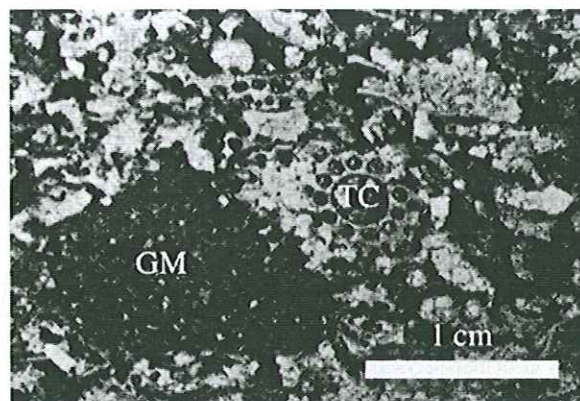


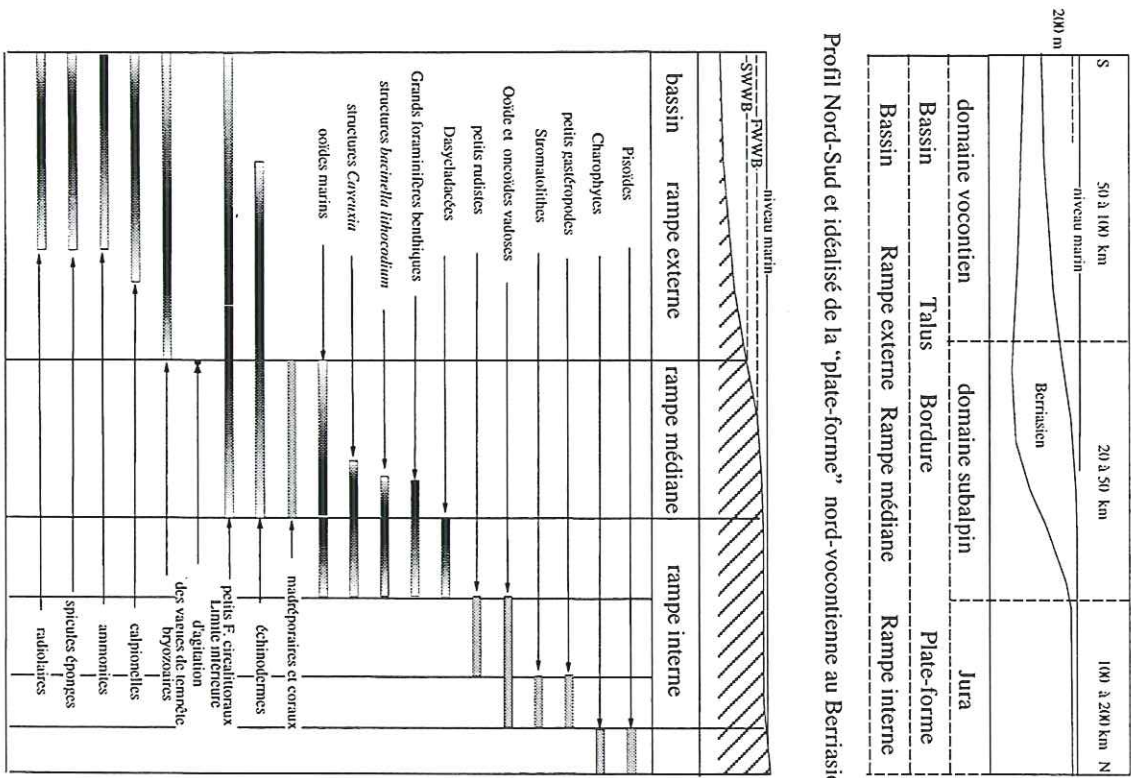
FIG. 48. - Microfaciès 15 de texture *packstone-grainstone* à tiges de charophytes (TC) et à galets mous de marnes vertes à ostracodes d'eau douce. La lame type est Bi62, coupe de Bienne (Berriasien moyen.)

Pour une roche sédimentaire donnée, il existe une infinité de faciès, cette diversité résulte même de la complexité des processus de dépôts ; pour cette raison, pour le même échantillon, plusieurs microfaciès types peuvent être pointés sur une horizontale dans les tableaux d'évolution.

Les associations ainsi obtenues résultent en fait, du mélange de plusieurs sédiments d'origine différente assemblés par le concours des transferts de sédiments.

C'est le cas pour les "faciès de transgression" qui ont été définis par Arnaud-Vanneau (1980) et successivement reconnus par Darsac (1983), Boisseau (1987) et Adatte (1988) comme des "faciès de mélange". Ces faciès montrent des remaniements d'éléments internes et externes (*mélange d'éléments pré-littoraux et de plate-forme internes rubéfiés, riches en quartz, à oolides et exoclastes...*). Ils ont été interprétés comme des faciès associés aux transgressions dits "faciès de transgression" ; cependant lorsque l'on replace ces microfaciès dans un cadre géométrique et séquentiel, on peut les identifier en domaine de talus, dans les niveaux contemporains des émergences majeures de la plate-forme, (échantillons V1978 à V1997 de la coupe de Valetière, ou F1973 à F1994 de la coupe de Lanfrey) autrement dit lors des phases de régression maximale. De fait, le terme "faciès de transgression", interprétatif, n'est pas utilisé dans ce travail.

Le détail des transferts de sédiments est présenté sur un document interprétatif à part (tableaux transferts), en partie III de ce mémoire.



Profil Nord-Sud et idéalisé de la "plate-forme" nord-vocontienne au Berriasien.

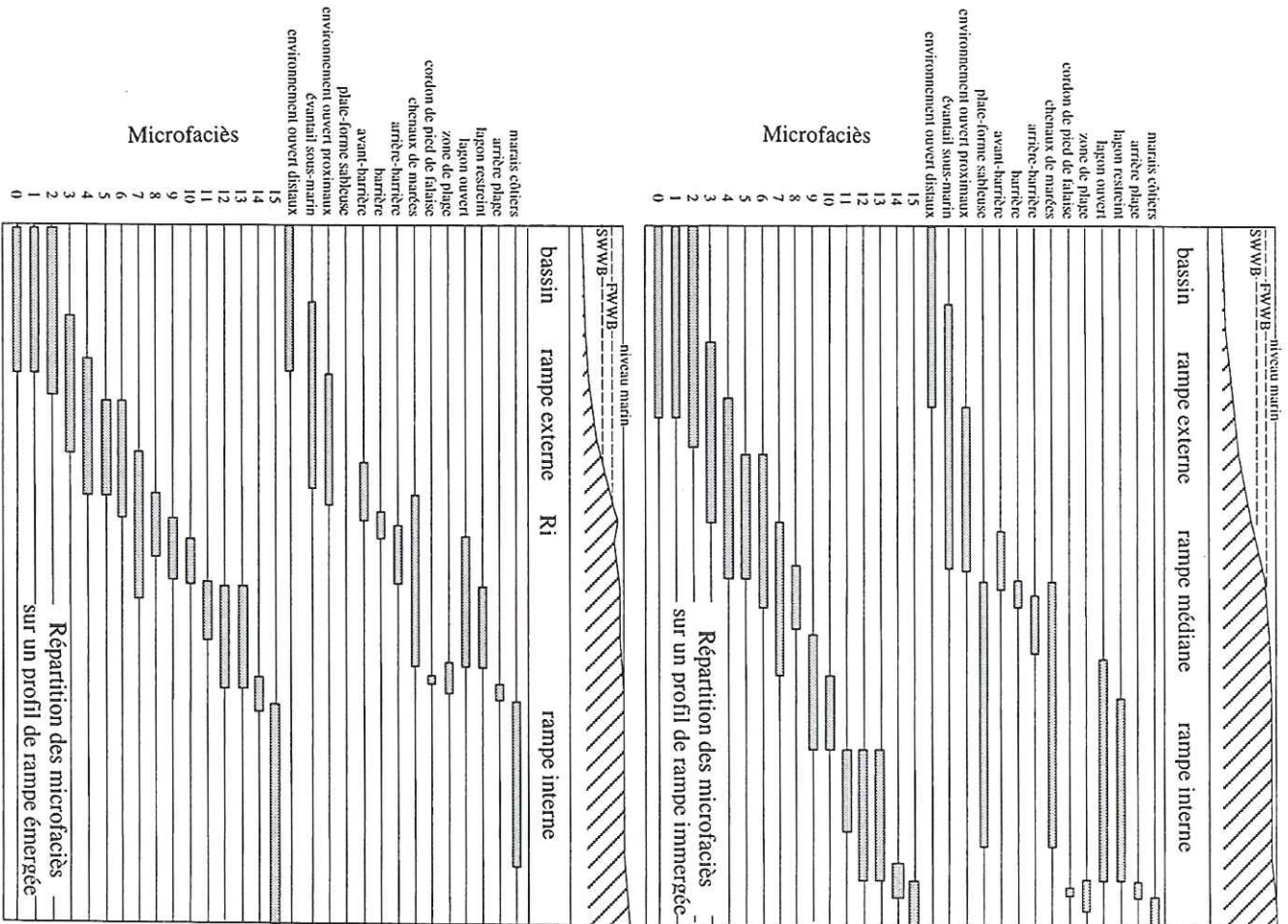


FIG. 49. - Profil nord-sud idéalisé de la plate-forme nord-vocontienne au Berriasien, répartition des principaux bioclastes et grains enrobés sur un profil de rampe idéalisé. Répartition des microfaciès sur un profil de rampe immergée et sur un profil de rampe émergée.

## Chapitre IV

### ESSAI DE RECONSTITUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS

Le tableau de caractérisation des principaux paléoenvironnements carbonatés (fig. 49) montre les associations de figures sédimentaires et les éléments constitutifs des sédiments. Dans ce document, établi en grande partie sur des bases bibliographiques, une part importante est faite à la reconnaissance des textures, des figures sédimentaires [Allen, 1987 ; Chamley, 1987, 1988 ; Reading, 1986, Tucker et Wright, 1990 ; Einsele, 1992], des microfaciès [Flügel, 1982 ; Tucker et Wright, 1990], la paléoécologie et l'interprétation des paléoprofondeurs.

#### 1. - LES VARIATIONS DES PALÉOPROFONDEURS, PARAMÈTRES ET CAUSES POSSIBLES

En analysant un affleurement, il n'est pas possible de préciser quantitativement l'évolution des paléoprofondeurs (absence de critères absolus de reconnaissance des paléoprofondeurs). Cependant, quelques indicateurs permettent simplement d'apprécier empiriquement cette évolution (position par rapport à l'activité des vagues, à la zone photique, ...), on parle de **bathycroissance** (correspondant à une tendance à l'augmentation de la profondeur relative dans la succession des environnements), de **bathydécroissance** (correspondant à une tendance à la diminution de la profondeur relative dans la succession des environnements), ou de **bathyconstance** (caractérisée par une stabilité de la profondeur de dépôt).

##### 1.1. Les paramètres qui régissent la "paléoprofondeur"

- la **subsidence** (mécanisme de déformation de la croûte terrestre due à l'effet de contraintes tectoniques isostatiques ou thermiques),

- le **taux de sédimentation** (qui correspond à la quantité de sédiments déposée à la verticale d'un point dans un bassin,

- la **compaction** (modification dans le temps du volume de sédiments déposé),

- l'**eustatisme** (variation du niveau marin absolu au cours du temps [Fairbridge, 1961]);

Dans bon nombre de travaux récents sur les bassins sédimentaires, à l'échelle d'un bassin sédimentaire et sur de longues périodes [Vail *et al.*, 1977] plutôt qu'à l'échelle de l'affleurement et sur de courtes périodes [Galloway, 1989 et Cross *in* Merzeraud, 1992], le taux de sédimentation ou le flux de sédiments est supposé constant en qualité comme en quantité [Merzeraud, 1992]. Pourtant, en l'absence de géochronomètres suffisamment précis, il n'est pas possible d'affirmer que le taux de sédi-

mentation est constant à l'échelle d'un bassin, même sur de longues périodes ; les corrélations obtenues dans le cadre de ce travail montrent que d'une coupe à l'autre les épaisseurs des sédiments préservés varient et ceci quelque soit l'importance de l'intervalle de temps étudié

Actuellement, plusieurs causes sont invoquées pour expliquer ces variations.

#### 1.2. Les causes globales

Les **causes globales internes** seraient liées aux mouvements de plaques lithosphériques et à leur comportement rhéologique vis à vis des contraintes tectoniques. Elles comprendraient les mouvements de convection dans le manteau qui, selon Anderson [1984] et Komins et Bond [1991], pourraient avoir une influence sur les vitesses de subsidence dans les bassins intracratoniques. Ces éléments contrôlèrent des "cycles eustatiques" à périodes supérieures à 100 MA [Gunis, 1988] correspondant à l'évolution des supercontinents (accrétion-morcellement). Les variations de vitesse d'accrétion des dorsales, selon Pitman [1979] s'accompagneraient également de variations dans la morphologie des dorsales océaniques et impliqueraient une modification de la répartition du volume global de l'eau. La réorganisation des contraintes intraplaques pourrait, selon Zoback et Zoback [1980] réactiver rapidement des déformations tectoniques anciennes dans les bassins sédimentaires ou induire des déformations de la croûte à plus long terme. La subsidence pourrait même, selon Kooi et Cloetingh [1989] varier d'une façon antagoniste sur la bordure par rapport au centre du bassin en contexte distensif et en contexte compressif, sous des contraintes différentes, en raison de l'hétérogénéité des bassins sédimentaires.

Les **causes globales externes** seraient, pour l'essentiel, liées aux modifications de l'orbite terrestre et de l'axe de rotation de la terre. Les paramètres de l'orbite terrestre (précession, obliquité et excentricité), mis en évidence par Milankovitch, présentent des périodicités de 19 000 et 23 000 ans pour la précession, 41 000 ans pour l'obliquité et 100 000 ans pour l'excentricité. Ces variations peuvent modifier les conditions d'ensoleillement et par là les conditions climatiques [Berger, 1978]. Les variations orbitales pourraient induire des modifications du géoïde et entraîner des variations régionales du niveau marin [Fairbridge, 1961; Morner, 1980].

Jusqu'à présent, il semble que parmi ces facteurs, les vitesses de variations eustatiques du niveau de la mer sont en général, très supérieures à celles des deux autres facteurs, de sorte que les variations de l'espace disponible semblent [Vail *et al.*, 1977] essentiellement liées aux variations eustatiques. Toutes les causes globales citées ici agissent sur les systèmes sédimentaires et induisent une



"rythmicité" souvent interprétée en terme de périodicité. La superposition de tous ces facteurs génère des "séquences" [Vail *et al.*, 1991] dont la durée est variable, ces différences permettant de les ordonner :

- les séquences d'**ordre 1** sont les plus longues (50 MA et plus) ;
- les séquences d'**ordre 2** durent de 3 à 50 MA ;
- les séquences d'**ordre 3** durent de 500 000 ans à 3 MA ;
- les séquences d'**ordre 4** durent de 80 000 à 500 000 ans ;
- les séquences d'**ordre 5** durent de 30 000 à 80 000 ans ;
- les séquences d'**ordre 6** durent de 10 000 à 30 000 ans.

Dans les séries de bassin, les alternances de marnes et de calcaire ont été longtemps interprétées comme le résultat des variations orbitales de Milankovitch. Certains auteurs interprètent les successions stratonomiques de plate-forme et de talus du Berriasien comme l'enregistrement des variations orbitales [Pasquier, 1995]. L'étude faite dans le cadre de cet intervalle stratigraphique à partir de coupes levées dans le talus de la plate-forme nord-vocontienne (Fontanil), dans la partie proximale du bassin (Berrias) et la partie distale du bassin (coupes de Montbrun-les-Bains, Barret-le-Bas) montre des variations dans les alternances de bancs calcaires et de niveaux marneux qui peuvent être de plusieurs sortes :

- sur le talus, il est courant d'observer un banc calcaire passant latéralement à des faisceaux de bancs composés de "couplets marnes-calcaires" (coupes du Fontanil : Rivoire, Valetière, Lanfrey).

- dans le bassin, les bancs calcaires peuvent diminuer d'épaisseur jusqu'à disparaître pour passer latéralement à des niveaux marneux ou à une surface de condensation ou d'érosion (affleurements de Montbrun-les-Bains, Barret-le-Bas).

En conclusion, dans le cas où les cyclicités de Milankovitch se traduisent par une évolution stratonomique, elles sont le plus souvent difficiles à identifier sur le terrain, sachant que l'alternance résulte de la superposition de plusieurs paramètres indépendants comme la production et la préservation des fractions carbonatées (variations paléocologiques, paléocourantologiques, ... éventuellement liées aux phases de progradation, rétrogradation et aggradation des systèmes sédimentaires), l'importance des apports sédimentaires détritiques et l'importance de la diagenèse et de l'altération.

Les alternances de bancs calcaires et de niveaux marneux du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur pourraient donc ne pas être la trace directe des variations orbitales de Milankovitch mais plutôt correspondre à la genèse de "rythmes et cycles" sous l'effet de la superposition de paramètres indépendants (théorie du chaos).

## 2. - PRINCIPAUX PALÉOENVIRONNEMENTS

Remarque : *Les assemblages de particules sédimentaires au sein des dépôts reflètent, le plus*

*souvent, plusieurs paléoenvironnements plutôt que la trace d'un seul paléoenvironnement (voir l'importance du remaniement dans les sédiments).*

### 2.1. Les environnements continentaux

#### 2.1.1. Les dépôts laguno-lacustres (les marais côtiers)

La caractéristique essentielle des dépôts laguno-lacustres du Berriasien-Valanginien nord-vocontien est la présence exclusive d'ostracodes d'eau douce, d'articles de tiges de charophytes et de gyrogonites (mF15). Les dépôts sont généralement des marnes versicolores d'une épaisseur inférieure au mètre (exemple des dépôts laguno-lacustres du Purbeckien-Berriasien inférieur- de la région de Bienne sont constitués de marnes versicolores).

#### 2.1.2. Installations de végétation

Elle est attestée par des indices *in situ*, comme la préservation de traces de racines (coupe de la Chambotte, échantillons B40 à B60), de calcrètes (Champagne, échantillon B16). La présence de végétaux est également attestée par des fragments de *Microcodium* ou d'ambre (Montheys-du-bas, Landeron, éch. La 23-24-25).

#### 2.1.3. Altérations météoriques

Elles se traduisent par des indices *in situ*, comme des cavités karstiques (à différentes échelles) ou des cimentations particulières (coupe des Ponts-de-Martel, échantillons PM10-11-12). La trace d'altérations météoriques est également préservée sous la forme de galets portant des microcavités de dissolution et des remplissages d'altérites (Ponts-de-Martel, Berriasien moyen, échantillons PM10, Malleval, Valanginien supérieur, échantillons Mγ185), de fragments de pisoides ferrugineux ou de fragments d'altérites comme des dolocrète-calcrètes (Montheys du bas, éch. La23-24-25).

### 2.2 Les environnements côtiers aux embouchures de fleuves: les deltas [d'après Allen et Mercier, 1987 et Chamley, 1987]

L'abondance de débris de quartz, dans certains niveaux du Berriasien et du Valanginien nord-vocontien (toutes les parties de coupes datées du Berriasien supérieur peu élevé par exemple), atteint parfois 50 % du sédiment et laisse supposer une influence continentale (deltaïque ?) dans la sédimentation. A cette époque dans des niveaux attribués au Berriasien, le bassin de Paris devait jouer le rôle d'un bassin versant fluvial puisque des figures sédimentaires associées à de tels environnements y ont déjà été décrits dans ces niveaux stratigraphiques [Pernet, 1983]. Les directions de drainage étaient orientées vers l'est ou l'est-sud-est,

soit en direction de la plate-forme nord-vocontienne (ou plate-forme jurassienne). Même si les structures proximales des deltas en milieu marin (assemblage des figures sédimentaires caractéristiques des plaines deltaïques, n'ont pas clairement été identifiées dans le secteur étudié, l'abondance de matériel terrigène fin (grains de quartz de taille inférieure à 100 µm) au Berriasien supérieur dans plusieurs coupes du Jura (Maréchet, Champagne, ...) et dans le talus nord-vocontien (sous forme de turbidites dans la coupe d'Echevis -échantillons LM- et à la base de la coupe de Rivoire, échantillons RC1 à RC24), est interprétée comme la conséquence d'apports fluvio-deltaïques.

## 2.3. Les environnements côtiers

### 2.3.1. Les lagons confinés

La sédimentation appartient aux domaines intertidal et subtidal peu profond, dans les milieux médio- et infralittoraux ; les dépôts y sont généralement de texture *mudstone-wackestone* à bioclastes (assez rares) ou éléments remaniés peu diversifiés (foraminifères benthiques, gastéropodes, *Cayeuxia*, oïdes micritisés) ou de texture *boundstone* à petits rudistes et ou oncoïdes (mF11 et mF13).

Deux types de transferts de sédiments jouent un rôle important dans la sédimentation de lagon restreint. Les apports par les tempêtes (dépôts lumachelliques de type *washover fans* intercalés dans des sédiments lagonaires, exemple de la coupe de Ponts-de-Martel, Berriasien moyen, échantillons PM12 et 13) ou les apports tidaux de flot (famille de faciès mF13 avec des éléments remaniés de mF7 par exemple, coupe de Ponts-de-Martel, échantillons PM1 et PM6, Berriasien moyen). Les microfaciès associés sont mF11, mF12 et mF13 avec des intercalations de mF6 ou mF7.

### 2.3.2. Les lagons ouverts

Ces environnements sont développés en milieu subtidal peu profond, en domaine infralittoral, les dépôts y sont généralement de texture *packstone* ou *grainstone* à bioclastes divers (foraminifères benthiques de grande taille diversifiés, algues dasycladales) ou de texture *boundstone* à *Bacinella* et, ou *Lithocodium*. Localement des dépôts de type *washover* peuvent s'intercaler dans les sédiments lagonaires. Les microfaciès associés sont mF9, mF10 avec des intercalations de mF6 ou mF7 (*washover*).

### 2.3.3. La zone de plage

La plage est une zone littorale qui peut être constituée de sables ou de galets ; elle est exposée à l'action des vagues et des marées. Du continent vers la mer, on parle d'arrière plage, d'estran ou d'avant plage.

La structure des dépôts de plage sableuse est composée de litages obliques peu inclinés vers la mer et de structures *Fenestrae* (*keystone vugs*), dans les séries fossiles les niveaux de plage préservés montrent une induration précoce (*beach-rock*) attestée par une compaction très faible (galets de *beach-rock* au sommet de la coupe de Cul de Lampe, éch. CDL487). Les microfaciès associés sont mF14 avec des remaniements de mF 5 à mF15.

### 2.3.4. Les cordons de pied de falaise

Dans les séries de plate-forme interne du Berriasien supérieur-Valanginien, la présence de galets à traces d'émergence généralement remaniés dans des sédiments marins bioclastiques externes fins (Crêt de l'Anneau, éch. AC5), pourrait être la trace de la désagrégation de cordons de pied de falaise (de taille décimétrique -"trottoirs"- à plurimétrique). Ces cordons, fréquents dans les zones de côtes actuelles rétrogradantes montrent des lithoclastes assez grossiers (cm) mis en place par éboulement (voir chap. V). Ici, ils sont associés aux microfaciès d'origine mF6 à mF15.

### 2.3.5. La zone d'avant plage (foreshore)

Les zones d'avant plage sont dominées par les vagues, les *rip current*, les courants côtiers et les deltas de jusant ; elles sont structurées par des litages obliques à accréation latérale ; l'influence des courants côtiers y est prépondérante. La famille de microfaciès dominante est mF7.

### 2.3.6. Les chenaux de marées

Ces structures à base érosive peuvent être connectées vers le large en chenaux plus larges et plus profonds. L'extension des chenaux de marées va depuis le domaine tidal jusqu'au domaine subtidal peu profond, depuis l'étage médiolittoral jusqu'au domaine infralittoral. Les microfaciès dominants sont les mF7 associés à des fragments remaniés d'origines différentes (mF9, mF10, mF11, mF12 et mF13).

## 2.4. Les environnements de barrière

Ils constituent la frontière entre les domaines ouverts (au large) et les domaines protégés. Ils se présentent sous la forme de récifs, de plages ou de barres sableuses. Les environnements associés aux zones de barrière se décomposent en trois parties :

1- une zone dite "arrière barrière" (arrière récif éventuellement), marquée par des sédiments remaniés depuis la zone de "barrière" où l'on trouve par exemple des fragments récifaux incorporés à des sédiments lagonaires *in situ*,

2- une zone de barrière proprement dite, constituée soit par des bioconstructions (récifs dans ce

cas) ou par des barres oolithiques (sédiments de texture *grainstone* constitués d'ooïdes),

3- une zone dite "d'avant barrière" (avant récif éventuellement), marquée par des sédiments remaniés d'origine "barrière" ou récifale incorporés à des sédiments marins ouverts *in situ*.

## 2.5. Les environnements marins ouverts

### 2.5.1. Les plate-formes sableuses

Il s'agit de dépôts sableux plus ou moins grossiers, structurés par des mégarides et des dunes plurimétriques en domaine subtidal, depuis l'étage infralittoral à circalittoral. Il est possible d'y observer de nombreux débris d'échinodermes (crinoïdes) et de bryozoaires associés à des pectens. Les microfaciès dominants sont les familles mF5 et mF6 associées à d'autres microfaciès remaniés.

### 2.5.2. Les environnements marins ouverts proximaux

La zone d'action des vagues génère des dépôts sableux fins infra à circalittoraux structurés par des HCS et des litages plans. Ce sont des dépôts de tempête *offshore* (tempestites proximales à distales) où dominent les microfaciès mF7, mF6 et mF5 et des éléments remaniés d'origine mF8 à mF15.

### 2.5.3. Les environnements marins ouverts distaux

Ces environnements sont enregistrés au-dessous de la zone d'action des vagues, la fréquence des dépôts par décantation de matériaux biogéniques circalittoraux ("vases hémipélagiques", microfaciès

mF4, mF3, mF2, mF1, mF0) y augmente avec la profondeur (coupe du Peuil, Berriasien supérieur, échantillons 3C1 à 3C149 et coupe de Malleval, Valanginien supérieur, échantillons Mγ). Localement, des échantillons détritiques (débris de quartz dans la coupe d'Echevis, Berriasien supérieur, échantillons LM) ou des couloirs d'écoulement préférentiel de *mass flows* (microfaciès de toute origine remaniés en masse) et de turbidites (microfaciès mF4, mF3, mF2 laminés et bioturbés) apportent des matériaux remaniés en provenance des domaines plus internes.

## 3. - CONCLUSIONS

L'interprétation paléoenvironnementale découle des résultats de la sédimentologie de terrain (assemblages de figures sédimentaires, géométrie des dépôts) et de l'analyse microfaciologique (assemblages de familles de microfaciès). La liste des paléoenvironnements idéaux du Berriasien-Valanginien, présentée dans ce chapitre n'est donc pas exhaustive.

De plus, cette succession de paléoenvironnements n'est pas systématiquement respectée : Il existe, par exemple, des intervalles stratigraphiques dans lesquels des paléoenvironnements typiques de rampes carbonatées n'ont pas été observés (c'est le cas du Valanginien supérieur qui ne montre pas de faciès de lagons, dans la séquence Va3, des coupes du Jura ou de Malleval).

Pour d'autres intervalles stratigraphiques (passage entre les séquences Be5 à Be6, coupes de la Pointière, du Cul de Lampe et du Fontanil), des paléoenvironnements bien différenciés se juxtaposent présence de "marais côtiers", de lagons restreints, de lagons ouverts, de zones d'arrière-barrière, de zone de barrière (éponges, madréporaires), de zone d'avant-barrière et de mer ouverte.

## Chapitre V

### MÉTHODES DE CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES

#### 1.- PRÉSENTATION DES OUTILS

##### 1.1. Corrélations lithofaciologiques et lithostratigraphiques

Dès le début du siècle dernier, dans le but de dresser des cartes géologiques du Jura, les premières études stratigraphiques du Crétacé inférieur ont consisté à découper les séries en unités lithofaciologiques. En raison de la relative pauvreté de cette région en fossiles, les corrélations étaient peu étayées par la biostratigraphie. Les corrélations lithologiques réalisées à l'époque en unités supposées synchrones ont été réfutées au fur et à mesure que les données paléontologiques devenaient plus abondantes. Ces données montrent en effet que les unités lithofaciologiques sont souvent diachrones.

L'analyse sédimentologique et biostratigraphique détaillée de quelques coupes du domaine subalpin (talus nord-vocontien), a montré que l'utilisation des méthodes de corrélation lithofaciologiques peut conduire à des erreurs d'attribution stratigraphique importantes : c'est le cas du secteur du Fontanil où un intervalle stratigraphique (Berriasien supérieur élevé) caractérisé par des calcaires massifs (partie nord de la coupe de Rivoire) passe latéralement, en quelques hectomètres, à des alternances de marnes et de calcaires (partie sud de la coupe de Rivoire, coupe de Lanfrey et de Valetière). C'est en se basant sur ce type de contrastes lithologiques qu'Arnaud *et al.* (1981) ont proposé un schéma stratigraphique partiellement erroné [voir Blanc *et al.*, 1992 et 1993]. C'est pour cette raison, que je n'utiliserai pas dans ce travail les méthodes de corrélations lithostratigraphiques sans les avoir au préalable contrôlées par les méthodes de la biostratigraphie.

Un problème supplémentaire se greffe à celui des datations des sédiments : le contenu paléontologique d'un **volume** de sédiment n'est pas toujours caractéristique de l'âge de la mise en place de celui-ci ; c'est le cas des *mass-flows* ou des slumps limités par une surface inférieure (Si) et une surface supérieure (Ss). Si l'on considère la dynamique de mise en place d'un slump ou d'un remaniement gravitaire, les surfaces Si et Ss sont contemporaines.

L'âge de la mise en place du remaniement gravitaire est donné par encadrement : il est compris entre l'âge du sédiment le plus récent contenu dans le slump (entre Si et Ss) ou sous Si (s'il existe des sédiments encore plus récents sous cette surface) et l'âge du sédiment le plus ancien au-dessus de Ss. Ici, le principe de superposition de la stratigraphie n'est pas respecté. Il s'agit ici d'un paradoxe bien connu de la chronostratigraphie où la datation d'un objet n'est pas nécessairement qualifiée par son contenu fossile !

En conclusion, la notion de continuité de l'enregistrement sédimentaire n'est pas applicable au système sédimentaire étudié. Comme on le verra en effet, la sédimentation du Berriasien-Valanginien en domaine nord-vocontien est dominée par le remaniement, l'éro-

sion et les discontinuités. Il en est de même en domaine de plate-forme (partie III) où les corrélations stratigraphiques montrent que des parties importantes de séries sédimentaires peuvent manquer.

Dans ce contexte le problème des corrélations entre des affleurements discontinus peut être résolu par la reconnaissance et la datation par encadrement des surfaces qui délimitent les ensembles sédimentaires. Dans ce travail, les corrélations stratigraphiques seront donc établies par l'intermédiaire de ces surfaces, appelées **surfaces clefs**.

##### 1.2. Le découpage en surfaces clefs et les discontinuités sédimentaires

Les surfaces clefs sont des **discontinuités** qui correspondent à l'enregistrement d'événements géodynamiques. Twenhofel [1936] a défini les discontinuités comme "*une surface séparant deux dépôts distincts et qui représente un temps de non dépôt ou d'érosion*". Les principales surfaces-clefs reconnues dans ce travail sont :

- les **surfaces d'émersion**, qui correspondent à des lacunes de sédimentation affectant le domaine de plate-forme ou de bordure de plate-forme (elles se remarquent par des **surfaces d'altération** ou **d'érosion** dont l'extension peut atteindre et dépasser la bordure de la plate-forme). Dans le cas d'une documentation stratigraphique suffisante, il est possible d'observer de part et d'autre de cette surface un "saut évolutif" et/ou un changement dans les assemblages de faunes (de foraminifères benthiques par exemple) ou de flore.

- les **surfaces d'érosion** ou de troncature **sous-marine** sont des surfaces reconnues en domaine de bassin ou de talus, sans qu'elles soient liées à une émersion, elles correspondent à une surface physique : comme la base d'un niveau de remaniement gravitaire (ex. du slump du Berriasien sommital de Barret-le-Bas) ou une surface de troncature (*slump scar*, surface d'érosion par courant sous-marin, ...) elles sont marquées par un saut dans l'enregistrement sédimentaire et ou biostratigraphique.

- les **surfaces de condensation**, marquées par un taux de sédimentation nul à très faible (où les fossiles préservés recouvrent une grande extension chronostratigraphique), correspondent aux milieux généralement les plus profonds, et sont souvent confondues avec des horizons de condensation. Ces dernières reconnaissables dans le bassin ne sont pas reconnues dans le domaine de la plate-forme nord-vocontienne, si elles existent, il faut donc croire qu'elles n'ont pas été préservées de **l'érosion** (cf. chapitre XII) : elles ne sont donc de fait pas fiables dans le cadre des corrélations entre les coupes étudiées. Les sauts brutaux de faciès dans les séries sédimentaires de l'Hauterivien-Aptien du Vercors ont été interprétés par Arnaud [1981] comme

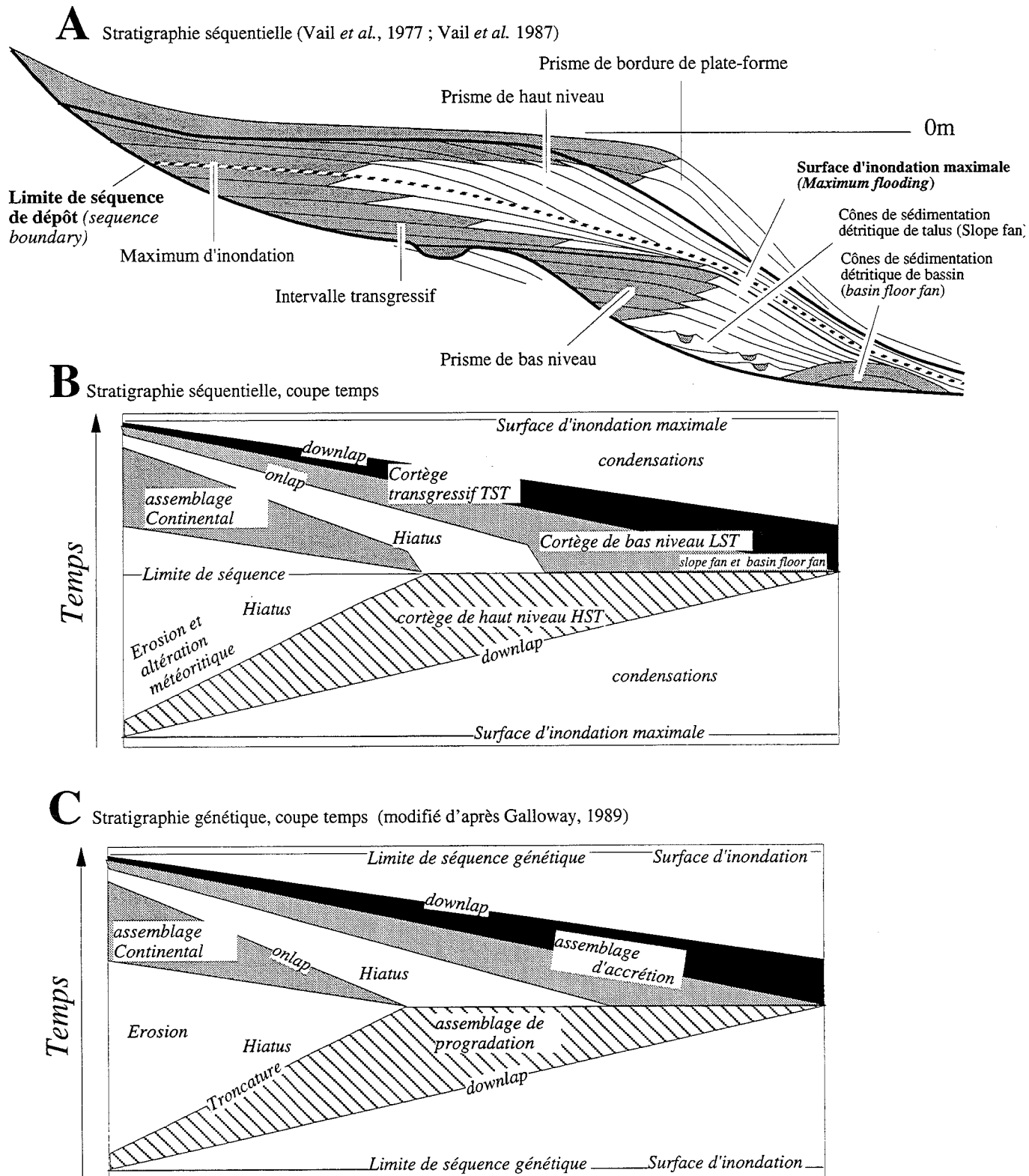


FIG. 50 . - Le modèle de stratigraphie séquentielle [Vail *et al.* 1977 et 1987], développé à partir des observations de profils sismiques à l'échelle d'un bassin sédimentaire. A cette échelle l'extension des dépôts varie en fonction de l'espace disponible. (schéma A) :

A : les sédiments se disposent vers l'aval du dispositif pendant les périodes de bas niveau marin relatif de la mer (pas d'espace disponible sur les plates-formes émergées et surtout vers l'amont pendant les périodes de haut niveau marin (plate-forme submergée). Ce modèle de dépôt permet d'expliquer la localisation et la signification des lacunes de sédimentation, des niveaux condensés et des principaux phénomènes de remaniement gravitaires.

B : "coupe temps" issue du modèle de stratigraphie séquentielle.

C : "coupe temps" issue du modèle de stratigraphie génétique, les différences entre les deux modèles portent essentiellement sur la nature des limites de séquences (surface de maximum d'inondation et de condensation en stratigraphie génétique par opposition aux surfaces érosives localement concordantes reconnues en stratigraphie séquentielle).

des discontinuités sédimentaires majeures. Elles interrompent la régularité des dépôts sous la forme de surfaces durcies, de niveaux rubéfiés, d'authigénèse glauconite-phosphates, un approfondissement important des milieux de dépôt dans les sédiments, des renouvellements des *biota*, des remaniements importants et des condensations au-dessus de la surface. Pour cet auteur, comme pour Vail *et al.* [1977], ces surfaces de discontinuités sur la plate-forme sont prolongées par des surfaces concordantes en domaine de bassin et matérialiseraient des modifications isochrones du milieu marin ; elles constitueraient de fait de bons outils indispensables aux corrélations plate-forme-bassin. Plusieurs modèles ont été définis pour corréler les surfaces clefs définies en domaine de plate-forme avec celles qui ont été définies en domaine de bassin .

### 1.3. Les modèles de "stratigraphie séquentielle" et de "stratigraphie génétique"

La **stratigraphie séquentielle** [Vail *et al.*, 1977] est fondée sur l'empilement de séquences de dépôt limitées par des surfaces localement discordantes (fig. 50). Elle est définie comme *l'étude des relations des sédiments entre eux, replacés dans un cadre chronostratigraphique au sein duquel existent des strates répétitives génétiquement liées et délimitées par deux surfaces d'érosion ou deux niveaux condensés, ou par des surfaces de concordance équivalentes* [Van Wagoner *et al.*, 1988]. Cette méthode propose d'intégrer les données géologiques des bassins sédimentaires afin d'interpréter leur dynamique et leur place dans un cadre interrégional ou global.

Chaque séquence de dépôt (*depositional sequence*) est limitée, à sa base et son sommet, par des **limites de séquences** (*sequence boundaries*) qui correspondent à des surfaces de discordance, passant latéralement vers le bassin à des surfaces de concordance [Vail *et al.*, 1987]. Elles s'individualiseraient pendant les périodes de plus grandes vitesses de chute du niveau relatif de la mer. Dans ce modèle, les remaniements seraient les plus fréquents à la base des prismes de bas niveau marin.

Les séquences de type "Vailiennes" se composent de cortèges sédimentaires superposés ou *systems tracts* [Brown et Fischer, 1977] eux-mêmes constitués par "des assemblages tridimensionnels de lithofaciès, génétiquement liés par des processus environnementaux anciens ou actuels" contemporains [Brown et Fischer, 1977]. Les cortèges sédimentaires sont constitués par la superposition de paraséquences. Les paraséquences sont les plus petites unités de dépôt individualisables, limitées par deux réflecteurs sur les documents de sismique réflexion, elles dépendent donc de la résolution obtenue par cette méthode. Ainsi une paraséquence de ce type peut inclure plusieurs séquences de dépôt sur le terrain ; c'est le cas par exemple des séries du Jura où le Crétacé basal se remarque sur les profils sismiques (Sonnaruga, en cours) par une superposition de deux paraséquences alors que sur le terrain, 8 séquences de 3<sup>ème</sup> ordre ont été reconnues (voir partie III et IV). Cela est explicable par le fait que les limites de séquences ne correspondent pas systématiquement à des contrastes lithologiques identifiables en sismique réflexion. Plus récemment, la définition des parasé-

quences a progressivement été modifiée pour devenir applicable sur le terrain : elle est aussi considérée comme la succession de dépôts génétiquement liés, délimités par des surfaces d'inondation marine ou par des surfaces de concordances équivalentes [Van Wagoner *et al.* 1985 ; Vail *et al.* 1987 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Christie-Blick et Driscoll, 1995]. Dans ce travail, le terme de paraséquence n'est donc pas utilisé en raison de l'ambiguïté de sa définition. L'interprétation des ensembles sédimentaires en cortèges de dépôt (fig. 50) : ne se fait qu'au terme des corrélations géométriques. Le cortège sédimentaire de bas niveau (LST), le cortège sédimentaire transgressif (TST) et le cortège sédimentaire de haut niveau (HST) sont distingués.

Selon Vail *et al.* [1977, 1987], l'extension des cortèges de dépôt dépend de l'**espace disponible** (espace compris entre l'interface eau-sédiment et l'interface eau-atmosphère). Dans les séries fossiles, la mesure de l'espace disponible passe par la connaissance de l'**évolution des paléoprofondeurs**.

Les variations des paléoprofondeurs résultent de la compétition entre plusieurs paramètres qui reflètent les variations de l'espace disponible (déjà détaillés en partie II, chapitre IV : subsidence, compaction, eustatisme, accumulation sédimentaire).

Dans le modèle de Vail *et al.* [1977], les variations de l'espace disponible provoquent une migration du dépocentre et une modification des aires de dépôt. Trois cas sont distingués (fig. 175).

1- Dans le cas où la variation d'espace disponible : subsidence + eustatisme + accréation sédimentaire verticale + compaction tend vers 0, les milieux de dépôt et le dépocentre sont reportés vers le centre du bassin et constituent la phase de comblement et de **progradation**.

2- Dans le cas où la variation d'espace disponible : subsidence + eustatisme + accréation sédimentaire verticale + compaction est inférieure à 0 (crête de bloc basculé, subsidence différentielle négative, etc...), les milieux de dépôt et le dépocentre sont reportés vers les dépressions (le centre du bassin par exemple) et se traduisent par une phase d'**érosion** et de **progradation** (cas des limites de séquence de dépôt Be5, Be6, Va0, Va1, Va2 du domaine neuchâtelois).

3- Dans le cas où la variation d'espace disponible : subsidence + eustatisme + accréation sédimentaire verticale + compaction est constante, les milieux de dépôt et le dépocentre sont stabilisés et se traduisent par une phase d'**agradation**.

4- Dans le cas où la variation d'espace disponible : subsidence + eustatisme + accréation sédimentaire verticale + compaction augmente, les milieux de dépôt et le dépocentre sont reportés vers le continent et cela se traduit alors par une phase de **rétrogradation**.

Le déplacement des zones de sédimentation est rythmé et se traduit, sur une même verticale, par des variations "cycliques" des milieux de dépôt et, sur les plate-formes, par des alternances d'émersions (lacunes de sédimentation) et de périodes de submersion, caractérisées par le dépôt de sédiments éventuellement continentaux puis marins.

Le **modèle de dépôt Droxler-Schlager** [1985] se fonde sur l'observation des plates-formes isolées actuelles où les accumulations les plus importantes de sédiments se développent pendant les périodes de haut ni-

veau marin et les condensations au cours des bas niveau marins (à cette occasion, l'exondation de la plate-forme entraîne une induration précoce qui réduit les remaniements).

Selon ce modèle, les résédimentations auraient plutôt lieu au cours des périodes de haut niveau ["*high-stand shedding*" *sensu* Schlager, 1992 et calciturbidites à matériel de plate-forme, Reijmer, 1991] qu'au cours de bas niveau ["calciturbidites à matériel bathyal, planctoniques, hémipélagique" de Reijmer, 1991].

La **stratigraphie génétique** [Galloway, 1989 Homewood *et al.*, 1992] met en avant un empilement de séquences bornées par les surfaces de maximum d'inondation (fig. 50). Les corrélations se font dans ce modèle donc par les surfaces de maximum d'inondation et sont de fait appelées limites de séquence.

*Remarque : Seule la place de l'ensemble transgressif est claire quelque soit le modèle envisagé, puisqu'il est défini comme une succession verticale de dépôts bathyocroissants. La principale difficulté consiste donc dans l'interprétation des successions régressives.*

#### 1.4. Conclusions

Le fait que des surfaces clefs soient reconnaissables en domaine de plate-forme (surfaces d'émersion) ne signifie pas qu'elles coïncident exactement aux surfaces clefs reconnaissables dans le bassin. C'est donc dans le but de comparer les différentes surfaces clefs (sur le plan chronostratigraphique) que l'outil de datation optimal en stratigraphie du Crétacé inférieur, la **biostratigraphie** a été utilisée.

##### 1.4.1. Surfaces clefs et Séquences de dépôt

Dans ce travail, j'emploierai le terme de séquence de dépôt pour les volumes de sédiments, le plus souvent caractérisables par leur contenu biostratigraphique, isolés à leur base et leur sommet par des surfaces clefs d'enregistrement sédimentaire lacunaire (limites de séquence), liées à une émersion (domaine de plate-forme et de talus) ou par une surface clef de nature différente mais de même position chronostratigraphique (domaine de talus et de bassin).

Les surfaces clefs d'émersion qui servent de **limites de séquence** (fig. 51) sont donc **exclusivement définies en domaine de plate-forme** (*s.l.*). La position des limites de séquence dans le bassin est fixée au niveau de surfaces remarquables par des critères biostratigraphiques.

- La limite de séquence de dépôt Be0 est une surface d'émersion qui dans le Jura couvre le sommet des calcaires dolomitiques du *Portlandien* et qui est surmontée par les dépôts calcaireo-argileux du *Purbeckien*, qui ont livré des charophytes et des ostracodes de la cénozone M1 et M2 [Mojon, en cours]. La coupe type de la séquence de dépôt Be0 est Bienne (Jura bernois).

- La limite de séquence de dépôt Be1 est une surface d'émersion et d'érosion, qui, dans le Jura se place dans la partie supérieure des niveaux du *Purbeckien* ou à la base des niveaux de l'Unité Inférieure Oolithique (ou U.I.O., base du Marbre bâtard de la région Neuchâteloise).

Cette limite de séquence coïncide avec l'apparition (LOD) de *Trocholines* (*Trocholina* gr. *alpina*, *Trocholina molesta*, *Trocholina* gr. *elongata*, *Trocholina delphinensis*), d'ostracodes et de charophytes de la cénozone M3 [Mojon, 1995], en-dessous des premiers niveaux de l'UIO. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Be1 est Bienne (Jura bernois).

- La limite de séquence de dépôt Be2 est une surface d'émersion marquée par des cavités karstiques métriques (Bienne, Marchairuz, Ponts-de-Martel) ou des microkarstifications intergranulaires (Cornaux) au-dessus de laquelle apparaît *Pseudotextulariella courtionensis*. La coupe type de limite de séquence de dépôt Be2 est Cornaux (Jura neuchâtelois).

- La limite de séquence de dépôt Be3 est une surface d'émersion et d'érosion sous les niveaux où apparaissent *Pavlovecina allobroensis* et *Danubiella* sp. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Be3 est Cornaux (Jura neuchâtelois).

- La limite de séquence de dépôt Be4 est une surface d'émersion et d'érosion qui couvre des niveaux dans lesquels disparaissent *Pseudotextulariella courtionensis* et *Pavlovecina allobroensis*. Elle souligne l'apparition de *Zergabriella embergeri*. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Be4 est la Chambotte (Jura méridional).

- La limite de séquence de dépôt Be5 est une surface d'émersion et d'érosion qui est surmontée par les niveaux dans lesquels apparaissent *Montsalevia elevata*, *Trocholina campanella*, *Trocholina chouberti*, *Trocholina* cf. *cherchiaie*, *Trocholina cherchiaie*, *Trocholina molesta*, *Pfenderina neocomiensis* et *Danubiella gracilima*. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Be5 est la Chambotte (Jura méridional).

- La limite de séquence de dépôt Be6 est une surface d'émersion et d'érosion qui souligne des niveaux dans lesquels *Trocholina* cf. *sagittaria* apparaît et où *Danubiella gracilima* devient très abondante. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Be6 est celle du Cul de Lampe (Chartreuse).

- La limite de séquence de dépôt Va0 est une surface d'émersion qui souligne des niveaux dans lesquels apparaissent *Danubiella cernavodensis* et les *Calpionellites* (formes très rares sur la plate-forme) et dans lesquels *Trocholina molesta* et *Danubiella gracilima* disparaissent. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Va0 est celle de Mallevall.

- la limite de séquence de dépôt Va1 est une surface d'émersion et d'érosion qui souligne des niveaux dans lesquels apparaît "*Montsalevia*" *salevensis* et disparaît *T. delphinensis*. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Va1 est celle du Cul de Lampe (Chartreuse).

- la limite de séquence de dépôt Va2 est une surface d'érosion et d'émersion qui souligne des niveaux dans lesquels *M. elevata* devient rare et *T. campanella* et *T. sagittaria* disparaissent. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Va2 est celle du Cul de Lampe (Chartreuse).

- la limite de séquence de dépôt Va3 est une surface très érosive qui souligne des niveaux dans lesquels apparaissent *Marssonella praehauteriviana*, *Vercorsella* sp., *Montsalevia* aff. *salevensis*. La coupe type de la limite de séquence de dépôt Va3 est celle de Mallevall (Vercors).

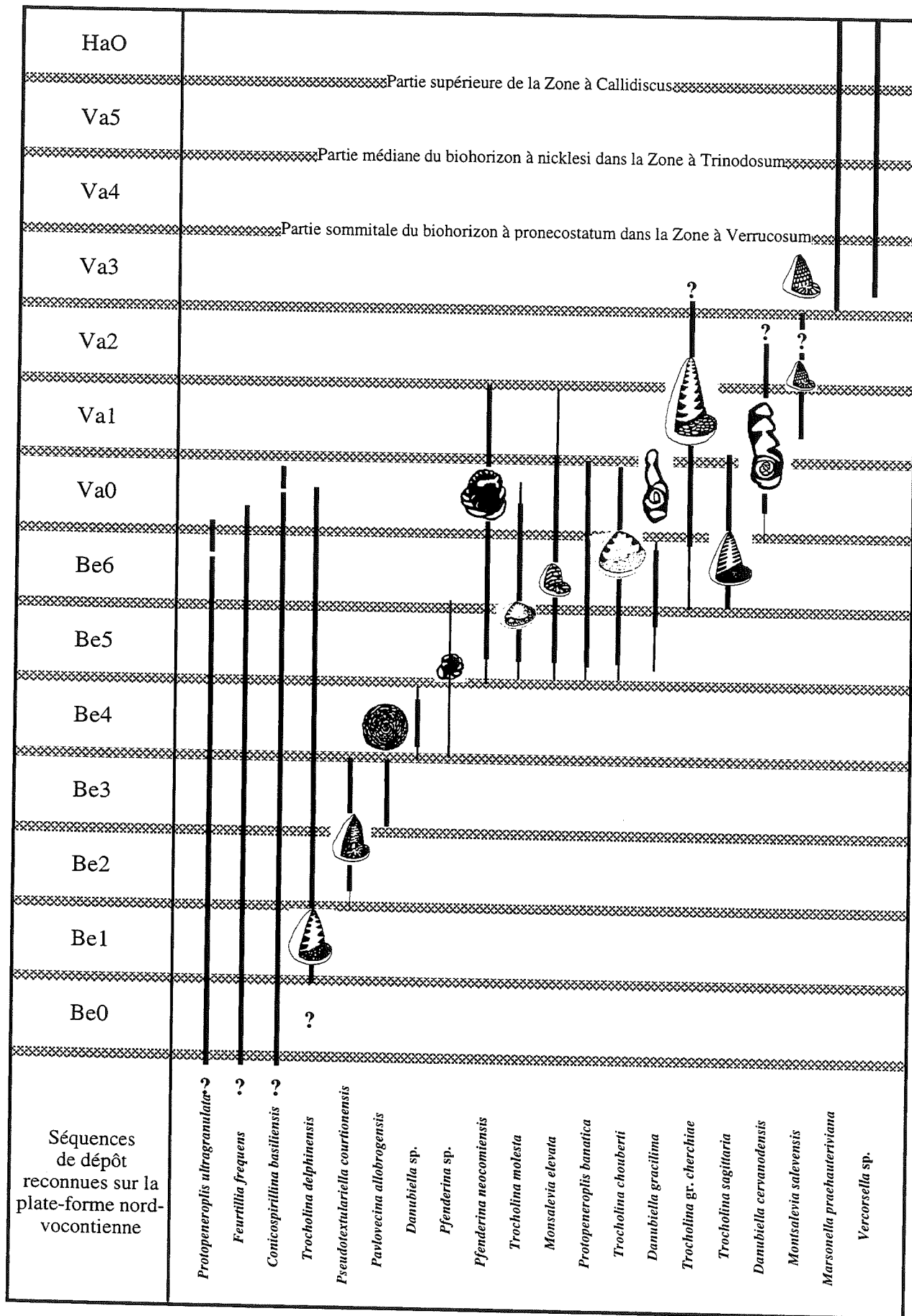


FIG. 51.- Tableau de caractérisation biostratigraphique des limites de séquences de dépôt en domaine de plate-forme nord-vocontienne : Les séquences de dépôt Be0 à Va3 sont définies dans ce travail. Les séquences de dépôt Va4 à Ha1 ont été caractérisées par Bulot [1995].



Les positions chronostratigraphiques des surfaces clefs reconnues en domaine de talus et de bassin sont comparées à celles des limites de séquence définies sur la plate-forme et sont éventuellement corrélées avec ces dernières.

En ce qui concerne la partie plus élevée du Valanginien qui n'a pas fait l'objet ici d'une étude détaillée, le découpage séquentiel utilisé se rapporte à celui qui a été défini par Bulot [1995] dans le domaine Vocontien : Les limites de séquence de dépôt Va4, Va5, Ha1 correspondent respectivement aux surfaces clefs VA4, VA5 et HA1 définies par cet auteur.

## 2.- LES OUTILS BIOCHRONOSTRATIGRAPHIQUES

Il convient donc tout d'abord de préciser les limites et les degrés d'incertitudes de cet outil. A l'échelle géologique, seules les apparitions ou les disparitions phylétiques d'individus [*First Apparition Data* ou *Latest Apparition Data* Guex 1977] sont considérés comme synchrones [Guex, 1977 ; Callomon, 1985].

C'est-à-dire que la résolution biochronostratigraphique (échelle géologique) est optimale. Cet idéal biochronostratigraphique, loin d'être atteint, est approché par les calpionelles (Partie II) dans les coupes du domaine de bassin pour le Berriasien et le Valanginien basal, il s'en rapproche pour les ammonites dans le Valanginien [Bulot, 1995]. En revanche, dans l'ensemble de la plate-forme et du talus seules des limites d'apparition ou de disparition "fortuites" sont visibles (LOD : *Lowest Occurrence Data* ou HOD : *Highest Occurrence Data*). N'étant pas fondées sur des arguments phylétiques, leur synchronisme n'est donc pas vérifié et elles constituent de fait des surfaces diachrones [Guex, 1977]. Néanmoins, sur le plan chronologique, dans la mesure où ces surfaces sont toujours encadrées par les surfaces d'apparitions phylétiques (FAD et LAD) qui correspondent aux organismes, elles représentent des éléments importants de corrélation.

L'analyse objective des données biostratigraphiques et l'interprétation biochronologique des organismes pélagiques (ammonites, calpionelles) et "néritiques" (foraminifères benthiques, ostracodes, ...) constitue la première étape de ce travail (ce chapitre).

Un tableau de répartition des foraminifères benthiques (essentiellement sous forme de catalogue de formes en chapitre VII) a été élaboré en parallèle avec d'une part une zonation fine des calpionelles et d'autre part une zonation des ammonites [Bulot, 1995] (fig. 3). La révision des calpionelles des séries du Berriasien supérieur-Valanginien du bassin vocontien a été engagée en parallèle avec l'étude des ammonites, conduite par Bulot [1995]. Les révisions de ces deux groupes d'organismes ont permis de dresser des zonations homogènes, selon un découpage biochronostratigraphique commun en **Zones d'apparition phylétiques** ou biochronozones *sensu* Callomon [1985]. Les biochronozones (lettres majuscules et romaines) sont des unités stratigraphiques bâties sur les premières apparitions d'espèce-index (une pour chaque unité) dans la mesure où ces apparitions sont phylétiques (FAD) et non pas fortuites (LOD = *Lowest Occurrence Datum*). Elles s'opposent aux biozones (lettres minuscules et itali-

ques), unités stratigraphiques de différentes natures (biozones d'apparition, biozones d'extension, biozones d'association, Opper-zones...).

En domaine de plate-forme, où les organismes pélagiques sont rares, les zonations biochronostratigraphiques, du fait qu'elles sont constituées dans les zones de talus et de bassin, sont difficiles à appliquer. Quand cela a été possible la répartition des foraminifères benthiques a été calé sur les zones de calpionelles. Cela a été appliqué au talus nord-vocontien pour le Berriasien supérieur-Valanginien inférieur (respectivement les coupes du Fontanil et de Malleva) et au talus helvétique pour le Berriasien moyen [coupe de Villarbeney, Pasquier, 1995].

### 2.1. les Ammonites

La zonation utilisée ici (fig. 3) est celle de Le Hégarat [1972] pour le Berriasien inférieur et moyen et celle de Bulot [1995] pour le Berriasien supérieur et le Valanginien.

### 2.2. Les Calpionelles

#### 2.2.1. Présentation et généralités

Les calpionelles sont des protozoaires nectoplanctoniques à affinités inconnues [Aubry *et al.*, 1974 ; Remane, 1986], qui ont souvent été comparés [Colom, 1948 ; Loeblich et Tappan, 1986] aux Tintinnoïdiens (*Ciliata*) actuels. La seule partie fossilisée des calpionelles est leur test, en forme d'urne ou d'amphore (fig. 52) et de taille comprise entre 50 et 130  $\mu\text{m}$  ; il est formé par une seule couche de cristaux de calcite polyhédrique formant des rangées hélicoïdales [Aubry *et al.*, 1974].

Elles pullulaient en domaine téthysien, dès le Tithonique supérieur et jusqu'à la base du Valanginien supérieur, depuis l'est du Mexique jusqu'en Iran voire même jusqu'au Tibet [Heim et Gansser, 1939 selon Remane, 1985].

Les calpionelles représentent donc, en raison de leur abondance dans les séries hémipélagiques téthysiennes, les meilleurs éléments de datation de l'intervalle Jurassique terminal-Valanginien inférieur. L'analyse des fréquences des calpionelles dans les différents bassins téthysiens met en avant deux groupes de calpionelles :

- Le premier, constitué par quelques formes ubiquistes, fréquentes dans tous les bassins téthysiens comme *Tintinnopsella carpathica* et *Calpionella alpina*.

- Le second formé par les formes "sensibles" dont la fréquence est très variable d'une province à l'autre, comme les *Remaniella*, les *Praecalpionellites*, les *Calpionellites* et les *Calpionellopsis*. Les formes "sensibles" de calpionelles semblent mettre en évidence un faible provincialisme des faunes.

Je pense par exemple aux *Remaniella* qui tout au long du Berriasien moyen et supérieur sont peu fréquentes dans le bassin vocontien [Remane, 1985] mais abondent tant dans les bassins de la province méditerranéenne [Remane, 1985] que dans ceux des Carpathes occidentales [Pop, 1994].

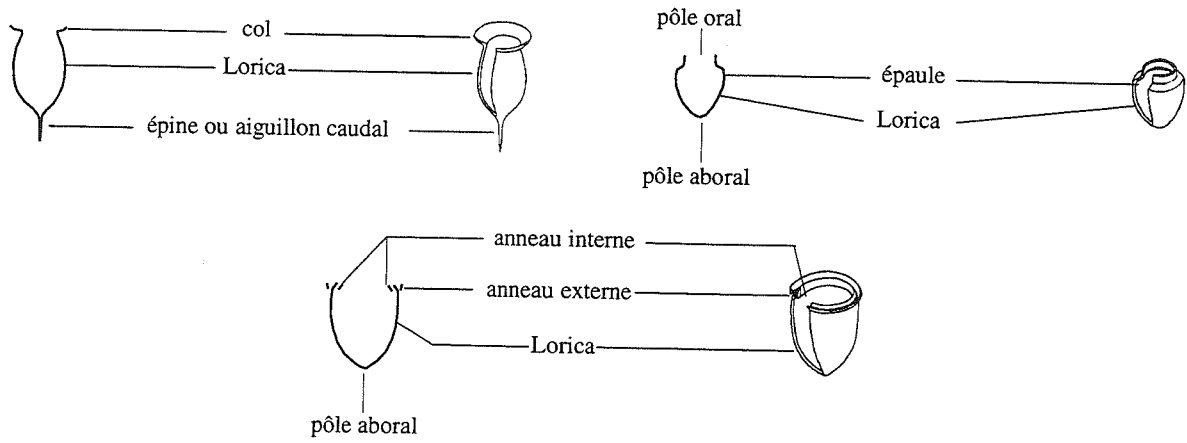


FIG. 52.- Représentation en 2D et en 3D (écorchée) de trois tests de calpionelles et éléments de description.

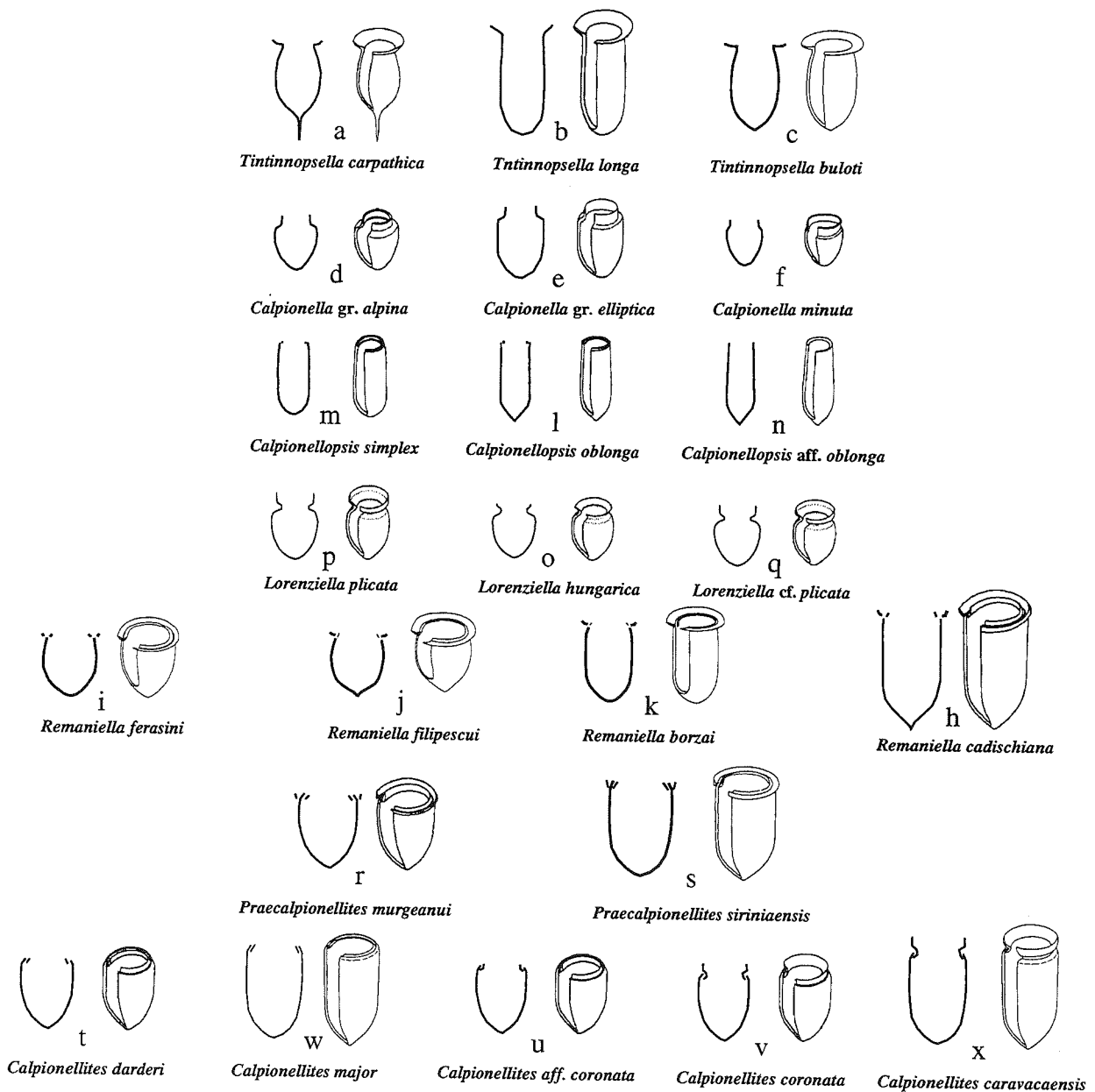


FIG. 53.- Représentation en 2D et en 3D (écorchée) des principales espèces de calpionelles reconnues dans ce travail.

ils sont fréquents dans plusieurs bassins téthysiens (Carpathes, Afrique du Nord, Baléares et Mexique [Remane, 1985]), mais très rarement représentés (ponctuellement à la base du Valanginien) dans le bassin vocontien.

En ce qui concerne la position de vie des calpionelles, la géométrie de leur test (centre de gravité décalé vers l'ouverture orale) indiquerait une station plus ou moins inclinée en fonction de la vitesse de déplacement de l'organisme par rapport à l'axe d'allongement de la lorica, avec le pôle aboral vers le haut et le pôle oral vers le bas, de sorte que toutes les représentations de ces organismes (pôle oral vers le haut) seraient inversées par rapport à la position de vie supposée (se reporter aux vues tridimensionnelles écorchées dans le tableau biochronostratigraphique de la figure 53). Mais l'importance des matières non préservées de l'organisme à l'intérieur comme à l'extérieur de la lorica n'est pas connue, ce qui empêche de connaître avec précision leur centre de gravité et donc leur position de vie.

Selon Rehakova et Michalik [1993], les anneaux oraux détachés de la lorica qui caractérisent certaines calpionelles (*Remaniella*, *Calpionellopsis*, *Praecalpionellites* et *Calpionellites*) étaient mobiles et devaient jouer un rôle dans le déplacement de ces organismes. Pourtant, il semble que cette mobilité soit impossible pour le genre *Calpionellites*, en raison de la forme conique de l'anneau, "ajustée" sur la partie intérieure du pôle oral de la lorica ; et pour les autres espèces, aucun argument décisif n'étaye l'hypothèse d'une mobilité des anneaux oraux.

Dans les faciès de plate-forme, lorsque les calpionelles sont présentes elles se rencontrent généralement dans des dépôts caractérisés par des indices sédimentologiques, paléontologiques et minéralogiques d'approfondissement (dépôt en-dessous de l'action des vagues, par exemple). La présence de ces organismes dans les milieux agités ou dans les milieux intertidaux à supratidaux est accidentelle et correspond à des remaniements.

Deux hypothèses peuvent être envisagées quant à leur milieu de vie :

- elles sont limitées au domaine océanique ouvert et on les retrouve dans des faciès fins de décantation dans des milieux à turbidité faible à nulle (car elles sont rares dans les faciès enrichis en fraction détritique, comme dans la coupe d'Echevis),

- elles vivaient dans les domaines de bordure de plate-forme dans des zones moins profondes soumises à l'action des vagues, mais, elles n'ont pas été retrouvées dans les sédiments qui correspondent à ces environnements de sorte que, soit elles ont été remaniées en direction du bassin, soit leur test n'a pas été préservé (hypothèse peu envisageable).

### 2.2.2. Systématique

La difficulté essentielle dans les étapes de la détermination des calpionelles, réside dans la nature même du support de cette détermination, les lames minces ; elles sont en 2 dimensions (fig. 53) alors que les calpionelles sont des objets en 3 dimensions. C'est pour cette raison que dans la majorité des cas, seuls les caractères morphologiques du col permettent une identification

formelle ; dans le cas des sections d'orientation inconnue, les proportions sont faussées par les sections obliques qu'on ne reconnaît pas comme telles. Seules les formes à extrémité aborale conique font exception (les sections axiales sont alors reconnaissables). Le genre *Calpionella* fait également exception, dans la mesure où la variation apparente des formes reflète des variations stratigraphiques significatives [Remane, 1963]. D'ailleurs les indications morphométriques sont ici peu précises parce que les calpionelles sont étudiées en section et non sous forme dégagée. Les clichés de quelques organismes cités sont figurés dans les planches I, II, III et IV (en annexe 3).

La terminologie utilisée dans le cadre de ce mémoire est la suivante :

*Genre espèce* : individu qui correspond parfaitement au genre et à l'espèce type ;

*Genre espèce s.l.* : individu s'intégrant dans la variabilité de l'espèce admise dans ce travail ;

*Genre aff. espèce* : individu montrant une relation phylétique avec l'espèce de référence (forme de transition ou nouvelle espèce) ;

*Genre cf. espèce* : individu dont la préservation ne permet pas d'affirmer formellement que la forme reconnue est attribuable à l'espèce de référence ;

*Genre gr. espèce* : ensemble de formes qui, potentiellement, appartient à une seule espèce ;

Le test des calpionelles est constitué de calcite originelle [Aubry *et al.*, 1974] qui rend la préservation des organismes non sélective. Le contenu micropaléontologique reflète donc bien les associations originales.

Cette conservation exceptionnelle a conduit à l'utilisation de données biostratigraphiques dans le bassin subbétique du S de l'Espagne, en Sicile occidentale, en Algérie du nord, dans le bassin vocontien pour établir des **zones standards** de calpionelles [Allemann *et al.*, 1970]. Celles-ci sont les suivantes :

- la Zone à *Crassicollaria* limitée par la FAD (= *First Apparition Datum*) de *Tintinnopsella carpathica* ;

- la zone à *Calpionella* qui est marquée par l'explosion de *Calpionella alpina*,

- la Zone à *Calpionellopsis* limitée par la FAD (*First Apparition Datum*) de *Calpionellopsis simplex* ;

- la Zone à *Calpionellites* limitée par la FAD de *Calpionellites darderi*.

Cette zonation standard a été complétée par deux sous-zones standards en 1986 [Remane *et al.*, 1986].

L'application de la notion de lignée phylétique aux populations de calpionelles qui vise à donner pour chaque espèce une filiation avec une forme parente dont elle est issue, a conduit à reconnaître les liens phylétiques qui lient la plupart des calpionelles. Aussi, la connaissance des relations phylétiques entre les calpionelles est si avancée que des découpages beaucoup plus fins pourraient être établis [voir les travaux de Remane, 1963, 1968, 1970, 1985 ; Pop, 1986, 1994].

A partir de ses recherches dans le bassin vocontien, Remane [1968] a défini cinq zones de calpionelles [biozones, *sensu* Callomon, 1985], nommées A, B, C, D et E. La zonation que je propose est une révision de la partie supérieure de la zonation de Remane (zone C, D et E). Les grandes lignes de cette zonation sont conservées, seules les définitions sont réhomogénéisées, tandis que de nouvelles subdivisions sont incorporées (fig. 54). Les unités ont systématiquement été réesti-

mées (construction en intervalles-zones phylétiques quand cela a été possible) par rapport à la zonation des ammonites proposée par Bulot [1995].

Famille CALPIONELLIDAE BONET 1956

Genre *Tintinnopsella* COLOM 1948

Espèce type du genre :

*Calpionella carpathica* MURGEANU & FILIPESCU  
1933

**Description générique** : lorica ogivale et ouverture entourée d'un col évasé vers l'extérieur séparé des parois latérales par une nette inflexion.

*Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU  
1933)  
pl. I, fig. 5

**Description** : lorica ogivale qui se prolonge vers son pôle aboral par une terminaison caudale en aiguillon (visible sur les sections axiales) et vers le pôle oral par un col évasé vers l'extérieur, séparé des parois latérales par une nette inflexion.

Cette forme, qui reste relativement petite au Berriasien inférieur et moyen (hauteur 65-90 µm et diamètre 40-55 µm), devient progressivement plus grande (hauteur 70-125 µm et diamètre maximal 60-70 µm) dans la partie moyenne du Berriasien (Zone C) ; les individus de cette dernière forme supplantent alors presque totalement les petites formes et perdurent jusqu'au Valanginien supérieur (Zone à Verrucosum).

**Répartition** : cette espèce apparaît au Tithonique supérieur et reste peu fréquente pendant le Berriasien inférieur. Sa fréquence croît rapidement dès la partie moyenne du Berriasien. Elle devient rare dans la partie sommitale du Valanginien inférieur.

*Tintinnopsella longa* (COLOM 1939)  
pl. I, fig. 6

**Description** : lorica allongée cylindrique et hémisphérique dans sa partie aborale. Le diamètre maximal de la lorica est compris entre 45 et 70 µm ; la hauteur est comprise entre 80 et 125 µm.

**Répartition** : Cette espèce apparaît discrètement dans la partie moyenne du Berriasien et devient plus fréquente dans la partie supérieure du Berriasien et elle n'est plus représentée dès la base de la Zone à Verrucosum (Valanginien supérieur).

Remarques : Les sections obliques ne sont pas distinguables des *T. carpathica*.

*Tintinnopsella buloti* n. sp.  
pl. I, fig. 7-10

**Locus typicus** : Rottier, près de la Charce, Drôme

**Niveau stratotypique** : banc Ga 2 de la coupe Ga à Rottier, coordonnées X = 845.72 ; Y = 245.75 ; Z = 730.

**Holotype** : lame Ga 2.3, section axiale figurée en pl. I et fig. 7 et 9 (coll. J. -P. Thieuloy).

**Derivatio nominis** : espèce dédiée à Luc Bulot pour l'ensemble de ses recherches sur les faunes d'ammonites du Crétacé inférieur.

**Description** : lorica ogivale vers son pôle aboral (en section axiale). Son pôle oral est marqué par un col évasé faiblement concave, tourné vers l'extrémité orale, développé presque perpendiculairement à l'axe d'allongement de la lorica ; il est séparé des parois latérales par une constriction (pl. I, fig. 7 à 10). La taille de cet organisme est intermédiaire entre celle des *T. longa* et celle des *T. carpathica* (hauteur 80-125 µm et diamètre maximal 60-70 µm).

**Diagnose différentielle** : cette espèce se distingue de *T. carpathica* par l'absence d'épine en son pôle aboral. Elle se distingue également de *T. longa* par l'absence de cylindricité de la lorica.

**Age et répartition** : L'âge du niveau dans lequel l'holotype a été isolé se place à la base de l'Hauterivien dans la Zone à Loryi. Dans le bassin vocontien *T. buloti* est le seul représentant connu des *Calpionellidae* dans des niveaux datés par ammonites du Valanginien supérieur élevé et de l'Hauterivien.

Genre *Calpionella* Lorenz 1902

Espèce type du genre

*Calpionella alpina* Lorenz 1902

**Description générique** : lorica à pôle aboral parabolique prolongé vers son ouverture orale par une paroi cylindrique plus étroite, plus ou moins nettement détachée de la lorica par un épaulement.

Remarques : en raison de la forme du pôle aboral des *Calpionella* il n'est pas possible de savoir si les sections sont axiales ou non. C'est pour cette raison que les holotypes de *C. alpina* et de *C. elliptica* n'ont toujours pas été définis. Ces organismes présentent des géométries très différentes en fonction de l'orientation des sections [voir les études détaillées de Remane, 1962, 1963, 1970, 1985]. Nagy [1968] par exemple a défini plusieurs "espèces" de *Calpionella* qui correspondent plutôt à des orientations particulières de sections. Cet auteur reconnaît *C. grandalpina*, *C. longalpina*, *C. elliptalpina*, *C. globalpina* et *C. parvalpina* dans des sections tout à fait comparables aux sections particulières de *C. alpina* reconstruites par Remane [1970] ; c'est pour cette raison que je rangerai les formes qui se rapprochent de ces morphologies sous *Calpionella* gr. *alpina*.

Nagy [1968] reconnaît également *C. alpeptica*, *C. brevelliptica* dans des sections tout à fait comparables à certaines des sections de *C. elliptica* reconstruites par Remane [1970] c'est pour cette raison que je désignerai les formes qui se rapprochent de ces morphologies *Calpionella* gr. *elliptica*.

*Calpionella* gr. *alpina* LORENZ 1902  
pl. I, fig. 1

**Description** : lorica parabolique à diamètre maximal compris entre 40 et 75 µm avec une hauteur comprise entre 50 et 100 µm. Le col est assez étroit et court, nettement détaché de la lorica par un épaulement.

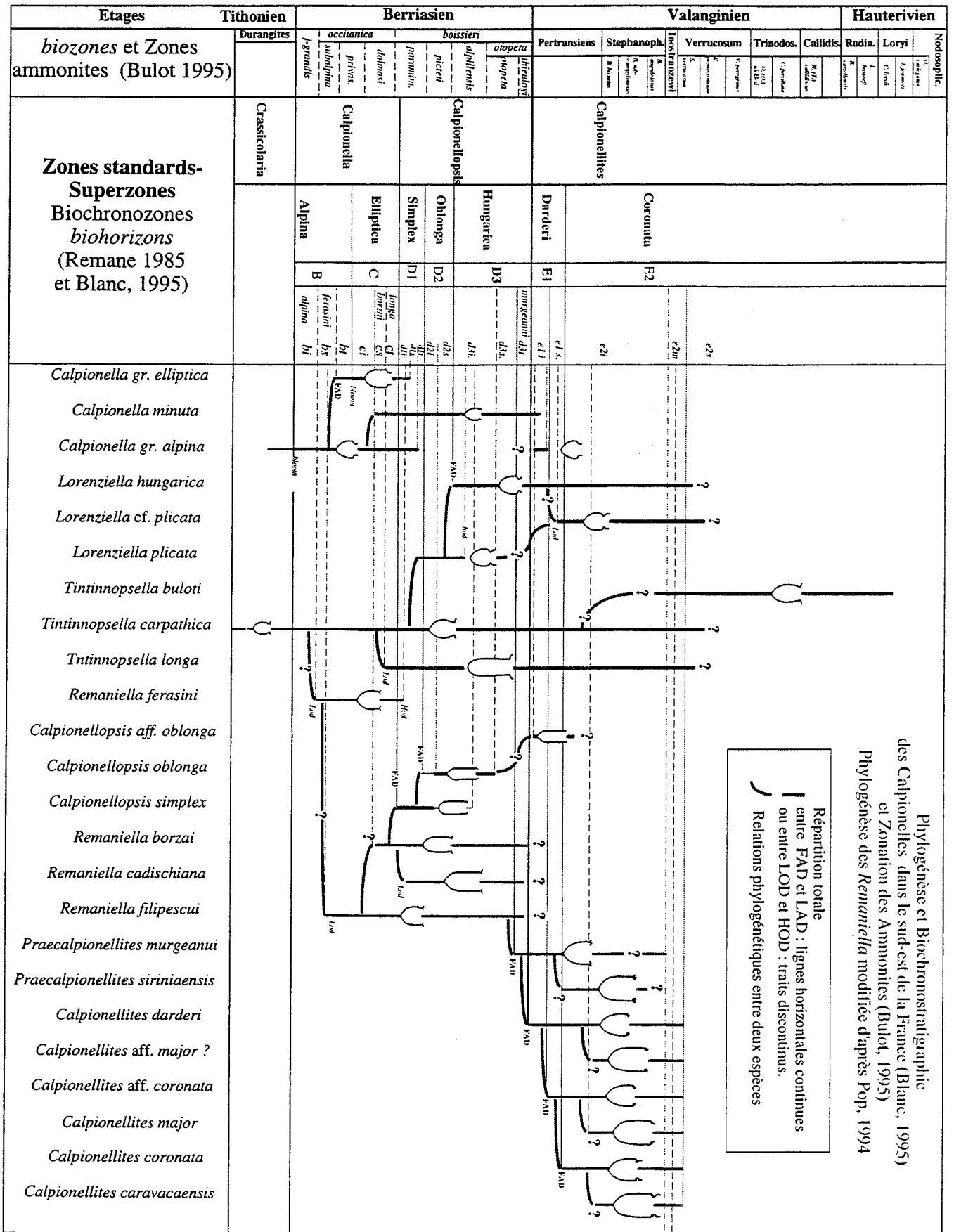


FIG. 54.- Tableau phylogénétique et biostratigraphique des Calpionelles dans le sud-est de la France (ce travail) et zonation des ammonites [Bulot, 1995] et Le Hégarat [1971]. Phylogénèse des *Remaniella* modifiée d'après Pop [1994] et ce travail.

**Répartition** : cet organisme apparaît dans la partie élevée du Tithonien, son expansion brutale marque la limite inférieure du Berriasien ; elle devient accessoire et peut même disparaître dès la base de la partie supérieure du Berriasien. Quelques individus ont cependant été reconnus à la base du Valanginien.

**Remarques** : voir celles du genre.

*Calpionella* gr. *elliptica* CADISCH 1932  
pl. I, fig. 2

**Description** : la lorica est haute prolongée par un col cylindrique dont le diamètre est compris entre 40 et 55  $\mu\text{m}$ . La hauteur est comprise entre 50 et 100  $\mu\text{m}$ .

**Répartition** : cette espèce est fréquente au Berriasien moyen.

**Remarques** : voir les remarques sur le genre.

*Calpionella minuta* HOUSA 1987  
pl. I, fig. 3 et 4

1968 *Calpionella alpina* CADISCH 1932.- Le Hégarat et Remane, pl. 8, fig. 1-3 ; pl.9, fig. 21-23.

1968 *Calpionella minuta* HOUSA 1987.- Le Hégarat et Remane, pl. 9, fig. 22 selon Housa.

**Description** : lorica assez mince à allongement modéré, hauteur comprise entre 45 et 70  $\mu\text{m}$  et diamètre compris entre 35 et 50  $\mu\text{m}$ . Pôle aboral assez parabolique, parois latérales régulièrement arrondies, diamètre maximal de la lorica situé approximativement à mi-hauteur ou un peu plus vers le col que vers le centre. L'épaississement de la lorica au pôle oral est assez discret voire absent. A l'extrémité du pôle oral les parois de la lorica passent graduellement au col qui est quelque peu allongé. Les parois du col sont faiblement divergentes voire parallèles.

**Répartition** : cette espèce apparaît au Berriasien moyen et ne devient fréquente qu'au Berriasien supérieur.

Genre *Remaniella* CATALANO 1965

Espèce type du Genre :  
*Tintinnopsella cadischiana* COLOM 1948

**Description générique** : lorica ovoïde à cylindrique plus ou moins allongée, col consistant en deux anneaux péri-oraux, normalement détachés ; dans le cas de tests non déformés, l'anneau interne s'éteint entre nicols croisés à 45° (caractère différent du reste de la lorica).

**Remarques** : La conception de "*R. cadischiana*" par Pop [1994] est différente de celle qui est présentée dans ce travail. Pop regroupe sous cette espèce deux formes distinctes :

- les *Remaniella* à lorica allongée subcylindrique et à deux anneaux péri-oraux inégaux, l'un externe concave vers l'extérieur de la lorica, l'autre interne généralement subcylindrique.

- les *Remaniella* à lorica géante (150  $\mu\text{m}$  de hauteur), allongée, cylindrique et à deux anneaux péri-oraux inégaux, l'un externe concave vers l'extérieur de la lorica, l'autre interne généralement subcylindrique.

Dans ce travail, *R. cadischiana* ne comprend que la deuxième forme, autrement dit la forme géante qui avait été initialement décrite par Cadisch [1932] puis par Colom [1948] et qui est habituellement reconnue par les auteurs. L'autre forme radicalement différente est rangée sous *R. borzai*, et ceci pour la raison suivante : Le caractère de cylindricité de l'anneau interne, qui selon Pop [1994] permet de séparer les *R. borzai* (anneau interne filiforme) des petites formes de "*R. cadischiana*" (anneau interne cylindrique) n'est à mon avis pas un critère spécifique, en effet de nombreuses sections de *Remaniella* (formes géantes, formes subcylindriques, formes ovoïdes) présentent des anneaux internes de taille souvent intermédiaire entre une gabarit filiforme et un gabarit cylindrique. De fait, les subdivisions spécifiques des *Remaniella* fondées uniquement sur la distinction entre les anneaux internes ne sont à mes yeux pas toujours fiables, le passage d'un anneau interne filiforme à un anneau interne cylindrique étant interprété ici comme la conséquence d'une variabilité intraspécifique, variabilité également visible chez les *Calpionellopsis* (anneau cylindrique à filiforme).

En ce qui concerne *R. aff. cadischiana*, Pop respecte la définition originale que le Hégarat et Remane [1968] lui ont donné : les calpionelles à lorica subcylindriques et (à deux anneaux péri-oraux inégaux accolés l'un à l'autre l'un externe bien développé et concave vers l'extérieur de la lorica, l'autre interne généralement filiforme). Pop n'a pas reconnu de sections comparables dans tous les niveaux qu'il a étudié, mais sur le plan phylétique, par comparaison avec les faunes qu'il reconnaît, Pop considère à titre d'hypothèse que cette espèce est issue de *R. filipescui*, j'adopte également cette hypothèse : des formes très voisines de *R. aff. cadischiana sensu* le Hégarat et Remane [1968] sont visibles à Berrias dans les assises sous-jacentes à l'apparition de *R. borzai* (niveau All.71.16 et All.-71.17). Ces éléments conduisent à considérer *R. aff. cadischiana* comme une "étape phylétique" entre *R. filipescui* et *R. borzai*.

*Remaniella cadischiana* (COLOM 1948)  
pl. III, fig. 7 et 8

1932 *Calpionella* sp. CADISCH.- Cadisch, p. 251, pl. 3, fig. 18,19.

1948 *Tintinnopsella cadischiana* COLOM 1948.- Colom, p. 247, fig. 12/25, 26 ; pl. 33, fig. 17,16.

1956 *Tintinnopsella ricotensis* COLOM 1956.- Colom, p. 46-47, pl. III, fig. 2.

1963 *Calpionellites dadayi* KNAUER 1963.- Knauer, fig. 2/4, 5, 12 ; pl. I, fig. 4, 5, 12.

1965 *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948).- Catalano, p. 17-18, pl. I, fig. 6, 7, 11, 12 ; pl. III, fig. 1.

1968 *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948).- Le Hégarat et Remane, pl. 7, fig. 17.

1985 *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948).- Remane, p. 570, fig. 18/n°19.

1994 *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948).- Pop, pl. I, fig. 1, 2 ; pl. III, fig. 1.

**Description** : cette espèce n'a jamais été codifiée par un holotype. Cependant, la plupart des auteurs s'accordent pour respecter la figuration originale de

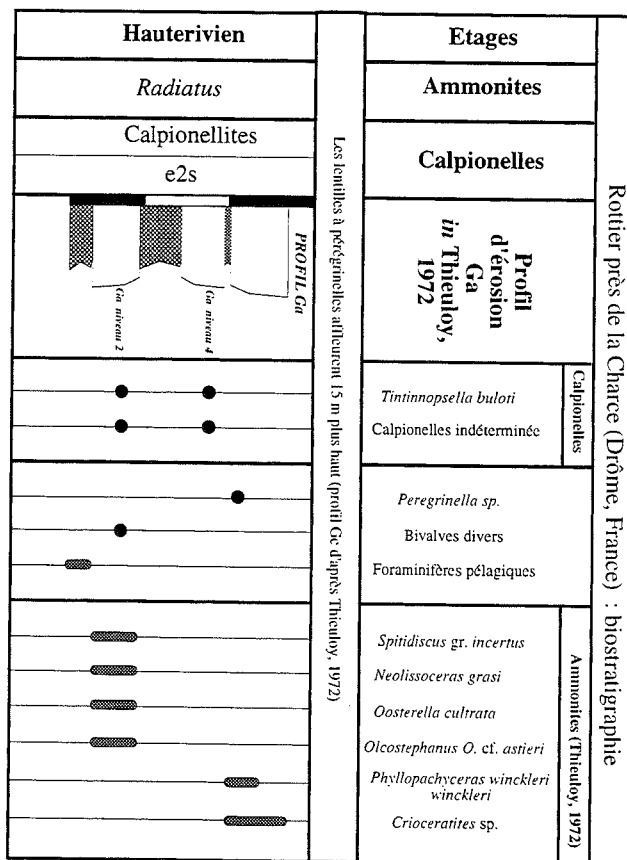
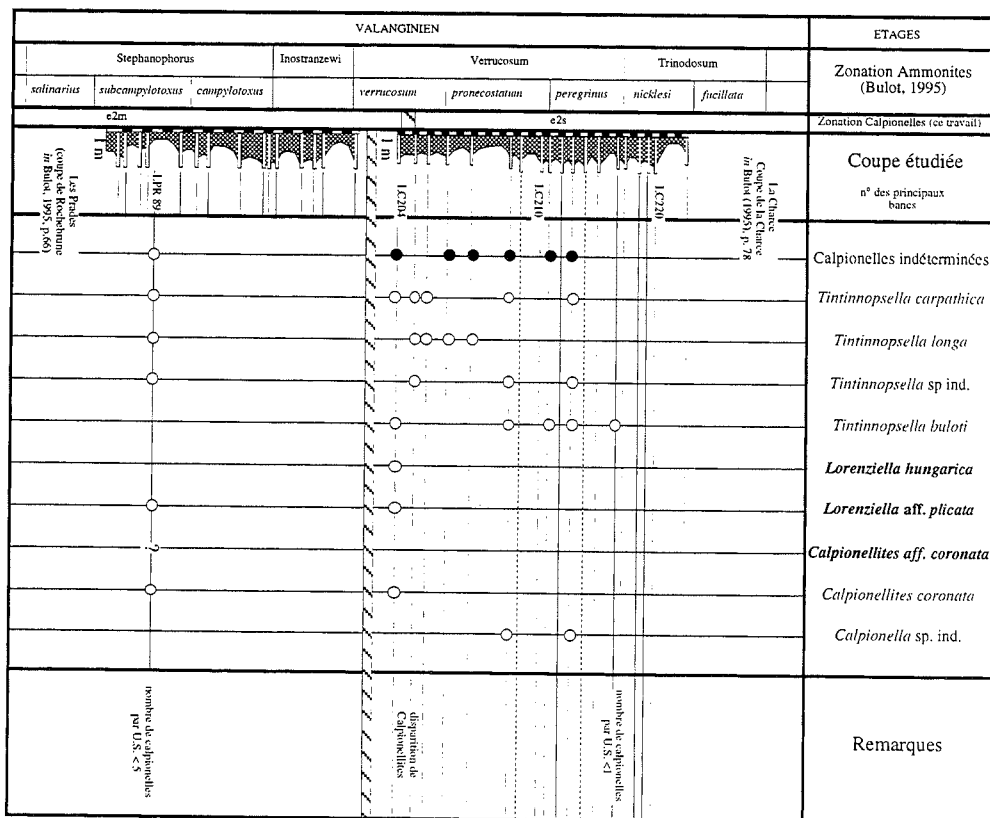


FIG. 55. - (à droite) Détail du passage Valanginien inférieur et Valanginien supérieur dans la coupe de la Charce [levé in Bulot et al., 1992] et dans la coupe des Prades [levé in Bulot et al., 1992.] (à gauche). Présence de calpionelles dans l'Hauterivien de la coupe de Rottier en Drôme au nord de la coupe de la Charce. Les coordonnées des coupes Ga et Gc sur le flan NNW de la crête de la Haute Huchette au SE de Rottier sont respectivement X = 845.72 ; Y = 245.75 et Z = 730 m et X = 845.38 ; Y = 245.76 et Z = 740 m.

Cadisch [1932] qui désignait les grandes formes cylindriques des *Remaniella* à deux anneaux péri-oraux généralement asymétriques, l'un bien développé, clairement divergent, en position externe et l'autre habituellement plus réduit en position interne (caractères du col voisins de ceux de *Remaniella borzai*). La lorica dont le diamètre maximal est compris entre 70 et 80  $\mu\text{m}$  est haute de 120 à 150  $\mu\text{m}$ . La partie aborale peut-être prolongée par un appendice caudal plus ou moins marqué. Elle se différencie donc de *R. borzai* par une morphologie de plus grande taille et une lorica plus cylindrique.

**Répartition** : les représentants de cette espèce ont été reconnus dès le Berriasien supérieur peu élevé. Cette forme apparaît postérieurement à *Cs. simplex* dans le bassin vocontien.

#### *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965)

1957 *Calpionellites* sp. FERASIN et RIGATO 1957.- Ferasin et Rigato, p. 25, pl. I, fig. 15,16 selon Catalano, 1965.

1965 *Calpionellites ferasini* CATALANO 1965, Catalano, p. 14-15, pl. II, fig. 1-5, pl. III, fig. 5-7.

1971 *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965), Catalano et Liguori, p. 195, pl. 3, fig. 1-5.

1994 *Remaniella ferasini* (CATALANO 1965), Pop, p. 329, pl. I, fig. 5-6.

**Description** : cette espèce possède une lorica ovoïde, assez courte avec un diamètre maximal compris entre 45 et 60  $\mu\text{m}$  et une hauteur comprise entre 65 et 85  $\mu\text{m}$ . Ses deux anneaux péri-oraux, triangulaires en section, sont détachés et symétriques.

**Remarque** : Elle apparaît dès le Berriasien moyen dans le bassin Vocontien ; elle disparaît à la base du Berriasien supérieur.

#### *Remaniella filipescui* POP 1994

1948 *Tintinnopsella cadischiana* COLOM 1948.- Colom, p. 247, fig. 12/34, 35, 40.

1965 *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948).- Catalano, p. 17-18, pl. I, fig. 13.

1968 *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948).- Le Hégarat et Remane, pl. 8, fig. 25.

1969 *Calpionellites? dadayi* KNAUER 1963.- Borza, p. 104, pl. LXXXIV, fig. 7-10.

1969 *Remaniella dadayi* (KNAUER 1963).- Pop, pl. IV, fig. 16.

1994 *Remaniella filipescui* POP, 1994.- Pop, p. 329, pl. I, fig. 7-12.

**Description** : il s'agit d'une forme en cloche trapue (diamètre de 65 à 80  $\mu\text{m}$  et hauteur de 75 à 95  $\mu\text{m}$ ) qui se caractérise par un pôle oral à deux anneaux asymétriques, l'un bien développé, clairement divergent, en position externe, et l'autre plus réduit, en position interne.

**Remarques** : sa répartition stratigraphique couvre la partie supérieure du Berriasien moyen et potentiellement la base du Valanginien [Pop, 1994]. Peu avant le Berriasien sommital, certains représentants de cette forme annoncent les *Praecalpionellites*.

#### *Remaniella borzai* POP 1994

pl. II, fig. 1 et 2

1968 *Remaniella* aff. *cadischiana*. LE HÉGARAT et REMANE 1968.- Le Hégarat et Remane, pl. 7, fig. 17.

1968 *Remaniella cadischiana* (COLOM 1948).- Le Hégarat et Remane, pl. 7, fig. 12.

1974 *Remaniella dadayi* (KNAUER 1963).- Pop, p. 17-18, pl. IV, fig. 16.

1994 *Remaniella Cadischiana* (COLOM 1948).- Pop, p. 329, pl. I, fig. 3-4.

1994 *Remaniella borzai* POP, 1994.- Pop, p. 329, pl. I, fig. 13-15.

**Description** : le col de cette espèce possède les mêmes caractères géométriques que ceux de *R. filipescui*, mais la lorica est plus "cylindrique" (diamètre de 55 à 65  $\mu\text{m}$  et hauteur de 75 à 90  $\mu\text{m}$ ).

**Remarques** : sa répartition stratigraphique couvre la partie moyenne et supérieure du Berriasien [Pop, 1994 et ce travail] et potentiellement la base du Valanginien [Pop, 1994]. Peu avant le Berriasien supérieur, certains représentants de cette forme de petite taille et dont l'anneau externe est plus réduit, annoncent les *Calpionellopsis* et d'autres de plus grande taille annoncent *R. cadischiana*.

#### Genre *Calpionellopsis* COLOM 1948

Espèce type du genre :

#### *Calpionella oblonga* CADISCH 1932

**Description générique** : test sub-cylindrique à pôle aboral hémisphérique à ogival. Chez les formes bien conservées, l'enveloppe externe de la lorica se prolonge par une fine excroissance cylindrique qui entoure au moins en partie un anneau oral de plus petit diamètre, filiforme (*Calpionellopsis simplex* in Pop, 1994, p. 330, pl. II, fig. 1) à subcylindrique (*Calpionellopsis oblonga* in Pop, 1994, p. 330, pl. II, fig. 2), détaché de la lorica avec des caractères cristallographiques différents du test (extinction à 45°, caractère commun avec les *Remaniella*).

#### *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH 1932)

pl. II, fig. 9 et pl. III, fig. 1

**Description** : test sub-cylindrique à pôle aboral conique, avec un diamètre de la lorica qui diminue régulièrement très faiblement en section axiale (nettement convergent vers l'ouverture en section oblique) ; la hauteur du test est comprise entre 95 et 120  $\mu\text{m}$  tandis que le diamètre du test est compris entre 35 et 55  $\mu\text{m}$ .

**Répartition** : cette espèce est fréquente dans la partie supérieure du Berriasien et elle disparaît du bassin vocontien au cours du Berriasien élevé.

**Remarques** : cette forme descend des *Cs. simplex* avec laquelle elle est liée par des formes de passage qui ne sont attribuables ni à l'une ni à l'autre espèce. Au Berriasien supérieur assez élevé, elle est présente d'abord sous la forme de loricas de petite taille (hauteur du test comprise entre 95 et 105  $\mu\text{m}$  et diamètre du test compris entre 35 et 45  $\mu\text{m}$ ) puis plus haut, dans les niveaux associés à *L. hungarica*, des formes de grande



taille (hauteur du test comprise entre 110 et 120  $\mu\text{m}$  et diamètre du test compris entre 50 et 55  $\mu\text{m}$ ) apparaissent.

*Calpionellopsis simplex* (COLOM 1939)  
pl. II, fig. 5, 6 et 7

**Description** : test sub-cylindrique à pôle aboral hémisphérique, avec un diamètre de la lorica qui diminue assez brutalement près du pôle oral et dont l'enveloppe externe se prolonge par une fine excroissance cylindrique entourant au moins en partie un anneau oral de plus petit diamètre. La hauteur du test est comprise entre 85 et 120  $\mu\text{m}$  et le diamètre entre 35 et 55  $\mu\text{m}$ .

**Répartition** : La fréquence de cette espèce est élevée à la base du Berriasien supérieur puis elle diminue jusqu'à sa disparition dans la partie élevée du Berriasien.

**Remarques** : cette forme semble descendre de *R. borzai* dont elle partage tous les caractères de la lorica et de l'anneau interne.

"*Calpionellopsis*" aff. *oblonga*  
pl. III, fig. 2 et 3

**Description** : test à pôle aboral ogival prolongé en épine et paroi latérale cylindrique avec un diamètre de la lorica qui diminue très faiblement vers l'ouverture en section axiale (nettement convergent vers l'ouverture en section oblique). La hauteur du test est comprise entre 95 et 120  $\mu\text{m}$  et le diamètre du test est compris entre 35 et 55  $\mu\text{m}$ .

**Remarques** : ces formes sont distinguées de *Cs. oblonga* par l'absence de l'anneau oral détaché de la lorica qui caractérise le genre (problème de conservation ou absence d'anneau ?). Tous les autres caractères sont cependant très voisins de ceux de *Cs. oblonga*.

**Répartition** : dans les séries vocontiennes, cette espèce se rencontre seulement à la base du Valanginien.

Genre *Lorenziella* KNAUER & NAGY 1961

Espèce type du genre

*Lorenziella hungarica* KNAUER & NAGY 1961

**Description générique** : lorica en forme de cerise. La largeur du col et l'ouverture orale sont beaucoup plus réduites que la largeur maximale. La paroi de la lorica passe au col par des épaules bien marquées. La largeur maximale se trouve sous les épaules.

*Lorenziella hungarica* KNAUER & NAGY 1961  
pl. III, fig. 5

**Description** : Le col est relativement court et arqué. La hauteur totale est comprise entre 50 et 80  $\mu\text{m}$ .

**Répartition** : cette espèce est rare puis assez fréquente dans la partie élevée du Berriasien ; elle disparaît au Valanginien supérieur (Zone à Verrucosum).

*Lorenziella plicata* REMANE 1968  
pl. III, fig. 4

**Description** : le col, assez développé est arqué et se prolonge vers l'extérieur par un petit anneau cylindrique (à la manière de cornes en section) dont le diamètre,

compris entre 45 et 60  $\mu\text{m}$ , est inférieur au diamètre maximal de la lorica, la hauteur du test est comprise entre 50 et 80  $\mu\text{m}$ .

**Répartition** : cette espèce reste assez rare au Berriasien supérieur et disparaît assez rapidement du bassin vocontien avant la fin du Berriasien.

**Remarque** : l'importance phylétique de cette espèce est grande puisqu'elle montre le passage entre *Tintinnopsella carpathica* et *L. hungarica* [Le Hégarat et Remane, 1968 et Remane, 1985].

*Lorenziella* cf. *plicata*  
pl. III, fig. 6

**Description** : forme qui ressemble à *Lorenziella plicata*, dans la configuration du col, tandis que les proportions de la lorica sont celles de *L. hungarica*. La hauteur de cette forme est comprise entre 55 et 95  $\mu\text{m}$ . La largeur du col et l'ouverture orale sont beaucoup plus réduites que la largeur maximale (40 et 70  $\mu\text{m}$ ). La paroi de la lorica passe au col par des épaules distinctes. Le col est arqué et montre un prolongement cylindro-ogival à concavité orientée vers l'extérieur du test.

**Remarques** : cette forme est séparée de *L. plicata* par une lacune importante qui correspond à l'intégralité du Berriasien supérieur élevé. l'existence de formes transitionnelles menant de *L. hungarica* à *L. cf. plicata* plaident en faveur d'une origine indépendante, donc d'une convergence avec *L. plicata*, mais le matériel ne permet pas d'être affirmatif, l'hypothèse de la réinstallation de la forme *L. plicata* dans le bassin vocontien après une disparition au moins locale au Berriasien supérieur n'est pas à rejeter.

**Répartition** : cette forme a été reconnue au Valanginien inférieur, où elle est associée à *Ct. darderi*, *T. carpathica*, *T. longa*, *L. hungarica*.

Genre *Praecalpionellites* POP 1986

Espèce type du genre :

*Calpionellites murgeanui* POP 1974

**Description générique** : la lorica est renflée du côté oral, deux anneaux péri-oraux divergents inégaux sont également observables.

L'anneau oral interne est bien développé, et qui entre nicols croisés s'éteint à 45° (par rapport à l'allongement du test). L'anneau oral externe est dégénéré, de taille très inférieure au premier anneau et décalé vers l'extérieur de la lorica.

*Praecalpionellites murgeanui* (POP 1974)  
pl. IV, fig. 1

1964 *Calpionellites dadayi* KNAUER 1964.- Knauer, pl. I, fig. 11, 17, 19, 21, 22.

1971 *Remaniella dadayi* (KNAUER 1964), Catalano et Liguori, pl. III, fig. 14-16.

1974 *Calpionellites murgeanui* POP 1974.- Pop, pl. I, fig. 1-3, 5-9

1979 *Remaniella murgeanui* (POP 1974), Allemann et Remane, pl. VIII, fig. 8, 9.

1985 *Remaniella murgeanui* (POP 1974).- Remane, p. 570, fig. 18/n°20.

1986 *Praecalpionellites murgeanui* (POP 1974).- Pop, p. 109, pl. I, fig. 4-5.

**Description** : lorica en forme de cloche sans l'appendice caudal qui caractérise certains individus du genre *Remaniella*.

**Répartition** : cette espèce est limitée à la partie sommitale du Berriasien et à la base du Valanginien.

**Remarques** : cette espèce, anciennement rapportée au genre *Remaniella* (Allemann et Remane, 1979), a été attribuée récemment par Pop [1986] à un nouveau genre : *Praecalpionellites*.

Les caractères du genre *Remaniella* ne sont en effet pas applicables à l'espèce *murgeanui* quant à la description de son col (voir remarques concernant ce genre) ; un prolongement convergent du test dans sa partie orale, lui procure un caractère inconnu chez les *Remaniella* et qui annonce plutôt les *Calpionellites*.

La forme ancêtre des *Praecalpionellites* semble être *Remaniella filipesqui*.

#### *Praecalpionellites siriniaensis* POP 1986

1986 *Praecalpionellites siriniaensis* POP, 1986.- Pop, fig. 1 ; pl. I, fig. 1-3.

**Description** : le col de cette espèce possède les mêmes caractères que ceux de *P. murgeanui*. cependant elle s'en différencie par une plus grande taille et une lorica cylindrique.

**Répartition** : cette espèce très rare dans le bassin vocontien se rencontre dans le Valanginien inférieur.

#### Genre *Calpionellites* COLOM 1948

Espèce type du genre :

#### *Calpionella darderi* COLOM 1934

**Description générique** : forme à test ogival à pôle aboral à inflexion assez marquée, les parois du pôle oral montrent un petit étranglement du test par inflexion. Un anneau interne à caractéristiques cristallographiques (en lumière analysée) différentes de celles de la lorica se développe en une excroissance vers l'extérieur du test.

Comme pour les *Remaniella* et les *Praecalpionellites*, deux familles morphologiques sont distinguées : les *loricae* en cloche trapue et les *loricae* cylindriques de grande taille.

#### *Calpionellites darderi* (COLOM 1934)

**Description** : l'anneau interne se développe en une excroissance assez courte vers l'extérieur du test.

**Répartition** : cette espèce apparaît à la base du Valanginien, disparaît au sommet du Valanginien inférieur et reste assez rare dans le bassin vocontien.

#### *Calpionellites* aff. *coronata*

**Description** : elle est caractérisée par un anneau interne nettement prolongé vers l'extérieur de l'ouverture orale par une excroissance divergente dont le diamètre ne dépasse pas le diamètre oral de la lorica

**Remarques** : cette forme est voisine de

*Calpionellites coronata* ; les caractères de son col sont intermédiaires entre l'espèce *darderi* et l'espèce *coronata* (certaines formes montrent des caractères intermédiaires entre *Ct. darderi* et *Ct. aff. coronata*, exemple pl. IV, fig. 2) ; en effet, l'anneau interne se développe en une ex-croissance courte vers l'extérieur du test contrairement à ce qui s'observe chez *Ct. darderi*. De plus, l'anneau ne forme pas de cylindre à son extrémité comme c'est le cas pour *Ct. coronata*.

**Répartition** : cette espèce apparaît au Valanginien inférieur [*sensu* Bulot *et al.*, 1993 et Blanc *et al.*, 1994] et disparaît au sommet de ce sous-étage ; elle reste assez rare dans le bassin vocontien. Elle se trouve en association avec *Ct. darderi*, *T. carpathica*, *T. Longa* et *L. hungarica*.

#### *Calpionellites coronata* TREJO 1975

pl. IV, fig. 3

**Description** : espèce caractérisée par un anneau interne prolongé vers l'extérieur de l'ouverture orale par une excroissance largement développée en un cylindre régulier à son extrémité, cylindre dont le diamètre ne dépasse pas le diamètre oral externe de la lorica. En section, cet anneau est développé à la manière d'une corne.

**Répartition** : cette espèce apparaît au Valanginien inférieur (sommet de la Zone à Pertransiens) et disparaît au sommet de ce sous-étage ; elle reste assez rare dans le bassin vocontien.

#### *Calpionellites major* (COLOM, 1948)

pl. IV, fig. 4

1948 *Calpionellites darderi* var. *major* COLOM 1948.- Colom pl. 39, fig. 10, 11.

1964 *Calpionellites darderi* (COLOM 1948).- Catalano et Lima, pl. I, fig. 12.

1965 *Calpionellites darderi* (COLOM 1948).- Catalano, pl. II, fig. 18, 20.

1971 *Calpionellites darderi* (COLOM 1948).- Catalano et Liguori, pl. V, fig. 14.

1976 *Calpionellites darderi* (COLOM 1948).- Pop, pl. 8, fig. 5.

1986 *Calpionellites major* (COLOM 1948) .- Pop, pl. I, fig. 6, 7, 8.

**Description** : grande forme cylindrique, dont le col possède les mêmes caractères que ceux de *Ct. aff. coronata*

**Répartition** : cette espèce apparaît dans le Valanginien inférieur [au sommet de la Zone à Pertransiens *sensu* Bulot *et al.*, 1993 et Blanc *et al.*, 1994] et disparaît au sommet de ce sous-étage ; elle reste assez rare dans le bassin vocontien.

#### *Calpionellites caravacaensis* (ALLEMANN, 1975)

**Description** : c'est une grande forme cylindrique, dont le col possède les mêmes caractères que ceux de *Ct. coronata*.

**Répartition** : cette espèce apparaît au Valanginien inférieur (sommet de la Zone à Pertransiens) et elle disparaît au sommet de ce sous-étage ; elle reste assez rare dans le bassin vocontien.

### 2.2.3. Caractérisation des unités biochronostratigraphiques : découpage biochronologique

Les faunes hémipélagiques du Crétacé inférieur du bassin vocontien sont assez bien connues, les ammonites y sont fréquentes et ont déjà servi à l'établissement de découpages biochronologiques [Le Hégarat, 1971 ; Busnardo et Thieuloy, 1979] et biochronostratigraphiques [Bulot, 1995]. Les calpionelles sont omniprésentes dans les séries du Berriasien-Valanginien des bassins téthysiens [Remane, 1985]. C'est dans le but de dresser un tableau biochronologique précis et transposable aux coupes moins favorables de plate-forme et de talus que les coupes de bassin, que les ammonites et les calpionelles ont été étudiées conjointement.

La zonation proposée dans ce travail est une version légèrement modifiée de celle définie par Remane [1985]. Elle s'en distingue surtout dans sa partie supérieure d'abord par l'incorporation de données nouvelles permettant l'individualisation d'intervalles-zones phylétiques et, ensuite, par un calage beaucoup plus précis sur la nouvelle zonation d'ammonite proposée par Bulot [1995]. Les zones standards définies lors du congrès de Rome (1970) sont employées ici en tant que superzones, les autres unités stratigraphiques que j'ai utilisées sont découpées en biochronozones *sensu* Callomon [1985], mettant en avant les apparitions phylétiques des calpionelles. C'est donc une échelle biochronologique continue de type **zone d'intervalle phylétique**. Chacune des unités biostratigraphiques définies dans cette étude (fig. 54) sera présentée et discutée dans l'ordre suivant : identification de l'unité (Biochronozone, biohorizon, ...), auteurs, espèce-index, association caractérisant la zone, place dans les coupes de référence, symbole retenu, évaluation du potentiel de corrélation, subdivisions éventuelles.

#### 2.2.3.1. La Superzone à *Calpionella* [Allemann, Catalano, Farès et Remane, 1970]

Cette superzone est marquée par l'explosion du genre *Calpionella* et correspond donc à la définition de la Zone standard à *Calpionella*.

La limite supérieure de cette zone coïncide avec la base de la Zone à *Calpionellopsis*. Elle est constituée par la Zone B dite à *Alpina* et la Zone C dite à *Elliptica*.

#### α. Zone B ou Zone à *Alpina*

Il n'existe pas à ce jour de coupe dans laquelle un niveau repère caractérise la base de cette Zone, néanmoins en raison de sa limite inférieure commune avec la Zone standard à *Calpionella* (superzone B), elle est considérée comme une biochronozone. La Zone B est divisée en deux biohorizons *bi* et *bs*. La limite inférieure de *bi* coïncide avec la base de la superzone B. La limite inférieure de *bs* coïncide avec l'apparition du genre *Remaniella* avec *R. ferasini*. Le biohorizon comprend également l'apparition de *R. filipescui*.

La partie terminale de la Zone, le biohorizon *bt* est limitée par l'apparition de *Ca. elliptica*. L'apparition de *Ca. elliptica* est sujette à polémique, en effet pour certains auteurs [travaux de Catalano en Sicile in

Catalano, 1963] cette forme est suffisamment fréquente dès son apparition pour permettre de créer une zone à *Elliptica sensu* Catalano [1963], pour d'autres auteurs l'apparition de cette forme est discrète et pourrait être diachrone d'un bassin à l'autre [Remane, comm. pers. 1995].

#### β. Zone C ou Zone à *Elliptica*

Dans ce travail, la base de la Zone à *Elliptica* comme la Zone C [*sensu* Remane, 1968] correspond à l'apparition des grandes formes de *Tintinnopsella carpathica* et l'"explosion" des *Ca. elliptica*.

La coupe type de cette Zone est Berrias où le niveau repère est placé à la base du banc 151/24. La Zone à *Elliptica* (symbolisé par C) est subdivisée en trois biohorizons : *ci*, *cs* et *ct*.

La Zone C et le biohorizon *ci* débutent avec l'explosion de *Ca. elliptica* et l'apparition des grandes formes de *T. carpathica*.

Le biohorizon *cs* coïncide avec l'apparition de *R. borzai*.

Le biohorizon *ct* débute avec l'apparition de *T. longa*.

Hormis les espèces-index citées plus haut la Zone C est marquée par la présence de *R. filipescui*, *Ca. alpina*, *Ca. elliptica*. Sporadiquement, *Ca. minuta* est présente dès le biohorizon *cs*.

#### 2.2.3.2. La Superzone à *Calpionellopsis* [Allemann et al., 1970]

Cette superzone est définie par l'apparition du genre *Calpionellopsis* et correspond donc à la définition de la Zone standard D à *Calpionellopsis*. La limite supérieure de cette zone coïncide avec la base de la Zone à *Calpionellites*. Le symbole utilisé est D.

#### α. La Zone à Simplex [Pop, 1986]

La sous-zone à *simplex*, comme la sous-zone D1 [Remane, 1968], débute comme la Superzone D, avec la première apparition de l'espèce index *Calpionellopsis simplex* (issue de la forme parent *Remaniella borzai*).

La coupe type de cette zone est Berrias où le niveau repère est placé à la base du banc 160/30.

Cette zone est caractérisée par *Cs. simplex*, *Ca. alpina*, *Ca. minuta*, *R. borzai*, *R. filipescui*, *T. carpathica* et *T. longa*.

A la base de cette Zone, il est possible de distinguer un biohorizon (*dli*) qui correspond aux niveaux dans lesquels les représentants de l'espèce *Ca. elliptica* et *R. ferasini* coexistent avec *Cs. simplex*.

La partie supérieure de la Zone (biohorizon *dls*) est marquée par la disparition de *Ca. elliptica* et l'explosion de *Cs. simplex*.

Dans la partie terminale de cette Zone, il est possible de distinguer un biohorizon (*dlt*) qui est marqué la présence de *R. cadischiana* et la disparition de *Ca. alpina*.

Le symbole utilisé pour caractériser cette Zone est D1.

### β. La Zone à Oblonga [Pop, 1986]

Cette Zone est prise dans un sens légèrement différent de celui qui caractérise la sous-zone D2 [Remane *in* le Hégarat et Remane, 1968] ; cette dernière est en effet, d'après cet auteur, limitée à sa base par les niveaux où l'espèce *Calpionellopsis oblonga* est plus abondante que l'espèce *Calpionellopsis simplex*. La Zone à Oblonga, au contraire, est marquée par l'apparition de l'espèce-index *Cs. oblonga*, forme descendante de *Cs. simplex*. La coupe type de cette zone est Berrias où le **niveau repère d'apparition** se place à la base du banc 175/47.

Cette Zone est caractérisée par *Ca. minuta*, *R. cadischiana*, *Cs. simplex*, *Cs. oblonga*, *T. carpathica* et *T. longa*.

A la base de cette Zone, il est possible de distinguer un biohorizon (*d2i*) dans lequel les représentants de l'espèce *Cs. simplex* deviennent majoritaires par rapport à ceux de *Cs. oblonga* et, plus haut, un biohorizon (*d2s*), marqué par la prédominance de *Cs. oblonga* par rapport à *Cs. simplex*. Le symbole utilisé pour caractériser cette Zone est **D2**.

### γ. La Zone à Hungarica [Remane, 1985]

Comme la sous-zone D3 *sensu* Remane [1986], la Zone à Hungarica est marquée par la FAD de l'espèce *Lorenziella hungarica*. Les formes précurseurs de cette espèce sont les *Lorenziella plicata*, elles-mêmes issues de formes parentes de l'espèce *Tintinnopsella carpathica* [Le Hégarat et Remane, 1968].

La coupe type de cette zone est Berrias, le **niveau repère d'apparition** de D3 se place à la base du banc 190/59 (à Montbrun-les-bains cette forme apparaît dans le banc Mb6).

Dans le bassin vocontien cette Zone peut être subdivisée en trois biohorizons :

- **d3i** marqué par l'association *Ca. minuta*, *R. cadischiana*, *Cs. oblonga*, *Cs. simplex*, *L. hungarica*, *T. carpathica* et *T. longa* ;

- **d3s** marquée par la même association où *Cs. simplex* et *Cs. oblonga* sont absents.

- **d3t** qui correspond au biohorizon à Murgeanui [Pop, 1986], dont la base est marquée par l'apparition de *Praecalpionellites murgeanui* (LOD en MB208 à Montbrun-les-Bains). La longévité de l'espèce-index de cette zone semble faible (extinction dans le Valanginien inférieur). Ce biohorizon peut être reconnu par l'association *Ca. minuta*, *R. cadischiana*, *R. filipescai*, *L. hungarica*, *T. carpathica*, *T. longa* et *P. murgeanui*. Son extension est assez proche de celle du biohorizon à *thieuloyi*, partie sommitale de la sous-zone à *otopeta* [Bulot, 1995]. Ajoutons que *Ca. minuta*, dont la première apparition (FAD) se situe dans la superzone C, est une forme qui descend de *Ca. alpina* et qui, dans le bassin vocontien, supplante cette dernière dès la base de la Zone D2. Le symbole utilisé pour caractériser cette Zone est **D3** ;

#### 2.2.3.3. La Superzone à Calpionellites [Allemann *et al.*, 1970].

La limite inférieure de la zone E [Remane, 1968], comme celle de cette superzone, est marquée par l'ap-

parition du genre *Calpionellites* avec *Ct. darderi* (première forme du genre) dont la forme parente est *Praecalpionellites murgeanui*.

La limite supérieure de cette Superzone est inconnue.

La coupe type de cette zone est Barret-le-Bas, le **niveau repère d'apparition** y est placé à la base du banc +3 (lame BLB+3top). L'association caractéristique de cette Zone est composée à sa base de *R. cadischiana*, *L. hungarica*, *T. carpathica*, *T. longa*, *P. murgeanui* et *Ct. darderi*. Sporadiquement des formes attribuées au genre *Calpionella* (*Ca. gr. alpina*) peuvent se rencontrer dans les coupes de Montbrun-les-Bains, Barret-le-bas, Angles par exemple.

Le symbole utilisé pour caractériser cette Superzone est E. Cette superzone correspond à la partie inférieure du Valanginien *sensu* Bulot *et al.* [1993] et Blanc *et al.* [1994]. L'apparition successive de plusieurs espèces a permis une subdivision en deux Zones et plusieurs biohorizons.

### α. La Zone à Darderi [Pop, 1986]

Cette Zone possède la même limite inférieure que la superzone à Calpionellites, sa limite supérieure est marquée par la base de la Zone à Coronata (voir ci-après).

La coupe type de cette zone est Barret-le-Bas, le **niveau repère d'apparition** y est placé à la base du banc +3 (lame BLB+3top).

Le symbole utilisé pour caractériser cette Zone est E1.

Cette Zone coïncide avec la partie inférieure de la Zone à Pertransiens [Bulot, 1994] première zone d'ammonite du Valanginien.

L'association faunique qui la caractérise est celle qui est décrite pour la Zone à Calpionellites.

Comme dans les calcaires de Murguceva, dans les Carpathes [Pop, 1994] ou au Mexique [Remane, comm. pers. 1994], *P. murgeanui* apparaît peu avant les *Calpionellites* (zone E) et cohabite avec la première espèce de ce genre (*Ct. darderi*). Son extension maximale reste limitée à la base de cette zone.

La partie supérieure de cette Zone comprend un biohorizon (*els*) reconnaissable par la présence de *Ct. aff. coronata*, forme de transition entre *Ct. darderi* et *Ct. coronata*. La coupe type de ce biohorizon est Montbrun-les-bains où le **niveau repère d'apparition** est placé à la base du banc Mb 222.

Ce biohorizon est caractérisé par l'association des espèces *L. hungarica*, *L. cf. plicata*, *T. carpathica*, *T. longa*, *P. murgeanui* et *Ct. darderi*. Il se place dans la partie médiane de la Zone à Pertransiens [Bulot, 1994], première zone du Valanginien.

### β. La Zone à Coronata

Elle est marquée dans le bassin vocontien par l'apparition de *Calpionellites coronata*, espèce issue de *Ct. aff. coronata*, elle même descendante de *Ct. darderi*. La limite supérieure de cette Zone n'est pas connue. La coupe type de ce biohorizon est Montbrun-les-Bains où le **niveau repère d'apparition** est placé à la base du banc Mb 258.

Cette Zone est constituée de l'association des espèces *L. hungarica*, *L. cf plicata*, *T. carpathica*, *T. longa*, *Ct. darderi* et *Ct. coronata*.

Cette Zone débute dans la partie moyenne de la Zone à Pertransiens mais la fréquence des calpionelles reste grande jusqu'à la fin de la Zone à Stephanophorus. Dès la base de la Zone à Inostranzewi et jusqu'à la partie basale de la Zone à Verrucosum (biohorizon à *verrucosum*), la fréquence des calpionelles ne cesse de diminuer, bien que presque toutes les espèces décrites dans la Zone E2 soient encore présentes. Ce n'est qu'après la base de la Zone à Verrucosum que les calpionelles deviennent excessivement rares et qu'elles ne sont plus représentées que par le genre *Tintinnopsella*. Le symbole utilisé pour caractériser cette zone est E2.

Trois biohorizons peuvent y être reconnus :

Le premier est symbolisé par *e2i* ; sa base coïncide avec celle de la Zone E2.

Le second, *e2m*, est marqué par la présence des formes cylindriques de grande taille telles que *P. siriniaensis*, *Ct. major*, *Ct. caravacaensis*.

Le troisième biohorizon, *e2s*, est marqué à sa base par la disparition des genres *Calpionellites* et *Lorenziella* (vraisemblablement au sein du biohorizon à *verrucosum* (base de la Zone à Verrucosum) et la présence exclusive d'éléments du genre *Tintinnopsella*. Pop [1994] a également montré dans les Carpathes occidentales que le genre *Calpionellites* s'éteignait à la base de la zone à *verrucosum* ; mais en l'absence de données précises (coupes et analyse des faunes d'ammonites et de calpionelles) qui pourrait attester du synchronisme de cette extinction et en l'absence de datum (apparitions de formes nouvelles), je considère que la connaissance de l'assemblage de calpionelles de cette unité est insuffisante pour caractériser une unité biochronologique formelle.

Le potentiel de corrélation de cette unité devra être estimé par une analyse biostratigraphique intégrée (ammonites, nannofossiles, calpionelles,...) dans plusieurs autres coupes du domaine Téthysien. L'extension de cette unité couvre d'ores et déjà l'intégralité du Valanginien supérieur et l'Hauterivien inférieur.

#### γ. Où s'éteignent les calpionelles ?

En raison de leur soudaine rareté au sommet du Valanginien inférieur, plusieurs auteurs [Remane, 1970 ; Alleman et Remane, 1979] considéraient que les calpionelles s'éteignaient à la fin du Valanginien inférieur.

Pourtant des formes apparentées aux calpionelles ont déjà été signalées dans les séries attribuées au Valanginien supérieur ou même à l'Hauterivien inférieur par ammonites du Sud-Est d'Italie [Cecca selon Bulot, comm. pers. 1994], de la France [Thieuloy, 1972] et des Carpathes [Borza, 1969 ; Borza, 1984]. Mais en l'absence de coupes détaillées exposant clairement la répartition des faunes, il était difficile d'intégrer ces observations dans une zonation.

Dans les Carpathes slovaques, dans la coupe de Polemec, des calpionelles du genre *Tintinnopsella* ont été signalées (banc 13 in Borza [1984]) encadrées par des ammonites. Deux associations successives distinctes de faunes d'ammonites y sont reconnues par

Vasicek (en cours) : les assemblages à *Euptychoceras borzai* et à *Crioceratites binelli*. C'est au sommet de l'association à *Euptychoceras borzai* que s'éteint le genre *Tintinnopsella*. Immédiatement au-dessus, l'association de *Crioceratites majoricensis* et *Crioceratites binelli* indique sans équivoque les couches de passage entre la biochronozone à *Ligatus* et la biozone à *B. balearis*.

En Italie, Cecca [Bulot, comm. orale, 1994] a signalé la présence de calpionelles dans les couches à *Saynoceras verrucosum* (espèce-index du biohorizon à *verrucosum*) de la formation Maiolica (Ombrie, Appennins).

Dans le sud-est de la France, dans la région de Rottier près de la Charce (fig. 55) Thieuloy [1972] signale également des calpionelles associées à des lentilles à Pérégrinelles (collection Institut Dolomieu), dans plusieurs coupes de l'Hauterivien inférieur (échantillons prélevés dans les bancs Ga 4, sous une lentille à pérégrinelles, et Gc 8, dans une lentille à pérégrinelles). Les calpionelles identifiées comme des *Stenosemellopsis hispanica* par Thieuloy [1972] ont été révisées et redéterminées comme des *Tintinnopsella*. La bonne conservation de plusieurs individus permet de préciser leur appartenance à l'espèce *T. buloti* n.sp. Ces niveaux sont encadrés par des ammonites de la Zone à Loryi [Thieuloy, 1972 et Bulot, 1995]. La coupe de la Charce (Drôme, France) a également fait l'objet d'une description détaillée de sa macrofaune essentiellement constituée par des ammonites [Bulot *et al.* 1992, Bulot et Thieuloy, 1993]. L'analyse d'échantillons en lame mince dans les bancs calcaires de cette coupe a permis l'identification, dans le Valanginien supérieur, de calpionelles dont l'état de conservation est suffisant pour exclure l'hypothèse de remaniements depuis des niveaux stratigraphiques sous-jacents et pour les reconnaître comme *T. buloti*.

Dans le Jura neuchâtelois (Suisse), la révision de lames minces provenant des forages (F209, F27) de la région de Neuchâtel (collection G. Rumley) a permis l'observation de plusieurs exemplaires de calpionelles attribuables à l'espèce *T. buloti* dans les "marnes bleues", probablement au-dessus des niveaux à *Acanthodiscus radiatus*.

Dans le Bassin vocontien, cette analyse a été complétée par un échantillonnage systématique des bancs calcaires du Valanginien supérieur des coupes de la Charce (échantillons LC). Dans chacun de ces bancs les calpionelles sont présentes (fig. 55). Les calpionelles perdurent donc durant le Valanginien supérieur et même durant l'Hauterivien inférieur.

#### 2.2.4. Conclusions et commentaires

Pop [1994] a proposé une révision complète du genre *Remaniella*, le conduisant à créer plusieurs espèces nouvelles ; ces formes sont, d'après cet auteur, suffisamment fréquentes dans les séries berriasiennes et valanginiennes des Carpathes pour les intégrer dans une zonation [Pop, 1994]. Ces espèces demeurent pour la plupart assez rares dans le Bassin vocontien (voir la coupe de Berrias), alors qu'elles sont fréquentes dans le bassin Helvétique (analyse des faunes de calpionelles de la coupe de Villarbeney, matériel de J-B. Pasquier).

En raison de leur rareté dans le bassin vocontien, ces espèces n'ont donc pas été utilisées dans la définition de Zones formelles mais dans la définition de biohorizons. L'analyse détaillée des faunes de Berrias et de quelques niveaux de Villarbeney permet cependant de dresser un tableau phylétique (voir la description des espèces ci-dessus et fig. 53) qui diffère de celui de Pop [1994] en plusieurs points, notamment sur l'origine la phylogénèse des *Remaniella* et des *Calpionellopsis*. Les divergences entre les conceptions phylogénétiques des *Remaniella* énoncées par Pop [1994] et dans ce travail reposent sur les interprétations différentes de trois espèces de ce genre, notamment *R. cadischiana*, *R. borzai* et *R. aff. cadischiana* (voir discussion à ce sujet dans le paragraphe des descriptions des espèces).

En conclusion, malgré quelques différences d'interprétations en ce qui concerne les liens phylétiques entre les espèces, les faunes de calpionelles montrent un remarquable potentiel d'outil chronostratigraphique. L'abondance des calpionelles dans les sédiments du bassin et du talus au Berriasien et au Valanginien inférieur autorise une résolution biostratigraphique très grande, qui peut parfois dépasser celle des ammonites. A l'image de la convergence de résultats biostratigraphiques de nombreux auteurs [Remane, 1969, 1970 ; Catalano et Liguori, 1971 ; Allemann, 1970 ; Pop, 1986 et 1994] sur du matériel issu de provinces très différentes (fig. 56), le potentiel de corrélation stratigraphique "haute résolution" des calpionelles dans les séries téthysiennes du Berriasien et du Valanginien dépasse largement le cadre d'un seul bassin.

#### 2.2.4.1. La division tripartite du Berriasien et les calpionelles

Paradoxalement, les bases des zones d'ammonites correspondent aux premières apparitions des calpionelles [Le Hégarat et Remane, 1968] et le Berriasien n'a jamais été officiellement subdivisé en sous-étages ; pourtant, les auteurs reconnaissent volontiers une partie inférieure, moyenne et supérieure à cet étage [Le Hégarat, 1971 ; Busnardo, 1984 ; Darsac, 1983 ; Boisseau, 1987 ; Adatte, 1988 ; Arnaud *et al.*, 1990].

L'absence de révision des ammonites d'une grande partie de cet étage depuis Le Hégarat [1972] ne permet pas la définition formelle de biochronozones d'ammonites comme dans le Valanginien [Bulot, 1995] alors que les successions de calpionelles du bassin vocontien, plus fréquentes et mieux comprises, depuis les travaux de Remane [1963, 1968, 1969, 1979, 1985], Allemann [1979] et Le Hégarat [1972] permettent le découpage du Berriasien en trois parties.

Afin de respecter le découpage classique du Berriasien, je considère une partie inférieure du Berriasien correspondant avec la zone à *jacobi-grandis* (approximativement la première partie de la Superzone B (biohorizon *bi* des calpionelles), une partie moyenne du Berriasien correspondant avec la zone à *occitanica* (approximativement la partie supérieure de la Superzone B et la Superzone standard C) et une partie supérieure du Berriasien correspondant avec la zone à *boissieri* (approximativement la superzone D). Ce découpage n'est bien sûr pas satisfaisant puisque il est

fondé sur des zones d'ammonites dont les limites inférieures ne sont pas clairement définies.

#### 2.2.4.2. La division bipartite du Valanginien et les calpionelles

Le Valanginien a formellement été divisé en deux sous-étages par les faunes d'ammonites [Colloque de Lyon, 1963]. Récemment, Bulot [1995] a reconsidéré ces deux sous-étages : il place ses Zones à Pertransiens et Stephanophorus [correspondant approximativement à la zone à *pertransiens pro parte* et la partie inférieure de la zone à *campylotoxus sensu* Busnardo et Thieuloy, 1979] dans le Valanginien inférieur et les Zones à Inostranzewi, Verrucosum, Trinodosum et Callidiscus [correspondant approximativement à la partie supérieure de la zone à *campylotoxus* et aux zones à *verrucosum*, *trinodosum* et *callidiscus sensu* Busnardo et Thieuloy, 1979] dans le Valanginien supérieur.

Sur le plan des faunes de calpionelles, aucune limite biozonale ou Zonale ne correspond avec la limite entre ces deux sous-étages. Il est vrai que le nombre de calpionelles baisse drastiquement dans la partie supérieure de la Zone E2 et la base du biohorizon *e2s* est clairement placée dans le Valanginien supérieur, puisque elle se place peu au-dessus de la limite inférieure de la Zone à Verrucosum *sensu* Bulot [1995].

#### 2.2.4.3. Familles morphologiques des calpionelles

Housa (1987) a avancé que la différenciation morphologique des calpionelles pourrait correspondre à différentes niches écologiques. Je ne retiens pas le terme de "niches écologiques" difficilement vérifiable pour les organismes pélagiques fossiles, cependant comme le signale cet auteur, il existe des espèces différentes issues de phylum parfois différents qui en des positions stratigraphiques différentes, possèdent des morphologies voisines.

En effet, il est remarquable que l'explosion de certaines espèces coïncide au déclin d'une autre espèce, de morphologie voisine : par exemple le relai dans le temps entre *Ca. gr. elliptica*, *Cs. simplex* et *Cs. oblonga* [Housa, 1987] et *Cs. simplex* (grande forme), *Cs. oblonga* (grande forme) et *T. longa*, dont les morphologies sont assez voisines. Les récurrences de certaines morphologies de col sont également visibles, citons par exemple le col en cylindre de *L. cf. plicata* qui suit le modèle en cylindre des *Ca. gr. alpina*.

Il est possible par exemple d'isoler dans les séries téthysiennes du Berriasien-Valanginien des périodes particulièrement favorables à l'apparition de calpionelles de grande taille (à lorica presque toujours cylindriques).

C'est le cas du sommet de la Zone à Elliptica (apparition de *R. cadischiana*, *T. longa*) et dans la Zone à Pertransiens (*P. siriniaensis*, *Ct. major*, *Ct. caravacaensis*).

Ces deux événements pourraient correspondre à des changements paléoenvironnementaux importants. Les groupes isolés de Housa [1987], n'ont pas la même composition que ceux que je définis. Par exemple, je ne pense pas que *T. longa*, en raison de son test cylindri-

Etages	Tithonien		Berriasien		Calpionellopsis		Calpionella		Crassicollaria		Hauterivien		Valanginien		Calpionellites		Coronata		Darderi		Calpionellites		Calpionellites		Calpionellites		Tintinnopsella					
	Durrangia		occidentica		bolivari		dalnasi		garnieri		alpina		alpina		alpina		alpina		alpina		alpina		alpina		alpina		alpina		alpina			
biozones et Zones d'ammonites (Le Hégarat, 1971 et Bulot 1995) Biohorizon																																

FIG. 56.- Tableau de comparaison de différentes zonations de calpionelles et relations avec la zonation d'ammonites utilisée dans ce travail [Le Hégarat, 1971 et Bulot, 1995].

que, appartient à la même niche écologique que *T. carpathica*. De plus, je ne suis pas d'accord avec la représentation de *P. (R.) murgeanui* qui est proposée par cet auteur car elle correspond plutôt à une section non axiale de *R. cadischiana*.

L'étude de l'évolution des morphologies des calpionelles permet de reconnaître six familles (fig. 57).

La famille morphologique 1 englobe toutes les morphologies à loricule ogivale épine caudale et col évasé, dites **carpathicoïdes** (*Crassicolaria brevis*, *T. carpathica*, *T. buloti*).

La famille morphologique 2 regroupe les petites formes marquées par un épaulement et un col étroit cylindrique, dites **alpinoïdes** (*Calpionella* gr. *alpina*, *Crassicolaria parvula*, *Ca. minuta*, *L. plicata*, *L. hungarica*, *L. aff. plicata*).

La famille morphologique 3 regroupe les formes "**en cloche courte**" (*R. ferasini*, *R. filipescui*, *P. murgeanui*, *Ct. darderi*, *Ct. aff. coronata*, *Ct. coronata*).

La famille morphologique 4 rassemble les formes **subcylindriques** (*Crassicolaria intermedia*, *Ca. gr. elliptica*, *R. borzai*, *Cs. simplex*, *Cs. oblonga*, *Ca. aff. oblonga*).

La famille morphologique 5 groupe les formes **cylindriques de grande taille** (*Crassicolaria massutiniana*, *R. borzai* (grande forme) *Cs. simplex* (grande forme), *Cs. oblonga* (grande forme), *Cs. aff. oblonga* (grande forme) et *T. longa*).

La famille morphologique 6 groupe les formes **cylindriques géantes** (*R. cadischiana*, *P. siriniaensis*, *Ct. major*, *Ct. caravacaensis*).

Il est intéressant de constater que dans le bassin vocontien, les organismes les plus fréquents dépendent toutes des familles 1, 2, 4 et 5.

Au Berriasien inférieur, la famille 2 est largement dominante (*Ca. alpina*), au Berriasien moyen, ce sont les familles 2 et 4 qui sont dominantes (respectivement avec *Ca. gr. alpina* et *Ca. gr. elliptica*) ; au Berriasien supérieur ce sont les familles 1, 4 et 5 dominent (respectivement avec *T. carpathica*, *Cs. simplex*-*Cs. oblonga* et *Cs. simplex*-*Cs. oblonga* et *T. longa*). Dans le Valanginien inférieur les familles 1 et 5 (représentée respectivement par *T. carpathica* et *T. longa* puis *T. buloti*) dominent.

La famille morphologique 3, en cloche courte est intéressante parce c'est celle qui présente la plus grande diversité évolutive, bien qu'aucune espèce de cette famille ne devienne fréquente dans le bassin vocontien.

La famille morphologique 6 (formes géantes cylindriques) est également composée de formes accessoires assez rares dans le bassin vocontien.

En conclusion, les changements morphologiques découlent vraisemblablement des modifications des contraintes de vie et de reproduction, mais à ce stade de l'analyse aucune hypothèse valable ne peut être retenue comme explication.

### 2.3. Répartition des foraminifères benthiques, des algues dasycladales et des ostracodes à valeur stratigraphique, position au sein des séquences

Sept séquences de dépôt (Be0 à Be6) ont été reconnues dans les séries du Berriasien et quatre séquences

dans le Valanginien *pro parte* (Va0 à Va3). Ces séquences sont caractérisables par des assemblages fauniques. En raison des difficultés d'échantillonnage et l'absence de coupes continues, plusieurs coupes viennent compléter le canevas biostratigraphique et séquentiel. Je tiens à rappeler que les extensions de ces organismes (à l'état de bioclastes *sensu stricto*, dont le remaniement est potentiellement faible) sont calibrées quand cela a été possible par encadrement de niveaux à calpionelles. Les extensions de ces organismes (fig. 58) sont basées sur des LOD et des HOD (plus basses et plus hautes présences, sans caractères phylétiques) en zone nord-vocontienne.

#### 2.3.1. Répartition des foraminifères benthiques

Dans ce travail, seuls les aspects les plus caractéristiques de quelques foraminifères benthiques seront mis en exergue, puisque cette partie constitue surtout un inventaire (non exhaustif) des foraminifères de valeur stratigraphique du Berriasien-Valanginien nord-vocontien.

Chacune des espèces à valeur stratigraphique (fig. 52 et 58) fait l'objet d'une présentation morphométrique sommaire et d'une description micropaléontologique (planches V, VI et VII, en annexe 3).

La taxonomie des principaux foraminifères benthiques du Berriasien-Valanginien est basée sur les grandes divisions systématiques proposées par Loeblich et Tappan [1988].

#### Famille *VENTROLAMINIDAE* WEYNSHENCK 1950

##### Genre *Protopeneroplis* WEYNSHENCK 1950

##### Espèce type du genre *Protopeneroplis striata* WEYNSHENCK 1950

**Description générique** : test lenticulaire, le diamètre est large de 0,4 à 0,8 mm et d'épaisseur jusqu'à 0,42 mm. Le test est enroulé de manière planispiralée ou les tours forment une basse trochospirale. Le dernier tour présente douze à seize loges, involutes de périphérie anguleuses à arrondie. Test calcaire lamellaire composé de deux couches : une couche interne microgranulaire et une externe hyaline de structure radiaire. La surface du test peut être couverte par des pustules calcaires; ouverture aréale dans la partie inférieure de la face aperturale.

##### *Protopeneroplis ultragranulata* SEPTFONTAINE 1974 pl. V, fig. 3-4

1987 *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE .- Boisseau, p. 190, pl. III, fig. 1-4.

**Environnement** : dépôts circalittoraux de la rampe médiane.

**Répartition** : présent à la base des coupes de Valtière et de la Rivoire, disparaît vers le sommet de la Zone D3 des calpionelles. Il est présent dans les séquences Be3, Be4, Be5, Be6 (coupes du Guiers mort, Boisseau,



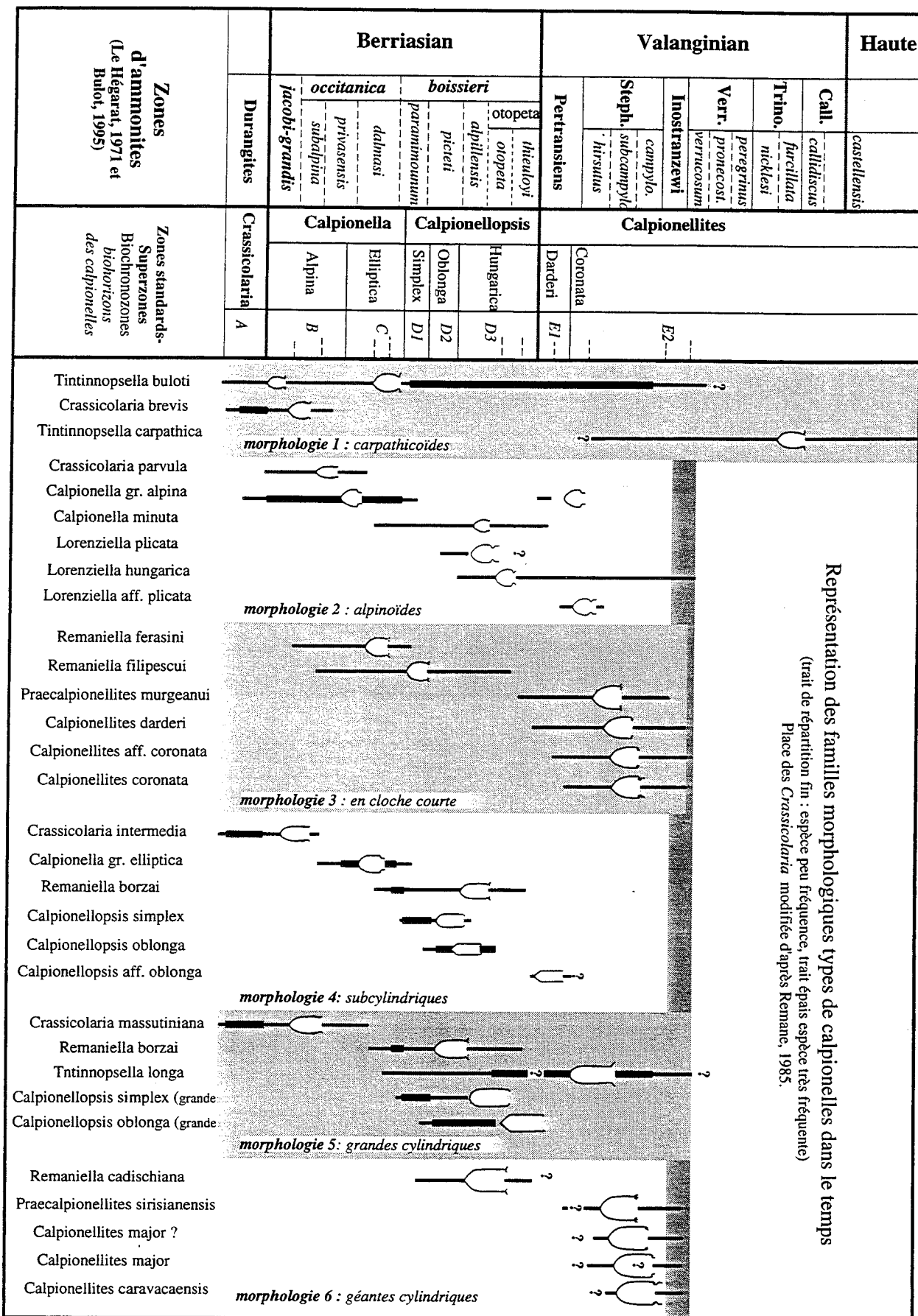


FIG. 57.- Tableau de l'évolution des calpionelles et la représentation des morphologies types dans le temps avec en traits fins les répartitions des espèces peu fréquentes et en traits épais la répartition des espèces fréquentes. La place des *Crassicolaria* est indiquée d'après Remane [1985].

1987 et Cul de Lampe), c'est à dire la totalité du Berriasien supérieur.

*Protopeneroplis banatica* BUCUR 1991  
pl. V, fig. 1-2

1991 *Protopeneroplis banatica* - BUCUR, p. 190, pl.  
III, fig. 1-4.

**Environnement** : dépôts circalittoraux de la rampe médiane.

**Répartition** : cet espèce est présente dans la coupe de Valetière dans le biohorizon *d3s* des calpionelles. Il est présent dans les séquences Be6, Va0 et Va1 (Coupe du Cul de Lampe), c'est-à-dire au Berriasien sommital et au Valanginien inférieur.

Famille CUNEOLINIDAE SAIDOVA 1981

Genre *Pseudotextulariella* BARNARD 1953  
Espèce type du genre *Textulariella cretosa* CUSHMAN  
1932

**Description du genre** : test conique débutant par un stade trochospiralé avec quatre à cinq loges, puis trisérié et entièrement bisérié au stade adulte. L'endosquelette divise les loges par des partitions radiales et horizontales constituant jusqu'à six rangées de logettes par chambre. Test finement agglutiné et surface lisse, ouverture intériomarginale.

*Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN &  
CONRAD 1966  
pl. VI, fig. 3-8

1983 *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN  
1966 Darsac, pl. 5, fig. 1 à 8.

1988 *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN  
et CONRAD 1966 - Adatte, pl. II, fig. 1 à 16.

**Environnement** : dépôts médio-infracalittoraux de plate-forme.

**Répartition** : Présente dans les séquences Be2 et Be3 (Berriasien moyen élevé et supérieur basal) du domaine de plate-forme, dans toutes les coupes du Jura.

Les niveaux qui contiennent cette forme sont classiquement attribués au Berriasien supérieur depuis les travaux de Peybernés [1976], Darsac [1983] et Deville [1992]. La découverte d'ammonites (déterminations Le Hégarat et Busnardo *in* Clavel *et al.*, [1986] et Deville, [1990] et de calpionelles [déterminations Remane, *in* Darsac, 1983 et Blanc, données inédites] au-dessous et au-dessus des assises qui ont livré cet organisme permettent de connaître assez précisément son extension chronostratigraphique. En effet, en domaine de plate-forme [*in* Darsac, 1983], de grandes formes de *T. carpathica* (sommet Zone C-Zone E), *Ca. gr. alpina* (sommet Zone A-base Zone D?) et *Remaniella cadischiana* (deuxième biohorizon de C-base Zone E) ont été reconnues dans des niveaux placés sous l'apparition de *P. courtionensis*. En conséquence, l'apparition de *P. courtionensis* se place au dessus de la base du Berriasien moyen, plus précisément au dessus de la partie moyenne de Zone C, (*cm*).

Mais paradoxalement, ce sont les datations de niveaux dans lesquels cet organisme est remanié qui permettent de préciser davantage l'apparition de ce taxon.

Au Serre de Jayon (coupe en pied de talus vocontien) *P. courtionensis* a été observé en remaniement avec des calpionelles de la Zone D1 (ce travail).

A Villarbene (talus helvétique) il a été retrouvé par Pasquier [1995] encadré par des horizons à calpionelles de la partie terminale de la Zone C (biohorizon *cs*). Sur le plan des calpionelles (ce travail), la liste faunique de cette coupe est la suivante :

- lame Vi29 : *R. sp.*, *T. carpathica* et *T. longa* (association du troisième et dernier biohorizon de la Zone C)

- lame Vi31 : *R. ferasini*, *R. borzai*, *T. carpathica*, *Ca. alpina* et *T. longa* (association du troisième et dernier biohorizon de la Zone C) ;

- **lame 34.1 : niveau turbiditique à *P. courtionensis*** (sous forme d'éléments remaniés) ;

- lame Vi35 : *T. carpathica*, *R. ferasini*, *R. sp.*, *Ca. minuta* (association du troisième et dernier biohorizon de la Zone C) ;

- lame Vi36 : *T. carpathica*, *Ca. alpina*, *Ca. elliptica*, *R. filipescui*, *R. sp.* (association du troisième et dernier biohorizon de la Zone C) ;

- lame Vi45.1c : *Cs. simplex*, *T. carpathica*, *T. longa*, (association de la Zone D1).

La forme marqueur *Foucheria modesta* (dynoflagellés) qui apparaît avec *Cs. simplex* dans le bassin vocontien [Monteil, 1993] n'a été observée qu'en Vi43, c'est à dire au dessus du niveau à *P. courtionensis* et deux bancs au dessous de la LOD de *Cs. simplex* (Vi45).

Au-dessus de la dernière apparition de *P. courtionensis* (hors remaniement) ont été reconnues de grandes formes de *T. carpathica*, *T. longa* (sommet Zone C-E) de grandes formes de *Calpionellopsis sp.* (Zone D2-biohorizon D3) et *Lorenziella sp.* (sommet de D2-E). Dans toutes les coupes du Jura, *P. courtionensis* n'est plus représenté dans les niveaux à *Calpionellopsis* de grande taille (Zones D2 et D3). Tous ces éléments s'accordent donc avec une position stratigraphique de *P. courtionensis* au sommet du Berriasien moyen (*cs* calpionelles) et à la base du Berriasien supérieur (D1 calpionelles). Il en résulte que *P. courtionensis* ne peut plus être considéré comme un marqueur du Berriasien supérieur mais comme un élément dont la répartition est Berriasien moyen élevé-Berriasien supérieur basal.

Famille MONTSALEVIIDAE ZANINETTI ET AL.  
1987

Genre *Montsalevia* ZANINETTI ET AL. 1987

Espèce type du genre

*Montsalevia elevata* ZANINETTI ET AL. 1987

**Description du genre** : test de forme conique, agglutiné à structure centrale en piliers ou pseudo-piliers multisériés trochospiralés

*Montsalevia elevata* ZANINETTI ET AL. 1987  
pl. VII, fig. 9-12

1983 *Pseudotextulariella sp.* - Darsac, p. 237, pl. 5,  
fig. 15-16 et 19-20.

1988 *Montsalevia cf. elevata* ZANINETTI ET AL. Adatte, p. 191, pl. III, fig. 1-8, 10, 12-15 et 17-19.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux de plate-forme et circalittoraux de la rampe médiane.

**Répartition** : Présente dans la séquence Be5 (Berriasien supérieur élevé) du domaine de plate-forme (Jura) et rarement dans les séquences Be5 et Be6 du domaine de bordure de plate-forme, et assez fréquent en domaine de plate-forme et de talus des séquences Va0, Va1 et Va2. L'apparition, dans toutes les coupes du Jura, se fait dans la partie inférieure de la séquence Be5 des coupes du Jura (Champagne-Maréchet). L'extension de cette forme débute donc au Berriasien supérieur élevé (Be5) et couvre le Valanginien inférieur.

Elle est présente au sommet des coupes de la Rivoire et de Valetière dans la partie supérieure du biohorizon *d3s* à calpionelles (séquence Be6). A Valetière cette forme s'observe également dans les bancs de l'ancienne carrière d'où proviennent très certainement les ammonites de la zone à *otopeta* [Blanc et al., 1992], dans la coupe de Chapelière qui se place au dessus (séquences Va0 et Va1) et dans la partie supérieure de la coupe de Malleval (séquence Va2 et Va3).

*Montsalevia ? salevensis* (CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1966)  
pl. VII, fig. 13-15

1983 *Pseudotextulariella salevensis* CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1966.- Darsac, p. 237, pl. 5, fig. 9-13.

1983 *Pseudotextulariella sp.*- Darsac, p. 237, pl. 5, fig. 14.

1987 *Pseudotextulariella salevensis* CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1966.- Boisseau, p. 193, pl. IV, fig. 12-13.

1988 *Montsalevia salevensis* CHAROLLAIS ET AL.- Adatte, p. 192, pl. IV, fig. 1-13.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux de plate-forme et circalittoraux de la rampe médiane.

**Répartition** : espèce connue dès la partie supérieure de la séquence Va1 jusqu'en partie supérieure de Va3. Cette espèce est reconnue en plusieurs sites au-dessus de l'apparition de *Ct. darderi* (coupe de Malleval), ou en association avec des formes évoluées de *Calpionellites* (coupe du Maréchet).

Elle est fréquente dans l'ensemble des coupes du Jura méridional et central et dans les coupes du rebord subalpin (Chartreuse et Vercors occidental), dans la partie supérieure de la séquence Va1 et les suivantes. Son apparition se fait donc au plus bas dans la partie moyenne-supérieure de la Zone à Pertransiens, dans la Zone E des calpionelles.

Famille ORBITOLINIDAE MARTIN 1880

Genre *Valdanchella* CANÉROT & MOULLADE 1971

Espèce type du genre  
*Simplorbitolina (?) miliani* SCHROEDER 1968

**Description du genre** : test conique, la forme mégalosphérique est constituée par deux ou trois loges embryonnaires apicales indiquées par les sutures mais dont les septa ont pu être secondairement résorbées. Les loges suivantes sont basses, se présentent de manière rectilinéaire et augmentent rapidement de diamètre. La zone marginale des loges est subdivisée par de nombreuses fines poutres radiales, d'épaisseur constante tout autour. Les poutres majeures alternent avec des poutres de second ordre. La zone marginale des loges est divisée par un réseau réticulaire formé par une seule rangée de poutrelles horizontales sur la hauteur de la loge et des nombreuses poutres. L'endosquelette dans la zone centrale est formé par des piliers qui s'épaississent à la base et au sommet de la loge où ils ont une légère tendance à s'anastomoser. Ouvertures non observées.

*Valdanchella miliani* (SCHROEDER) 1968

1988.- *Valdanchella miliani* (SCHROEDER).- Adatte, pl. IV, fig. 18.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux de plate-forme.

*Valdanchella cf. miliani* (SCHROEDER) 1968

1988 *Valdanchella cf. miliani* (SCHROEDER).- Adatte, pl. IV, fig. 19.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux de plate-forme.

Genre *Paracoskinolina* MOULLADE 1965

Espèce type du genre  
*Coskinolina sunnilandensis* MAYNC 1955

**Description du genre** : Appareil embryonnaire : protoconque et deutéro-conque au sommet d'une trochospire plus ou moins apicale.

Zone marginale : en section tangentielle, l'exosquelette présente un alignement des cloisonnettes radiales (poutres) d'une loge à l'autre; il existe de rares cloisonnettes secondaires horizontales (poutrelles) essentiellement dans les dernières loges. En section axiale en raison de la faible épaisseur des poutres, la lumière des loges reste toujours visible. Il existe au plus deux poutrelles par loge. En section transversale, les poutres s'épaississent en massue vers le centre à la limite de la zone marginale et de la zone centrale.

Zone centrale : en section axiale, l'endosquelette est constitué de piliers non alternants d'une loge à l'autre; les ouvertures verticales ont une disposition radiale à partir de l'apex.

*Paracoskinolina cf. sunnilandensis* (MAYNC) 1965

1988.- *Paracoskinolina cf. sunnilandensis* (MAYNC).- Adatte, pl. IV, fig. 20 et 21.

**Répartition** : forme rare rencontrée dans la séquence Va2, dans le Valanginien inférieur élevé.

## Famille TELAMMINIDAE

Genre *Troglotella* WERNLI & FOOKES 1992

Espèce type du genre

*Troglotella incrustans* WERNLI & FOOKES 1992  
pl. VI, fig. 16-171987 *Incertae sedis* sp. A. - Boisseau, p.187, pl. I, fig. 19.**Environnement** : fréquemment associé à *Lithocodium aggregatum* dans des niveaux de la zone de bordure de plate-forme, milieux agités.**Répartition** : connu en séquence Be5 et Be6 en bordure de plate-forme (coupes du Guiers mort, de l'Echaillon, du Cul de Lampe, de la Pointière)

## Famille SPIRILLINIDAE REUSS &amp; FRITSCH 1861

Genre *Conicospirillina* CUSHMAN 1927

Espèce type du genre

*Spirillina trochoides* BERTHELIN 1879**Description du genre** : test conique, proloculus suivi par une deuxième chambre tubulaire indivisée, enroulée de manière trochospirale. La face spiralee est évolutive et très convexe, la face ombilicale involutive est plate à concave et peut laisser ouvert un petit ombilic. L'ouverture est située à la fin de la partie spiralee du tube.*Conicospirillina basiliensis* MOHLER 1938  
pl. V, fig. 5-61983 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER. - Darsac, pl. 6, fig. 21 et 22.1987 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER. - Boisseau, pl. VI, fig. 12 et 13.**Environnement** : niveaux infralittoraux à circalittoraux en zone de bordure de plate-forme ou sur la partie haute de la rampe médiane.**Répartition** : Taxon qui existe dans tous les niveaux du Berriasien supérieur des coupes de Valetière, Lanfrey et la Rivoire, mais elle n'a pas été rencontrée au-dessous dans la coupe du Peuil où son absence est probablement due à des raisons faciologiques (milieu de dépôt trop externes) et prédisposition au remaniement défavorable). Sa présence est signalée dans les séquences Be4, Be5, Be6 et Va0 dans les coupes de bordure de plate-forme. C'est à dire au Berriasien supérieur non basal et au Valanginien basal.

## Famille ATAXOPHRAGMIDAE SCHWAGER 1877

Genre *Arenobulimina* CUSHMAN 1927*Arenobulimina* sp. "faux courtionensis"  
pl. VI, fig. 1-2**Environnement** : niveaux médio-infralittoraux de plate-forme.**Répartition** : Connu sporadiquement au Berriasien supérieur élevé.Genre *Vercorsella* ARNAUD-VANNEAU 1980

Espèce type du genre

*Vercorsella arenata* ARNAUD-VANNEAU 1980**Diagnose du genre** : test de forme triangulaire comprimé parallèlement au plan de symétrie, débutant par un bref stade enroulé puis suivi par un stade bisérié. Les loges bisériées sont divisées par des poutres et parfois des poutrelles. Ouverture basale constituée d'une série de petites ouvertures.*Vercorsella* sp.

pl. VII, fig. 16

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux de plate-forme et circalittoraux de la rampe médiane.**Répartition** : connu au sein de la séquence Va3.

## Famille PFENDERINIDAE SMOUT &amp; SUDGEN 1962

Genre *Pfenderina* HENSON 1948

Espèce type du genre

*Eorupertia neocomiensis* PFENDER 1938**Diagnose du genre** : test trochospirale, loges enroulées de manière hélicoïdale autour d'une zone centrale columellaire, constituée de piliers plus ou moins bien individualisés. Ouverture en crible.*Pfenderina neocomiensis* (PFENDER) 1938  
pl. VII, fig. 3-81983 *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER). - Darsac, pl. 8, fig. 1 à 5.1987 *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER). - Boisseau, pl. IV, fig. 15 à 16.1988 *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER). - Adatte, pl. I, fig. 1 à 9.**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de la plate-forme et de la bordure de plate-forme.**Répartition** : cette espèce est connue au passage entre la séquence Be4 et la séquence Be5, et au moins jusqu'en Va2. Elle est présente discrètement dès la partie supérieure de la séquence Be4, dans le domaine subalpin -coupes du Guiers mort in Boisseau [1987] et Cul de Lampe-. Elle n'est abondante que dans les séquences Be6, Va0 à Va2 en secteur de plate-forme et de bordure de plate-forme.La répartition totale de cet organisme est donc Berriasien supérieur élevé-Valanginien inférieur (biohorizon *d3s*-Zone E calpionelles). *Pfenderina neocomiensis*, absente à la base des trois coupes de Valetière, Lanfrey et la Rivoire, est présente vers le sommet du biohorizon *d3i* (séquence Be6) et se ren-

contre jusqu'au sommet de la coupe de Chapelière (Valanginien, séquence Va1 et Va2).

***Pfenderina* sp.**

pl. VII, fig. 1-2

1988 *Pfenderina* aff. *neocomiensis* (PFENDER) .- Adatte, pl. I, fig. 10 à 14.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds

**Répartition** : il s'agit d'une forme de petite taille qui est présente en séquence Be3 et Be4 dans le Jura et au sein de Be5 dans les coupes de talus.

**Famille INVOLUTINIDAE BÜTSCHLI 1880**

Genre *Trocholina* PAALZOW 1922

Espèce type du genre

*Involutina conica* SCHLUMBERGER 1898

**Diagnose du genre** : Test conique, recristallisé en gros cristaux de calcite; il consiste à l'enroulement d'une loge tubulaire. La face ombilicale présente des granules qui en section semblent le prolongement de diverticules partant du sommet de la trochospire et entourés par la loge spiralée. Dans les séries crétacées du Jura, les formes de ce genre ne font leur apparition que l'"Unité Inférieure Oolithique" dont la base et le sommet sont datés par ostracodes du Berriasien moyen [P.O. Mojon, comm. pers., 1994 et Blanc et Mojon, en prép.] dans la séquence Be1 en plusieurs points (Bienne, Valangin, ...). Dans les coupes de talus, les trocholines apparaissent dans la séquence Be2, avec des calpionelles de la Zone C [le Hégarat, 1972]. La présence des Trocholines dans la région indique au moins le Berriasien moyen.

*Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER 1935

pl. V, fig. 10

1983 *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER .- Darsac, pl.4, fig. 7 et 8.

1987 *Trocholina elongata* ARNAUD-VANNEAU, DARSAC & BOISSEAU .- Boisseau, pl.V, fig. 1 et 2.

1988 *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER .- Adatte, pl.V, fig. 3 à 9.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds

**Répartition** : espèce connue depuis les séquences Be1 à Va0

*Trocholina delphinensis* ARNAUD-VANNEAU,

DARSAC & BOISSEAU 1987

pl. V, fig. 13

1987 *Trocholina delphinensis* ARNAUD-VANNEAU, DARSAC & BOISSEAU .- Boisseau, pl. V, fig. 4.

1988 *Trocholina delphinensis* ARNAUD-VANNEAU, DARSAC & BOISSEAU .- Adatte, pl. V, fig. 1 et 2.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds

**Répartition** : espèce connue depuis les séquences Be1 jusqu'en Va1, dans les séries subalpines (coupe du Fontanil et Le Revard).

*Trocholina* cf. *chouberti* in HOTTINGER 1976

pl. V, fig. 14

1983 *Trocholina* cf. *chouberti* HOTTINGER .- Darsac, pl.4, fig. 12.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds.

**Répartition** : espèce connue depuis les séquences Be5 jusqu'en Va0.

*Trocholina cherchiaie* ARNAUD-VANNEAU, DARSAC & BOISSEAU 1987

1987 *Trocholina cherchiaie* ARNAUD-VANNEAU, DARSAC & BOISSEAU .- Boisseau, pl.V, fig. 3.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : connu au sein des séquences Be5, Be6, Va0, Va1 (Berriasien supérieur élevé ou Valanginien de talus et bordure de plate-forme).

*Trocholina* cf. *cherchiaie* ARNAUD-VANNEAU,

DARSAC & BOISSEAU 1987

pl. V, fig. 8

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : connu au sein des séquences Be5 (talus et bordure de plate-forme), Be6, Va0, Va1. La répartition débute au sommet de la séquences Be5 (coupes de Champagne et de Cul de Lampe).

*Trocholina sagittaria* ARNAUD-VANNEAU, DARSAC & BOISSEAU 1987

1987 *Trocholina sagittaria* Arnaud-Vanneau, Darsac et Boisseau .- Boisseau, pl. V, fig. 8.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : apparaît dans la partie supérieure de la séquence Be5 (talus et bordure de plate-forme), Be6, Va0, Va1.

*Trocholina* cf. *sagittaria* ARNAUD-VANNEAU,

DARSAC & BOISSEAU 1987

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : apparaît dans la partie supérieure de la séquence Be5 (talus et bordure de plate-forme), Be6, Va0, Va1 (coupes de Champagne, de la Chambotte et du Cul de Lampe).

*Trocholina campanella* ARNAUD-VANNEAU,

DARSAC & BOISSEAU 1987

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

*Trocholina* aff. *odukpaniensis* DESSAUVAGIE 1968

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : connu dans la partie supérieure de la séquence Be5 (talus et bordure de plate-forme) et en Val.

Famille **HAUERINIDAE** SCHWAGER 1876

Genre *Danubiella* NEAGU 1968

Espèce type du genre

*Danubiella cernavodensis* NEAGU 1968

**Diagnose du genre** : test de contour arrondi à litiu-forme, flancs aplatis, premier stade avec des loges longues d'un demi-tour en arrangement quinqueloculiniforme, puis en arrangement planispiralé avec trois loges par tour et qui peut devenir déroulé avec deux loges rectilinéaires. Paroi calcaire, imperforée, surface lisse. Ouverture en Y inversé dans le stade juvénile, puis en fente aréale.

*Danubiella cernavodensis* NEAGU 1968

1988 *Danubiella gracilima* NEAGU .- Adatte pl. 11, fig. 5 et 6.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : Cette forme rare a été observée dans la partie supérieure de la séquence Va0 et dans Va1. La plus basse présence (LOD) est placée dans la Zone E des calpionelles dans la coupe de Malleval, au-dessus de la LOD de *C. darderi*. La plus haute présence de cet organisme n'est pas connue avec certitude.

*Danubiella gracilima* NEAGU 1968  
pl. VI, fig. 9-14

1987 *Danubiella gracilima* NEAGU .- Boisseau, pl. IV, fig. 7 à 9.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : présente en bordure de plate-forme dans la séquence Be5 très abondante en Be6, sporadiquement présente en Va0. *Danubiella gracilima* se rencontre dans la coupe du Peuil dans les niveaux du passage entre les Zones D2-D3 des calpionelles.

Plus haut dans la série, elle se rencontre épisodiquement dans le domaine de talus, dans la coupe de la Rivoire et de Valetière (V946 à V947 et RC16 à RC220).

La plus basse présence (LOD) est dans la partie sommitale de la Zone D2-base de Zone D3 dans la coupe du Peuil au Fontanil. Elle n'est plus représentée (HOD) au-dessus de la base de la Zone E des calpionelles (dans la coupe de Malleval, elle a été retrouvée en association avec *Ct. darderi*). Cette forme est présente dès le sommet de la séquence Be4 dans les coupes de la bordure de plate-forme (secteur subalpin, Fontanil, Cul de Lampe, ...) mais n'est présente sur la plate-forme que dans les séquences Be5-Be6, du Berriasien supérieur non basal.

*Danubiella* sp.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux à circalittoraux peu profonds de plate-forme.

**Répartition** : ces petites formes de *Danubiella* sont présentes en partie élevée de Be4 et en Be5.

Famille **KERAMOSPHERIDAE** BRADY 1884

Genre *Pavlovecina* LOEBLICH & TAPPAN 1988

Espèce type du genre

*Keramosphaera allobrogensis* STEINHAUSER,  
BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI 1969

**Diagnose du genre** : test irrégulièrement globuleux, de 0,7 mm à 3,6 mm de diamètre. Les stades juvéniles consistent en un proloculus et flexostyle suivi par quelques loges en arrangement quinqueloculiniforme.

Les loges post-embryonnaires sont nombreuses, petites, irrégulières et sans arrangement distinct, paroi calcaire, porcelané, le stade embryonnaire est constitué de fines parois, les premières loges postquinqueloculiniformes ont une paroi deux fois plus épaisse, les parois des loges sont complètes comme le montrent la double paroi au contact de deux loges adjacentes. L'ouverture est simple pour les premières loges et dernières peuvent avoir plusieurs ouvertures arrondies à la fin des ramifications.

*Pavlovecina allobrogensis* (STEINHAUSER,  
BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI) 1969  
pl. VI, fig. 15

1983 *Keramosphaera allobrogensis* STEINHAUSER,  
BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI .- Darsac pl. 6,  
fig. 2 et 3.

1988 *Keramosphaera allobrogensis* STEINHAUSER,  
BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI .- Adatte,  
pl. XI, fig. 1.

**Environnement** : dépôts médio-infralittoraux de plate-forme.

**Répartition** : l'extension *P. allobrogensis* (comme bioclaste) couvre toute la partie supérieure de la répartition de *P. courtionensis* dans le Jura. Cette espèce est limitée à la séquence Be3, c'est à dire au Berriasien supérieur basal.

### 2.3.2. *Algues dasycladales*

Ces organismes pullulaient au Mésozoïque dans l'étage infralittoral. Leur étude systématique n'a pas été envisagée dans cette étude, une seule espèce a retenu plus particulièrement mon attention dans l'intervalle étudié. Il s'agit de *Zergabriella embergeri* BOUROLLEC & DELOFFRE, 1968.

Famille **THYRSOPORELLEAE**

Genre *Zergabriella* GRANIER 1989

*Zergabriella embergeri* (BOUROLLEC & DELOFFRE,  
1968)

1988 *Macroporella embergeri* BOUROLLEC &  
DELOFFRE .- Adatte, pl. XIII, fig. 1-3.

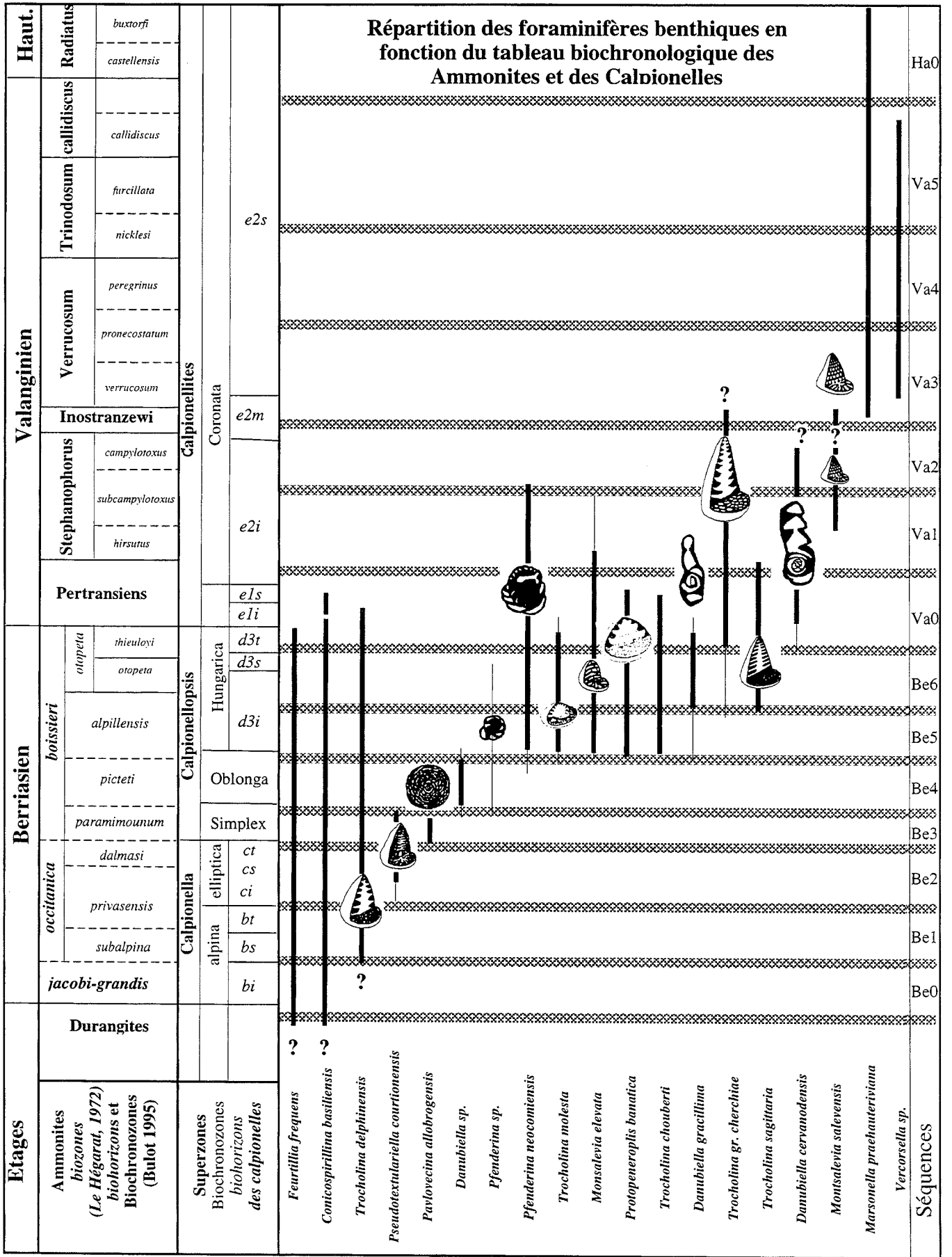


FIG. 58.- Tableau de répartition des foraminifères benthiques en plate-forme nord-vocontienne (séquences de dépôt sont indiquées en pointillés).

**Environnement** : dépôts infralittoraux de plate-forme.

**Répartition** : cette forme s'observe au sein des séquences Be4 en association avec des *Calpionellopsis* évolués (Zone D2, coupe de la Chambotte), Be5 (coupe de la Chambotte, Champagne) et Va0 (datation par ostracodes marins et dinoflagellés du Colas).

### 2.3.3. Répartition des ostracodes et des charophytes

Le travail auquel je fais référence est celui de P.-O. Mojon (Mojon, en cours), il est composé de 16 cénozones (M0 à M15) qui couvrent le Jurassique supérieur et le Crétacé. Huit cénozones couvrent l'intervalle étudié. Le détail des associations fait l'objet d'un travail de thèse [Mojon, en cours].

Les formes marqueurs de la cénozone M1 apparaissent dans la séquence Be0 (Berriasien inférieur).

Les formes marqueurs de la cénozone M2-M3-M4 apparaissent dans la séquence Be1 (Berriasien moyen).

Les formes marqueurs de la cénozone M4 apparaissent dans la séquence Be2 (Berriasien moyen).

Les formes marqueurs de la cénozone M5a apparaissent dans les séquences Be3-Be4 (Berriasien supérieur).

Les formes marqueurs de la cénozone M5b apparaissent dans les séquences Be5-Be6 (Berriasien supérieur).

Les formes marqueurs de la cénozone M6a apparaissent dans les séquences Va0-Va1.

Les formes marqueurs de la cénozone M6b apparaissent dans la séquence Va2 (Valanginien inférieur).

Les formes marqueurs de la cénozone M7 apparaissent dans la séquence Va3 (Valanginien supérieur).

Les formes marqueurs de la cénozone M8 apparaissent dans la séquence Ha0 (Hauterivien).

Les ostracodes et les charophytes cités dans ce travail sont répertoriés dans les trois paragraphes suivants [P.-O. Mojon, comm. pers. 1995].

#### *α- Ostracodes de l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur*

*Protocythere triplicata* (ROEMER 1841) révision par TRIEBEL [1938]

*Costacythere frankei* (TRIEBEL 1938) révision par GRÜNDEL [1966]

*Rehacythereis bernardi* (GROSDIDIER 1964) révision par GRÜNDEL [1973].

*Hechticythere hechti* (TRIEBEL 1938) révision par GRÜNDEL [1974]

*Hechticythere pumila* (GROSDIDIER 1964) révision par GRÜNDEL [1974]

*Parexophthalmocythere rodewaldensis* BARTENSTEIN & BRAND 1959 in BARTENSTEIN [1959]

*Schuleridea thoerenensis* (TRIEBEL 1938) révision par GRÜNDEL [1966]

*Cytherella fragilis* NEALE 1962

*Cytherelloidea imminuera* GRÜNDEL 1966

*Paracypris acuta* (CORNUEL 1846) révision par DEROO [1956]

*Valendocythere reicheli* (OERTLI 1966) révision par GRÜNDEL [1969]

*Valendocythere pustulata* (BARTENSTEIN & BRAND 1959) révision par GRÜNDEL (1969) in BARTENSTEIN [1959]

*Protocythere praetriplicata* BARTENSTEIN & BRAND 1959 in BARTENSTEIN [1959]

*Protocythere* aff. sp. 507 BARTENSTEIN & BRAND 1951 in BARTENSTEIN [1959]

#### *β. Ostracodes de l'intervalle Berriasien moyen-Valanginien inférieur*

*Valendocythere helvetica* (OERTLI 1966) révision par GRÜNDEL [1969]

*Valendocythere divisa* (OERTLI 1966) révision par GRÜNDEL [1969]

*Valendocythere emslandensis* (BARTENSTEIN et BURRI 1954) révision par GRÜNDEL [1969]

*Cythereis matura* OERTLI 1966

*Pseudoprotocythere aubersonensis* OERTLI 1966

*Protocythere* aff. *mazenoti* DONZE 1973

*Parexophthalmocythere berriasensis* DONZE 1965

*Exophthalmocythere insignis* DONZE 1965

*Neocythere flandrini* DONZE 1964

*Bairdia major* DONZE 1964

*Cytherelloidea rehbургensis* BARTENSTEIN & BRAND 1959 in BARTENSTEIN [1959]

*Eocytheropteron abundens* (DONZE 1964) révision dans OERTLI et STEINHAUSER [1969].

*Schuleridea praethoerenensis* BARTENSTEIN & BRAND 1951.

*Schuleridea* gr. *mediocaudata* DONZE 1964.

*Asciocythere montis* (DONZE 1964) révision dans OERTLI et STEINHAUSER [1969].

*Asciocythere circumdata* (DONZE 1964) révision dans OERTLI et STEINHAUSER [1969]

*Cytherella elongata* DONZE 1964

*Cytherella dilatata* DONZE 1964

*Paracypris arcuatilis* DONZE 1964

*Paracypris regularis* DONZE 1964

*Paranotacythere favulata* (MARTIN 1940) révision par MALZ [1958]

*Vocontiana Longicostata* DONZE 1968

*Phlyctocythere? globulata* DONZE 1968

*Kentrodictyocythere typica* DONZE 1968

*Xestoleberis? dimorpha* DONZE 1964

*Acrocythere diversa* DONZE 1964

*Lycoperocypris? sabaudiae* DONZE 1964

*Macrodentina (Dictyocythere) mediostricta transfuga* (SYLVESTER & BRADLEY 1956) révision par MALZ [1958]

*Macrodentina (Dictyocythere) mediostricta mediostricta* (SYLVESTER & BRADLEY 1956) révision par MALZ [1958].

*Eoparacypris weedonensis* ANDERSON 1971 in ANDERSON et BAZLEY [1971]

*Fabanella boloniensis* (JONES 1882) révision par ANDERSON [1964].

*Cypridea granulosa fasciculata* (FORBES 1855) révision par JONES [1885].

*Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959



*γ. Charophytes du Berriasien moyen supérieur terminal*

*Globator nurrensis steinhauseri* MOJON 1989 in DETRAZ & MOJON [1989].

*Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI, GRAMBAST, FEIST & GRAMBAST-FESSARD) in COLIN *et al.* [1984].

*Perimneste micrandra* GRAMBAST 1967

*Flabellochara grovesi* (HARRIS) in GRAMBAST [1962].

*Porochara jaccardi* (HEER) in MOJON [1989]

*Feistiella bijuiscensis* SCHUDACK 1986

*Mesochara gr. harrisi* (MADLER) in Shaikin [1967].

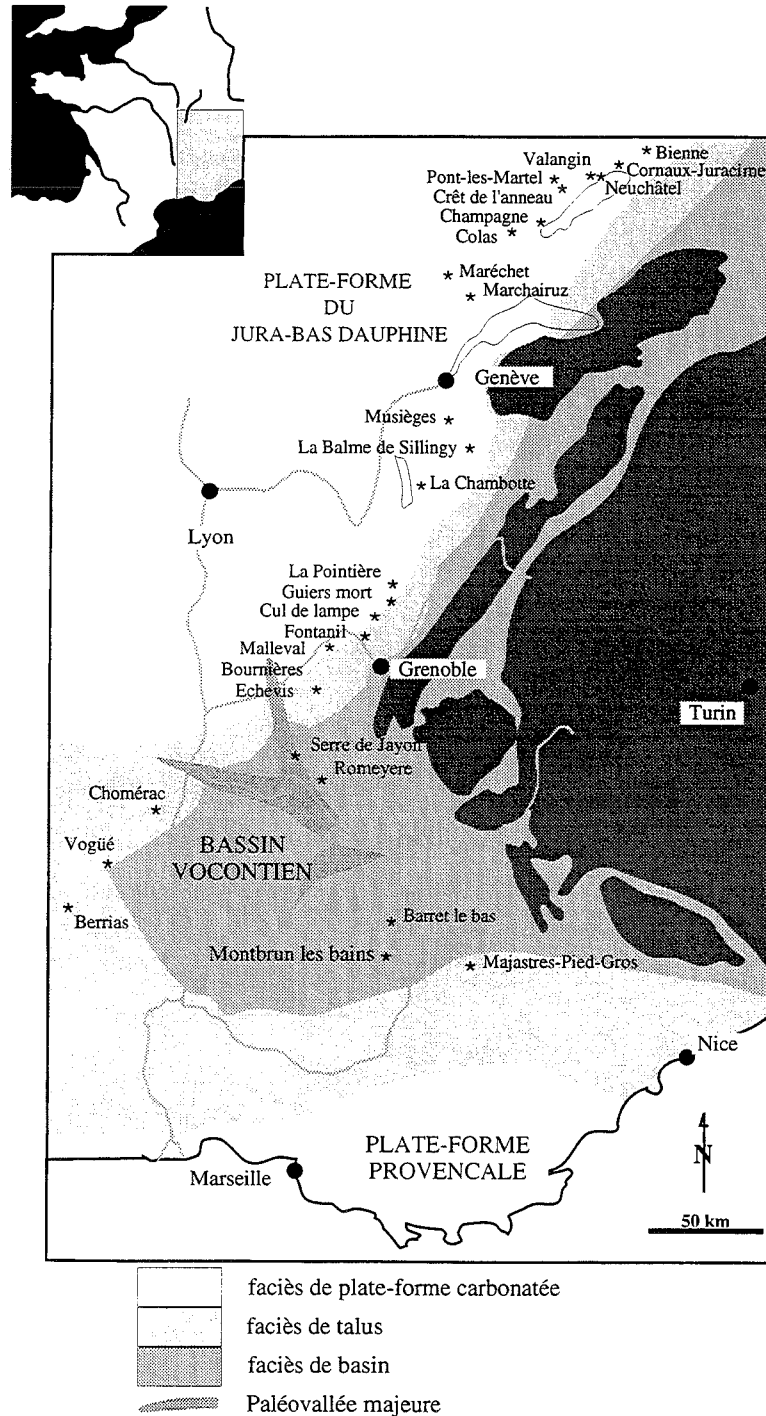


FIG. 59. - Carte de situation des coupes du Berriasien-Valanginien du bassin nord vocontien et du talus sud-ouest et nord vocontien, position approximative des paléolatitudes.

## PARTIE III

## Chapitre I

LES COUPES DE RÉFÉRENCE  
DU PASSAGE BERRIASIEN-VALANGINIEN DANS LE BASSIN VOCONTIEN

L'analyse chronostratigraphique de quelques coupes de bassin vocontien au passage Berriasien-Valanginien a pour but d'estimer l'extension chronologique des surfaces clefs reconnues par rapport aux limites de séquences définies sur la plate-forme.

## 1. - COUPE DE BERRIAS : LE STRATOTYPE HISTORIQUE DU BERRIASIEN EST-IL LACUNAIRE ?

La coupe de Berrias (fig. 59 et 60) constitue le stratotype historique du Berriasien. Elle est située sur la bordure cévenole du Massif Central français (fig. 59). Les terrains mésozoïques y affleurent en un vaste monoclin (45SE7°) découpé par des failles normales.

C'est dans le talweg creusé par le Graveyrou (près du Château de Malbos) que s'étend la succession la plus accessible (coordonnées de la base de la coupe X = 748.60 ; Y = 233.20 et du sommet de la coupe X = 749.10 ; Y = 232.30). Malheureusement, la végétation, quelques éboulements et les alluvions du ruisseau masquent localement la série. Il faut également noter qu'un petit nombre de niveaux seulement se sont avérés fossilifères en ammonites [tableau de répartition de Le Hégarat, 1971], alors que chaque banc a livré une grande quantité de calpionelles observables en lames minces (échantillons de la collection Allemann). La numérotation des bancs correspond à celle de Le Hégarat *in Galbrun et al.* [1986].

L'importance stratigraphique de cette coupe est grande puisqu'elle est considérée dans la littérature comme complète.

Depuis les travaux de référence de Le Hégarat [1968, 1971, 1980] sur les céphalopodes (ammonites) et les calpionelles [Le Hégarat et Remane, 1968], la connaissance de cette coupe a été accrue par des analyses pluridisciplinaires : sur la sédimentologie [Strohmer et Strasser, 1993], les nannofossiles [Manivit *in Galbrun et al.*, 1986 ; Gardin et Manivit, 1993], les dinoflagellés [Monteil, 1993], la matière organique [Steffen et Gorin, 1993], la magnétostratigraphie [Galbrun *et al.*, 1986], la minéralogie des argiles [Deconinck, 1993] et la géochimie du manganèse [Renard, 1993].

L'épaisseur de la série est de 35 m. Sur le plan lithologique, elle est constituée principalement par des bancs calcaires, séparés par des interlits marneux peu épais dans la partie inférieure et moyenne de la coupe, plus épais dans la partie sommitale.

Les faciès sont fins de type *mudstones-wackestones* à éléments pélagiques [Le Hégarat et Remane, 1968].

Les surfaces clefs majeures reconnues dans cette coupe sont les suivantes :

- la surface ScBER1, à la base du remaniement gravitaire placé entre l'échantillon All.71.9 et All.71.10, à la base du banc n°14B.

- la surface ScBER2 au sommet de ce remaniement gravitaire (au sommet du banc n°15) entre l'échantillon All.71.10 et All.71.11. La base du biohorizon *bs* (LOD de *Remaniella ferasini*) correspond à la base du premier banc sus-jacent au remaniement gravitaire ;

- la surface ScBER3, à la base du remaniement gravitaire (base du banc n°22) se place entre le niveau All.71.15 et All.71.16. En effet, la présence de *C. gr. elliptica* et de grandes formes de *T. carpathica* en All.71.16 indique le passage entre la Zone B et la zone C au sein du remaniement gravitaire ;

- la surface ScBER4, au sommet de ce remaniement gravitaire (sommet du banc n°23) entre l'échantillon All.71.16 et All.71.17. Elle est également située dans la Zone C car les bancs sus-jacents montrent des associations de calpionelles de cet âge ;

- la surface érosive ScBER5 à la base du banc n°33. La base de la Zone D1 débute 50 cm au-dessus de la surface clef majeure ScBER5, au niveau du banc n°35 ;

- la surface érosive ScBER6 à la base du banc n°175/47. La base de la Zone D2 est presque confondue avec cette surface clef majeure puisque la première *Cs. oblonga* est signalée dans le premier banc au-dessus de cette surface ;

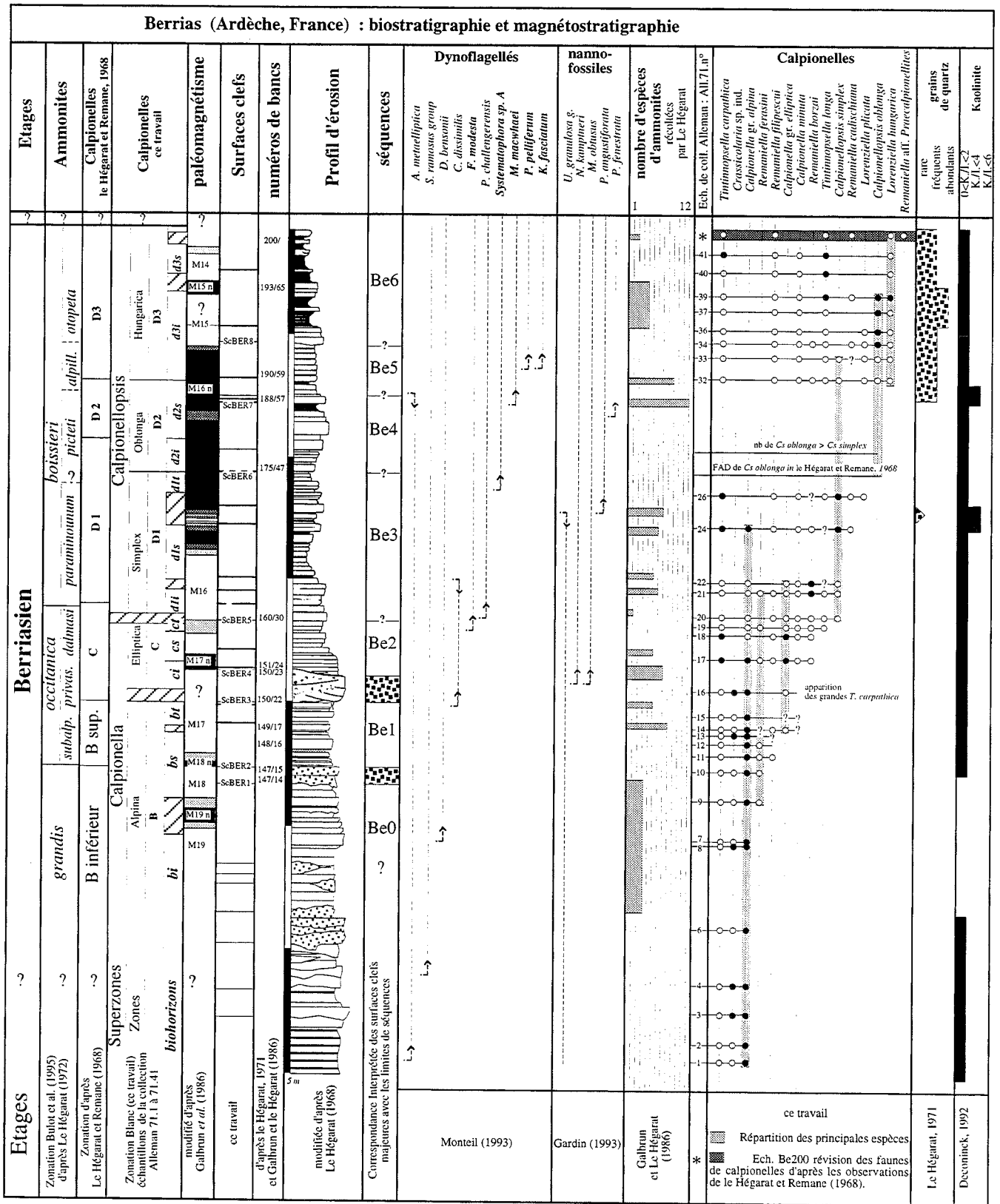
- la surface érosive ScBER7, au sommet du banc n°188/57, se place au sommet de la Zone D2 puisque *L. plicata* apparaît au dessous de cette surface et que *L. hungarica* apparaît dans les bancs sus-jacents (banc n°190) ;

- la surface érosive ScBER8 à la base du banc n°191/61, se place au sein du biohorizon *d3i* (datation par encadrement de bancs riches en calpionelles de ce biohorizon).

Sur le plan sédimentologique, hormis les importants remaniements gravitaires du Berriasien inférieur et moyen, seule une arrivée importante de grains de quartz, dès la partie supérieure de la Zone D2, rompt la monotonie des faciès hémipélagiques de la succession (microfaciès mF0 à mF4) ; cette arrivée détritique pourrait correspondre à la mise en place des systèmes deltaïques sur le "continent" Massif Central-Massif Armoricain. Aucune trace d'émersion n'a été observée dans les échantillons analysés. Dans cette coupe, il existe également un intervalle daté de la partie inférieure de la Zone B qui est marqué par l'absence de kaolinite [Deconinck, 1993].

Il est intéressant de constater que les niveaux du Purbeckien du Jura sont également dépourvus de kaolinite [Adatte, 1988]. La faible épaisseur de la partie inférieure de la Zone D3 peut être mise en relation avec la présence de petites surfaces d'érosion (ScBS8) qui sont potentiellement des lacunes de sédiments.

Le biohorizon *d3s* constitue les 5 derniers mètres de la coupe. Il est ici dilaté par rapport à son épaisseur



- Remaniement gravitaire instantané à l'échelle géologique, encadré par deux surfaces clefs isochrones.
- Période de transition dans l'aimentation rémanente entre une période d'aimentation inverse ou normale.
- Incertitude chronostratigraphique liée au pas d'échantillonnage

FIG. 60. - Tableau synthétique des principales données magnétostratigraphiques et biostratigraphiques (ammonites, calpionelles, nannofossiles et dynoflagellés) de la coupe de Berrias, stratotype historique du Berriasien.

habituelle dans d'autres coupes vocontiennes. Cette dilatation est interprétée comme l'expression d'une vitesse de sédimentation anormalement rapide. Ici, ce biohorizon se compose de sédiments de plus en plus grossiers montrant de fréquents cristaux de dolomie euhédrale de taille comprise entre 20 et 35  $\mu\text{m}$ .

Aucun indice du biohorizon *d3t* n'a été observé, cependant une forme très évoluée de *R. filipescui* (transition phylétique avec *P. murgeanui*) a été observée par Le Hégarat et Remane [1968, pl. 10] dans le dernier banc (Be200) de la coupe, ce qui laisse supposer que ce dernier banc de la coupe montre les ultimes niveaux du biohorizon *d3*. Donze [1964] cite des ostracodes d'eau douce dans la partie sommitale de la coupe, la présence de ces formes attestant soit d'émersions (existerait-il dans ce cas un lien avec la dolomitisation intensive des niveaux supérieurs de la coupe ?) soit de remaniements de matériau en provenance du continent.

La base de la Zone à Pertransiens ou de la Zone E des calpionelles à la limite Berriasien-Valanginien n'est pas visible.

En conclusion, de multiples surfaces clefs, fréquemment associées à des érosions ou des tronçatures (base de remaniements gravitaires, ...) s'observent dans cette coupe et coïncident presque systématiquement avec des limites biostratigraphiques (base de la Zone C par exemple), ce qui pourrait indiquer l'existence de lacunes. Pour cette raison, il est très probable que la série de Berrias ne montre pas un enregistrement sédimentaire continu, même si les surfaces érosives ne sont pas assez importantes pour faire disparaître complètement des unités chronostratigraphiques entre le Berriasien basal et le Berriasien élevé.

## 2. - COUPES DU BASSIN VOCONTIEN

Les coupes qui suivent ont été étudiées dans le souci de connaître précisément la répartition des faunes de calpionelles et de caractériser une limite reproductible de la base du Valanginien. L'analyse séquentielle sera abordée au terme de la présentation de l'ensemble des coupes de Bassin.

### 2.1. Coupe d'Angles

La coupe d'Angles se situe à l'intersection de la route N207 (St André-des-Alpes-Nice) et de la D33 (en direction d'Angles). La succession de la coupe Angles, hypostratotype du Valanginien [Busnardo et Thieuloy, 1979], est remarquablement pauvre en ammonites. La base de la zone à *pertransiens* n'a pas pu y être caractérisée précisément [Busnardo et Thieuloy, 1979]. Le travail de révision biochronostratigraphique de Bulot [1995] fait largement le point sur les connaissances actuelles sur cette série. La coupe d'Angles, comme la coupe de Berrias, montre des lacunes d'enregistrement sédimentaire.

Dans cette coupe, Le Hégarat [in Le Hégarat et Ferry, 1990] a montré la présence de deux lacunes majeures attestées par la biostratigraphie. Elles sont toutes les deux caractérisées par des slumps. Le premier slump (S1) marque une importante lacune entre le biohorizon *bi* et la Zone D1 (lacune des biohorizons *bs*, *ci*, *cs*, *ct* et

partie basale de la Zone D1), le second slump (S2) marque une lacune de la partie terminale de la Zone D1 et la partie basale de la Zone D2. Il existe une lacune supplémentaire importante dans cette coupe que Le Hégarat et Ferry [1990] n'ont pas relevée. Elle coïncide avec la surface ScAN1, qui marque l'absence du biohorizon *d3s* : le biohorizon *d3t* (base niveau AN187) repose sur le biohorizon *d3i*. Cette lacune est également documentée par les ammonites puisque le biohorizon à *otopeta* -qui correspond approximativement au biohorizon *d3s*- n'est pas représenté [Bulot, comm. pers. 1994].

L'épaisseur du biohorizon *d3t*, anormalement élevée ici (10 m) est à rapprocher du fait qu'aucune ammonite n'ait été trouvée dans cet intervalle (entre le banc 197 et 242 de cette coupe) par Busnardo et Thieuloy [1979]. Il semble donc que l'intervalle de temps qui coïncide au passage Berriasien-Valanginien ait été soumis à un fort taux de sédimentation qui a eu pour conséquence une "dilution" des fossiles.

Le niveau slumpé S3 [Le Hégarat et Ferry, 1990], limité par les surfaces clefs ScAN2 (surface basale de glissement) et ScAN3 (surface sommitale de slump) coïncide à la limite entre le biohorizon *d3t* (banc 201) et la Zone E (banc 207).

En conclusion, ScAN1 occupe une place chronostratigraphique voisine de ScBER8.

### 2.2. Coupe de Barret-le-Bas

La partie de la coupe qui a retenu mon attention (fig. 61), est celle qui a servi d'hypostratotype de la limite Berriasien-Valanginien [Busnardo et Thieuloy, 1979].

Selon Busnardo et Thieuloy [1979], la limite entre les zones à *alpillensis* et à *pertransiens* est affectée par des slumps dont la position originelle de dépôt n'est plus reconnaissable. L'étude précise (échantillon base-milieu-sommet de banc) tant des faunes de calpionelles (ce travail) que des faunes d'ammonites [Bulot, 1995] a permis de placer très précisément tous les biohorizons et les zones des calpionelles du passage entre les deux étages.

Sur le plan lithologique, la coupe est constituée d'alternances de bancs calcaires hémipélagiques et d'interlits marneux entrecoupés d'un niveau de remaniement gravitaire (slump épais de 12 m). La partie étudiée cumule 35 m. de série.

Deux surfaces remarquables (ScBLB1 et Sc-BLB2) se placent respectivement au mur et au toit du slump.

La surface ScBLB1 se place dans le biohorizon *d3t* pour les raisons suivantes :

- dès le banc BLB-27, à la base de la coupe, comme le signalait Remane [in Busnardo et Thieuloy, 1979], les associations de calpionelles indiquent la Zone D3.

- Plus précisément, la limite entre le biohorizon *d3i* et le biohorizon *d3s* (dont la base est marquée par le dernier *Cs. oblonga*) correspond au passage entre les bancs BLB-19 et BLB-18.

- Le dernier banc, BLB-0, sous le slump est marqué par l'apparition de *P. murgeanui* permettant ainsi de placer ce banc dans le biohorizon *d3t*.

La surface sommitale du slump (ScBLB2) se situe également dans le biohorizon *d3t* car les bancs qui la surmontent appartiennent encore à ce biohorizon.

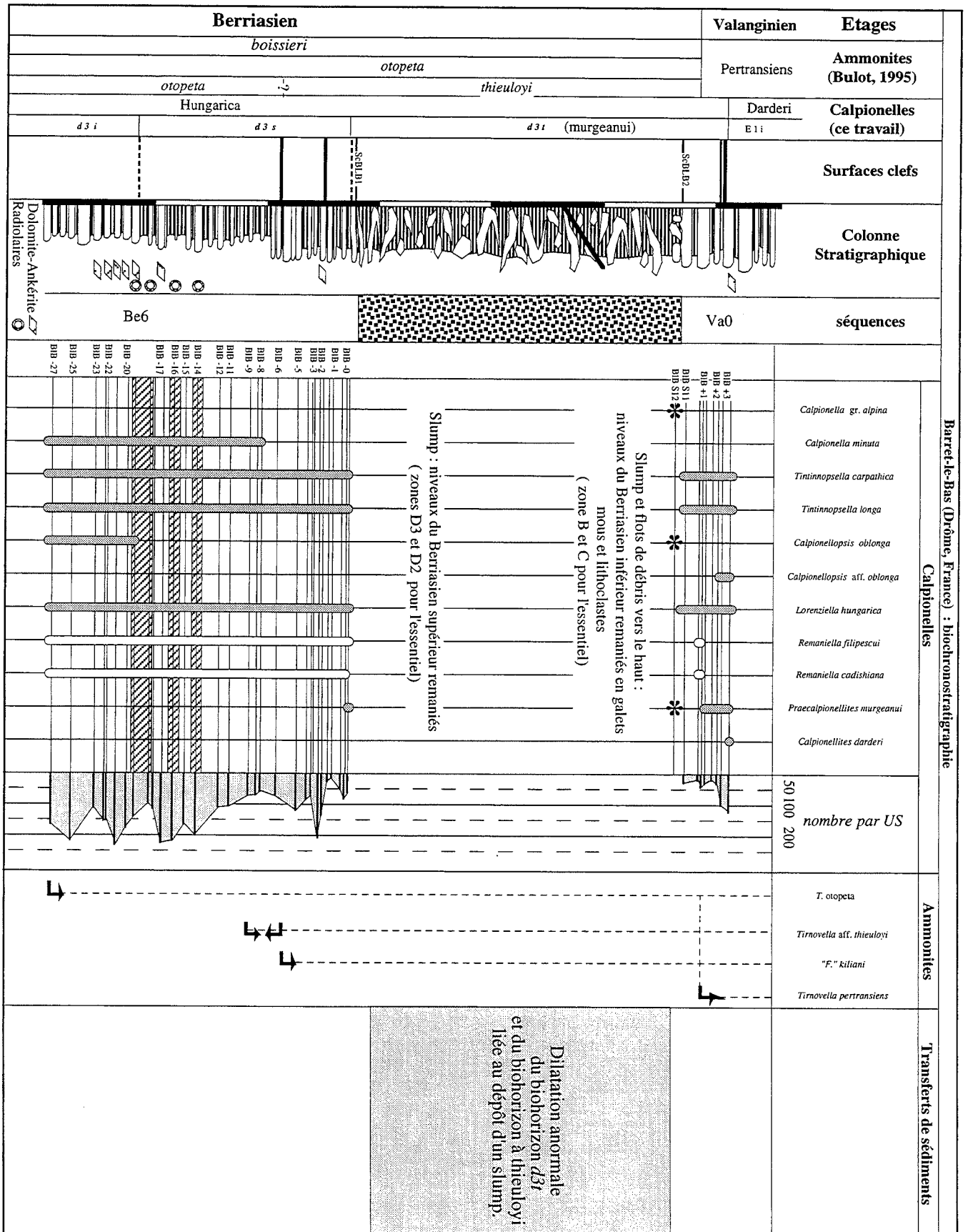


FIG. 61. - Tableau de répartition biostratigraphique : ammonites [Busnardo et Thieuloy, 1979 et Bulot, 1995] et calpionelles (ce travail) de la coupe de Barret-le-Bas. Le figuré grossier coïncide avec un remaniement gravitaire instantané à l'échelle géologique, limité par des surfaces clefs enveloppes (inférieure et supérieure) isochrones.

Ce dernier est surmonté par des niveaux datés de la Zone à Pertransiens dans le banc BLB+1 [Bulot, 1995] tandis que *Ct. darderi* apparaît plus haut au sommet du banc assez glauconieux BLB+3 (base de la Zone E).

Le slump, quant à lui, est constitué par des bancs de calcaires hémipélagiques déformés provenant des Zones D3 et D2 à la base, et de bancs déformés mêlés de lithoclastes et de fragments meubles (véritable *debris flows* au sommet) datés des zones B et C à son sommet.

En conclusion, l'analyse des faunes de calpionelles a démontré que les deux surfaces ScBLB1 et ScBLB2, sont probablement isochrones (voir Partie II, chapitre VII, surfaces clefs liées à un remaniement gravitaire en masse). Elles occupent au sein du biohorizon *d3t* et du biohorizon à *thieuloyi* une position chronostratigraphique identique à ScAN2 et ScAN3. Elles peuvent donc être corrélées. La limite Berriasien-Valanginien peut également être reconnue dans cette coupe tant à la base de la Zone à Pertransiens qu'à la base de la Zone E des calpionelles, ce qui en fait donc un bon candidat au stratotype de la limite inférieure du Valanginien.

### 2.3. La coupe de Montbrun-les-Bains

La coupe de Montbrun-les-Bains (fig. 59) est située en bordure du CD 159, à 3 kilomètres au sud du château d'Aulan, sur les rives du Toulourenc (coordonnées topographiques de la base de la partie supérieure de la coupe : X = 846.25 ; Y = 216.02 ; Z = 648 m). Elle couvre l'intervalle Berriasien-Barrémien et ne montre que de rares lacunes de visibilité. Le lithofaciès est une alternance de bancs calcaires (décimétriques à métriques) et de niveaux marneux, localement perturbés par quelques remaniements gravitaires de faible puissance.

La partie étudiée couvre 65 m de cette série au passage Berriasien-Valanginien. Les microfaciès prédominants sont mF0 à mF4.

Les niveaux Mb1 à Mb6 ont livré *T. carpathica*, *T. longa*, *R. filipescui*, *R. borzai*, *L. plicata*, *Cs. simplex* et *Cs. oblonga* (Zone D2).

Le niveau Mb6 a livré la première *Lorenziella hungarica* en association avec les formes citées précédemment (Zone D3).

Le banc Mb204 a livré "*Tirnovella*" *otopeta*, *T. alpillensis*, *Kilianella retrocostata*, *Fauriella sp.* et *Jabronella sp.* : assemblage caractéristique de l'horizon à "*T. otopeta*" (sommet de la zone à *alpillensis*).

Cette association correspond même à la partie supérieure de l'horizon à *T. otopeta* dont les premiers représentants ont été récoltés 8 m plus bas. Les calpionelles reconnues dans ce niveau sont : *T. carpathica*, *T. longa*, *L. hungarica*, association caractéristique de la zone D3.

*Praecalpionellites murgeanui* (forme précurseur de *Ct. darderi*) apparaît dans le niveau Mb208, 2 m au-dessus du niveau Mb204. *Ct. darderi* et "*T.*" *pertransiens* apparaissent à quelques centimètres d'intervalle dans un faisceau de cinq petits bancs jointifs (niveau Mb210 et Mb211, fig. 63). *Ct. darderi* apparaît dans le niveau Mb210 au-dessus d'une surface nette (ScMb1). De plus, ce niveau a livré *Ca. aff. alpina*, *T. carpathica*, *T. longa*, *L. hungarica* et *P. murgeanui* recèle de nombreuses

concrétions centimétriques de pyrite et près de 40 % de débris d'échinodermes. Ces particularités permettent de mettre en évidence la présence d'une condensation ou d'une lacune à ce niveau. Néanmoins l'ampleur de ces phénomènes est assez réduite dans la mesure où tous les grades évolutifs conduisant les associations d'ammonites et de calpionelles du Berriasien terminal à celles du Valanginien basal sont représentés.

Le banc immédiatement sus-jacent (niveau Mb211) a livré *Olcostephanus drumensis* s. str., "*Thurmanniceras*" *pertransiens*, *Kilianella sp. juv.* association qui indique sans équivoque la base de la Zone à Pertransiens. Les faunes de calpionelles (*Ct. darderi*, *T. carpathica*, *T. longa* et *L. hungarica*) correspondent à des associations typiques de la Zone E1.

Dans ces niveaux (partie supérieure de la Zone E1), la présence de *L. aff. plicata* et de *Cs. aff. oblonga*, formes respectivement voisines de *L. plicata* et de *Cs. oblonga*, n'est vraisemblablement pas anodine dans le bassin vocontien. En effet, *Cs. oblonga*, qui avait disparu du bassin vocontien au cours du Berriasien supérieur, existait à cette époque dans tous les autres bassins téthysiens connus : Carpathes, Mexique, Algérie [Remane, 1986]. Cette forme a pu se réinstaller dans le bassin vocontien, en association avec des formes boréales de nanofossiles [Gardin *et al.*, en prép.] et d'ammonites à l'occasion d'échanges fauniques entre les bassins, vraisemblablement à l'occasion d'une période de niveau marin élevé. Bien que les liens entre *L. plicata* et *L. aff. plicata* ne soient pas encore à ce jour clairement élucidés (chapitre V, Partie 2), il est probable que la présence de ce taxon soit liée au même évènement qui a conduit à la présence de *Cs. aff. oblonga*.

Dans la mesure où les principaux résultats biostratigraphiques de cette coupe ont déjà été publiés [Blanc *et al.*, 1994] ou cités (Partie II), je rappelle simplement qu'en raison d'une part, de l'absence d'un niveau de remaniement majeur au passage Berriasien-Valanginien dans cette coupe (caractère rare dans le bassin vocontien) et, d'autre part, de la bonne préservation des faunes d'ammonites, de calpionelles et de nanoflores, il a été envisagé d'y fixer un jalon à la limite Berriasien-Valanginien à des fins de corrélations interrégionales [Blanc *et al.*, 1994]. Malheureusement, les résultats de la magnétostratigraphie effectués au laboratoire de faible radioactivité de Gif-sur-Yvette sur la rémanence d'échantillons carottés (échantillonnage Blanc et Blanc-Alétru, 1993) par Catherine Kissel sont négatifs : la série a en effet été réaimentée pendant une phase récente, dans un contexte d'alimentation normale, vraisemblablement avant la déformation alpine.

L'épaisseur de la partie terminale du Berriasien (biohorizon *d3t* ou biohorizon à *thieuloyi*) est dans cet coupe excessivement faible. Il n'est cependant pas possible d'expliquer cette faible épaisseur par condensation puisque cet intervalle n'en présente aucune trace (pas de niveau glauconieux, ni de niveau anormalement riche en fossiles).

En revanche, la présence de la surface érosive ScMB1 immédiatement sous le niveau d'apparition combinée (Mb210) de *Ct. darderi* (base de la Zone E) et de *T. pertransiens* (Zone à Pertransiens) pourrait expliquer la

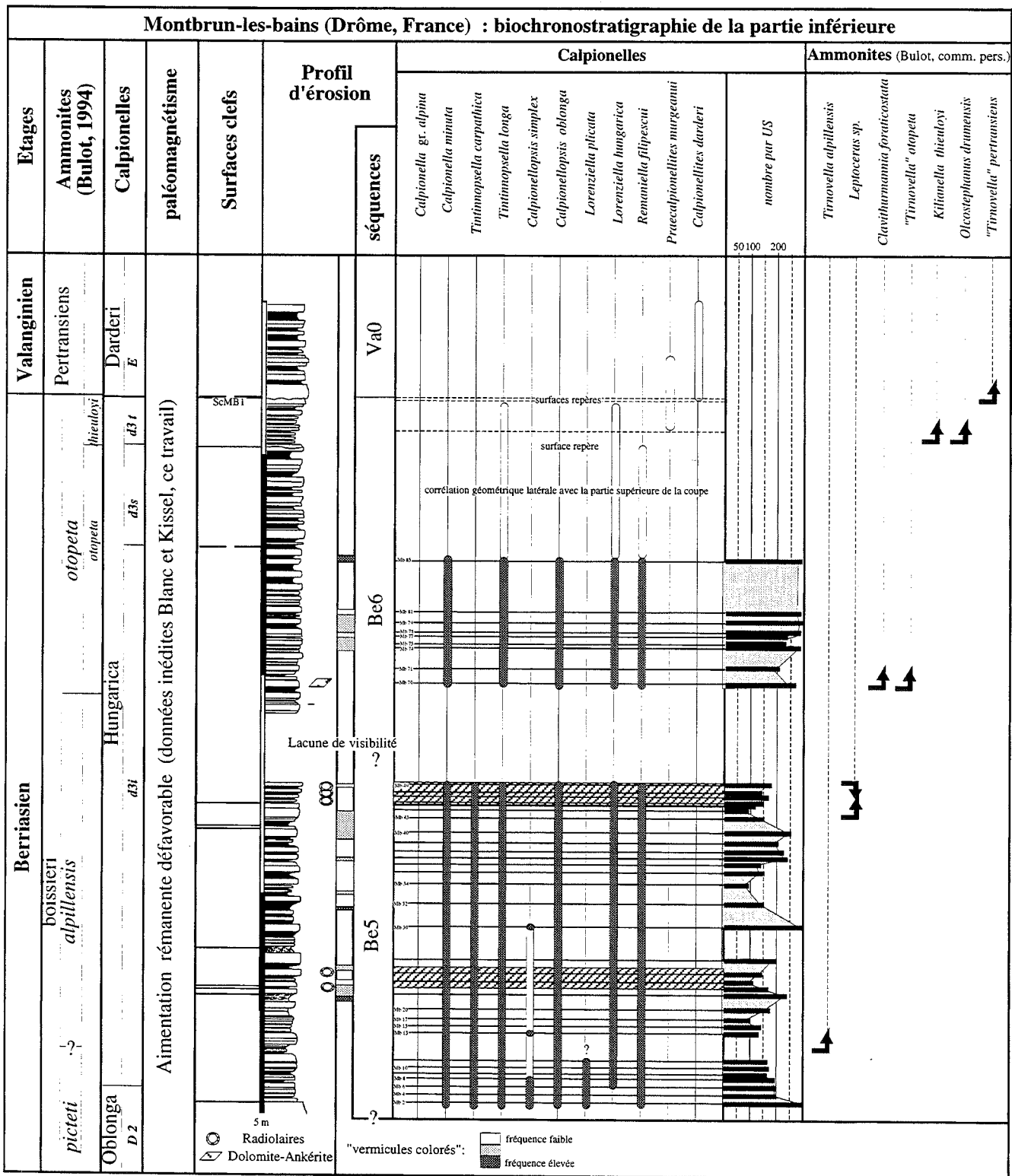
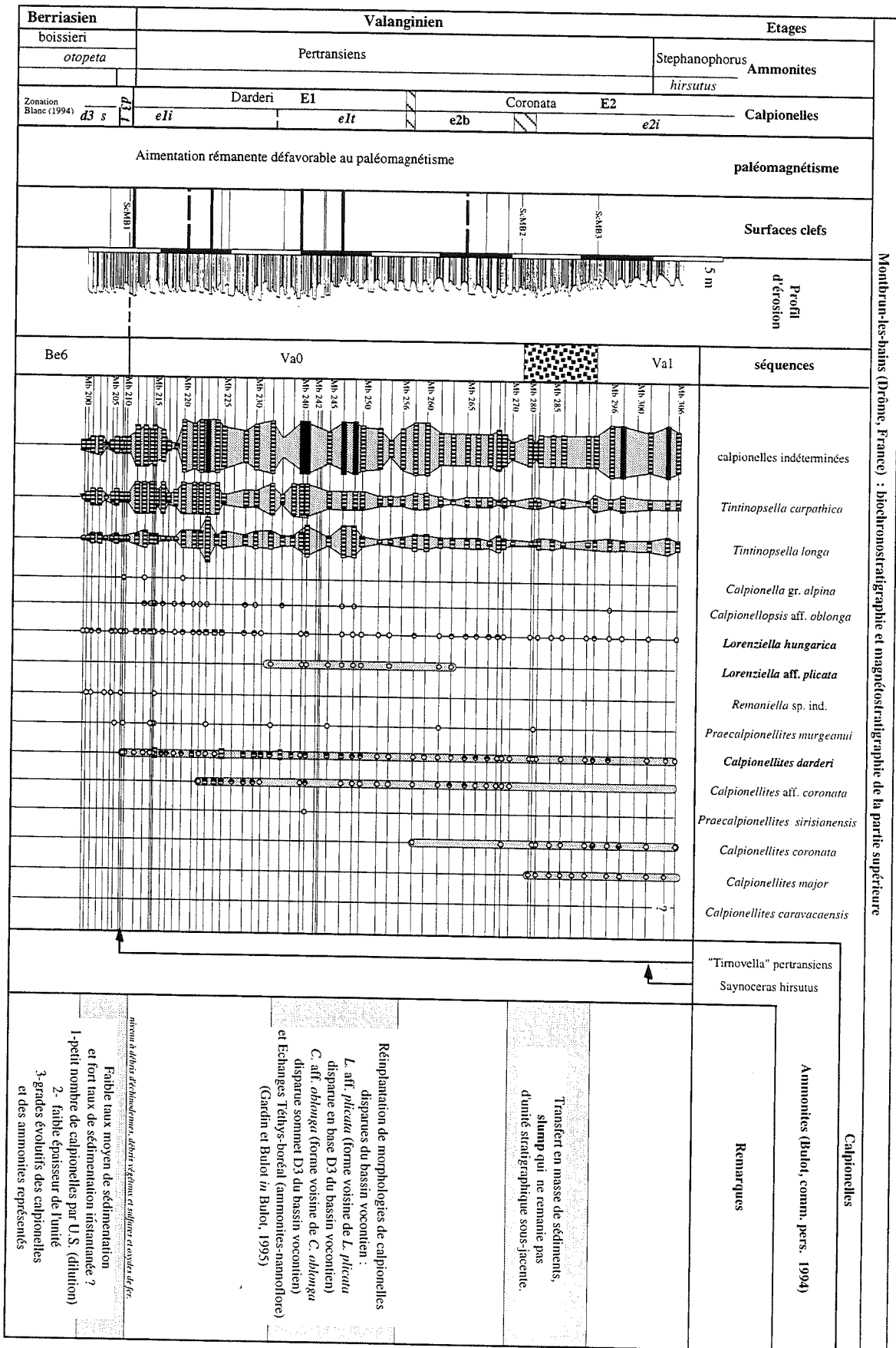


FIG. 62. - Tableau de répartition biostratigraphique des ammonites [Busnardo et Thieuloy, 1979 et Bulot, 1995] et des calpionelles (ce travail) de la partie inférieure de la coupe de Montbrun-les-Bains.

faible épaisseur de cette unité. D'autant que l'apparition combinée des deux taxons, accompagnée de nodules de pyrite oxydés, de nombreux débris d'échinodermes (jusqu'à 40 %) et de débris végétaux millimétriques, indique une lacune de sédimentation. En raison de la représentation de toutes les unités biostratigraphiques du

passage entre le Berriasien et le Valanginien, cette lacune semble de moindre amplitude.

Les deux autres surfaces, ScMb2 et ScMb3 encadrent plus haut, entre les niveaux Mb270 et Mb-280, un slump. Ces deux surfaces, de même valeur chronologique limitent un ensemble de niveaux dans



Montbrun-les-bains (Prôme, France) : biochronostratigraphie et magnétostratigraphie de la partie supérieure

FIG. 63. - Tableau de répartition biostratigraphique des ammonites [Bulot, 1995] et des calpionelles (ce travail) de la partie supérieure de la coupe de Montbrun-les-Bains. Le figuré grossier coïncide avec un remaniement gravitaire instantané à l'échelle géologique, limité par des surfaces clefs enveloppes (inférieure et supérieure) isochrones.



lesquels *Ct. major* apparaît et *Ct. coronata* devient relativement plus abondante (quelques sections par lame tout au plus) que dans les niveaux sous-jacents.

Pour conclure, la surface ScMB1 est située au même niveau stratigraphique que ScBLB1, ScBLB2 et ScAN2, ScAN3.

### 3. - TALUS SUD-VOCONTIEN

#### 3.1. Majastres-Preynes

La coupe de Majastres-Preynes se situe près du lieu-dit Preynes (Hautes-Alpes). Sur le plan paléogéographique, elle se place sur la partie tout à fait externe de la plate-forme provençale (fig. 59). L'étude de terrain a porté sur le sommet de l'ensemble carbonaté de la série Jurassique. Dans cette coupe, 30 mètres de série ont été plus particulièrement analysés (étude biostratigraphique de détail, fig. 64).

Sur le plan lithologique, la série se compose de bancs calcaires décimétriques et de rares interlits marneux. Les familles de microfaciès mF0 à mF4 sont dominantes. Les ammonites restent assez rares et concentrées en quelques niveaux remarquables qui ont fait l'objet d'une étude détaillée [Bulot, 1995]. Les faunes de calpionelles qui se succèdent appartiennent aux Zones D2, D3 et E [Bulot *et al.*, 1993].

La partie inférieure de la coupe présente plusieurs surfaces couvertes par des nodules de pyrite et de nombreuses ammonites (PG128) interprétées comme des niveaux de condensation. Du fait que ces niveaux de condensations se placent tous à la base de la Zone D3 calpionelles (biohorizon *d3i*), seul le premier constitue à mon sens, une surface clef corrélable (ScPG1). Il est à noter que le dernier de ces niveaux de condensation, sous le banc PG131 représente également une surface importante (ScPG2) qui se place immédiatement au-dessous d'un ensemble épais de 5 m structuré par des litages obliques (orientés vers le SE). Dans cet ensemble, les sédiments sont plus pauvres en débris d'échinodermes, anormalement riches en cadosines et de granulométrie plus élevée que d'ordinaire (grains millimétriques dominants associés à des microfaciès mf2-3-4).

En raison des conditions d'affleurement insuffisantes qui empêchent de trancher, trois hypothèses sont envisagées:

1- le niveau d'action des vagues était proche de l'interface eau-sédiment,

2- ce sont des dunes sous-marines générées par un courant profond ?

3- il s'agit d'un remaniement gravitaire de type *gravity flow* ?

L'absence de niveaux sableux et d'autres figures sédimentaires associées aux remaniements gravitaires ne permet pas d'expliquer ces litages obliques par l'hypothèse 3.

*\*Remarque : Dans des niveaux stratigraphiques équivalents, sur le talus nord-vocontien (Coupe de la Rivoire, Fontanil) des apports anormalement grossiers et "plus internes" ont été également observés (ceci pourrait être lié soit à une mise en place simultanée de courants profonds important dans le bassin vocontien,*

*soit à une phase de progradation (ce qui est le cas observé en ce point).*

Dans la partie supérieure de cet ensemble, une surface érosive (ScPG3), couverte par des lithoclastes (PG133 et PG135), a été observée ; elle marque la fin des niveaux dans lesquels la présence des cadosines était systématique. La nature lithologique même des dépôts change car c'est au-dessus qu'apparaissent des alternances de bancs calcaires et de marnes (les seules visibles dans cette coupe, PG135 à PG140). Les grains de glauconie et les spicules de spongiaires jusqu'alors excessivement rares ou absents) y abondent (niveaux PG141 et PG143).

Dans la partie supérieure de la coupe, seuls des niveaux de sédiments fins (microfaciès mF0 à mF2) affleurent. Quelques horizons anormalement riches en ammonites, appartenant au biohorizon à *otopeta* [Bulot *et al.*, 1993 ; Bulot, 1995] ont été reconnus. Comme semble le confirmer la présence de voiles bactériens sur certains tests (PG143, PG159 et PG160), cette accumulation importante d'ammonites pourrait coïncider avec des condensations [Bulot, 1995]. Cependant, à l'échelle du biohorizon, il n'y a pas d'augmentation du nombre de calpionelles par U.S. (biohorizon *d3s*), de sorte que la faible épaisseur du biohorizon *d3s* n'est donc probablement pas à mettre sur le compte d'une condensation complète de l'unité. L'apparition d'une forme évoluée de *Calpionellites* à un stade intermédiaire entre les espèces *Ct. darderi* et *Ct. aff. coronata* dans le niveau PG167t coïncide dans cette coupe avec la base du Valanginien. Ce niveau (Zone E non basale) repose directement sur une partie peu élevée de la zone D3 (biohorizon *d3s* en PG166), le biohorizon *d3t* n'étant pas représenté dans cette coupe. La base de la Zone E, bien qu'elle recèle de nombreux grains de glauconie correspondant peut-être à une faible condensation (le nombre de calpionelles par U.S. n'est cependant pas anormalement élevé), ne comprend pas de traces du biohorizon *d3t*. Je pense donc que cette lacune est à mettre plutôt sur le compte d'une érosion (surface ScPG4 comprise entre PG166 et PG167) qui affecte ici la partie terminale du Berriasien.

La surface ScPG4 occupe la même place chronostratigraphique que ScBLB1, ScBLB2, ScMB1 et ScAN2, ScAN3.

### 4. TALUS OUEST VOCONTIEN ARDÉCHOIS

En comparaison avec les coupes du bassin vocontien, à l'image de la coupe de Berrias, la série berriasienne du talus ouest vocontien est peu épaisse, généralement inférieure à 50 m. Cette faible épaisseur s'accompagne de lacunes stratigraphiques importantes.

L'intervalle Berriasien-Valanginien fait plus particulièrement l'objet de notre étude : la position chronologique des surfaces clefs y est discutée.

#### 4.1. Serre des Aillasses, Payre

La coupe est composée de deux parties (fig. 65). La partie inférieure est en rive droite de la rivière Payre, 50 m en amont du radier-passerelle joignant le quartier du Parisien avec celui de Rodèche au Sud de Chomérac (X = 783.63 ; Y = 3269.03 et Z = 200 m d'après la carte

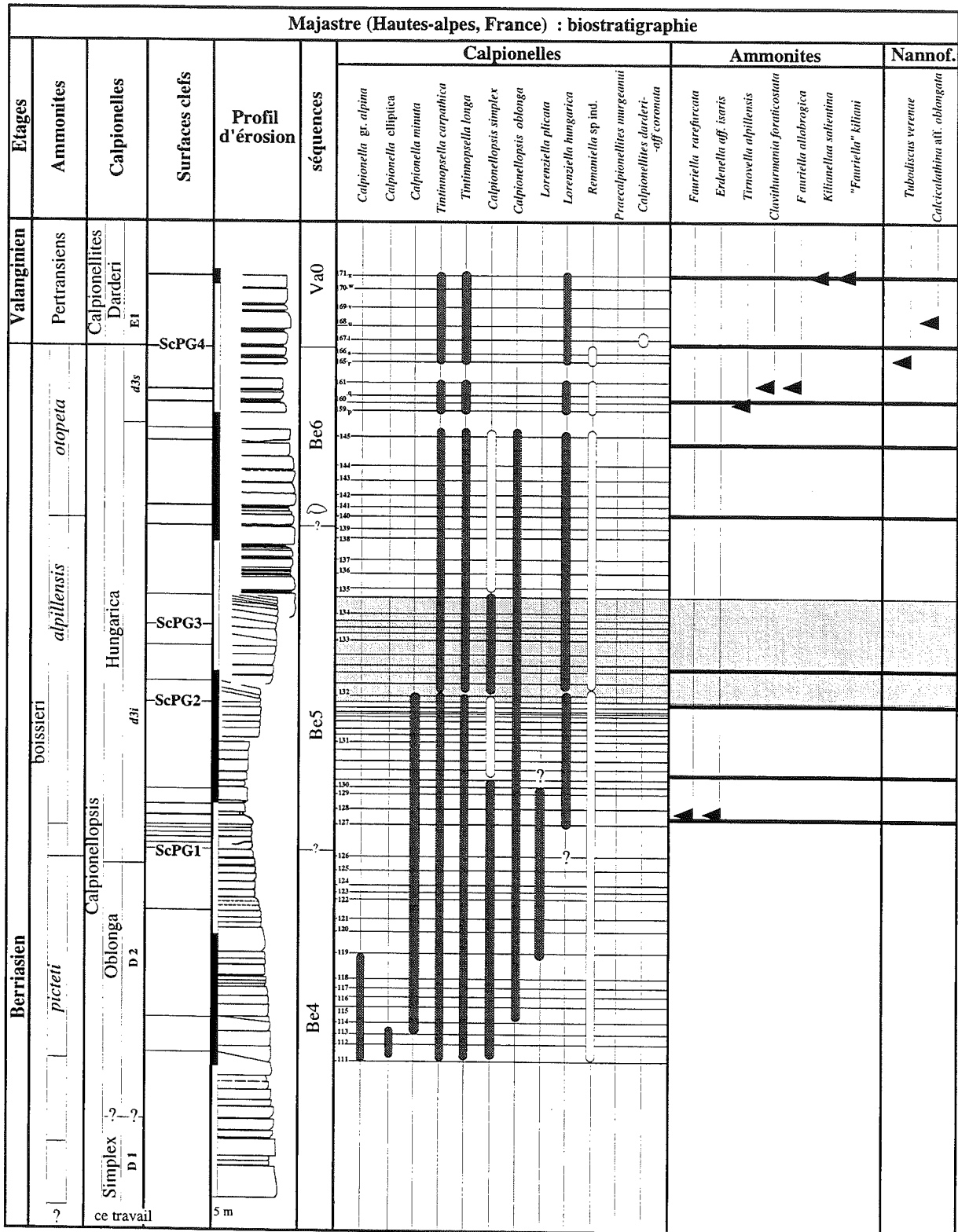


FIG. 64. - Tableau de répartition biostratigraphique des nannoflores [Gardin, comm. pers. 1994], des ammonites [Bulot, 1995] et des calpionelles (ce travail) de la coupe de Preynes-Majastres. La zone en gris coïncide avec des litages obliques (courant profond ?).

IGN à 1/25 000 Privas).  
 La partie supérieure de la coupe se place à 50 m au sud-est de la partie inférieure est située sur la butte du Serre des Aillasses (X = 783.66 ; Y = 3268.88 et Z = 212 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Privas).

La partie inférieure montre un ensemble de bancs calcaires hémipélagiques slumpés, datés du Berriasien supérieur (Zone D1 au biohorizon *d3i*). Mais aucun élément provenant de la "plate-forme" n'y a été observé. Ces niveaux remaniés reposent par l'intermédiaire d'une

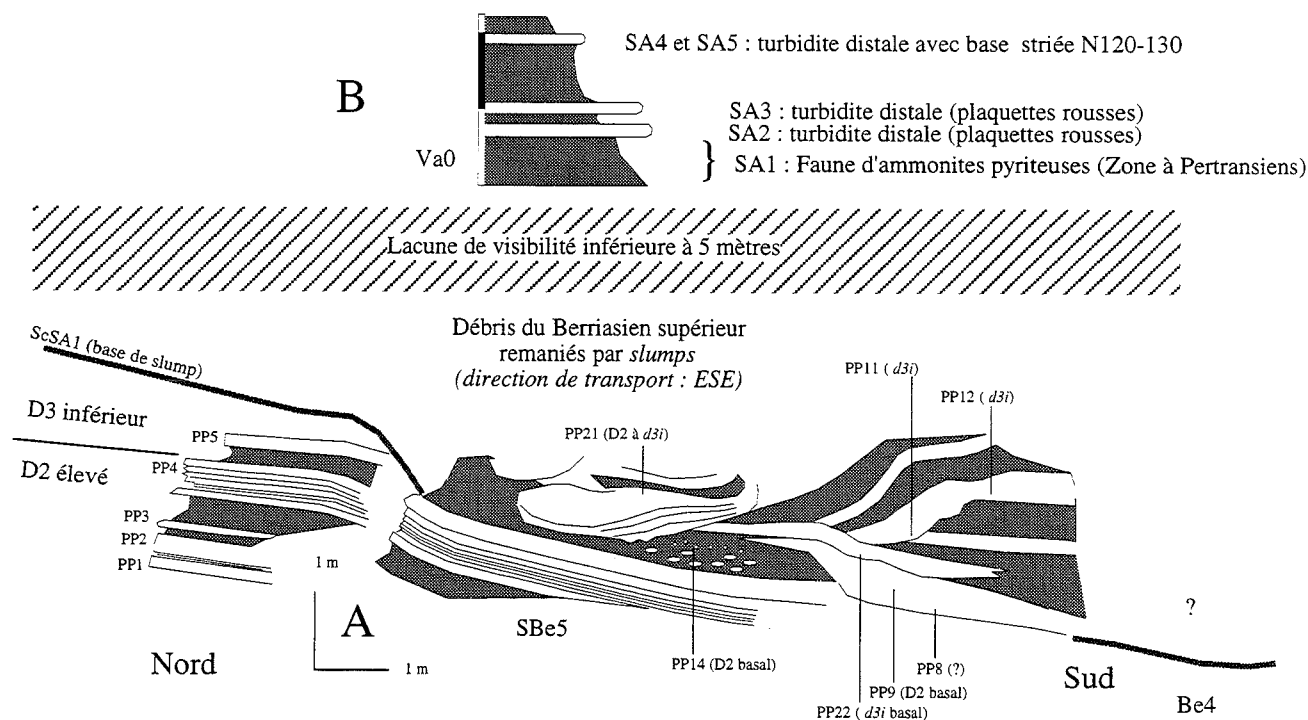


FIG. 65. - Représentation de l'affleurement du Radier de Payre près de Rodèche (A) et du Serre des Aillasses (B) près de Chomérac (Ardèche): Le Berriasien supérieur élevé est couvert par des slumps dont la mise en place ne peut être datée précisément en l'absence de scellement. Le Valanginien affleure sous la forme de marnes à fossiles pyriteux dont des ammonites de la Zone à Pertransiens [Bulot, comm. pers. 1992].

surface de troncature (ScSA1), sur des alternances hémipélagiques datées du sommet de la Zone D2 et de la base de la Zone D3.

La partie supérieure est constituée de marnes jaunes et de plaquettes gréseuses turbiditiques où plusieurs niveaux superposés à ammonites pyriteuses indiquent la Zone à Pertransiens [Bulot, comm. pers. 1993].

En raison de l'érosion actuelle, le niveau de scellement de ces remaniements gravitaires n'affleure pas, mais son âge est compris entre la partie supérieure de la zone D3 et la base de la Zone E.

#### 4.2. Vogüe

La coupe de Vogüe-Gare décrite par Le Hégarat [1971] affleure mal de nos jours. C'est à 300 m au sud de la gare qu'une excavation récente de 50 mètres de long sur 2 mètres de hauteur (fig. 66) permet d'observer dans de bonnes conditions le passage Berriasien-Valanginien. La puissance totale de la série s'élève à 5 mètres. La série se compose (de haut et bas) d'alternances de bancs calcaires fins, gris, hémipélagiques, à faciès mF1 à mF3, d'un niveau de remaniement gravitaire et de niveaux marneux à rares bancs de calcaires quartzeux hémipélagiques.

Deux surfaces remarquables ont été repérées: ScVG1, surface de base d'un niveau de remaniements gravitaires (*debris flows*) et ScVG2, surface rubéfiée qui scelle le niveau de remaniements gravitaires. La première surface est localement difficile à mettre en évidence en raison de

passages progressifs entre le sédiment autochtone et allochtone (peut être dû à l'absence de contraste lithologique et d'induration entre les deux niveaux au moment des remaniements ?).

La partie sommitale de l'unité, située sous le niveau de remaniement gravitaire, est datée de la partie sommitale du biohorizon *d3s*; cette unité est entaillée par des sillons en V remplis par au moins deux *debris-flow* distincts à lithoclastes polygéniques hétérométriques d'âge kimméridgien à berriasien (Zones B, C, D), à fragments meubles et à éléments hémipélagiques remaniés (Zones B, C, D). Cet ensemble grossier est couvert par des marnes grises datées de la Zone à Pertransiens [Bulot, 1995] par des ammonites pyriteuses. Ce niveau de remaniement est intéressant car les surfaces (ScVG1 et ScVG2) qui l'encadrent sont dans le même intervalle stratigraphique que les surfaces ScBLB1, ScBLB2 ScMB1, ScAN2, ScAN3 et ScPG4, respectivement décrites dans les coupes de Barret-le-Bas, Montbrun-les-Bains, Angles et Preynes-Majastres.

#### 5. - CONCLUSION PARTIELLE SUR LES COUPES DE BAS-SIN ET DE TALUS SUD ET OUEST VOCONTIEN

Des niveaux repères isochrones datés par encadrement par biochronologie (calpionelles) ont été mis en évidence. L'intervalle plus particulièrement ciblé est la partie sommitale du Berriasien et la partie basale du Valanginien. Les corrélations biochronologiques très haute résolution obtenues entre ces coupes montrent qu'il existe des surfaces isochrones à l'échelle de la résolu-

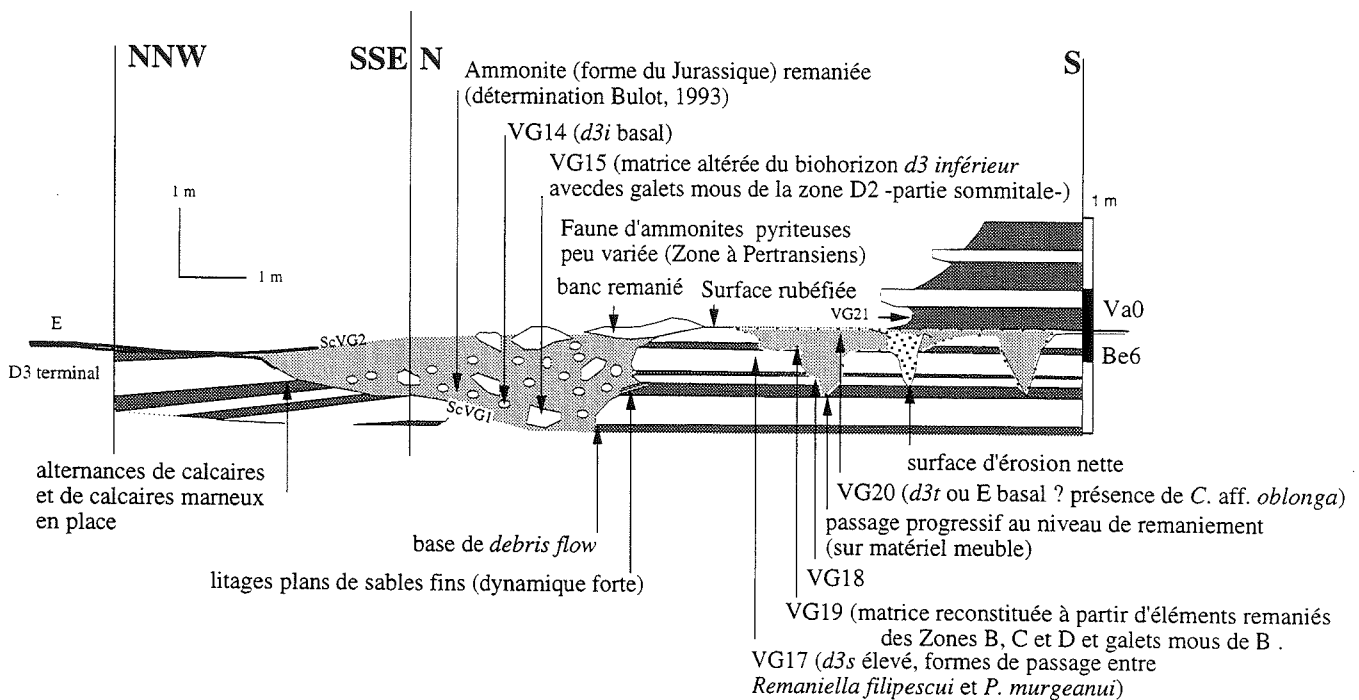


FIG. 66. - Représentation de l'affleurement de Vogüé (Ardèche) à l'Est du Pont de la Gare : La série est composée d'une première unité où alternent des bancs calcaires et des niveaux marneux datés du Berriasien supérieur sommital non terminal (biohorizon *d3s*), puis d'une deuxième unité qui entaille la précédente à la manière de canyons et où se superposent plusieurs remaniements gravitaires (*debris flows* et slumps à lithoclastes du Berriasien moyen, du Berriasien inférieur et du Tithonique) et enfin d'une troisième unité, débutant par une surface rubéfiée, constituée par des marnes à ammonites pyriteuses et des bancs calcaires décimétriques.

tion chronostratigraphique des calpionelles.

Il s'agit des surfaces clefs ScVG1, ScVG2 Sc-BLB1 et ScBLB2 (Barret-le-Bas), ScMb2 (Montbrun-les-Bains), ScPG4 (Pied-Gros). Ces surfaces, différentes par leurs caractères sédimentologiques correspondent soit à des surfaces d'érosion (ScAN2, ScMb2, ScPG4), soit à des surfaces associées à des remaniements gravitaires (ScBLB1-ScBLB2, Sc-VG1-ScVG2) montrant toutes une lacune d'une partie du biohorizon *d3t*.

Cependant, toutes les surfaces clefs associées à des remaniements gravitaires ne coïncident pas avec des surfaces corrélables à l'échelle d'un bassin. Comme l'a déjà souligné Remane [1971 et comm. pers, 1995], il existe des intervalles stratigraphiques dans le bassin vocontien (notamment la partie terminale du Jurassique et la partie basale du Crétacé) dans lesquels les remaniements sont fréquents et "aléatoires" à l'échelle de la résolution chronostratigraphique des calpionelles. C'est aussi le cas par exemple des nombreux *debris-flows* de la base de la coupe de Berrias qui se placent au sein du biohorizon *bi* ou *bs*.

Dans le cas de la coupe de Berrias, qui constitue la coupe de référence pour le Berriasien non terminal, les différentes surfaces majeures reconnues occupent (datation par encadrement) la même position stratigraphique que les limites de séquences définies sur la plate-forme :

- ScBER1-ScBS2 et Be1 sont situés à la limite entre les biohorizons *bi* et *bs* des calpionelles,
- ScBER3-ScBS4 et Be2 à la limite entre les Zones B et C des calpionelles,

- ScBER5 et Be3 au sommet de la Zone C des calpionelles,
- ScBER6 et Be4 à la limite entre les Zones D1 et D2 des calpionelles,
- ScBER7 et Be5 au sommet de la Zone D2 des calpionelles,
- ScBER8 et Be6 au sein du biohorizon *d3i* des calpionelles.

En conclusion sur le talus ou dans le bassin, il existe bien des surfaces physiques remarquables (surfaces d'érosion, slump), caractérisées par encadrement par la chronostratigraphie, qu'il convient de comparer avec les surfaces limitant les séquences de dépôt sur la plate-forme.

## 6. - LE TALUS NORD-VOCONTIEN DU VERCORS

Toutes les coupes présentées jusqu'ici se plaçaient soit en partie distale de talus soit au centre du bassin vocontien, elles ne portaient jamais de trace de sédiment grossiers d'origine néritique. Il existe cependant des zones où les dépôts hémipélagiques (alternances bancs calcaires et marnes à éléments pélagiques seuls) sont "contaminés" par des sédiments néritiques grossiers parfois marqués par des traces d'émersion. Le but de cette partie est de dater ces intercalations et de montrer leur lien éventuel avec les événements enregistrés d'une part dans le bassin et d'autre part sur la plate-forme et sa bordure.

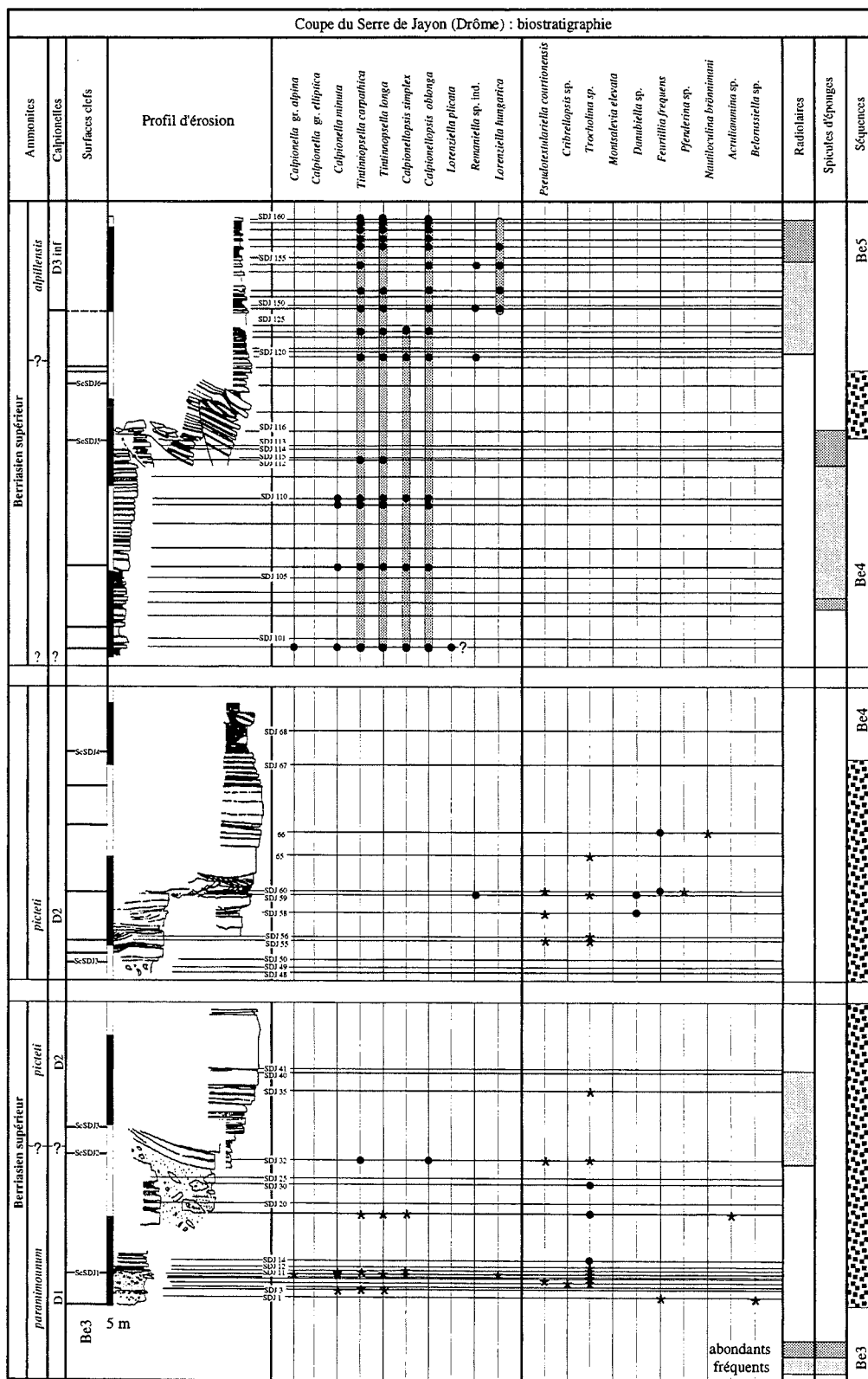


FIG. 67. - Tableau de répartition biostratigraphique des calpionelles et des foraminifères benthiques de la coupe du Serre de Jayon (Drôme, France). Le profil se compose de plusieurs segments corrélés cartographiquement et géométriquement et géométriquement (voir la figure suivante). Le figuré grossier coïncide avec l'incertitude quant à la place des limites de séquences (pas d'arguments biochronologiques pour le choix d'une surface clé dans cet intervalle).

6.1. Serre de Jayon

Le Serre de Jayon, situé au sud du Vercors, près de Marignac-en-Diois est au Berriasien dans une position paléogéographique tout à fait particulière. Il se place en

effet au débouché d'un canyon sous-marin [Remane, 1958 et Beaudouin, 1972], appelé Canyon de Die-Saillans (les coordonnées de la base de la série sont X = 837.34 ; Y = 3281.72 et Z = 550 m, le reste de la coupe affleure à l'Est, les coordonnées de la base de la partie

837.34 ; Y = 3281.72 et Z = 550 m, le reste de la coupe affleure à l'Est, les coordonnées de la base de la partie supérieure de la coupe sont X = 837.98 ; Y = 3281.64 et Z = 550 m, le reste de la coupe affleure au nord-ouest). Les coupes du Berriasien supérieur levées dans ce secteur montrent des niveaux très chaotiques. Alors que les dépôts "autochtones" sont hémipélagiques (fig. 68 et 69), plusieurs niveaux de remaniement (slumps, *debris flows* à phacoïdes et levées turbiditiques assez grossières parfois chenalisés) à éléments provenant de la plate-forme ont été décrits [Alliot *et al.*, 1964 ; Le Hégarat, 1971 ; Joseph *et al.* 1988]. En cela cette coupe se différencie de toutes les autres coupes étudiées précédemment. L'épaisseur de la série étudiée est de 50 m. L'étude géométrique et biostratigraphique détaillée de ce site permet de préciser davantage la place stratigraphique de chacun des niveaux rencontrés.

Cinq surfaces majeures sont reconnues :

- ScSDJ1 qui scelle le premier niveau de remaniement gravitaire dont la base n'est pas visible,
- ScSDJ2 à la base du deuxième ensemble de remaniements gravitaires,
- ScSDJ3 au sommet du deuxième ensemble de remaniements gravitaires,
- ScSDJ4 à la base du troisième niveau de remaniement gravitaire (slump),
- ScSDJ5 au sommet du troisième niveau de remaniement gravitaire (slump).

Les assises sur lesquelles reposent les premiers niveaux remaniés sont datées par le Hégarat [1971] des zones à *dalmasi-paramimounum*.

Le premier niveau de remaniement, dont la base n'est pas visible (fig. 64 et 65), est riche en lithoclastes et éléments remaniés provenant de la plate-forme (*Cribrellopsis* sp., *Pseudotextulariella courtionensis*, *Trocholina delphinensis*) ou de sa bordure et en galets mous à calpionelles (zone B, zone C, Zones D1), spicules d'éponges, radiolaires (origine hémipélagique), foraminifères circolittoraux de petite taille. Les coupes du Berriasien supérieur de la région indiquent que les dépôts contemporains de plate-forme existent seulement à plus de 50 kilomètres au nord de Marnac. Au sud du domaine jurassien, *P. courtionensis* n'a jamais été retrouvé à l'état de bioclaste ; or il est présent dans la coupe de Serre de Jayon [déjà signalée par Arnaud-Vanneau *et al.*, 1987], sous la forme d'élément remanié, avec d'autres fragments néritiques. Ces mélanges attestent de transports pluridécakilométriques compte tenu des limites connues de la plate-forme berriasienne.

Au-dessus de la surface ScSDJ1, le niveau est scellé par des alternances de bancs de calcaires et de marnes hémipélagiques riches en bioclastes et pauvres en lithoclastes et éléments remaniés (essentiellement d'origine circolittorale).

Le deuxième niveau de remaniement correspond à un ensemble de dépôts gravitaires à base très ravinante (surface ScSDJ2), constitué par des matériaux granoclassés d'origine interne (éléments remaniés et lithoclastes de coraux, petits rudistes, ...) et externe (éléments remaniés, lithoclastes et bioclastes à foraminifères circolittoraux, calpionelles, spicules d'échinodermes).

Ce niveau peut reposer directement sur les termes inférieur du premier niveau de remaniement. Il comporte des chenaux et des levées turbiditiques sableuses grossières, bioturbées (bioturbations cylindriques verticales), qui passent latéralement à des *grains-flows* (voir Partie II). Les éléments remaniés et les lithoclastes ont livré *Trocholina elongata*, *T. alpina*, *T. delphinensis*, *Pseudotextulariella courtionensis*, *Danubiella* sp., *Pfenderina?* sp., des fragments de coraux, d'éponges, de rudistes et de *Bacinella-lithocodium*. Les sédiments qui scellent ce deuxième niveau, au-dessus de la surface ScSDJ3, ont livré des spicules de spongiaires, des calcispères et un assemblage de calpionelles typique de la partie supérieure de la Zone D2. Des matériaux hémipélagiques resédimentés s'observent localement (SDJ 68), mais les éléments de plate-forme y sont absents.

Le troisième niveau de remaniement synsédimentaire se présente sous forme d'un *slump* de faible puissance (entre les surfaces ScSDJ4 et ScSDJ5). La faible importance des déformations (bancs glissés et décrochements de faible rejet) implique plutôt un transport de moindre importance. Il affecte des alternances de bancs calcaires et de marnes, constituées de sédiments à microfaciès mF2 à mF4.

Aucun élément en provenance de la plate-forme ou de sa bordure n'est à signaler. Ces slumps sont scellés par des sédiments hémipélagiques de microfaciès mF0 à mF2, pauvres en éléments remaniés circolittoraux. Le reste de la série est constitué d'alternances de bancs calcaires hémipélagiques décimétriques et de niveaux marneux centimétriques. Les microfaciès mF0, mF1, mF2 et mF3 à bioclastes pélagiques sont dominants et renferment des calpionelles de la Zone D3, des radiolaires (dont la fréquence est exceptionnellement élevée dans les lames SDJ 155 à 160) et des spicules d'éponge.

En conclusion, vers le haut de la coupe, les effets des remaniements gravitaires en masse liés à la paléovallée de Die-Saillans ne sont plus enregistrés. Il est probable que vers la fin du Berriasien supérieur cette paléovallée cesse de constituer un couloir d'alimentation du bassin en matériaux néritiques.

Les surfaces majeures enveloppent des niveaux de remaniements gravitaires de type *debris-flows*, *grainflows*, turbidites sableuses pour ScSDJ1, ScSDJ2 et ScSDJ3 ou de type slump pour ScSDJ4 et ScSDJ5.

- ScSDJ1 se place donc dans la partie supérieure de la Zone D1 des calpionelles (au sommet de la sous-zone à *paramimounum* ? ou à la base de la sous-zone à *picteti*),

- ScSDJ2 se place donc à la base de la Zone D2 ? (sous-zone à *picteti*)

- ScSDJ3 se place donc au sein de la Zone D2 (sous-zone à *picteti*)

- ScSDJ4 et ScSDJ5 se placent donc au passage entre les Zones D2-D3 (transition entre les sous-zones *picteti* et *alpillensis* ?).

Sur le plan chronostratigraphique, l'âge de ScSDJ2 qui n'est pas connu avec certitude, semble néanmoins assez proche de celui de la limite de séquence Be4 ; l'âge de ScSDJ4 et ScSDJ5 correspondrait à l'âge de la limite de séquence Be5.

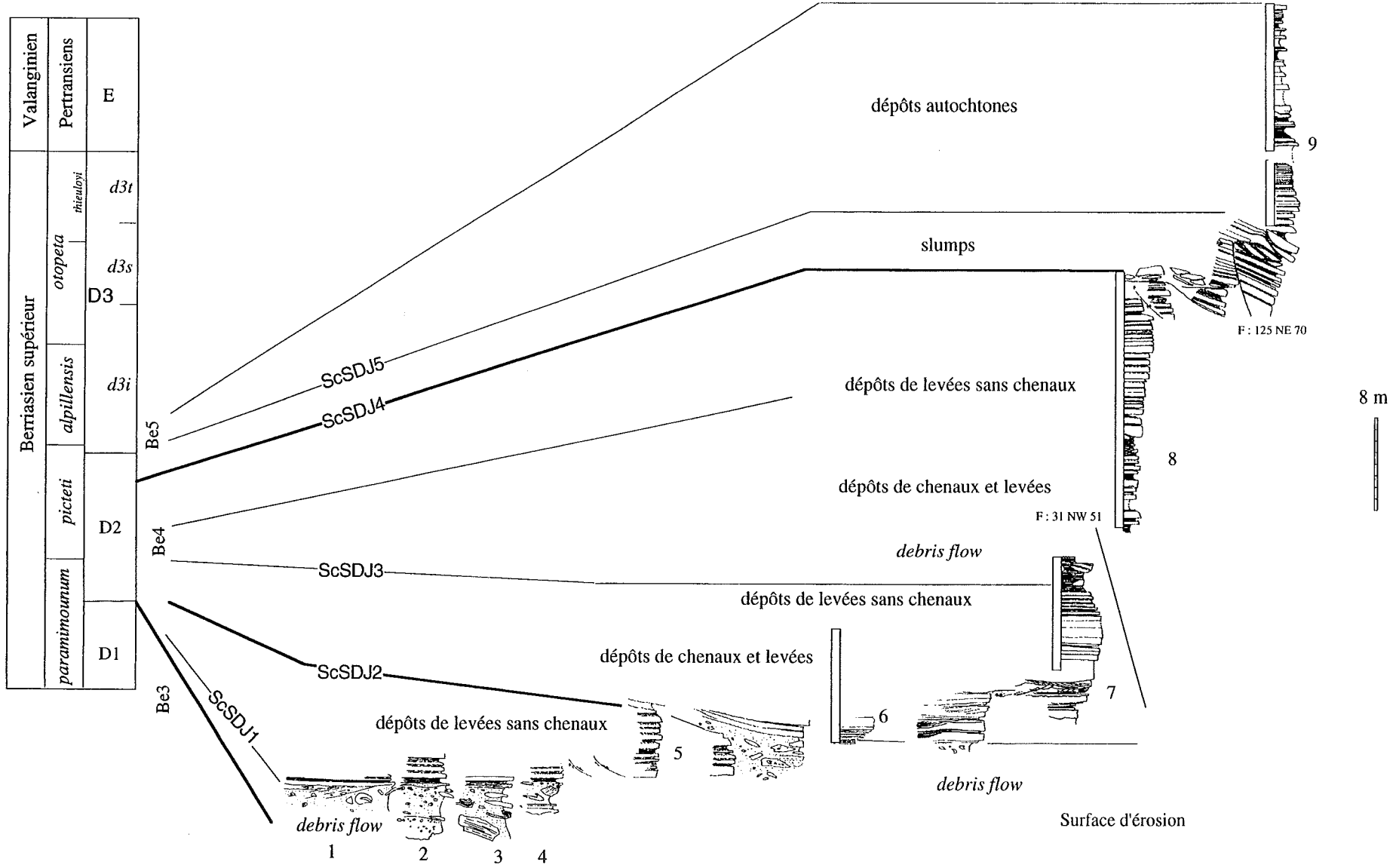


FIG. 68. - Schéma de corrélation des segments de la coupe du Serre de Jayon, interprétation séquentielle, zonation des calpionelles.

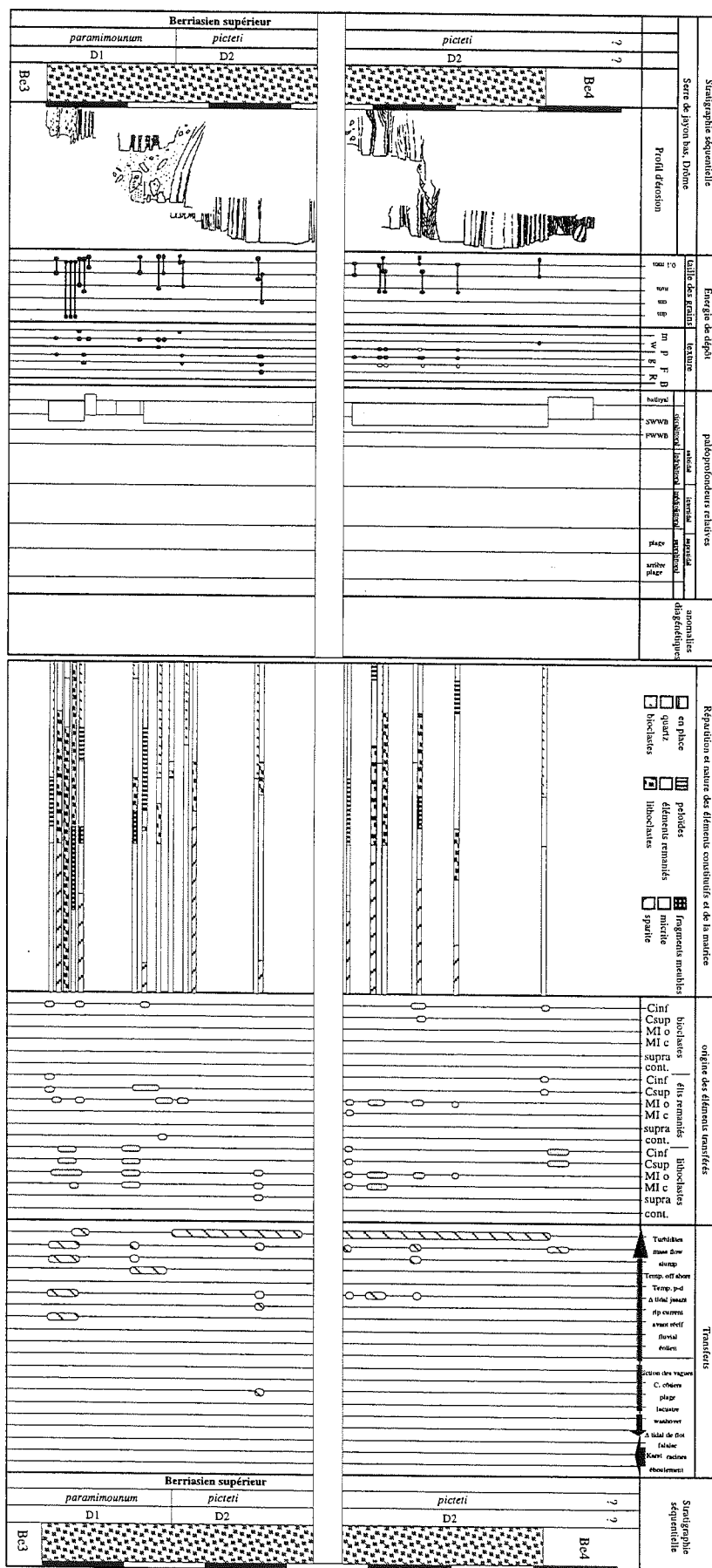


FIG. 69. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments au sein de la partie inférieure de la coupe du Serre de Jayon, interprétation séquentielle.



6.2. Romeyer

Ce site est situé en bordure tout à fait méridionale du Vercors, sur le flanc sud-est du Serre de la Blache (953 m). La coupe de Romeyer, meilleur affleurement du Crétacé inférieur du Diois [Bulot, 1992], complète vers le haut la coupe du Serre de Jayon. Elle montre une rupture lithologique entre les alternances de bancs calcaires et de marnes du Berriasien supérieur et les marnes à ammonites pyriteuses et plaquettes rouges du Valanginien inférieur (Zone à Pertransiens). Les remaniements gravitaires, si abondants dans la première partie du Berriasien supérieur, ne sont pas observés dans ces niveaux stratigraphiques. Seules les "plaquettes rouges", correspondant à des turbidites (niveaux à base érosive, granoclassées et laminées et à partie sommitale qui passe progressivement aux marnes subautochtones) traduisent un apport de matériel en provenance du talus ou de la bordure de plate-forme en direction du bassin (parfois riche en foraminifères benthiques et/ou en quartz).

En l'absence d'une étude de détail sur cette série, je ne discuterai pas de la position stratigraphique des surfaces majeures.

7. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Aucune des coupes étudiées jusqu'ici ne montre un enregistrement sédimentaire complet. Les surfaces clefs majeures du passage Berriasien-Valanginien en domaine vocontien se placent toutes malgré leur grande variété d'"habitus" (surfaces d'érosion, surfaces de condensation, remaniements gravitaires ...) dans des intervalles chronostratigraphiques corrélables définis par encadrement.

Ces intervalles montrent, quel que soit leur extension chronologique, des laps de temps communs, qui peuvent être considérés comme isochrones à l'échelle de la résolution biochronologique (fig. 71). Ces surfaces sont donc de fait corrélables d'une coupe à l'autre :

- L'une d'entre elles se place à la limite entre les Zones D1 et D2 des calpionelles (ScBER6, ScSDJ1, ScSDJ2, ScSDJ3). La suivante se place au sommet de la Zone D2 (ScBER7, ScPG1, ScSDJ4 et ScSDJ5).

- Une autre se place au sein du biohorizon *d3i* des calpionelles (ScBER8, ScPG2 et ScPG3)

- Une dernière est reconnaissable dans la partie supérieure du biohorizon *d3t* des calpionelles (ScMB1, ScPG4, ScAN2, ScAN3, ScBLB1, ScBLB2, ScVG1 et ScVG2).

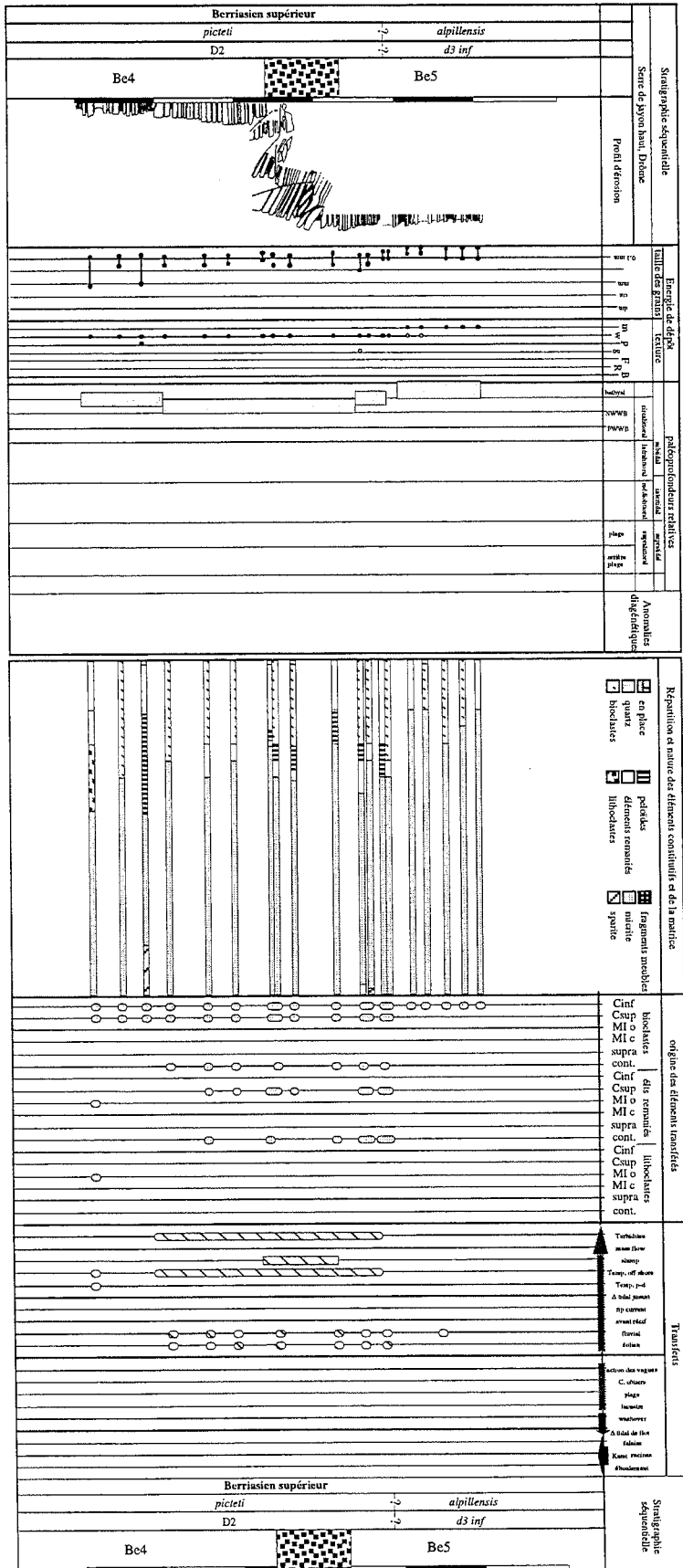


FIG. 70. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments au sein de la partie supérieure de la coupe du Serre de Jayon, interprétation séquentielle.

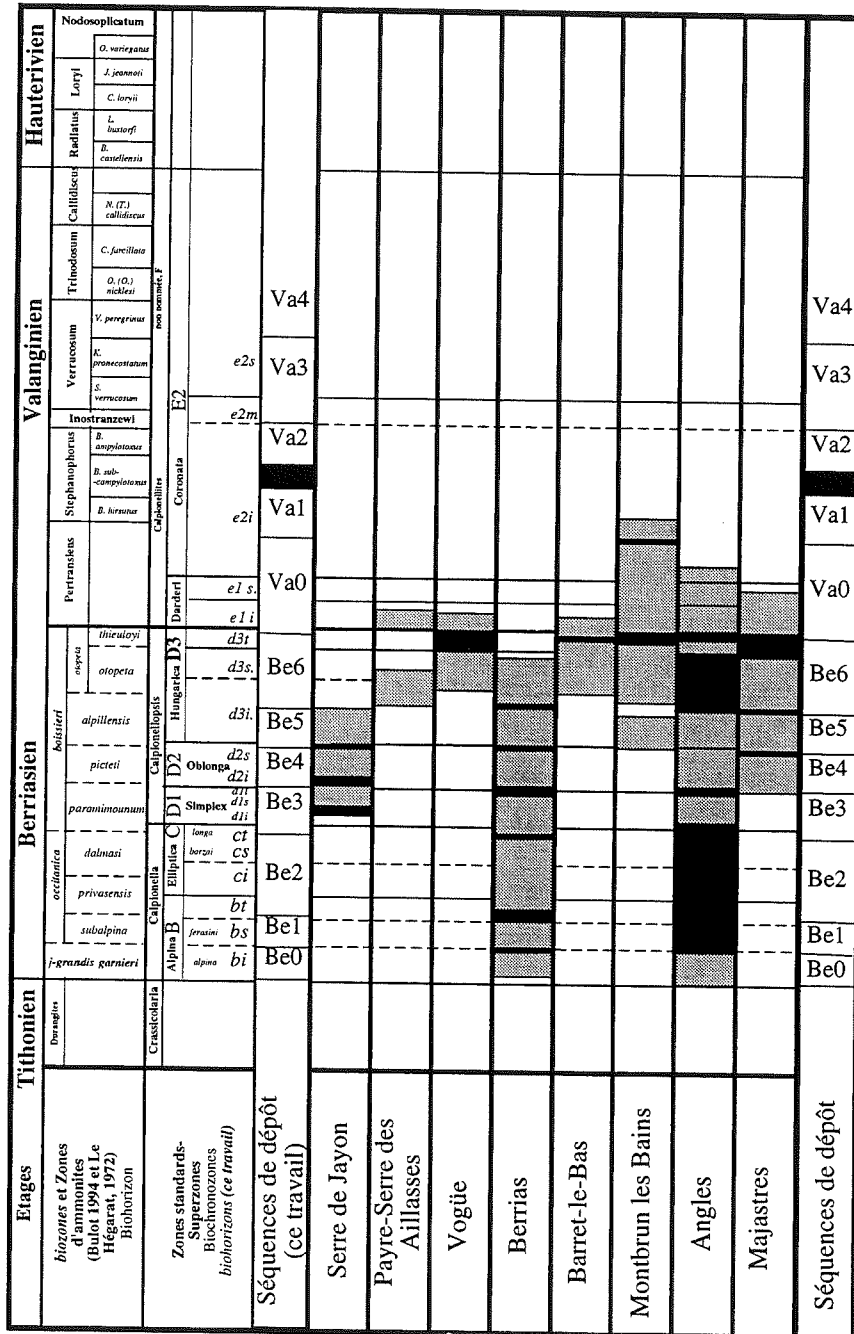


FIG. 71. - Importance chronologique des lacunes de sédimentation et la position des principales surfaces remarquables par rapport aux limites de séquences définies en domaine de plate-forme. Les intervalles grisés correspondent à l'extension chronologique des niveaux sédimentaires préservés, les intervalles noirs à l'extension chronologique des lacunes de sédimentation et les intervalles blancs à l'extension chronologique des lacunes de visibilité ou des niveaux non étudiés.

## Chapitre II

### LES COUPES CLEFS DU TALUS ET DE LA BORDURE DE LA PLATE-FORME NORD-VOCONTIENNE

Il s'agit d'identifier et de cartographier des surfaces remarquables dans le domaine de talus et de plate-forme et d'estimer par encadrement leur position et leur extension chronologique.

#### 1. - LE TALUS NORD-VOCONTIEN EN VERCORS

##### 1.1. La vallée de Vernaison

La vallée de Vernaison constitue une zone de transition entre les dépôts de pied de talus de la région Dioise (Serre de Jayon) et les dépôts de la partie haute du

talus du secteur de Malleval. Les niveaux Berriasien-Valanginien (fig. 72) y forment trois unités.

La première unité (coordonnées de la base de la coupe X = 839.84 ; Y = 3307.75 et Z = 325 m d'après la carte IGN à 1/25 000 S<sup>t</sup> Jean en Royans), épaisse de 70 m, affleure sous la forme d'alternances de bancs calcaires bioclastiques fins (spicules d'éponges et radiolaires) quartzeux (10 à 30 % de quartz) et de niveaux marneux quartzeux essentiellement sous régime de dépôt turbiditique (laminés granoclassés de *grainstones* quartzeux) surmontés par deux ensembles calcaires décamétriques (où *Ct. darderi* a été reconnue dans l'échantillon LM327).

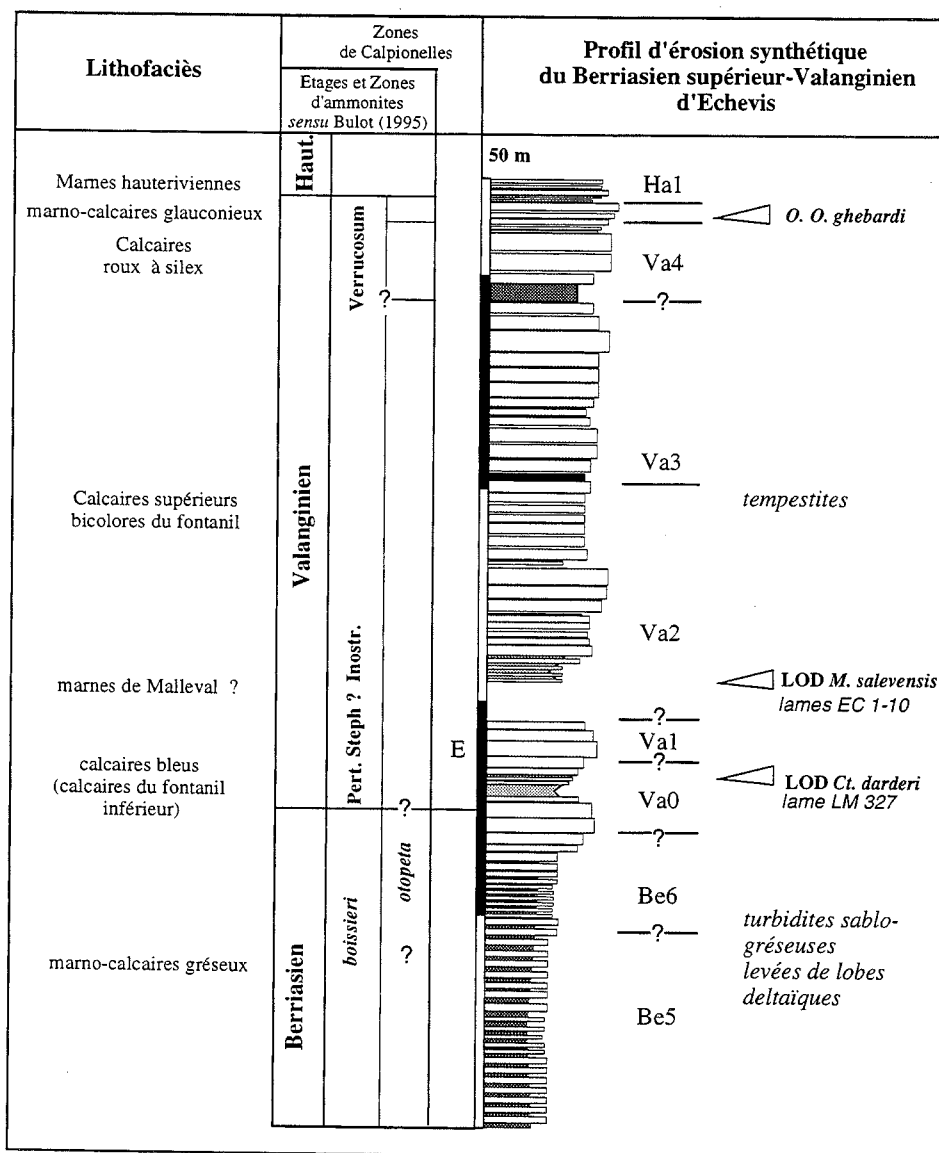


FIG. 72. - Profil d'érosion synthétique de la série Berriasien-Valanginien dans la vallée de Vernaison, secteur d'Echevis, attribution chronostratigraphique d'après les données biostratigraphiques et lithofaciologiques.

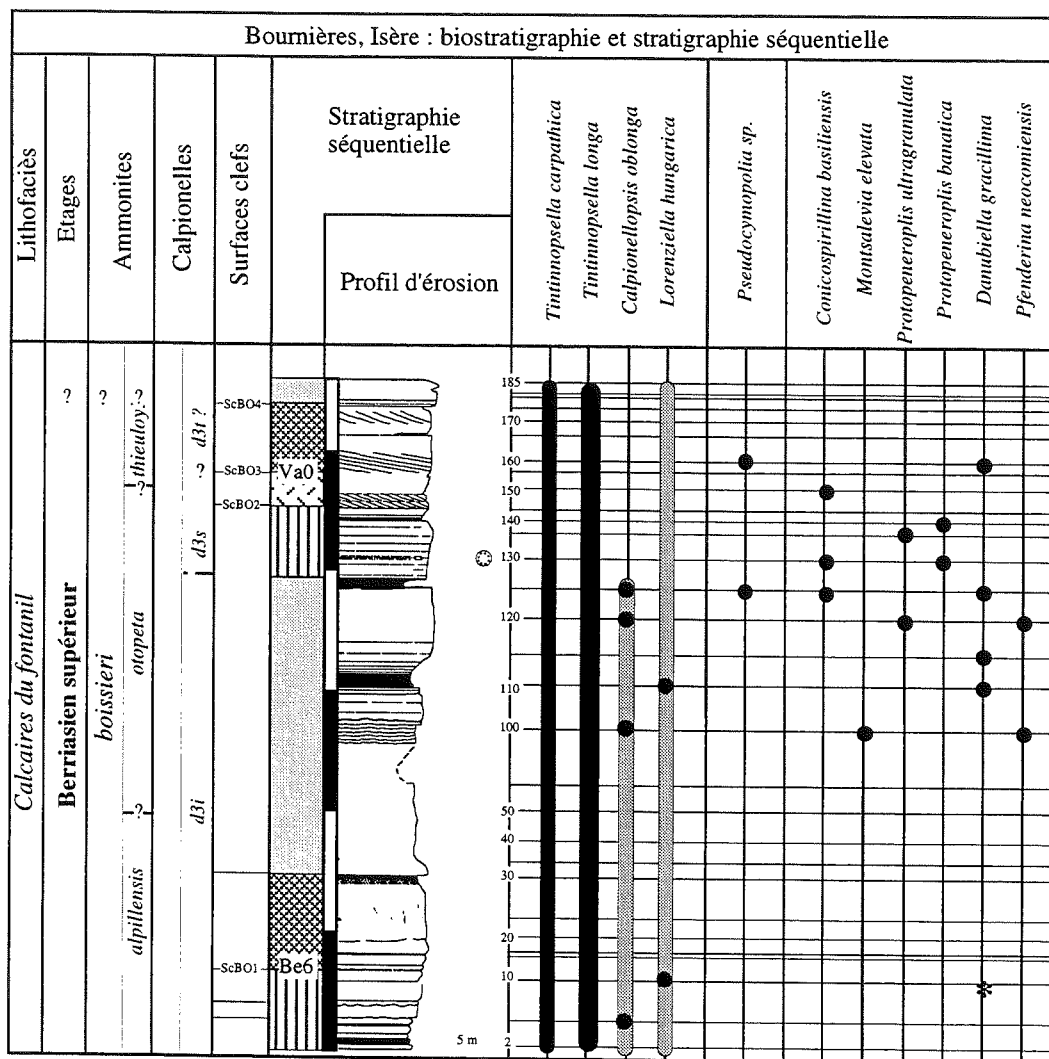


FIG. 73. - Tableau de répartition biostratigraphique de la coupe de Bournières

La seconde unité, nettement plus marneuse, affleure mal et s'achève par des alternances de bancs calcaires décimétriques (où *M. salevensis* a été reconnu, échantillon EC1) et de marnes hémipélagiques à ammonites.

La troisième unité (coordonnées de la base de la coupe X = 840.10 ; Y = 3307.14 et Z = 435 m d'après la carte IGN à 1/25 000 S<sup>t</sup> Jean en Royans) se compose d'une épaisse falaise (100 m) de calcaires bioclastiques assez grossiers, étant au moins en partie des dépôts sableux de tempêtes. Cette partie est surmontée par un niveau qui renferme *O.(O.) ghebbardi*, espèce du Valanginien supérieur, dont la répartition est Zone à Inostranzewi-Zone à Verrucosum.

Dans la mesure où cette coupe n'a fait l'objet que d'une analyse sommaire, seule une figure synthétique résumant l'essentiel des observations est présentée (fig. 72). Elle montre une superposition de dépôts de talus, en dehors de toute sédimentation de plate-forme carbonatée, dans lesquels aucun niveau de remaniement gravitaire en masse n'a été observé.

## 1.2. La vallée de Choranche

La vallée de Choranche constitue une zone de transition entre les dépôts de talus de la vallée de

Vernaison et les dépôts de la partie haute du talus du secteur de Malleval.

### 1.2.1. Coupe de Bournière

La coupe est levée dans une falaise calcaire, orientée nord-sud, qui diminue de puissance en direction du sud (coordonnées du sommet de la coupe X = 839.08 ; Y = 3312.24 et Z = 345 m d'après la carte IGN à 1/25 000 S<sup>t</sup> Jean en Royans).

D'un point de vue morphologique, elle constitue le prolongement vers le sud des calcaires des Ecouges qui affleurent à Malleval. Cette falaise est formée de bancs calcaires bioclastiques décimétriques à métriques assez massifs qui passent progressivement tant vers le haut que vers le sud à des niveaux plus marneux.

Aucune trace d'émersion n'a été observée. Cependant, trois surfaces remarquables y sont visibles (fig. 73).

La première, ScBO1, s'observe à la base de la coupe (entre BO10 et BO15), où elle surmonte des calcaires hémipélagiques à calpionelles, spicules d'éponges et débris d'échinodermes.

La seconde, ScBO2, est une surface érosive, visible dans la partie supérieure de la coupe. Elle correspond à une surface de *downlap* localisée entre BO145 et BO150,

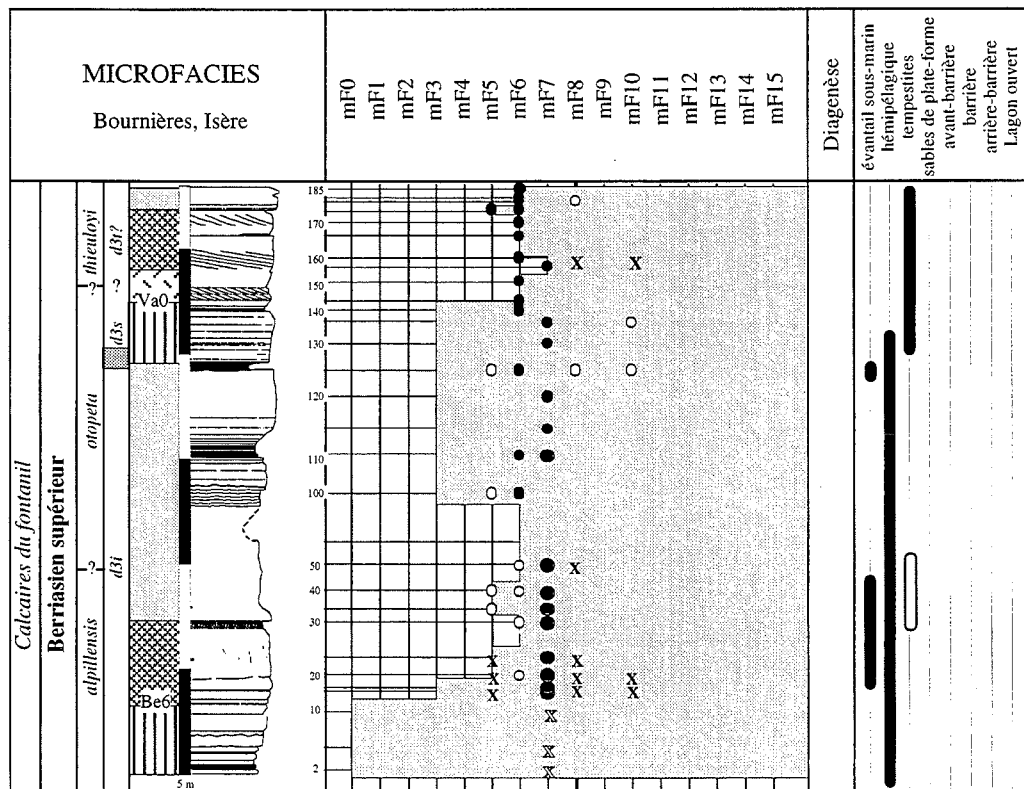


FIG. 74. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de Bournières.

et située à la base de cliniformes orientés vers le SSE, interprétés comme le front d'accrétion d'un lobe deltaïque.

La troisième, ScBO3, (entre BO150 et BO155) est une surface érosive de *downlap*.

La quatrième, ScBO4, au sommet de la coupe, correspond à une surface de troncature qui surmonte les niveaux à litages obliques (entre BO175 et BO180).

La valeur séquentielle de ces surfaces sera envisagée à l'issue des corrélations de cette coupe avec celles du Fontanil.

*Danubiella gracilima* et *Cs. oblonga* (de BO2 jusqu'en BO125) existent dès la base de la coupe. *Cs. oblonga* est en association avec *L. hungarica* en BO10 et en BO110 indiquant ainsi le biohorizon *d3i*. Comme au Fontanil, un niveau riche en terquemelles a été observé au-dessus des derniers niveaux à *Cs. oblonga* (échantillons BO125 et BO135) et au-dessus de ScBO2.

L'intervalle situé au-dessus de ScBO2 se place au plus bas dans le biohorizon *d3s*.

*Montsalevia elevata*, *Pfenderina neocomiensis*, *Conicospirillina basiliensis* ainsi que *P. ultragranulata* et *P. banatica* existent au-dessus de Sc-BO1.

Les sédiments à la base de la coupe (fig. 73, 74 et 75) sont des *wackestones* hémipélagiques à calpionelles et spicules d'éponges et débris d'échinodermes puis au-dessus de ScBO1 ce sont des *packstones-grainstones* à nombreux débris d'origine médio-infralittorale (gros foraminifères benthiques, ooïdes, algues dasycladales et débris de madréporaires). Vers le milieu de la coupe, les

sédiments sont de type *wackestones* à calpionelles dans lesquels les ooïdes disparaissent.

Au dessus de ScBO2, s'observent des *packstones-grainstones* à gros débris (éléments remaniés et lithoclastes d'origine médio-infralittorale) et serpules.

Au dessus de ScBO3, les dépôts se composent de *grainstones* riches en éléments remaniés et lithoclastes d'origine médio-infralittorale (grandes algues dasycladales -*Pseudocymopolia* sp. -, coraux).

Au dessus de ScBO4, les sédiments, essentiellement des *packstones-grainstones* s'enrichissent en débris d'échinodermes, brachiopodes et neutrocholines (mF6).

À la base de la coupe, l'importance du remaniement est faible. Ce n'est qu'au-dessus de ScBO1 que les débris de quartz, les lithoclastes et les éléments remaniés deviennent les éléments constitutifs les plus

Progressivement, l'importance des éléments remaniés et des lithoclastes diminue jusqu'en BO115, puis augmente jusqu'à devenir largement majoritaire au-dessus de ScBO2.

Au sommet, au-dessus de ScBO4, la fréquence des peloides et des bioclastes devient prépondérante.

Deux phases importantes de remaniement, matérialisées par les niveaux sus-jacents à ScBO1 et l'intervalle ScBO2-ScBO4, s'observent dans la coupe.

### 1.2.2. Coupe de Choranche

Une lacune de visibilité ne permet pas de connaître l'épaisseur exacte de série qui sépare le sommet de la coupe de Bournières de la base de la coupe de Choranche.

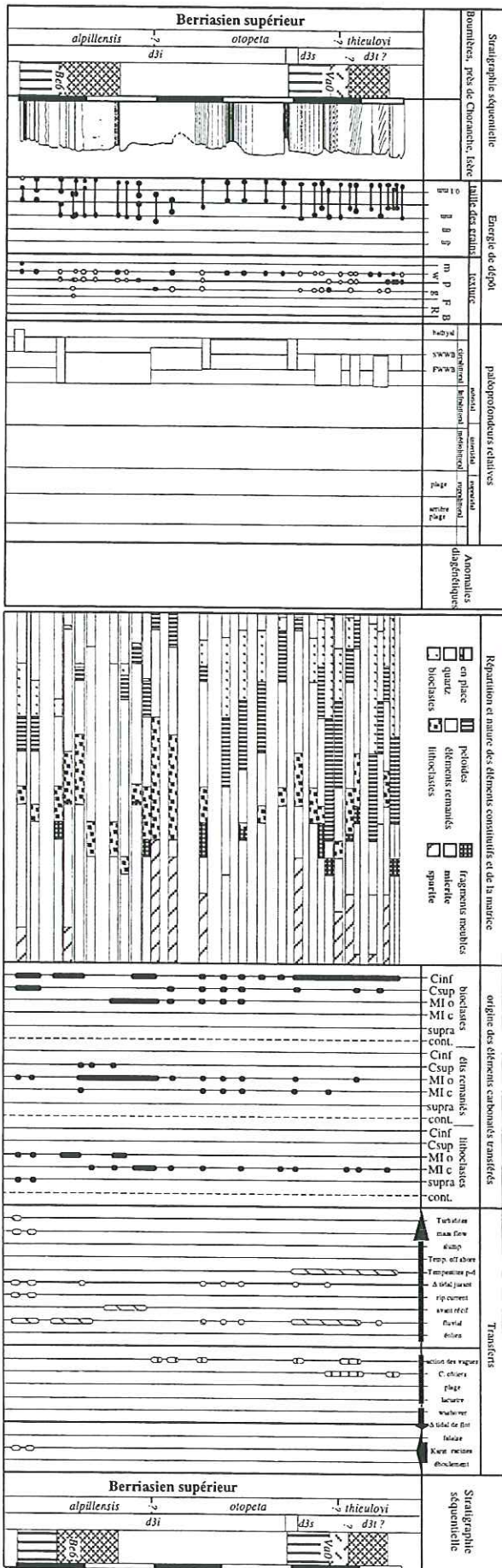


FIG. 75. - Tableau de répartition des transferts de sédiments au sein de la coupe de Bournières, près de Choranche.

Cette dernière est constituée par une barre calcaire massive, épaisse de plus de 60 m, couverte par les marnes hauteriviennes (coordonnées du sommet de la coupe X = 839.72 ; Y = 3312.07 et Z = 330 m d'après la carte IGN à 1/25 000 S' Jean en Royans, le reste de la coupe affleure vers l'est, en bordure de la D292 en direction de Choranche).

Plusieurs niveaux de silicifications dans des *grainstone* à litages obliques (dunes et chenaux) mais aussi en rognons décimétriques blanc, gris ou noirs sont également présents. Les nombreuses figures sédimentaires de tempête, les surfaces d'érosion et la présence de *Montsalevia salevensis* (forme d'assez grande taille) indique que cet ensemble carbonaté massif possède des affinités sédimentologiques et stratigraphiques avec la barre supérieure de Malleval, du Valanginien supérieur.

En raison d'une plus grande qualité d'affleurement seule cette dernière a fait l'objet d'une étude détaillée.

## 2. - LA PLATE-FORME NORD-VOCONTIENNE DU VERCORS

### 2.1. Malleval

Dans le secteur de Malleval, les séries berriasienne et valanginienne affleurent dans une structure anticlinale d'axe NE-SW qui chevauche vers le NW la barre carbonatée plurihectométrique de l'Urgonien.

La série de Malleval (fig. 76) se compose de trois ensembles lithologiques principaux :

Une partie inférieure (coordonnées du sommet de la coupe X = 844.71 ; Y = 3321.62 et Z = 970 m d'après les carte IGN à 1/25 000 Autrans), épaisse de 45 m, affleurant sous le lithofaciès des Calcaires des Ecouges est entaillée par trois talwegs principaux, dont le plus important au nord-est la découpe en une "fenêtre" large de quelques centaines de mètres.

Une partie médiane (coordonnées de la base de la coupe X = 844.71 ; Y = 3321.62 et Z = 970 m, coordonnées du sommet de la coupe X = 844.88 ; Y = 3321.29 et Z = 1055 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Autrans), épaisse de 70 m, est constituée de bancs métriques de calcaires clairs, bioturbés, séparés par des interlits marneux de taille variable.

Une partie supérieure (coordonnées du sommet de la coupe X = 845.25 ; Y = 3321.32 et Z = 1100 m), épaisse de 90 m, formée par d'épais bancs calcaires bicolores bioturbés (ichnofaciès *Skolithos*) à joints onduleux et nombreuses figures de courant (dunes chenaux, HCS, ...) qui affleurent sous le lithofaciès des Calcaires supérieurs du Fontanal.

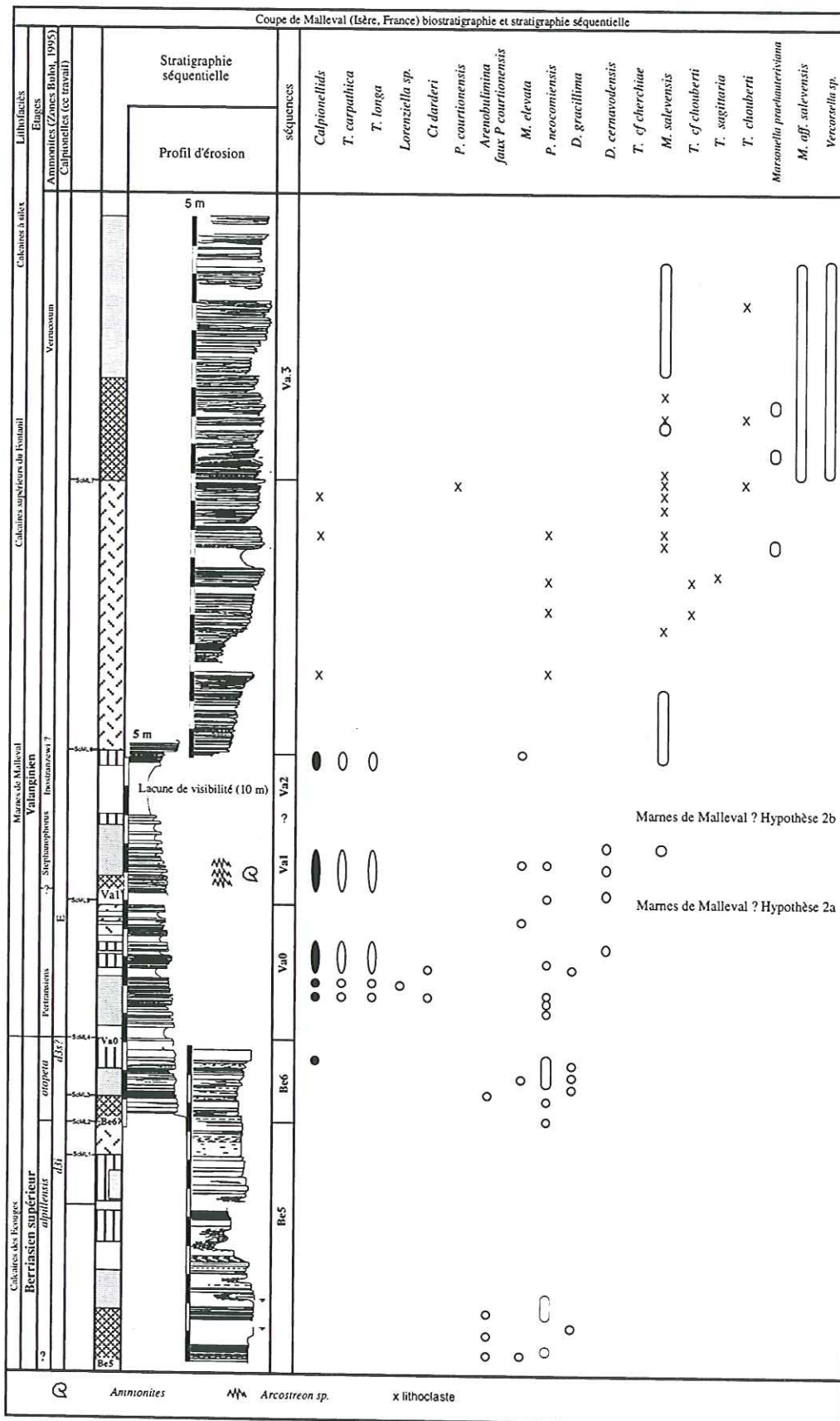


FIG. 76. - Tableau de répartition biostratigraphique de la coupe de Malleval.

Dans la partie inférieure de la coupe, trois surfaces majeures, liées à des émergences ont été reconnues :

La première surface ScML1, scelle un niveau à porosité moldique (en M $\alpha$ 100).

La deuxième surface ScML2 recouvrant un ensemble microkarstifié (M $\alpha$ 102-M $\alpha$ 103-M $\alpha$ 104).

La troisième surface ScML3 couvre des niveaux à microkarstification intergranulaire et des traces de dolomitisation. Elle scelle définitivement les dépôts lagonaires et laisse la place à des dépôts plus ouverts qui forment la partie moyenne de la coupe de Malleval (70 mètres).

Dans la partie médiane de la coupe (entre M $\alpha$ 220 et M $\alpha$ 230), il existe une coupure dans l'enregistrement sédimentaire, cependant en raison de lacunes de visibilité, il n'est pas possible de savoir si une surface clef (ScML4) lui correspond. C'est l'hypothèse qui est retenue.

Dans la partie supérieure de la coupe, au-dessus de M $\gamma$ 10, deux surfaces clefs sont visibles :

La surface d'érosion ScML5 coïncide avec la base de *grainstones* assez grossiers fichés sur des alternances calcaires-marnes hémipélagiques.

La surface d'érosion ScML6 constitue la dernière surface clef clairement reconnaissable dans cette coupe.

Sur le plan biostratigraphique, *D. gracilima* et *P. neocomiensis* sont présents au-dessous et au-dessus de ScML1. *D. gracilima* n'est plus représentée quelques mètres en dessus de ScML3.

*Ct. darderi* a été retrouvée en M $\alpha$ 172 et M $\alpha$ 201 au-dessus de ScML3.

*D. cernavodensis* n'apparaît que plusieurs mètres au-dessus de ScML3 (dès M $\alpha$ 201).

Au sommet de la partie médiane de la coupe, le profil d'érosion est marqué par une dépression décamétrique qui pourrait correspondre aux Marnes de Malleval, célèbre gisement fossilifère [Arnaud *et al.*, 1981], placé au nord-ouest du village (coordonnées X = 843.905 ; Y = 3321.56 et Z = 825 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Autrans), qui a livré en quantité des ammonites des Zones à *Stephanophorus* (biohorizons à *subcampylotoxus*, *campylotoxus*) et à *Inostranzewi* (Bulot, comm. pers., 1994). La place de ce niveau fossilifère dans la coupe de Malleval n'est pas précisément connue. Néanmoins, la cartographie détaillée de ce secteur a permis de reconnaître l'existence de plusieurs niveaux distincts à ammonites, échinides et ostréides. Un premier ensemble fossilifère à *Neocomites neocomiensis*, *Alectryonia* sp. placé dans la partie médiane de la coupe, au-dessus de celle de *Ct. darderi* et au-dessous l'apparition de *M. salevensis* pourrait correspondre au gisement. Cependant, ces niveaux n'affleurent pas aussi bien que les dalles fossilifères placées à l'entrée du village (niveau des Marnes de Malleval) et aucun fossile caractéristique n'a pu y être exhumé. La place exacte de ce niveau fossilifère dans la coupe de Malleval dépend de l'importance que l'on accorde aux niveaux de décollement placés au-dessous des Calcaires supérieur du village ; ceux-ci chevauchent en effet le compartiment fortement redressé qui contient les dalles fossilifères des Marnes de Malleval, elles-mêmes chevauchantes en direction du NNW sur les marnes à miches de l'Hauterivien pentée de 35° vers le sud-est (secteur du Moulin).

Deux hypothèses peuvent être formulées :

1- Soit les niveaux de décollement sont importants et le compartiment des calcaires supérieur est largement chevauchant sur les dalles fossilifères de Malleval, auquel cas la position de ce site fossilifère se place dans des niveaux plus marneux (lacunes de visibilité) du sommet de la coupe de Malleval.

2- Soit les niveaux de décollement sont peu importants, auquel cas la géométrie de la déformation du secteur se rapproche d'un anticlinal simple chevauchant vers le NW.

Dans le cas de la première hypothèse, la position du niveau fossilifère principal des Marnes de Malleval (riche en échinides et en ammonites), situé au nord-ouest du Village reste à découvrir ; en effet, aucun niveau marneux de faciès comparable au gisement des Marnes de Malleval n'affleure dans la partie supérieure de la coupe de Malleval.

Dans le cas de la deuxième hypothèse, qui me semble être la plus plausible dans l'état actuel des connaissances, deux positions sont envisageables pour le niveau des Marnes de Malleval :

- Au dessous de la lacune de visibilité principale (hypothèse 2a), dans la partie médiane de la coupe, au niveau des bancs à ammonites placés au dessous de l'apparition de *M. salevensis*.

- Dans la dépression marneuse marquée par la lacune de visibilité, au sommet de la partie médiane de la coupe (hypothèse 2b).

L'absence des *Arcostrongon* sp. dans le site fossilifère des Marnes de Malleval, à 500 m de là, et qui pourtant abondent dans la partie médiane de la coupe, est en opposition avec l'hypothèse 2a (si l'on considère que ce niveau est d'assez grande extension). Pour toutes ces raisons, l'hypothèse 2a est retenue.

*Montsalevia salevensis* est présente au-dessus de ScML4? ScML5 et ScML6. *T. cf. chouberti*, *T. chouberti* et *T. sagittaria* ont été reconnus au-dessus de ScML5. *Vercorsella* sp. apparaît au-dessus de ScML6.

En fonction de toutes ces données (fig. 76, 77, 78 et 79), il est possible d'interpréter la surface ScML1 comme la limite de séquence de dépôt Be6 et la surface ScML3 comme la limite de séquence de dépôt Va0 (visibles dans la partie inférieure de la coupe).

Quant aux surfaces clefs sus-jacentes, dans les parties médiane et supérieure de la coupe, du fait qu'elles ne correspondent pas à des surfaces d'émergence, il n'est pas possible d'envisager à ce stade de l'exposé des correspondances argumentées avec les limites de séquences reconnues sur la plate-forme.

Néanmoins, ScML4? (coupure sédimentologique de part et d'autre d'une lacune de visibilité) se place dans le même intervalle stratigraphique que la limite de séquence Va1, et ScML5 et ScML6 se placent dans le même intervalle stratigraphique que la limite de séquence Va3.

La séquence Be5 se compose de *grainstones* à oïdes et algues dasycladales qui passent vers le haut à des *grainstones-floatstone-rudstone* à débris coralligènes (madréporaires et éponges) puis à des *wackstone* à débris de rudistes (mF11) et enfin à des *boundstone* à petits rudistes.

La séquence Be6 est essentiellement constituée par des faciès *boundstone* ou *grainstones* à *Bacinella* et *Lithocodium* (mF7 et mF9).

La surface ScML2 est interprétée comme une surface clef mineure d'émergence couverte (en M $\alpha$ 107) par des



*grainstones* à structures *fenestrae* (vraisemblablement de type *keystone-vugs*) associés à des dépôts lumachelliques grossiers à débris de gastéropodes, de rudistes et d'autres

bivalves. Le sommet de la séquence est marqué par la présence de débris de rudistes.

Au sein de la partie médiane de la coupe, la séquence

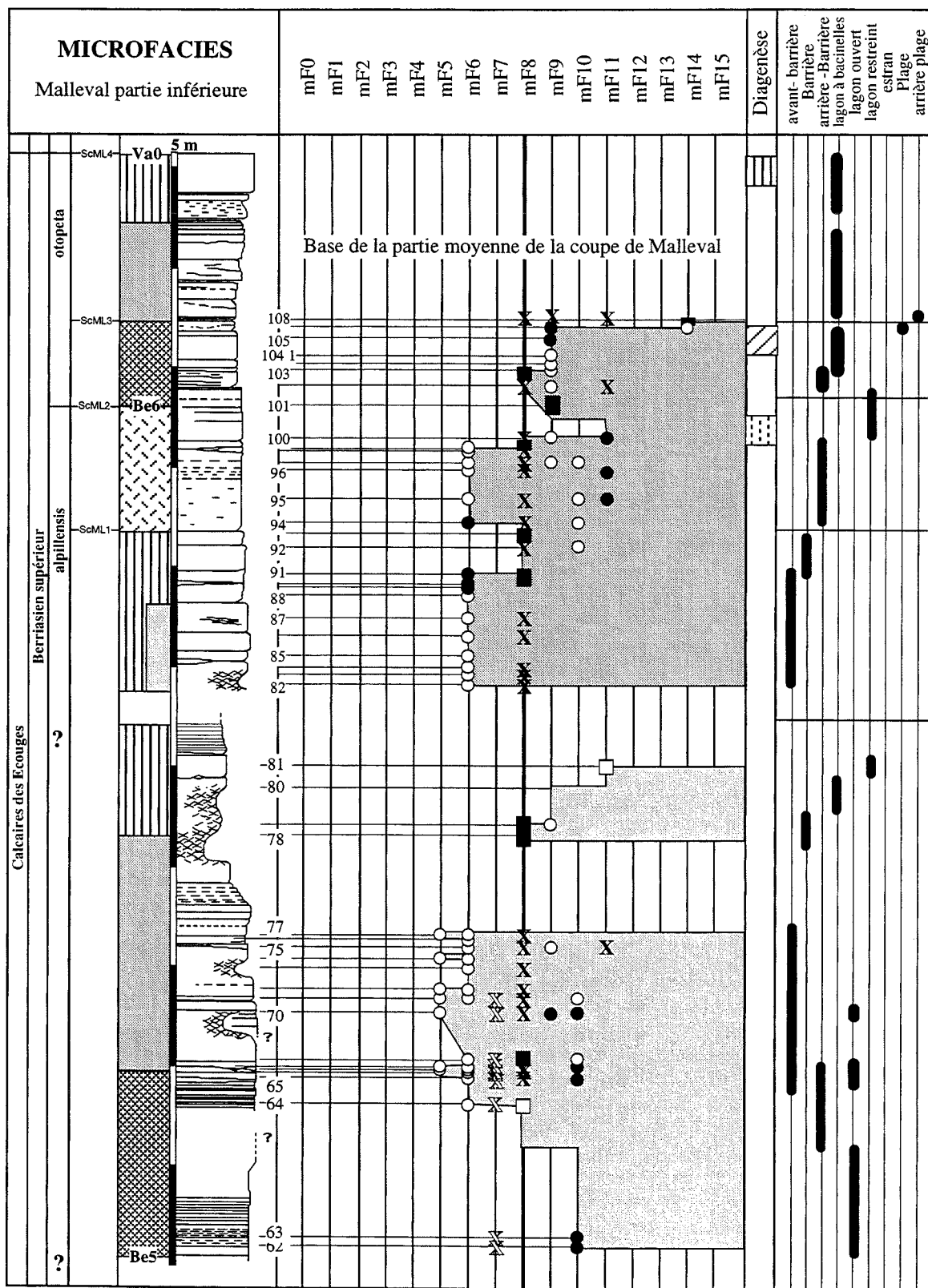


FIG. 77. - Tableau d'évolution des microfaciès et interprétation paléoenvironnementale de la partie inférieure de la coupe de Malleval.

Va0 se marque par des *packstones-grainstones* riches en débris d'échinodermes et localement à bryozoaires et ou à calpionelles.

La séquence Va1, dont la base n'affleure pas, se com-

pose de *packstones* à ostréidés (*Alectryonia* sp.), localement à ammonites (*Neocomites* et grandes formes indéterminables). Les lithoclastes d'origine médio-infralittorale, jusqu'alors largement minoritaires,

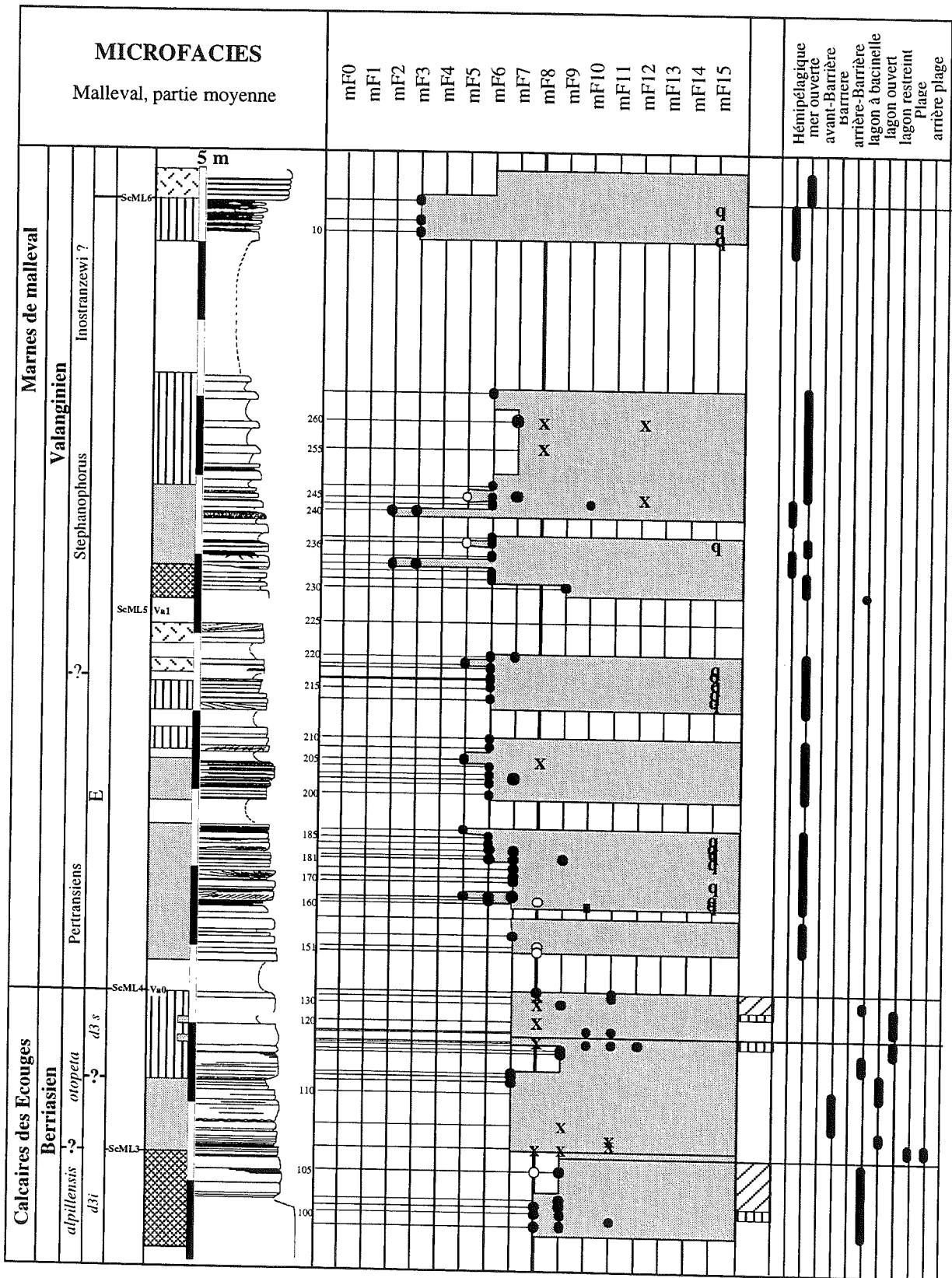


FIG. 78. - Tableau d'évolution des microfaciès et interprétation paléoenvironnementale de la partie moyenne de la coupe de Malleval.

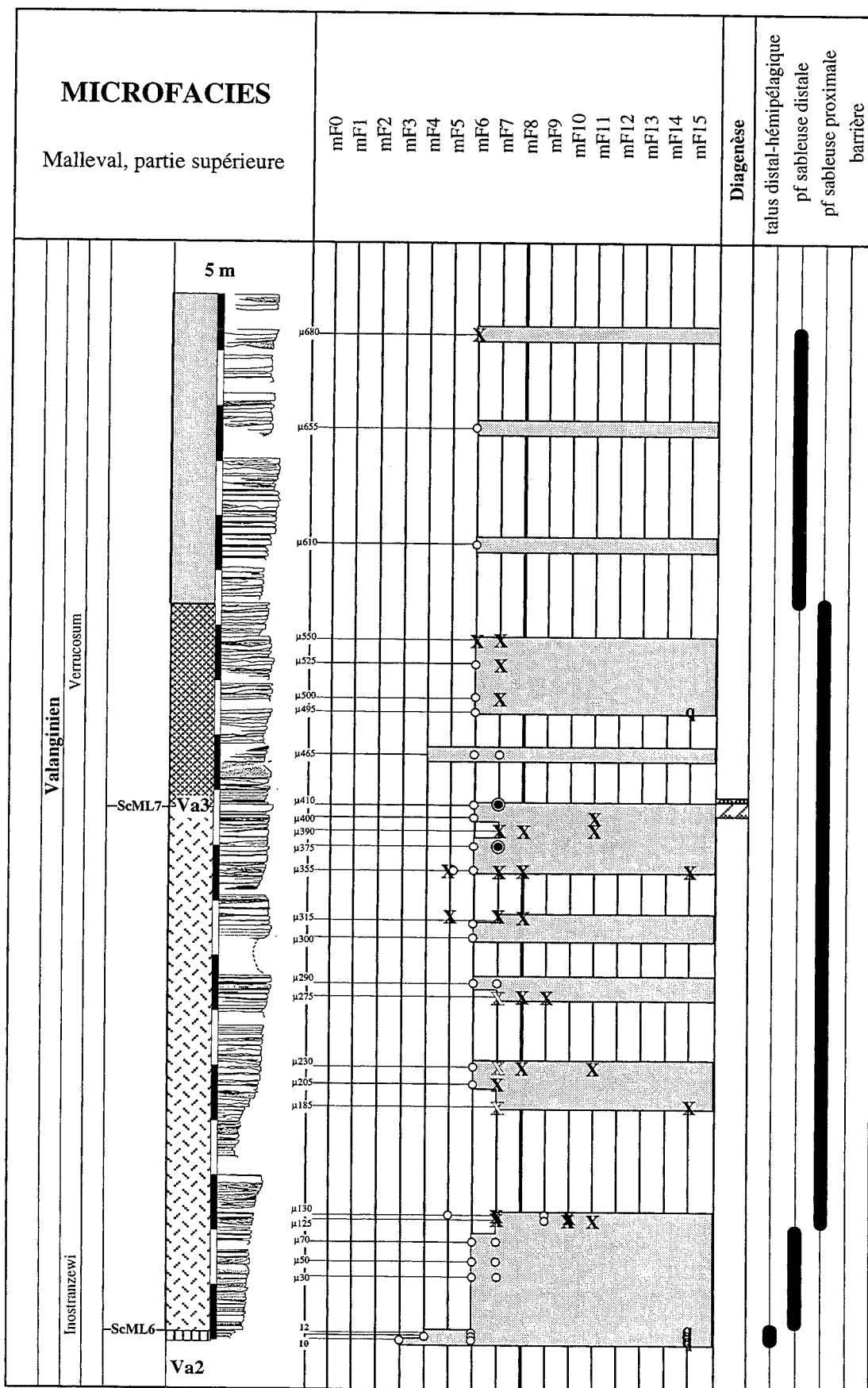


FIG. 79. - Tableau d'évolution des microfaciès et interprétation paléoenvironnementale de la partie supérieure de la coupe de Malleval.

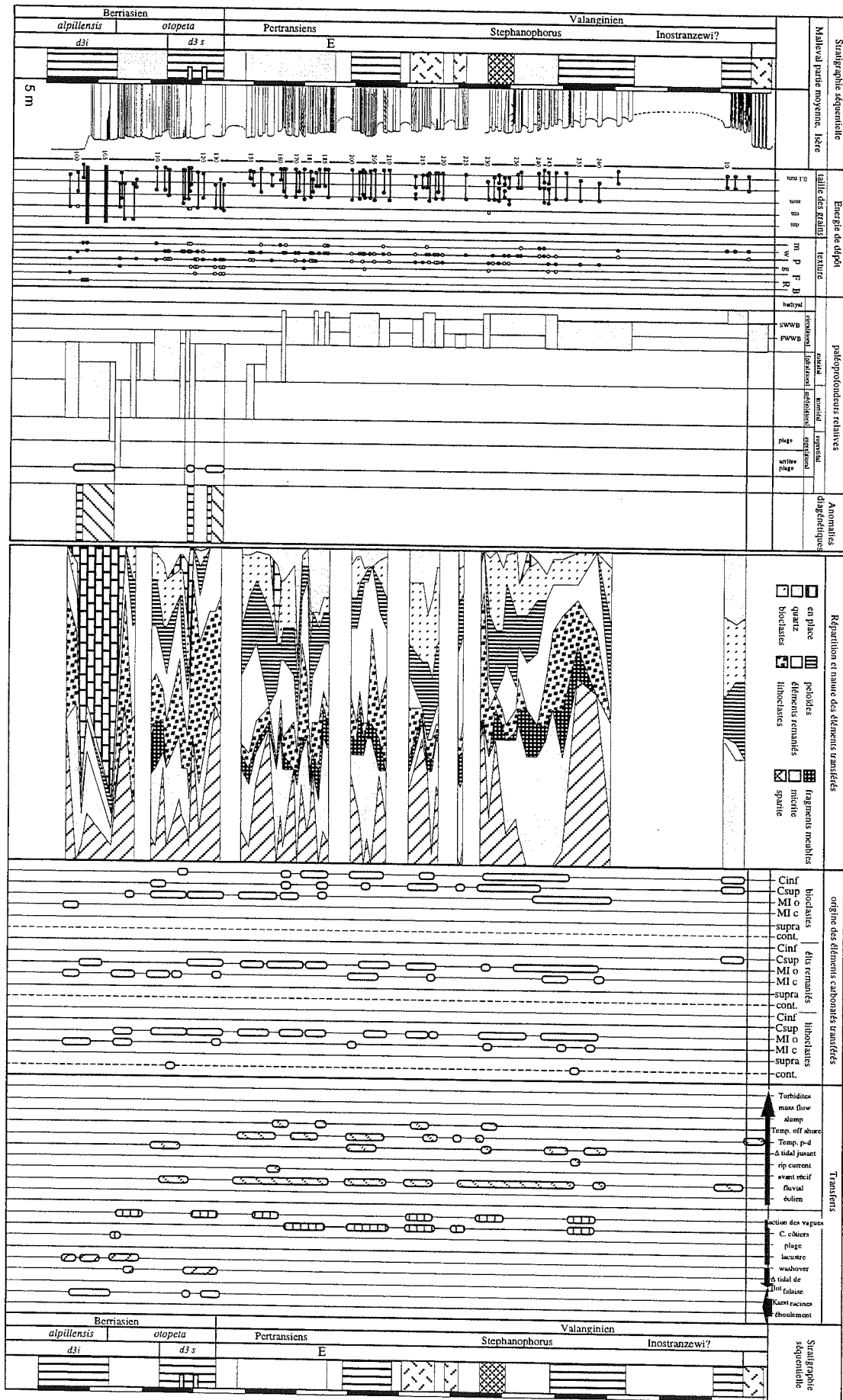


FIG. 80. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la partie moyenne de la coupe de Malleval.

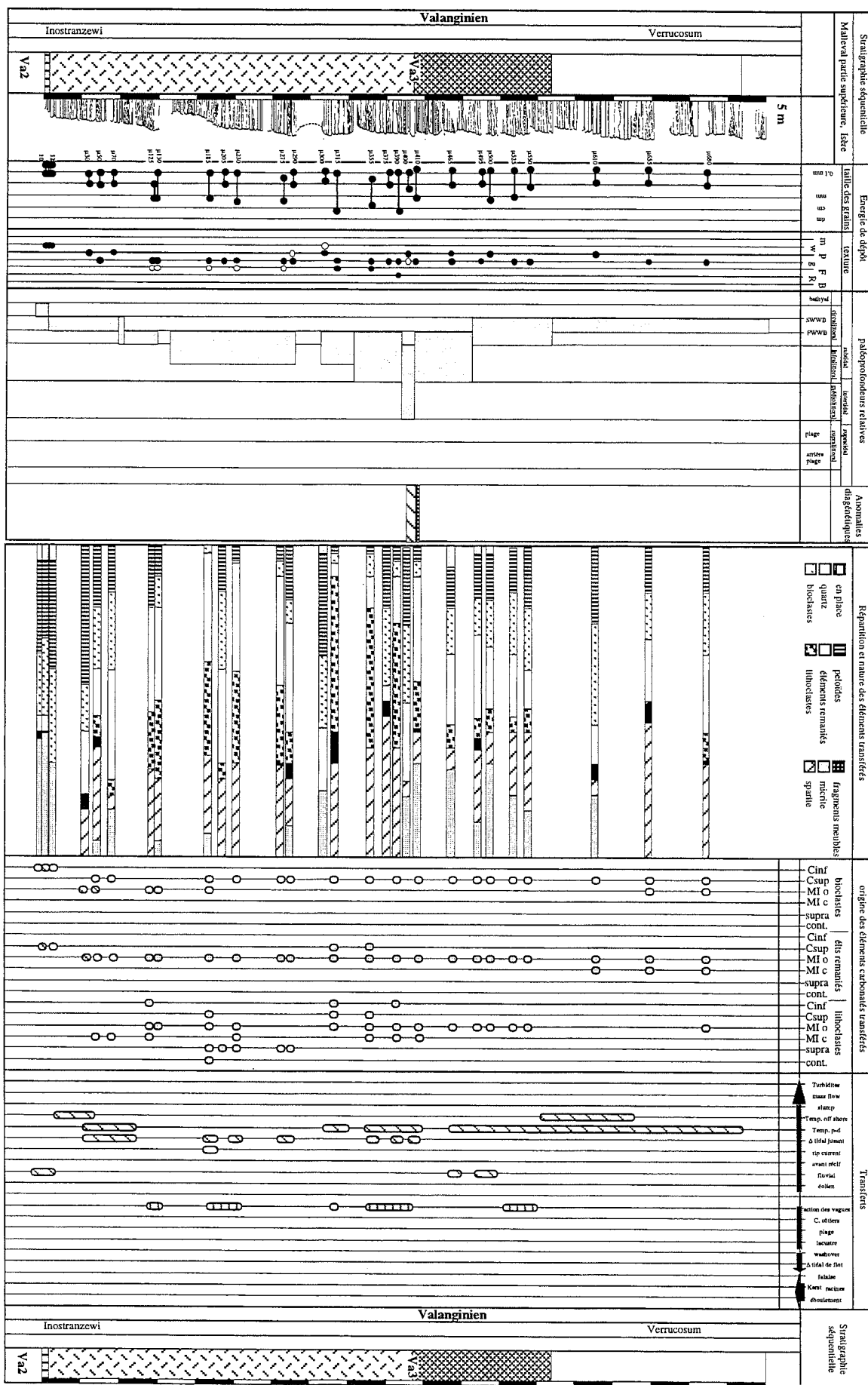


FIG. 81. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la partie supérieure de la coupe de Malleval.

deviennent majoritaires. Au sommet de la partie moyenne de la coupe, au-dessus de la lacune de visibilité décimétrique, la série se compose d'alternances de lits calcaréo-argileux et de marnes de type *wackestones* à calpionelles et spicules d'échinodermes.

La surface ScML5 souligne des dépôts "bioclastiques grossiers" où les foraminifères benthiques sont nombreux et les organismes pélagiques (ammonites et calpionelles) absents (hormis en lithoclastes). L'abondance des figures sédimentaires liées à l'action des vagues de tempêtes (litages obliques, surfaces d'érosion, gouttières, HCS, SCS ...) et des ichnofaciès *Skolithos* montre qu'il s'agit de niveaux déposés dans un contexte de plate-forme sableuse peu profonde dominée par les tempêtes. La partie sus-jacente à la surface ScML6 se caractérise par la modification brutale des conditions de dépôt et l'absence de niveaux où abondent des lithoclastes d'origine médiolittorale, supralittorale à continentale. Le toit de cette série est constitué par des calcaires bioclastiques grossiers à silex agencés en chenaux et en dunes (caractère commun à la séquence Va3 dans le Jura). Ces niveaux sont séparés des calcaires glauconieux à miches de l'Hauterivien par une surface d'érosion. Localement, il est cependant possible d'observer des niveaux témoins à *Alectryonia rectangularis*, préservés de l'érosion (séquence Va4). Ces témoins sont précieux car, par corrélation régionale, ils pourraient marquer le biohorizon à *proncostatum* de la Zone à *Verrucosum* [horizon monospécifique de la grande lumachelle in Bulot, 1995].

Au Berriasien supérieur élevé, des calcaires à madréporaires, éponges et petits rudistes *in situ*, affectés par des traces d'émersion sont visibles en Vercors ; cela implique donc que la plate-forme nord-vocontienne s'y étendait alors à cette époque. Ajoutons que ce sont les niveaux les plus méridionaux de la série berriasienne à être affectés par l'émersion. En raison de la présence de ces surfaces d'émersion et de leur caractérisation dans la partie inférieure de la coupe ces surfaces d'émersion sont respectivement corrélées avec les limites de séquences de dépôt Be5 et Be6.

Le reste de la série (partie médiane et supérieure), se compose de dépôts circalittoraux ouverts, localement très enrichis par des éléments remaniés et des lithoclastes d'origine médio-infralittorale (débris d'oncoïdes, d'ooïdes de *Bacinella*, d'algues dasycladales), voire supralittorale ou continentale (ooïdes à tests dissouts, éléments dolomitisés, lithoclastes de paléosols, ...).

Ces dépôts, dominés par le remaniement n'ont pas d'équivalent stratigraphique dans le Jura (Partie II et Chapitre III, coupe du Colas et de Champagne), en conséquence il faut vraisemblablement les considérer comme des dépôts de prisme de bas niveau. L'interprétation séquentielle générale de la partie médiane et supérieure de la coupe ne peut se faire à ce stade des résultats, parce que nous ne connaissons pas le lien entre les intervalles de remaniement et les surfaces clefs qui les limitent d'une part et les limites de séquences (surfaces clefs d'émersion) reconnues sur la plate-forme d'autre part.

Les compléments nécessaires à l'élaboration du modèle de stratigraphie séquentielle doivent donc être recherchés plus au nord où affleurent en continu le passage entre la zone du talus nord-vocontien et la bordure de la plate-forme.

### 3. - LE TALUS NORD-VOCONTIEN EN CHARTREUSE

Il existe une coupe naturelle exceptionnelle de la bordure de la plate-forme jurassienne dans la partie occidentale du Massif de la Chartreuse (fig. 82). Il s'agit d'une falaise située entre le Guiers mort (au nord) et le Fontanil (au sud) ; elle montre le passage entre les séries de bordure de plate-forme affectées par des émergences dans la région de la grande Sure, et des séries de talus proximal à distal du Fontanil dans lesquelles aucune trace d'émersion n'a été observée. La bonne qualité des affleurements, malgré l'importance des déformations tectoniques autorise un contrôle géométrique direct sur les corrélations biostratigraphiques entre les coupes.

Avant de pénétrer sur la plate-forme nord-vocontienne par sa bordure dans la partie 4 de ce chapitre (II), les résultats de l'analyse (structure, sédimentologie, géométrie et biostratigraphie sur les coupes de talus sont présentés ici.

Le cadre structural est celui de la bordure occidentale du massif de la Chartreuse où les dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont clairement chevauchants en dalles pentées vers l'Est sur les dépôts molassiques marins du Miocène. Ces niveaux sont tronçonnés en bandes NNE-SSW par décrochements dextres orientés N100-110 et senestres N170-180 (Carte géologique au 1/50 000) et sont déplacés par des chevauchements à vergence WNW.

#### 3.1 Le Fontanil

La structuration tectonique alpine est compliquée dans le secteur du Fontanil par des tassements quaternaires importants qui sont à l'origine d'erreurs sur l'interprétation de la succession stratigraphique [Blanc *et al.*, 1992 et 1993]. L'intérêt de la coupe du Chevalon, partie tout à fait inférieure de la série berriasienne a été souligné par Blanc *et al.* [1993] dans l'utilisation de la méthode de restauration des séries stratigraphiques.

L'analyse de détail des affleurements montre que la colonne stratigraphique détaillée des niveaux du Berriasien inférieur, telle qu'elle avait été précédemment proposée. [Arnaud *et al.*, 1981], pêchait par la sous-évaluation du rôle des accidents tectoniques dans la coupe type utilisée. A l'affleurement, la série est doublée [Blanc *et al.*, 1993] par des écaillages et des chevauchements à vergence W (fig. 83 et 84), interprétés comme des niveaux de décollement de tassements quaternaires connectés aux failles sub-méridiennes qui décalent les falaises du Fontanil.

Sur le plan stratigraphique, trois lithofaciès calcaires principaux avaient été distingués [Morand, 1913 ; Arnaud *et al.*, 1981]. Une étude structurale détaillée appuyée sur des analyses biostratigraphiques de quatre coupes (Rivoire, Peuil, Lanfrey et Valetière, fig. 83, 84 et 85) montre que les deux derniers niveaux calcaires appartiennent en fait à un unique ensemble qui passe latéralement aux faciès de bassin [Blanc *et al.*, 1992 et Blanc *et al.*, 1993].

De bas en haut, la série se compose de :

- 15 mètres de calcaires blancs -partie inférieure de la Zone B des Calcaires du Chevalon [Remane, 1963] ou biohorizon *bi* de ce travail- couverts par les brèches du Chevalon,

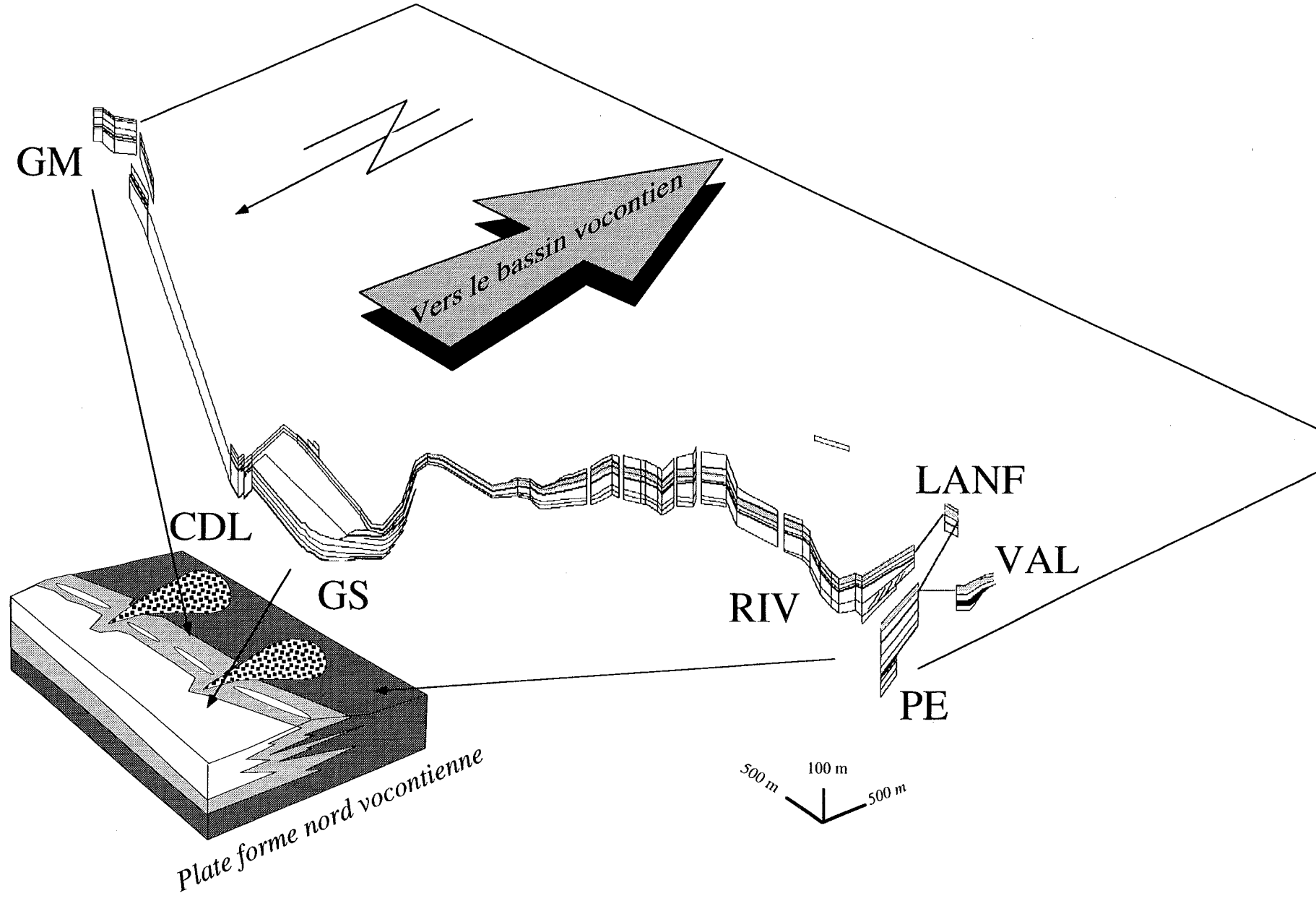


FIG. 82. - Représentation en 3 dimensions du passage entre la bordure de plate-forme delphino-jurassienne (GM = coupe du Guiers mort, CDL = coupe du Cui de lampe et GS = coupe de Grande Sure) et le talus nord-vocontien (secteur du Fontanil avec LANF = coupe de Lanfrey, VAL = coupe de Valetière, RIV = coupe de Rivoire).

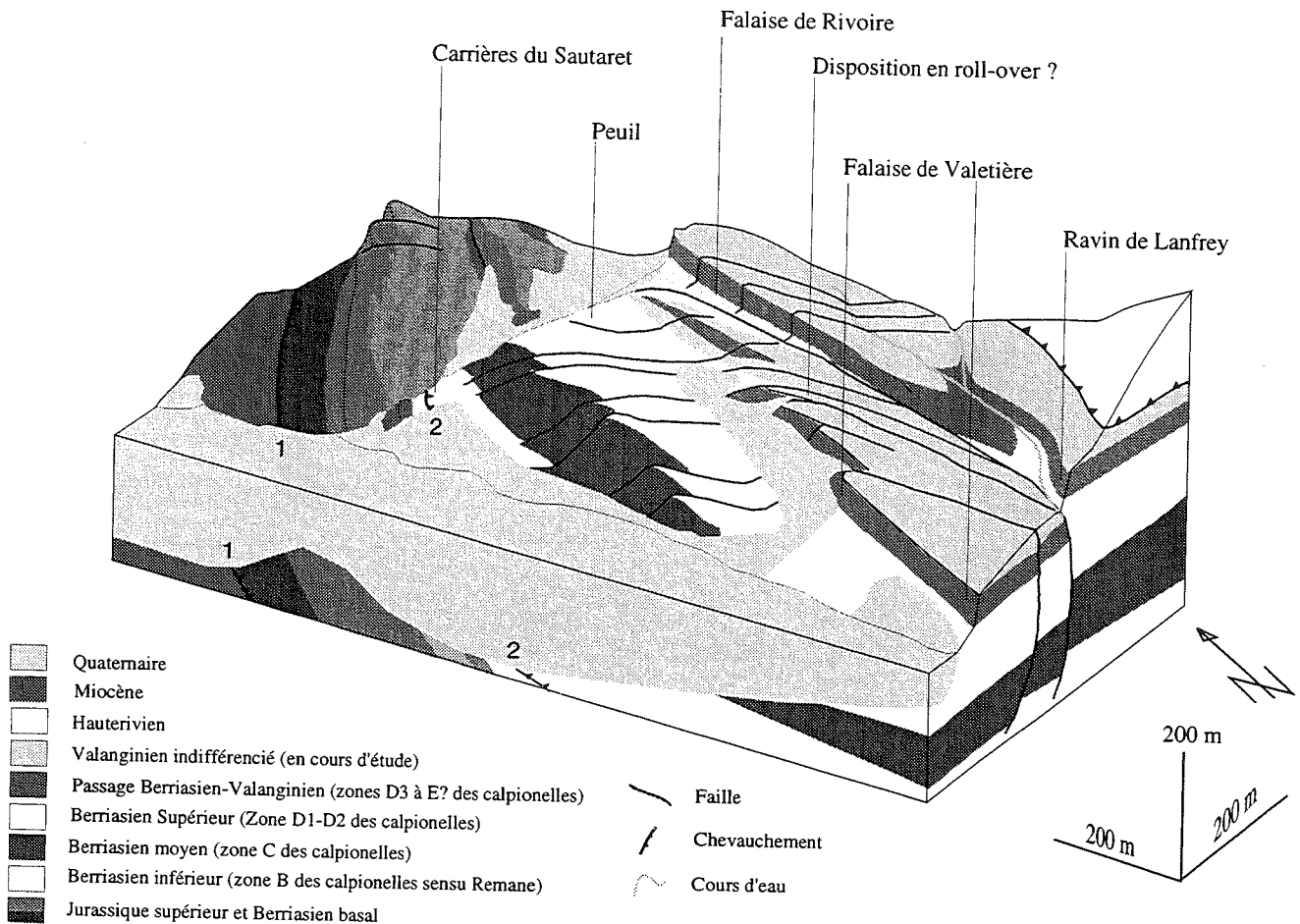


FIG. 83. - Bloc diagramme interprétatif de la structure du Fontanil.

- 60 m de marnes noires et calcaires marneux en faisceaux (partie supérieure de la Zone B *in Remane* [1963] ou biohorizon *bs* de ce travail-),

- 100 m de calcaires massifs bioclastiques parfois grossiers [Zone C calpionelles d'après Le Hégarat, 1971],

- 100 m d'alternances de bancs calcaires hémipélagiques généralement épais entrecoupés par des niveaux marneux (Zones D1 et D2 calpionelles, ce travail).

- 120 m de calcaires massifs au nord (coupe du Peuil, partie septentrionale de la falaise de Rivoire) qui passent latéralement vers le sud à des alternances de bancs calcaires et de marnes (partie méridionale de la coupe de Rivoire, coupes de Lanfrey et de Valetière).

Au-dessus, le Valanginien se compose d'une première partie assez marneuse qui affleure mal dans le secteur du Fontanil. On y rencontre :

- 40 m d'alternance de bancs calcaires métriques isolés par de minces interlits plus marneux (coupe de Chapelière),

- une lacune de visibilité estimée à quelques dizaines de mètres (épaisseur réelle difficile à estimer en raison de la végétation et de l'importance de la fracturation),

- un ensemble de calcaires à silex dont l'épaisseur ne dépasse pas 20 m (pas de coupe continue de cet intervalle).

C'est dans les assises du Berriasien supérieur, dans la coupe du Peuil, que l'étude sédimentologique et

stratigraphique de détail débute. L'analyse du reste de la série s'est portée sur la falaise de Rivoire, prolongée vers le Sud par le ravin de Lanfrey, dans lequel les associations fauniques indiquent un âge identique (Zone D3 des calpionelles) à celui de la Falaise de Valetière (voir plans orientés détaillés).

La corrélation des quatre coupes étudiées individuellement met bien en évidence les changements latéraux très rapides de la stratonomie dans les mêmes niveaux stratigraphiques.

On peut noter ainsi que les niveaux carbonatés de la partie nord de la coupe de Rivoire (Zone D3) passent latéralement, en bordure sud de la coupe, en quelques centaines de mètres, à des alternances de marnes et de calcaires et, dans les coupes voisines de Valetière et de Lanfrey, à des alternances où les interlits marneux sont encore plus marqués.

Compte tenu des conditions d'affleurement difficiles (coupes partielles notamment), l'usage des supports photographiques a été généralisé ainsi que l'utilisation des techniques alpines d'escalade pour l'échantillonnage.

### 3.1.1. Peuil (fig. 86 et 87)

Cette coupe surplombe les sites d'exploitation des calcaires argileux à ciment du Chevalon (coordonnées de la base de la coupe X = 861.00 ; Y = 3335.46 et Z =



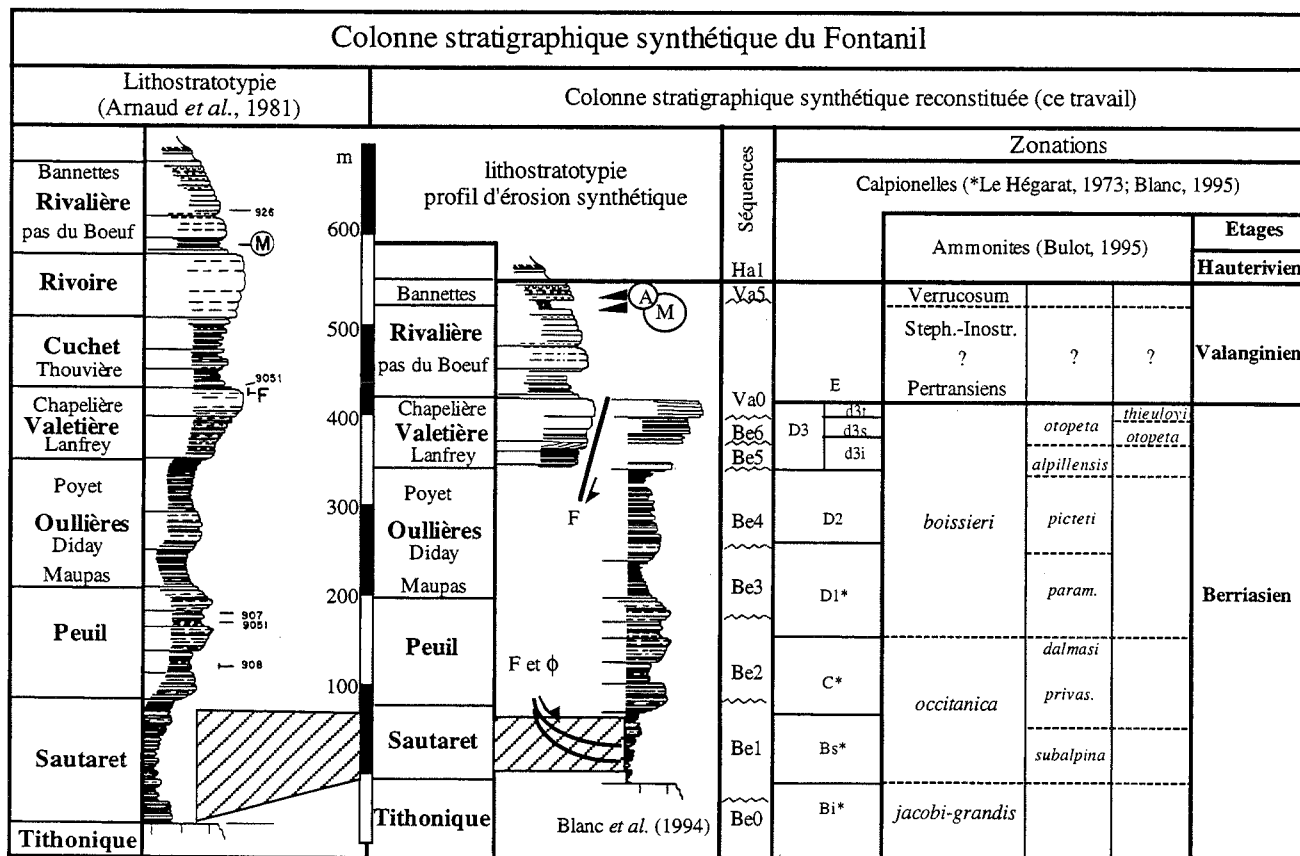


FIG. 84. - Tableau de synthèse des données stratigraphiques et structurales du secteur du Fontanil d'après Blanc *et al.* [1992, 1993] et ce travail. F et f correspondent à la position des failles et des niveaux de désolidarisation du Sautaret interprétés comme les niveaux de décollement qui prolongent la faille normale F (limite entre les blocs affaissés "Valetière-Ouillères-Peuil" et le bloc "Rivoire-Lanfrey"). A et M correspondent à la position respective des Calcaires à silex à Alectryonies et des "Marnes de Malleval."

610 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Grenoble). Seules les données de la partie inférieure de la succession seront présentées, la partie supérieure étant fréquemment entrecoupée de lacunes de visibilité. La série se compose d'alternances de marnes et de calcaires argileux très pauvres en faune qui passent vers le haut à des bancs massifs à joints marneux, riches en petits ostréidés et térébratules. De bas en haut, quatre surfaces intéressantes ont été reconnues :

La surface d'érosion ScPE1 s'observe à la base de la coupe (passage 3C10 à 3C11). Elle tronque des calcaires hémipélagiques à calpionelles, spicules d'éponges et débris d'échinodermes et souligne des niveaux plus marneux à rares gros foraminifères benthiques et bryozoaires remaniés.

La surface ScPE2 s'observe dans la partie médiane de la coupe, à la base d'un ensemble de bancs calcaires massifs situés au-dessus de niveaux marneux (entre 3C28 et 3C29). Elle correspond à un changement dans l'évolution des microfaciès (passage de mF3 à mF2 et mF1) et de la stratonomie (passage de stratoconstance à stratodécroissance des bancs calcaires).

La surface d'érosion ScPE3 tronque des calcaires hémipélagiques à calpionelles, spicules d'éponges et débris d'échinodermes ; elle se place sous les calcaires

massifs du sommet de la coupe. Les dépôts sus-jacents sont des *wackestones-packstones* assez grossiers et plus calcaires à éléments remaniés circalittoraux (microfaciès mF4).

La surface d'érosion ScPE4 surmonte des calcaires massifs et souligne des niveaux plus marneux (microfaciès mF4) dans lesquels la part des remaniements augmente.

Les calpionelles sont caractéristiques de la Zone D1 depuis la base de la coupe jusqu'au niveau 3c14, qui marque la base de la Zone D2 peu au-dessus de ScPE1. Il existe donc ici, comme à Berrias, une surface d'érosion qui correspond approximativement à la limite entre les Zones D1 et D2 des Calpionelles.

Deux ammonites appartenant à l'espèce *Spiticeras gr. ducale* ont été découvertes dans deux intervalles marno-calcaires distincts localisés dans la zone D2 (fig. 86). Ces taxons sont assez fréquents dans la sous-zone à *picteti* dans le bassin vocontien [Bulot, comm. pers., 1994].

L'apparition de *L. hungarica* associée à *Cs. oblonga* (base de la Zone D3) se fait au-dessus de ScPE3, en 3C136, peut-être même dès 3c107 (niveau dans lequel la détermination est incertaine).

Dans l'ensemble, la série hémipélagique du Peul se compose de *mudstones-wackstone* quartzeux à péloïdes et à calpionelles assez monotone. Plusieurs niveaux, dans

lesquels la part des remaniements est importante, sont reconnaissables.

- Les niveaux qui se placent au-dessus de ScPE1

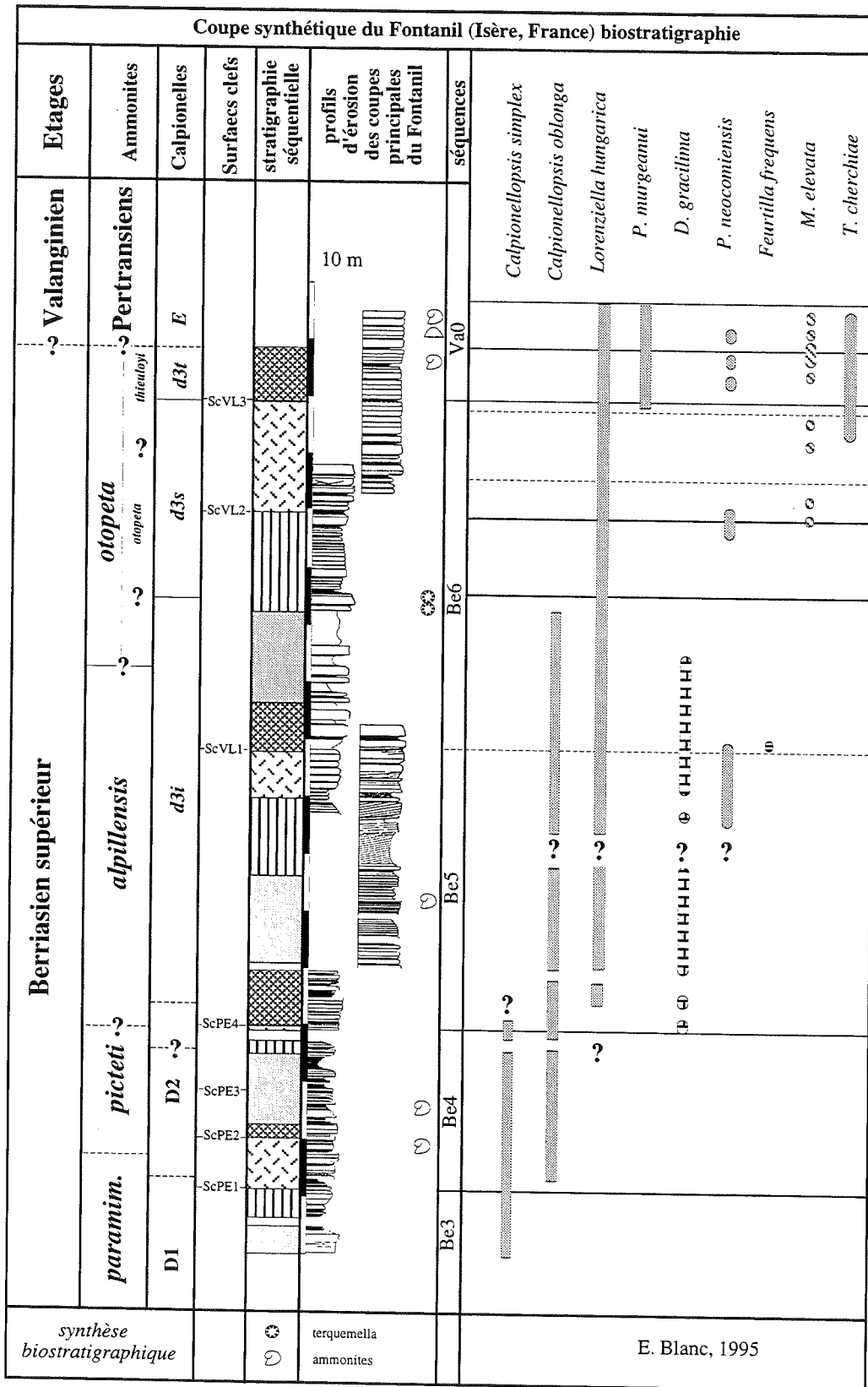


FIG. 85. - Synthèse des données biostratigraphiques principales des coupes du secteur du Fontanil : le Peul, Rivoire et Valetière.

montrent une augmentation dans la taille des grains et une augmentation dans la teneur en grains de quartz.

- Au-dessus des surfaces ScPE3 et ScPE4, la taille des éléments figurés devient plus grande, la série s'enrichit en éléments remaniés et en lithoclastes.

- Au-dessous de ScPE3, les éléments remaniés repré-

sentent une fraction très faible (inférieure à 1%) des sédiments, mais au-dessus, leur fréquence est nettement plus forte (1 à 10%). Localement des lithoclastes (d'origine médio-infralittorale), absents jusqu'alors, constituent jusqu'à 10% des sédiments. Bien que leur fréquence soit variable (de 1 à 20%), les grains de quartz

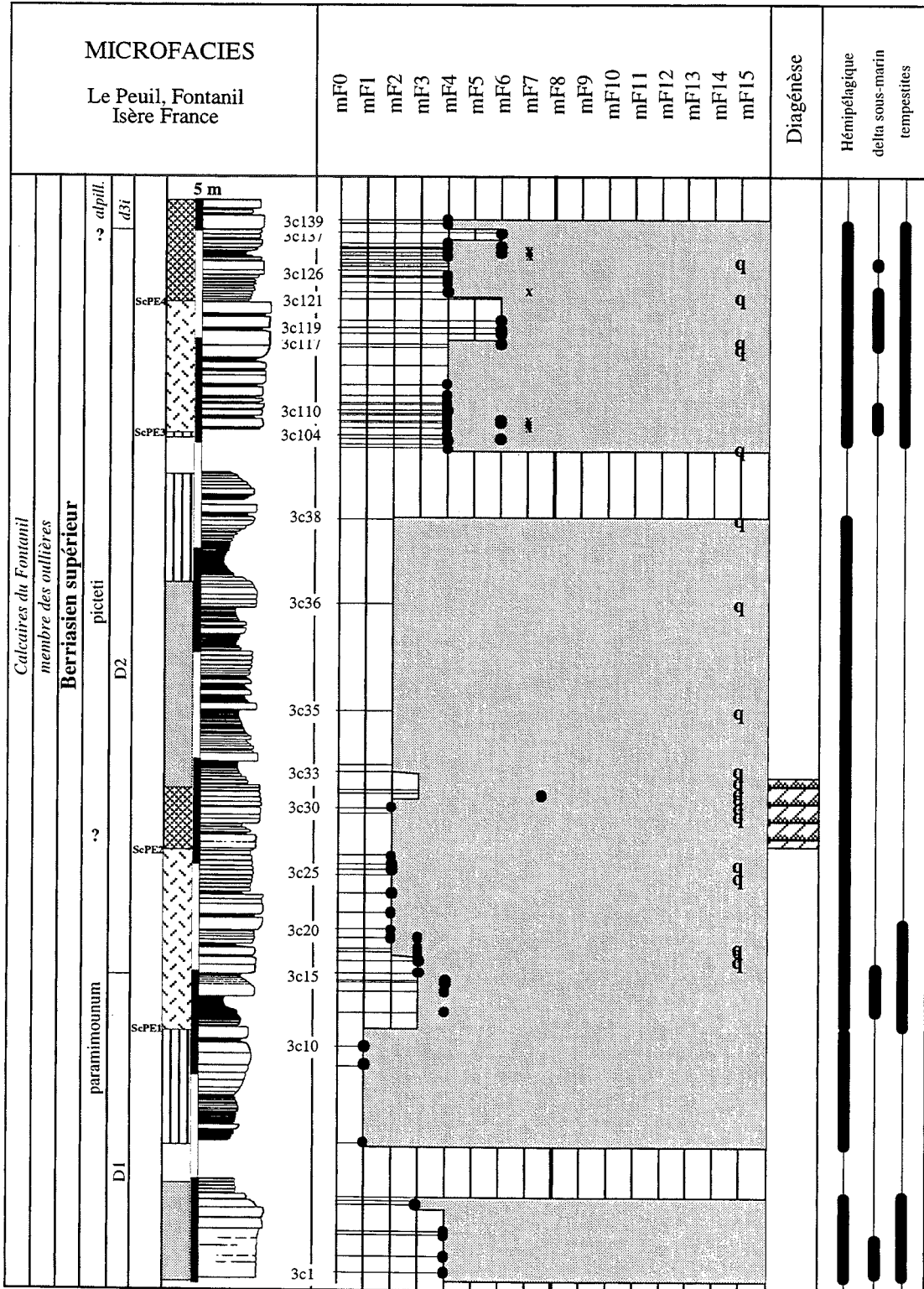


FIG. 86. - Tableau d'évolution des microfacies de la coupe du Peuil.

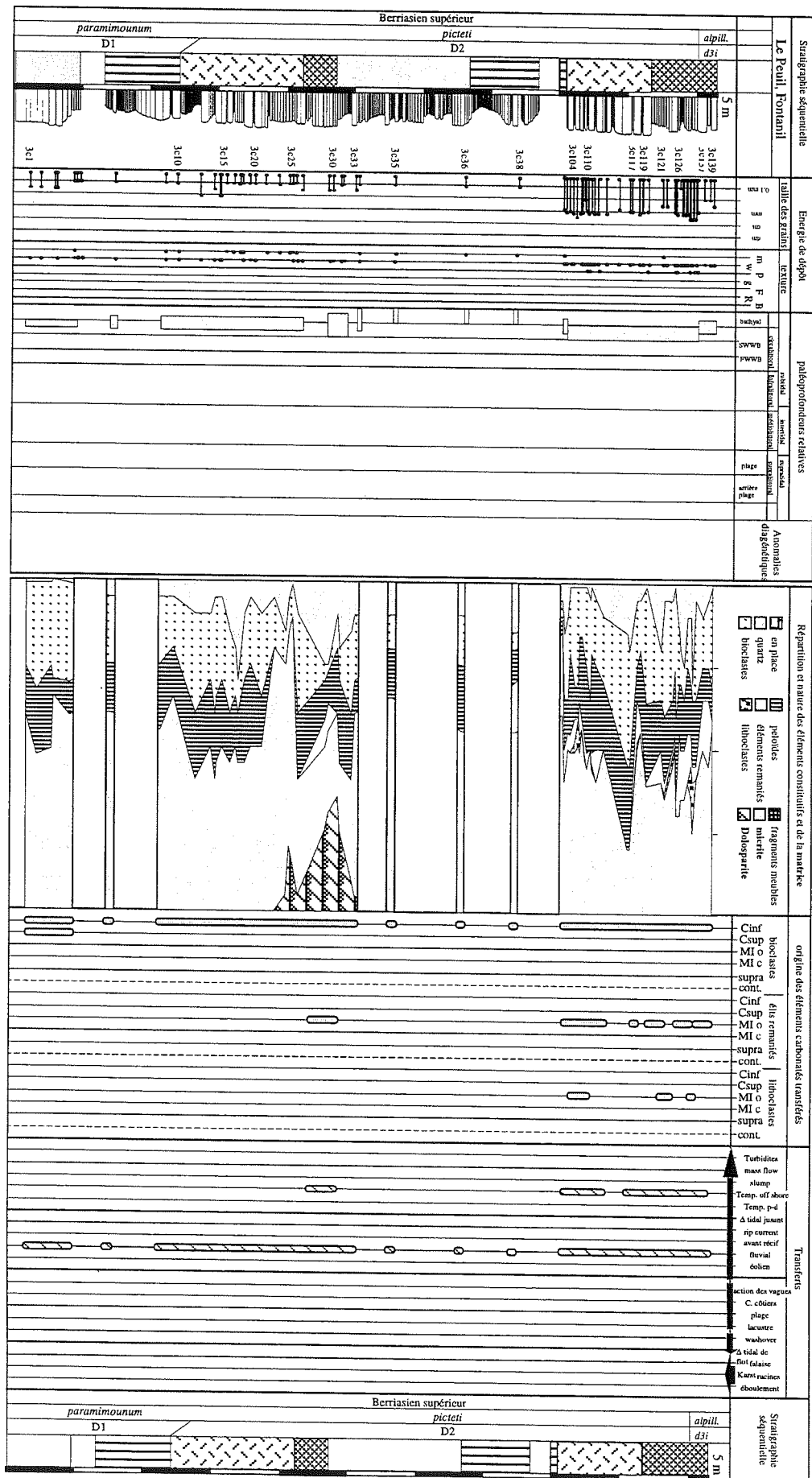


FIG. 87. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la coupe du Peuil.

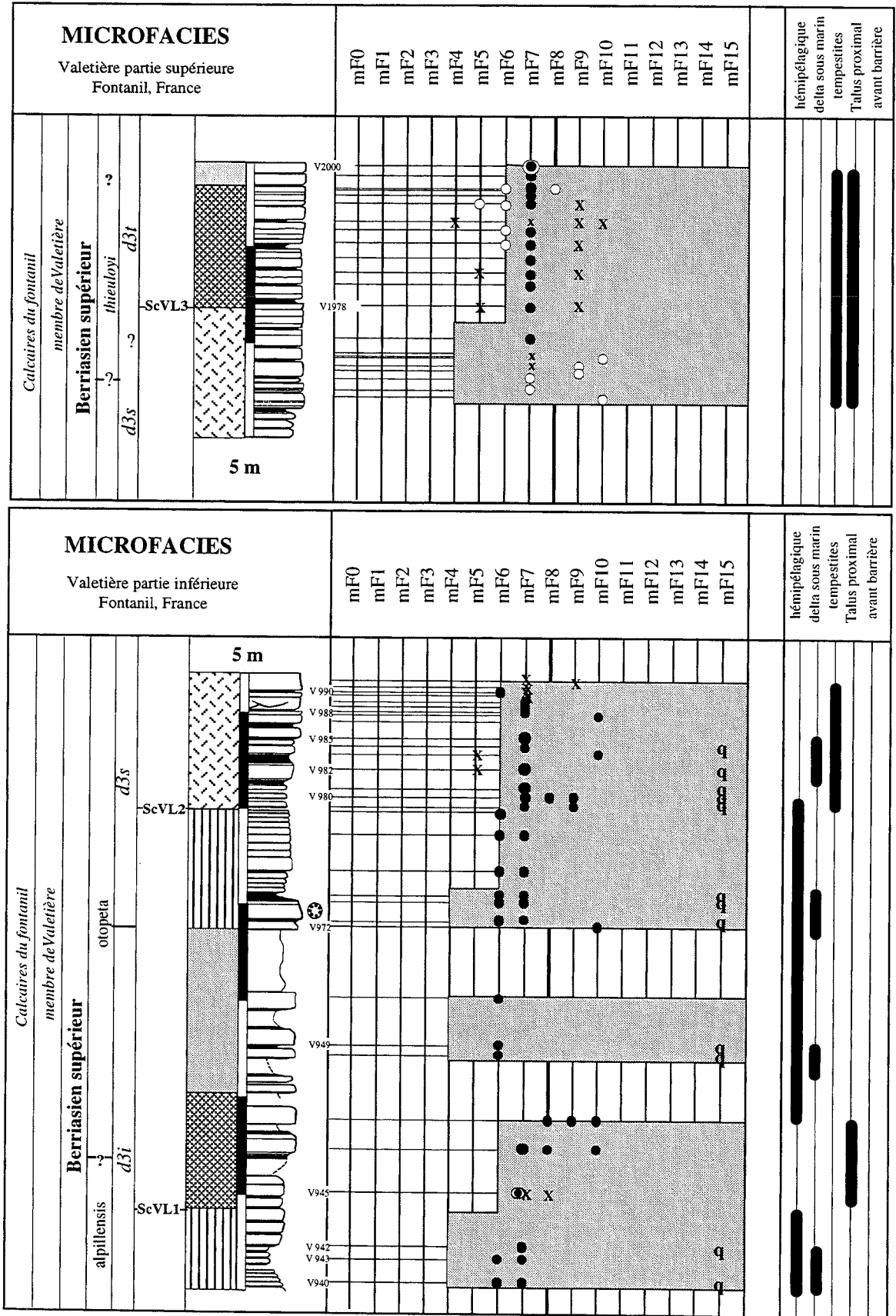


FIG. 88. - Tableau d'évolution des microfacies de la coupe de Valetière.

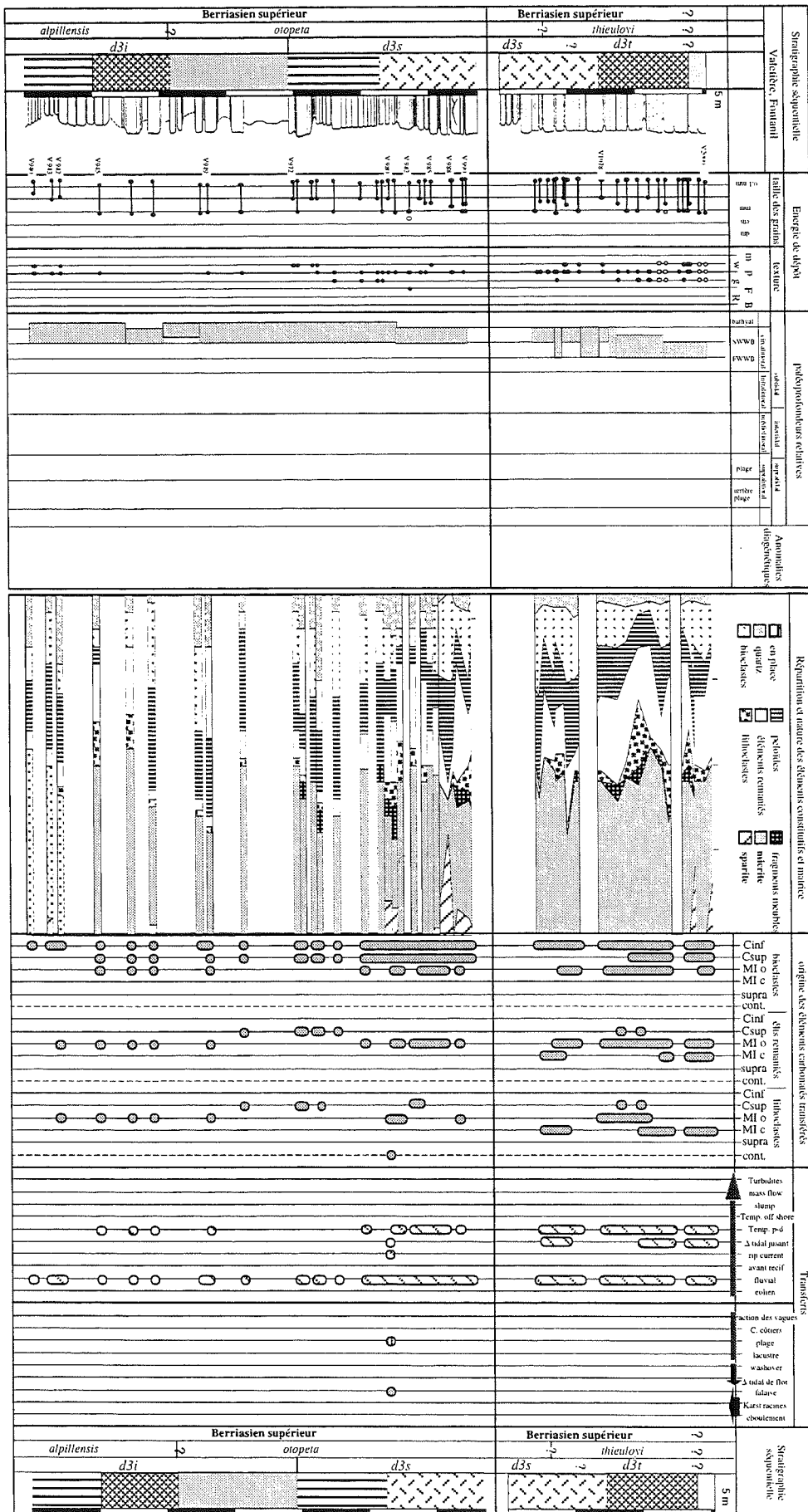


FIG. 89. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la coupe de Valetière.

sont omniprésents sur l'ensemble de la coupe.

### 3.1.2. Valetière (fig. 88 et 89)

La coupe du Peuil se complète vers le haut par la **coupe de Valetière** (fig. 88), prolongement méridional de la partie supérieure du site des Oullières.

Elle affleure sous forme d'une falaise orientée N20, d'un kilomètre de long (coordonnées du sommet de la partie inférieure de la coupe X = 860.94 ; Y = 3334.57 et Z = 435 m, coordonnées du sommet de la partie supérieure de la coupe X = 860.82 ; Y = 3334.19 et Z = 270 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Grenoble).

La base de la coupe affleure mal : un niveau marneux épais (2m) couvre plusieurs bancs calcaires métriques mal individualisés et souligne un ensemble stratocroissant argilo-carbonaté de 10 mètres d'épaisseur. La série passe à des alternances de bancs calcaires métriques stratocroissants et des niveaux marneux décimétriques. D'un point de vue géométrique, la partie sommitale de la falaise de Valetière montre en direction du sud un net amincissement et une augmentation de la puissance et ou de l'importance des interlits marneux. L'angle formé par la surface enveloppe du banc le plus bas avec celle du banc plus haut de la partie supérieure de la coupe est de l'ordre de 2° (ce qui montre par construction dans le cas du prolongement régulier de ces surfaces enveloppes, que cette unité épaisse de 30 mètres au centre de la falaise peut disparaître complètement vers le sud en moins d'un kilomètre).

Trois surfaces d'érosion ont été reconnues. La surface d'érosion ScVL1 s'observe à la base de la coupe (entre V942 et V945). Elle tronque des *wackestones* hémipélagiques à calpionelles, spicules d'éponges et débris d'échinodermes et souligne des *packstones-grainstones* plus grossiers à gros foraminifères benthiques, algues dasycladales et coraux remaniés accompagnés de lithoclastes originaires des niveaux sous-jacents. Elle se place au même niveau que la surface ScBO1 de la coupe de Bournières.

La surface d'érosion ScVL2 est visible dans la partie médiane de la coupe (entre V978 et V979). Elle correspond à l'arrivée massive d'éléments remaniés et à une troncature des niveaux sous-jacents elle se place au même niveau stratigraphique que la surface ScBO2 de la coupe de Bournières.

La surface d'érosion ScVL3 est visible dans la partie supérieure de la coupe (entre V1978 et V1979). Elle correspond à l'arrivée massive d'éléments remaniés et à une troncature des niveaux sous-jacents. Elle se place au même niveau stratigraphique que la surface ScBO3 de la coupe de Bournières.

L'ensemble de la coupe est marqué par la présence de *Pfenderina neocomiensis*. La partie inférieure de la coupe de Valetière est marquée par la présence de *Cs. oblonga* en association avec *L. hungarica* (jusqu'en V950), association caractéristique du biohorizon *d3i*.

Au-dessus de ScVL1, la partie supérieure, beaucoup plus calcaire, forme un ressaut dans lequel s'observent *Montsalevia elevata* et *P. murgeanui* (forme index du biohorizon *d3t*).

La coupe est entièrement constituée de faciès *packstones* quartzeux où se cotoient bioclastes circalittoraux et médio-infralittoraux et peloides. Au-

dessus de la surface ScVL1 d'une part et au-dessus de ScVL2 d'autre part, les lithoclastes et les éléments remaniés, essentiellement d'origine médio-infralittorale (*Bacinella* et algues dasycladales avec débris de madréporaires dans la partie basse) deviennent prédominants. Au-dessus de ScVL2, ils deviennent de plus en plus fréquents. Les peloides et les bioclastes, omniprésents, représentent moins de 25% des éléments constitutifs des sédiments.

Les débris de quartz forment entre 5% et 20 % des sédiments de l'ensemble de la coupe.

La série, bien qu'en position distale sur le talus nord-vocontien, montre une large influence néritique attestée par les nombreux éléments remaniés d'origine médio-infralittorale qui constituent une grande partie des sédiments de la partie inférieure (au-dessus de ScVL1) et sommitale de la coupe (au-dessus de ScVL2 et ScVL3).

### 3.1.3. Lanfrey (fig. 90 et 91)

L'échantillonnage a été effectué en rappel (échantillonnage I. Moine et E. Blanc, coordonnées du sommet de la coupe X = 861.56 ; Y = 3334.57 et Z = 435 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Grenoble). Cette succession est la plus externe des coupes du Fontanil. Elle montre à sa base une succession de barres métriques massives de calcaires beiges, plus ou moins marneux bioclastiques, assez bioturbés, séparés par des niveaux décimétriques de marnes. Le matériel étudié a livré des ostracodes, des débris d'échinodermes, des brachiopodes, quelques foraminifères benthiques et d'assez nombreuses calpionelles (15 à 25 sections par lame mince). La présence limitée, mais quasiment constante, de calpionelles atteste de l'influence pélagique de l'enregistrement sédimentaire.

Comme à Valetière, un niveau marneux épais souligne un ensemble stratocroissant argilo-carbonaté de 10 mètres d'épaisseur, puis la série passe à des alternances de bancs calcaires métriques stratocroissants et de niveaux marneux décimétriques. La partie supérieure de la coupe est plus massive et constituée de bancs métriques bien séparés par de minces interlits marneux.

La succession biostratigraphique de Lanfrey est en tout point comparable à celle de Valetière. A la base de la falaise, les échantillons analysés ont livré des calpionelles dont l'association (*T. carpathica*, *T. longa*, *Cs. oblonga*, *L. hungarica*, *R. cadischiana*) est typique du biohorizon *d3i*.

Au-dessus, dans l'épais niveau marneux, on note d'une part la disparition de *Calpionellopsis oblonga* qui jusque-là pouvait représenter jusqu'à 25 % de la population des calpionelles, et d'autre part la diminution régulière de leur nombre vers le haut.

Au sommet, la série est marquée par un enrichissement global en foraminifères benthiques et surtout par la présence de *Pfenderina neocomiensis*.

La surface ScLA1 se place dans le même contexte que la surface ScVL1 de Valetière. Elle limite des calcaires hémipélagiques sous-jacents à calpionelles et spicules d'éponges (microfaciès mF0 à mF3) avec de bancs calcaires sus-jacents plus grossiers riches en éléments remaniés (gros foraminifères benthiques et d'algues dasycladales) et en lithoclastes grossiers.

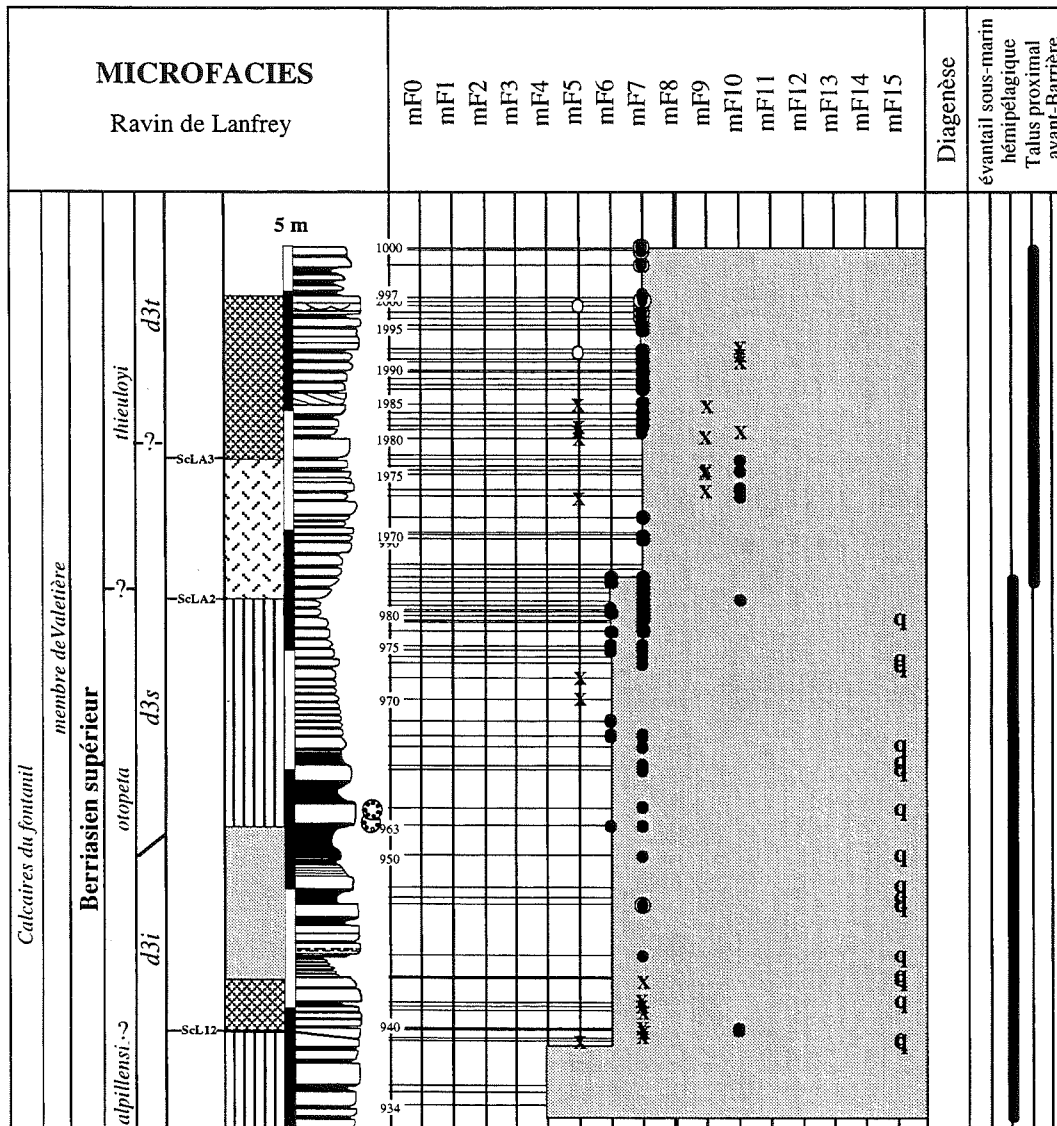


FIG. 90. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de Lanfrey.

Elle se place également dans la même position stratigraphique que la surface ScBO1 de la coupe de Bournières.

La surface clef ScLA2 est visible dans la partie médiane de la coupe (entre F983 et F984). Elle correspond à l'arrivée massive d'éléments remaniés et à une troncature des niveaux sous-jacents.

Elle se localise au même niveau stratigraphique que les surfaces ScBO2 de la coupe de Bournières et ScVL2 de Valetière.

La surface ScLa3 est visible dans la partie supérieure de la coupe (entre F1978 et F1979). Elle correspond à l'arrivée la plus importante d'éléments remaniés et à une troncature des niveaux sous-jacents. Elle se localise au même niveau stratigraphique que les surfaces ScBO1 de la coupe de Bournières et ScVL1 de Valetière.

La coupe est entièrement constituée de faciès *packstones* quartzeux plus rarement *wackestones* ou *grainstones* où se cotoient des bioclastes circalittoraux et médio-infralittoraux et des peloïdes. Les peloïdes et les bioclastes sont omniprésents dans les sédiments de cette coupe comme dans celle de Valetière ; ils représentent moins de 25% des éléments constitutifs des sédiments ; les débris de quartz compris entre 5% et 20 % dans l'ensemble de la coupe ; la proportion des peloïdes, des bioclastes et des débris de quartz diminue vers le haut, alors que les lithoclastes et les éléments remaniés sont représentés ponctuellement dans la partie inférieure de la coupe, et plus régulièrement dans la partie supérieure. La partie sommitale de cet affleurement (à partir du niveau V1978) a livré des calcaires argileux beiges agencés par place en lits concaves entrecroisés, assez riches en litho-



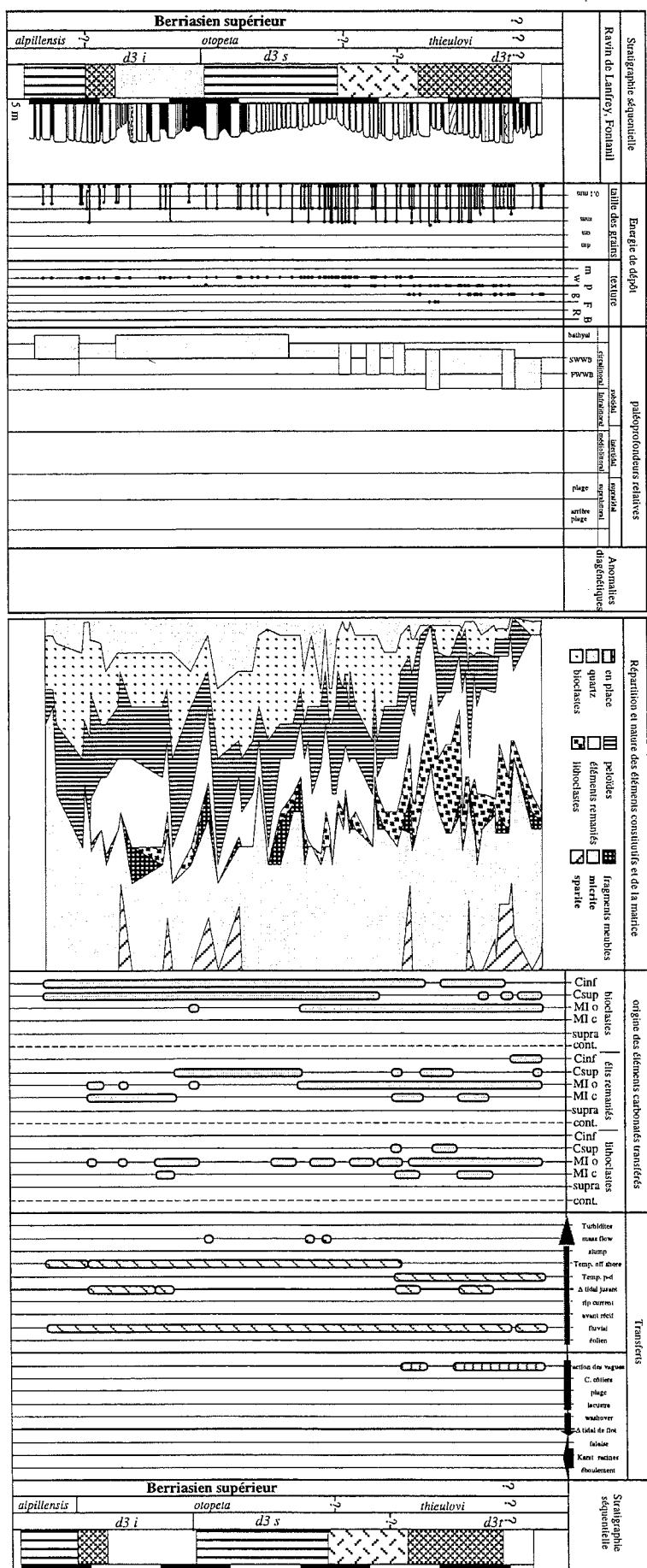


FIG. 91. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la coupe de Lanfrey.

clastes, avec quelques ooïdes à cortex radial, des débris de bryozoaires et des brachiopodes (térébratules).

3.1.4. Rivoire (fig. 92 et 93)

Cette coupe a été levée dans une falaise orientée nord-sud, d'une puissance approximative de 120 mètres (coordonnées de la base de la coupe X = 861.32 ; Y = 3335.95 et Z = 740 m, coordonnées de la base de la partie supérieure de la coupe X = 861.35 ; Y = 3335.45 et Z = 635 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Grenoble); elle se compose de quatre parties :

- une première partie où s'observent des alternances de bancs calcaréo-gréseux et d'interlits marneux,
- une deuxième où se remarquent des lits stratocroissants obliques orientés vers l'WNW,
- une troisième constituée de bancs calcaires nettement séparés les uns des autres par des interlits marneux pluridécimétriques,
- une quatrième, massive où se développent des bancs calcaires métriques séparés par des interlits marneux (passages progressifs entre les différents lits) devenant plus abondants et bien marqué au sud de la falaise, en direction du ravin de Lanfrey.

Quatre surfaces remarquables ont été reconnues dans cette coupe :

La surface clef ScRV1 est une surface de *downlap* de cliniformes décamétriques (au-dessus de RC26).

La surface d'érosion ScRV2 est visible dans la partie médiane de la coupe (entre RC205 et RC210). Elle correspond à l'arrivée massive (et qui ne fait que croître vers le haut) d'éléments remaniés d'origine médio-infralittorale et à une troncature des niveaux sous-jacents.

La surface ScRV3 est visible dans la partie supérieure de la coupe (entre RC460 et RC462). Elle correspond à l'arrivée massive d'éléments remaniés d'origine médio-infralittorale et à une troncature des niveaux sous-jacents.

La surface ScRV4 correspond à une surface d'érosion et à l'arrivée massive de débris grossiers en provenance de la bordure de plate-forme.

Les première, deuxième et troisième parties de la coupe montrent toujours des associations de calpionelles typiques du biohorizon *d3i*. La base de la coupe renferme même un exemplaire de *Malbosiceras* sp. [forme du Berriasien supérieur non terminal, Thieuloy et Bulot, comm. pers. 1992] récolté dans le niveau RC 24.

Le niveau marneux majeur de cette falaise (RC226) marque la disparition de *Cs. oblonga*, donc le passage au biohorizon *d3s*.

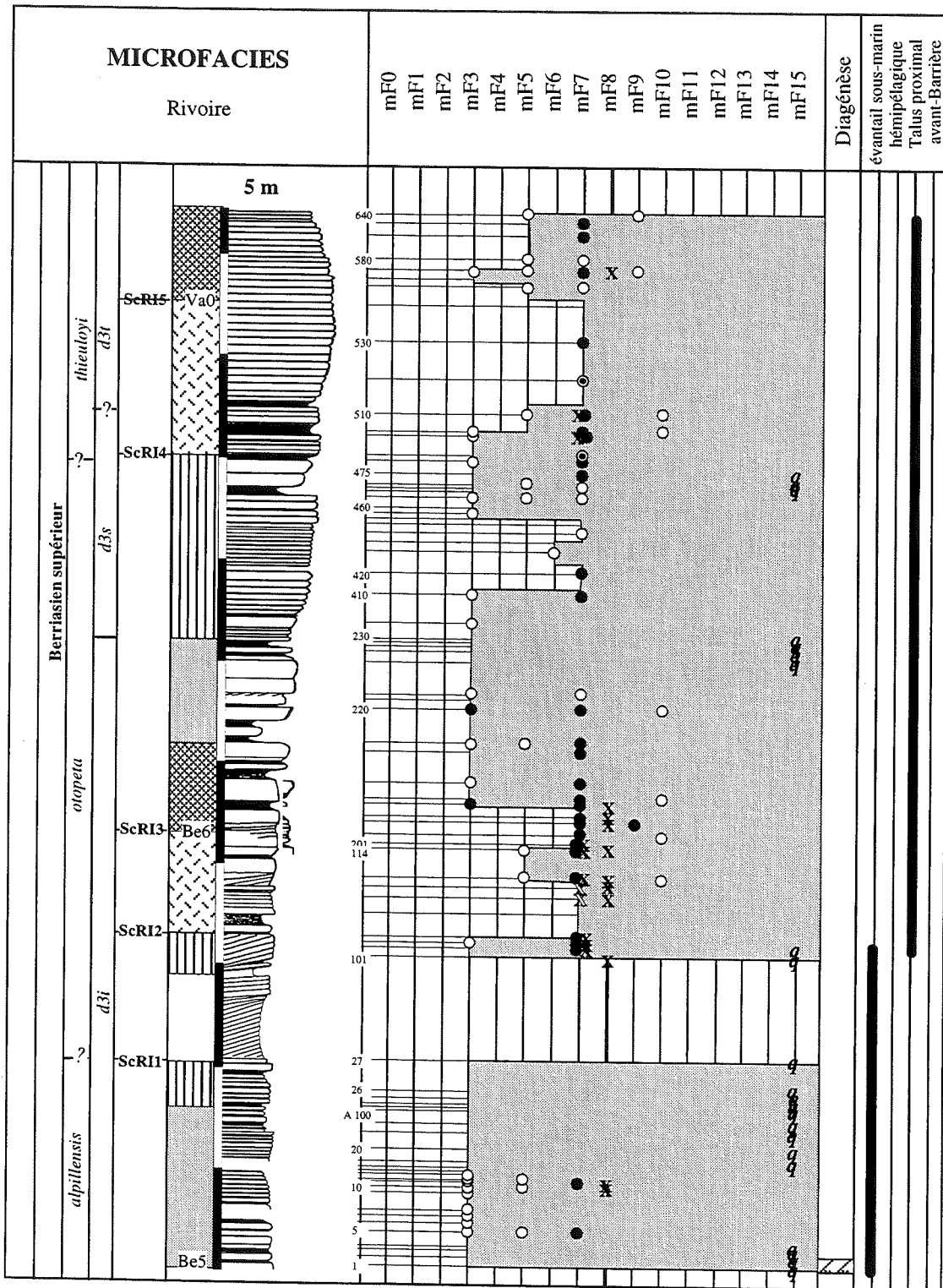


FIG. 92. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de Rivoire.

(la partie supérieure de la coupe n'a pas livré de calponelles indiquant le biohorizon *d3t* et ou la Zone E, néanmoins la présence de foraminifères benthiques (passage de *Protopenneroplis ultragranulata* à *P. banatica* entre autres) permet de corréliser cette partie de la coupe avec les parties supérieures de la coupe de Valetière et de Lanfrey.

Les parties médiane et supérieure de la coupe de la Rivoire contiennent les mêmes niveaux stratigraphiques que ceux reconnus à Valetière et à Lanfrey, de sorte que

- ScRV2 correspond à ScLA1, ScVL1 et ScBO1,
- ScRV3 correspond à ScLA2, ScVL2 et ScBO2,
- ScRV4 correspond à ScLA3, ScVL3 et ScBO3.

D'un point de vue micropaléontologique, le secteur

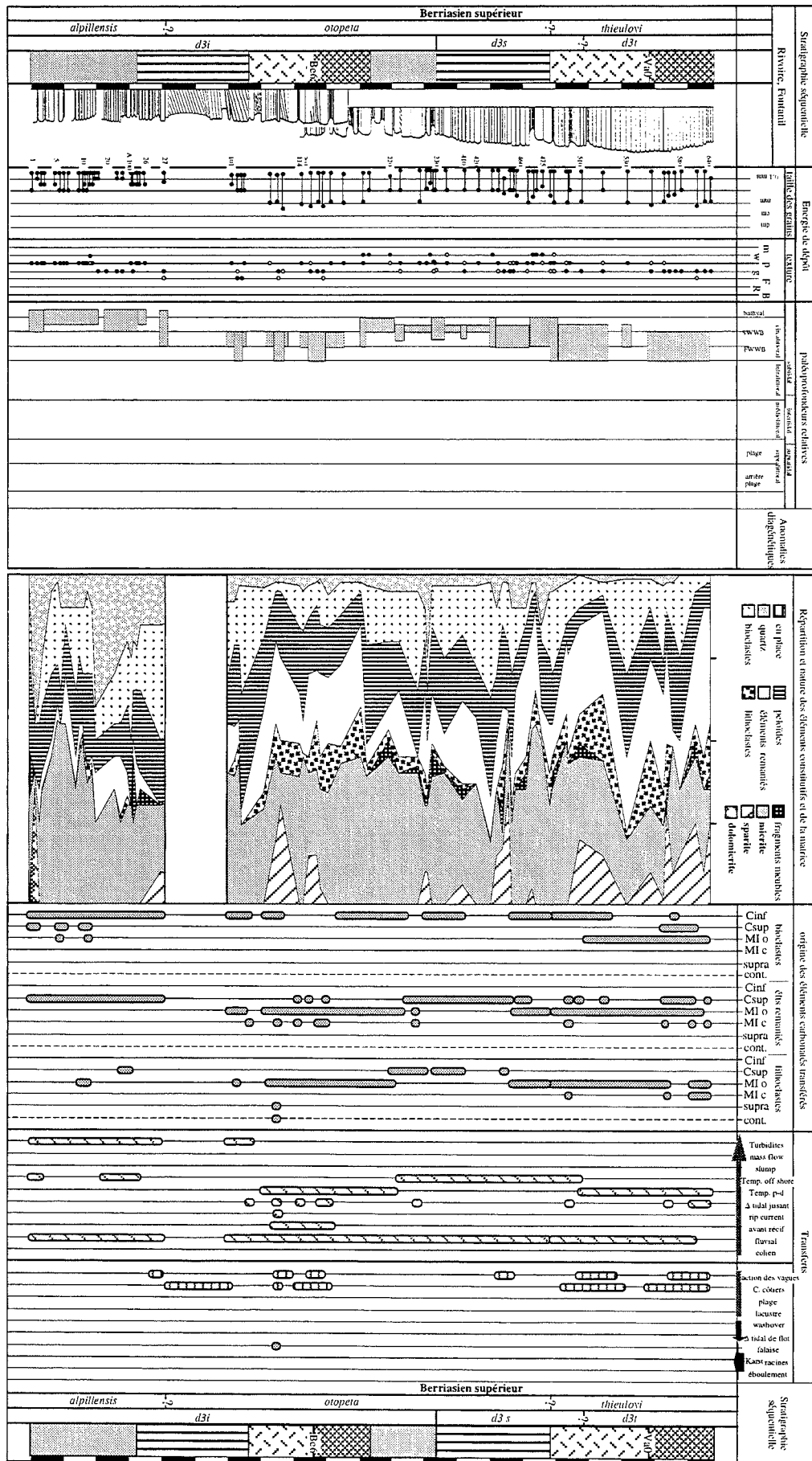
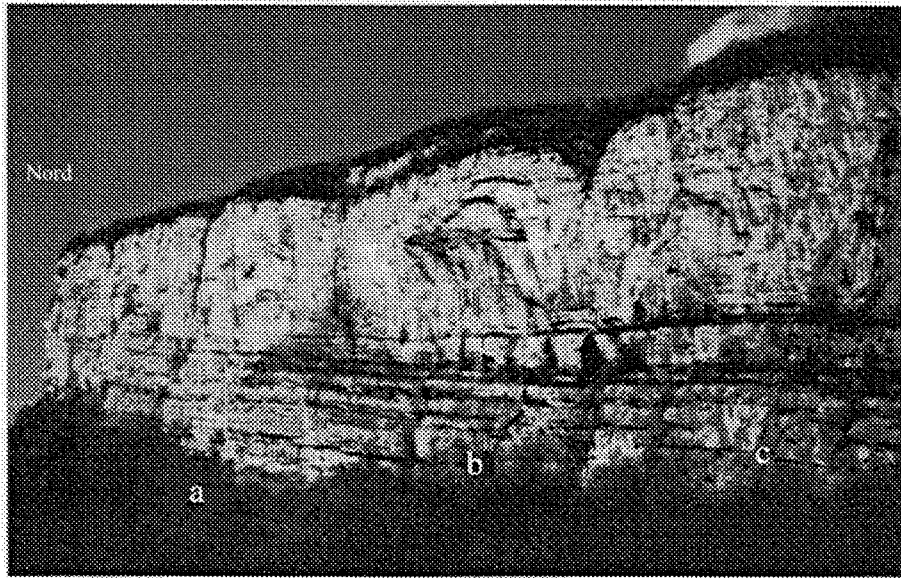


FIG. 93. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la coupe de Rivoire.



Panorama de la coupe de la Rivoire, secteur du Fontanil, Isère, France

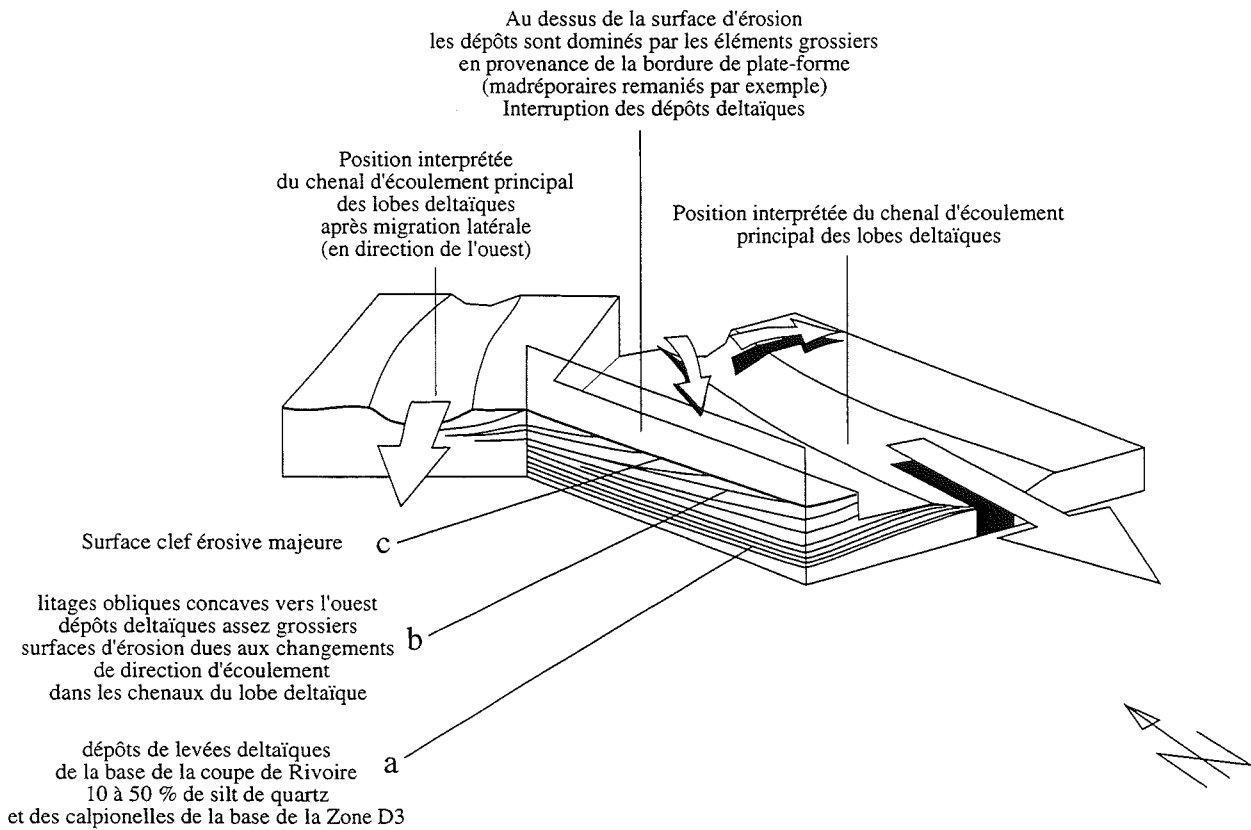


FIG. 94. - Panorama et interprétation des litages obliques et des surfaces d'érosion de la coupe de Rivoire, avec a = dépôts de levées deltaïques de la base de la coupe (10 à 50% de silts de quartz et calpionelles de la base de la zone D3), b = litages obliques concaves vers l'ouest dépôts "deltaïques assez grossiers et surfaces d'érosion liées aux changements d'orientation des chenaux du lobe, c = surface érosive majeure.

du Fontanil montre la disparition de *Protopeneroplis ultragranulata* et l'apparition de *Pfenderina neocomiensis* vers le sommet du biohorizon *d3i*, tandis que l'apparition de *Montsalevia elevata* se place plus haut, dans le biohorizon *d3s*, c'est-à-dire très certainement dans le biohorizon à *T. otopeta* de la sous-zone à *otopeta*.

D'un point de vue sédimentologique, la première partie de la coupe montre des alternances de bancs calcaréo-gréseux avec des interlits marneux (passages progressifs calcaires-marnes). Les laminations reconnues en lames minces (absence de figures sédimentaires visibles sur le terrain) et la composition des sédiments pourrait correspondre à des dépôts turbiditiques peut-être de levées de lobes deltaïques (en raison de l'abondance des grains de quartz).

Au-dessus, un corps épais de 30 mètres, formé de bancs calcaires à litages obliques, riches en éléments remaniés, est visible sur toute la longueur de la falaise de la Rivoire (1 km d'extension). Il correspond à une

structure d'accrétion latérale en direction de l'WNW. Bien que des difficultés topographiques n'aient pas permis d'atteindre et d'échantillonner la base de ce corps sédimentaire (déjà décrit en partie II), il est interprété comme la trace de la dérive d'un chenal de lobe deltaïque à axe d'écoulement orienté NNW-SSE (fig. 95).

L'origine de ce chenal pourrait être liée à une baisse du niveau marin relatif : les corrélations géométriques et biostratigraphiques établies entre la Rivoire et la Grande Sure (coupe de bordure de plate-forme avec laquelle la falaise de Rivoire est liée) montrent que lors du fonctionnement de ce chenal, la plate-forme progradait en direction du sud (voir coupe du Cul de Lampe et La Pointière). L'ensemble à litages obliques est couvert par des calcaires à matériel remanié en provenance des milieux médio-infralittoraux (*Bacinella*, dasycladales, madréporaires ...).

L'évolution générale des sédiments de la Rivoire est comparable à celle des coupes de Valetière et de Lanfrey.

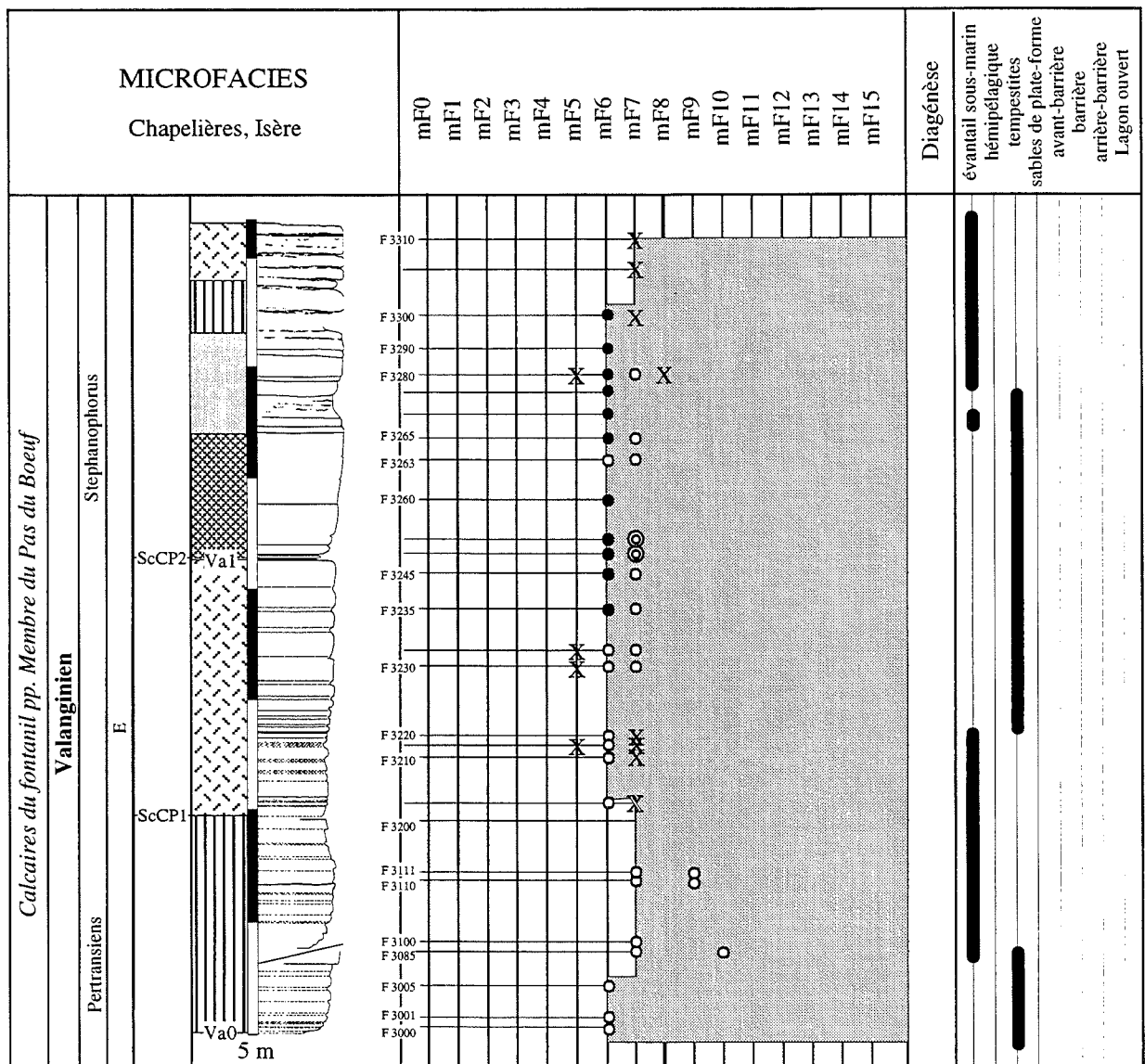


FIG. 95. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de Chapelière.

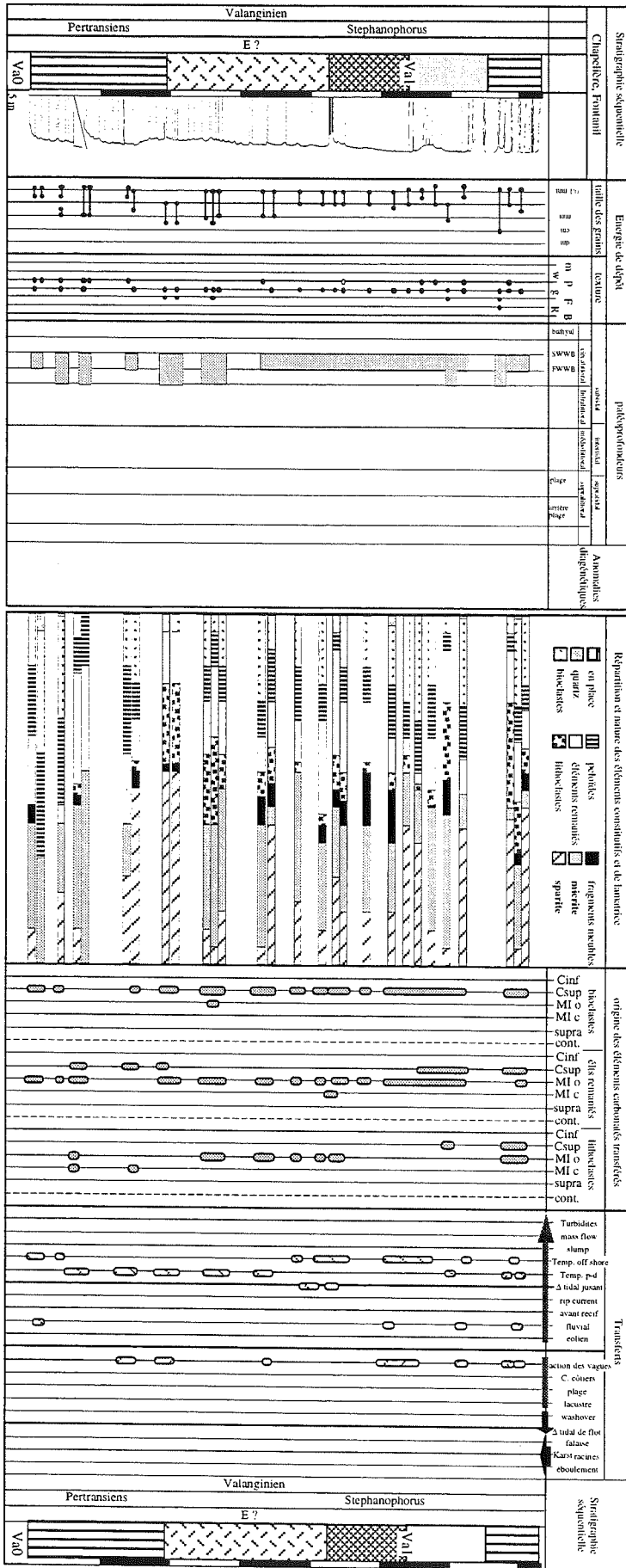


FIG. 96. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la coupe de Chapelière.

3.1.5. Chapelière (fig. 95 et 96)

La coupe de Chapelière a été levée dans les niveaux qui reposent sur la falaise de Valetière (coordonnées du sommet de la base de la coupe X = 861.36 ; Y = 3334.34 et Z = 315 m d'après la carte IGN à 1/25 000 Grenoble). Le profil d'érosion de cette coupe montre des bancs décimétriques monotones (sans figures sédimentaires visibles sur le terrain) de calcaires bioclastiques fins à grossiers constitués d'éléments remaniés en provenance de la plate-forme (familles de microfaciès mF6 à mF7 dominants).

Sur le plan biostratigraphique, malgré l'absence de calpionelles caractéristiques du Valanginien, l'ensemble de la coupe est attribué à la partie inférieure de l'étage. En effet, l'apparition de *P. murgeanui* et de *T. pertransiens* (sommet de la coupe de Valetière, Arnaud *et al.* [1981] et Blanc *et al.*, [1992]) se fait dans la partie sommitale de la falaise de Valetière, plusieurs dizaines de mètres en dessous. La présence de *M. elevata* et l'absence de *M. salevensis* indiquent que l'on se situe plus précisément au sein de la séquence Va0 et ou dans la partie inférieure de la séquence Va1 (Zones à Pertransiens et à Stephanophorus). Il est probable que la surface ScCP1 soit placée à la limite entre les deux séquences.

3.1.6. Conclusions

Paradoxalement les séries du Fontanil montrent des affinités non pas avec la série de Malleval, géographiquement plus proche, mais avec la coupe de Bournières (très comparable à celle de Valetière). Aucune surface d'émersion n'y a été observée ; en revanche, plusieurs surfaces d'érosions, communes à toutes ces coupes ont été reconnues.

Les corrélations entre les coupes du Peuil, de Rivoire, de Valetière, de Lanfrey et de Chapelière montrent qu'il existe en effet des intervalles stratigraphiques privilégiés pendant lesquels le remaniement joue un rôle important dans la sédimentation.

Sur le plan biochronologique et sédimentologique ces intervalles se caractérisent de la manière suivante :

- passage entre les Zones D1 et D2 de calpionelles : stratocroissance des bancs carbonatés, augmentation de la fréquence des éléments grossiers, augmentation des apports de grains de quartz vers le haut ;

- passage entre les Zones D2 et D3 de calpionelles : stratocroissance des bancs carbonatés, augmentation de la taille moyenne des éléments, apparition d'éléments remaniés médio-infralittoraux ;

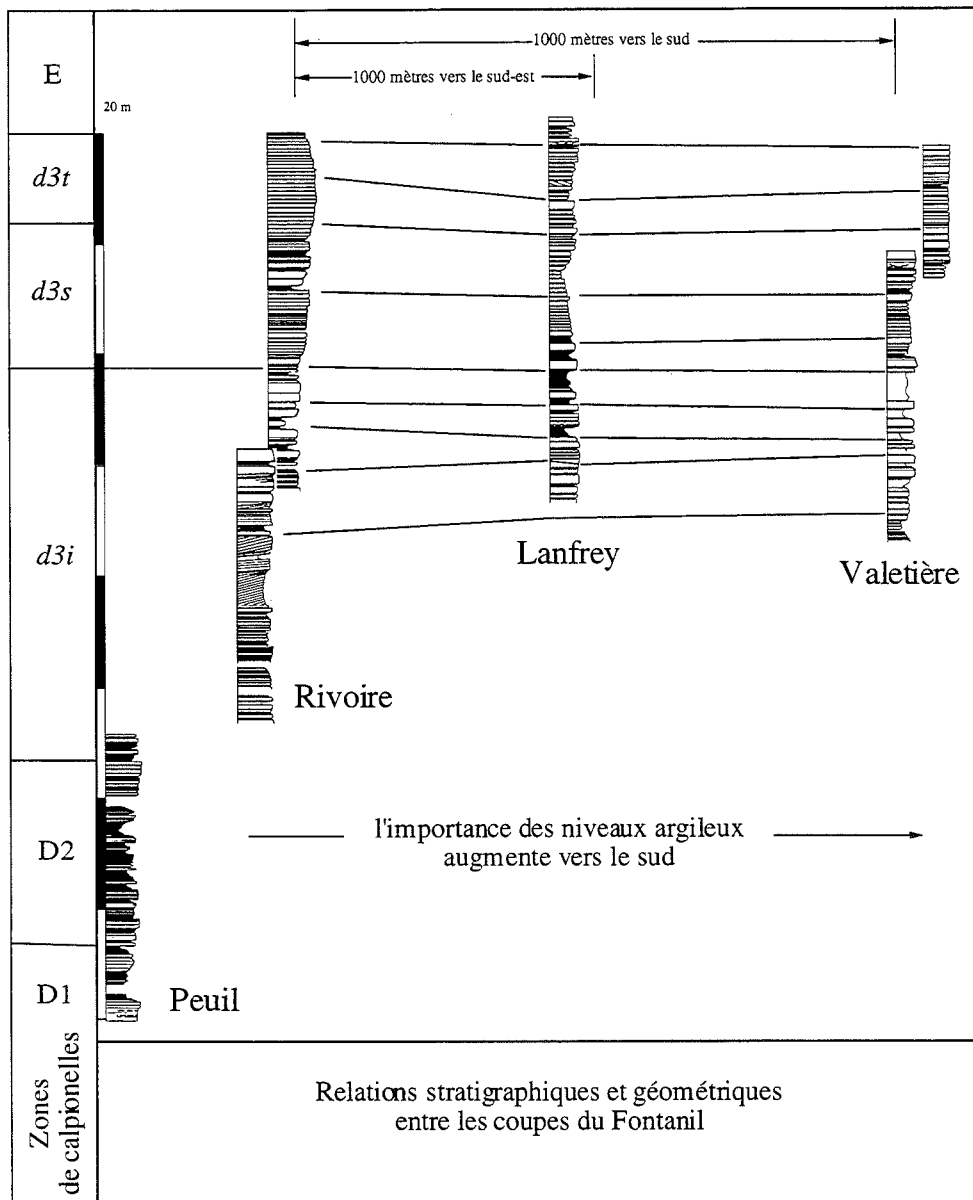


FIG. 97. - Relations stratigraphiques et géométriques entre les coupes du Fontanil, comparaison des profils d'érosion.

partie médiane du biohorizon *d3i* : augmentation de la teneur moyenne en carbonate, présence de lithoclastes et de bioclastes remaniés d'origine médio-infralittorale (coraux et éponges, madréporaires, grands foraminifères benthiques diversifiés ...)

- biohorizon *d3t*, augmentation de la teneur moyenne en carbonate, importance des lithoclastes et éléments remaniés d'origine médio-infralittorale (oncoïdes, *Carpathocodium anae*, *Bacinella*, dasycladales et oïdes marins).

Sur le plan chronostratigraphique, certaines des surfaces clefs du Fontanil (ScPE1, ScPE3, ScPE4, ScVL1, ScLA1, ScRI2) coïncident avec celles isolées à Berrias (ScBER6, ScBER7, ScBER8) pour l'ensemble du Berriasien supérieur, et d'autres (ScVL3, ScLA3, ScRI4) avec celles isolées dans les autres coupes du bassin vocontien pour le Berriasien terminal-Valanginien basal (ScAN1-ScAN2, ScVG1, ScVG2, ScMB1, ScBLB1-ScBLB2). En conséquence, ces surfaces clefs constituent de bons repères physiques de corrélation,

pour autant qu'elles soient calées sur le plan chronologique.

Il convient à présent d'acquiescer les éléments qui nous permettront de savoir si d'une part, les surfaces clefs communes au bassin et au talus sont contemporaines de celles qui ont été reconnues en domaine de plate-forme (limites de séquence de dépôt *sensu stricto*) et d'autre part, si les intervalles stratigraphiques pour lesquels le remaniement est prédominant sur le talus correspondent à un événement particulier enregistré sur la plate-forme.

#### 4. - LA BORDURE DE LA PLATE-FORME NORD-VOCONTIENNE

Les coupes du Fontanil affleurent dans le prolongement méridional de falaises assez continues, dont l'extrémité septentrionale se trouve dans la cluse du Guiers Mort. Ces falaises entaillent les "Calcaires coralligènes de la Sure" qui constituent la bordure de la

plate-forme nord-vocontienne.

Les surfaces clefs reconnues au Fontanil peuvent être suivies en direction de la Grande Sure. Mais quelle position stratigraphiques occupent-elles par rapport aux principales surfaces de ce secteur ?

L'analyse géométrique, sédimentologique et biostratigraphique du secteur du Cul de Lampe-Grande Sure a permis de mettre en évidence plusieurs liens de corrélation avec, d'une part les coupes du Fontanil, plus au sud, et d'autre part celles du Guiers Mort, plus au nord (bordure de la plate-forme en figure 82).

Le découpage séquentiel proposé par Boisseau [1987] sera revu et discuté à l'issue de la présentation des nouvelles données géométriques, biostratigraphiques et sédimentologiques.

#### 4.1. Le secteur de la Grande Sure (fig. 97 à 103)

Cette coupe de référence pour les successions fauniques de bordure de plate-forme a été levée grâce aux techniques alpines d'escalade (coordonnées du sommet de la partie inférieure de la coupe X = 865.06 ; Y = 3344.32 et Z = 1550 m, coordonnées de la base de la partie supérieure de la coupe X = 86485 ; Y = 334392 et Z = 1495 m, d'après la carte IGN à 1/25000 Grenoble).

Elle se place entre le sommet de la Grande Sure au sud et la coupe du Guiers Mort au nord-est. Les coupes de ce secteur se composent de huit parties :

- La première (60 m), très massive, dans laquelle se superposent des bancs de *grainstones* assez grossiers, stratocroissants puis stratoconstants (développés de plus en plus loin en direction du bassin sur le flanc ouest de la Grande Sure), interprétés comme des lobes d'abord progradants vers le sud puis agradants ;

- la deuxième, plus argileuse, épaisse de 15 m, marquée par la stratodécroissance de bancs de *grainstones*, développés de moins en moins loin en direction du bassin sur le flanc W de la Grande Sure sont interprétés comme des lobes rétrogradants,

- la troisième, dans laquelle débute l'analyse de détail, est constituée par une barre calcaire décimétrique que l'on suit jusqu'au Fontanil et qui correspond d'après les corrélations géométriques et cartographiques avec la partie sommitale de la coupe du Peuil (passage entre les Zones D2 et D3 calpionelles) ;

- la quatrième (20 m), est constituée de calcaires bioclastiques quartzueux plus ou moins marneux ;

- la cinquième (épaisse de 30 m) est d'abord constituée de niveaux marneux stratodécroissants et de bancs calcaires stratocroissants puis d'une barre calcaire massive décimétrique qui s'interrompt brutalement vers le sud, quelques centaines de mètres au sud de la Grande Sure ;

- la sixième (20 m) se compose de niveaux marneux à la base et des bancs calcaires massifs, clairs, plurimétriques et réguliers au sommet ;

- la septième (25 m) est constituée par des bancs calcaires *grainstones* à litages obliques ;

- la huitième (65 m) se compose de bancs calcaires à litages obliques et traces locales de silicifications ; elle passe vers le haut à des calcaires à silex à *Alectryonia rectangularis*.

Les sept premières parties sont visibles dans la coupe du Cul de Lampe ; la partie supérieure de la série (coupe de la Grande Sure et des Dolines) a été levée dans un vallon qui entaille partiellement les dalles structurales du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur de la Grande Sure.

Cinq surfaces principales ont été reconnues dans ce secteur.

La surface ScCDL1 qui se place au passage entre la deuxième et la troisième partie de la coupe (entre CDL881 et CDL882) est érosive.

La surface d'érosion ScCDL2 se place au sommet de la cinquième partie (entre CL995 et CL996) ; elle se suit en direction du bassin, jusqu'au Fontanil, où elle se prolonge par la surface d'érosion ScRV2, ScVL1, ScLA1.

La surface d'émersion et d'érosion ScCDL3, qui se place entre les niveaux CL42 et CL43), scelle un ensemble de niveaux altérés par des traces d'émersion (microkarst et porosité moldique). Elle correspond à la discontinuité Di1' que Boisseau a reconnu au Guiers mort et peut se corréler en direction du bassin avec les surfaces ScRV3, ScVL2 et ScLA2, avec les surfaces ScRV4, ScLA3 et ScVL3 et avec les niveaux plus marneux qui scellent les sommets des falaises de Rivoire, de Lanfrey et de Valetière. Cette convergence, jusqu'à la confusion des surfaces en direction de la plate-forme implique une disposition en *Lowstand Wedge* pour cette unité.

La surface d'émersion ScCDL4 est une surface d'érosion (entre CL481 et CL482) qui porte des traces d'installation de paléosols, au-dessus de niveaux à rudistes (peut-être à planchers ?).

La cinquième surface de la série, ScCDL5, est une surface d'érosion surmontée par des marnes (lacune de visibilité).

La qualité des affleurements ne permet pas de connaître précisément la succession séquentielle de la partie sommitale de la coupe de la Grande Sure et des Dolines de la Sure.

Sur le plan biostratigraphique, *D. gracilima* et *P. neocomiensis* sont présent dès la partie inférieure de la coupe (CDL 891) au-dessus de la surface ScCDL1.

Au-dessus de ScCDL1, *Troglotella incrustans* (dès CDL973), *Trocholina molesta* (dès CDL979), *T. cf. cherchiai* (dès CDL973) et *M. elevata* (dès CDL989) sont représentés.

L'apparition de *T. cf. sagittaria* se fait en CDL1, niveau à partir duquel *D. gracilima* et *P. neocomiensis* deviennent particulièrement fréquents. *T. cf. odukpaniensis* (CDL21) a été observé également au-dessus de ScCDL1.

*P. neocomiensis* et plus encore *D. gracilima* deviennent rares au-dessus de la surface d'émersion ScCDL3. *D. gracilima* disparaît définitivement quelques mètres au-dessus de ScCDL3. *Montsalevia* aff. *salevensis* apparaît immédiatement en dessous de la surface ScCDL4.

La surface ScCDL4 ne correspond pas à une modification abrupte des faunes de foraminifères benthiques même si *M. salevensis* apparaît quelques mètres au-dessus d'elle (en GS13).

Au-dessus de ScCDL5, la disparition brutale de la majeure partie des espèces de foraminifères benthiques



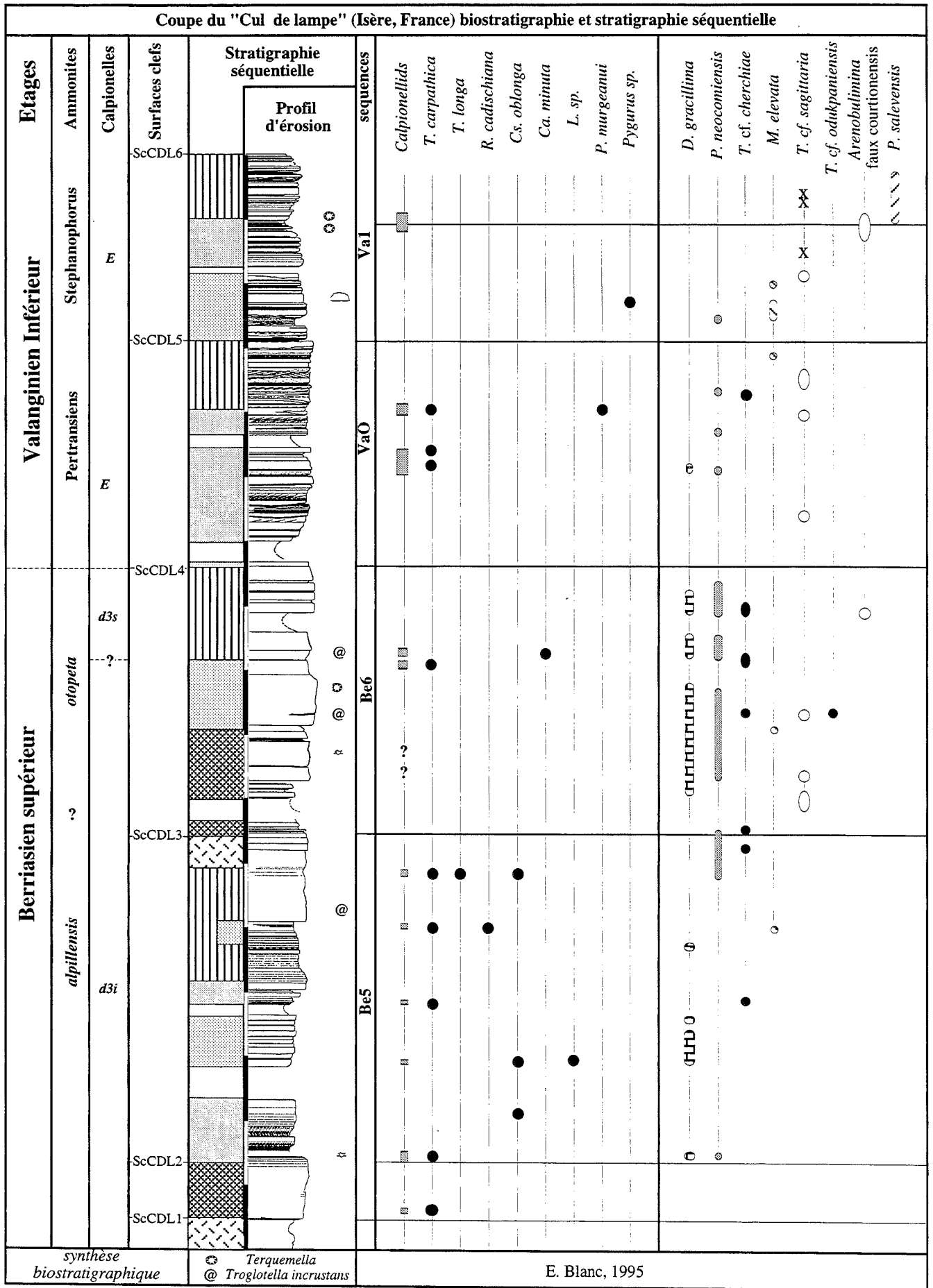


FIG. 98. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe du Cul de Lampe.

présents dans la séquence Va1 s'observe, et seules quelques formes (notamment *M. salevensis*) subsistent.

Dans la partie supérieure affleurent des calcaires à silex à *Alectryonia rectangularis*, qui composent un niveau repère, cartographié entre le Guiers mort et le Fontanil, reconnu dans plusieurs coupes du Jura et le bassin vocontien. Bulot [1995] a montré qu'il représente en raison de son caractère sédimentologique et paléontologique (horizon monospécifique), un marqueur chronologique d'importance, daté du biohorizon à *peregrinus* de la fin de la Zone à *Verrucosum* (séquence Va4).

Les données biostratigraphiques permettent d'interpréter la surface d'émersion ScCDL1 comme la limite de séquence Be5, la surface d'émersion ScCDL2 comme la limite de séquence Be6, la surface d'émersion ScCDL3 comme la limite de séquence Va0, la surface d'émersion

ScCDL4 comme la limite de séquence Va1 et la surface d'émersion ScCDL5 comme la limite de séquence Va2 (Voir partie II à ce sujet).

L'essentiel de la séquence Be4 n'a pas fait l'objet d'une analyse de détail. Néanmoins une analyse sédimentologique sommaire a permis de constater qu'elle débute par des faciès *grainstones* assez grossiers, stratoconstruants puis stratoconstants, (visibles sur le flanc ouest de la Grande Sure, interprétés comme des lobes d'abord progradants vers le sud puis agradants). Au-dessus, elle est marquée par la stratodécroissance de bancs de *grainstones* (interprétés comme des lobes rétrogradants). Le sommet de cette séquence (Be4) dans lequel l'analyse de détail débute, se compose de *packstones-grainstones* de type mF9, mF10 et mF11.

Au-dessus de ScCDL1, la limite de séquence Be5, se développent des *wackestones-packstones* à rares

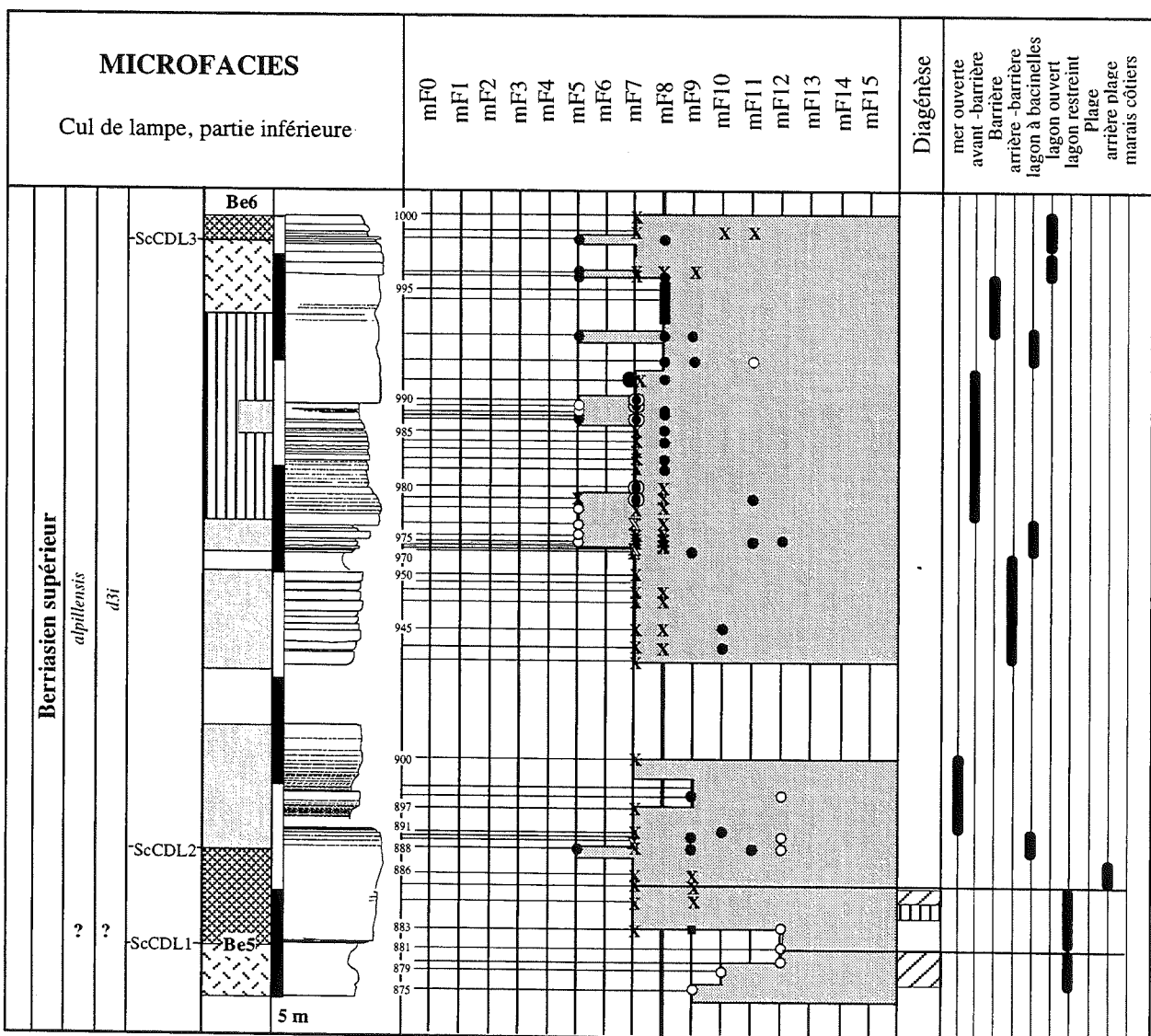


FIG. 99. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie inférieure de la coupe du Cul de Lampe.

calpionelles et nombreux éléments remaniés et lithoclastes d'origine médio-infralittorale (*Bacinella*, rudistes, ...). Puis jusqu'à la surface ScCDL2 (limite de séquence Be6), la série s'enrichit en *grainstones* de plus en plus grossiers de plus en plus riches en débris de madréporaires (éponges) et en oïdes. Cette évolution sédimentologique ponctuée par des *boundstones* à éponges (biohermes) est interprétée comme une rétrogradation puis une progradation de barrière "récifale" à éponges.

La surface d'érosion ScCDL2, la limite de la séquence Be6, est couverte par des *grainstones* à lithoclastes divers. Au-dessus, ce sont des *packstones-grainstones* à bacinelles (mF9) qui dominent.

Localement des niveaux de *grainstones* à débris circalittoraux (bryozoaires, ...) ou même pélagiques (calpionelles) apparaissent (faciès mF5 à mF6). Puis les faciès *packstones* à dasycladales s'installent, progressivement remplacés par des *mudstones-wackestones* à rares microfaune (mF12) qui enfin laissent place à des faciès à rudistes (mF11). Dans cette séquence le passage de faciès de lagon ouvert à des faciès de lagon restreint s'achève par une surface d'émersion (microkarsts) et d'érosion.

Au-dessus de la surface ScCDL3, la séquence Va0, composée de *grainstones* de microfaciès mF5 à mF7 à rares calpionelles est marquée par des figures de courant (dunes et chenaux) qui n'ont jamais été observés plus bas. Elle passe vers le haut à des *grainstones* fins,

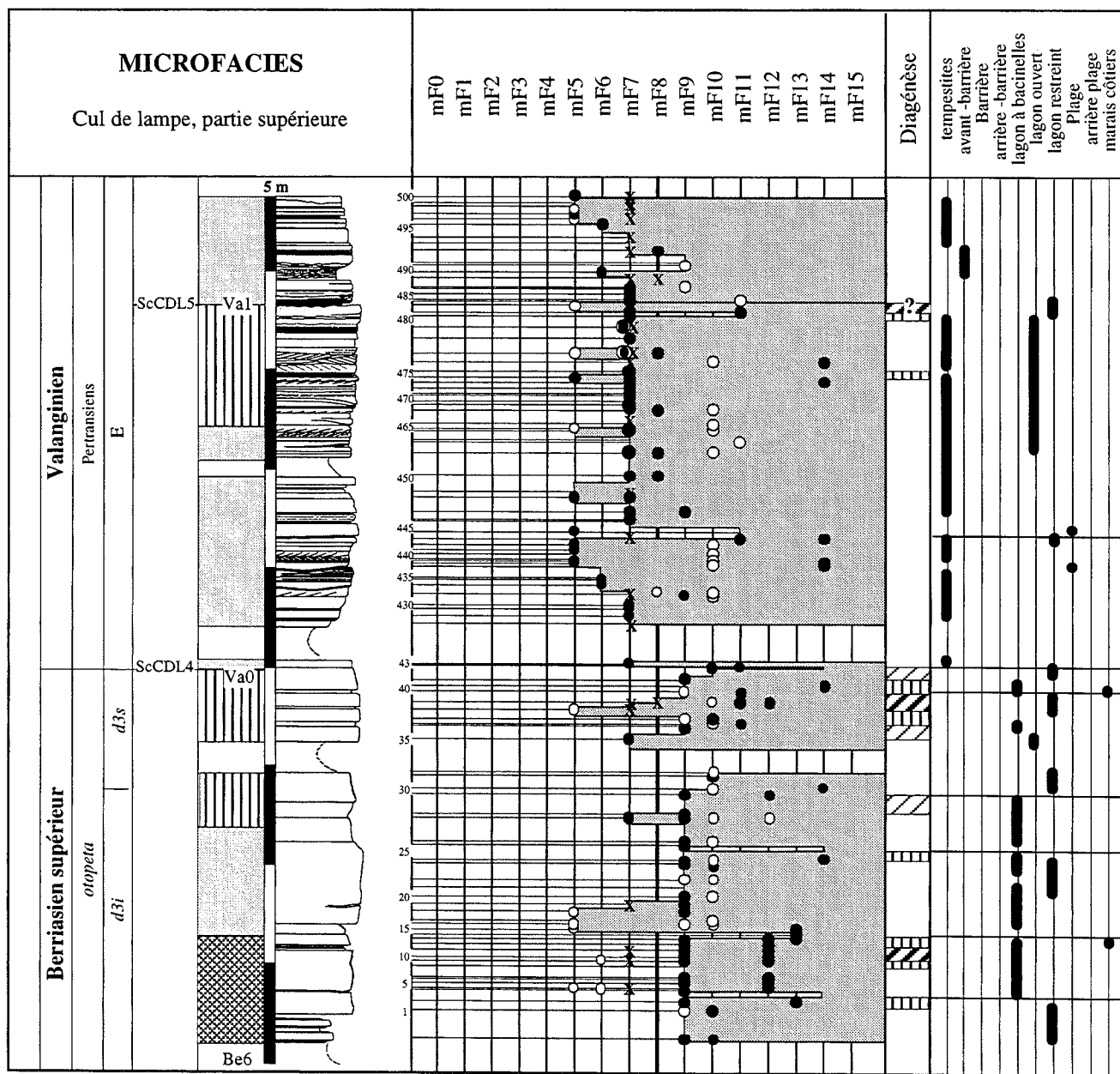


FIG. 100. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie supérieure de la coupe du Cul de Lampe.

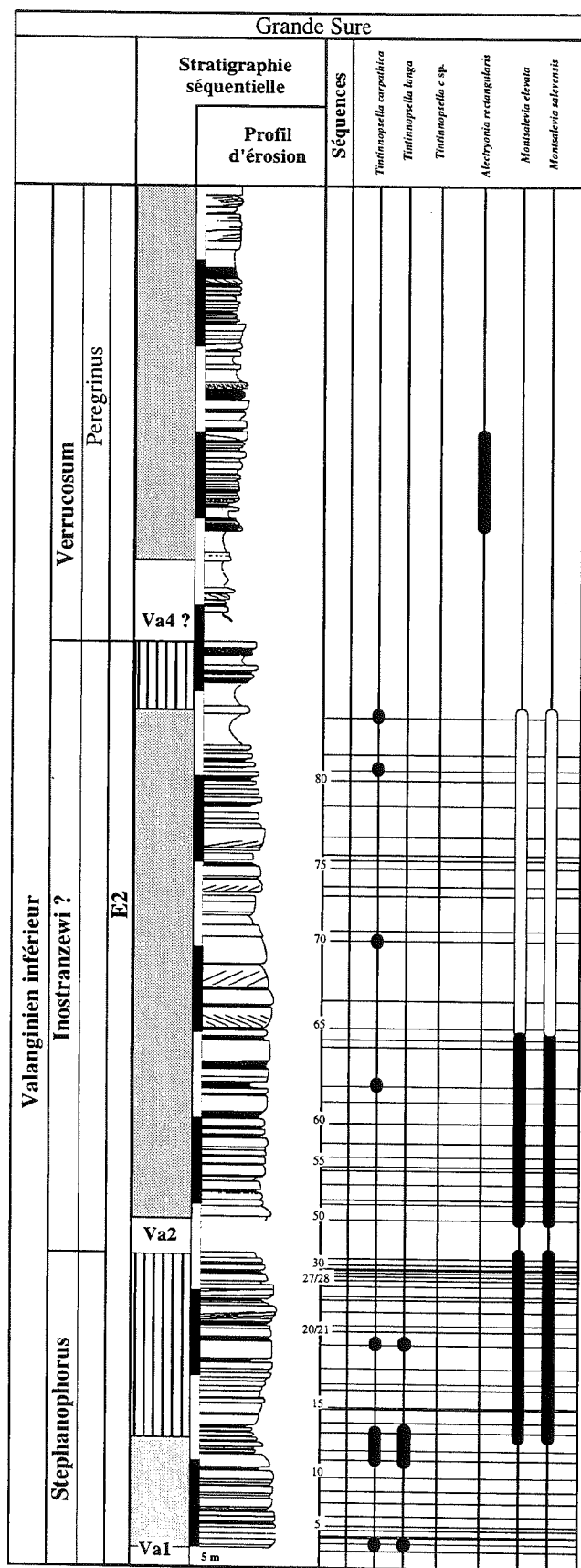


FIG. 101. - Tableau de répartition biostratigraphique de la coupe de la Grande Sure.

laminés (dépôts sableux de tempête à rares calpionelles), à rares niveaux de remaniement grossiers (lithoclastes de *beach-rock* par exemple). Cette séquence s'achève par un *wackestones* à petits rudistes (à planchers ?), niveau microkarstifié qui porte des traces d'altération pédogénétique (oxydations et marnes vertes, ...), sous la surface d'émersion et d'érosion ScCDL4. Celles-ci apparaît alors clairement comme une limite de séquence de dépôt (limite de séquence Va1).

La séquence Va1 se compose de *grainstones* fins laminés dans lesquels de nombreux lithoclastes polygéniques sont visibles (niveaux de tempête proximale probable). Plus haut elle est dominée par des *grainstones* échinodermiques, laminés de plus en plus fins vers le haut où les éléments remaniés se raréfient (interprétés comme l'influence distale des tempêtes). Enfin, le haut de la séquence passe à des *packstones* à débris d'échinodermes, calpionelles et glauconite et se termine par des *grainstones* grossiers à éléments et lithoclastes polygéniques interprétés comme des dépôts proximaux de tempête (niveaux à *M. salevensis*). Elle s'achève par la surface d'érosion ScCDL5 (limite de séquence de dépôt Va2, visible sous un niveau marneux).

La séquence Va2 est constituée de *grainstones* quartzeux, fins, localement grossiers, laminés, à nombreux débris d'échinodermes, à faune circalittorale assez souvent remaniée (interprétés comme des niveaux de tempête distale), à rares calpionelles et à traces locales de silicifications. La présence de calpionelles indique plutôt le Valanginien inférieur ou le Valanginien supérieur peu élevé (Zones à Pertransiens à Inostranzewi) en raison de leur rareté dans le bassin vocontien au cours du Valanginien supérieur plus élevé.

En conclusion, la série de Cul de Lampe-Grande Sure montre plusieurs niveaux émerifs interprétés comme des limites de séquences. Les corrélations géométriques entre le Fontanil et la Grande Sure, conduisent à associer la surface ScCDL1 (c'est à dire la limite de séquence Be5) aux surfaces ScPE4 ou ScPE5, la surface ScCDL2 (c'est à dire la limite de séquence Be6) aux surfaces ScRV2, ScVL1 et ScLA1, la surface ScCDL4 (c'est à dire la limite de séquence Va0) aux surfaces ScRV3, ScRV4 et une partie du sommet de la coupe de la Rivoire, ScVL2 et ScVL3 et une partie du sommet de la coupe de Valetière et ScLA2 et ScLA3 et une partie du sommet de la coupe de Lanfrey et la surface ScCDL5 (c'est à dire la limite de séquence Va1) avec ScCP1.

Le fait que plusieurs surfaces clefs du Fontanil (dans le talus) convergent et se confondent en direction du Cul de Lampe et de la Grande Sure (la bordure de la plateforme) implique que les intervalles qu'elles matérialisent peuvent être interprétés comme des prismes de bas niveaux (*Lowstand Systems Tracts*). C'est le cas donc de l'intervalle compris entre (ScRI3 et ScRI4 et une partie du sommet de la coupe de Rivoire, ScVL2 et ScRI3 et une partie du sommet de la coupe de Valetière, ScLA2 et ScLA3 et une partie du sommet de la coupe de Lanfrey).

Le long de la falaise de la Grande Sure, le passage entre les niveaux des séquences Be3-Be4, Be4-Be5 et Be5-Be6 se fait par la transition vers le haut entre des corps progradants (prismes de haut niveau-prismes de bas niveau inférieur), agradants (prisme de bas niveau supérieur) puis rétrogradants (cortège transgressif rétrogradant).

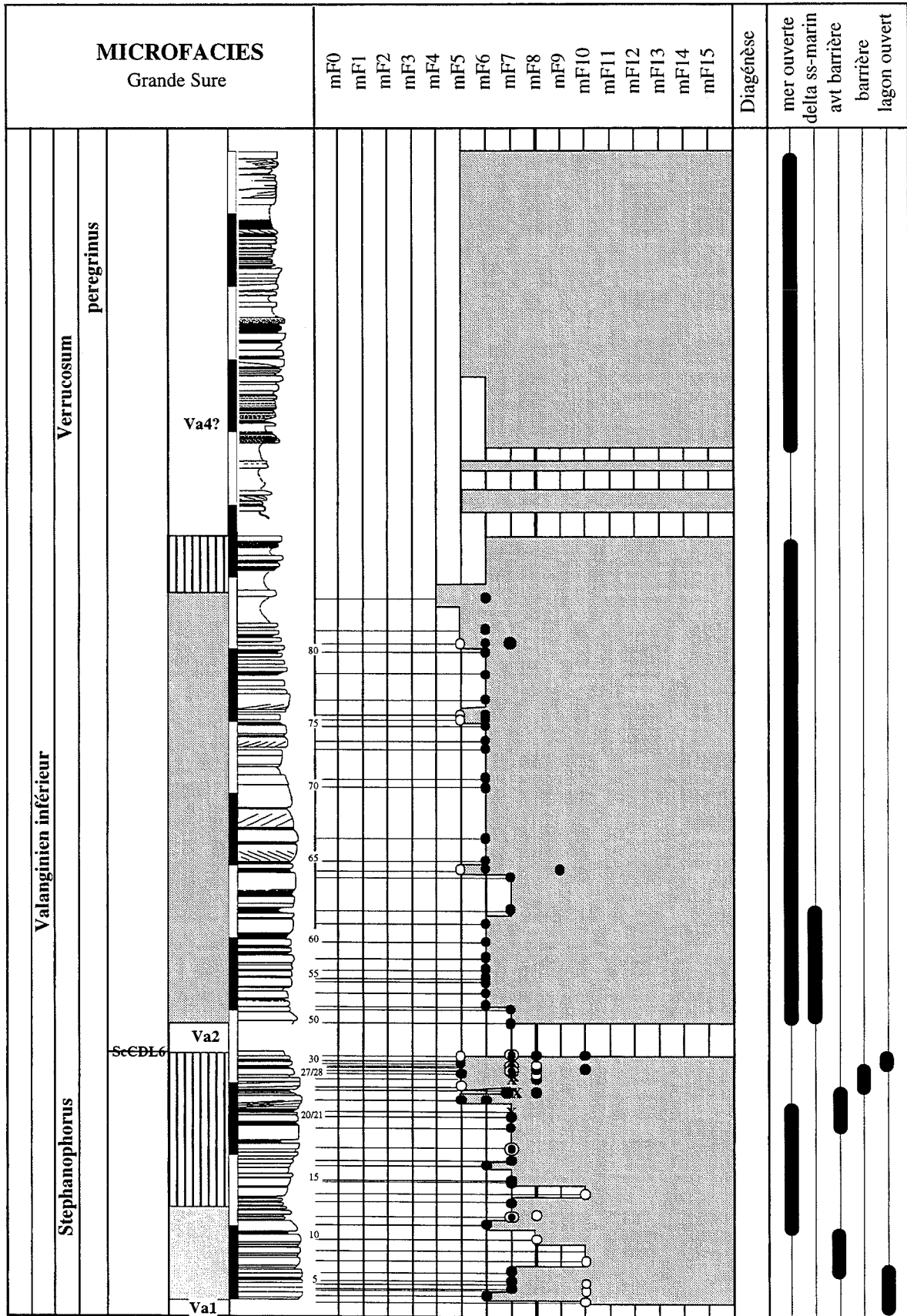


FIG. 102. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de la Grande Sure.

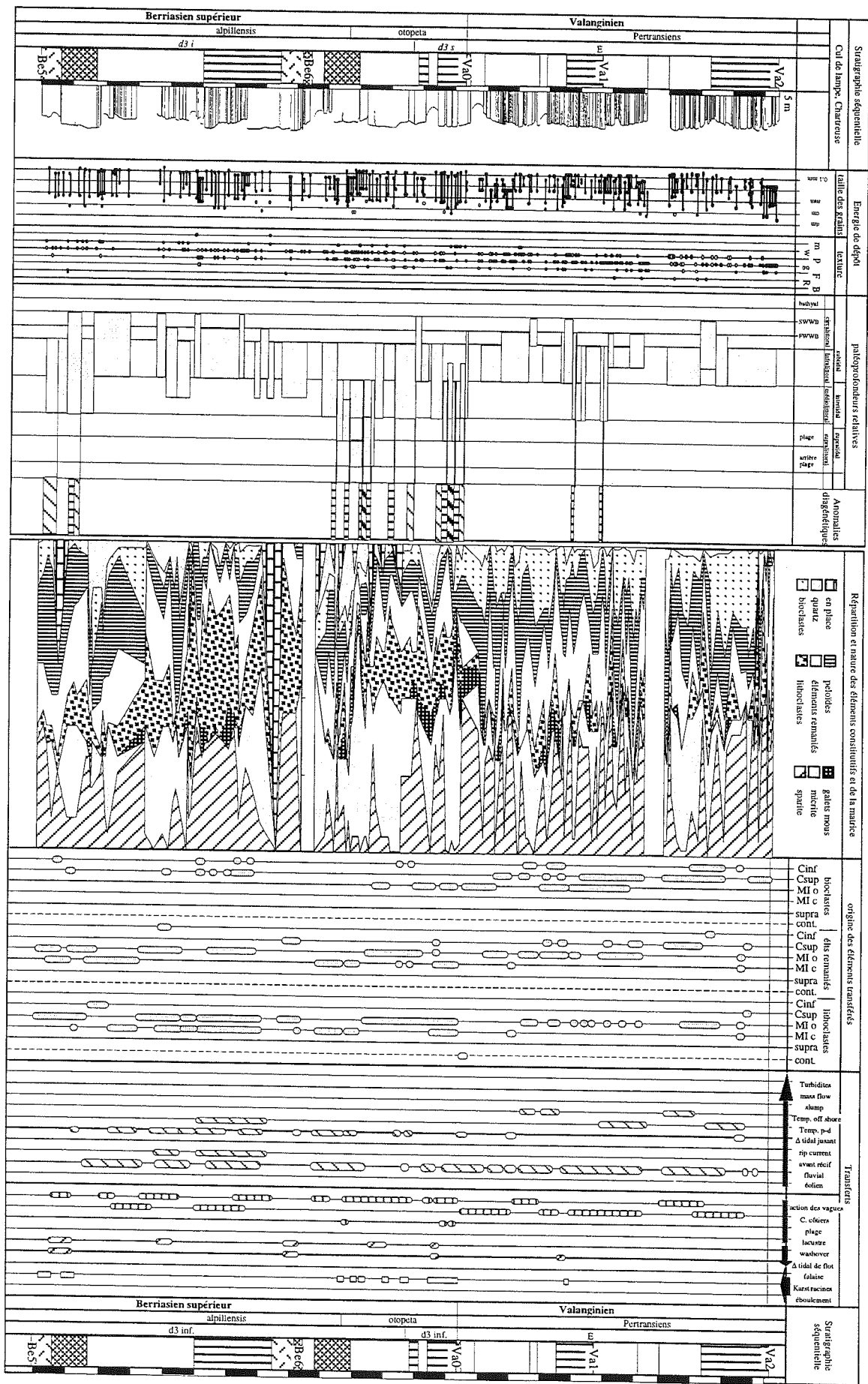


FIG. 103. - Tableau d'évolution des paléoprofondeurs relatives et des transferts de sédiments de la coupe du Cul de Lampe.

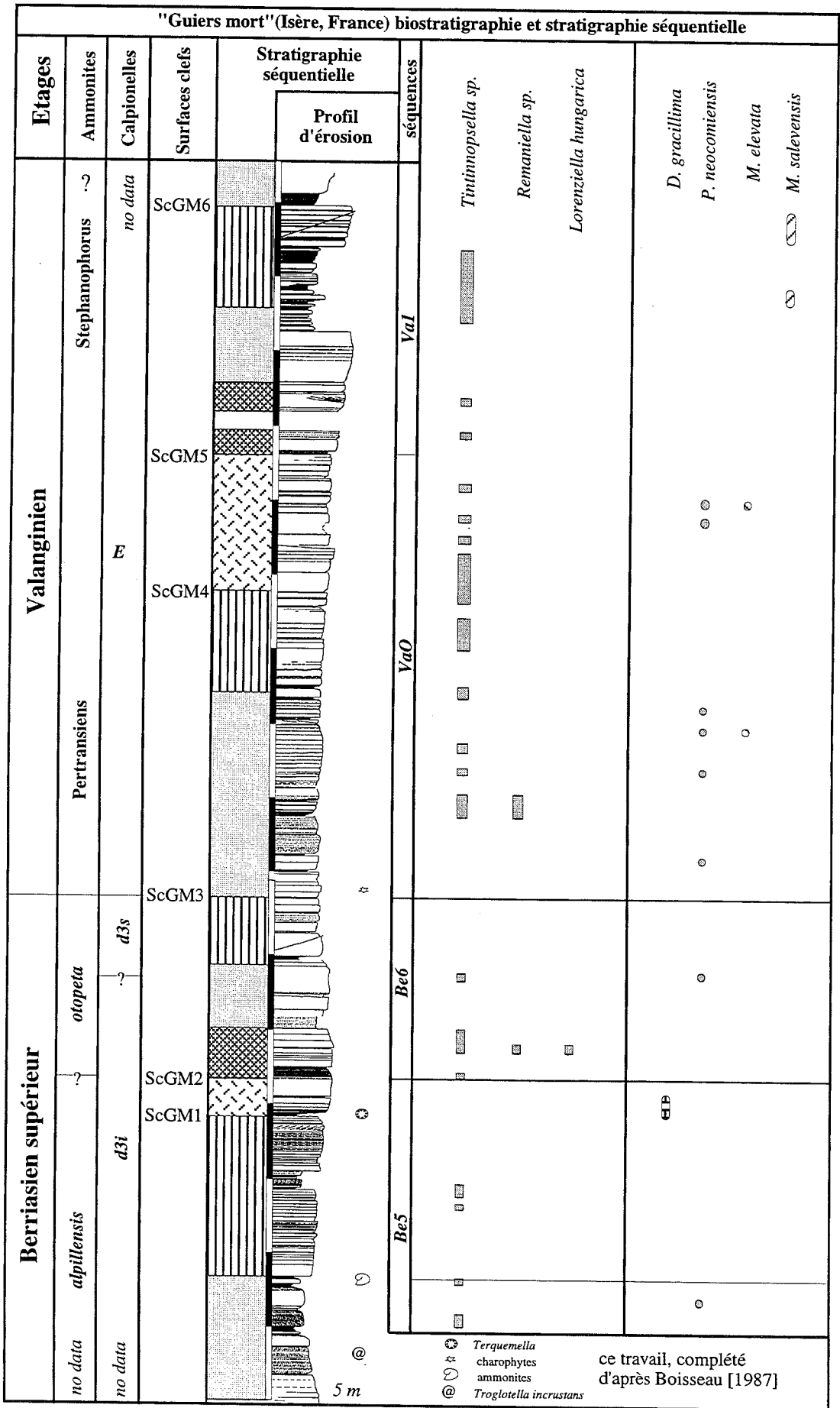


FIG. 104. - Tableau de répartition biostratigraphique des calpionelles et des foraminifères benthiques de la coupe du Guiers Mort.

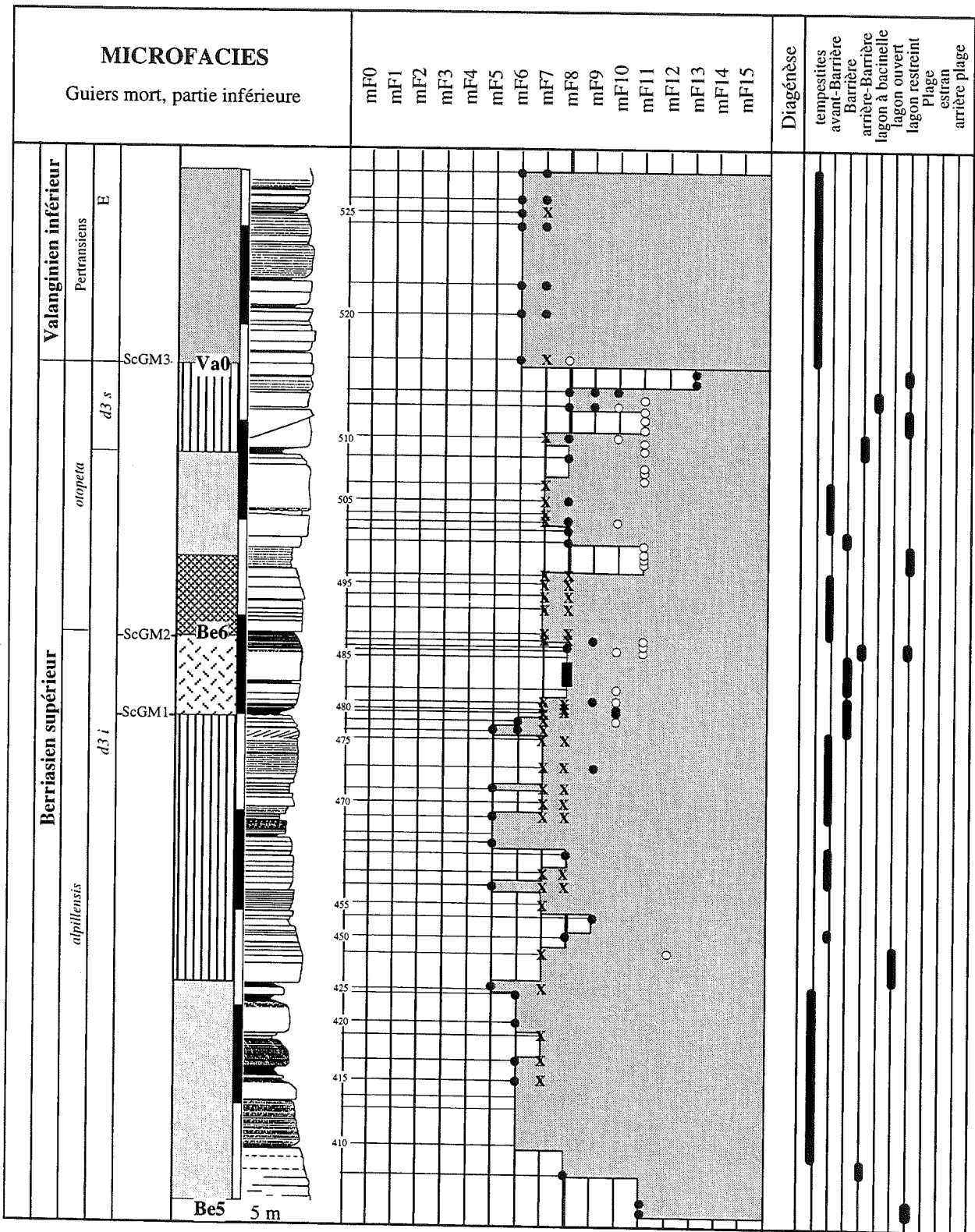


FIG. 105. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie inférieure de la coupe du Guiers Mort.

4.2. Le Guiers Mort (fig. 103, 104 et 105)

La coupe du Guiers Mort, étudiée par Boisseau [1987], se place à quelques km au nord de l'ensemble Cul de Lampe-Grande Sure (coordonnées de la base de la

partie étudiée dans ce travail correspondant à Guiers Mort 2 de Boisseau, X = 867.94 ; Y = 3345.13 et Z = 555 m, d'après la carte IGN à 1/25000 Grenoble). Elle montre la même succession de séquences et d'association de faunes, mais la plus grande fréquence des calpionelles tout au



long de la coupe et la plus grande rareté des niveaux à traces d'émerision incite à la placer en position plus externe que les coupes de la Grande Sure sur un profil théorique de plate-forme. Les corrélations entre les deux coupes montrent que la succession lithologique est sensiblement égale à celle de la coupe du Cul de Lampe. Les données stratigraphiques fournies par Boisseau, [1987] vont également dans ce sens (fig. 106 et 107). La discontinuité Di1 se prolonge au Cul de Lampe à la base de la séquence Be5 (un peu au-dessus de ScCDL1 qui est interprétée comme la limite de séquence Be5). Quant à la discontinuité Di1', elle se corrèle parfaitement avec la surface ScCDL3 qui correspond à la limite de séquence Va0. La discontinuité Di2 se place précisément (corrélation physique et biostratigraphique) au sein de la séquence Va1, au-dessus de la surface ScCDL4. Au Guiers Mort, contrairement à la coupe du Cul de Lampe, la limite de séquence Va1 ne se marque pas par une émerision mais par des faciès extrêmement grossiers que Boisseau plaçait dans une position plus interne sur son tableau d'évolution microfaciologique (p. 348). Une telle disposition est tout à fait semblable à celle qui a été décrite dans la coupe de Malleval (partie médiane).

**4.3. La Pointière** (fig. 108 à 113)

La coupe de la Pointière, déjà étudiée par Boisseau [1987], affleure en falaise le long de la route forestière qui relie Saint Laurent-du-Pont au col d'Arpison (coordonnées X = 3349.04 et Y = 867.70 d'après la carte

à 1/25 000 3333 ouest). Située à quelques kilomètres au nord de la coupe du Guiers Mort, sa pauvreté relative en calpionelles et la fréquence des niveaux émerisifs en font une coupe plus interne que la coupe du Guiers Mort sur un profil de plate-forme théorique.

La succession sédimentaire, bien que très voisine de celle du Cul de Lampe, compte un plus grand nombre de niveaux émerisifs, de niveaux à petits rudistes (mF11) ou à oncoïdes (mF12). Les corrélations géométriques (à partir de l'analyse cartographique et photographique) entre les deux coupes et l'agencement des milieux de dépôts au sein des séquences communes aux deux coupes montre donc que la coupe de la Pointière est en position plus interne que celle du Cul de Lampe.

La série se compose de 7 parties :

- une première partie (10 m) constituée de bancs calcaires marneux,
- une deuxième partie, massive (50 m), faite de bancs calcaires d'abord stratocroissants, puis stratoconstants et enfin stratodécroissants [de AP10 à AP70, Boisseau, 1987, p. 369],
- une troisième partie, massive (50 m), composée de bancs calcaires d'abord stratocroissants, puis stratoconstants et enfin stratodécroissants [de AP71 à AP115, Boisseau, 1987, p. 369],
- une quatrième partie, massive (40 m), constituée par des bancs calcaires d'abord stratoconstants, puis stratodécroissants [de AP116 à AP180, Boisseau, 1987, p. 369] qui s'enrichissent en argiles vers le haut.
- une cinquième partie, massive (40 m), formée de bancs calcaires d'abord stratocroissants, puis stratocon-

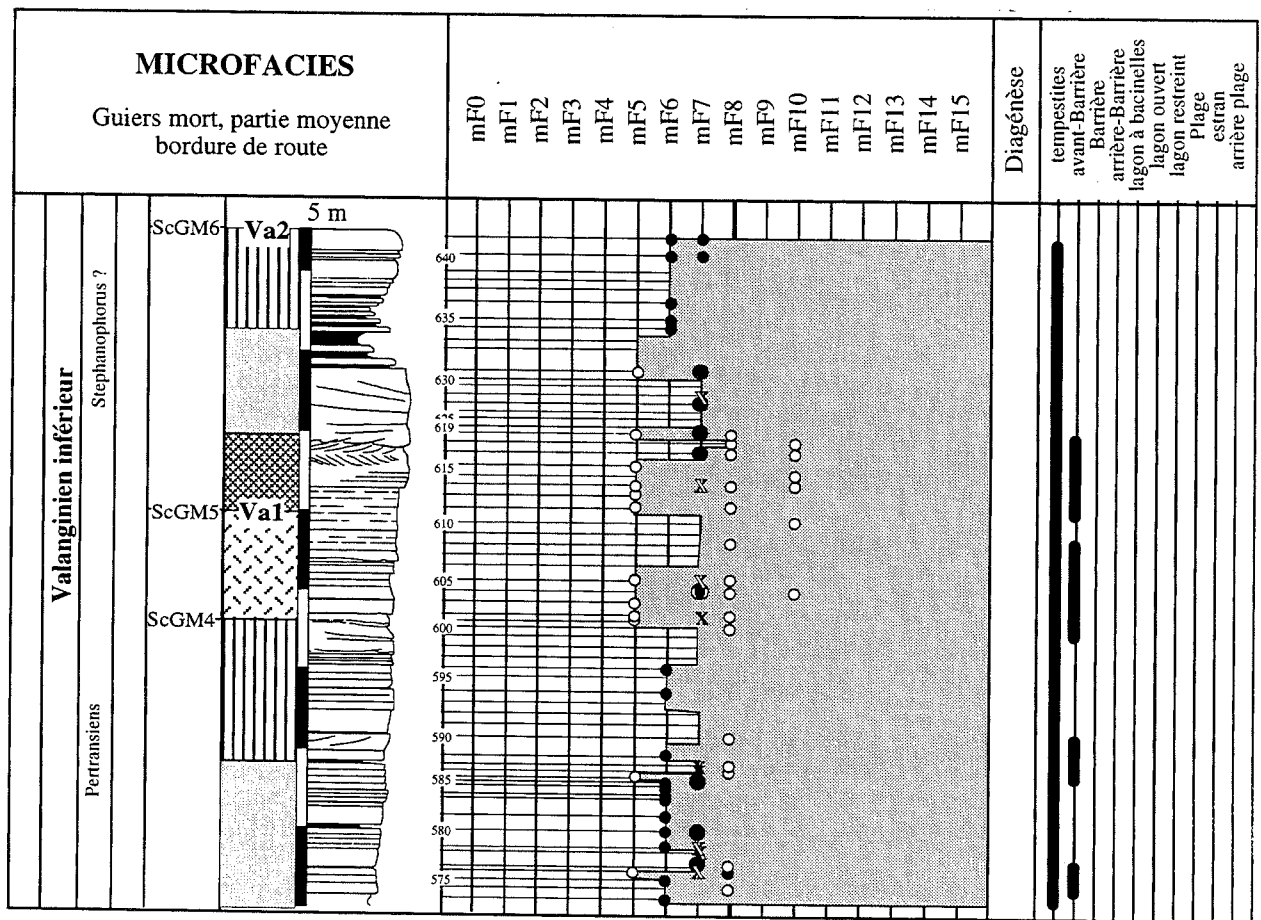


FIG. 106. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie supérieure de la coupe du Guiers Mort (côté Pont St Bruno).

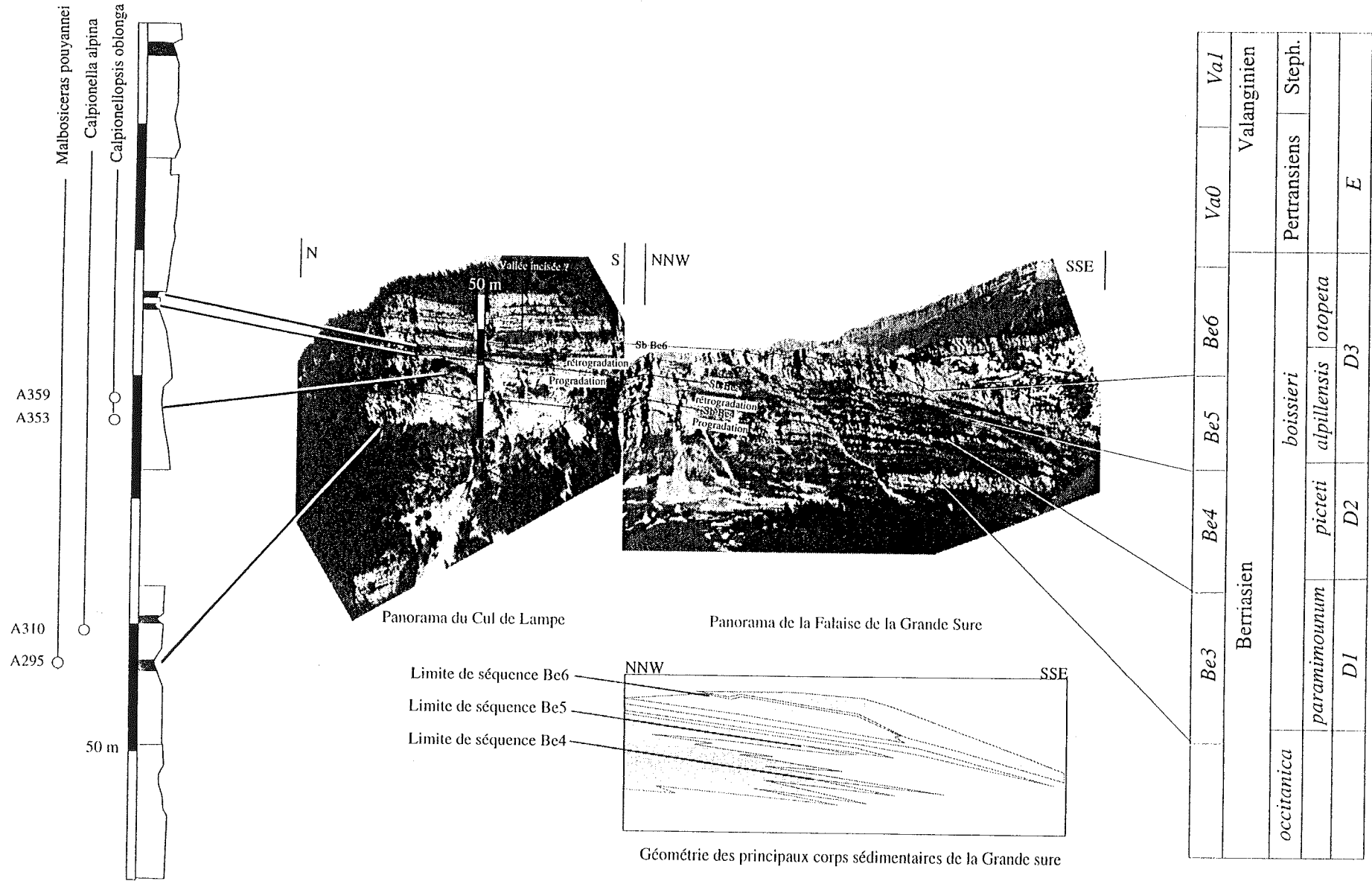


FIG. 107. - Schéma de corrélation entre la coupe du Guiers Mort [modifiée d'après Boisseau, 1987] et la falaise du Cul de Lampe et de la Grande Sure (clichés M. Gidon). Cadre chronologique et séquences du Berriasien supérieur-Valanginien basal nord vocontien.

stants [de AP181à AP290, Boisseau, 1987, p. 369 et 375] ;

- une sixième partie (20 m) constituée d'alternances de bancs calcaires clairs et de marnes sombres qui passent vers le haut à des bancs calcaires d'abord stratocroissants, puis brutalement fins et stratoconstants [de AP290 à AP328, Boisseau, 1987, p. 369 et 375] ;

- une septième partie (40 m) constituée de bancs

calcaires clairs de taille très variable et de très discrets niveaux marneux sombres [de AP329 à AP394, Boisseau, 1987, p. 369 et 375].

Sept surfaces principales d'émergence ont été reconnues :

La surface d'émergence ScPO1 [discontinuité Di0' de Boisseau, 1987, p. 372, entre AP106 et AP107] est microkarstifiée.

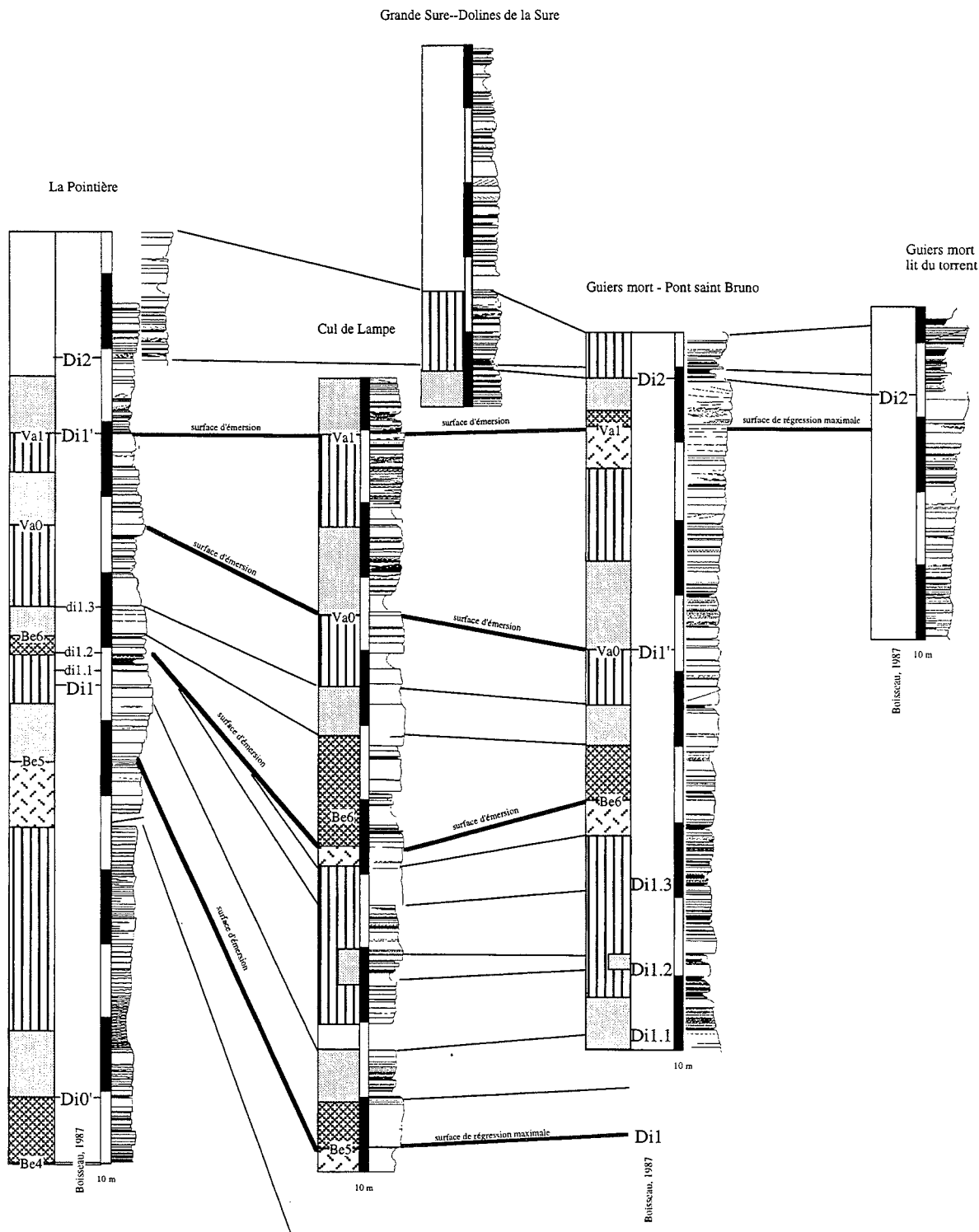


FIG. 108. - Schéma de corrélation entre les coupes du Guiers Mort, du Cul de Lampe et de la Pointière. Comparaison entre le découpage séquentiel de Boisseau [1987] et les cortèges de dépôt reconnus.

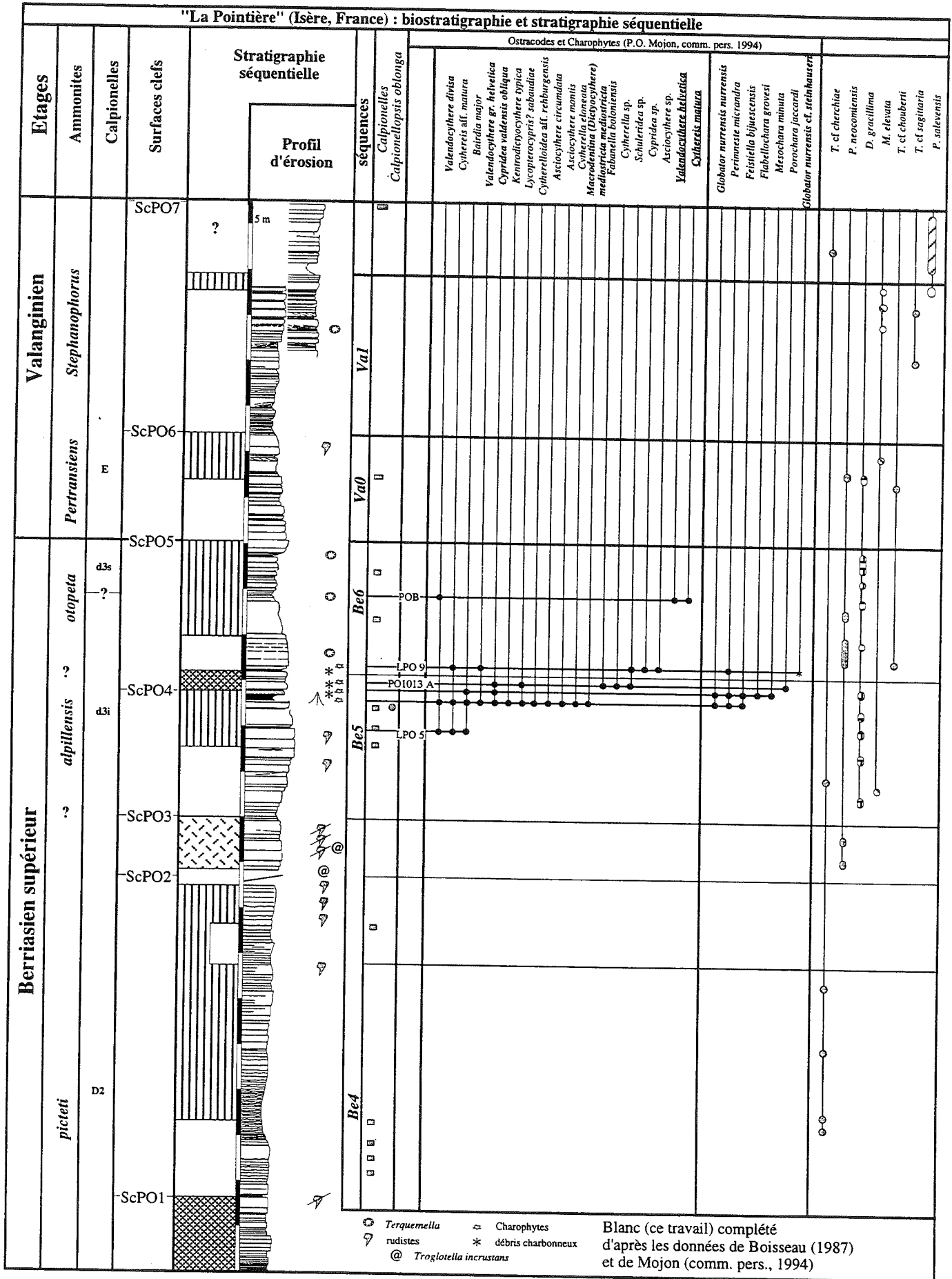


FIG. 109. - Tableau de répartition des ostracodes, calponnelles, foraminifères benthiques et charophytes de la coupe de la Pointière.

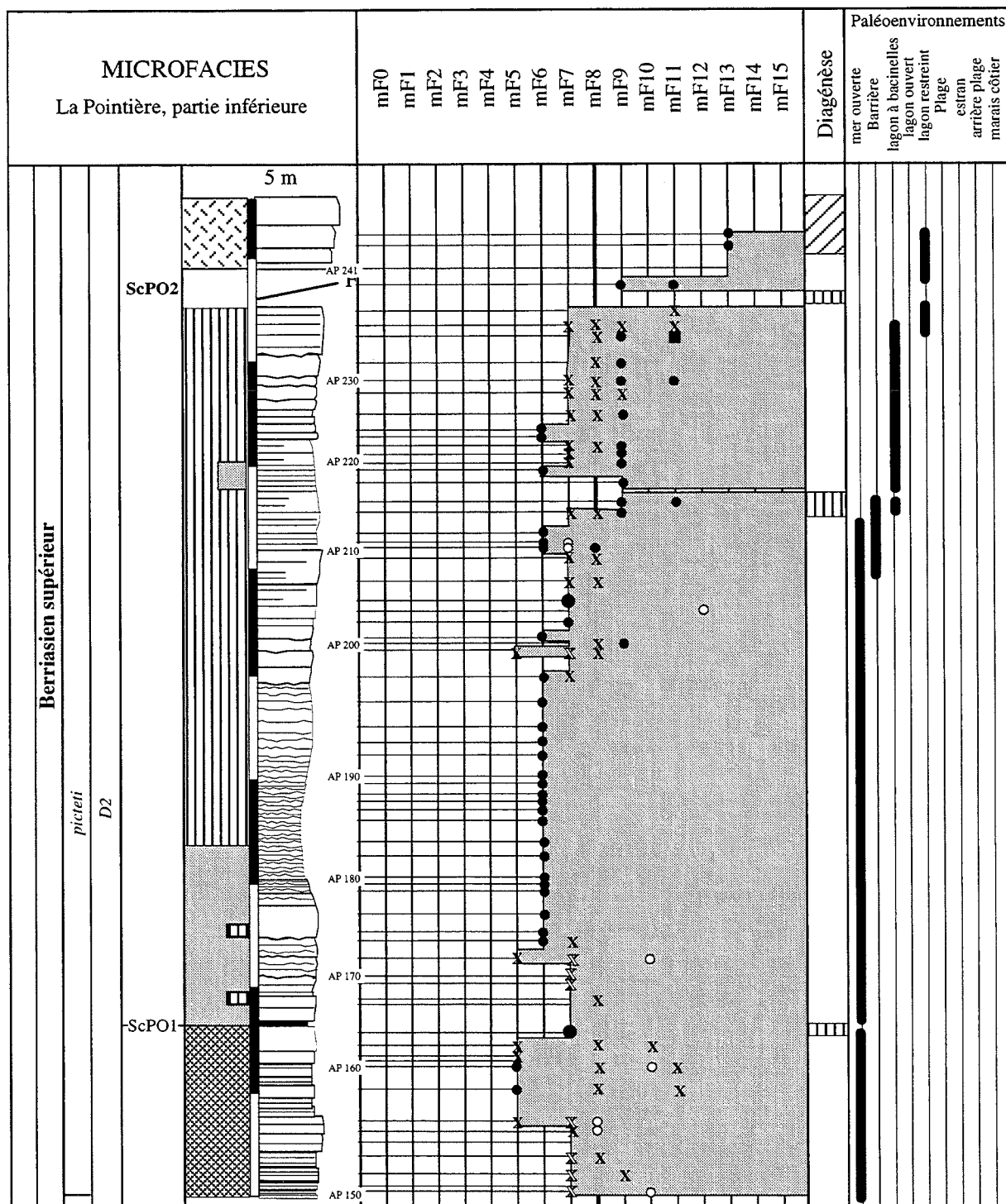


FIG. 110. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie inférieure de la coupe de la Pointière.

La surface d'émergence ScPO2 [discontinuité Di0'3 de Boisseau, 1987, p. 372, entre AP239 et AP240], affectée par de la fracturation (décrochements) est microkarstifiée.

La surface d'émergence ScPO3, microkarstifiée [qui ne correspond pas à une discontinuité selon Boisseau, 1987], se place entre AP258 et AP259.

La surface d'émergence ScPO4, microkarstifiée [discontinuité di1.2 selon Boisseau, 1987, p. 372], se place entre AP293 et AP294.

La surface d'émergence ScPO5, microkarstifiée [qui ne correspond pas à une discontinuité selon Boisseau, 1987], se place entre AP330 et AP331.

La surface d'émergence ScPO6 [discontinuité Di1' de Boisseau, p. 375, entre AP345 et AP347] est microkarstifiée.

D'un point de vue micropaléontologique, *T. aff. cherchiaie* est présente dès la base de la coupe (Boisseau, 1987), au-dessus de la surface ScPO1.

L'apparition successive de *P. neoconiensis* (AP255) et *D. gracilima* (AP262) se fait en dessous de ScPO2, mais *D. gracilima* ne devient très fréquente qu'au-dessus du niveau AP280, c'est-à-dire au-dessus de ScPO2.

Au vu des données sur les ostracodes et les charophytes [Mojon, comm. pers. 1994], un changement important (peut-être paléocéologique) se

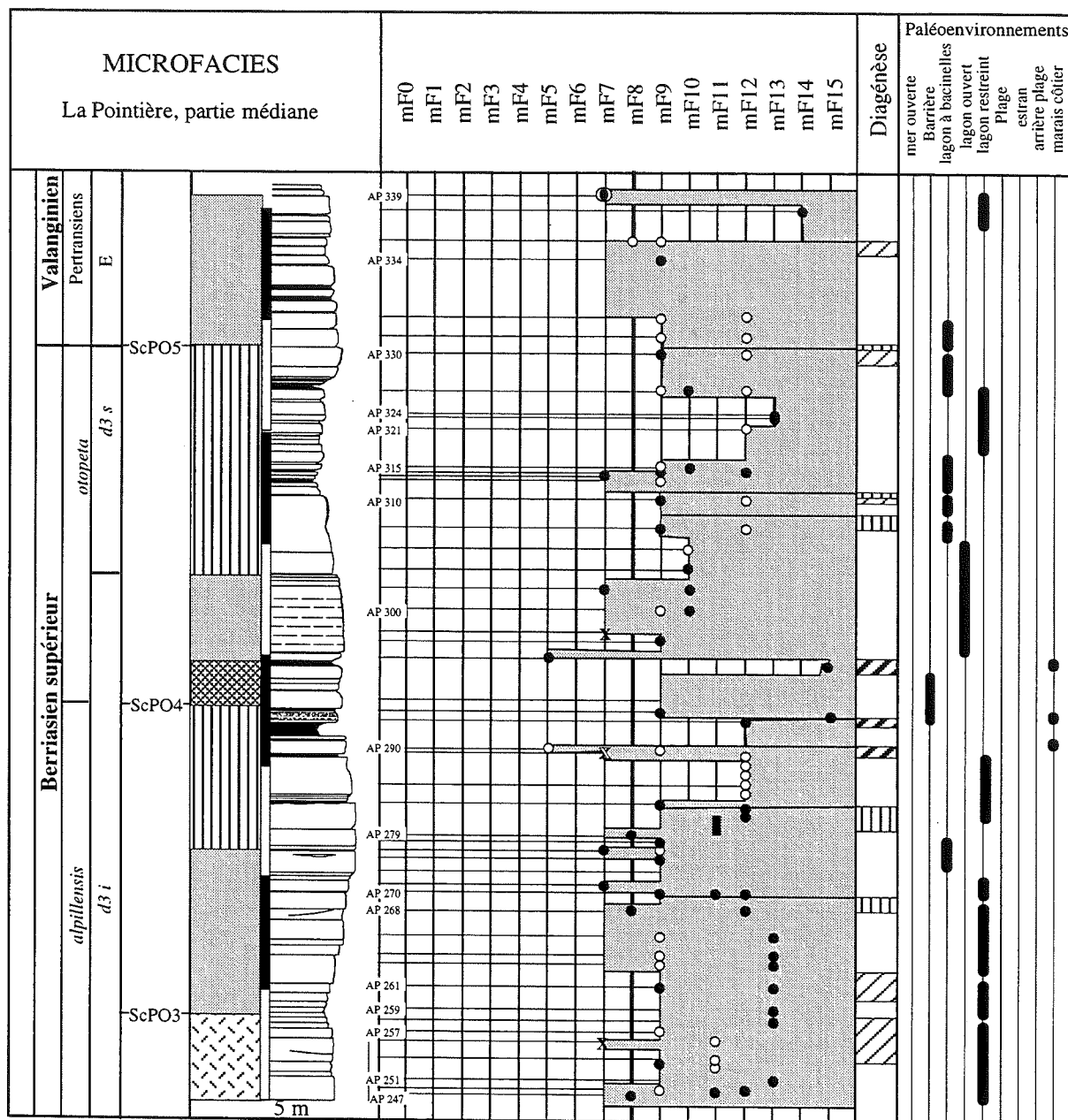


FIG. 111. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie moyenne de la coupe de la Pointière.

place sous les premiers niveaux riches en *P. neocomiensis* (PO9).

La surface ScPO3 est interprétée comme la limite de séquence Be5, la surface ScPO4, comme la limite de séquence Be6, la surface ScPO5 comme la limite de séquence Va0 et la surface ScPO6 comme la limite de séquence Va1.

*Troglotella incrustans* a été observé en AP241 et AP249 entre ScPO2 et ScPO3.

Brutalement au-dessus de ScPO5, *P. neocomiensis* et *D. gracilima* jusque là fréquents deviennent excessivement rares.

*M. salevensis* (apparition en AP384) et *T. sagittaria* (apparition en AP361) apparaissent au-dessus de la

surface ScPO6. L'ensemble de ces données conduit à interpréter plusieurs des surfaces clefs comme des limites de séquence (cf partie II).

La surface ScPO1 est interprétée comme la surface de transgression de la séquence Be4.

Le base de la séquence Be4 correspond à des *grainstones* de moins en moins riches en débris d'échinodermes vers le haut, lithoclastes (bryozoaires, madréporaires et rudistes) et oïdes.

Au dessus de ScPO1, la séquence Be4 se compose de *wackestones* à débris d'échinodermes et à rares calpionelles, qui passent vers le haut à des *grainstones* de plus en plus grossiers (mF7), d'abord à fragments d'éponges (*Chaetetidae* ?) isolés, puis accompagnés de

débris de *Bacinella* et enfin de fragments de petits rudistes. Cette unité est couronnée par des *wackestones* à petits rudistes en place (mF11). Puis, au-dessus de ScPO2, ce sont les bancs stratodécroissants de *mudstones-wackestones* à rare microfaune (mF13) ou des *packstones* à *Bacinella-Lithocodium* (mF9) qui dominant. Cette évolution des sédiments traduit à mon sens une régression (passage de dépôts ouverts à des dépôts lagunaires d'abord ouverts puis de plus en plus restreints), interprétée comme une progradation de l'ensemble de la plate-forme. Progradation d'ailleurs visible dans la région de la Grande Sure (Cul de Lampe), exactement dans le même intervalle stratigraphique (sommet de la séquence Be5).

Au-dessus de ScPO3, l'évolution stratonomique s'inverse, et devient globalement stratocroissante (localement stratoconstante). Cette inversion est interprétée comme le passage d'une phase de progradation (sous ScPO3) à une phase d'agradation-rétrogradation, qui est interprété comme la transition entre les cortèges de haut niveau progradant de la séquence Be5 et le cortège transgressif de la séquence Be6. La séquence Be5 se compose de la superposition paradoxale de *wackestones-packstone* à bryozoaires, cadosines et calpionelles (mF5) -dépôts de milieu marin très ouverts- et de marnes à charophytes (mF15, ou

*wackestones* à oncoïdes (mF12) marqués par des traces de racines -dépôts dans des milieux marins très confinés et émergés-. Vers le haut la série passe à des *packstones* à bacinelles (mF9) à des *packstones-grainstones* à dasycladales (mF10) ou à des *wackestones-packstones* à oncoïdes (mF12) ; l'environnement de dépôt est interprété comme un lagon restreint à semi-ouvert. L'ensemble des dépôts est assez riche en grains de quartz.

Au-dessus de ScPO4, plusieurs séquences décimétriques mineures marquées par des traces de racines (unités stratocroissantes) marquent la base de la séquence Be6. Puis la série s'enrichit en *grainstone* à débris de *Bacinella* ou d'algues dasycladales (mF9 à mF10) et qui passent vers le haut à des vases sableuses à oncoïdes ou à des vases azoïques interprétées comme des dépôts de lagons restreints.

La séquence Va0, au-dessus de ScPO5, est constituée de *grainstones* à débris de *Bacinella* (mF7). Elle s'achève par un *wackestones* à rudistes (mF11) couvert par un *grainstones* assez grossier à débris de rudistes et de madréporaires à *Fenestreae* (*keystone vugs*, mF14) puis par un *packstones* microkarstifié à oncoïdes, (mF12).

La séquence Va1 se compose de *grainstones* fins, très faiblement quartzeux, à débris d'échinodermes (rares vers le haut) parfois à oïdes et localement à HCS (AP369, AP375 et AP379), rides asymétriques et chenaux (mF7).

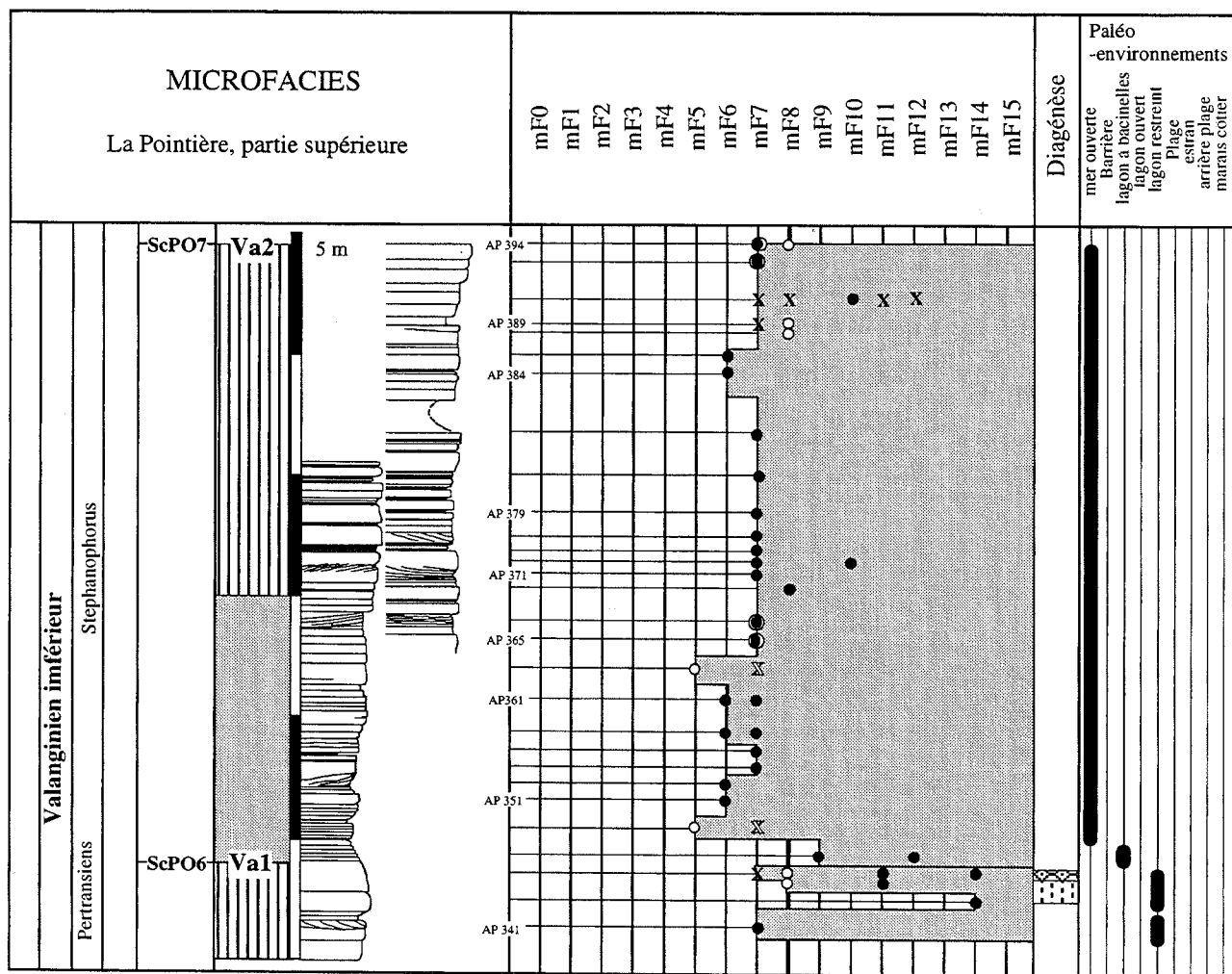


FIG. 112. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie supérieure de la coupe de la Pointière.

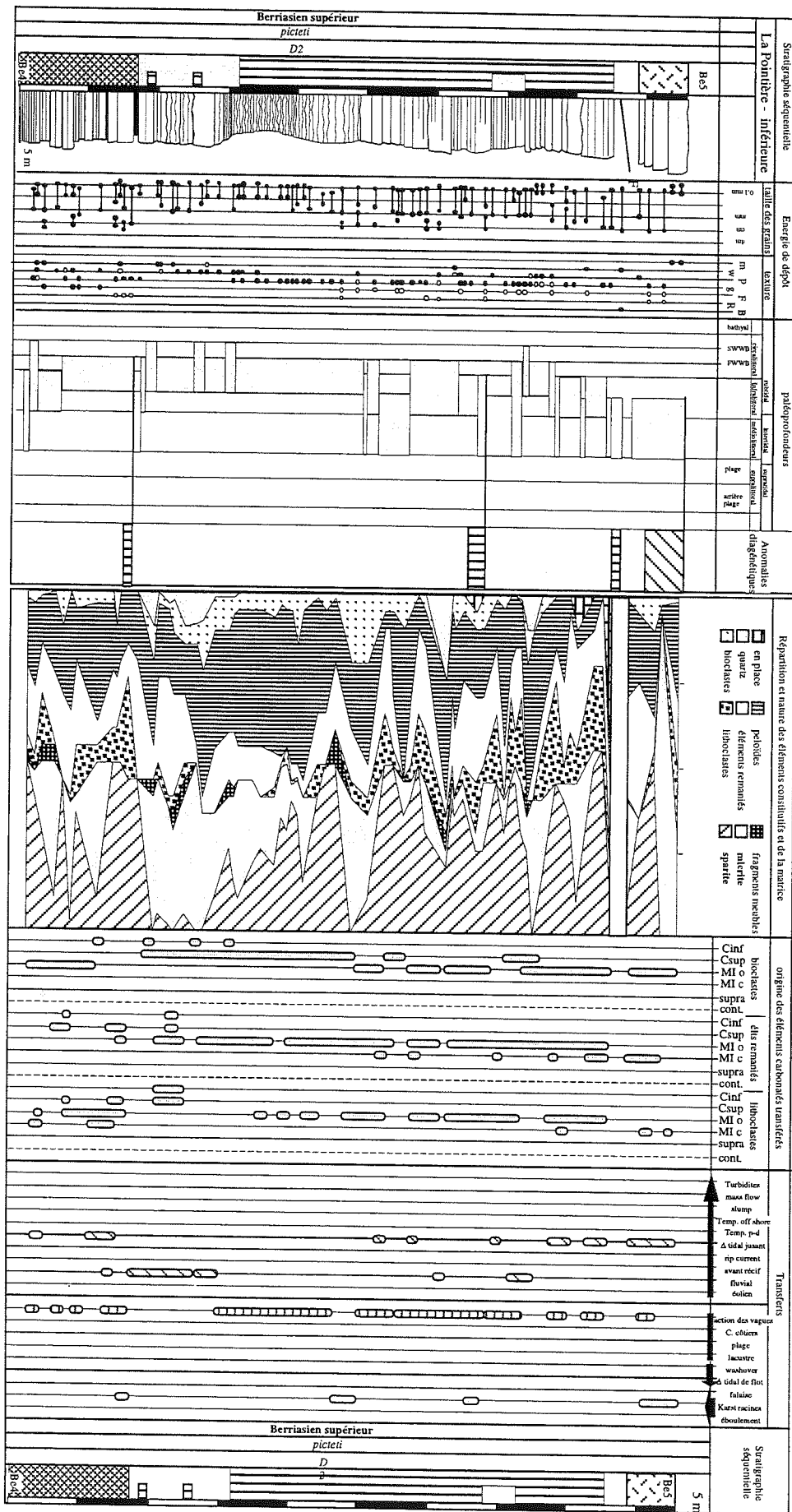


FIG. 113. - Tableau d'évolution des paléoprofondeurs et des transferts de sédiments de la partie inférieure de la coupe de la Pointière.



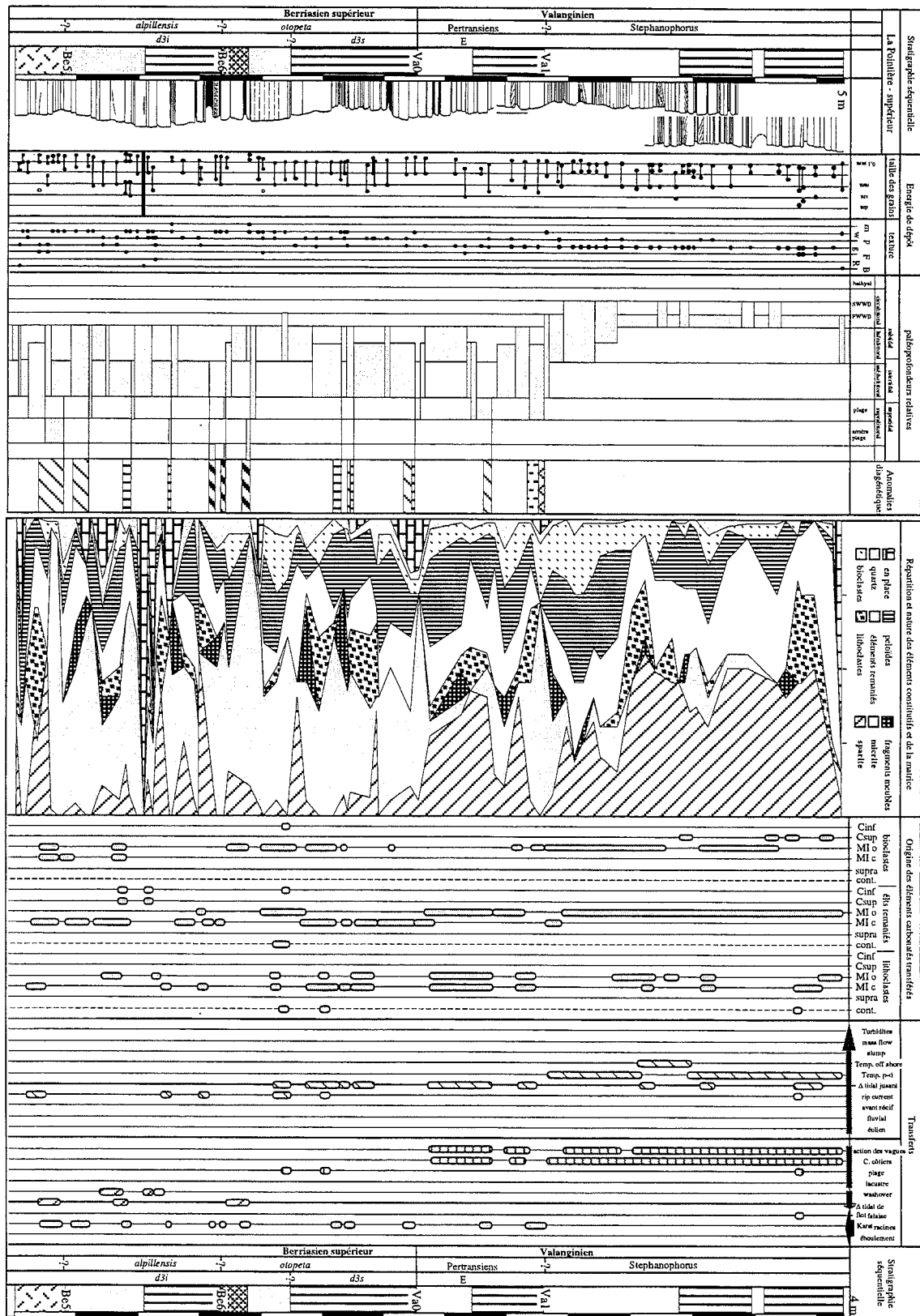


FIG. 114. - Tableau d'évolution des paléop profondeurs et des transferts de sédiments de la partie supérieure de la coupe de la Pointière.

Sur le plan des transferts de sédiments, le remaniement occupe une place majeure dans la sédimentation excepté dans les niveaux les plus confinés. Dans la séquence Be4, l'importance du remaniement diminue depuis la base de la coupe jusqu'aux niveaux à

calpionelles (*Transgressive System Tract*), puis augmente progressivement jusqu'au premier niveau à rudistes.

Ces niveaux marquent une phase de progradation reconnaissable au Guiers mort par les microfaciès

[d'après les données de Boisseau, 1987, p. 345] au Cul de Lampe d'après l'analyse géométrique (falaise de la Grande Sure, corrélée avec la falaise du Cul de Lampe et du Guiers mort), et interprétée comme *Highstand Aggrading Wedge* puis un *Highstand Prograding Wedge*, le reste de la séquence est clairement marqué par une sédimentation confinée, marquée par plusieurs émergences où la part des remaniements est très variable. Du fait que la transition à la séquence Be4 et la séquence Be5 est progressive, au Guiers Mort comme au Cul de Lampe, alors qu'à la Pointière les niveaux correspondant se disposent en *onlap* sur ScPO3, ces niveaux sont interprétés comme des dépôts de *Lowstand System Tract*. L'ensemble stratodécroissant (chaque limite de banc est émergitive dans cet ensemble) entre ScPO2 et ScPO3 est placé dans une unité appelée *Lowstand Prograding Wedge*.

L'ensemble suivant (au-dessus de ScPO3), appartient clairement à la séquence Be6, il est marqué par des séquences mineures prenant place dans un *Transgressive System Tract*. La base de la séquence Be6 (au-dessus de ScPO4) est d'ailleurs marquée par de nombreux niveaux de marais côtiers, remplacés par des dépôts de lagon semi-ouvert où la fraction remaniée (éléments remaniés et lithoclastes) est majoritaire (par rapport aux bioclastes).

La séquence Va0 se compose, comme dans la coupe du Cul de Lampe, de dépôts soumis à l'action des vagues de tempête (*Transgressive Systems Tract*) et se termine par des dépôts lagunaires scellés par un niveau microkarstifié à rudistes (*Highstand Systems Tract*).

La séquence Va1 est formée de grainstones sensiblement de même composition que les dépôts de Va0 (régime dynamique comparable) ; elle est couronnée par les niveaux dans lesquels apparaît *M. salevensis*. L'arrivée massive de débris de barrière récifale et de lagon restreint (sommets de la coupe) marque la partie supérieure de la coupe.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse de Boisseau [1987] et ce travail (fig. 108), la discontinuité Di0 (ScPO1) est interprétée comme la surface de transgression de la séquence Be4. La discontinuité Di0'1 (au-dessus de AP200) ne correspond à aucune surface clef particulière. La discontinuité Di0'2, qui correspond à la surface ScPO2, est interprétée comme une limite de séquence mineure au sein de Be5. Quand aux discontinuités Di1 et Di1.1 (en-dessous de ScPO4), elle sont interprétées comme des limites de séquence mineures au sein de Be5. La discontinuité Di1.2 correspond à la limite de séquence Be6. La discontinuité Di1.3 correspond à une limite de séquence mineure peu au-dessous de la surface de maximum d'inondation de la séquence Be6. La discontinuité Di1', telle qu'elle a été placée (en ScPO6) correspond à la limite de séquence Va1 (arguments biostratigraphiques) et ne coïncide pas avec la discontinuité Di1' de la coupe du Guiers Mort (qui équivaut dans cette coupe à la limite de séquence Va0).

#### 4.4. La coupe de l'Echaillon (fig. 115)

La position paléogéographique de l'Echaillon en bordure de la plate-forme jurassienne, n'est plus à

démontrer [Kilian et Lory, 1900 ; Remane, 1958 ; Le Hégarat, 1971 ; Boisseau, 1987]. Cependant, l'interprétation stratigraphique des différents niveaux qui la composent autorise de nouvelles corrélations avec les coupes plus septentrionales (secteur de la Sure) ou plus méridionales (Malleval).

La coupe de l'Echaillon s'articule en 4 parties :

- une première partie, formée par les calcaires coralliens de l'Echaillon [Kilian et Lory, 1900], termes les plus anciens de la série ;

- une deuxième partie, formée par les Couches du Balcon [Kilian et Lory, 1900] en bordure ouest du canal de l'Echaillon ;

- la troisième partie, située plus au sud dans la barre des calcaires à Chama [Kilian et Lory, 1900] entaillée par la carrière de l'Echaillon.

- la quatrième partie, formée par la falaise des calcaires dits du Fontanil [Kilian et Lory, 1900] entaillée par la carrière de l'Echaillon.

Deux coupes discontinues, séparées par une lacune de visibilité d'une cinquantaine de mètres, recoupant respectivement la deuxième partie (coupe du canal) et une d'une façon incomplète la troisième et la quatrième partie (coupe de la carrière) ont été présentées par Boisseau [1987].

Les données biostratigraphiques et lithostratigraphiques successivement récoltées par Kilian et Lory [1900], Remane [1966], Le Hégarat [1972] et Boisseau [1987] sont ici réévaluées.

Les termes supérieurs de la première partie (fig. 115), notamment les Calcaires coralliens jaunes, montrent, d'après Kilian et Lory (1900), "*des affinités avec les faciès du Marbre bâtard du Jura Neuchâtelois*" (formation qui se place dans le Berriasien moyen-supérieur, Chapitre XII).

Ils pourraient en effet lui correspondre au moins en partie, puisque tant dans le Jura que dans cette coupe, des niveaux à *Calpionellopsis* (Berriasien supérieur, séquences Be4 et Be5) ont été décrits tant dans les Couches du Balcon (Remane, 1966) à l'Echaillon que dans les calcaires marneux des séquences Be4-Be5 du Jura (ce travail, coupe de Champagne par exemple).

Au-dessus, au niveau de la lacune de visibilité (environ 50 m), plusieurs indices permettent de connaître les séquences qui séparent les deux segments de coupe levés par Boisseau. En effet, si l'on compare la distribution des faunes de cette coupe [Boisseau, 1987, p. 379 et 381] avec le schéma des associations de faune reconnues dans ce travail (intervalle compris entre l'apparition de *C. oblonga* et de *P. neocomiensis* ou *D. gracilima*), il est probable que cette lacune corresponde à la partie terminale de la séquence Be4 (*Highstand* et *Lowstand Prograding Wedge*) et la partie basale de la séquence Be5 (*Lowstand Aggrading Wedge* et *Transgressive System Tract*). Les calcaires à Chama, au sein desquels Boisseau [1987] a découvert l'association *D. gracilima* et *P. neocomiensis*, sont vraisemblablement à placer dans les séquences Be5 et Be6 (séquences reconnues également à Malleval dans les Calcaires des Ecouges). Les "Calcaires Valanginiens" (niveaux sous-jacents à l'apparition de *M. salevensis*) sont eux placés au sein des séquences Va0, Va1.

Sur le plan des correspondances entre le découpage séquentiel de Boisseau [1987] et celui proposé dans le

cadre de cette étude, les discontinuités Di0 et Di0' (p. 381) semblent correspondre avec des surfaces mineures associées au *Transgressive System Tract* de la séquence Be3.

La Discontinuité Di1 correspond à une surface d'émersion (microkarst) qui occupe une position tout à fait comparable à la limite de séquence Va0 (elle surmonte l'association *P. neocomiensis*, *D. gracilima*

qui caractérise les séquences Be5 et Be6).

La discontinuité Di1.1 correspond vraisemblablement à une surface mineure au sein du *Transgressive Systems Tract* de la séquence Va0.

La discontinuité Di1' est une surface d'émersion qui pourrait correspondre à la limite de séquence Va1.

La discontinuité Di2 se placerait dans les niveaux les plus externes de la séquence Va1.

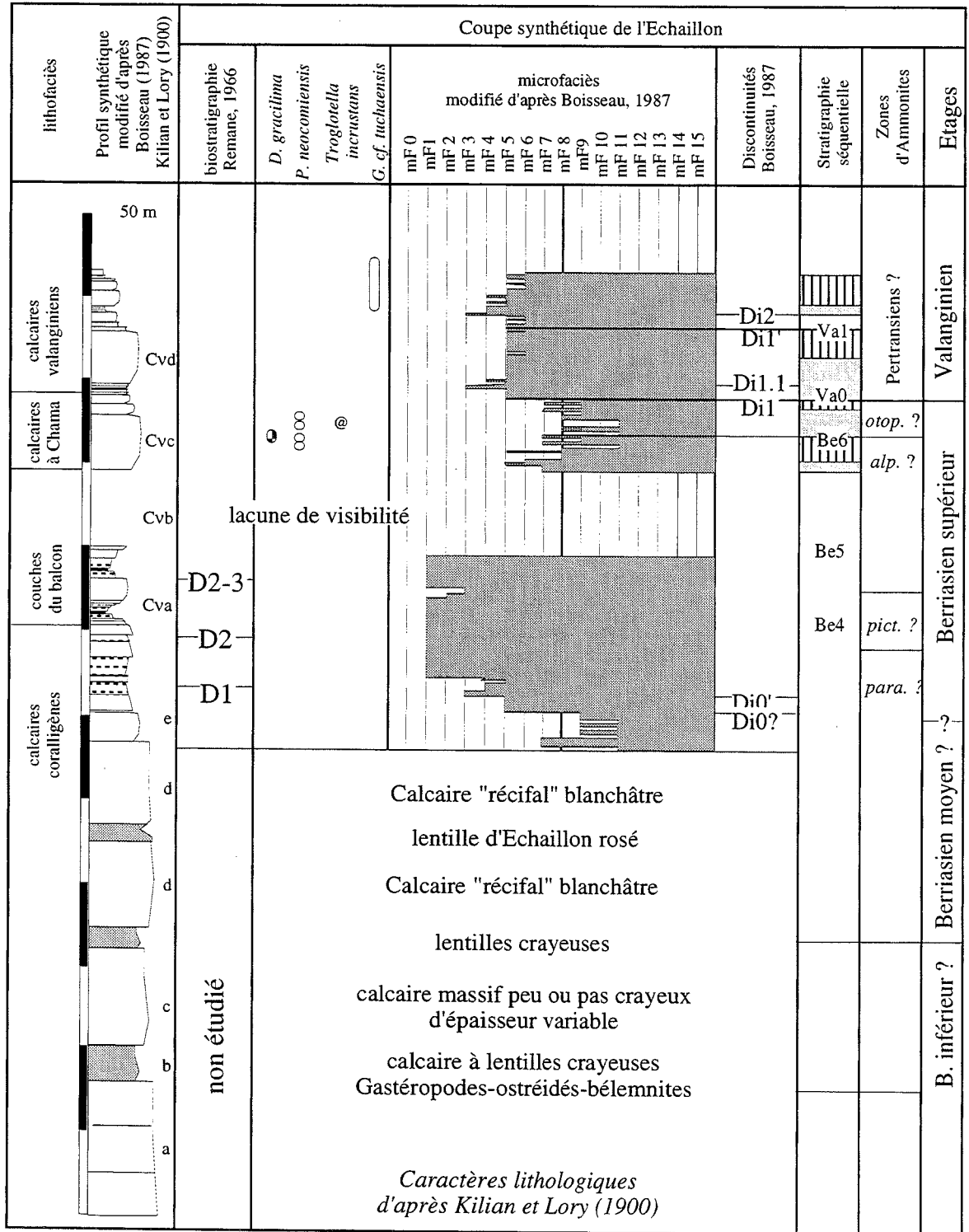


FIG. 115. - Tableau récapitulatif des données biostratigraphiques du Bec de l'Echaillon d'après les données de Kilian et Lory [1900] -lettres à droite du profil d'érosion-, Remane [1958 et 1966] et Boisseau [1987]. Le niveau "e" est décrit par Kilian et Lory comme des "calcaires jaunes voisins du marbre bâtard" du Jura.

#### 4.5. La Buisse (fig. 116)

Il n'est pas possible d'évoquer la série historique de l'Echaillon sans mentionner la succession de la Buisse, classiquement considérée comme une coupe de la plateforme jurassienne [Remane, 1958, Boisseau, 1987].

L'analyse sédimentologique et biostratigraphique détaillée de la série supérieure de la Buisse par Boisseau [1987] ainsi que la révision de cette coupe autorisent de nouvelles corrélations avec les coupes plus septentrionales (secteur de la Sure) ou plus méridionales (Echaillon).

L'ensemble des données montrent que les faciès et l'agencement séquentiel du Berriasien supérieur de la Buisse est très voisin sinon identique à la disposition rencontrée à l'Echaillon et au Cul de Lampe.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse de Boisseau [1987] et ce travail, la discontinuité Di1 correspond à une surface d'émersion interprétée comme la limite de séquence Be5.

La discontinuité Di1.3, qui est une surface d'émersion surmontant les premiers faciès à rudistes (immédiatement au-dessus des niveaux à *D. gracillima* et *P. neocomiensis*), est interprétée comme la limite de séquence Va0.

Quand à la discontinuité Di1', placée dans cette coupe au-dessus des derniers niveaux à rudistes de la série, elle est interprétée comme la limite de séquence Va1.

La discontinuité Di2 comprend les faciès les plus ouverts de la séquence Va1 (*Maximum Flooding Surface* ?).

Dans l'hypothèse de corrélation présentée ici, la

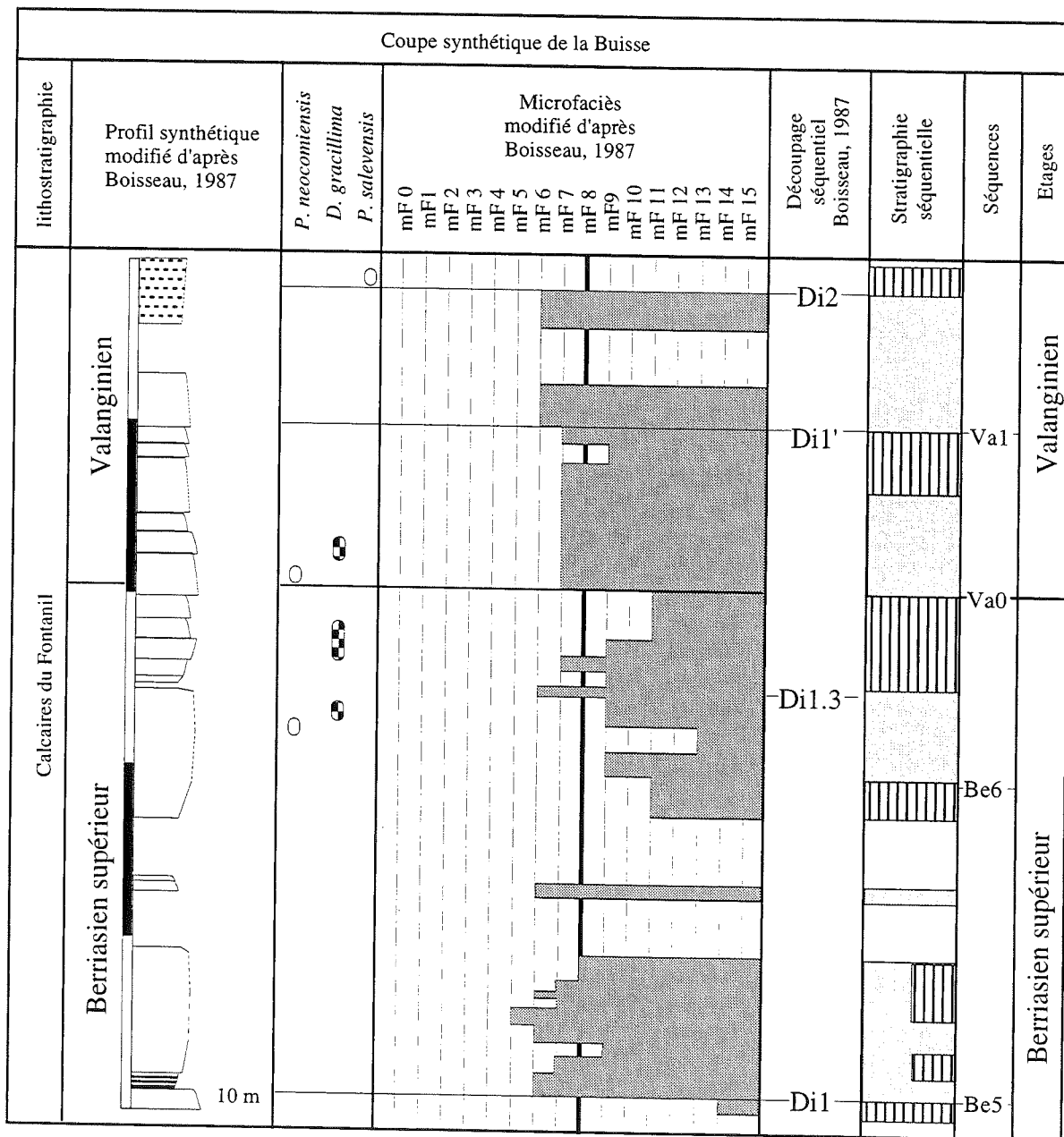


FIG. 116. - Tableau synthétique des données biostratigraphiques principales de la coupe de la Buisse modifié d'après Boisseau [1987].

position stratigraphique dans laquelle se trouve la discontinuité Di1' de Boisseau dans cette coupe est différente de celle qui lui avait été attribuée dans la coupe du Guiers mort [Boisseau, 1987, p. 386].

**4.6. Conclusion sur les coupes de bordure de plate-forme nord vocontienne**

Plusieurs caractères communs peuvent être soulignés entre les coupes à la suite des corrélations (fig. 116) :

- la proportion des éléments remaniés augmente dans les coupes de bordure de plate-forme dans les périodes de progradation de la plate-forme (partie élevée de la séquence Be5 par exemple) mais également au passages Be2-Be3, Be3-Be4, Be5-Be6, Be6-Va0, Va0-Va1 ;

- les coupes de bordure de plate-forme présentent des niveaux émerifs et des niveaux d'ennoyages corrélables d'une coupe à l'autre (limites de séquences reconnues) ;

- les périodes d'émerision sur la bordure de la plate-forme correspondent aux horizons dans lesquels le remaniement est le plus important sur le talus ; c'est le

cas pour le biohorizon *d3t* avec la limite de séquence Va0. C'est le cas également pour la limite de séquence Va1, bien marquée au Cul de Lampe et à la Pointière par des traces d'émerision et qui se remarque au Guiers Mort non pas par des traces d'émerision, mais par l'abondance anormale d'éléments médio et infralittoraux remaniés dans des *packstones* à débris d'échinodermes et rares calpionelles.

Ces surfaces de corrélation mettent aussi en évidence les épaisseurs considérables de sédiments dans la zone de talus en regard de celles des séries de bassin : au Fontanil les séries du Berriasien supérieur sont puissantes de 200 m alors qu'à Berrias (en position du bas de talus) elles totalisent 20 m et à Montbrun-les Bains 50-70 m.

Ces conclusions soulèvent de nouvelles questions :  
 - quelles sont les séquences représentées sur la plate-forme ?  
 - d'où proviennent les matériaux remaniés sur le talus ?

Pour répondre à ces questions, plusieurs coupes de la plate-forme nord-vocontienne ont été étudiées.

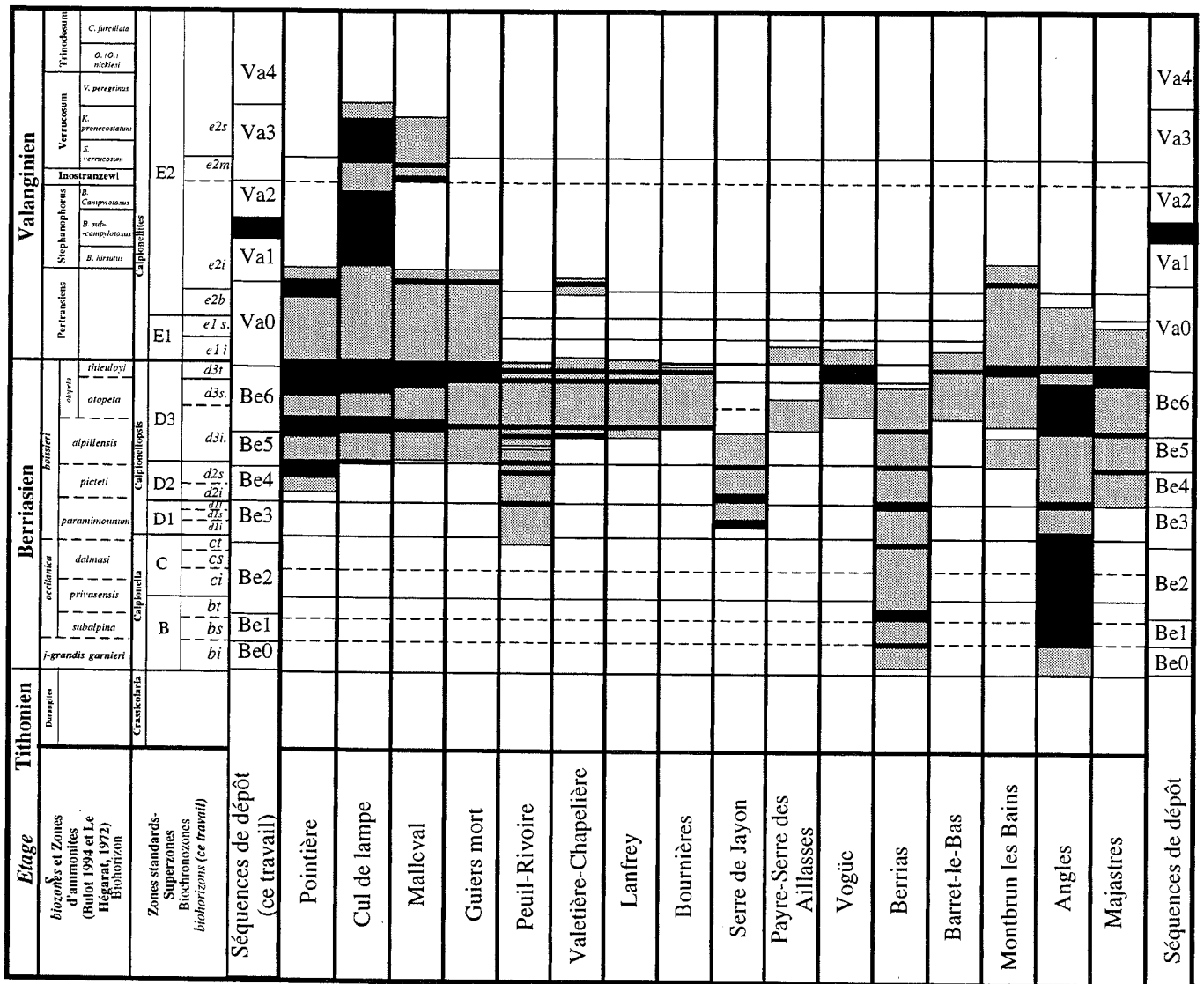


FIG. 117. - Importance chronologique des lacunes de sédimentation et position des principales surfaces remarquables en domaine de talus et de bassin par rapport aux limites de séquences définies en domaine de plate-forme. Les intervalles grisés correspondent à l'extension chronologique des niveaux sédimentaires préservés, les intervalles noirs correspondent aux extensions chronologiques des lacunes de sédimentation et les intervalles blanc aux niveaux invisibles (ou non étudiés).

## Chapitre III

### LES COUPES CLEFS DU BERRIASIEN SUPÉRIEUR-VALANGINIEN EN PLATE-FORME JURASSIENNE

Le nombre important de coupes présentées dans le cadre de cet exposé est justifié d'une part en raison de la qualité très inégale des affleurements, et, d'autre part, en raison d'une documentation biostratigraphique hétérogène. Les corrélations chronostratigraphiques à très haute résolution reposent sur l'intégration d'un grand nombre de successions montrant l'éventail de dispositifs sédimentaires le plus large qui soit.

#### 1. - LA PARTIE MÉRIDIIONALE DE LA PLATE-FORME JURASSIENNE

Elle comprend les coupes de la Chambotte, de la Balme de Sillingy, de Musièges, du Maréchet et du Marchairuz.

##### 1.1. La Chambotte (fig. 118 à 121)

Cette coupe, où ont été définis les ensembles lithostratigraphiques de la Formation de la Chambotte et du Membre du Guiers [Steinhauser et Lombard, 1969], affleure en bordure de la route N491b qui joint Chaudieu, près du lac du Bourget, à Saint-Germain-la-Chambotte (coordonnées de la base de la coupe X = 874.08; Y = 2094.43 et Z = 420 m d'après la carte IGN 1/25000 de Rumilly "3331 Ouest"). Le secteur de la Chambotte est entaillé dans le flanc ouest de l'anticlinal dissymétrique du Chaînon du Gros Foug dominant le lac du Bourget.

Les données biostratigraphiques et sédimentologiques fournies par Darsac [1983] ont été complétées par la révision du matériel disponible (lame mince) et l'analyse de terrain (levé et échantillonnage).

La coupe de Chambotte se compose de 8 parties.

- Une première partie, épaisse de 4 m, marquée par une dépression sur le profil d'érosion (de CB1 à CB10).

- Une deuxième partie (16 m) constituée de bancs calcaires massifs stratocroissants (de CB11 à CB38), qui correspond au lithofaciès de Pierre Châtel.

- Une troisième partie (12 m) constituée de bancs calcaréo-argileux peu épais stratodécroissants puis de bancs calcaires clairs stratocroissants séparés dans la partie supérieure par des joints marneux (de CB39 à CB82). Cette partie correspond à la première partie de la Formation de Vions.

- Une quatrième partie (6 m, de CB83 à CB87), constituée de bancs calcaréo-argileux décimétriques et de niveaux marneux pluridécimétriques, qui correspond à la partie supérieure de la Formation de Vions.

- Une cinquième partie (20 m, de CB88 à CB131), correspondant à la partie inférieure de la Formation de la Chambotte [Steinhauser et Lombard, 1969], constituée de bancs calcaires stratocroissants, séparés à la base par des niveaux marneux.

- Une sixième partie (8 m, de CB132 à CB171), formant le lithostatotype du Membre du Guiers, intercalé dans la Formation de la Chambotte [Steinhauser et Lombard, 1969], constituée de bancs calcaires stratodécroissants séparés par des niveaux marneux stratodécroissants.

- Une septième partie (20 m, de CB172 à CB200), formant le lithostatotype de la partie supérieure de la Formation de la Chambotte [Steinhauser et Lombard, 1969], constituée de bancs calcaires massifs entrecoupés de niveaux marneux et de lacunes de visibilité.

- Une huitième partie (au-dessus de CB200) formée d'épais niveaux marneux et de bancs calcaires à silicifications, typiques des Calcaires à silex de la formation du Bourget.

Huit surfaces majeures ont été reconnues dans cette coupe.

La surface ScCB1 (au-dessus de B6) chapeaute des assises micritisées et intensément dolomitisées de la base de la coupe.

La surface ScCB2 (au-dessus de B28) se place au sommet de niveaux microkarstifiés (sur quelques dizaines de centimètres).

La surface d'émergence et d'érosion ScCB3 (au-dessus de B62) est marquée par des traces de racines et de microkarstification.

La surface d'érosion et d'émergence ScCB4 (au-dessus de B76) surmonte des traces d'altération pédogénétique (traces de racines et de radicelles).

La surface d'érosion ScCB5 (au-dessus de B103) surmonte un ensemble de niveaux complètement dolomitisés (70 % des échantillons) et microkarstifiés.

La surface d'érosion et d'émergence ScCB6 se remarque par des traces de dolomitisation-dédolomitisation et des indices de porosité moldique au sommet du membre inférieur de la Chambotte.

La surface d'érosion et d'émergence ScCB7 (entre B177 et B178) correspond à une surface d'érosion qui surmonte un ensemble microkarstifié.

La surface d'érosion ScCB8 (entre B177 et B178) ne porte pas de trace d'émergence mais elle correspond à une surface d'érosion à partir de laquelle la sédimentation est complètement modifiée.

Du point de vue micropaléontologique, la partie inférieure est dépourvue d'éléments utilisables sur le plan biostratigraphique.

Plusieurs niveaux à rares calpionelles sans valeur stratigraphique précise (Berriasien moyen-Valanginien inférieur) ont été reconnus. C'est ainsi que *Tintinnopsella* sp. est présente en B132, B143, B149, B152, B166, B167, B168, B169, B194.

D'autres niveaux ont livré des calpionelles dont la signification stratigraphique est plus précise, notamment *Calpionellopsis* sp. (en B72 et B77) et *Lorenziella* sp. (B79) qui ont été observés au-dessus de la ScCB3.

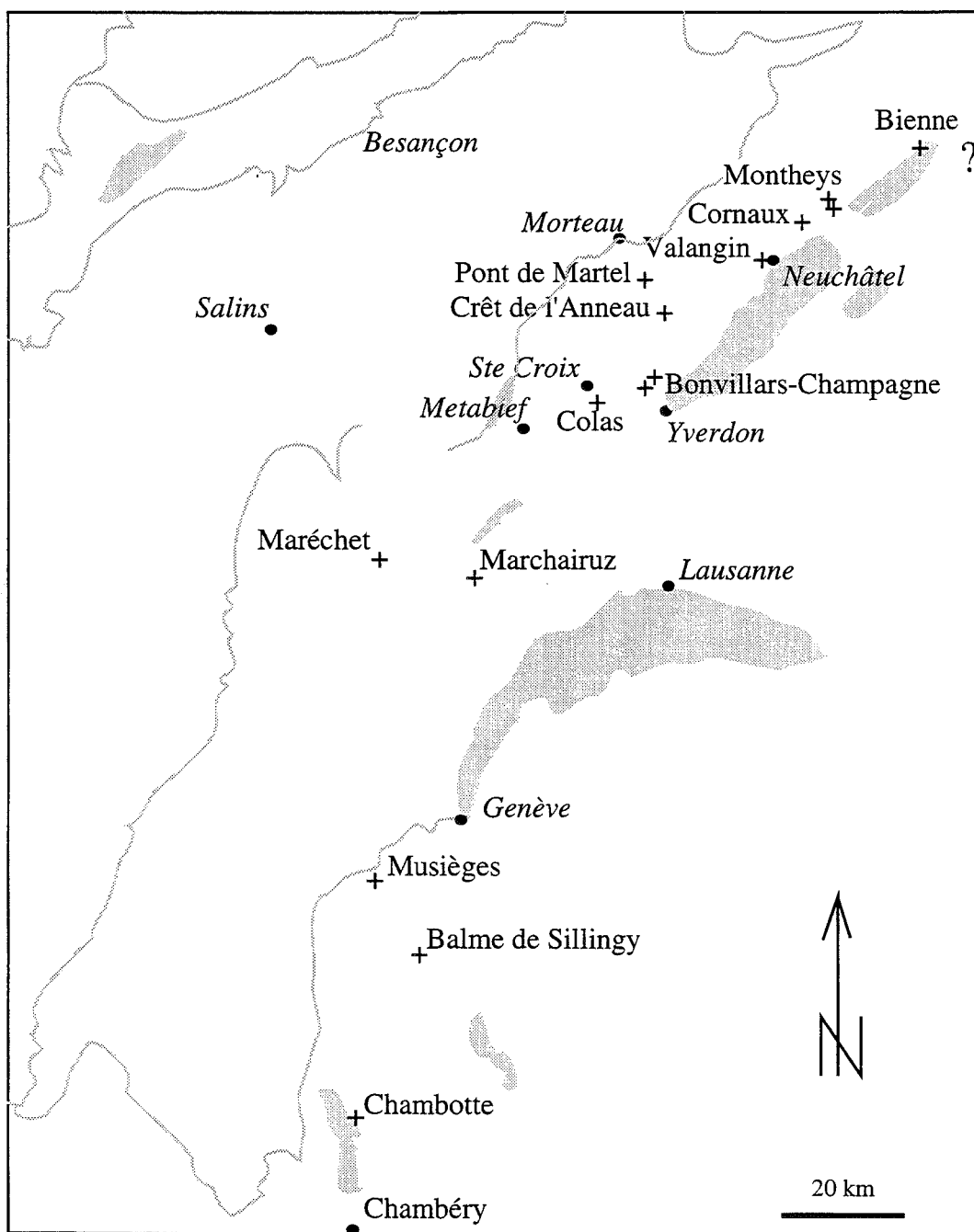


FIG. 118. - Carte de situation des coupes du Berriasien-Valanginien du Jura septentrional, vaudois et neuchâtelois, étudiées dans le cadre de ce travail (avec + la position des coupes.)

Par ailleurs, *Calpionellites* sp., caractérisant le Valanginien inférieur, existe entre les surfaces ScCB5 et ScCB6 (échantillon B128) ; *Lorenziella* sp. a été observé au-dessus de ScCB6, ech. B166).

C'est au niveau B18 que la plus basse présence de *P. courtionensis* a été observée, cette forme n'étant plus représentée au-dessus de B60.

*Pavlovecina allobroensis* [déjà signalé par Steinhauser, 1969 et Darsac, 1983] est présent au-dessus de ScCB2 (en B36-37-38, peut être même en B30), au sommet de la "formation de Pierre Châtel" ; je l'ai également observé en remaniement (lithoclaste) au-dessus de ScCB3, en B68.

*Danubiella* sp. est présente au-dessus de ScCB3 (en B61 et B76).

*Montsalevia elevata* apparaît au-dessus de ScCB4 (en B81), niveau à partir duquel cette forme devient assez fréquente jusqu'à B96.

*P. neocomiensis* apparaît au-dessus de ScCB4 (en B81'), il est très fréquent jusqu'en B127 et n'a pas été observé au-dessus de B179.

*T. cf. sagittaria* apparaît au-dessus de B108 et peut être plus bas, en B87 ou en B92 (niveaux dans lesquels la détermination est incertaine).

*T. cf. cherchiaie* apparaît au-dessus de ScCB4, dès B91, mais reste rare dans tous les niveaux sus-jacents.

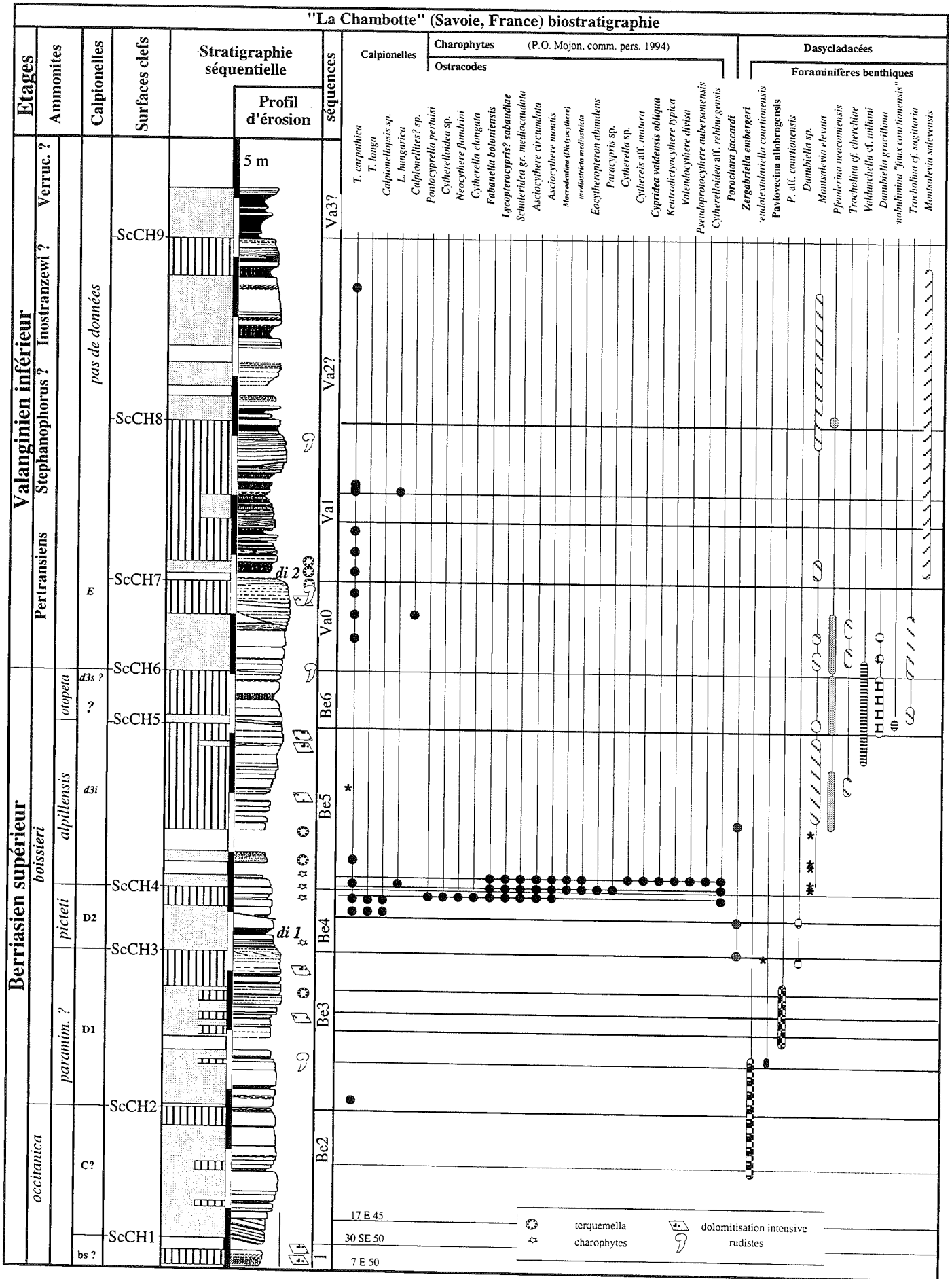


FIG. 119. - Tableau de répartition des principales données biostratigraphiques de la coupe de la Chambotte, interprétation.



*D. gracilima* apparaît au-dessus de ScCB5 (au-dessus de B105) niveaux dans lesquels elle est très fréquente. Brutalement, cette forme devient rare au-dessus de ScCB6 jusqu'en B112 (niveau à partir duquel *D. gracilima* n'a plus été observée).

*Zergabriella embergeri* est présente au-dessus de ScCB3 (en B63 et en B70) et de ScCB4 (en B86).

*Montsalevia salevensis* (déjà signalée par Darsac, 1983) est présente dans la partie inférieure du membre du Guiers.

*D. cernavodensis* est présente au-dessus de ScCB7 (en B171).

La surface ScCB9 correspond à un niveau à partir duquel seuls quelques foraminifères benthiques circalittoraux (*Montsalevia elevata* et *Montsalevia salevensis* par exemple) sont préservés. En raison de l'importance de la coupure dans l'enregistrement sédimentaire qui est lié à cette surface, elle est considérée à titre d'hypothèse comme la limite de séquence Va3.

En fonction de ces éléments biostratigraphiques, il est possible d'envisager une correspondance entre :

- ScCB1 et la limite de séquence Be2,
- ScCB2 et la limite de séquence Be3,
- ScCB3 et la limite de séquence Be4,

- ScCB4 et la limite de séquence Be5,
- ScCB5 et la limite de séquence Be6,
- ScCB6 et la limite de séquence Va0,
- ScCB7 et la limite de séquence Va1,
- ScCB8 et la limite de séquence Va2,
- ScCB9 et la limite de séquence Va3.

Seul le sommet de la séquence Be1 est visible (B1 à B5, sous ScCB1) ; il est marqué par des sédiments à texture idiomorphe à rhomboédres de dolomie euhédrale [Tucker, 1990] dont les structures originelles ne sont plus facilement reconnaissables (40 à 70% de dolomie). Il s'agit probablement d'anciens faciès *packstone* à miliolites (mF13 ?).

La seconde séquence, Be2 (successivement strato-croissante de B6 à B23 puis stratodécroissante de B24 à B61) débute par une mégaride métrique à accrétion vers le SSE (riche en *Carpathocodium anae*), surmontée par des *packstones-grainstones* à dasycladales, trocholines et foraminifères agglutinés, éventuellement à *Bacinella* (surtout de B33 à B37) ou à débris de madréporaires (B36-B37). Vers le haut la série passe à des *wackestones*

Plusieurs surfaces d'émergence marquées par des micro-karstifications ont été reconnues (sous B14 et sous B19)

La séquence Be3 est constituée de *wackestones* à rare

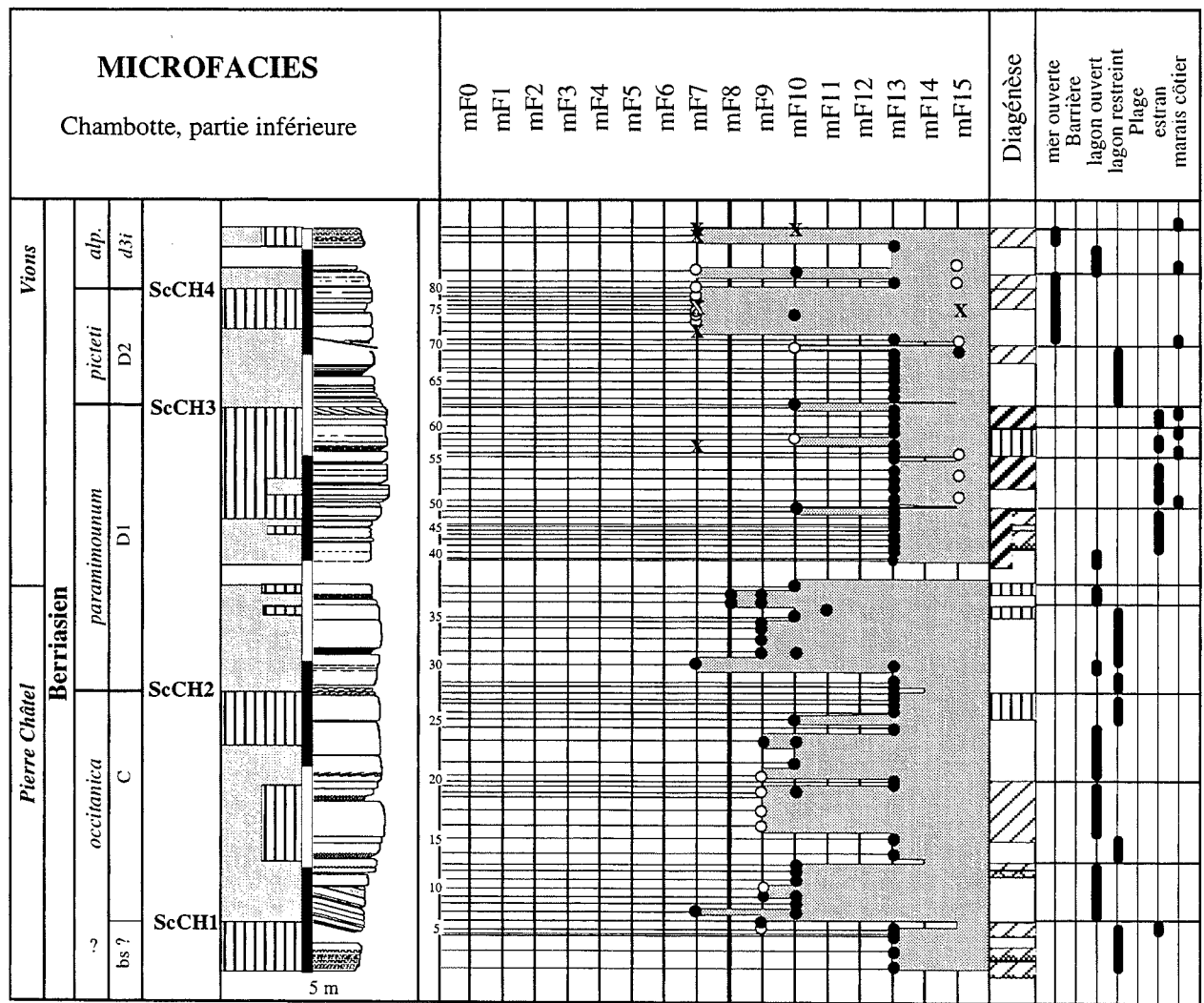


FIG. 120. - Tableau d'évolution des microfaciès de la partie inférieure de la coupe de la Chambotte.

microfaune peu diversifiée. Seuls quelques niveaux montrent des foraminifères benthiques en abondance (B40-B41). Au-dessus d'une première surface d'émersion surmontant B36 (microkarstification de B35 et B36), se superposent cinq surfaces mineures d'émersion caractérisées par des tubules ramifiés vers le bas, (voir Partie II, Chapitre I et II) et interprétées comme des

niveaux à traces de racines [Darsac, 1983].

La séquence Be3 se compose de *wackestones*-*packstones* quartzeux à bioclastes médio-infralittoraux et à peloides. La teneur en lithoclastes et en éléments remaniés y est très faible.

La séquence Be4 (au-dessus de ScCB3), est constituée de *wackestones* quartzeux (teneur inférieure à 15%),

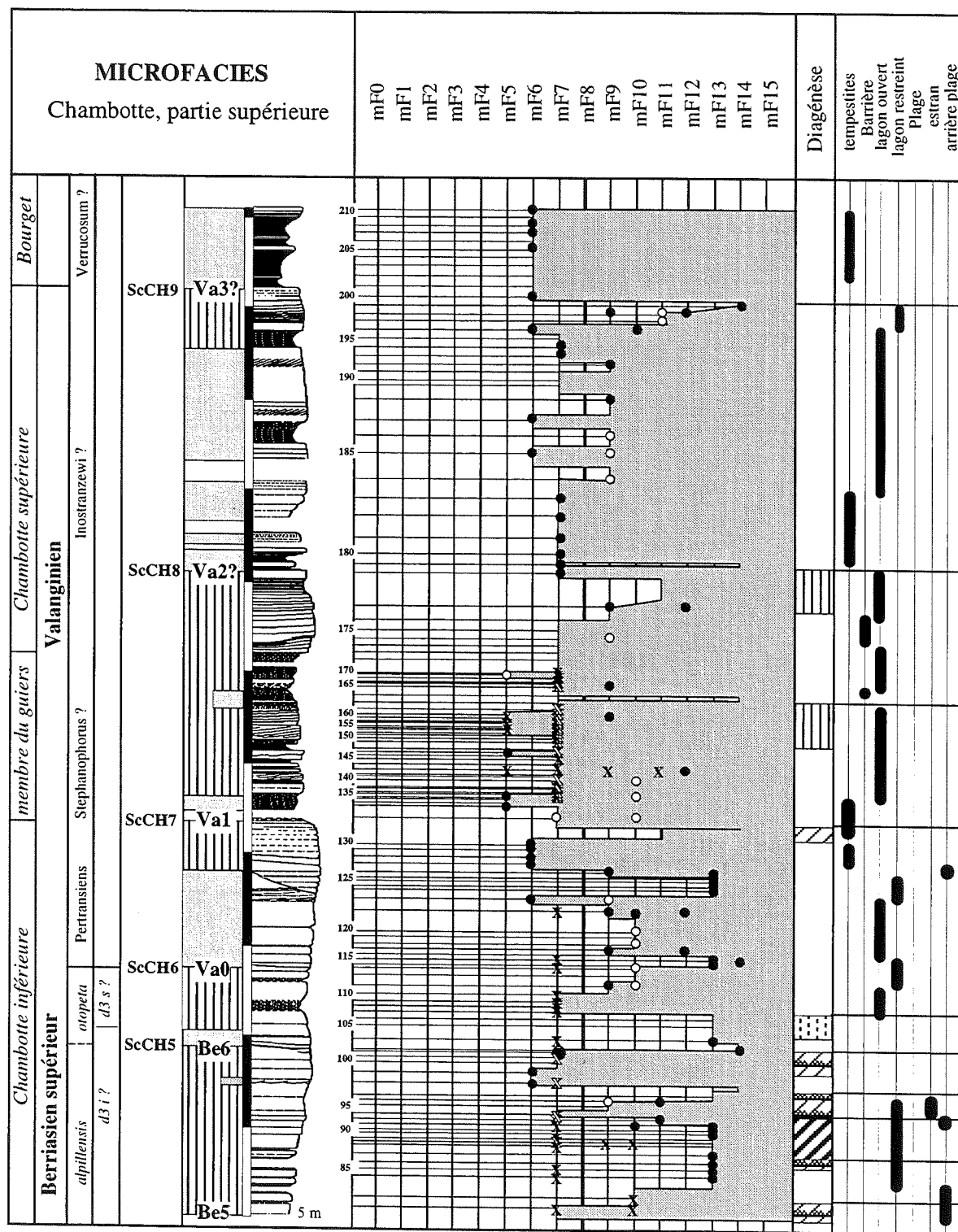


FIG. 121. - Tableau d'évolution des microfacies de la partie supérieure de la coupe de la Chambotte.

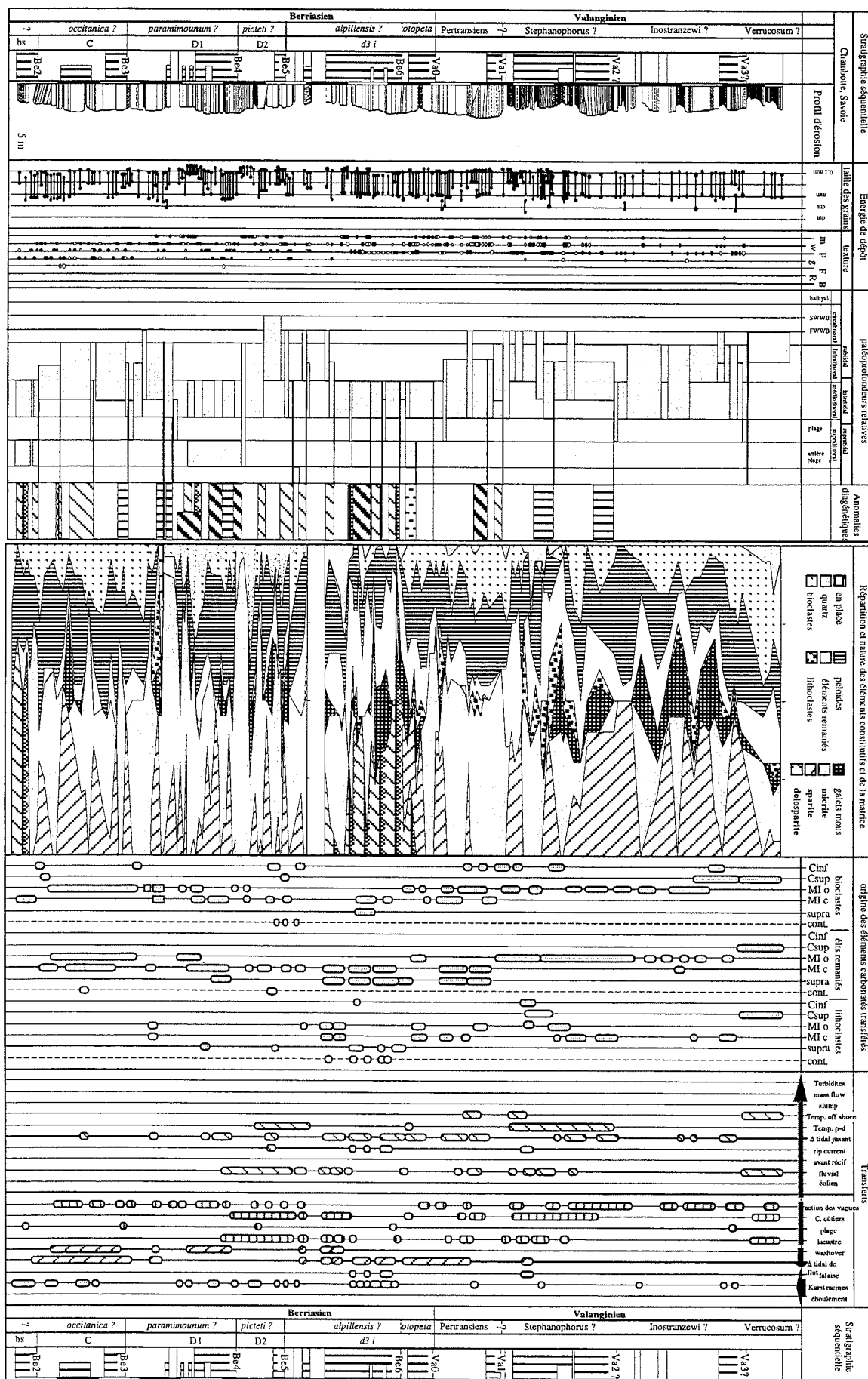


FIG. 122. - Tableau d'évolution des paléop profondeurs et des transferts de sédiments de la coupe de la Chambotte.

d'abord à rares éléments peu diversifiés (B63), puis à bioclastes circalittoraux (foraminifères benthiques) ou pélagiques (calpionelles) éventuellement médio-infralittoraux (algues dasycladales). A noter dans la dernière partie de la séquence la présence de grains de glauconie, d'un foraminifère pélagique probable (en B78), d'éléments remaniés médio-infralittoraux à supralittoraux ou lacustres (charophytes en B75) et de lithoclastes altérés. Enfin, la partie supérieure de cette séquence est marquée par des traces d'altération pédogénétiques (traces de racines ?).

La base de la séquence Be5 (au-dessus de ScCB4) montre l'alternance paradoxale de *wackestones* à calpionelles (marquées par des traces d'altération pédogénétiques) et de marnes à charophytes. Ces niveaux sont marqués par des faciès *wackestones* à traces de racines et de radicelles, dans lesquels des marnes à charophytes et ostracodes lacustres et marins ont été reconnus. Le reste de la séquence est marqué par des *packstones-grainstones* à éléments remaniés d'origine médio-infralittorale (oïdes à cortex micritique et radial très fréquents, trocholines) ou ponctuellement circalittorale (éléments remaniés majoritaires et rares lithoclastes). Les dépôts de texture *wackestones* à oïdes et débris d'échinodermes passent vers le haut à des *packstone-grainstones* quartzeux de moins en moins riches en débris d'échinodermes, mais renfermant de nombreux foraminifères benthiques de grande taille. (*P. neocomiensis*). Cette séquence est chapeauté par une surface d'érosion, couverte par des lithoclastes et des débris de rudistes. Plusieurs surfaces d'émergence mineures marquées par des microkarsts (dissolution intergranulaires de B76 à B83 et figures de dissolution post-lithification à l'emporte pièce), des traces de racines (de B87 à B92), des figures de porosité moldique et des niveaux complètement dolomités, à textures idiotopiques à rhomboédres de dolomie euhédrale (teneurs comprises entre 10 à 75 % de la roche en B88, entre B94 et B97 et entre B99 et B103) s'observent dans la partie supérieure de la séquence.

Localement ces niveaux sont scellés par des sédiments à éléments remaniés et galets à dolomie (B104). La séquence s'achève par des *grainstones* à structures *fenestrae* obliques par rapport au litage (*keystone vugs*) interprétés comme un niveau de plage.

La séquence Be6, peu épaisse, est constituée par des *packstones-wackestones* à *Carpathocodium anae*, *Bacinella* et rares débris d'échinodermes. Les dépôts sont d'abord associés à des transferts de tempêtes proximaux puis plus profonds (présence de calpionelles et de foraminifères benthiques -comme *P. neocomiensis*, *D. gracilima*).

La séquence Va0 est constituée de *wackestones-packstones* à débris de *Carpathocodium anae*, éventuellement à calpionelles. Elle se termine par des *packstones* à rudistes et de discrètes traces de dolomitisation. Localement, des lithoclastes y ont été observés.

La séquence suivante, Va1, débute par des faciès de type *wackestones-packstones* à calpionelles, foraminifères benthiques circalittoraux, débris d'échinodermes et débris de bryozoaires. Vers le haut de la séquence, les éléments remaniés constituent une part importante de la sédimentation.

La séquence Va2 n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée.

En fonction des données biostratigraphiques et sédimentologiques, d'une part, et des données sur les épaisseurs d'autre part, il est possible d'affirmer que la coupe de la Chambotte est incomplète. En effet, si toutes les séquences du Berriasien supérieur-Valanginien basal y sont représentées, un grand nombre de niveaux émergifs, coïncidant avec de nouvelles apparitions d'organismes marquent d'importantes discontinuités de sédimentation. La séquence Be6 par exemple est très peu épaisse et vraisemblablement très lacunaire.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse de Darsac [1983] et ce travail, la discontinuité mineure *a* [Darsac, 1983, p. 266], correspond à la limite de séquence Be2. La discontinuité Di1 correspond à la limite de séquence Be4. La discontinuité *e* correspond sans doute à la surface de maximum d'inondation (*maximum flooding surface*) de la séquence Be4. La discontinuité Di2 est interprétée comme la superposition de la limite de séquence Va1 et de la surface du maximum d'inondation de cette séquence. Quant à la discontinuité Di3, il semble bien qu'elle corresponde à la limite de séquence Va3.

## 1.2. La Balme de Sillingy (fig. 123 et 124)

La falaise de la Balme de Sillingy appartient à un prolongement de l'anticlinal du Salève, découpé par la faille décrochante du Vuache (N145-N150°). La coupe étudiée, située sur le flanc sud-ouest de la montagne de la Balme, a été levée en rappel le long de la falaise grâce à l'aide de I. Moine. L'examen de la géométrie de la falaise montre que de nombreux accidents tectoniques récents (décrochements senestres orientés N145) affectent les couches. Quelques indices laissent cependant supposer que certaines déformations pourraient être synsédimentaires.

La coupe de la Balme de Sillingy se compose de 5 unités.

- La première unité (supérieure à 10 m) est massive avec des bancs calcaires mal individualisés.

- La deuxième unité (18 m, entre BS626 et BS667) est constituée de bancs décimétriques à métriques bien individualisés par des interlits marneux.

- La troisième unité (30 m, entre BS668 et BS700) se compose de bancs calcaires stratocroissants séparés par des diastèmes. Elle compose la première partie du lithofaciès de Pierre-Châtel).

- La quatrième unité (30 m, entre BS701 et BS1075) est stratodécroissante et s'enrichit en marnes vers le haut ; la base peut être attribuée au lithofaciès de Pierre-Châtel, le sommet au lithofaciès de la Formation de Vions.

- La cinquième unité se détache en une falaise faite de bancs calcaires massifs stratocroissants soit, le plus souvent, mal individualisés par des passages progressifs à des niveaux plus marneux, soit, plus rarement, limités par de petites surfaces d'érosion (diastèmes).

Dix surfaces majeures ont été reconnues.

La surface d'émergence ScBS1 (entre BS644 et BS645) est microkarstifiée.

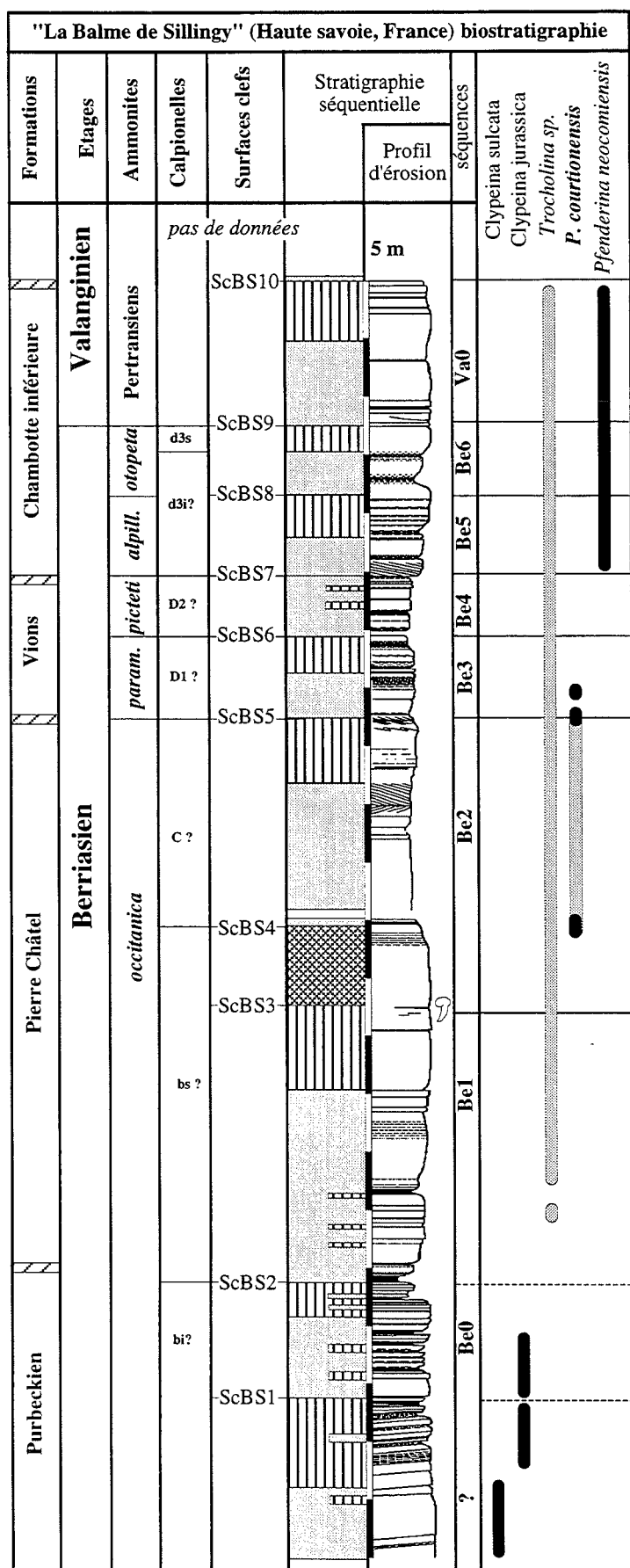


FIG. 123. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe de la Balme de Sillingy.

La surface d'émergence ScBS2 (au-dessus de BS664), au sommet de niveaux microkarstifiés (sur quelques dizaines de cm), semble correspondre à une *toplap* surface (l'importance de la tectonique récente est difficilement appréciable).

La surface d'émergence ScBS3 (au-dessus de BS696) est marquée par des microcavités de microkarstification.

La surface d'émergence ScBS4 (au-dessus de BS700) surmonte un niveau à cavités microkarstiques.

La surface ScBS5 (au-dessus de BS860) est érosive.

La surface d'érosion et d'émergence ScBS6 (entre BS870 et BS875) se remarque par des microkarstifications et des traces de porosité moldique.

La surface d'érosion et d'émergence ScBS7 (entre BS876 et BS1076) surmonte un ensemble microkarstifié et dolomitisé.

La surface d'émergence ScBS8 (entre BS1190 et BS1091) couvre un ensemble microkarstifié.

La surface d'émergence ScBS9 (au-dessus de BS1094) surmonte un ensemble à porosité moldique (dissolution de tests).

La surface d'émergence ScBS10 (au-dessus de BS1200) se place au-dessus d'un ensemble à porosité moldique.

La coupe a été analysée par répliques d'acétate de sections polies ("peels") au Service carbonates de la société Total. Ces objets ne se prêtent pas à une analyse biostratigraphique de détail, néanmoins, ils révèlent l'existence de niveaux bien différenciés sur le plan sédimentologique et dans lesquels quelques taxons sont reconnaissables.

Sous ScBS2, à la base de la coupe (BS623 à BS653), seules les sections de *Clypeina sulcata* et de *Clypeina jurassica* ont été reconnues (détermination B. Granier) ; en l'absence d'autres éléments paléontologiques et par comparaison avec les autres coupes du Jura (datés par ostracodes, partie II, chapitre V), elles sont placées dans le Berriasien inférieur.

Le genre *Trocholina* est présent dès le niveau BS673 au-dessus de ScBS2 et jusqu'au sommet de la coupe. Il est très fréquent à partir de BS680.

*Pseudotextulariella courtionensis* est présente au-dessus de ScBS3 et sous ScBS6 (entre BS700 et BS861).

*P. neocomiensis* a été observé au-dessus de ScBS7, dès le niveau BS898.

En l'absence d'autres éléments biostratigraphiques et par comparaison avec les autres coupes du Jura, ces éléments de datation sont compatibles avec une correspondance entre :

- ScBS1 et la limite de séquence Be0? (Berriasien inférieur ?),
- ScBS2 et la limite de séquence Be1 (Berriasien moyen),

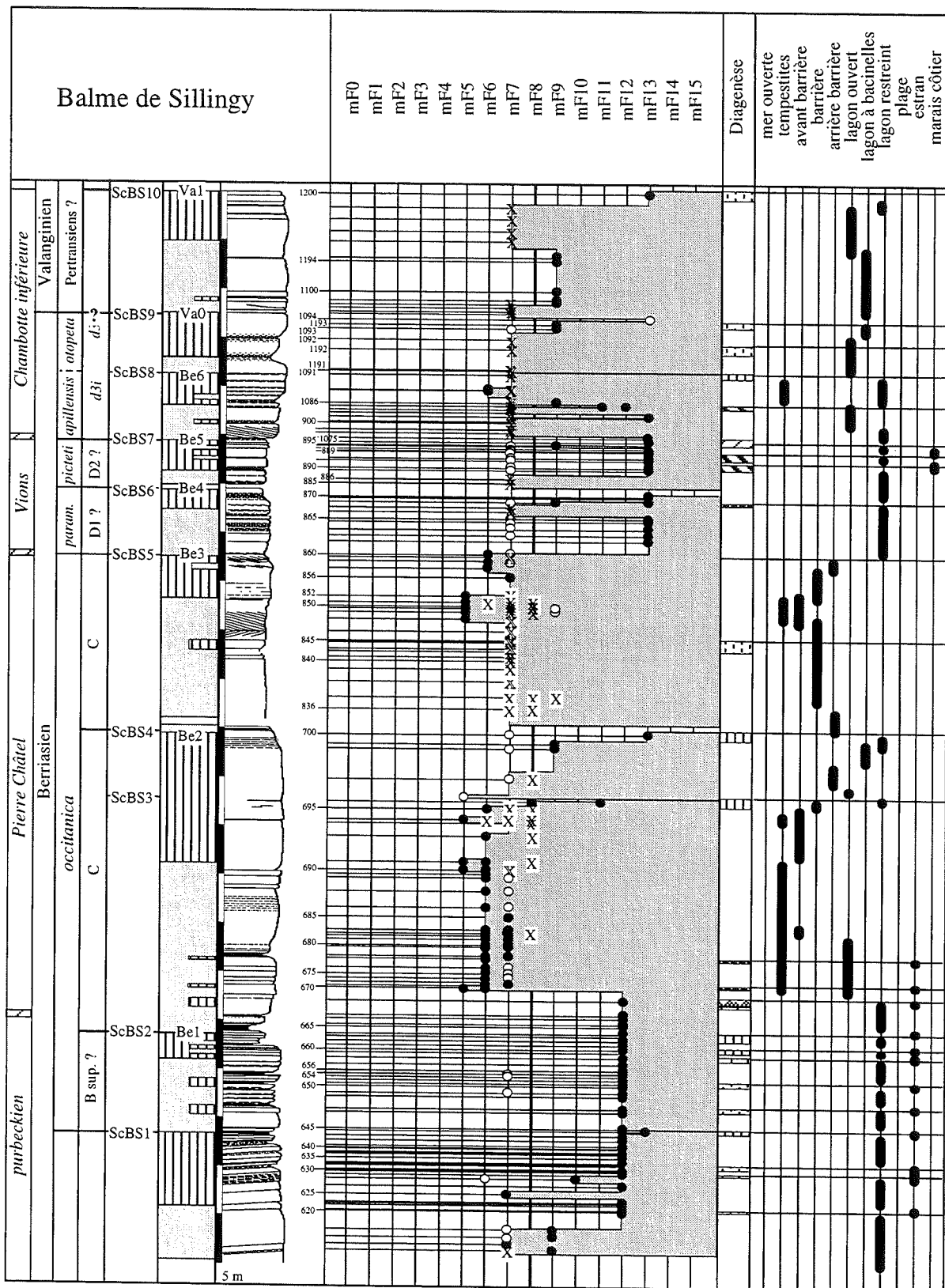


FIG. 124. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de la Balme de Sillingy.

- ScBS3 et la limite de séquence Be2 (Berriasien moyen),
- ScBS5 et la limite de séquence Be3 (Berriasien supérieur),
- ScBS6 et la limite de séquence Be4 (Berriasien supérieur),

- ScBS7 et la limite de séquence Be5 (Berriasien supérieur),
- ScBS8 et la limite de séquence Be6 (Berriasien supérieur),
- ScBS9 et la limite de séquence Va0 (Valanginien inférieur),

- ScBS10 et la limite de séquence Va1 (Valanginien inférieur).

La première séquence, Be0 ? (sous BS663), globalement stratodécroissante, montre des *mudstones* à rares ostracodes, petits gastéropodes, galets noirs et rares dasycladales (mF13). Des structures caliches et des indices de paléosol (BS645) oblitèrent une *toplap surface* (fig. 123 et 124). La séquence est constituée par des sédiments de lagon restreint.

La séquence Be1, stratocroissante, est marquée à sa base par des *mudstones* à rare microfaune (faciès mF13) puis, dès le niveau BS670, par des *packstones-grainstones* à trocholines et débris d'échinodermes (faciès mF7 et mF6). Plusieurs surfaces clefs mineures limitent des paraséquences de plus en plus épaisses vers le haut. La plus puissante d'entre elles (BS677 à 696) est dominée par des *grainstones* à débris divers comme des trocholines et des débris d'échinodermes (faciès mF6, voire mF5 et mF7), à madréporaires (faciès mF8) remaniés (zone d'avant récif). Plus haut des biohermes à coraux-stromatopores ont été observés (récif et arrière récif) ; ils font place vers le haut à des *mudstones* à *boundstone* à petits rudistes (faciès mF11) ; la séquence évolue (fig. 124) dans un premier temps vers un pôle externe, puis dans un deuxième temps vers un pôle plus confiné.

La séquence Be2 (comprise entre BS697 et BS888), globalement stratodécroissante, débute par des *grainstones* à débris d'échinodermes et gros foraminifères benthiques comme des *Trocholines* et *P. courtionensis* (faciès mF6 à mF7), au sein de séquences mineures de plus en plus puissantes (entre BS836 et BS868). Il existe aussi des intercalations de *grainstones* à litages obliques et éléments remaniés (mF7) interprétés comme des dunes oolithiques dont la direction d'accrétion est orientée vers le nord-est (BS845-BS846) et vers le sud-est (BS847-BS848 et BS857-BS859). Elle se poursuit par des *wackestone-packstones* à *Bacinella* (mF9) et par des *mudstones-wackestones* à rare microfaune (mF13). Cette disposition implique un accroissement du confinement des dépôts vers le haut ; les remaniements (éléments remaniés et lithoclastes) dominant dès la base de la séquence ; sur le plan environnemental, la séquence débute par des barrières oolithiques et s'achève par des lagons restreints.

La séquence Be3 se remarque à sa base par une surface d'érosion qui marque l'apparition de la fraction détritique quartzeuse observée dès BS860 jusqu'au sommet de la séquence. Vers le haut (entre BS869 et BS888) les surfaces mineures marquées par des traces d'émersion (microkarstifications, traces de racines, ...) sont progressivement moins épaisses ; la partie supérieure de la séquence est marquée par des *wackestones-packstones* à rares bioclastes peu diversifiés et à éléments remaniés. Des figures de courant et localement des mégarides à accrétion vers le sud-est s'observent (BS867, BS885 et BS898-BS899).

La séquence Be4, entre BS890 et BS895, est stratodécroissante ; elle est constituée par des *wackestones* à rares bioclastes peu diversifiés et à débris

remaniés (faciès mF13 et débris de mF7) ; localement une mégaride à accrétion vers le sud-est s'observe (BS898,899).

La séquence Be5, BS1075 et BS1194 est stratodécroissante. Elle débute par une surface inférieure d'érosion et des *grainstones* à lithoclastes et éléments remaniés associés à une mégaride sous-marine à accrétion vers le sud-est.

La séquence Be6, entre BS1091 et BS1094 qui débute au-dessus d'une surface à traces d'altération (porosité moldique), se distingue des précédentes par la domination des faciès à bacinelles (mF9).

La séquence Va0, entre BS1194 et BS1200, est riche en *Bacinella* et en *Carpathocodium anae* (caractère commun avec les coupes de la Chambotte, du Cul de lampe, la Pointière ...).

Plus haut, le reste de la série, qui affleure mal dans le secteur de la Balme, n'a pas été étudié.

En conclusion, la succession des ensembles sédimentaires de cette coupe, très voisine de celle de la Chambotte, est typique du domaine de plate-forme externe. Plusieurs points essentiels distinguent cependant les deux coupes.

1- la partie inférieure du Berriasien affleure à la Balme de Sillingy mais pas à la Chambotte.

Cette partie est malheureusement pauvrement documentée du point de vue biostratigraphique. Sur le plan géométrique dans la partie sommitale de la séquence attribuée au Berriasien inférieur, on remarque une discontinuité de type "*toplap surface*" marquée par des indices d'émersion. Cette discontinuité angulaire peut être interprétée de deux façons :

a- ou bien il s'agit de la trace de mouvements récents liés à la faille décrochante du Vuache. Les éléments qui plaident en faveur de cette hypothèse sont les nombreuses failles parallèles à la surface de la falaise qui la débitent en panneaux disjoints et pivotés.

b- ou bien il s'agit de la trace de mouvements pénécemporains à la série du Berriasien inférieur et antérieurs au dépôt du Berriasien supérieur.

Les arguments qui étayent cette hypothèse sont d'ordre géométriques :

- les panneaux pivotés de la falaise ont une extension limitée à la base de la falaise, des traces d'émersion soulignent la surface de *toplap* (limite de séquence mineure) qui correspondrait donc à une lacune sédimentaire de durée indéterminée ;

- les différences d'épaisseurs des séquences entre la coupe de la Balme et celle de Musièges (voir paragraphe suivant) impliquent la possibilité de subsidence différentielle liée à des failles normales.

2- La partie supérieure de la Formation de la Chambotte n'affleure pas à la Balme de Sillingy, de sorte que deux hypothèses peuvent être avancées :

- soit les séquences de dépôt correspondantes sont absentes (non dépôt ou érosion),

- soit elles sont sous des faciès plus marneux et n'affleurent pas (couverture végétale).

La première hypothèse semble la meilleure en raison de l'absence de ces niveaux dans la coupe de Musièges à quelques km de là (coupe suivante).

1.3. Musièges (fig. 126 à 127)

Cette coupe affleure en bordure ENE de la route qui relie le village de Musièges au sud à celui de Malpas au

nord ; elle est également localisée en bordure est de la faille du Vuache et se situe à quelques kilomètres au nord-ouest de la coupe de la Balme de Sillingy (les deux coupes se situent dans le même compartiment tectonique par rapport à la faille du Vuache).

Elle se compose de trois parties :

- Une première partie épaisse de 20 m, constituée par des bancs calcaires blancs décimétriques à métriques,

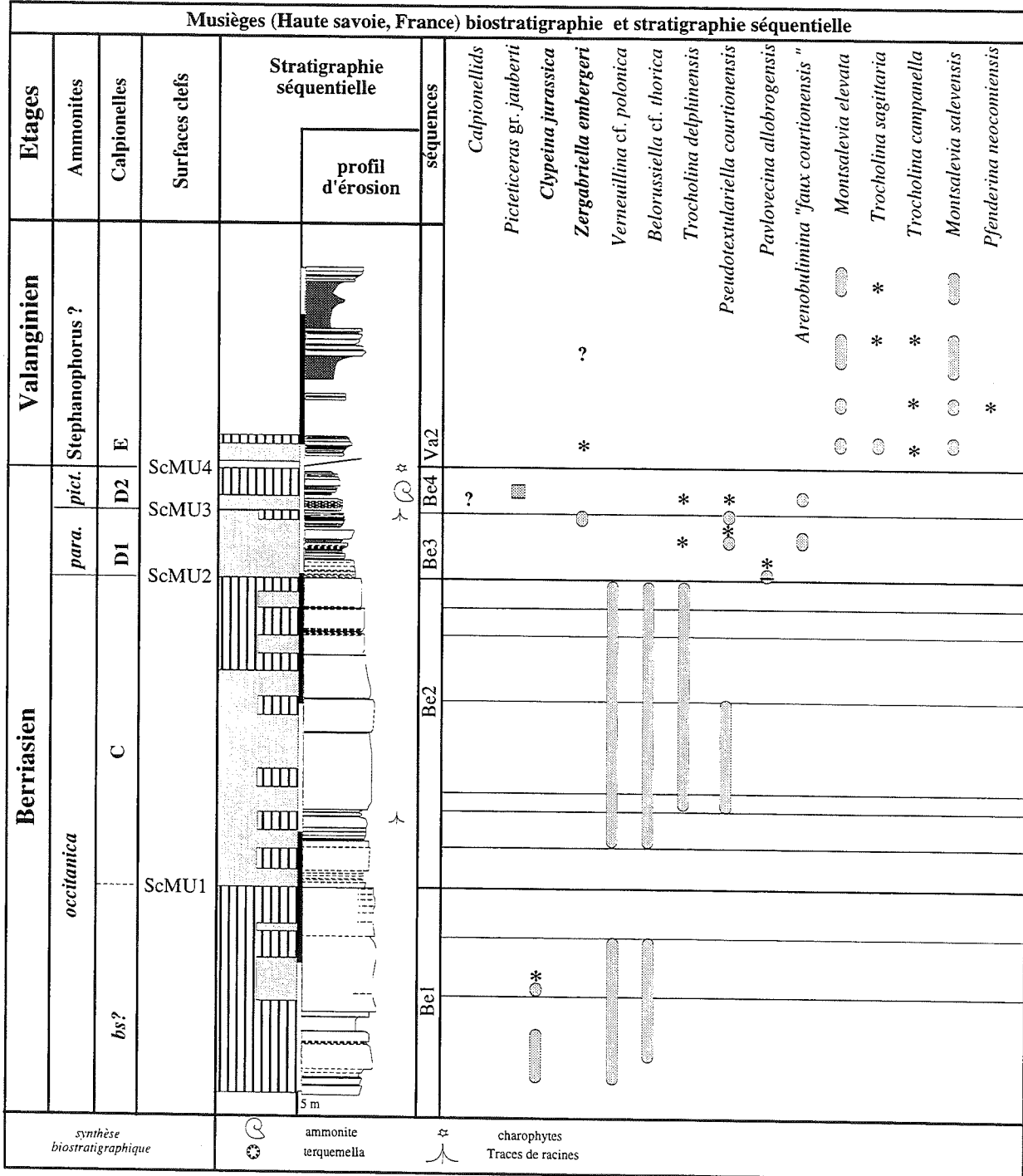


FIG. 125. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe de Musièges.



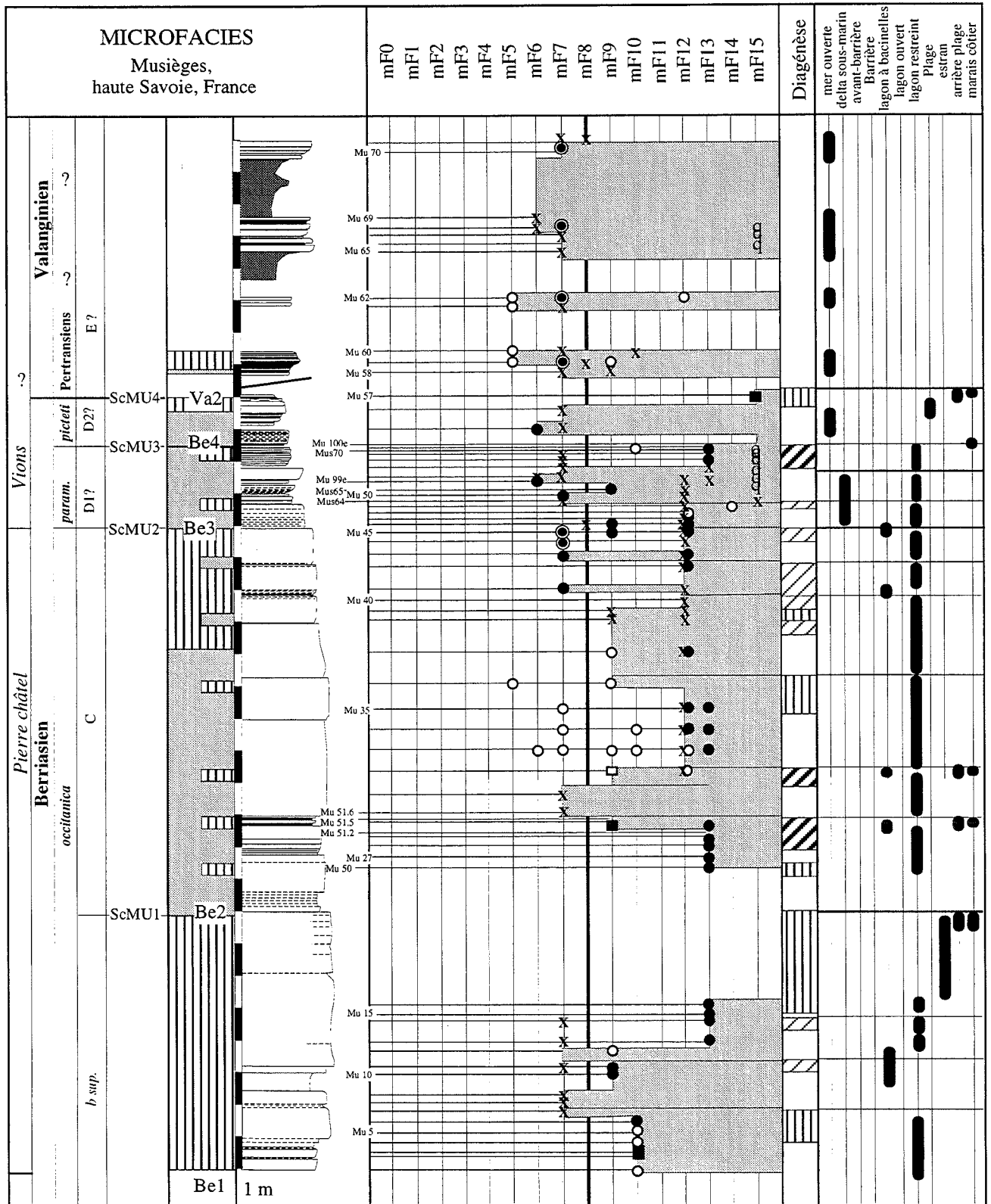


FIG. 126. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de Musièges.

séparés par des diastèmes d'abord stratocroissants puis stratodécroissants.

- Une deuxième partie, épaisse de 6 m, où alternent des bancs décimétriques de calcaires roux quartzeux séparés par des interlits marneux.

- Une troisième partie constituée par la superposition d'unités marneuses épaisses de 4 à 5 mètres, qui

évoluent vers le haut vers un pôle plus carbonaté matérialisé par des bancs calcaires bioclastiques roux.

La partie inférieure est pauvre en éléments biostratigraphiques utilisables. Elle ne renferme que des sections de *Clypeina jurassica* et de trocholines qui permettent, en l'absence de *P. courtionensis*, de placer cette partie de la coupe dans le Berriasien moyen.

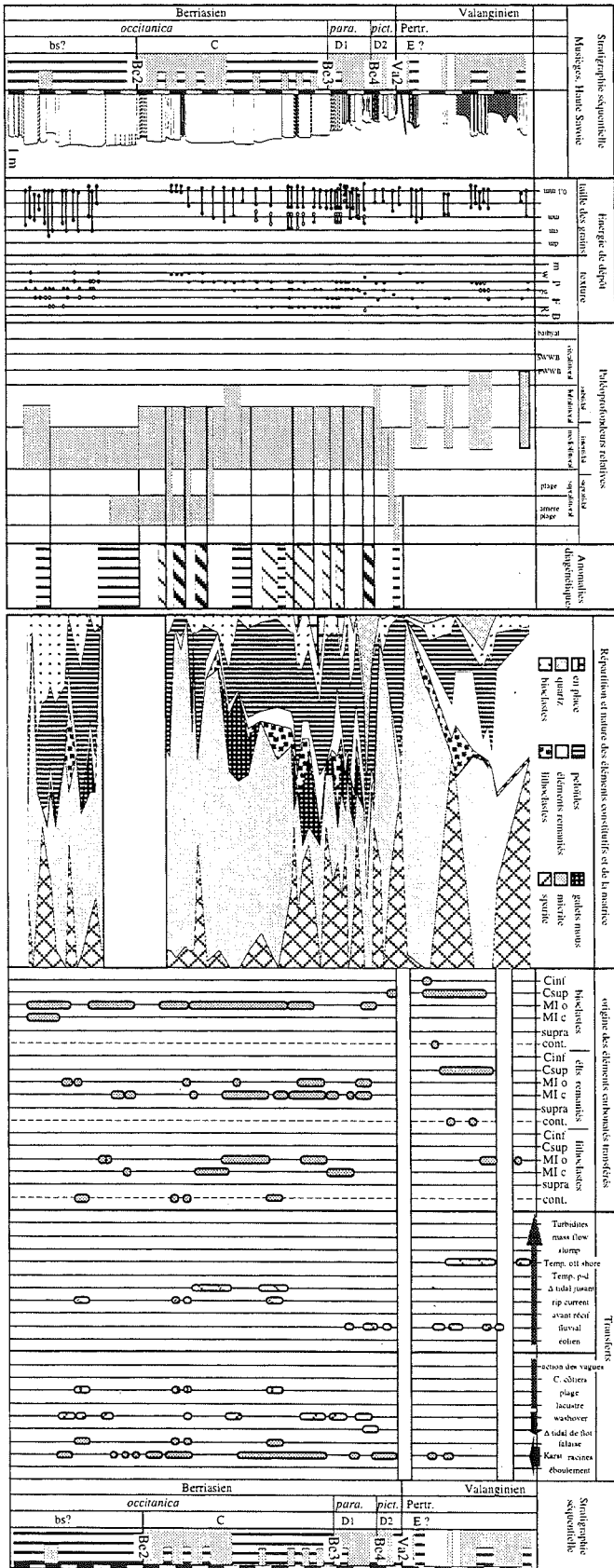


FIG. 127. - Tableau d'évolution des paléoprofondeurs et des transferts de sédiments de la coupe de Musièges.

C'est au niveau Mu 34 qu'apparaît *Pseudotextulariella courtionensis* ; cette espèce disparaît au-dessus de Mu 54. Ceci permet de dater cet intervalle du Berriasien moyen élevé-Berriasien supérieur basal puisque cette forme est limitée aux Zones C et D1 ; cette attribution stratigraphique est confirmée par la présence de *P. allobrogensis* dans cette coupe à l'état de bioclaste en Mu47, comme l'avaient signalé déjà Clavel *et al* [1986].

*P. allobrogensis* s'observe au-dessus de ScMU2 en Mu47 et en Mu50.

*Z. embergeri* a été également reconnue au-dessus de ScMU3 (en Mu70).

C'est également au-dessus de ScMU3 qu'une ammonite, citée par Clavel *et al.* [1986], déterminée par Busnardo et Le Hégarat, a été découverte. L'ammonite a été rapportée à l'espèce "*Picticeras aff. moesicum*" forme et serait "limitée à la sous-zone à *paramimounum*" (selon ces auteurs). Selon L. Bulot [comm. pers. 1994], la détermination spécifique de l'ammonite est douteuse, car, s'il s'agit bien d'un exemplaire appartenant au genre *Picticeras*, il n'y a par contre aucune ressemblance entre les types figurés de *P. moesicum* (Nikolov, 1983) et l'ammonite figurée par Clavel *et al.* [1986] ; ajoutons que la position de l'ammonite au-dessus des plus hauts représentants de *P. allobrogensis* et de *P. courtionensis* indique plutôt un âge Berriasien supérieur, postérieur à la sous-zone à *paramimounum*. De plus, même si l'attribution spécifique de l'ammonite était justifiée, dire que l'extension de cette ammonite est limitée à la sous-zone à *paramimounum* [Clavel *et al.*, 1986] est abusif, puisque Nikolov [1983] lui donne une extension Berriasien moyen-supérieur. Compte tenu du fait que les associations nettement sous-jacentes indiquent un âge identique à celui avancé pour cette ammonite (sous-zone à *paramimounum*, in Clavel *et al.*, 1986), je mets en doute le schéma stratigraphique proposé par Clavel *et al.* [1986] pour cette coupe. Selon L. Bulot [comm. pers., 1994 et 1995], cette ammonite serait plutôt un *Picticeras gr. jauberti*, et indiquerait plutôt la sous-zone à *picteti* ou la base de la sous-zone à *alpillensis*, ce qui est compatible avec les datations établies grâce aux associations de foraminifères.

*Montsalevia salevensis* existe dès le niveau Mu61, au-dessus de ScMU4. Dans la mesure où la plus basse présence possible de cette espèce se situe dans la partie élevée de la séquence Val (coupe de Malleval et de la Grande Sure), il existe à l'évidence une lacune stratigraphique importante entre le niveau qui a livré *Picticeras* sp. et les niveaux qui contiennent ce foraminifère.

En l'absence d'autres éléments biostratigraphiques et par comparaison avec les autres coupes du Jura (tableau partie III), ces éléments de datation sont compatibles avec une correspondance entre :

- ScMU1 et la limite de séquence Be2 (Berriasien moyen),
- ScMU2 et la limite de séquence Be3 (Berriasien supérieur),
- ScMU3 et la limite de séquence Be4 (Berriasien supérieur),
- ScMU4 et la limite de séquence Val (Valanginien inférieur).

La séquence Be1 (de Mu3 à Mu16), stratocroissante, est constituée par des *wackestones-packstones* riches en clypéines et en trocholines, interprétés comme des dépôts de lagon (faciès mF10 et mF12 à mF13).

Localement des surfaces remarquables sont enregistrées (Mu7, Mu11 et Mu14), délimitant des séquences mineures d'épaisseur décroissante vers le haut ; les bioclastes et les peloides sont les éléments les plus fréquents, de sorte que les transferts de sédiments sont difficiles à mettre en évidence ; cependant vers le haut, des lithoclastes ont été reconnus dans des *mudstones-wackestones* à peloides à faciès mF13 et mF10, leur présence est vraisemblablement due à des dépôts de *wash-over fans*.

La séquence Be2 est d'abord stratocroissante (Mus50 à Mu37), à séquences mineures de plus en plus puissantes vers le haut (limites de séquences mineures en Mu27, Mus51.5, Mu32 et Mu36), puis stratodécroissante (Mu37 à Mu46), à séquences mineures de moins en moins épaisses vers le haut (limites Mu38, Mu45, Mu50). Les faciès correspondent à des *wackestones-packstones* à rare microfaune peu diversifiée et à encroûtements algaires (*Carpathoporella anae* ou "oncoïdes" micritiques) ou des *packstones* à *Bacinella* et "oncoïdes" micritiques (mF13, mF9 et mF7), souvent altérés (microkarstification intergranulaire dominante).

L'événement émerusif majeur, au toit de cette séquence, se remarque par une surface d'érosion et l'apparition massive de débris de quartz (de 20 à 50 %). Les bioclastes et les peloides des sédiments de l'ensemble Be2 sont les éléments constitutifs dominants. La teneur en "oncoïdes" micritiques remaniés, assez importante s'accroît vers le haut (de Mu27 à Mu49).

La séquence Be3 (de Mu47 à Mu52), puissante de près de 2 mètres est constituée de calcaires marneux de texture *packstone*. L'apparition du quartz détritique se fait brutalement dans la séquence (les teneurs sont supérieures à 30 % pour Mu51, puis décroissent vers le haut).

La séquence Be4 (de Mu53 à Mu57), puissante de 2 mètres, est constituée de *packstones* à lithoclastes et éléments remaniés et de *grainstones* laminés à débris d'échinodermes et à rares calpionelles (microfaciès mF6/7) interprétés comme des niveaux sédimentés près du niveau d'action des vagues de tempêtes. C'est cette séquence qui a livré le *Picteticeras* sp. cité par Clavel *et al.* [1986]. Vers le haut, des tiges de charophytes (faciès lacustres mF15 en Mu59) et des traces de microkarstification (Mu58 à Mu57) ont été observées.

Deux séquences mineures, séparées par un niveau d'émersion à traces de racines (de Mu54 à Mus100) et à vases à charophytes microkarstifiées (Mu57) sont reconnues.

La séquence Va1, stratocroissante, globalement marneuse, contient des *wackestones* à débris d'échinodermes, bryozoaires et éléments remaniés et des *grainstones* à nombreux éléments remaniés (ooïdes), débris d'échinodermes et bryozoaires (mF7 à mF5) ; les teneurs globales en bioclastes et en peloides diminuent progressivement vers le haut ; alors que les éléments remaniés constituent une part croissante des sédiments.

Le contact entre les faciès calcaréo-gréseux de la formation de Vions (séquences Be3 et Be4 *pro parte*) et

les faciès marneux valanginiens (séquences Va1) ne s'explique pas par une "faille plate" comme l'a proposé Mouty [1966] ; en effet, le rafraîchissement du talus dans lequel a été levé la coupe [levé Blanc-Alétru et Blanc, 1994] m'a permis de constater que le contact entre les deux ensembles n'est perturbé par aucun accident tectonique majeur, seuls de petits filonnets de calcite striés s'observent, liés à du glissement banc sur banc et des décrochements de faible rejet vertical (décimétrique).

En conclusion, ces perturbations tectoniques alpines de faible intensité ne permettent pas d'expliquer une telle lacune, celle-ci est donc vraisemblablement d'ordre sédimentaire.

Par corrélation séquentielle avec les autres coupes du Jura, il manque dans cette coupe les séquences Be5, Be6 et Va0.

### 1.3.1. Comparaison entre les coupes de Musièges et de la Balme de Sillingy

Les séquences représentées à la Balme de Sillingy sont plus nombreuses, plus épaisses et constituées par

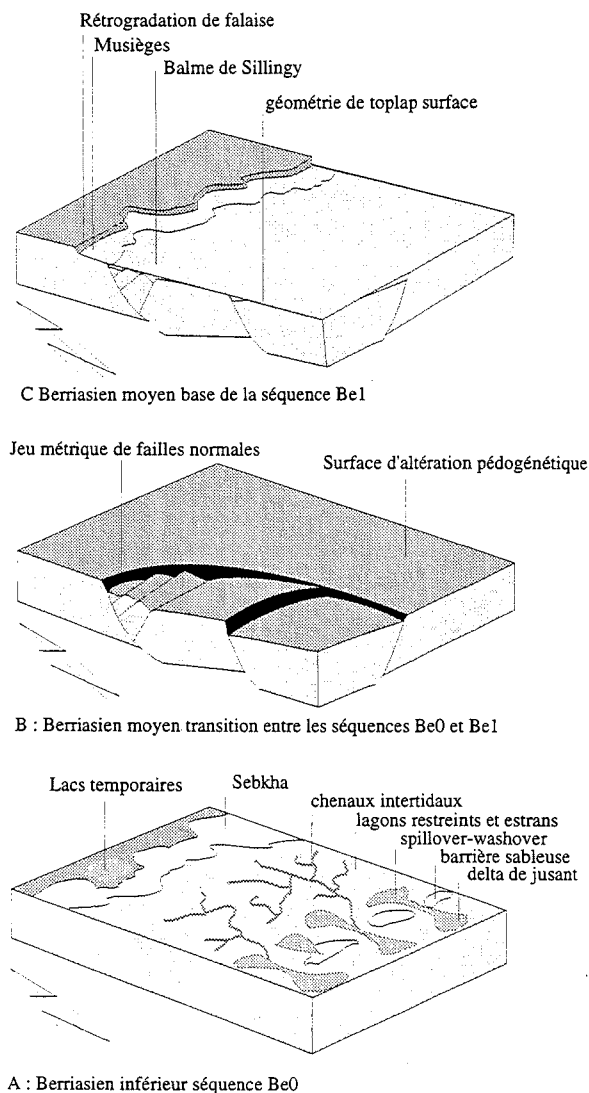


FIG. 128. - Représentation tridimensionnelle interprétative du secteur de la Balme de Sillingy et de Musièges au passage Berriasien inférieur-Berriasien moyen.

un nombre plus important de séquences mineures que dans la coupe de Musièges.

Les faciès internes sont dominants pour les séquences Be1, Be2, Be3 et Be4 dans les deux coupes avec des épaisseurs très différentes. Les taux moyens de sédimentation sont donc plus élevés à la Balme qu'à Musièges et la sédimentation y est plus complète. La subsidence moyenne y est donc également plus forte si bien que de telles variations de vitesse de subsidence en des sites aussi proches pourraient être liées au jeu de failles normales (fig. 128).

#### 1.4. Le Maréchet (fig. 129 à 132)

La coupe du Maréchet est constituée par deux affleurements séparés par la route nationale 457 qui relie S<sup>t</sup> Laurent à Foncines-le-Bas, au nord-ouest de la commune du Lac des Rouges Truites. La partie inférieure de la série affleure en bordure W de la route RN457 (coordonnées X = 491.27 ; Y = 164.32 ; Z = 910 m d'après la carte nationale de la Suisse à 1/50 000 Vallée de Joux). La partie supérieure de la série est à l'extérieur de cette entaille morphologique ; elle repose sur le flanc E de la structure en bordure sud-est de la route. En raison de l'importante couverture végétale, il n'est pas possible de connaître avec précision la lacune entre les deux affleurements. La série déjà étudiée par Adatte [1988] a déjà fait l'objet d'une analyse séquentielle. Les nouveaux résultats apportés par ce travail à l'étude de cet auteur seront discutés à la fin du paragraphe 1.4.

Cinq unités sont reconnaissables dans la coupe du Maréchet (fig. 130 à 131).

La première, épaisse de 7 m, montre la superposition de bancs métriques intercalés par de minces interlits marneux, avec un lithofaciès typique de l'Unité Inférieure Oolithique (U.I.O.).

La deuxième, épaisse de 10 m, débute par 1 m de marnes et un empilement (de 4 m d'épaisseur) de bancs décimétriques réguliers séparés par de minces interlits marneux, et surmontés par un épais niveau marneux entrecoupé de bancs calcaires décimétriques.

La troisième, épaisse de 12 m, se compose de bancs calcaires massifs et de minces niveaux marneux intercalés.

La quatrième débute par 2 m de marnes et s'achève par un assemblage stratocroissant de bancs calcaires décimétriques (1 m).

La cinquième est nettement séparée des quatre précédentes par une lacune de visibilité (vraisemblablement des marnes) dont la puissance exacte n'est pas connue (traces de niveaux de décollement et décrochements). Elle se compose de 13 m de calcaires à litages obliques stratodécroissants jusqu'au centre de l'unité, puis stratocroissants dans la partie supérieure et enfin stratodécroissants dans la partie sommitale.

Sept surfaces majeures ont été reconnues, la plupart d'entre elles étant des surfaces d'érosion postérieures à une émergence soulignée par une microkarstification.

La surface d'émergence ScMT1 (entre FB6 et FB7) surmonte un ensemble microkarstifié.

La surface d'érosion ScMT2 (entre FB18 et FB20) est une *toplap surface*.

La surface d'émergence et d'érosion ScMT3 (entre FB48 et FB49) surmonte un ensemble microkarstifié.

La surface d'érosion ScMT4 (entre FB49 et FB50) surmonte un ensemble à traces de racines préservées.

La surface ScMT5 (entre FB55 et FB56) surmonte un ensemble microkarstifié.

La surface d'érosion et d'émergence ScMT6 (au-dessus de FB82) surmonte des niveaux microkarstifiés.

La surface ScMT7 (entre FB103 et FB104) surmonte un ensemble microkarstifié.

La base de la coupe (sous ScMT1) n'est caractérisée par aucun élément biostratigraphique utilisable excepté de nombreuses *Trocholina* (Berriasien moyen au plus ancien).

*Pseudotextulariella courtionensis* [forme déjà signalée par Adatte, 1988] s'observe au-dessus de ScMT1 dès FB18 jusqu'au niveau de ScMT4 (à FB50).

*M. elevata* apparaît (dès FB58) au-dessus de ScMT4 ; il en est de même pour *Z. embergeri* (en remaniement en FB74) et *Danubiella* sp. (FB71 et FB72).

*Valencythere helvetica*, *M. elevata*, *M. salevensis* et *Calpionellites* sp. ont été reconnus au-dessus de ScMT6.

La microfaune de la dernière partie de la coupe [Adatte, 1988 et ce travail] est essentiellement constituée par des *M. salevensis* de grande taille, *P. neo-comiensis*, *Danubiella cernavodensis* (FB106) et de *Paracoskinolina sunnilandensis* (FB107).

Au dessus de ScMT5, Le niveau PO19 a livré *Bairdia major* et *Cythereis matura* (faunes d'ostracodes marins très bien conservées) qui indiquent, en l'absence d'autres taxons, plutôt le Valanginien inférieur élevé ou le Valanginien supérieur peu élevé (Zone à *Stephanophorus* ou *Inostranzewi* ?).

En l'absence d'autres éléments biostratigraphiques et par comparaison avec les autres coupes du Jura, ces éléments de datation sont compatibles avec une correspondance entre :

- ScMT1 et la limite de séquence Be2 (Berriasien moyen),
- ScMT3 et la limite de séquence Be3 (Berriasien supérieur),
- ScMT4 et la limite de séquence Be4 (Berriasien supérieur),
- ScMT5 et la limite de séquence Be45 (Berriasien supérieur),
- ScMT6 et la limite de séquence Va1 (Valanginien inférieur),
- ScMT7, limite de séquence mineure au sein de Va2 (Valanginien supérieur).

Seul le sommet de la première séquence (Be1) est visible (de FB1 à FB6). Les faciès dominants sont des *packstones-grainstones* bien triés, à oïdes à cortex radial (mF7 oolithique) à *nuclei* algaires (dasycladales, mF10 remanié). Les oïdes, largement majoritaires, sont associés à une faible proportion de bioclastes et de lithoclastes ; la présence de ces derniers prouvent que les oïdes sont remaniés. Deux niveaux émergifs affectent successivement cette unité, le dernier l'oblitére.

La séquence Be2 (de FB7 à FB48) devient plus marneuse vers le haut. Sur le plan microfaciologique, elle débute par des *packstones-grainstones* à algues dasycladales remaniées (*Thaumatoporella* sp.), qui

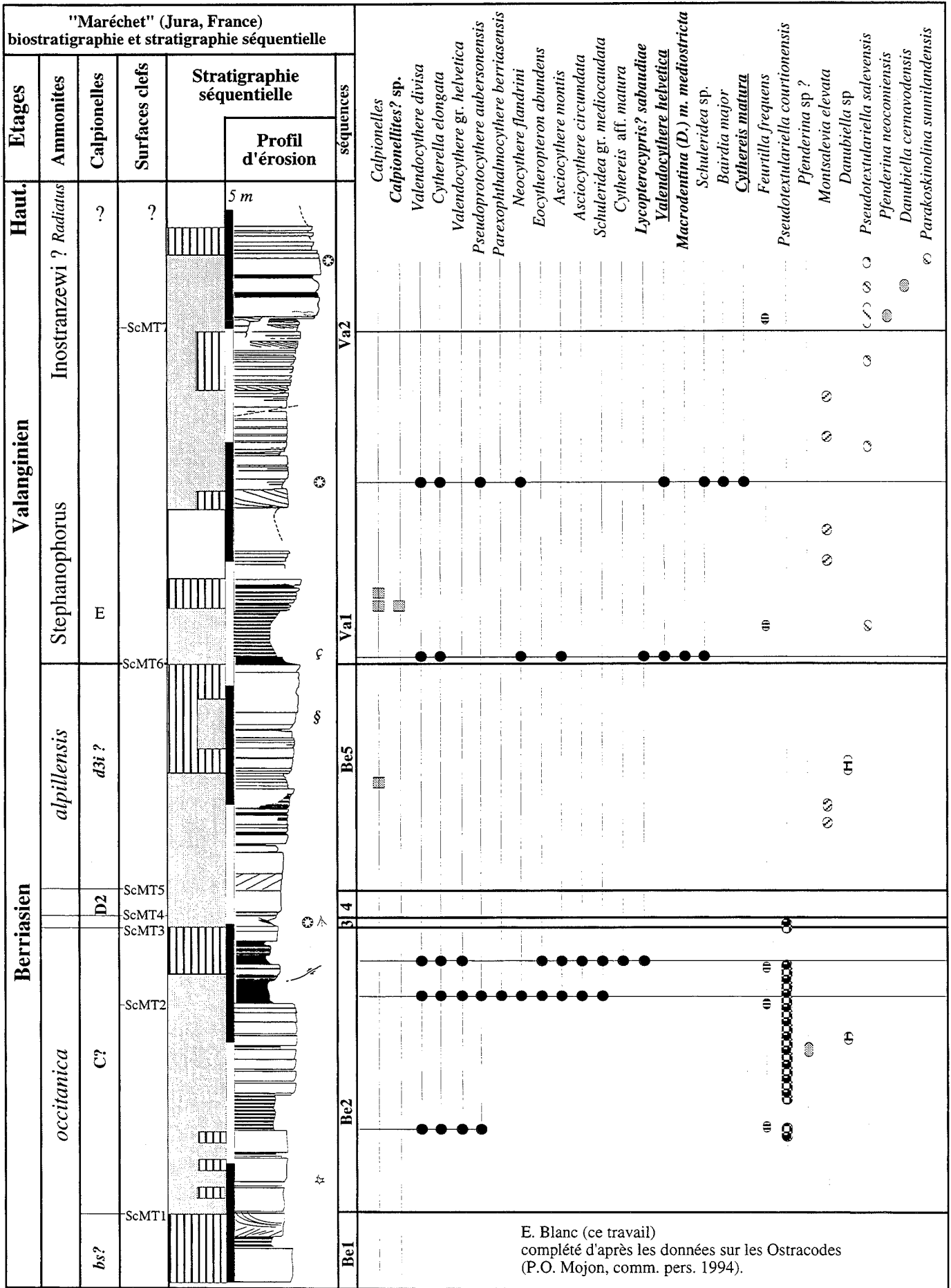


FIG. 129. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe de Maréchet.

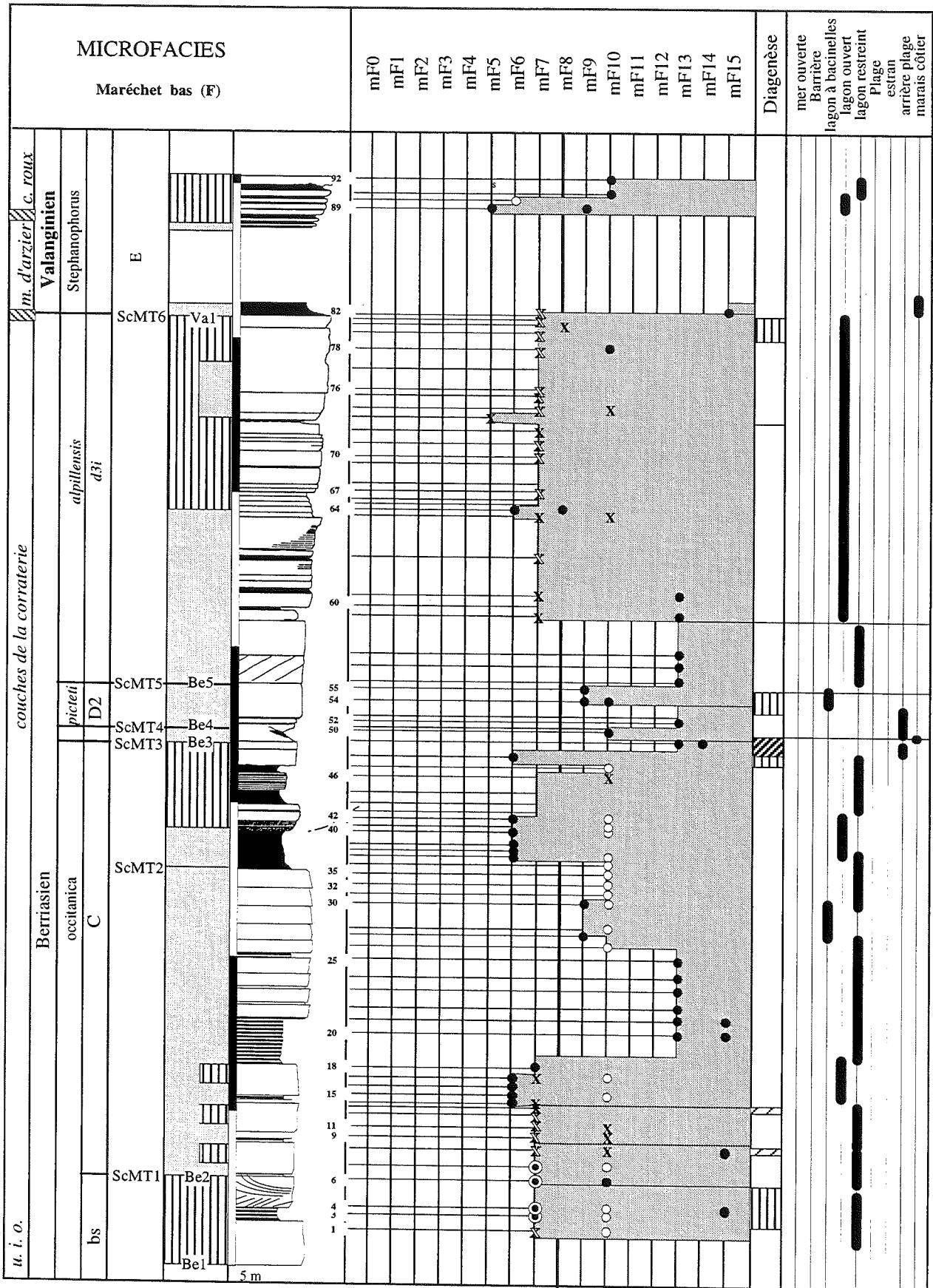


FIG. 130. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la partie inférieure de la coupe de Maréchet.

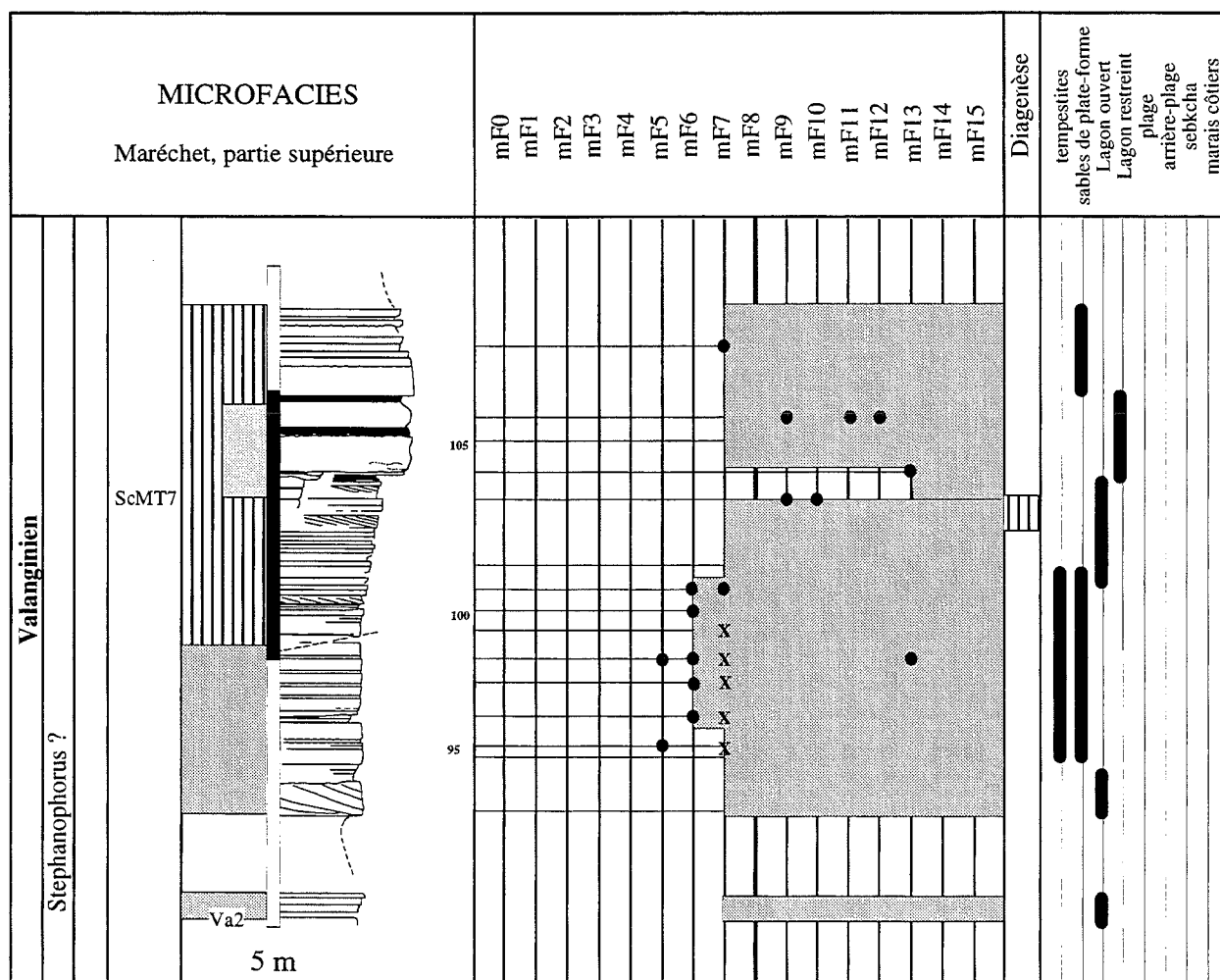


FIG. 131. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la partie supérieure de la coupe de Maréchet.

correspondent à un environnement de dépôt de lagon restreint ; vers le haut, le microfaciès principal est de type *wackestones* à rares éléments biologiques peu diversifiés à la base (de FB20 à FB25, faciès mF13), puis à débris d'algues dasycladales dans la partie médiane (FB26 à FB36, faciès mF10) et à forte teneur en débris d'échinodermes, à fragments charbonneux millimétriques et quelques débris de quartz au sommet (FB36 à FB42). Le toit de cet ensemble est microkarstifié sur quelques centimètres. Dans cette séquence, les teneurs en bioclastes et en peloides croissent d'abord puis décroissent ensuite vers le haut.

Les principaux éléments constitutifs des sédiments de la séquence Be2 sont les bioclastes et les peloides, mais les transferts de sédiments sont difficiles à mettre en évidence : quelques éléments remaniés (débris médio- à infralittoraux), vraisemblablement transportés par *washover* ou delta de flot s'observent vers le haut de la séquence ; ils sont associés à des apports de quartz détritiques (20 à 50 % de quartz) qui apparaissent brutalement dans la partie supérieure de la séquence (apports fluviaux ?).

Quant à la surface de *toplap* ScMT2 sa genèse, dans l'état actuel des connaissances, peut être interprétée de trois façons. Il s'agirait :

1- soit de la trace du jeu d'un microbloc basculé érodé avant le dépôt de la série sus-jacente,

2- soit d'un niveau tronqué par de la fracturation alpine après plissement (la longueur d'onde du pli serait alors supérieure à 20 m).

3- soit de l'amortissement d'un pli de rampe (associé à un niveau de décollement peu profond, dans le *purbeckien* par exemple).

L'hypothèse 2 est à rejeter en raison de l'absence de niveaux de décollement le long de cette surface : le niveau de décollement (microchevauchement aveugle) qui a été observé un mètre au-dessus de ScMT2, ne permet pas d'expliquer cette disposition.

L'hypothèse 3 semble peu probable en raison de la disposition en *toplap* de cette surface, qui indiquerait que le chevauchement serait contemporain de la sédimentation berriasienne !

L'hypothèse retenue est donc la première. Le processus qui a conduit à cette géométrie reste bien entendu hypothétique, mais il pourrait correspondre à la trace de mouvements de verticaux différentiels (déformation qui pourrait très bien se faire sans rupture, d'ailleurs).

La séquence Be3, très peu épaisse (30 cm de FB49 à FB50) essentiellement marno-gréseuse, porte un paléosol marneux à racines (échantillon PO17) qui est

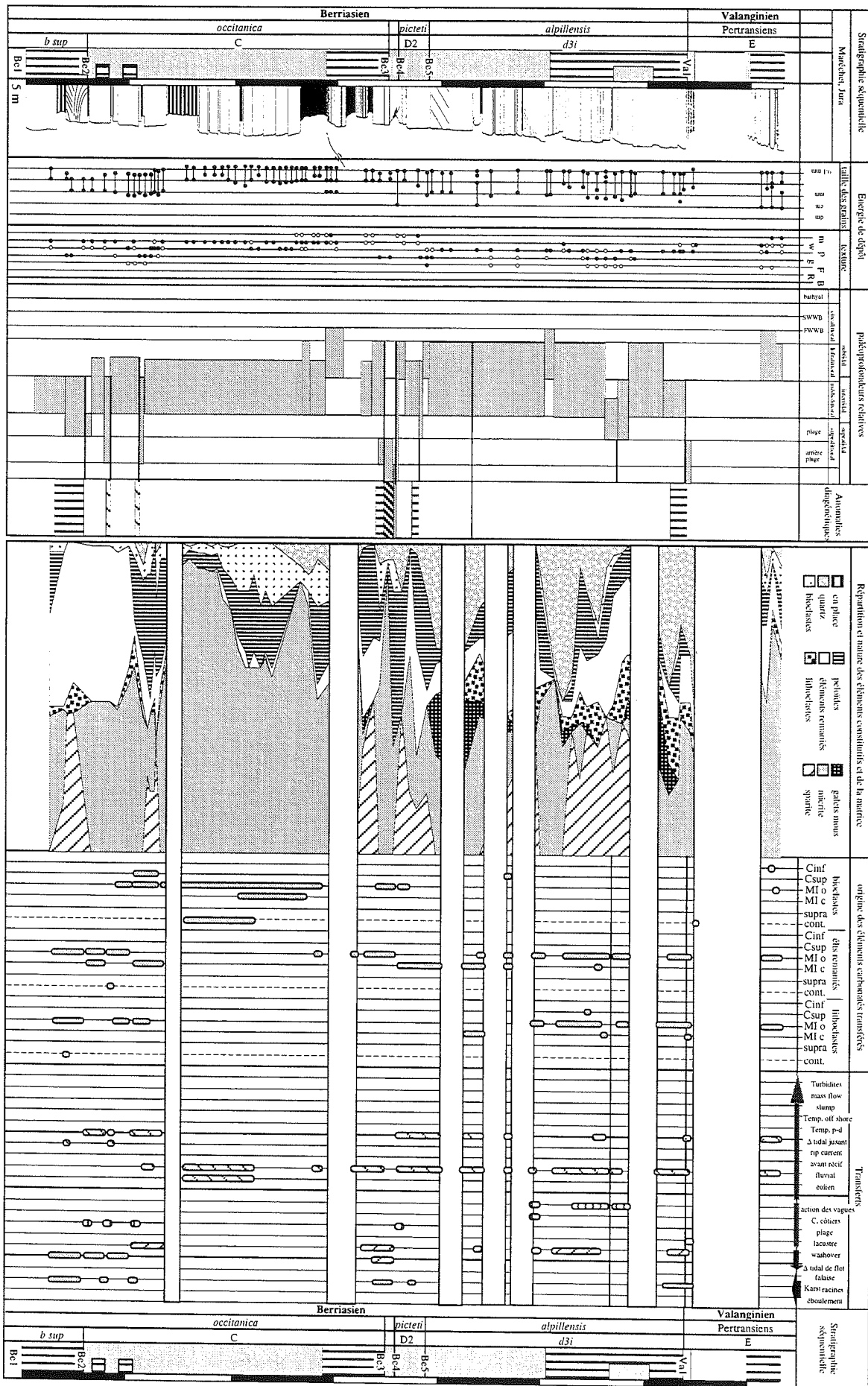


FIG. 132. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de la coupe du Maréchet.



tronqué par une surface d'érosion (base de la séquence suivante).

La séquence Be4 (de FB51 à FB55) surmonte la précédente sur une surface d'érosion, elle est formée par des *grainstones* à *Bacinella*.

La séquence Be5 (de FB56 à FB81) : les faciès majeurs sont des *wackestones* quartzeux (premiers mètres de la séquence) puis des *grainstones* gréseux (5 à 50 % de grains de quartz détritiques subanguleux de 25 à 100  $\mu\text{m}$ ) à éléments remaniés majoritaires et lithoclastes (mF7) d'origine médio à infralittorale. La partie supérieure de la séquence est constituée de *packstones-grainstones* à ooïdes, quartz et grains de glauconie et quelques débris d'échinodermes.

Dans la séquence Be5, la teneur en éléments remaniés, en lithoclastes et en débris de quartz s'accroît depuis la base jusqu'à son sommet pour devenir majoritaire par rapport à la fraction non altérée (bioclastes). Le toit de la séquence est marqué par des traces de microkarstification.

La séquence Va1 (de FB82 à FB92) débute par 1,50 m de marnes, dans lesquelles ont été récoltés des ostracodes lagunaires, saumâtres et marins [P.O. Mojon, comm. pers., 1994]. Elle se poursuit par quelques bancs calcaires stratocroissants. Les microfaciès dominants sont des *wackestones* à débris biogéniques divers. Des brachiopodes, des ostréidés et des foraminifères benthiques (*Trocholina* et gros foraminifères agglutinés) ainsi que quelques formes, fortement recristallisées, attribuées à des calpionelles (FB92) ont été observées dans ces bancs. Vers le sommet de la partie visible de l'unité, on trouve des algues dasycladales et des bacinelles ; cependant, aucun élément constitutif des sédiments ne prédomine.

La séquence Va2 (de FB93 à FB107) affleure sous forme de calcaires agencés en litages obliques (rides à accrétion vers le sud-est et barres à accrétion latérale vers le sud) ; les faciès dominants sont très riches en ooïdes à cortex radial, en lithoclastes, en débris d'échinodermes, en débris d'huîtres et en brachiopodes. L'ensemble de la séquence est affecté par des microkarstifications intergranulaires. La partie supérieure recèle des traces de microkarstification vraisemblablement liée à une limite de séquence mineure, recouverte par des *grainstones* riches en lithoclastes et en ooïdes (surtout vers le haut), à fins litages obliques (mégarides ?) montrant une accrétion vers le sud-est. La présence de grandes quantités de quartz (jusqu'à 50% de grains subanguleux, de taille voisine de 100  $\mu\text{m}$ ) dès la partie supérieure de la séquence Be2 indique l'importance des apports fluvio-deltaïques dans la sédimentation de cet intervalle stratigraphique. Deux séquences sont entièrement constituées par des lithoclastes et ou des éléments remaniés : la séquence Be1 et la séquence Be5. La première est essentiellement faite d'ooïdes remaniés dans des vases lagonaires de milieu restreint. La seconde, sous des conditions de dépôt de lagon ouvert, est constituée principalement par des grains de quartz (vraisemblablement d'origine fluvio-deltaïque), lithoclastes et éléments remaniés d'origine médio à infralittorale (gros peloides, ooïdes, trocholines, miliolidés, dasycladales).

La partie supérieure de la coupe n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée des transferts de sédiments, néanmoins, les éléments constitutifs majoritaires sont les éléments médio-infralittoraux remaniés.

En conclusion, l'absence de *P. allobrogensis* dans cette coupe conduit à formuler trois hypothèses :

1- soit la partie sommitale de la séquence Be3 n'a jamais été sédimentée au Maréchet,

2- soit la surface d'érosion reconnue à la base de l'ensemble Be4-Be5 matérialise une troncature importante, qui a incisé presque en totalité la séquence Be3 (témoin de 30 cm ?),

3- soit cette forme n'a jamais existé dans la coupe (pour des raisons paléocéologiques par exemple).

Rien ne permet d'infirmer la première hypothèse, par contre la troisième hypothèse peut être exclue en raison de l'abondance de *P. allobrogensis* dans tous les milieux de la plate-forme jurassienne pendant cet intervalle stratigraphique.

La deuxième hypothèse est privilégiée notamment en raison d'une part de l'épaisseur anormalement élevée de l'ensemble Be4-Be5 (9 m) dans cette coupe par rapport aux autres coupes du secteur du Jura central, et, d'autre part de la présence d'une surface d'érosion à la base de cette séquence.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse d'Adatte [1988] et ce travail, la discontinuité Di1 [Adatte, 1988, p. 410], correspond aux faciès les plus ouverts de la séquence Be5 (*maximum flooding surface* de Be5). La discontinuité Di2 correspond à la limite de séquence Va1. La discontinuité Di3 est interprétée comme une limite de séquence mineure au sein de Va2.

### 1.5. Le Marchairuz (fig. 133 à 135)

Cette coupe s'étend en bordure est de la route qui relie le col du Marchairuz à la vallée de Joux. Les couches du Berriasien affleurent en dalles très redressées, orientées vers le NW (pendage 45NW-80) dépendantes de la structure anticlinale chevauchante du Mont-Tendre.

Les coordonnées topographiques du sommet de la coupe (épingle à cheveux de Font Froide) sont X = 509.75, Y = 157.205 et Z = 1386 m.

La série s'enrichit progressivement en niveaux argileux vers le haut. Les bancs calcaires massifs de la base de la coupe font place à des bancs décimétriques de calcaires roux limités par des niveaux marneux peu épais.

La coupe se compose de 5 unités (fig. 133).

La première, épaisse d'un mètre, montre des marnes claires à faciès du Purbeckien.

La deuxième, épaisse de 15 m, débute par 7 m de calcaires oolithiques en bancs bien individualisés par quelques interlits marneux, puis par un empilement (de 10 m d'épaisseur) de bancs de calcaires blancs qui passent vers le haut à des niveaux de calcaires marneux irréguliers.

La troisième, épaisse de 12 m, se compose de bancs calcaires massifs blancs métriques séparés par des diastèmes.

La quatrième se compose d'un mètre de marnes.

La cinquième, épaisse de 12 m, se marque par une succession de bancs calcaires jaunâtres parfois assez quartzeux, limités soit par des interlits marneux décimétriques soit par des diastèmes.

La sixième, se compose de 3 m de bancs calcaires décimétriques stratocroissants, coiffés par 1 m de marnes et 4 m de bancs de calcaires oolithiques bicolores.

La septième est composée d'alternances de bancs calcaires pluridécimétriques stratocroissants et de marnes stratodécroissantes.

Six surfaces principales ont été repérées.

La surface ScMZ1 surmonte un ensemble de marnes à charophytes attribué au Purbeckien par Pasquier [1995]

et souligne des dépôts attribués au lithofaciès de l'Unité Inférieure Oolithique (ScMZ1 correspond vraisemblablement à la limite de séquence de dépôt Be1).

La surface d'émersion ScMZ2, surmonte un ensemble karstifié sur une quinzaine de mètres [Pasquier, 1995].

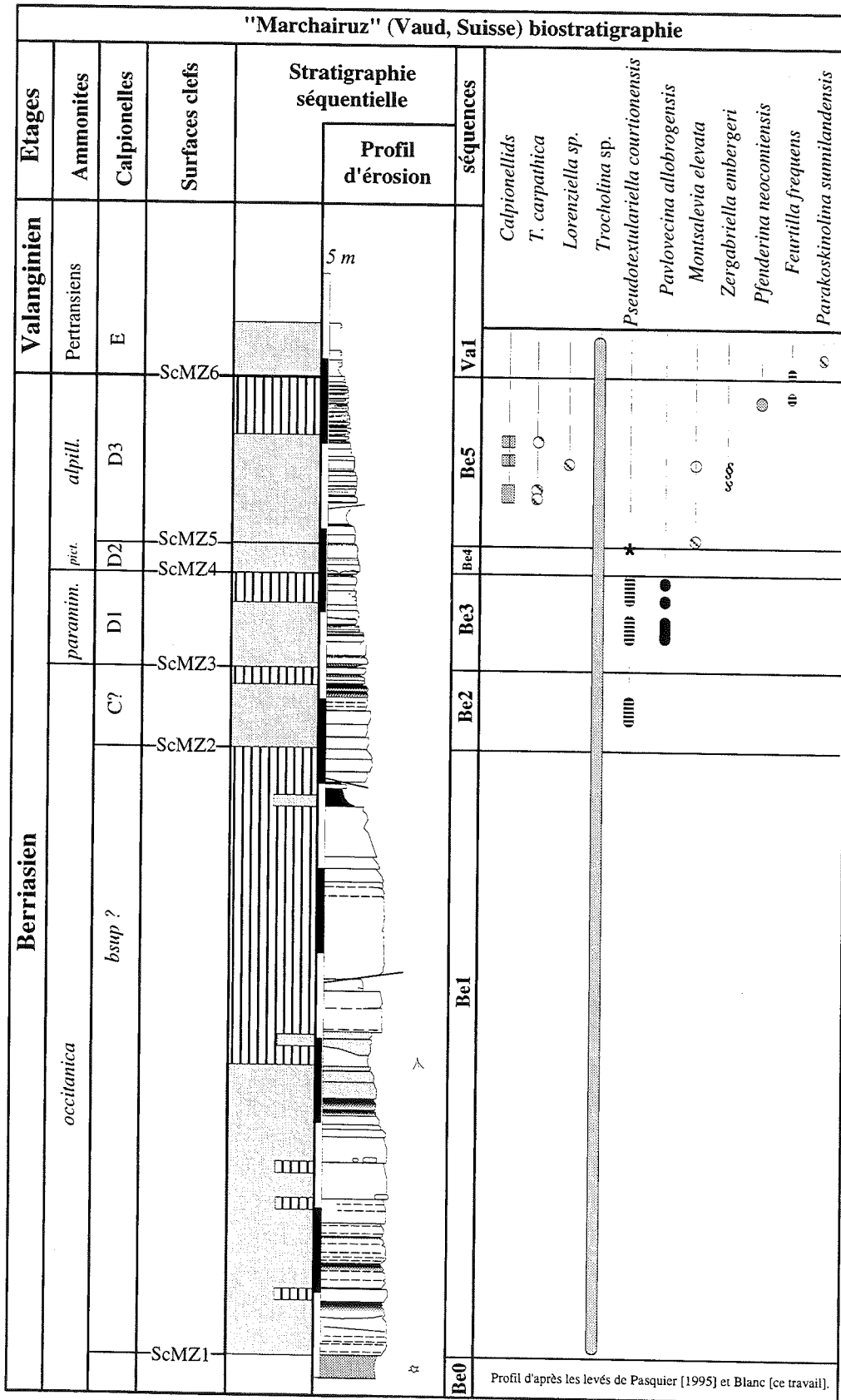


FIG. 133. - Tableau de répartition des principales données biostratigraphiques de la coupe du Marchairuz.

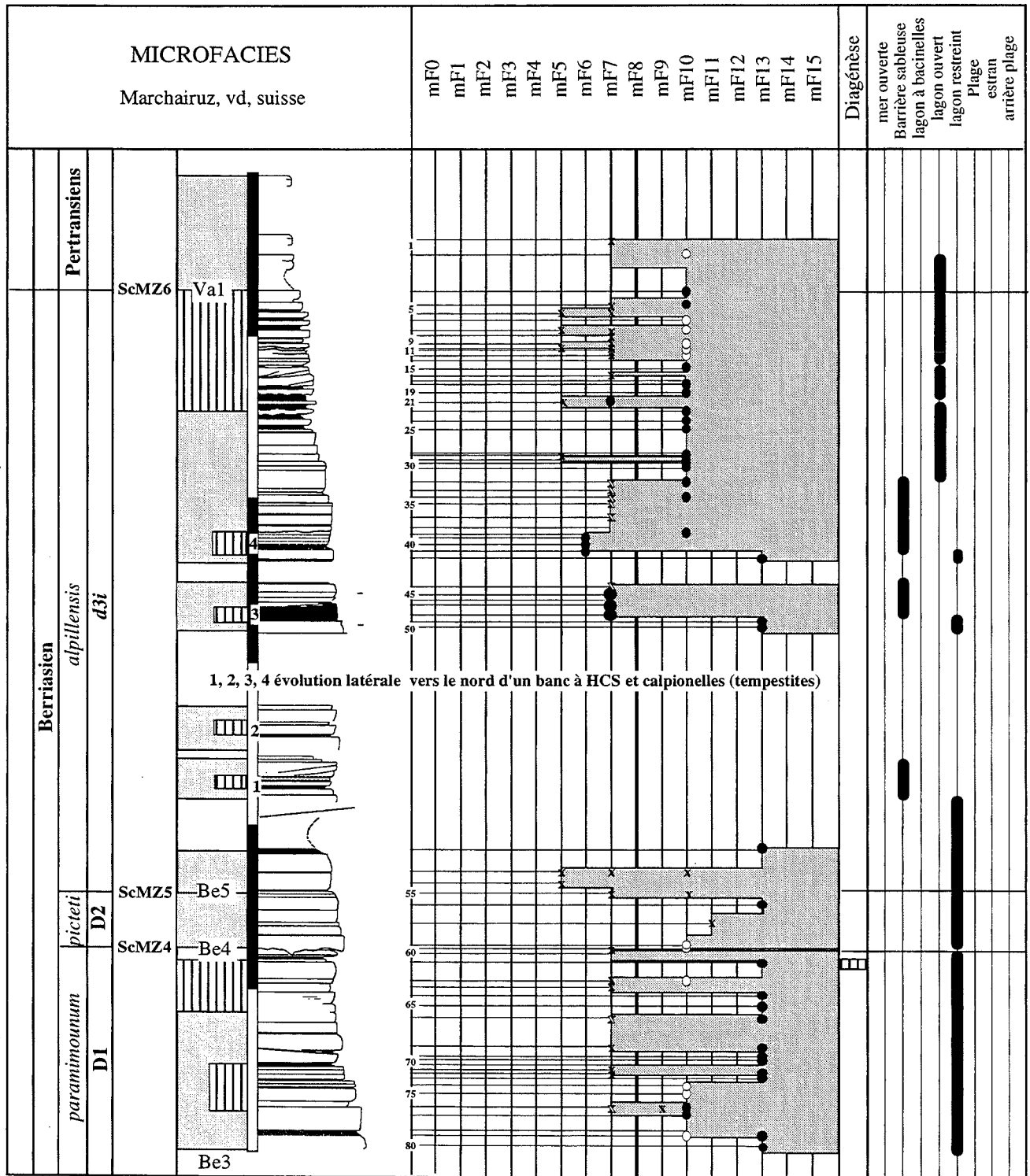


FIG. 134. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la coupe du Marchairuz (partie analysée en détail).

La surface d'érosion et d'émersion ScMZ3 surmonte un ensemble microkarstifié décimétrique [Pasquier, 1995].

La surface d'érosion ScMZ4 surmonte un ensemble microkarstifié décimétrique.

La surface ScMZ5 est érosive.

La surface ScMZ6 est érosive. Dans la mesure où les quatre premières unités de la coupe n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée seules les trois dernières seront discutées.

D'un point de vue micropaléontologique, *P. courtionensis* (forme déjà signalée entre FB86 et FB60 par Adatte, [1988] s'observe au-dessus de Sc-MZ2 et de ScMZ3. Un exemplaire a été reconnu en remaniement entre ScMZ3 et ScMZ4.

Les premiers exemplaires de *P. allobrogensis* ont été observés au-dessus de ScMZ3 (de MA71 jusque sous MA64).

*M. elevata* apparaît au-dessus de ScMZ5. *Z. embergeri* (Ma31 à Ma35), *Lorenziella* sp.(Ma28), *P.*

*neocomiensis* (Ma6) ont également été rencontrés au-dessus de ScMZ5.

Il n'existe aucun élément de datation de la partie sus-jacente à ScMZ6.

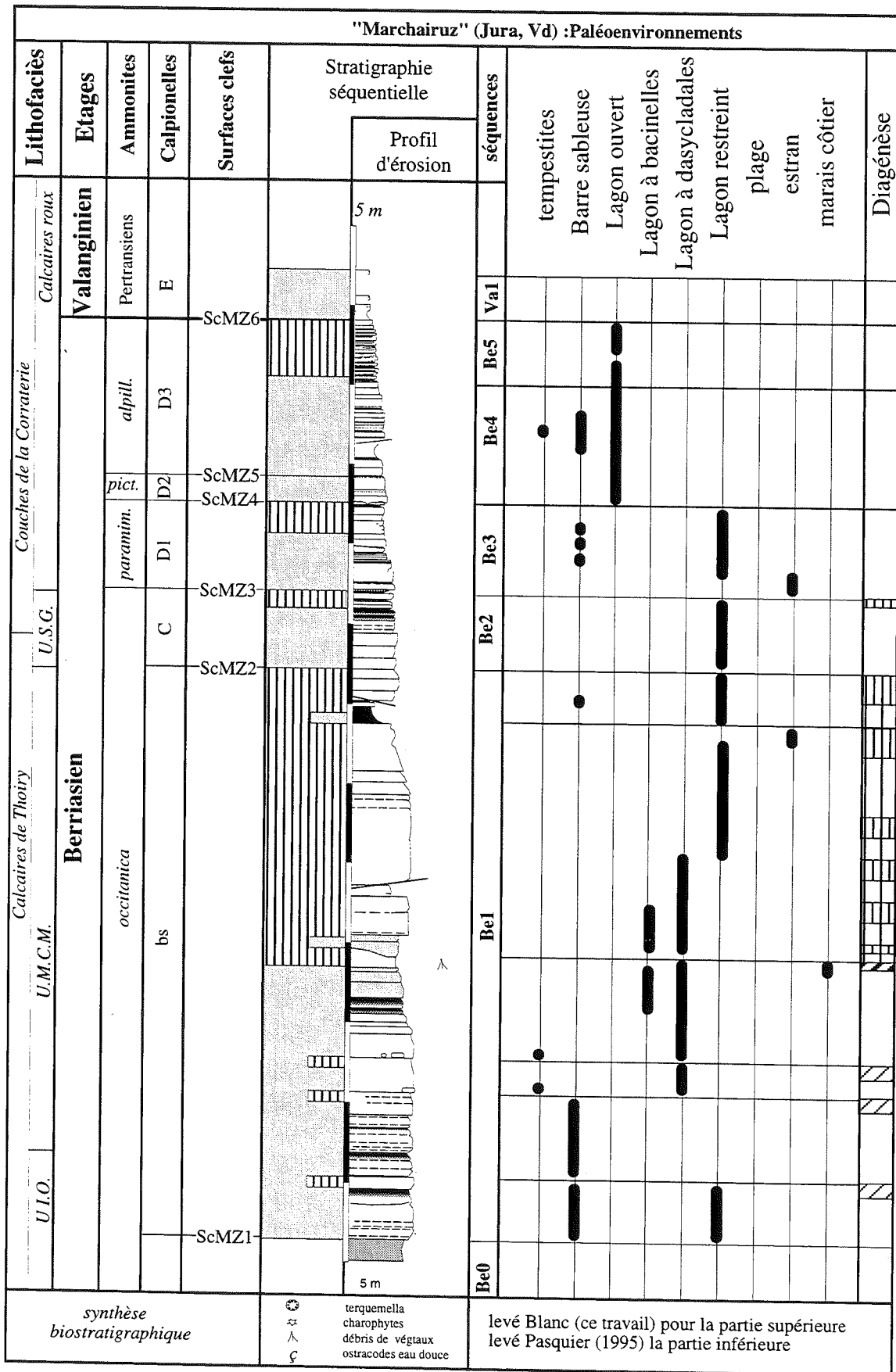


FIG. 135. - Tableau d'évolution des paléoenvironnements de la coupe du Marchairuz.

En l'absence d'autres éléments biostratigraphiques et par comparaison avec les autres coupes du Jura, ces éléments de datation sont compatibles avec une correspondance entre :

- ScMZ1 et la limite de séquence Be1 (Berriasien moyen),
- ScMZ2 et la limite de séquence Be2 (Berriasien moyen),
- ScMZ3 et la limite de séquence Be3 (Berriasien supérieur),
- ScMZ4 et la limite de séquence Be4 (Berriasien supérieur),
- ScMZ5 et la limite de séquence Be5 (Berriasien supérieur),
- ScMZ6 et la limite de séquence Va0 ? (Valanginien inférieur).

La séquence Be0, [interprétée d'après les données de Pasquier, 1995] est dominée par la sédimentation lacustre et lagonaire, attribuée au lithofaciès purbeckien.

La séquence Be1 est entièrement carbonatée, sous des faciès lagonaires à ooïdes (lithofaciès U.I.O.), puis à oncoïdes, algues dasycladales et *Bacinella*. Des figures de karstification affectent la partie supérieure de cette séquence, ils sont surmontés par la surface ScMZ2 (limite de séquence Be2). La séquence Be2 est composée de faciès lagonaires restreints [Pasquier, 1995] marqués par la présence de *P. courtionensis*.

La partie supérieure de la séquence Be3 (MA80 à MA60) est constituée par des bancs stratodécroissants, enrichis en fraction argileuse vers le haut. Les faciès majeurs sont les *mudstones-wackestones* à rares éléments biogènes (mF13), des *wackestones-packstones* à débris d'algues dasycladales (faciès mF10 de MA82 à MA76) puis des *wackestones* quartzeux à rares débris d'échinodermes et fragments charbonneux millimétriques (apports fluviaux ?) ; le toit de cet ensemble est microkarstifié sur quelques centimètres et il est tronqué par la surface d'érosion ScMZ4.

La séquence Be4 (de MA59 à MA54) est peu épaisse ; elle est composée de *mudstones-wackestones* à rare microfaune et localement à débris de rudistes (faciès mF13 à mF11). La surface d'érosion ScM5 marque son sommet.

La séquence Be5 est stratocroissante (de MA58 à MA3), puis stratodécroissante de (MA31 à MA14). Les faciès majeurs sont de type *wackestone-packstone* (faciès mF13 de MA61 à MA55) à éléments remaniés (ooïdes à cortex radial) et lithoclastes. La teneur en quartz détritique (grains sub-anguleux de 25 à 100 µm) est importante mais très variable (5 à 35 %). Les faciès caractérisant la partie supérieure de la séquence sont des *packstones-grainstones* à ooïdes, quartz, grains de glauconie et débris d'échinodermes. Elle est marquée par une importante proportion d'éléments remaniés et de lithoclastes.

Un niveau sableux laminé à HCS a été suivi latéralement sur plusieurs dizaines de mètres ; il est tronqué par une surface érosive qui le fait complètement disparaître vers le sud. La partie supérieure de Be5 (de MA13 à MA3) est grossièrement plus marneuse. Les microfaciès dominants sont des *wackestones-packstones* à algues dasycladales et éléments remaniés. Le toit de la séquence est marqué par la surface d'érosion ScMZ6.

La séquence Va0 (de MA2 à MA1), grossièrement plus marneuse, affleure sous la forme de quelques bancs

calcaires décimétriques. Les microfaciès dominants sont des *wackestones* à débris biogéniques circalittoraux divers.

Les transferts de sédiments n'ont pas été étudiés en détail dans cette coupe. Cependant, il est possible d'avancer que la part du remaniement dans la sédimentation au sein des séquences de dépôt est généralement importante. Les dépôts de la séquence Be5 sont plus particulièrement affectés par les remaniements ; en effet, la fraction des éléments remaniés et des lithoclastes d'origine médio à infralittorale (localement circalittorale) y est majoritaire.

Les traces de karstification qui affectent près de 15 m du sommet de la séquence Be1 (Berriasien moyen, partie inférieure de la Zone C des calpionelles ?) ont été retrouvées dans les coupes de Bienne, de la Juracime, de Valangin et des Ponts-de-Martel. Elles soulignent un abaissement du niveau marin au cours du Berriasien moyen (passage entre les Zones B-C des calpionelles ?) et une exondation contemporaine de la plate-forme du Jura.

La séquence Be1 est ici anormalement épaisse, tandis que les séquences Be2 et Be3 qui ont habituellement des épaisseurs très différentes (la première étant plus épaisse que la seconde) ont une épaisseur comparable (4 m).

Ici la séquence Be2 et la séquence Be3 sont entaillées par une surface d'érosion. Même si l'érosion qui affecte le sommet de la séquence Be3 y est moins importante que dans la coupe du Maréchet, elle reste néanmoins bien visible.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse d'Adatte [1988] et ce travail, la discontinuité Di0 correspond à la limite de séquence Be1 ; la discontinuité Di0' correspond à la limite de séquence Be2 et la discontinuité Di1 est interprétée comme la limite de séquence Be4.

## 1.6. Conclusions sur les coupes du Jura méridional

Toutes ces coupes présentent, pour l'intervalle Berriasien-Valanginien, des épaisseurs sensiblement plus faibles que les coupes de bordure de plate-forme décrites dans le Chapitre II en partie II. Si la séquence Be2 est toujours bien représentée par plusieurs dizaines de mètres de série, d'autres séquences notamment en Be3 et Be4 et même Be5 (coupe de Musièges) semblent largement tronquées par d'importantes surfaces d'érosion.

## 2. - LA PLATE-FORME DU JURA NEUCHÂTELOIS

"Enfin, pour empêcher la confusion dans l'esprit des commençants, on a indiqué à leur place respective, les terrains qui font défaut dans notre canton. On aura ainsi une idée des lacunes qui existent dans la série des dépôts du Jura et des péripéties que notre sol a subies avant le soulèvement des montagnes".

Désor, 1864

Située à l'extrémité nord-ouest de la Téthys ligure au Berriasien, cette région est une clef de la connaissance des relations entre les séries marines subalpines à affinités mésogéennes et les séries continentales anglo-parisiennes à affinités boréales. Le but de ce paragraphe

est d'analyser en détail les successions de la plate-forme interne jurassienne, dans la région neuchâteloise afin de préciser les parties de séquence de dépôt qui y sont préservées et d'envisager une interprétation de ces préservations différentielles.

Toutes les coupes décrites appartiennent au domaine de la plate-forme interne. Elles ont toutes fait l'objet d'une étude sédimentologique de terrain (hormis le forage F601). Les lames minces analysées sont pour la plupart celles des collections de l'Institut de Neuchâtel (collection de diplôme et de thèse d'Adatte [1983, 1988] ; un échantillonnage supplémentaire a dû cependant être opéré pour compléter la connaissance de certains niveaux clefs.

### 2.1. Le ravin du Colas (Sainte-Croix, Sagne) (fig. 136 et 137)

Ce site est connu depuis la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle par les géologues suisses. Cet affleurement se situe en bordure du tracé ferroviaire reliant Sainte-Croix à Yverdon, le long du ruisseau de l'Arnon près du lieu-dit "Sagne", au Sud-Est de Sainte-Croix.

Les coordonnées topographiques sont X = 529.15, Y = 184.85 et Z = 995 m (d'après la carte nationale suisse à 1/25 000 Sainte-Croix n°1182).

Rittener a publié en 1902 un croquis topographique reproduisant assez fidèlement la morphologie de l'affleurement. La plupart des attributions stratigraphiques qui avaient été proposées sur l'ensemble des niveaux reconnus n'étaient alors pas étayées par des données biostratigraphiques mais par des interprétations lithofaciologiques et structurales. Ce n'est qu'en 1989 qu'une liste des récoltes paléontologiques [ammonites, échinides, nannofossiles, ostracodes, dinokystes, spores et pollens] a été publiée [Busnardo et Thieuloy, Clavel, Manivit, Oertli, Fauconnier *in* Remane *et al.*, 1989]. Malheureusement, une bonne partie de la coupe en amont du niveau H1b n'est plus accessible car les rives du cours d'eau et le talus du chemin de fer ont été enrochés et bétonnés ; cependant, les niveaux fossilifères principaux ont été retrouvés et réexaminés tant sur le plan de la sédimentologie (ce travail) que sur le plan des faunes d'ostracodes [P.O. Mojon, comm. pers. 1994]. La révision des faunes d'ammonites de la coupe a été effectuée par Bulot [1995].

En respectant le découpage lithofaciologique historique, il est possible de distinguer neuf ensembles dans la coupe du Colas.

Le premier est constitué par des bancs calcaires massifs qui forment la rive sud de l'Arnon.

Le deuxième est marneux (2 m) et correspond au lithofaciès "Marnes d'Arzier A" [Adatte, 1988].

Le troisième (2 m 75) est constitué par des calcaires (lithofaciès des Calcaires roux) à texture *grainstone*, à débris d'échinodermes et bryozoaires remaniés, disposés en lits entrecroisés (chenaux et dunes à accretion bipolaire de dynamique tidale). J'ai noté que le sommet du premier niveau marneux et la base de ces calcaires roux renferme des débris ligniteux ; Mojon [comm. pers., 1994] y signale également des ostracodes lagunaires de milieu confiné et Leerefeld [comm. pers., 1994] des dinokystes de mer ouverte. L'analyse

minéralogique a montré l'existence de la dolomie dans cet ensemble [Adatte, 1988].

Le quatrième (5 m), formant une dépression marneuse, correspond à un lithofaciès appelé "Marnes d'Arzier B", malgré le fait que de petits bancs de calcaires marneux soient visibles dans la partie supérieure.

Le cinquième (1,50 m) se compose de Calcaires roux.

Le sixième (environ 3 m) est entièrement marneux avec des passées détritiques indurées, plus carbonatées.

Le septième (sans correspondance lithofaciologique avec des formations connues) d'une épaisseur de 3 m, se compose de bancs calcaires indurés, sans figures de courant apparentes.

Le huitième (2 m) est formé de niveaux marneux et de bancs calcaires marneux mal individualisés.

Le neuvième ensemble lithologique présente tous les caractères du lithofaciès "marnes bleues". La couleur plus sombre est liée à la préservation. Des traces d'émergence existent dans la partie sommitale des Marnes d'Arzier A et des éléments remaniés d'origine continentale (débris de paléosols) ont été reconnus au sommet des Marnes d'Arzier B, dans un banc de Calcaire Roux.

Quatre surfaces d'intérêt majeur se rencontrent dans cette coupe (fig. 136). La surface d'érosion et d'émergence ScCO1 se place au sommet du premier ensemble et à la base du second (entre C6 et C7 *in* Adatte [1988]).

La surface émergente ScCO2, se place dans la partie supérieure du deuxième ensemble (entre C18 et C17 *in* Adatte [1988]), au-dessus des marnes d'Arzier A.

La surface d'érosion ScCO3 se place à la base du cinquième ensemble au-dessus des Marnes d'Arzier B (entre C45 et C46 *in* Adatte [1988]).

La surface d'érosion ScCO4 se place au sein du neuvième ensemble.

Du point de vue biostratigraphique, les niveaux sous-jacents à ScCO1 ne comportent aucun élément de datation, mais leur faciès, de type *packstone-grainstone* quartzeux à lithoclastes et éléments remaniés (ooides) est à rapporter à la séquence Be5 (niveaux reconnus dans les coupes voisines). Le deuxième ensemble (les Marnes d'Arzier A), au-dessus de ScCO1 a livré (en POM 0) une riche palynoflore valanginienne de dinokystes marins (Leerefeld *et al.*, *sous presse*) et des ostracodes marins (*Valencythere divisa* et *Valencythere helvetica* forme évoluée, caractéristiques de la cénozone M6). Cette datation permet de placer cet ensemble dans la séquence Va0 (Zone à Pertransiens *sensu* Bulot [1995]).

Au-dessus de la surface ScCO2 (en POM4), des spores et pollens continentaux [Leerefeld *et al.*, *sous presse*] indiquent un âge valanginien inférieur non basal, âge en accord aussi bien avec l'association d'ostracodes marins et laguno-lacustres observé (HOD de *Valencythere divisa* et de *Valencythere helvetica* en POM4) qu'avec les ammonites découvertes dans les Marnes d'Arzier B (*Platylenticeras gevrillianum*, récolte Clavel, déterminé par Thieuloy et Bulot, indique le biohorizon à *hirsutus* à la base de la Zone à Stephanophorus).

Au-dessus de la surface d'érosion ScCO3, les calcaires roux (*grainstones* organisés en chenaux à axe

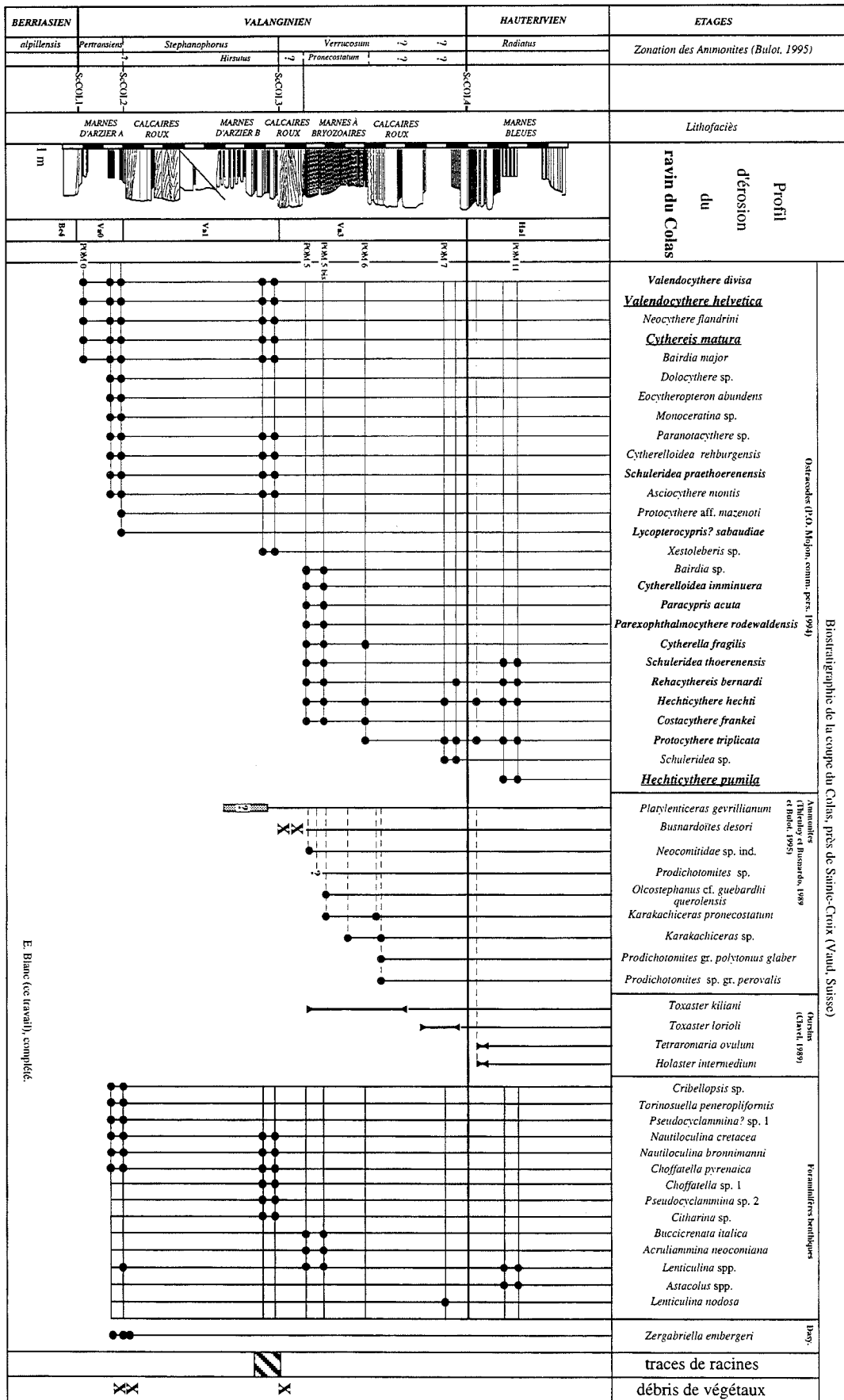


FIG. 136. - Tableau de synthèse des données biostratigraphiques (Ammonites, oursins, ostracodes et foraminifères benthiques) de la coupe du Colas.

d'écoulement vers le sud-est) ont livré en remaniement *Busnardoites desorii*, (taxon marqueur du biohorizon à *subcampylotoxus* de la Zone à *Stephanophorus* selon Bulot [1995]). L'époque de la mise en place de ce niveau est donc vraisemblablement postérieure à l'âge indiqué par ce taxon, d'autant que l'étude sédimentologique n'a pas révélé de coupure entre le dépôt des calcaires roux et celui des marnes à bryozoaires sus-jacentes (passage progressif). Cette superposition est compatible avec l'approfondissement généralisé du secteur qui conduit à des environnements ouverts à ostracodes marins [LOD de *Costacythere frankei*, *Rehacythereis bernardi* et de *Hechticythere hechti* en POM5, Mojon, comm. pers., 1994] et à ammonites (*Neocomites* sp. ind., puis de *Prodichotomites* sp., d'*Olcostephanus* cf. *guebhardi querolensis* et *Karakachiceras pronecostatum*, du biohorizon à *pronecostatum*, de la Zone à *Verrucosum*, révision Bulot [1995]).

Il faut également noter que l'HOD de *Costacythere frankei* et la LOD de *Protocythere triplicata* coïncident en POM 6 au sommet des marnes à bryozoaires (partie élevée de la Zone à *Verrucosum*). En intégrant les récoltes d'ostracodes et d'ammonites de Donze et Thieuloy [1975] puis de Donze [1976] dans la zonation d'Ammonites de Bulot [1995] établie dans les coupes du sud-est de la France, cet intervalle est attribué à la partie moyenne de la Zone à *Verrucosum* (biohorizon à *pronecostatum*).

En outre, il est frappant de constater dans cette coupe l'absence d'ostracodes et d'ammonites qui marquent habituellement les "Marnes à *asteria*" (biohorizon à *verrucosum* de la Zone à *Verrucosum*) à Valangin et en d'autres coupes du Jura [Mojon, in Bulot, 1992]. L'absence de ces ostracodes (*Valendocythere reicheli* BARTENSTEIN & BRAND, *Valendocythere pustulata*, BARTENSTEIN & BRAND, *Protocythere praetriplicata* BARTENSTEIN & BRAND et *Protocythere* aff. sp. 507 BARTENSTEIN & BRAND est vraisemblablement liée, soit à des conditions de dépôt défavorables, soit à l'érosion des niveaux de cet âge.

Enfin, en ce qui concerne la partie supérieure de la coupe, contrairement à l'hypothèse émise par Bulot [1995, p. 328], il n'existe aucun argument biostratigraphique en faveur de l'existence de la Zone à *Trinodosum* dans la coupe du Colas. En effet, d'une part *P. praetriplicata* n'a jamais été observé dans la coupe du Colas (P.O. Mojon, comm. pers. 1995) et, d'autre part, *P. triplicata* ne peut servir de marqueur du Valanginien supérieur élevé ou même de l'Hauterivien puisque ce taxon apparaît au sommet des marnes à bryozoaires (attribuées par ammonites au biohorizon à *peregrinus* de la Zone à *Verrucosum*). En l'absence d'ammonites, d'oursins et d'ostracodes marqueurs dans cette partie de la coupe rien ne permet d'envisager alors l'existence d'un niveau appartenant aux Zones à *Trinodosum* ou *Callidiscus*.

La surface érosive ScCO4 est surmontée par l'apparition massive de grains de glauconie (niveau POM 9) et la LOD de *Hechticythere pumila* en POM10 ; ce niveau correspondrait à l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*).

Clavel in Remane et al. [1989] signale dans ces niveaux la présence de *Tetraromaria ovulum* et d'*Holaster*

*intermedius* qui caractérisent également l'Hauterivien selon cet auteur.

En l'absence d'autres éléments biostratigraphiques, et par comparaison avec les autres coupes du Jura (partie II et chap. V) et du bassin vocontien, ces éléments de datation sont compatibles avec une correspondance entre :

- ScCO1 et la limite de séquence Va0 (Valanginien inférieur, Zone à Pertransiens),

- ScCO2 et la limite de séquence Va1 (Valanginien inférieur, biohorizon à *hirsutus* de la Zone à *Stephanophorus*),

- ScCO3 et la limite de séquence Va3 (Valanginien supérieur),

- ScCO4 et la limite de séquence Ha1 (Hauterivien inférieur).

La première partie de la coupe est constituée de *grainstones* à ooïdes remaniées, lithoclastes, éléments remaniés divers et quartz (microfaciès mF7) attribués à la séquence Be5 reconnue en d'autres coupes voisines.

La séquence Va0 est entièrement marneuse, mais les niveaux plus indurés de la base de la séquence ont livré des *packstones-grainstones* à foraminifères circalittoraux.

La séquence Va1 débute par des *packstones-grainstones* où ont été reconnus des débris de charbon (à la base des calcaires roux). Elle s'achève par les marnes quartzueuses (Marnes d'Arzier B).

Au sommet de cette séquence, des traces de radicelles (manchons calcitiques palissadiques et coeurs ligneux) ont été observées dans la partie sommitale de la séquence.

La séquence Va3 débute par un banc métrique de calcaire roux organisé en chenaux à accréation latérale (orientées soit vers le NE, soit vers le SW, donc à axe d'écoulement vers le SE). Ce niveau, de texture *grainstone* est riche en débris d'échinodermes et en bryozoaires souvent glauconitisés. Les ooïdes à cortex radial (parfois dissouts) et lithoclastes de paléosols (rares pisolites ferrugineux vadoses, lithoclastes de dolocrète ferrifère altérée, lithoclastes d'altérites diverses) existent à ce niveau, ce qui est intéressant dans la mesure où ils n'avaient été reconnus à ce jour que dans les niveaux du lithofaciès Limonite de Métabief. La présence de ces éléments au sein de ce niveau conduit à en faire un niveau équivalent du lithofaciès Limonite. La rareté des pisolites ferrugineux et l'absence de patine oxydée (qui caractérise habituellement la Limonite) dans cette coupe ne suffit pas à infirmer cette corrélation, parce que que les fameux pisolites ferrugineux n'affleurent pas dans tous les niveaux de la Limonite (coupes de Champagne, de Cornaux et de Montheys-du-Bas-Becuel). Les datations (Partie II) indiquent toutes le biohorizon à *pronecostatum* de la Zone à *Verrucosum* [Bulot, 1995 et ce travail]. La datation de ce banc placé au-dessus de ScCO3 est fondamentale, puisque les autres coupes du Jura que le lithofaciès "limonite" *sensu stricto* contiennent très exactement les mêmes éléments constitutifs que ce banc bien que les proportions varient d'une coupe à l'autre. De plus, les éléments paléontologiques qui ont été extraits de la Limonite, notamment à Valangin (*Saynoceras verrucosum*, ...) placent ce niveau dans la Zone à *Verrucosum* [Bulot, 1995]. Dans la coupe du Colas, ce banc de calcaire roux passe vers le haut à un



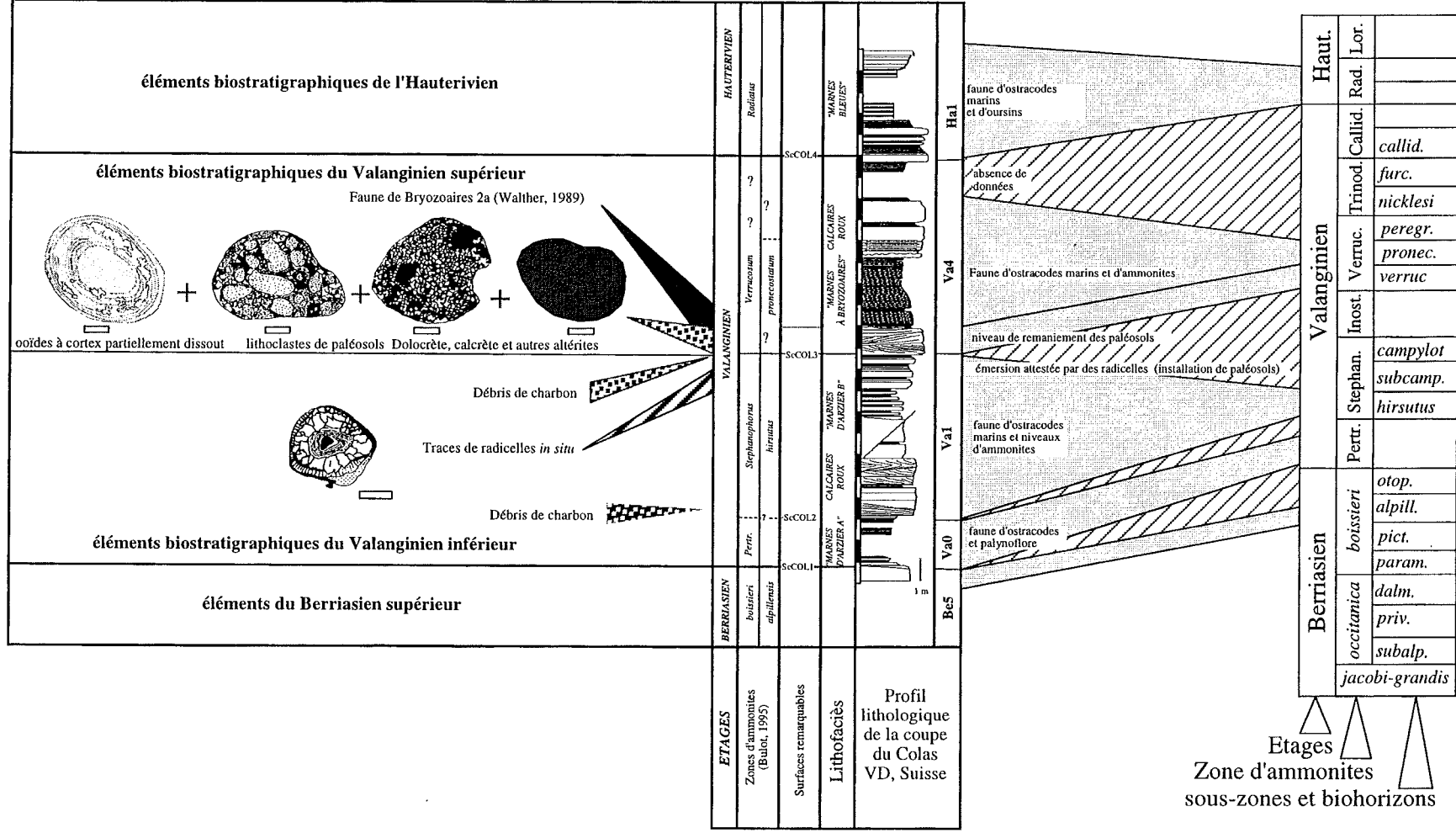


FIG. 137. - Représentation des lacunes de sédimentation (datation par Ammonites et Ostracodes) et des principaux éléments marqueurs des discontinuités (galets de paléosols), chronostratigraphie de la coupe du Colas (Le rectangle indique 250 µm.).

niveau plus grossier, microconglomératique puis à des marnes à bryozoaires, ammonites et ostracodes (lithofaciès des Marnes à bryozoaires). Le contact entre les calcaires roux (unité 5) et les Marnes à bryozoaires et les Marnes à bryozoaires (unité 6) se fait non pas par faille (opinion de Clavel *in* Remane *et al.* [1989, p. 159]), ou par l'intermédiaire d'un hard-ground (opinion de Remane [1989]) mais par une brèche à ciment marneux, épaisse de quelques centimètres et qui ne porte pas de traces d'émersion. Pour toutes ces raisons, ce banc constitue plutôt la base transgressive de la séquence Va3, bien documentée par les marnes à bryozoaires. Les niveaux plus massifs de l'ensemble 7 constituent la partie élevée de la séquence Va3 ; ce sont des *packstones-grainstones* assez riches en débris d'échinodermes, bryozoaires, serpules (isolées ou en pelote), petits ostréidés, foraminifères encroûtants (*Acruliammina* sp.) et débris de quartz (anguleux de taille supérieure à 100 µm).

L'ensemble 8 se compose de *wackestones-packstones* assez marneux à débris d'échinodermes et bryozoaires dans lesquels la glauconie peut être abondante.

Seule la base de l'Hauterivien est clairement documentée. En effet, c'est au niveau POM9, au-dessus de ScCO4, qu'apparaissent dans des *packstones* dolomitisés de grande quantité de grains de glauconie (associés à de nombreux débris d'échinodermes, de bryozoaires et d'ostréidés) et en POM10 *Hechticythere pumila* forme marqueur de l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*).

Il en résulte que la surface ScCO4, observée au sommet du banc peut être interprétée comme la limite de séquence Ha1.

En conclusion, les ammonites et les ostracodes, qui indiquent des âges convergents, prouvent l'existence de nombreuses lacunes stratigraphiques du Valanginien : la partie supérieure de la Zone à *Stephanophorus* et la Zone à *Inostranzewi* ne sont pas représentées et aucun élément caractéristique des Zones à *Trinodosum* et à *Callidiscus* n'a été découvert, même s'il existe 4 m de série non datés (derniers bancs de Calcaires roux sommitaux et marnes sus-jacentes). L'étude minutieuse des faunes a permis en outre de reconnaître sur le terrain la limite entre le Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur sous le banc à Calcaires roux limoniteux (fig. 136 et 137).

En résumé, il manque, dans ce secteur, la partie terminale du Berriasien (séquence Be6 et base de la séquence Va0, correspondant aux biohorizons *d3s* et *d3t* des calpionelles), la partie supérieure du Valanginien inférieur et la base du Valanginien supérieur (sommet de la séquence Va1 jusqu'à la base de la séquence Va3, c'est à dire du sommet de la zone à *Stephanophorus* jusqu'à la base de la Zone à *Verrucosum*) et peut-être même la partie supérieure du Valanginien supérieur (Zones à *Trinodosum* et *Callidiscus*).

De toutes ces lacunes importantes, attestées par la biochronostratigraphie (fig. 136 et 137), seule celle qui se développe au passage Valanginien inférieur-Valanginien supérieur (entre la séquence Va2 et la séquence Va4) est soulignée par des figures diagénétiques d'émersion (radicelles) correspondant à une altération du sommet de la séquence Va1. Cette lacune est attestée par une surface d'érosion, surmontée par un niveau renfermant des lithoclastes à traces d'émersion. La mise

en place de la limonite est interprétée comme le résultat d'une transgression au sein du Valanginien supérieur (biohorizons à *verrucosum* et *pronocostatum* de la Zone à *Verrucosum*) qui a entraîné une érosion côtière qui a détruit les paléosols existant à la fin du Valanginien inférieur et de la base du Valanginien supérieur.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse d'Adatte [1988] et ce travail, la discontinuité Di1 [Adatte, 1988, p. 374], correspond à la limite de séquence Va0. La discontinuité Di2 est placée au-dessus du cortège transgressif de la séquence Va1 et correspond approximativement aux faciès les plus externes de la séquence (*Maximum Flooding Surface*).

## 2.2. Champagne et Bonvillars (fig. 138 à 140)

A quelques kilomètres au NE du Colas, au pied du Jura, dans la région de Grandson, sur le flanc sud-sud-est de l'anticlinal Bullet-Mont Aubert, le Néocomien affleure sous forme de dalles structurales pentées vers le sud-est (pendage N65SE15).

Le profil de Champagne est composite : une première partie puissante de 12 m a été levée dans une ancienne carrière à 150 m au nord-ouest du lieu-dit Saint-Maurice, en bordure Nord du village de Champagne (coordonnées X = 540.08 ; Y = 187.71 et Z = 520 m d'après la carte nationale suisse à 1/25 000 Grandson n°1183) et une deuxième partie, épaisse de 4 m, a été levée près du village de Bonvillars au lieu-dit Tivoli (X = 541.62 et Y = 188.34 et Z = 528 m).

La coupe de Bonvillars a été levée à quelques centaines de mètres de là, dans une excavation de 4 m de haut, dans le talus de la route qui conduit de Bonvillars à Mauborget, 100 mètres à l'ouest du lieu-dit Tivoli (coordonnées X = 541.36 et Y = 188.30 et Z = 550 m d'après la carte suisse à 1/25 000 Grandson n°1183).

L'étude cartographique conduit à corréliser la coupe de Bonvillars avec le sommet de la première partie de la coupe de Champagne. Les données sédimentologiques, diagénétiques et micropaléontologiques confirment cette hypothèse.

### 2.2.1. Coupe de Champagne

A Champagne, sur le plan lithologique, des bancs calcaires métriques gris puis jaunes, limités par des niveaux marneux, forment les 5 premiers mètres de la série ; la partie médiane (5 m) et la partie supérieure (2 m) se composent de bancs calcaires blancs à joints secs, la partie sommitale (1 m) est constituée de calcaires roux limoniteux bioclastiques (lithofaciès de la Limonite de Métabief).

Deux surfaces majeures ont été reconnues.

La surface d'émersion ScCH1 (dans la partie supérieure de la coupe, entre CH44 et CH45), est érosive. La surface d'émersion ScCH2 se place dans la partie terminale de la coupe sous les calcaires roux limoniteux (au-dessus de CH47).

Deux niveaux à charophytes remaniés (*Porochara* sp.) ont été découverts à la base de la coupe (CH3 et CH8). En ce qui concerne les foraminifères benthiques, dès la

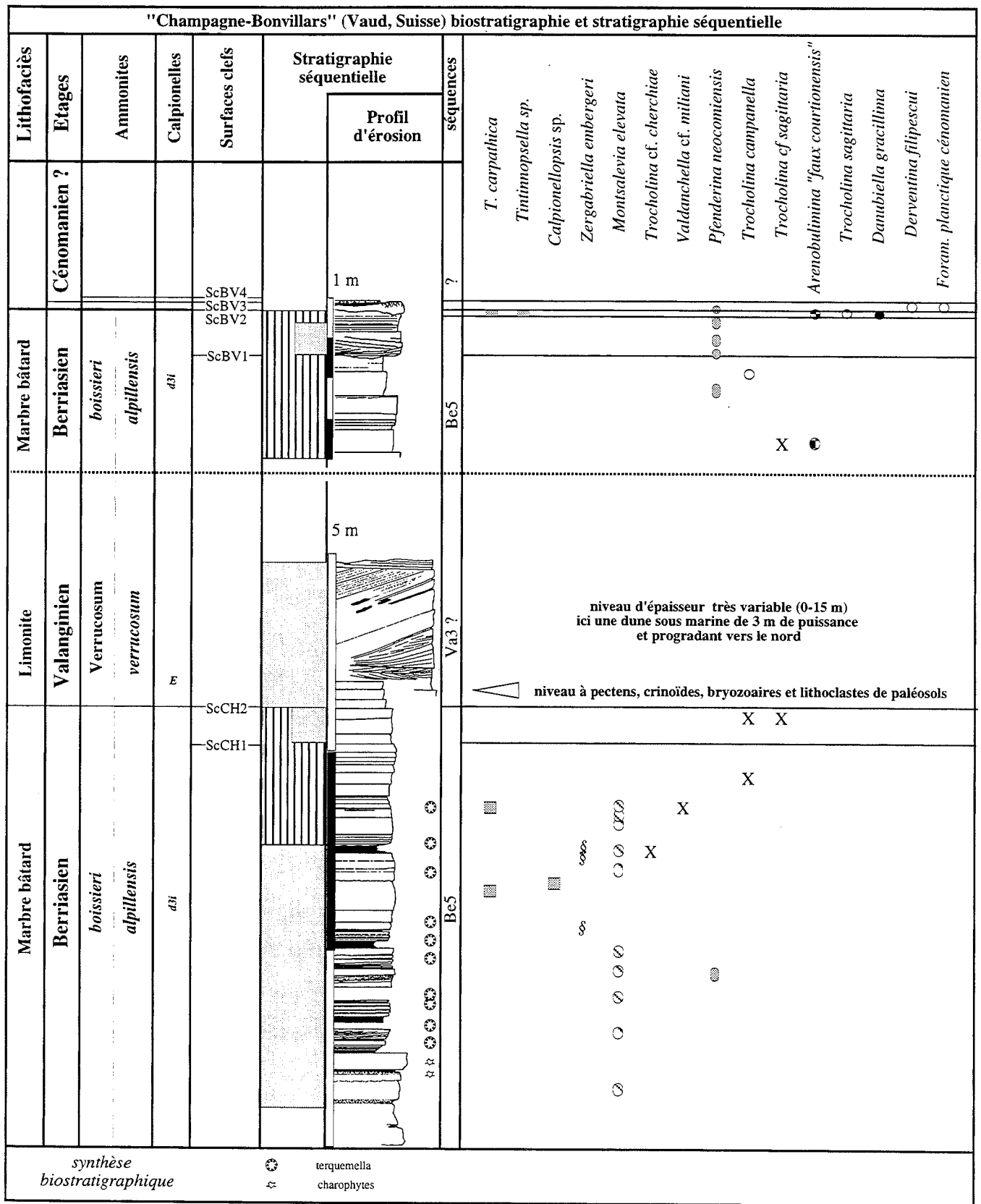


FIG. 138. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques des coupes de Champagne et Bonvillars.

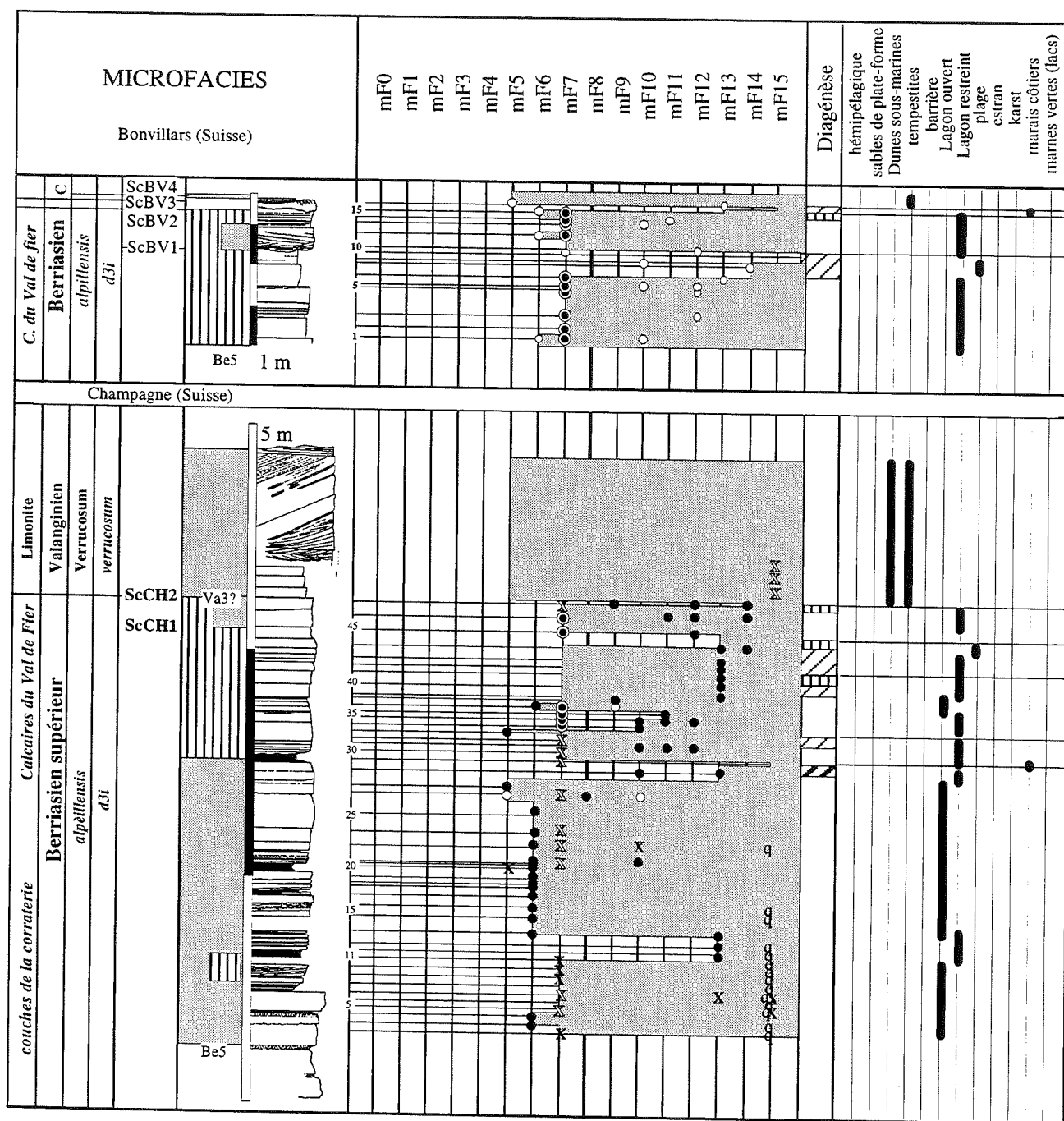


FIG. 139. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements des coupes de Champagne et Bonvillars.

base de la coupe, *Lenticulina*, *Nodosariidae*, *Miliolidae* et *Textulariidae* abondent et *Montsalevia elevata* est présente.

Dans une moindre mesure, *Charentia* sp. est également assez bien représentée dans la partie inférieure et moyenne de la coupe. Les trocholines restent par contre assez rares. Quelques exemplaires de *Trocholina* cf. *cherchia* (CH29), *Trocholina campanella* (CH38) et *T. cf. odukpaniensis* ? (CH38) ont cependant été observés.

Un niveau à calpionelles à *Calpionellopsis* sp. (forme évoluée, Zone D1 élevée à biohorizon d3i) a été reconnu (en CH 26).

*Zergabriella embergeri* (CH30 et CH31), *Pfenderina neocomiensis* (dès CH38), *Valdanchella* cf. *miliani* (CH38) sont présents dans la moitié supérieure de la série.

L'ensemble de ces données, en l'absence d'autres formes marqueurs, indique la séquence Be5 (Berriasien supérieur assez élevé dans la sous-zone à *alpëillensis*), pour la plus grande partie des coupes de Bonvillars et de Champagne de part et d'autre de ScBV1 et ScCH1 (qui représentent la même surface) et au-dessous de ScBV2 et ScCH2.

Comme ScCH1, la surface d'émergence et d'érosion SCBO1 ne correspond pas à un changement faunique ; de

fait, elle est considérée comme une surface clef mineure au sein de la séquence de dépôt Be5. Au-dessus de ScCH1 reposent de fins litages obliques associés à un chenal d'axe est-ouest à débris de rudistes.

Bien qu'aucun élément biostratigraphique ne permette de dater ces niveaux placés au-dessus de ScCH2, la présence de tous les éléments qui caractérisent la Limonite de Métabief (débris de paléosols, calcrète-dolocrète, pisoides vadoses ferrugineux, bryozoaires branchus, crinoïdes, ...) permettent de paralléliser ces niveaux avec ceux de la séquence Va3 reconnue au Colas. Par contre, les niveaux du sommet de la coupe de Bonvillars sont composites et n'appartiennent pas aux séquences définies dans ce travail (niveaux plus récents du Crétacé inférieur élevé voire du Crétacé supérieur peu élevé).

Deux séquences de dépôt sont reconnaissables dans la coupe de Champagne.

La première séquence, Be5, est constituée par des bancs calcaires jaunâtres stratocroissants, de moins en moins argileux et de plus en plus clairs vers le haut. La partie inférieure est dominée par des faciès *grainstones*, à débris d'échinodermes (20 à 35 %), *Terquemella*, oïdes radiaires (marins) et foraminifères benthiques. La partie supérieure de la séquence est formée de séquences mineures limitées par des niveaux à traces de racines (CH30) ou des horizons microkarstifiés (en CH34-CH35, CH41-CH43 et CH45-CH46). Les faciès qui les composent sont des *packstones-grainstones* à brachiopodes, algues dasycladales et trocholines puis des *grainstones* fins à gastéropodes et miliolidés. La partie supérieure de cette séquence présente dans les deux coupes des indices d'émersion (cristallisations géodiques au sein de tests de gastéropodes et traces de recristallisations) et un niveau sableux (*grainstones*) bien trié, de faible puissance, à structures *fenestrae* obliques par rapport à la stratification (interprété comme des *keystone-vugs* d'un niveau de plage).

La deuxième séquence, Va3, se compose de calcaire limoniteux à lithoclastes de paléosols, de croûte calcrète-dolocrète et de pisoides ferrugineux, dans lesquels plusieurs fragments de pectens, crinoïdes et bryozoaires branchus sont visibles.

L'analyse cartographique du secteur montre que les dépôts de cette séquence s'agencent en dunes sableuses de hauteur plurimétrique (jusqu'à 6 m) qui, latéralement, se réduisent à quelques décimètres (l'une d'entre elles à la sortie nord de Bonvillars, a une puissance de 6 m et prograde en direction de l'WSW).

### 2.2.2. Coupe de Bonvillars

La coupe se compose de bancs calcaires blancs à joints secs, la partie sommitale (50 cm) est constituée de lentilles de calcaires blancs et de marnes vertes.

Trois surfaces majeures ont été reconnues.

La surface ScBV1 se place dans la partie supérieure de la coupe (entre BO10 et BO11).

La surface ScBV2 se place dans la partie sommitale de la coupe (entre BO15 et BO16).

La surface ScBV3 couvre la partie sommitale de la coupe (au sein de BO16).

*Pfenderina neocomiensis* (dès BO5), *Trocholina molesta* (BO7) et *Arenobulimina* sp. "faux courtionensis" (BO2 et BO16) sont présents au-dessous

de ScBV1, dans la partie inférieure de la coupe. Au-dessus de ScBV2, un niveau à *Tintinnopsella* sp.? a été observé en BO16 entre ScBO2 et ScBO3 (ce genre d'un intérêt stratigraphique de faible intérêt existe à tous les niveaux hémipélagiques du Berriasien moyen terminal à l'Hauterivien, Zone C à E).

A Bonvillars, les derniers niveaux visibles au-dessus de ScBV2 ont livré des foraminifères benthiques et planctoniques caractéristiques du Berriasien supérieur élevé (*Danubiella gracilima*), du Barrémien-Aptien (*Debarina* sp., *Derventina filipes*) du Cénomaniens-Turonien (foraminifères planctoniques mal préservés).

L'ensemble de ces données en l'absence d'autres formes marqueurs, indique depuis la base de la coupe jusqu'à la surface ScBV2, la séquence Be5 (Berriasien supérieur assez élevé dans la sous-zone à *alpillensis*). La surface ScBV1 peut-être corrélée avec la même surface que ScCH1 et ScBV2 représente la même surface que ScCH2.

Comme ScCH1, la surface d'émersion et d'érosion SCBO1 ne marque pas de changement faunique ; de ce fait elle est considérée comme une surface mineure au sein de la séquence de dépôt Be5.

Puis au-dessus de ScBV2 gît un niveau complexe, épais de moins de 50 cm, où se superposent des lentilles de *packstones* micritisés et altérés (à *Tintinnopsella* sp. et à débris biogènes altérés du Barrémien-Aptien et de l'Albien-Cénomaniens) et des niveaux de marnes vertes. Ces lentilles sont associées à des remplissages karstiques polyphasés altérés par une micritisation intense avec imprégnations d'oxydes de fer, recoupés par des microkarstifications intergranulaires.

Au-dessus de ScBV3, un dernier remplissage de marnes vertes s'observe dans des traces de racines qui ont piégé des *grainstones* lumachelliques, appartenant vraisemblablement au Cénomaniens-Turonien. Cette lumachelle se compose de lithoclastes et d'éléments remaniés d'origine médio-infralittorale intensément micritisés (issus des niveaux sous-jacents), d'autres débris circalittoraux (exclusivement des bryozoaires et des débris d'échinodermes glauconitisés et des grains de glauconie) et des grains de phosphates inframillimétriques.

La teneur en bioclastes et en peloides est importante dans le sommet de la première partie de la séquence Be5, puis devient faible (partie médiane) et augmente enfin vers le haut de la séquence. Les teneurs en quartz, lithoclastes et éléments remaniés sont très variables au sein de la séquence. Les teneurs en débris de quartz et en lithoclastes sont majoritaires dans la première partie de la séquence Be5 puis décroissent vers le haut. La teneur en éléments remaniés augmente puis décroît dans la partie médiane de la séquence Be5.

Les transferts en direction du continent sont les plus importants à la base de la séquence (éléments remaniés d'origine externe).

Il est remarquable enfin, que les teneurs en éléments constitutifs des sédiments du sommet de la séquence Be5 soient aussi différentes d'une coupe à l'autre.

### 2.2.3. Conclusions

Les coupes de Champagne et de Bonvillars montrent d'importantes interruptions de la sédimentation. En effet,

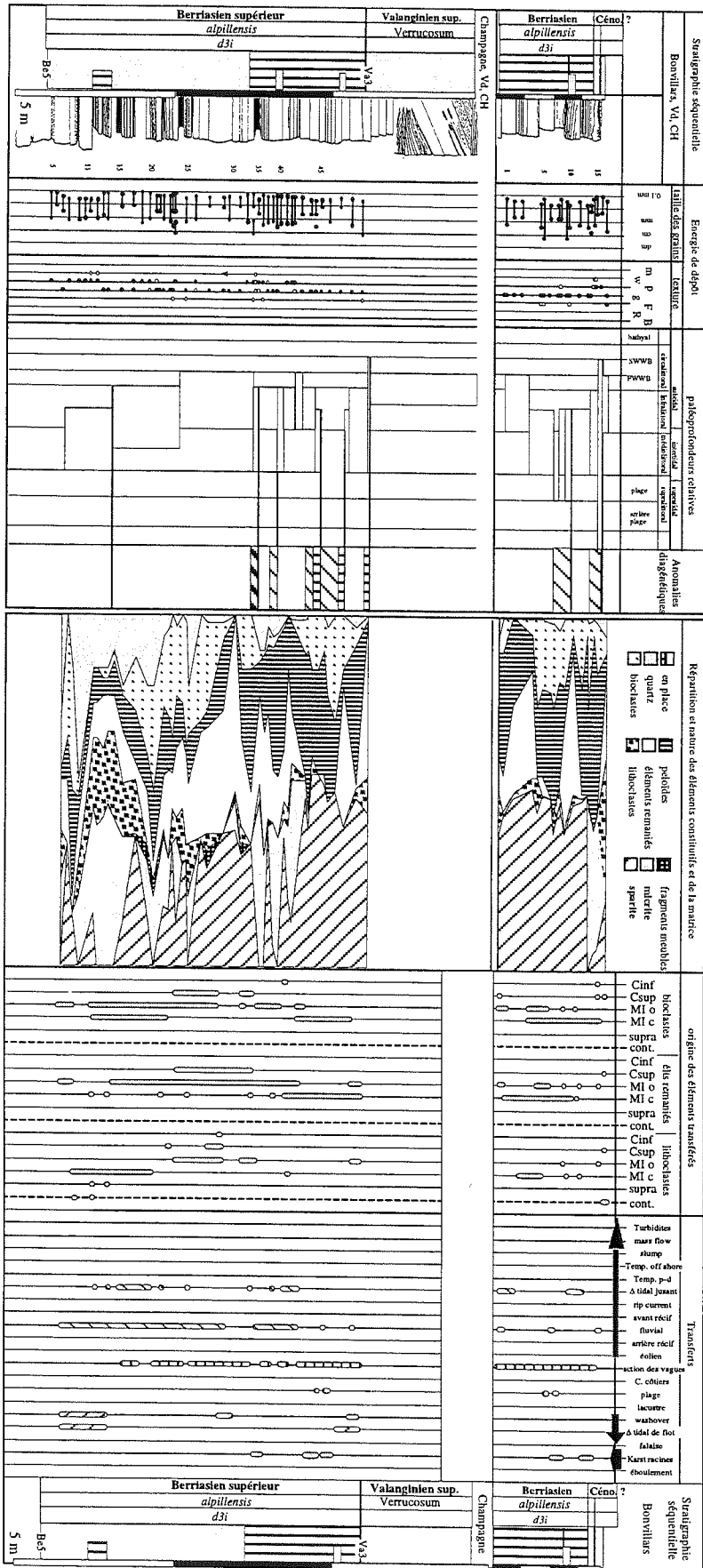


FIG. 140. - Tableau d'évolution des paléoprofondeurs et des transferts de sédiments de la coupe de Champagne et de Bonvillars.

malgré une épaisseur anormalement élevée de la séquence Be5 (12 m dans cette coupe contre quelques décimètres dans les autres coupes du Jura neuchâtelois), l'enregistrement sédimentaire est vraisemblablement lacunaire en raison des nombreuses traces d'émersions qui marquent la partie supérieure.

La coupe de Champagne montre que la séquence Va3 (biohorizon à *verrucosum* et *pronecostatum* de la Zone à *Verrucosum*) repose directement sur la séquence Be5 du Berriasien supérieur (sous-zone à *alpillensis*). Il manque donc dans cette coupe les séquences Be6, Va0, Va1 et Va2.

A Bonvillars, la disposition des séquences est tout à fait différente en raison de la préservation très partielle d'une cavité karstique, sous la forme de lentilles altérées par pédogénèse, à matériel d'âge berriasien supérieur, barrémien-aptien et cénoomanien (remplissages polyphasés ?). Ces lentilles sont scellées par des dépôts lumachelliques datés du Crétacé supérieur (Cénoomanien ou Turonien).

La révision des données biostratigraphiques montre que, contrairement à l'opinion d'Adatte [1988, p. 352], les successions des deux coupes sont au moins en partie comparables et non superposées : la partie supérieure de la séquence Be5, représentée à Bonvillars s'observe aussi dans la partie élevée de la coupe de Champagne.

Quant à la position de la discontinuité Di2, *sensu* Adatte, au sommet de la coupe de Bonvillars doit être révisée : elle correspond habituellement dans les autres coupes du Jura aux niveaux les plus externes de la séquence Va1 (interprétés comme la *maximum flooding surface* de la séquence). Compte tenu de l'importance des lacunes sédimentaires de ces deux coupes, cette discontinuité se place donc par encadrement stratigraphique en ScBO2 (limite d'une séquence de dépôt inconnue, de la fin du Crétacé inférieur ou du début du Crétacé supérieur à Bonvillars) et en ScCH2 (limite de séquence Va3 à Champagne).

2.3. Buttes (fig. 141 et 142)

A quelques kilomètres au N de Champagne-Bonvillars et du Colas, la coupe de Buttes présente une série néocomienne originale tant du point de vue sédimentologique que biostratigraphique. L'affleurement s'étend au sud-ouest du village de Buttes, en bordure méridionale du chemin forestier qui lie la Prise cosandier à l'est à Noirveaux à l'ouest, 20 m au sud-est du point coté 1062,8 m, aux coordonnées X = 531.1,

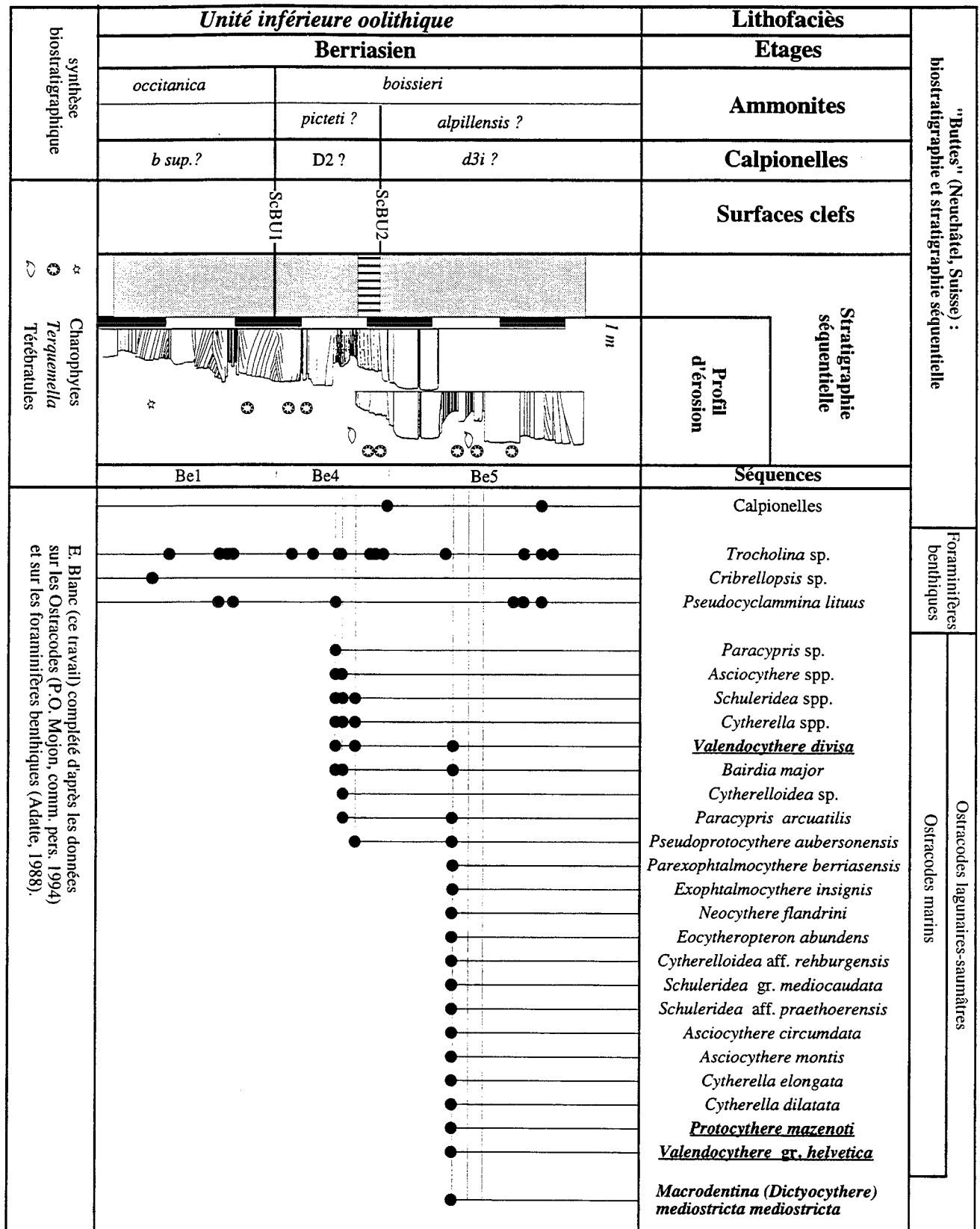


FIG. 141. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe de Buttes.

Y = 191.9 et Z = 1062 m (carte nationale suisse à 1/25 000 Sainte-Croix n°1182). La coupe a été levée dans des niveaux berriasien (à pendage de 25 à 30° vers

le sud-est) chevauchés par des calcaires jurassiques de l'anticlinal du bois de Ban en série normale et pentés vers le nord-est.

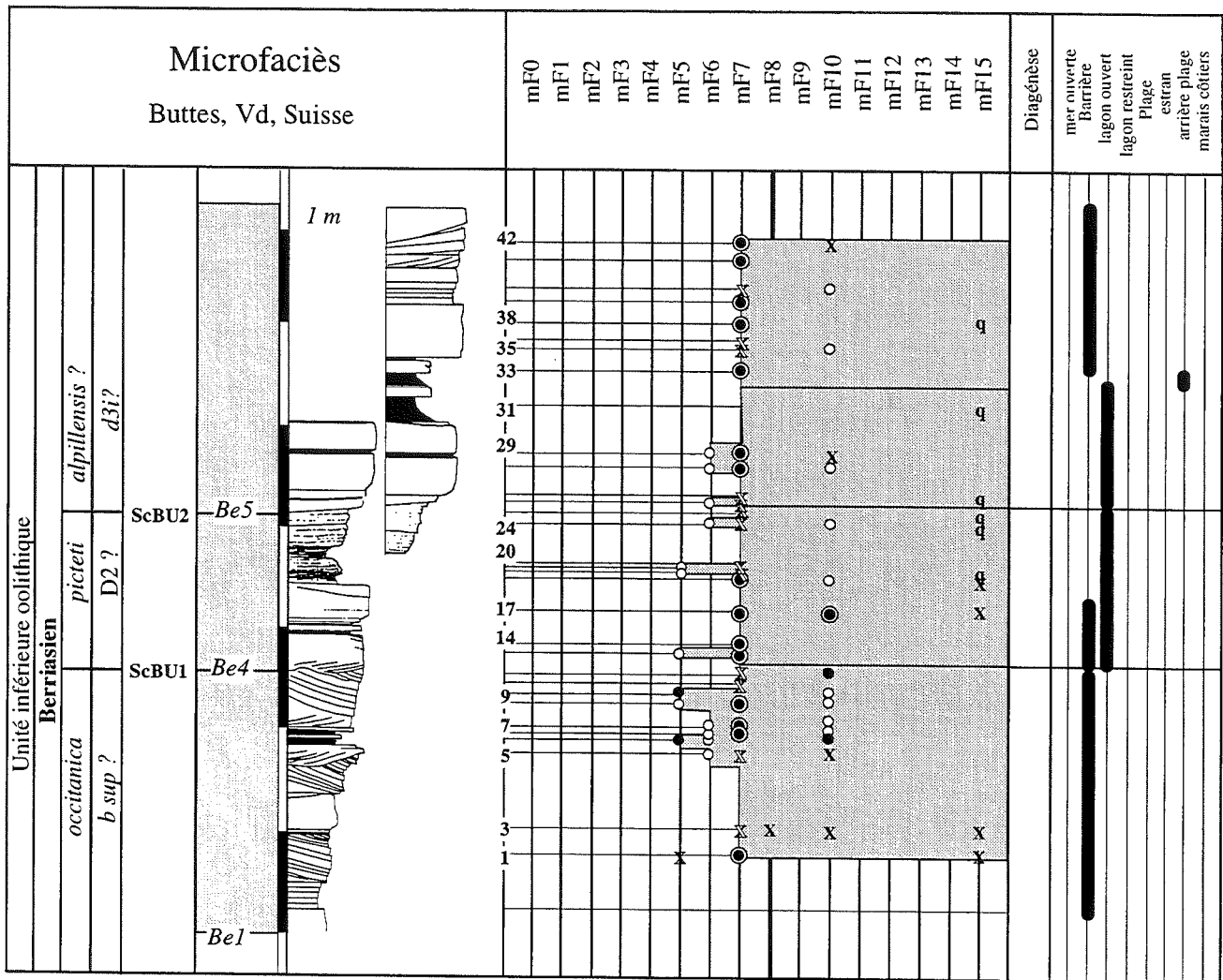


FIG. 142. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la coupe de Buttes.

La série se compose de 5 parties.

La première (3 m 50), montre des calcaires oolithiques jaunes à litages entrecroisés, qui passent vers le haut à des bancs plus massifs (de BU1 à BU17).

La seconde (1 m) se compose de marnes bleues à brachiopodes et calcaires marneux bleus (de BU18 à BU25).

La troisième (1 m) est constituée de deux bancs massifs de calcaires oolithiques.

La quatrième est formée d'un niveau marneux métrique dans lequel s'intercalent 2 bancs calcaires décimétriques.

La cinquième (2 m) est constituée par des bancs calcaires oolithiques clairs, à rares litages obliques.

Deux surfaces remarquables d'érosion ont été reconnues dans cette coupe : la surface d'érosion Sc-BU1 (entre BU11 et BU13) qui surmonte un des lits obliques appartenant aux mégarides sous-jacentes et la surface d'érosion ScBU2 située entre BU25 et BU26 qui entaille les calcaires marneux de la seconde partie.

Gretener [1985] selon Adatte [1988] signale la présence des faciès purbeckiens en-dessous de la base de

l'affleurement actuel et Adatte [1988] attribue l'ensemble de la série au lithofaciès *U.I.O.* et au Berriasien inférieur. Il est vrai que les données paléontologiques fournies par les foraminifères benthiques sont ténues : seuls les genres *Trocholina*, *Nautiloculina*, *Pseudocyclamina* et *Cribellopsis* sont représentés. Sans remettre en cause l'attribution lithofaciologique d'Adatte, la présence des *Trocholina* dans toute la coupe est plutôt cohérente avec un âge Berriasien moyen et supérieur et non pas Berriasien inférieur. Pour cette raison et en l'absence d'autres foraminifères benthiques de valeur stratigraphique, les niveaux placés sous ScBU1 sont placés au sein de la séquence Be1 (base du Berriasien moyen).

Les niveaux marneux principaux ont fourni des assemblages d'ostracodes [Mojon, comm. pers. 1994] dont le degré évolutif est caractéristique de plusieurs niveaux stratigraphiques différents notamment :

Au-dessus de ScBU1, le premier assemblage (M5a, voir liste faunique en fig. 150) indique plutôt un âge sous-zone à *picteti* donc l'appartenance à la séquence Be4.

Au-dessus de ScBU2, le deuxième assemblage (M5b, voir liste faunique en fig. 141) indique plutôt un âge



sous-zone à *alpillensis* donc l'appartenance à la séquence Be5.

La séquence Be1 est entièrement formée par des *grainstones* bien triés, à ooïdes (mF7) et dasycladales remaniées (mF10) et constituant des mégarides à crête rectiligne et à crêtes arquées, des chenaux et des barres à accrétion latérale. L'analyse géométrique des rides et des mégarides indique une dominance des directions d'accrétion vers le sud-est et le nord-ouest et les structures chenalisées indiquent des accrétions vers le nord-est (dominantes) ou le sud-ouest, donc des chenaux préférentiellement orientés NW-SE. En raison de cette bipolarité des directions d'écoulement et de la bonne préservation des figures sédimentaires (sans doute liée aux alternances de phases dynamiques sableuses et de phases de décantation argileuses), je pense que les processus tidaux de jusant sont dominants.

La séquence Be4 montre des *grainstones* quartzeux à ooïdes et des marnes à térébratules et ostracodes (vers le haut de la séquence).

Les environnements de dépôt des deux séquences Be1 et Be4 semblent étroitement liés à des barrières sableuses en marge de lagons ouverts dans lesquels les circulations de sédiments sont multidirectionnelles.

La séquence Be5 montre sensiblement les mêmes faciès de *grainstones* oolithiques que ceux de la partie inférieure mais, sans doute en raison d'une plus petite quantité d'argile, les bancs calcaires sont plus massifs et les figures sédimentaires y sont plus difficiles à observer.

Bien que l'analyse des transferts de sédiments n'ait pas été réalisée en détail, il est possible d'avancer que le remaniement joue encore une fois, un rôle prépondérant dans la sédimentation de ces trois séquences. En effet, les lithoclastes et les éléments remaniés d'origine médio-infralittorale (ooïdes micritiques à cortex radial, dasycladales, gastéropodes, ...) et plus rarement circalittorale (bryozoaires au sein de la séquence Be1 en BU6 à BU13) et dans la séquence Be4 en Bu19 et Bu20 sont les composants essentiels des sédiments. L'abondance des *grainstones* assez grossiers et des figures de courant semble liée à l'activité des vagues (notamment de tempête) et des courants côtiers (tidaux, de jusant par exemple).

Cette coupe montre que la séquence Be4 peut reposer directement sur la séquence Be1 par l'intermédiaire d'une surface érosive. La base de la séquence Be5 repose également sur une surface d'érosion qui entaille presque un mètre de la séquence Be4 sur une distance horizontale d'environ 15-20 m.

Deux hypothèses sont envisageables pour expliquer l'absence des séquences Be2 et Be3 :

- 1- non sédimentation des deux séquences ;
- 2- érosion de ces deux séquences.

La deuxième hypothèse est la plus probable en raison de la présence d'une surface d'érosion à la base de la séquence Be4 et de l'importance des remaniements (lithoclastes et éléments remaniés) à la base de la séquence Be4 dans toutes les coupes du Jura méridional.

Adatte [1988] attribuait l'ensemble de cette série au lithofaciès Unité Inférieure Oolithique et il est vrai que l'absence de foraminifères benthiques plaiderait en faveur de cette attribution. Néanmoins, les données sur les faunes d'ostracodes [Mojon, comm. pers. 1994]

permettent de réinterpréter les deux surfaces d'érosion ScBU1 et ScBU2 comme deux limites de séquences de dépôt, respectivement celle de la séquence Be4 et celle de la séquence Be5.

#### 2.4. Crêt de l'Anneau (fig. 143 à 145)

Dix kilomètres au NE de Buttes, dans le Val de Travers, une carrière située sur la bordure méridionale de l'anticlinal de Solmont-la Tourne, en bordure de la route qui relie Neuchâtel à Fleurier, entaille une partie du néocomien (coordonnées X = 543.25 ; Y = 199.75 et Z = 750 m d'après la carte nationale suisse à 1/25 000 Travers). Elle montre une succession originale qui annonce les séries très lacunaires du secteur neuchâtelois. Les niveaux, datés du Berriasien, du Valanginien et de l'Hauterivien, y affleurent en dalles structurales avec un pendage de 40° vers le sud-est.

La première partie de la coupe (5m, de AC1 à AC14) se compose de bancs calcaires massifs jaunes oolithiques.

La deuxième partie (3 m) est formée par 2 bancs calcaires massifs blancs.

La troisième partie (2 m) est constituée de plusieurs niveaux calcaréo-argileux roux stratodécroissants surmontés par un intervalle marneux ocre.

La quatrième partie (8 m) se compose de 3 petits ensembles de bancs calcaires localement gréseux respectivement stratodécroissant, stratocroissant et stratodécroissant, isolés par de petits joints marneux.

La cinquième partie (5 m) est formée de bancs calcaires jaunâtres de petite taille, séparés par des minces niveaux marneux (localement à la base) ou des diastèmes.

La sixième partie (10 m) se compose de calcaires bioclastiques roux à litages obliques entrecroisés.

La surface d'émergence ScCA1 (entre AC14 et AC15), porte des traces de pas de dinosaures [Pasquier, 1995] et des traces de racines.

La surface d'émergence ScCA2 (entre AC41 et AC42) est microkarstifiée.

La surface d'émergence ScCA3 (entre AC62 et AC63) est microkarstifiée.

La surface d'émergence ScCA4 (entre AC67 et AC68) porte des traces de racines.

La surface d'émergence ScCA5 (entre AC82 et AC83) porte des traces de racines.

La surface d'érosion ScCA6 se place entre AC89 et AC90.

La surface d'émergence et d'érosion ScCA7, entre AC104 et AC105 porte des traces de racines.

Du point de vue micropaléontologique, des trocholines sont visibles dès la partie inférieure de la coupe, sous ScCA1.

*P. courtionensis* (AC25 à AC58) est présente au-dessus de ScCA1.

*P. allobrogensis* est bien représenté au-dessus de ScCA2 (AC39 et AC56-AC57).

*Zergabriella embergeri* (AC76), *M. elevata* (AC75) et *Pfenderina neocomiensis* (AC77) apparaissent au-dessus de ScCA4.

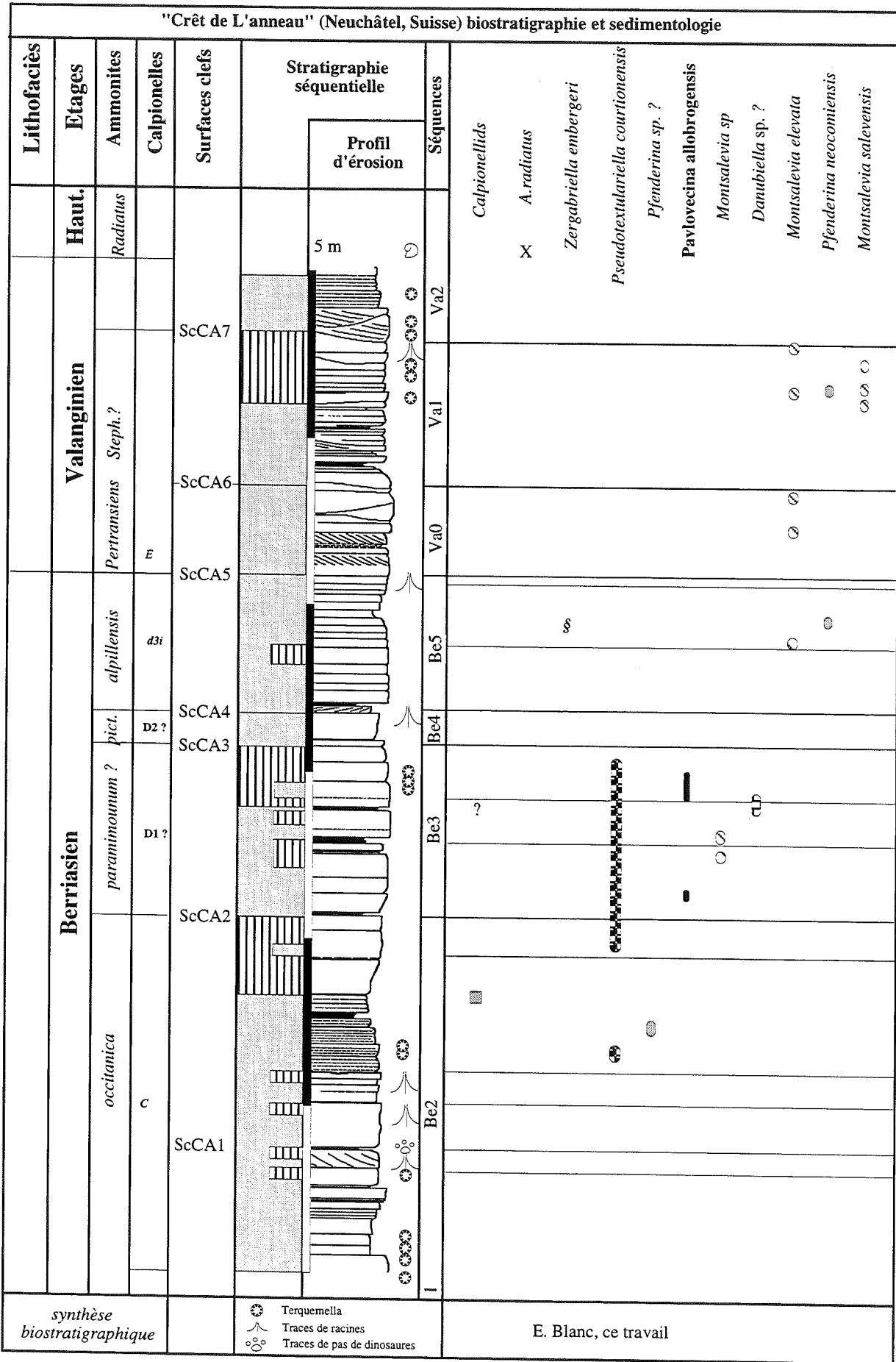


FIG. 143. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe du Crêt de l'Anneau.

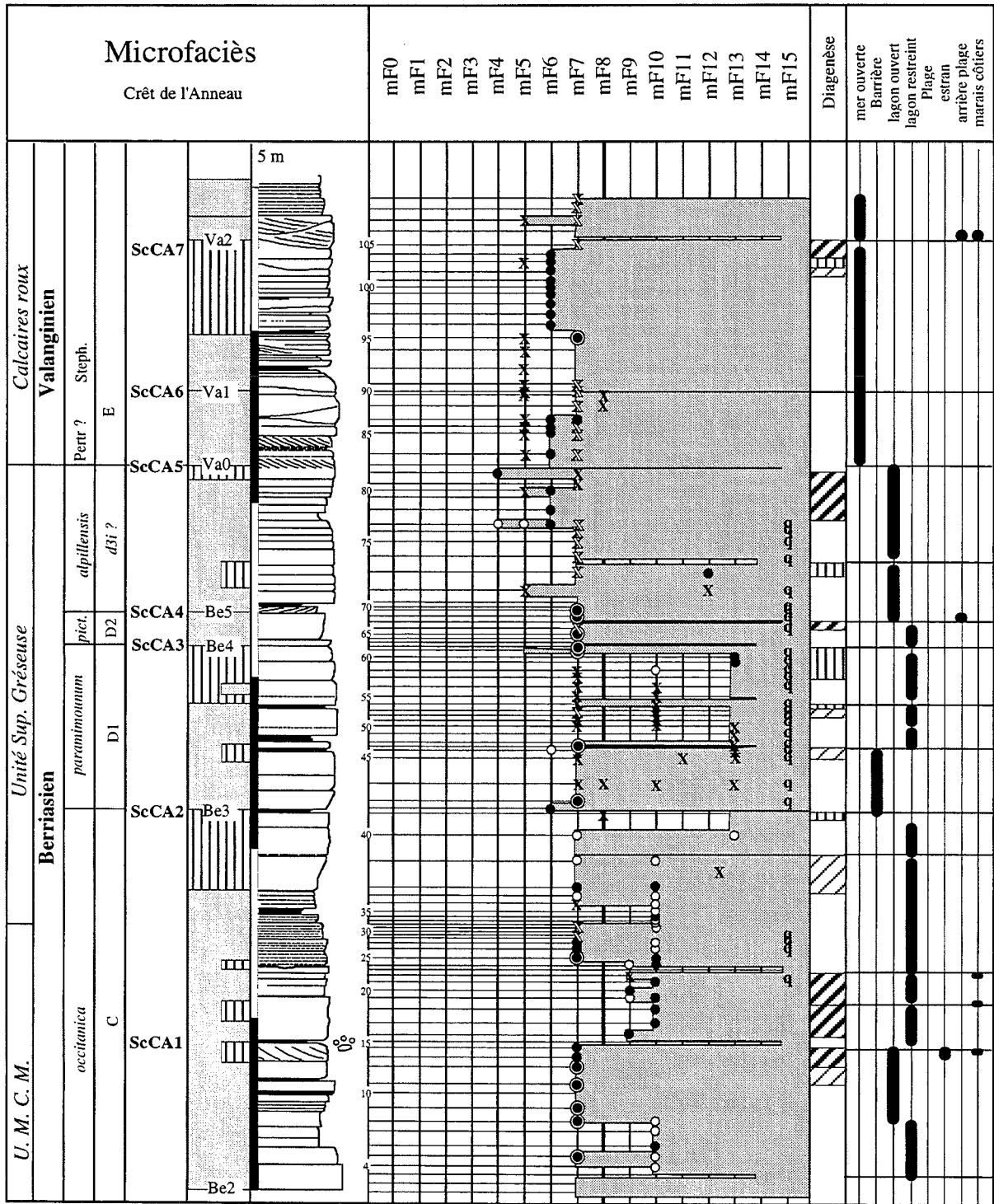


FIG. 144. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la coupe du Crêt de l'Anneau.

*M. salevensis* est présent dès le niveau AC97, au-dessus de ScCA6.

*Acanthodiscus radiatus*, (espèce-index de la Zone à Radiatus) dont la répartition stratigraphique ne dépasse pas la partie inférieure de la Zone à Radiatus [Bulut, 1995] a été trouvé dans les niveaux marneux qui recouvrent la partie sommitale de la coupe.

En fonction de ces éléments biostratigraphiques, il est possible d'envisager une correspondance entre :

- ScCA1 et une limite de séquence mineure au sein de la séquence Be2,
- ScCA2 et la limite de séquence Be3,
- ScCA3 et la limite de séquence Be4,
- ScCA4 et la limite de séquence Be5,
- ScCA5 et la limite de séquence Va0,
- ScCA6 et la limite de séquence Va1,
- ScCA7 et la limite de séquence Va2.

- ScCA3 et la limite de séquence Be4,
- ScCA4 et la limite de séquence Be5,
- ScCA5 et la limite de séquence Va0,
- ScCA6 et la limite de séquence Va1,
- ScCA7 et la limite de séquence Va2.

La partie inférieure de la séquence Be2 est strato-croissante (de AC1 à AC14). Elle est constituée par des séquences mineures de plus en plus puissantes vers le haut. Les faciès dominants sont des *grainstones* à oôides (de AC3 à AC12), formant une barre oolithique à accretion latérale vers l'ENE, couverte par des *mudstones* microkarstifiés et marqués par des traces de pas de

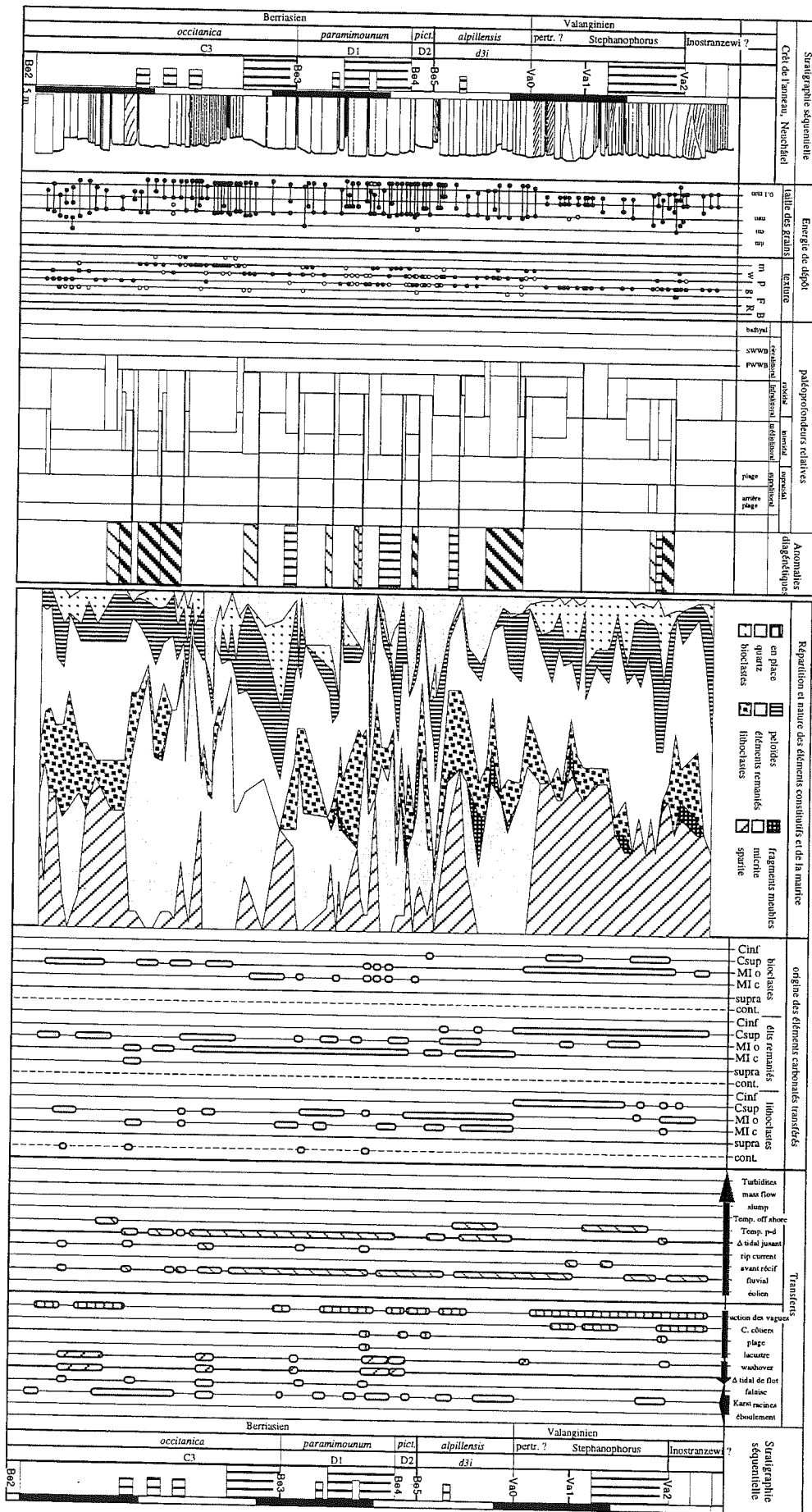


FIG. 145. - Tableau de répartition des transferts de sédiments de la coupe du Crêt de l'Anneau.

dinosauriens [Pasquier, 1995], qui affleurent dans la partie inférieure de la séquence.

La partie médiane (AC15 à AC24) de la séquence Be2, stratocroissante, est constituée d'une succession de paléosols à traces de racines (AC13-AC14 et ACAC16-AC18 et AC19-AC22) délimitant des séquences mineures.

La partie supérieure (AC36 à AC41), strato-décroissante, se compose de *wackestones* à *dasycladacées* et encroûtements bactériens de AC17 à AC35, agencés en séquences mineures, de moins en moins épaisses vers le haut et limitées par des surfaces d'émersion à microkarstifications de plus en plus pénétratives.

La séquence Be3 (AC42 à AC60) est composée de deux unités respectivement stratocroissante et stratodécroissante, constituées par des faciès *packstones-floatstones* quartzeux à foraminifères benthiques remaniés et lithoclastes altérés et ferruginisés (mF7 et mF13).

La séquence Be4 (AC61 à AC67) est épaisse de moins d'un mètre. Elle se compose de faciès assez ouvert *packstones-grainstones* à oïdes, débris d'échinodermes et quartz. Elle est scellée par un niveau à traces de racines. L'épaisseur de la séquence Be4 est moins importante (1 m) que dans les coupes plus méridionales (Maréchet, Marchairuz, ...), probablement en raison d'un enregistrement sédimentaire qui y est vraisemblablement très incomplet en raison des émergences qui jalonnent cette séquence.

La séquence Be5 (AC68 à AC81) se compose de deux séquences mineures, limitées par des surfaces d'émersion à microkarsts (AC73 et traces de racines, AC83 à AC78). Les faciès sont des *packstones-grainstones* gréseux à oïdes, bioclastes remaniés (gastéropodes et miliolidés) et lithoclastes. Des débris de rudistes sont à signaler au sommet de la séquence (AC80).

La séquence Va0 (AC82 à AC88) débute par des *grainstones* bien triés à nombreux débris d'échinodermes, bryozoaires (en boule) remaniés, à oïdes remaniées à cortex radial partiellement dissout (identiques à ceux du sommet de la séquence Va2 à Malleval ou ceux de la base de la séquence Va3 au Colas) et à néotrocholines. Plusieurs dunes et des chenaux à direction d'accrétion préférentiellement orientée vers le nord-est entre AC82 et AC85 et le sud-est entre AC86 et AC88 ont été observés. Les dunes et des chenaux du sommet de la séquence montrent des directions d'accrétion orientées vers le sud-est (entre AC86 et AC88).

La séquence Va1 (AC89 à AC105) est constituée de *grainstones* fins, bien triés, à nombreux débris de bryozoaires (en boule) et d'échinodermes, oïdes remaniés à cortex radial partiellement dissout (identiques à ceux du sommet de la séquence Va2 à Malleval ou ceux de la séquence Va3 au Colas), miliolidés, trocholines et néotrocholines.

La séquence Va2 (AC105 à AC109), au sommet de la coupe, est composée de dunes à accrétion vers l'est et le nord-est sous faciès *grainstones* à trocholines et terquemelles et débris d'échinodermes et brachiopodes.

Les éléments remaniés, majoritaires au sein de la partie inférieure de la séquence Be2 (35 à 25%), deviennent moins abondants vers le haut. Le quartz détritique est peu fréquent dans la partie inférieure de la séquence ; il est plutôt abondant à la base des séquences

mineures. L'évolution des teneurs en éléments remaniés est variable ; celle des bioclastes et des peloides y est globalement décroissante. Les teneurs en débris de quartz et en lithoclastes croissent vers le haut dans la partie supérieure de la séquence Be2 et de la séquence Be3.

Au sein de la séquence Va0, les teneurs en bioclastes et en peloides croissent également vers le haut sans toutefois devenir majoritaires. Les teneurs en éléments remaniés restent élevées (25-30%), augmentant puis décroissant dans la partie médiane de la séquence, alors que les lithoclastes, toujours assez peu fréquents, se raréfient vers le haut.

En raison de la bonne préservation des figures de courant dans cette partie de la coupe (sans doute liée aux alternances de phases dynamiques sableuses et de phases de décantation argileuse) je pense que les processus tidaux y sont dominants. Néanmoins, en raison de la polarité sud-est des directions d'écoulement, il probable que seuls les courants de jusant soient préservés.

Les nombreux niveaux émergifs (microkarsts, traces de racines et empreintes de pas de dinosauriens) qui ont été observés dans la coupe du Crêt de l'Anneau marquent les interruptions de la sédimentation. Ces niveaux émergifs sont scellés par des dépôts lagonaires fins à lithoclastes altérés, dont l'origine est souvent à rechercher dans la séquence sous-jacente. Les lithoclastes ne sont jamais en contact direct avec le toit des sédiments altérés mais plutôt 10 à 20 cm au-dessus. L'hypothèse de genèse des lithoclastes par le modèle de la plage-falaise (proposé en chapitre V) donne une explication à cette disposition.

Les séquences Be6 et Va0 sont absentes de cette coupe. **Il manque donc dans ce secteur la partie terminale du Berriasien.** En outre toutes les séquences représentées dans cette coupe sont incomplètes (surfaces d'érosion fréquentes et niveaux émergifs).

Sur le plan des correspondances entre l'analyse d'Adatte [1988] et ce travail, la discontinuité Di0' [Adatte, 1988, p. 334] correspond à une surface clef mineure dans la séquence Be2. La discontinuité Di1 correspond approximativement aux faciès les plus ouverts de la séquence Be3. La discontinuité Di2, correspond aux faciès les plus ouverts de la séquence Va1 (au sommet du cortège transgressif de la séquence Va1).

## 2.5. La coupe des Ponts-de-Martel (fig. 146 à 148)

Les observations ont été réalisées en bordure d'un chemin récemment entaillé dans la structure anticlinale de Som Martel, au nord-est des Ponts-de-Martel (coordonnées topographiques X = 546.70, Y = 206.05 et Z = 1043 m). Le Berriasien supérieur affleure sous les lithofaciès Unité Inférieure Oolithique, Unité Moyenne Calcaire Massive, Unité Supérieure Gréseuse, Marnes d'Arzier et Limonite avec une puissance de 15 m. La structure anticlinale de Som Martel est allongée NE-SW et chevauchante vers le nord-ouest ; elle délimite la dépression synclinoriale des Ponts (au sud-est) de celle de la Chaux de Fonds (au nord-ouest).

La série y est normale avec un pendage qui devient de plus en plus fort depuis l'ouest (à la base de la coupe :

N25SE65) vers l'est (au sommet de la coupe : N25SE85).

J'ai pu constater que la série en bordure de la route principale, qui se complète par l'ensemble Barrémien-Aptien et l'ensemble Albien-molasse (M.-C. Blanc-Alétru, 1995) se renverse plus à l'est : cette disposition est caractéristique d'un plissement associé à un rétrochevauchement de vergence ESE.

La coupe débute par 9 m de bancs calcaires blancs en bancs décimétriques séparés par de minces interlits plus marneux ou des diastèmes (lithofaciès du Marbre bâtard).

La partie médiane de la coupe (5 m) se compose de bancs calcaires blancs, jaunâtres ou roux d'épaisseur décimétrique séparés par des interlits calcaréo-argileux stratodécroissants.

La partie supérieure de la coupe (1 m 50) se compose d'un banc métrique de calcaires blancs qui passe vers le haut à des calcaires marneux et à des marnes (lithofaciès des Marnes d'Arzier).

La partie sommitale de la coupe affleure mal sous la forme de calcaires roux limoniteux (lithofaciès de la Limonite de Métabief).

Quatre surfaces majeures ont été reconnues.

La surface d'émergence ScPM1 (entre PM10 et PM11) recouvre une cavité karstique métrique.

La surface d'émergence ScPM2 (entre PM19 et PM20) correspond à un niveau à traces de racines.

La surface d'érosion ScPM3 se place entre PM21 et PM22.

La surface d'émergence ScPM4 (entre PM23 et PM25) surmonte un niveau microkarstifié.

Du point de vue micropaléontologique, le genre *Trocholina* est présent dès la base de la coupe.

*P. courtionensis* existe au-dessus de ScPM2, dès PM20.

Les ostracodes marins récoltés au-dessus de ScPM4 appartiennent au Valanginien inférieur (Zone à Pertransiens) et sont typiques de la séquence Va0 [P.-O. Mojon comm. pers., 1994].

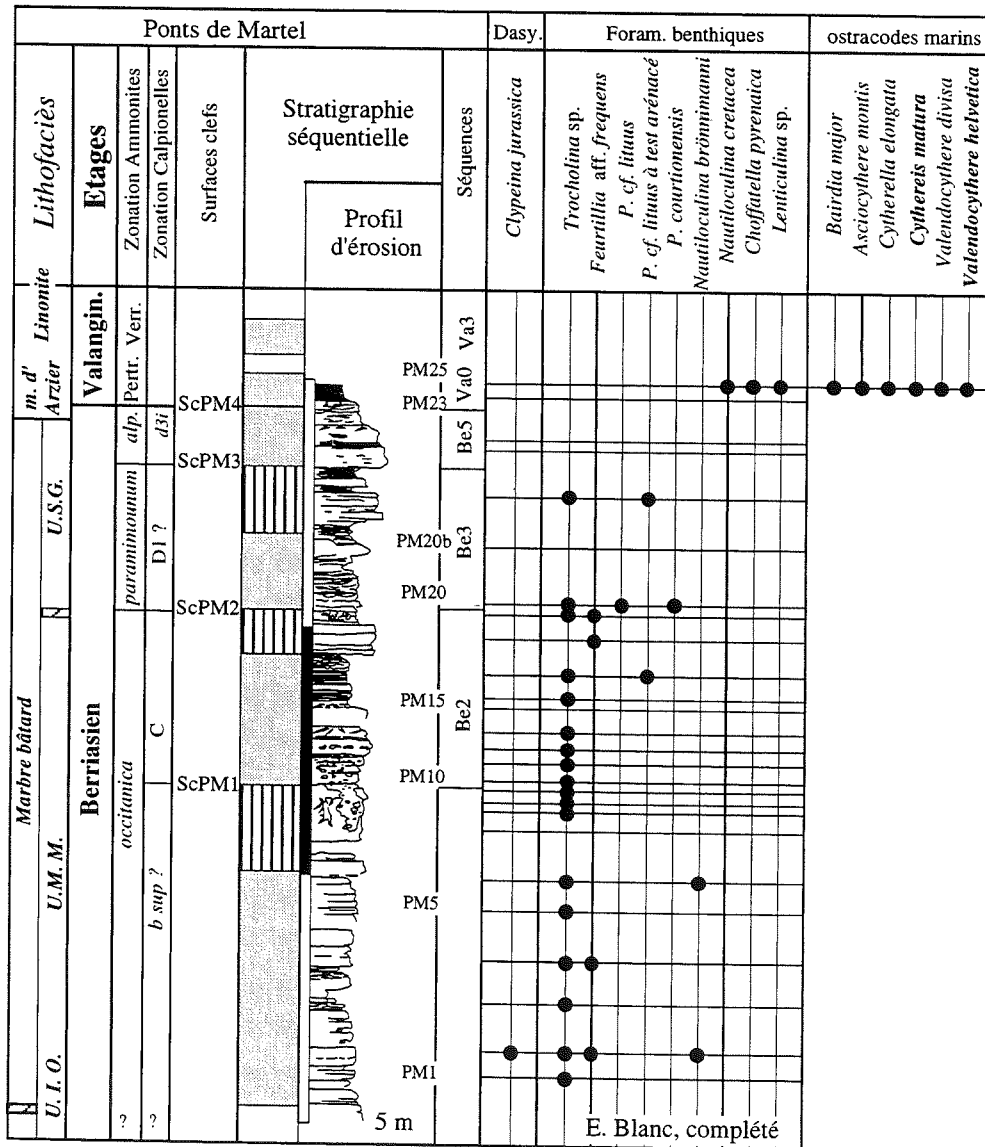


FIG. 146. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe des Ponts-de-Martel.

En fonction de ces données paléontologiques complétées par l'analyse microfaciologique et sédimentologique, la surface ScPM1 est interprétée comme la limite de séquence Be2 (les niveaux PM14-15-16 sont tout à fait comparables aux niveaux AC13-14-15 du Crêt de l'Anneau, le niveau PM18 est tout à fait équivalent à AC24, le niveau PM19 correspond aux niveaux AC32-33 de la coupe du Crêt de l'Anneau).

La surface ScPM2 est interprétée comme la limite de séquence Be3 (les niveaux PM20 sont tout à fait équivalents aux niveaux entre AC45 et AC49 de la coupe du Crêt de l'Anneau). La surface ScPM3 est interprétée comme la limite de séquence Be5 et la surface ScPM4 est interprétée comme la limite de séquence Va0.

La séquence Be1, constituée par des *wackestones* à trocholines et oïdes à cortex micritique remaniées (dépôts de lagon restreint) est partiellement visible. Plusieurs surfaces à indices d'émersion se superposent (surfaces clefs mineures, fig. 146 et 147 au-dessus de traces de karstification majeure), délimitant des séquences mineures ou des poches de karstification. Le sommet de la séquence, constitué par des *wackestones* à rares débris

biogéniques peu diversifiés est affecté par un réseau karstique remarquable, de taille métrique, effondré et scellé par la surface clef ScPM1 (interprétée comme la limite de séquence Be2, fig. 147).

La séquence Be2 débute par des *grainstones-floatstones* laminés à éléments remaniés et lithoclastes altérés (certains proviennent de la séquence Be1), à cimentation stalactitique, en demi-lune, caractéristique des milieux de cimentation vadose [Flügel, 1982]. La partie supérieure est constituée par des *wackestones* plus argileux de plus en plus riches vers le haut en débris de quartz subanguleux (20 à 100 µm), en gros foraminifères benthiques et en grands gastéropodes (nérinées). Cette séquence est également marquée par deux niveaux à traces de racines en PM15 et PM19.

Le paléoenvironnement dominant de cette séquence est donc celui de lagons semi-ouverts qui tendent à l'émersion.

La séquence Be3 débute par des *packstones* à oursins irréguliers (*Pygurus* sp.) et se termine par des *wackestones* (mF13) à *Pseudocyclamina* sp. et *P. courtionensis*.

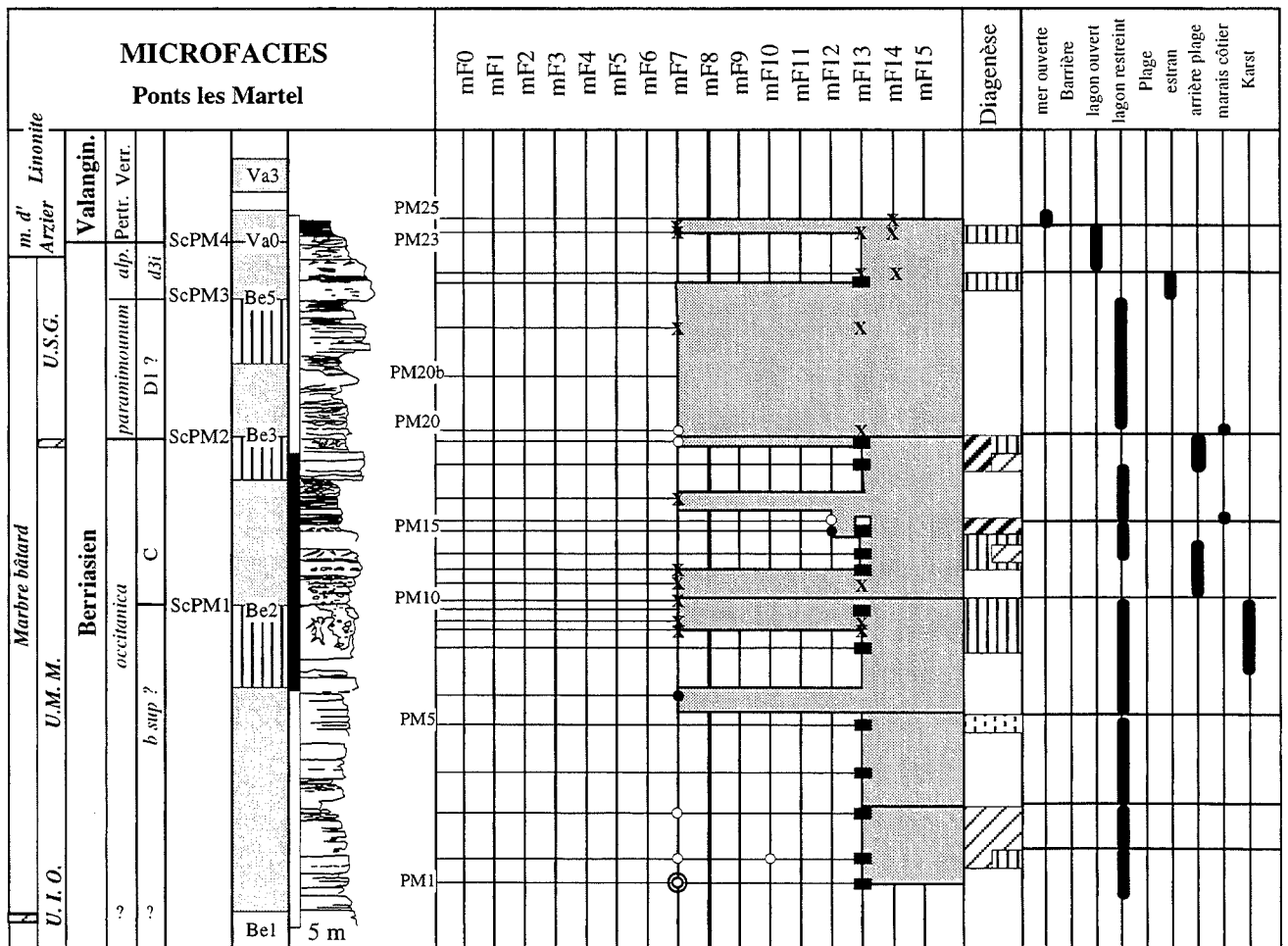


FIG. 147. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la coupe des Ponts-de-Martel.

La séquence Be5, d'épaisseur métrique, est marquée par des *wackestones* à rares éléments (mF13) qui passent à des laminations stromatolithiques à structures en *teepees*, fentes de dessiccation et microkarstifications (PM21) ; elle est constituée de *grainstones* à ooïdes, éléments remaniés et débris de quartz. Les éléments figurés sont en tous points identiques à ceux des

sédiments observés au Crêt de l'Anneau dans la partie supérieure de la même séquence ; les faciès carbonatés très clairs sont également à rapprocher de ceux du sommet de la séquence Be5 dans les coupes de Champagne et de Bonvillars.

La séquence Va0 recouvre des traces d'altération vraisemblablement pédogénétique, (micritisation in-

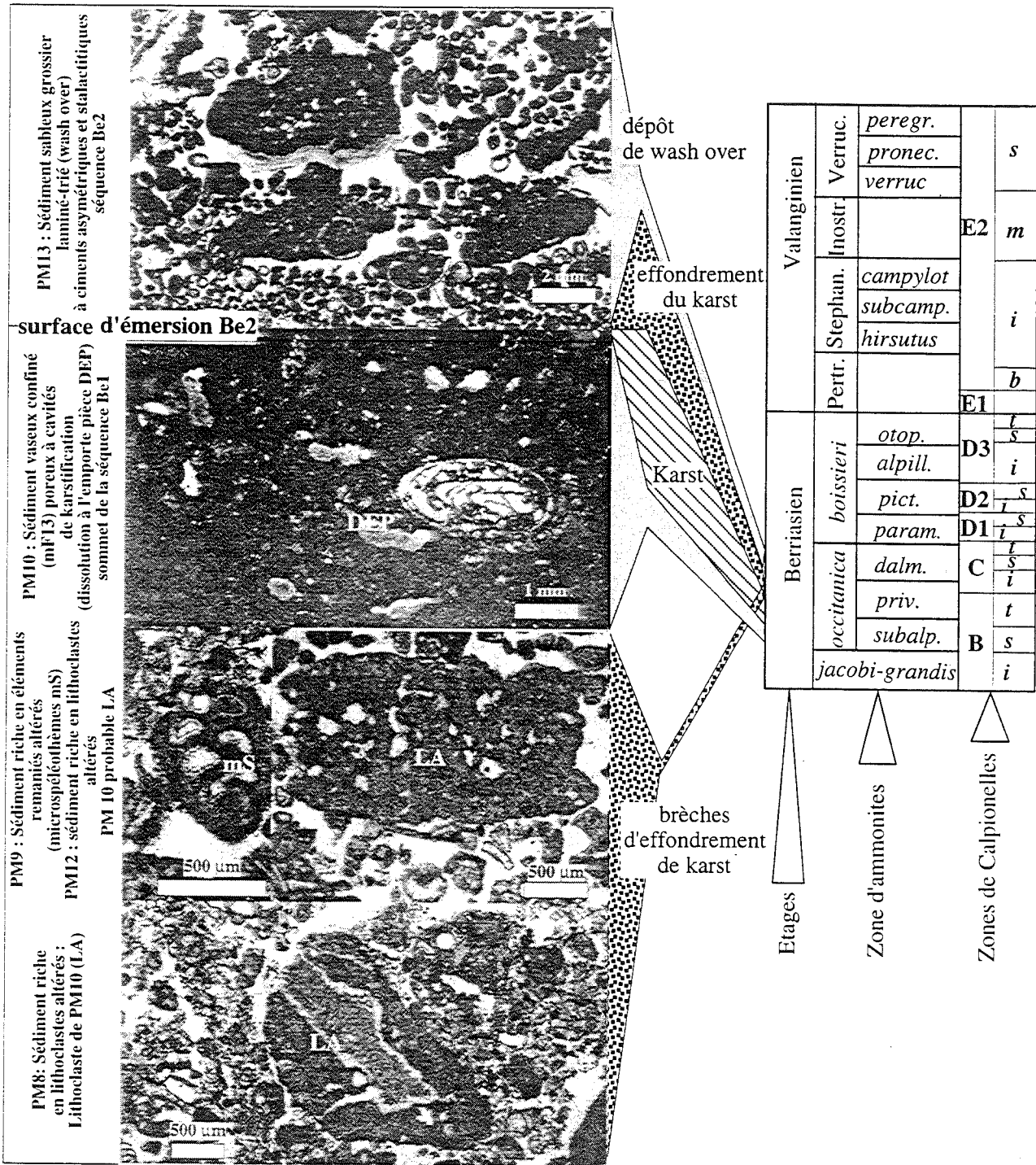


FIG. 148. - Place chronostratigraphique des différents figures sédimentaires et diagénétiques associées à la karstification du toit de la séquence Be1 aux Ponts-de-Martel.



tense, dolomitisation-dédolomitisation, microkarstification et perforations). Le sédiment est constitué de *grainstones* à nombreux débris d'échinodermes, à ostracodes marins [P.O. Mojon, comm. pers. 1994], térébratules et lithoclastes rubéfiés.

La séquence Va3, malgré l'altération importante, est visible en partie au-dessus des Marnes d'Arzier, sous forme de calcaires limoniteux (lithofaciès Limonite) avec son cortège habituel d'éléments remaniés (description pour la coupe de Champagne).

La présence des brèches altérées par microkarstification au sein de la poche karstique est interprétée comme le résultat d'un effondrement de la partie supérieure de ce karst. Les niveaux émergifs de la base de la séquence Be2, au-dessus du karst, sont interprétés comme des dépôts de *washover fans* en zone d'arrière plage. Ceux-ci ont été à plusieurs reprises couverts par des végétaux aériens (existence de traces de racines).

Les remaniements envisagés pour expliquer l'abondance de lithoclastes altérés à la base de la séquence Be3 et Be5 semblent liés au démantèlement de falaises et aux courants côtiers.

L'élément important de la coupe des Ponts-de-Martel est la bonne préservation d'une cavité karstique plurimétrique intercalée dans le Berriasien moyen (les conditions d'affleurement permettent d'estimer l'amplitude de la karstification à plus de cinq mètres). Cette marque d'émergence n'est pas anecdotique puisque j'ai eu l'occasion d'observer d'autres paléokarsts [Blanc et Mojon, sous presse] dans la même position stratigraphique, dans bon nombre de coupes du Jura neuchâtelois (Bienne, Juracime, Valangin, ...) et du Jura méridional [exemple de la coupe du Marchairuz par Pasquier, 1995].

Sur le plan de l'enregistrement sédimentaire, la paléokarstification, les nombreux paléosols à traces de racines, l'absence des séquences Be4, Be6, Va1 et Va2 et la faible épaisseur des séquences Be2 et Be5 sont autant de preuves de lacunes importantes de l'enregistrement sédimentaire.

## 2.6. Valangin (fig. 149 à 152)

Dans la région de Neuchâtel, la coupe de Valangin occupe une place importante dans la stratigraphie du Crétacé inférieur en tant que stratotype historique du Valanginien. Située au sud du village de Valangin (Neuchâtel, Suisse), cette coupe de référence se subdivise en deux parties de part et d'autre de la cluse du Seyon, l'une en rive gauche et l'autre en rive droite. C'est dans un cadre structural complexe, dans l'anticlinal de Chaumont qui chevauche le synclinorium du Val de Ruz en direction du NW, que ces deux affleurements ont été décrits.

L'importance de la tectonique avait par ailleurs été sous-estimée par plusieurs auteurs [Baumberger et Moulin, 1899 ; Haefeli, 1966 ; Steinhauser Charollais, 1971], les conduisant à une représentation erronée des profils d'érosion.

En restaurant la coupe en rive gauche, j'ai mesuré 24 m d'épaisseur totale alors que les mesures de Haefeli [1966] donnent une épaisseur de 32 m pour le même intervalle (coordonnées de la coupe en rive droite X = 559.38; Y = 206.99 et Z = 645 m, d'après la carte nationale suisse à 1/25000 Val de Ruz n°1144).

La place des limites de séquences a été fixée par une analyse de terrain portant sur l'évolution sédimentologique de la série, le repérage des principaux arguments paléontologiques connus dans la bibliographie et la révision du matériel de la collection de l'Université de Neuchâtel.

Dès la partie basse de la coupe, en rive droite, la faune d'ostracodes marins [Mojon, comm. pers. 1994] est tout à fait comparable à la faune associée à *P. allobrogensis* au Molard de Vions [Oertli et Steinhauser et Lombard, 1969].

La présence, à la base de la coupe (rive gauche) de la forme marqueur *Valendocythere emslandensis* qui caractérise le Wealdien 4 de l'Allemagne du nord, permet de proposer une corrélation entre ce niveau du domaine Boréal et le Berriasien moyen téthysien [Blanc et Mojon, sous presse]. Les données palynologiques [Millioud, 1967] et l'analyse des dinokystes marins [Dörhöffer et Norris, 1977] confirment cette attribution. Les calcaires du Marbre bâtard ont livré *P. courtionensis* (séquences Be2 et Be3) et *P. allobrogensis* (séquence Be3), indiquant le Berriasien moyen et le Berriasien supérieur basal (Zones C et D1 de calpionelles).

Les Calcaires roux, dont les premiers niveaux appartiennent aux séquences Va1 et Va2, et la Limonite sont surmontés par des marnes fossilifères du lithofaciès "Marnes à Asteria", d'où plusieurs taxons d'âge très différents ont été dégagés [Bulot, 1995] :

- *O. (O.) guebhardi* (extension du taxon biohorizon à *subcampylotoxus*-biohorizon à *pronecostatum*)

- *Platylenticeras gevrilianum* (taxon connu depuis la partie moyenne de la Zone à Pertransiens jusqu'à la base de la Zone à Stephanophorus).

La Limonite, avec son cortège d'éléments caractéristiques (séquence Va3 *p.p.*) dans la partie supérieure des Calcaires roux, a livré *Saynoceras verrucosum* [Moulin et Baumberger, 1899] dont l'extension est limitée au Valanginien, au biohorizon à *verrucosum*.

En complément de ces formes, plusieurs fouilles du secteur de Valangin (Seyon) ont mis à jour *Karakaschiceras* sp., *Neohoploceras schardti*, *Neohoploceras dubiense* et *Hollwedicerias juillerati* [Schardt, 1909, p. 196-197 ; Bulot, 1995] qui indiquent tous les biohorizons moyen (*pronecostatum*) et supérieur (*peregrinus*) de la Zone à *Verrucosum* [Bulot, 1995].

Ces éléments indiquent l'existence, au moins en partie, des séquences Va3 et Va4.

La base des marnes bleues sus-jacentes à débris d'*Acanthodiscus* qui marquent l'Hauterivien basal -Zone à *Radius*- montre de nombreuses surfaces de décollement qui indique que des lacunes supplémentaires (d'origine tectonique) pourraient exister.

D'un point de vue sédimentologique, cette coupe n'a pas fait l'objet d'une étude approfondie de sorte que les transferts de sédiments ne sont pas exposés ici.

L'importance stratigraphique des coupes de Valangin a été dévalorisée par une relative pauvreté en fossiles. De plus, en l'absence d'une analyse géométrique de détail, il était difficile de proposer une corrélation entre les deux affleurements historiques de Valangin ; les données biostratigraphiques [voir aussi Donze et Thieuloy, 1975 ; Bulot, 1992 et Bulot, 1995] sont à présent suffisantes pour corréliser ces deux parties et préciser l'importance des lacunes de sédimentation qui s'y dévelop-

pent. La série ne montre aucune différence fondamentale avec les autres coupes voisines. D'importantes lacunes sédimentaires se développent au Berriasien moyen (au passage entre les séquences Be1 et Be2) et au Berriasien

supérieur (aux passages entre les séquences Be2 et Be3 et les séquences Be3 et Be4) ; de plus, la séquence Be4 est vraisemblablement absente de la coupe en rive droite et les séquences Be5 et Be6 ne sont pas représentées.

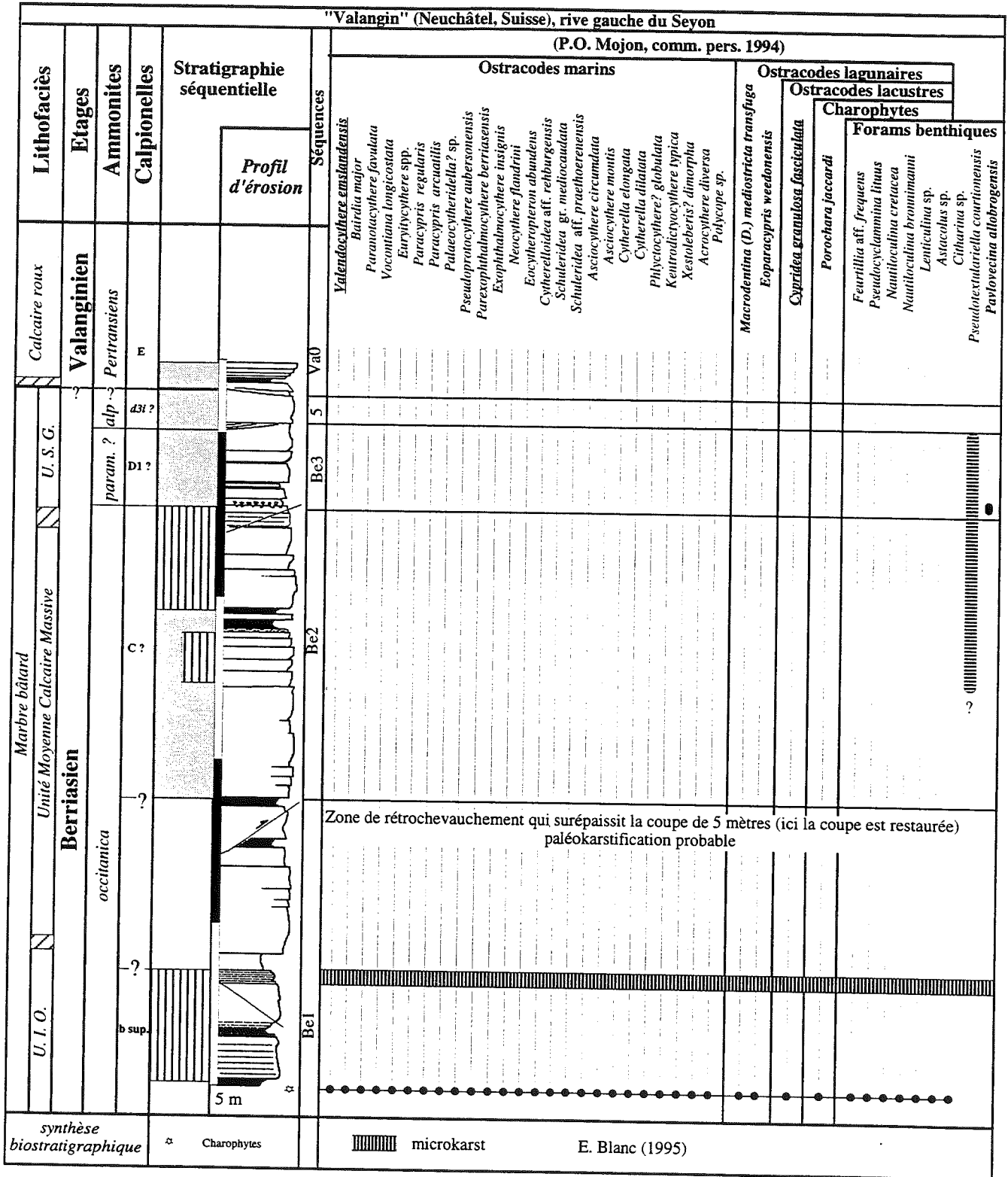


FIG. 149. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe restaurée de Valangin en rive gauche du Seyon.

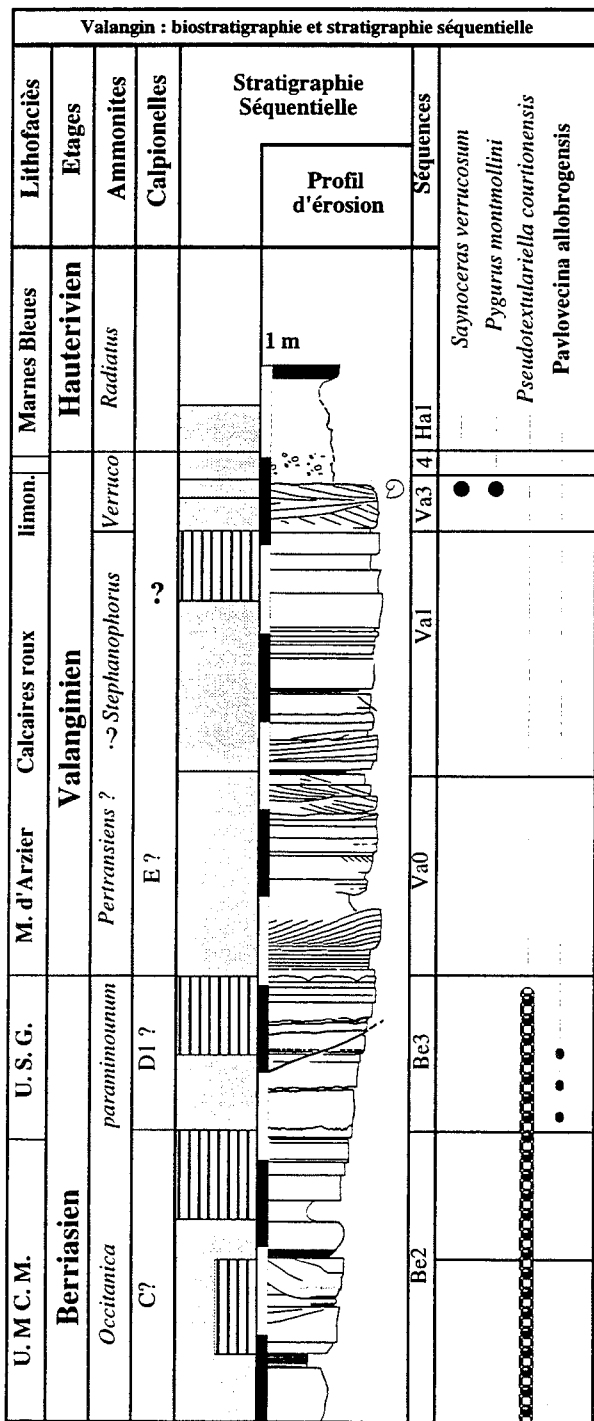


FIG. 150 - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe de Valangin en rive droite du Seyon (voir la figure 151 pour la partie supérieure de la coupe).

Au Valanginien, il n'existe que des fragments de séquences incomplètes et mal documentées sur le plan biostratigraphique jusqu'au Valanginien supérieur (essentiellement les séquences Va3 et Va4, toutes deux très lacunaires, de la Zone à Verrucosum).

## 2.7. Valangines (fig. 162 et 163)

La Galerie de Valangines est creusée en rive gauche du Seyon dans le flanc ouest de la Montagne de

Chaumont selon une orientation N-S, sur 150 mètres de long et 3 mètres de diamètre.

Grâce à l'invitation de J.P. Schaer, Professeur à l'Université de Neuchâtel, j'ai pu visiter pendant quelques heures cette galerie, la veille de son obturation. Il s'agit donc ici d'un compte rendu sommaire des observations que j'ai pu récolter et de quelques hypothèses génétiques pour expliquer les structures observées.

Cette galerie entaille une brèche assez tectonisée par place, pluridécamétrique, à éléments de taille millimétrique à pluridécamétrique mal triés, anguleux, cimentés par des marnes bleues fossilifères. Cette brèche est chevauchée par une dalle de calcaires blancs massifs (lithofaciès du Marbre bâtard) qui passent vers le bas à un ensemble lité, oolithique, bleuté, très faiblement penté vers le SSE.

Aucun élément de la brèche n'est antérieur au Berriasien inférieur (calcaires purbeckiens) ou postérieur au marnes bleues; en effet, aucun bloc du "portlandien" (Jurassique terminal), aucun bloc de la "Pierre Jaune d'Hauterive" (Hauterivien) ou de roches plus récentes ne sont à signaler (cette remarque a déjà été faite pour quelques poches hauteriviennes décrites par Schardt et Baumberger [1895]). Les blocs du marbre bâtard sont majoritaires, et peuvent atteindre 10 mètres de diamètre, la plupart d'entre-eux, notamment à proximité du niveau chevauchant, montrent de nombreuses fentes de tension et des indices de cisaillement.

En direction du sud, les éléments de la brèches (blocs et fossiles) sont enduits de calcite avec des stries de friction témoignant de rotations tectoniques au sein de la matrice. Vers la sortie nord de la galerie, les blocs ne montrent aucune trace de cisaillement.

A la cote 67 m de la galerie, le Marbre Bâtard (stratification N80S45) couvre la brèche par l'intermédiaire d'une surface très inclinée (N40-SE65) et striée (azimut des stries N155).

A la cote 80, le Marbre Bâtard est marqué par une charnière synclinale. La galerie traverse en cet endroit les couches les plus élevées de la formation et on remarque au toit du front de taille des entailles karstiques partiellement obturées par des dépôts laminés silto-sableux quartzeux à fins lithoclastes azoïques.

En aval de la galerie, des couches plus anciennes du Marbre Bâtard affleurent en direction du sud. Puis des niveaux bleutés oolithiques affleurent dès la cote 100 m. Au-delà de la cote 112, ce sont les niveaux carbonatés intertidaux à supratidaux du "Purbeckien" qui sont entaillés. La disposition de ces brèches sur une puissance si importante (vraisemblablement pluridécamétrique) conduit à ne pas mettre seulement sur le compte de la tectonique de chevauchement l'origine de cette structure.

L'attribution stratigraphique des éléments de cette brèche (calcaires et évaporites du Purbeckien à Limonite du Valanginien moyen-supérieur basal) et surtout de la matrice (marnes bleues de l'Hauterivien basal) est bien établie. Ces structures pourraient être liées à des galeries karstiques (développées dans les roches carbonatées à faible perméabilité intergranulaire lors de la karstification *sensu* Meyers W.J. [1985] creusées dans le "Marbre Bâtard", (d'âge Berriasien moyen), et les calcaires à niveaux évaporitiques sous-jacents (Berriasien inférieur, "Purbeckien").

Les éléments de la brèche qui obturent la cavité sont les lithofaciès classiques trouvés dans le Jura entre les calcaires et les évaporites du purbeckien et la Limonite du Valanginien moyen-supérieur basal implique un âge de mise en place postérieur au Valanginien supérieur basal. L'analyse minéralogique (Adate, comm. pers., 1994) et paléontologique de la matrice montre d'une façon indubitable qu'elle correspond au lithofaciès Marnes Bleues d'âge Hauterivien basal, dont l'induration est excellente.

Ce caractère peut paraître surprenant car ces roches affleurent dans le Jura neuchâtelois sous la forme de

marnes tendre et ou friables ; cette différence de dureté est vraisemblablement liée aux processus d'altération. En effet, d'après Gindraux et Kübler *in* Remane *et al.* [1989], Rumley [1992] et Adate [comm. pers., 1994], les Marnes bleues (mesure de roches totales) ont en moyenne la composition minéralogique suivante :

- 66 % de calcite,
- 2 % de dolomite,
- 2 % de pyrite,
- 13 % de quartz,
- 9 % de phyllosilicates
- 8 % d'indosés.

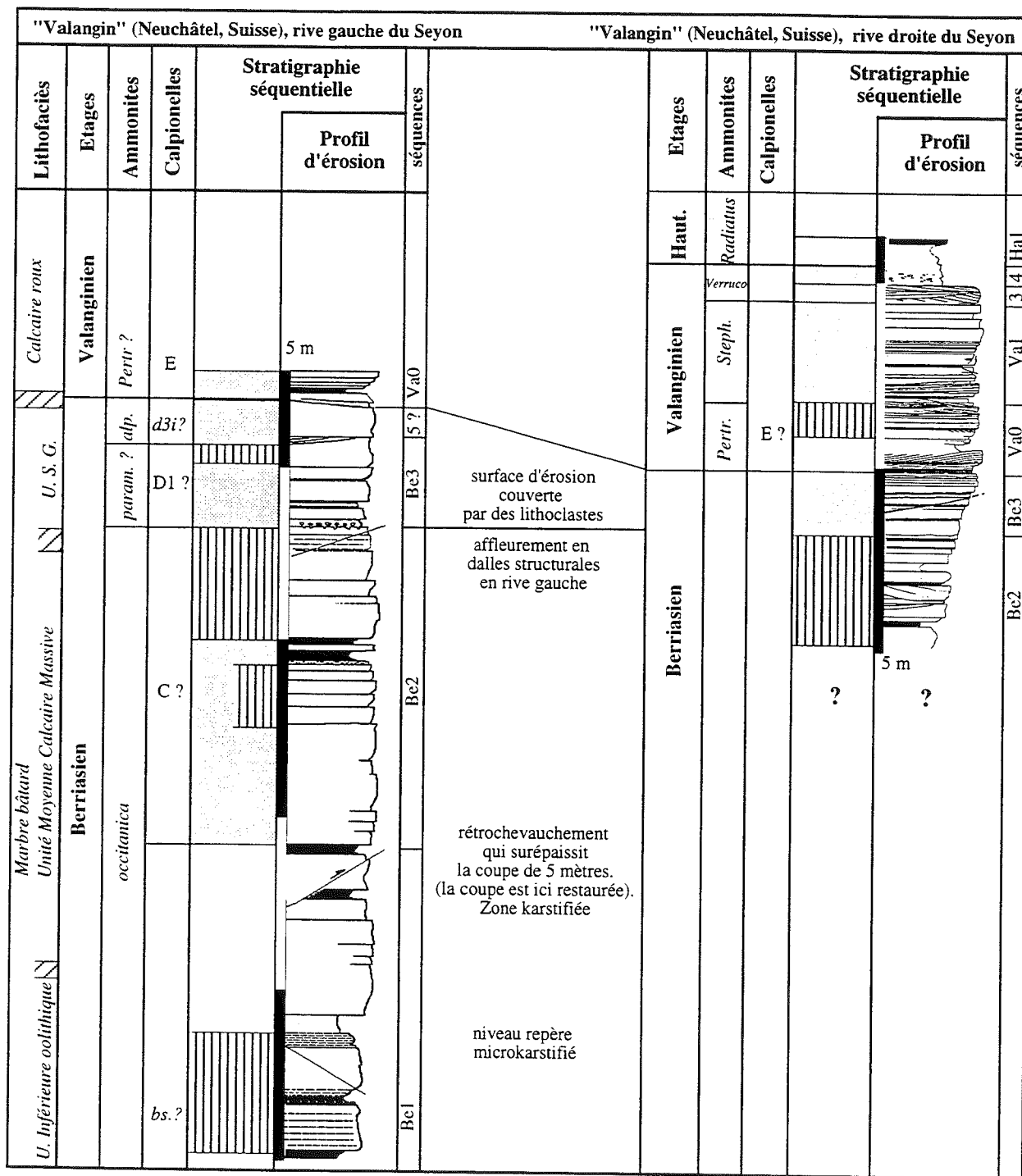


FIG. 151 - Tableau de corrélation des deux rives du Seyon à Valangin (coupes stratotypiques historiques du Valanginien). Place des deux surfaces d'érosion principales à la base de l'horizon à *P. allobroensis* et des Calcaires roux.

En conclusion, la teneur maximale en minéraux argileux des marnes bleues, voisine de 17 % est supérieure à la *Weathering boundary* d'Einsle et Ricken

[1991] ; c'est-à-dire qu'en dépit d'une patine de calcaire bioclastique grossier assez bien induré, ces roches se transforment en marnes à l'altération.

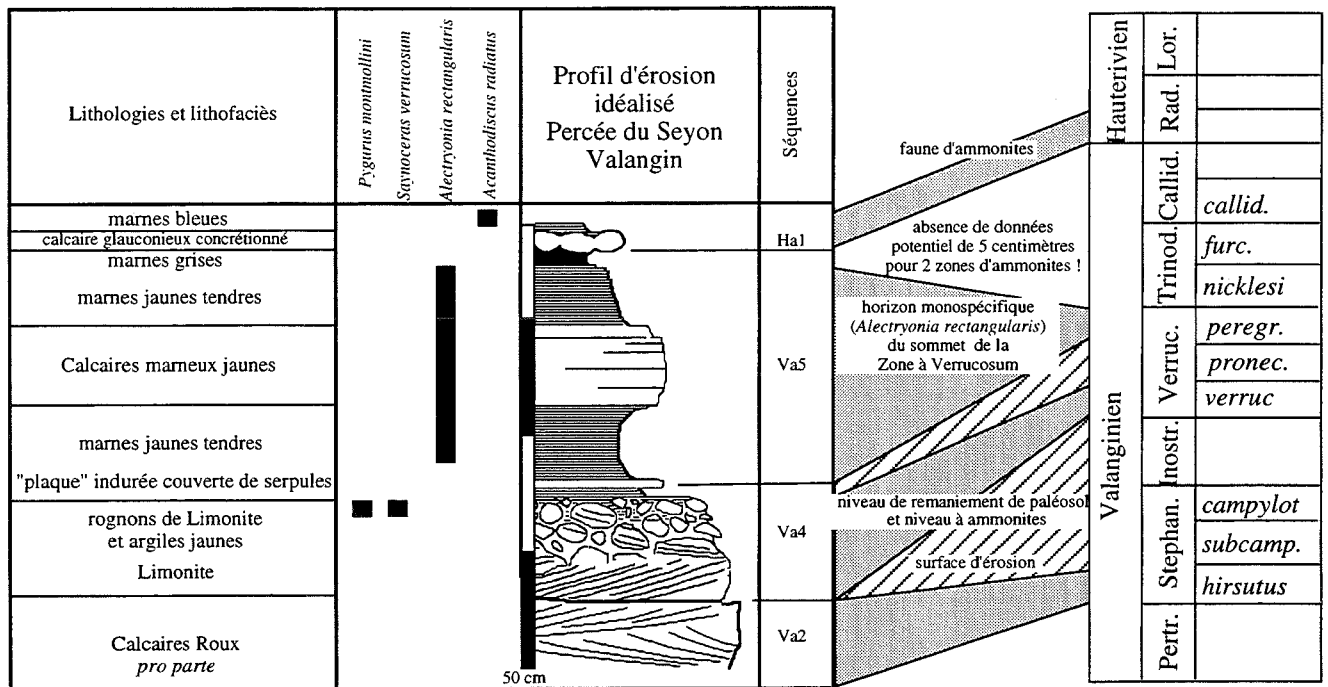


FIG. 152 - Tableau chronostratigraphique de la partie supérieure de la coupe de Valangin, complétée d'après les données de la percée du Seyon par Schardt [1909] et des observations personnelles : importance des lacunes de sédimentation.

2.7.1. Hypothèses génétiques de la structure des Valangines

Trois hypothèses de genèse des poches hauteriviennes d'âge quelconque, sont envisagées :

1. - la karstification et l'effondrement de la cavité sont postérieurs à la Pierre Jaune (fig. 163).
2. - la karstification et l'effondrement de la cavité sont antérieurs à la Pierre Jaune (Hauterivien non représenté dans la poche) et postérieurs au dépôt des Marnes Bleues (fig. 163).
3. - Les cavités karstiques seraient postérieures aux Calcaires roux et l'effondrement serait antérieur ou contemporain au dépôt des marnes bleues (fig. 162).

Les éléments lithologiques et/ou biostratigraphiques postérieurs aux Marnes Bleues sont absents de la poche, ce qui implique qu'au moment de l'effondrement :

- soit la couverture sédimentaire plus récente n'était pas encore déposée (hypothèse de formation 2 et 3),
- soit elle était érodée (hypothèse 1),
- soit elle a été exclue (hypothèse 1).

La mise en place de la brèche est postérieure à la karstification, du fait que l'élément le plus récent de la brèche est la matrice, ici composée par les "Marnes bleues" d'Hauterive. Cette mise en place est donc postérieure à l'Hauterivien basal. Le colmatage de la brèche par les Marnes bleues d'Hauterive implique une induration faible ou nulle de ces sédiments pendant l'effondrement.

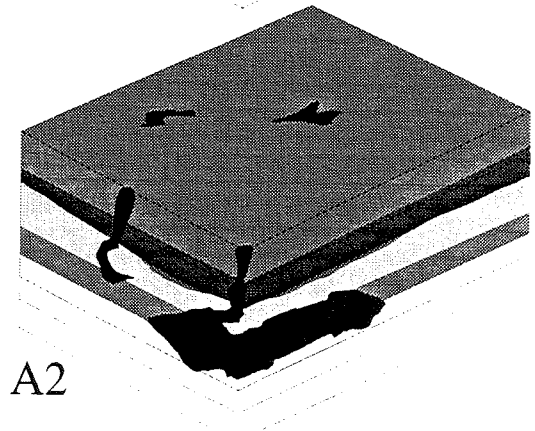
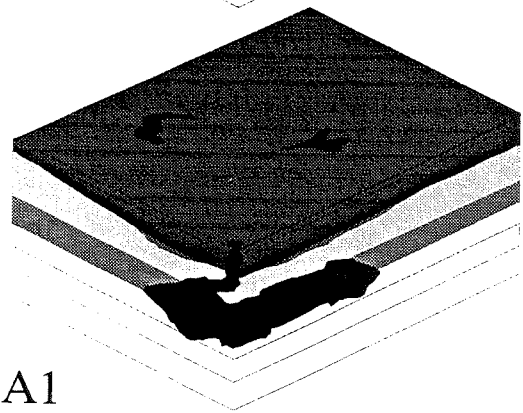
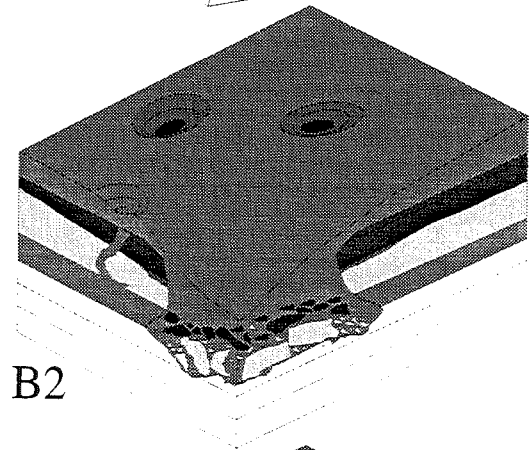
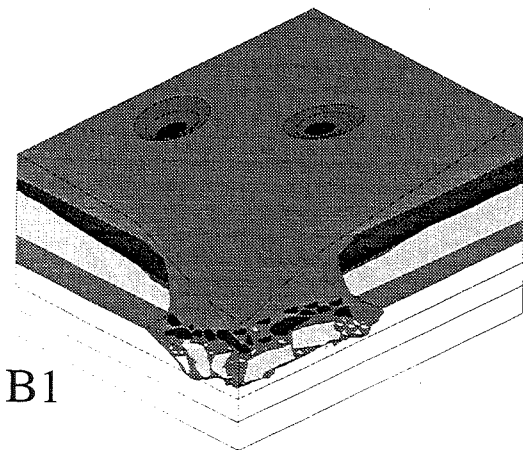
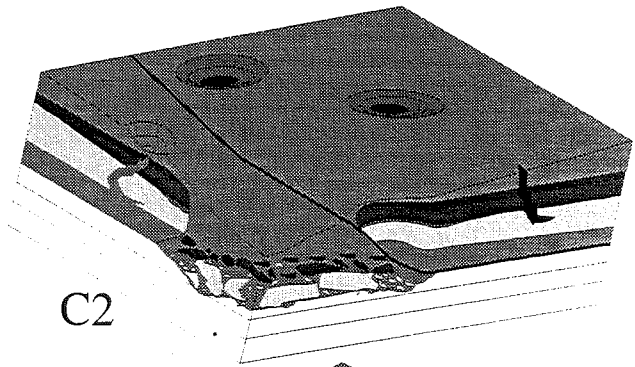
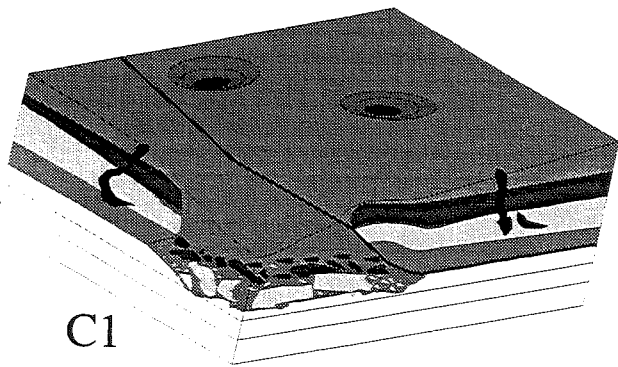
Deux cas sont envisagés, le cas d'une induration lente, compatible avec les hypothèses génétiques 1 et 2

et le cas d'une induration rapide des Marnes Bleues, qui implique un effondrement subcontemporain de leur dépôt (cas envisagé par l'hypothèse génétique 3).

L'hypothèse génétique 1, consistant en une karstification postérieure à la Pierre Jaune de Neuchâtel (fig. 155), n'est acceptable seulement dans le cas où l'état "plastique" des marnes bleues a été préservé jusqu'à l'effondrement, parce qu'elles ne portent pas la trace d'une resédimentation après induration (transformation des marnes bleues d'un état fragile induré à ductile (par liquéfaction ? ...) pendant l'effondrement. Il est vrai que des karstifications postérieures à la "Pierre Jaune de Neuchâtel" sont connues dans plusieurs intervalles stratigraphiques (dans l'Aptien, dans l'Albien-Cénomaniens, à l'Eocène, au Miocène et au Quaternaire) ; mais en l'absence d'éléments lithologiques et biostratigraphiques de cet âge au sein de la structure de Valangines, il est difficile d'argumenter cette hypothèse.

L'hypothèse génétique 2 n'est pas acceptable parce qu'aucune lacune stratigraphique importante ne marque le passage Marnes bleues d'Hauterive et Pierre Jaune (aucune trace d'émersion n'est connue dans l'état actuel des connaissances, entre les Marnes bleues d'Hauterive et la Pierre Jaune de Neuchâtel) toutes deux datées de l'Hauterivien inférieur.

Dans le cas de l'hypothèse 3, l'effondrement pourrait être lié à une pression hydrostatique anormalement élevée. Or, les conditions de dépôt des Marnes Bleues d'Hauterive (à la base de l'Hauterivien) sont circalittorales (*wackestones-packstones* marneux à rares



- karstification (Eocène)
- "marnes bleues d'Hauterive" Hauterivien basal
- karstification (Valanginien sommital)
- "Calcaire roux" ou "limonite" Valanginien supérieur (base de la Zone à Verrucosum)
- "marnes d'Arzier" (Valanginien basal, Zone à Pertransiens)
- "Unité Supérieure Gréseuse" calcaire du Berriasien supérieur
- "marbre bâtard" calcaires du Berriasien
- "Unité Inférieure Oolithique" (Berriasien)
- "purbeckien" niveaux intertidaux and supratidaux (marnes et évaporites) (Berriasien inférieur)
- calcaires et évaporites du Portlandien
- Calcaires massifs (Tithonien)

- karstification (sidérolithique-Eocène ?)
- karstification (âge inconnu)
- "marnes bleues d'Hauterive" Hauterivien basal
- "Calcaire roux" Valanginien inférieur ou "limonite" Valanginien supérieur
- "marnes d'Arzier" (Valanginien basal)
- "Unité Supérieure Gréseuse" calcaire du Berriasien
- "marbre bâtard" calcaires du Berriasien
- "Unité Inférieure Oolithique" (Berriasien)
- "purbeckien" niveaux intertidaux and supratidaux (marnes et évaporites) (Berriasien inférieur)
- calcaires et évaporites du Portlandien
- Calcaires massifs (Tithonien)

FIG. 153. - Hypothèse de formation de la structure des Valangines en trois étapes (A, B et C) par karstification postérieure à la Limonite et antérieure aux Marnes bleues.

FIG. 154. - Hypothèse de formation de la structure des Valangines en trois étapes par karstification postérieure aux Marnes bleues.

calpionelles, térébratules, rhynchonelles, pholadomyes, dentales et ammonites) indiquant une sédimentation d'assez grande profondeur -au-dessous de la surface d'action des vagues de tempête- sont tout à fait suffisantes pour initier ces effondrements (fig. 163). De plus, d'après Donze et Thieuloy [1975] et Bulot [1992 et 1995], au cours du Valanginien, dans le Jura, des lacunes de sédimentation importantes sont signalées dans la partie supérieure de la Zone à Stephanophorus, dans les Zones à Inostranzewi, Trinodosum et une partie de la Zone à Callidiscus sont indiquées. Ces données seraient plutôt en accord avec l'hypothèse génétique 3.

Les calcaires roux de la région de Neuchâtel (coupe de Valangin) sont constitués par des éléments marins comme des oursins (*Pygurus montmollini*,...) ou des ammonites (*Saynoceras verrucosum*,...). Ils affleurent systématiquement sous forme de nodules mêlés à des marnes jaunes à oxydes de fer et sont recouverts, sans transition, par des dépôts datés de la partie terminale du Valanginien (partie supérieure de la Zone à Callidiscus) ou de la base de l'Hauterivien (niveaux à *Acanthodiscus radiatus*) [Bulot, 1995]. Cette lacune stratigraphique implique une exposition subaérienne du secteur pendant plus d'un million d'années (dans l'hypothèse d'une durée moyenne de 5 millions d'années pour le Valanginien). L'état nodulaire et chaotique de ces dépôts est probablement lié à une karstification de sédiments à forte porosité intergranulaire [classification de Meyers, 1983].

L'extension des structures karstiques indiquerait que le toit de la nappe phréatique est descendu au moins au niveau du "purbeckien" (sédiments évaporitiques et carbonatés dans lequel des poches de ce type ont été décrites) et qu'elles auraient provoqué un creusement biochimique de galeries (poches) sans permettre le développement de spéléothèmes (aucun n'a été retrouvé à ce jour). Ces effondrements limités à la marge jurassienne (voir liste non exhaustive) correspondent aux limites des zones des aires de dépôt berriasien et valanginiens (Région de Neuchâtel et de Bienne).

Ces paléokarsts seraient vraisemblablement de puissance plurimétrique, liés à des abaissements de la nappe phréatique au cours d'émersions du Jura pendant le Valanginien supérieur.

### 2.7.2. Place des déformations tectoniques dans la structure des Valangines

Les structures de déformation par cisaillement, les fentes de tension dans les blocs, les niveaux de décollements à "plaques" calcitiques striées, les surfaces striées des blocs et le niveau de décollement à la base du marbre bâtard affectent l'ensemble des éléments de la structure de Valangines, ce sont donc visiblement des structures de déformation alpine nettement postérieures à la karstification (Miocène supérieur à Pliocène dans le Jura).

### 2.7.3. La structure des Valangines est-elle anecdotique ?

Il n'est pas possible de décrire la structure des Valangines sans faire référence aux "poches haute-riviennes" que Rollier [1888 et 1893], Schardt et Baumberger [1895] puis Ryniker [1910] ont signalé en

plusieurs points dans le Jura neuchâtelois. Les descriptions de ces poches comme des brèches de "valangien" ("Marbre Bâtard" du Berriasien moyen et supérieur et "Calcaires Roux" du Valanginien moyen) emballées dans une matrice marneuse fossilifère du faciès des "Marnes Bleues" (Valanginien sommital à Hauterivien basal) sont tout à fait cohérentes avec les observations faites dans la galerie des Valangines. Selon ces auteurs, ces poches ne se rencontrent que dans les niveaux "valangiens" du (Berriasien moyen pour l'essentiel). Schardt et Baumberger [1895] décrivent un grand nombre d'exemple de "poches haute-riviennes" dans la région sans que l'on puisse actuellement les observer.

A ces observations anciennes viennent s'ajouter celles d'Aubert [1978] dans le Jura vaudois. Cet auteur décrit des géométries habituelles de poches karstiques lenticulaires, dénuées de spéléothèmes, où des blocs anguleux de toute taille se cotoient, séparés par une multitude de stylolites et/ou de fentes de cisaillement calcitiques. "*La matrice des brèches est généralement assez pauvre en volume et constituée par la partie fine de la brèche*" [Aubert, 1978]. Les datations de la brèche, d'une part et de la matrice, d'autre part, sont fondées, en l'absence de fossiles marqueurs, par la reconnaissance microfaciologique et lithologique en lame mince ; "*aucun élément ne semble postérieur au Berriasien supérieur*" [Remane in Aubert, 1978] ; l'auteur écarte, sans arguments, l'hypothèse de brèches de collapse créacées tardi-berriasien, au bénéfice de l'hypothèse de brèches d'effondrement de karsts miocènes.

Tous ces exemples montrent bien que bon nombre de poches karstiques jurassiennes interprétées comme des paléokarsts tertiaires ou quaternaires pourraient correspondre à des paléokarsts éocréacés.

### 2.7.4. Conclusions

La coupe des Valangines souligne l'importance majeure de la paléokarstification dans le Jura. Sans déclencher les réactions virulentes et hostiles que Rollier [selon Schardt et Baumberger, 1895] a déclenché quand il envisageait une "*érosion sous-marine des poches haute-riviennes*", je crois qu'il est important de ne pas sous-estimer le potentiel de paléokarstification dans le Crétacé inférieur de ce secteur. Il s'agit dans cette coupe de paléokarsts importants qui pourraient avoir fonctionné au Valanginien supérieur (hypothèse génétique 3).

Cependant faute de preuves irréfutables, la paléokarstification tardi-valanginienne reste une hypothèse de travail qui s'intègre parfaitement dans le contexte sédimentologique et stratigraphique présent.

### 2.8. Forage de Neuchâtel F601 (fig. 155 à 156)

Dans le cadre des travaux autoroutiers de la route Nationale 5, un forage a été effectué sur le flanc sud de l'anticlinal de Chaumont, près du carrefour nord de la gare de Neuchâtel, dans le secteur du "Rocher" (coordonnées X = 561.895 ; Y = 205.20 ; Z = 500 m d'après la carte nationale suisse à 1/25 000 n°1164 Neuchâtel).

La description lithologique du Forage par Adatte [1988] montre la superposition des lithofaciès du Marbre

bâtard (U.I.O., U.M.C.M. et U.S.G.) et des Calcaires Roux (Calcaires Roux et Limonite). La portion du forage qui a retenu mon attention est marquée par six surfaces clefs majeures :

- la surface d'émersion ScFO1, au-dessus de F601-73a, correspond à un toit de karst,
- la surface d'émersion ScFO2, au-dessus de F601-90b, correspond à un paléosol à traces de racines,
- la surface d'érosion ScFO3 se place au-dessus de 96b et surmonte un ensemble microkarstifié,
- la surface d'émersion ScFO4, au-dessus de F601-100, correspond à un paléosol à traces de racines,
- la surface ScFO5, au-dessus de F601-111, est érosive,
- la surface ScFO6, au-dessus de F601-115, est érosive.

Du point de vue micropaléontologique, des Trocholines existent en dessous de ScFO1.

*P. courtionensis* se rencontre au-dessus de ScFO1 (de F601-84b à F601-96b). Je l'ai également observé en remaniement au-dessus de ScFO2 (en F601-97a et en F601-100b).

*P. allobrogensis* a été reconnu au-dessus de ScFO2 (en F601-91, F601-92a et F601-93b) et sous forme remaniée en F601-97b.

Une section probable de *Remaniella* sp. (répartition Zone C à base de la Zone E) a également été isolée en F601-92.

Le Calcaire Roux est très nettement représenté au-dessus de ScFO4. Il permet d'envisager un âge Valanginien inférieur ou supérieur basal par analogie des éléments figurés (microfaciès) avec les coupes voisines qui ont été datées par ostracodes (Cornaux, Montheys-Becuel). Le lithofaciès Limonite est présent au-dessus de ScFO6, au sommet de la coupe.

Grâce à ces données biostratigraphiques et ou sédimentologiques, il est possible d'envisager une correspondance entre la surface ScFO1 et la limite de séquence Be2, la surface ScFO2 et la limite de séquence Be3, la surface ScFO3 et la limite de séquence Be5, la surface ScFO4 et la limite de séquence Va0, la surface ScFO5 et la limite de séquence Va1.

D'un point de vue séquentiel, la séquence Be1 est formée de *wackestones-packstones* riches en débris de dasycladales, *Miliolidae* et éventuellement *Cayeuxia* ; la partie sommitale de la séquence montre des indices d'émersion (karstification et brèches d'effondrement karstique).

La séquence Be2 se compose de *packstones-grainstones* à encroûtements algaires, trocholines et miliolles agencés en séquences mineures bien marquées par des traces d'émersion (microkarstifications en F601-81a et F601-82 ; traces de racines de F601-90a à F601-87a).

La séquence Be3 est constituée de *packstones* à algues dasycladales et gros foraminifères agglutinés (mF10), puis de *wackestones* à miliolles, trocholines et gastéropodes. Plusieurs séquences mineures délimitées par des traces de karstification (de F601-95 à 94a) et des traces de racines (F601-92a) sont visibles.

Le toit de cette séquence est marqué par des cavités microkarstiques.

La séquence Be5 se compose de *wackestones-packstones* très pauvres en microfaune (mF13) ren-

fermant un premier niveau stromatolithique [Adatte, 1988] affecté par des fentes de dessiccation et des traces de racines (de F601-97e à F601-96b), niveau qui est en tout point comparable à celui de la coupe des Ponts-de-Martel. Le sommet de la séquence (F601-101) montre également des altérations par pédogénèse et des traces de racines. La séquence Va0, correspondant au lithofaciès du Calcaire Roux, est caractérisée par des *grainstones* à débris d'échinodermes (30 à 50%), oïdes remaniés, lithoclastes d'origine médio à supralittorale, bryozoaires remaniés, débris de brachiopodes. Ces *grainstones* s'agencent en barres sableuses, mégarides et chenaux.

La séquence Va1 est entièrement constituée de *grainstones* à lithoclastes et éléments remaniés dont l'abondance décroît vers le haut.

Les niveaux sus-jacents à ScFO6 sont caractérisés par des *grainstones* à bryozoaires glauconitisés, débris d'échinodermes, brachiopodes et oïdes à cortex radial remaniés, pisolites vadoses ferrugi-neux, lithoclastes très variés (galets de dolocrètes altérés par ferruginisation, ...) associés à de la stratification entrecroisée (barres sableuses, dunes et chenaux). L'ensemble des sédiments au-dessus de ScFO6, contenu du caractère particulier du lithofaciès de la Limonite, est placé au sein de la séquence Va3.

Compte tenu de ces attributions et des datations disponibles, il manque, dans ce secteur, plusieurs parties importantes du Berriasien et du Valanginien : les séquences Be4, Be6 et Va2.

En ce qui concerne les transferts de sédiments, les séquences de dépôts Be2 et Be3 sont constituées par une majorité de lithoclastes et une minorité de bioclastes et de peloïdes, localement par une grande quantité de débris de quartz ; la teneur en éléments remaniés devient majoritaire dans la partie médiane de la séquence Be2.

Le haut de la séquence Be3 est dominé par des lithoclastes et des débris de quartz. Bien que les teneurs en bioclastes, peloïdes et éléments remaniés d'origine médio-infralittorale et en lithoclastes augmentent vers le haut alors que la teneur en débris de quartz décroît vers le haut, les transferts de sédiments y sont difficilement identifiables.

Au sein des séquences Va0 et Va1, la constance des faciès *grainstones* grossiers agencés en dunes et en chenaux, associant des éléments remaniés d'origine médio-infralittorale, des lithoclastes divers et des bioclastes d'origine circalittorale montre que les processus de dépôt sous l'action des vagues et des courants côtiers sont dominants.

Les matériaux qui constituent la séquence Va3 sont en tout point comparables d'une coupe à l'autre dans le Jura central. Ici, ils sont essentiellement constitués par des lithoclastes et des éléments remaniés polygéniques (50%) et, vers le haut, par une quantité croissante de bioclastes circalittoraux. Le processus envisagé est la rétrogradation de falaise côtière.

La succession séquentielle du forage F601 est très voisine de celle de la coupe de Ponts-de-Martel (cf. les descriptions faciologiques et séquentielles). L'absence de la séquence Be4 est vraisemblablement liée à une érosion importante antérieure au dépôt des sédiments de Be5.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse d'Adatte [1988] et ce travail, la discontinuité Di0



[Adatte, 1988, p. 334] correspond probablement à la limite de séquence Be1. La discontinuité Di0' est placée peu en-dessous de la limite de séquence Be2. La discontinuité Di1 correspond approximativement aux faciès les plus ouverts de la séquence Be3.

En l'absence de *M. salevensis*, Adatte n'a pas localisé la discontinuité Di2 mais compte tenu du découpage séquentiel adopté ici, je pense que cette discontinuité est confondue avec la limite de séquence érosive Va3.

**2.9. Cornaux, carrière de la Juracime** (fig. 158 à 162)

Près du village de Cornaux, entre le lac de Neuchâtel et le lac de Biemme, sur la bordure orientale du Jura, une carrière, entaille le flanc sud-est de l'anticlinal de Serroue, dégageant ainsi les niveaux peu élevés du Néocomien.

La partie inférieure de la série est représentée par les

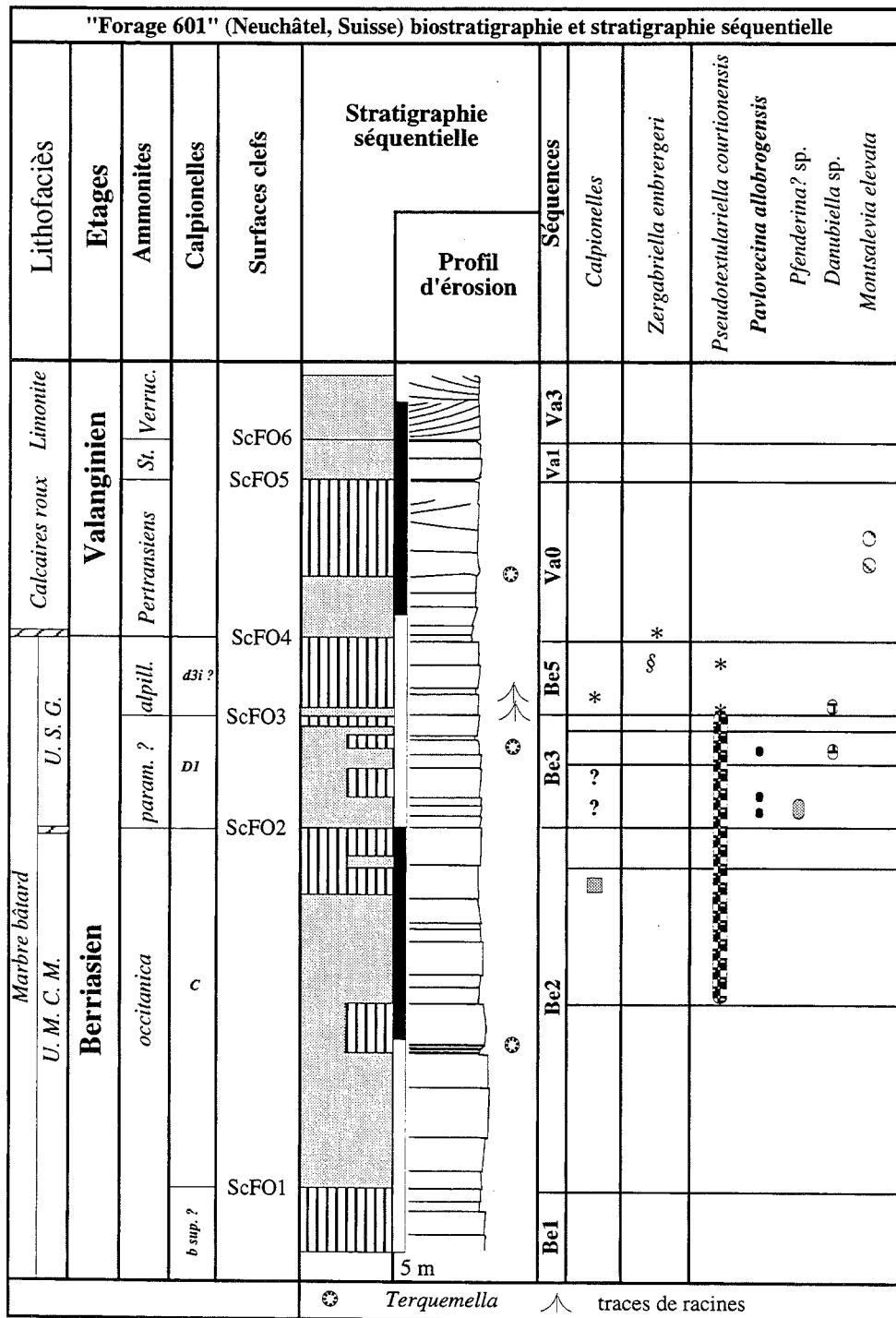


FIG. 155. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques du forage F601 à Neuchâtel.

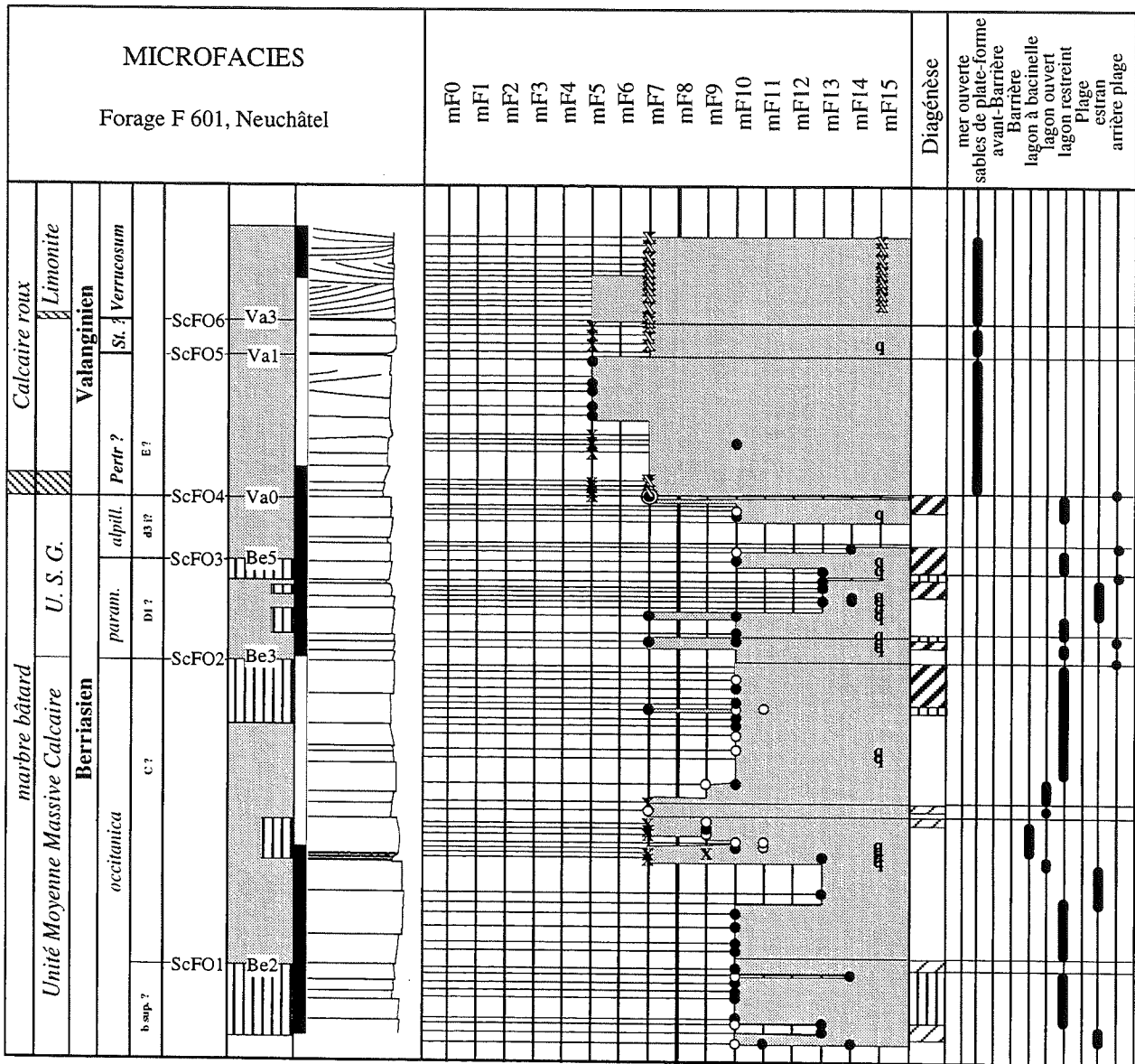


FIG. 156. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements du forage F601 à Neuchâtel.

faciès purbeckiens ; elle est datée du Berriasien inférieur [Mojon, comm. pers. 1994] et montre de nombreux lits à évaporites (gypse), des bancs calcaires et des niveaux marneux à charophytes (laguno-lacustres) où des niveaux de désolidarisation se connectent en rampes latérales à des failles de décrochement (rampes latérales) et ou des plis métriques.

La partie supérieure de la série a été étudiée en deux endroits (coordonnées X = 567.40 ; Y = 209.95 ; Z = 600 m et X = 567.32 ; Y = 209.80 ; Z = 625 m respectivement d'après les cartes nationales suisses à 1/25 000 Val de Ruz n°1144 et Bieler See n°1145).

L'importance de la limite fixée par Adatte [1988] entre l'Unité Inférieure Oolithique et le "purbeckien" à partir de l'apparition de fragments d'échinodermes, de foraminifères benthiques (*Lenticulina* et *Feurtilla frequens*), de quartz détritique et de glauconie n'est pas évaluée ici. Seule la partie supérieure de la coupe a fait l'objet d'une étude détaillée.

La coupe montre 30 m de Néocomien parmi lesquels :

- quelques mètres de marnes et calcaires marneux clairs du Purbeckien ;
- une partie constituée de bancs calcaires argileux et marnes oolithiques bleutés ;
- une partie massive (15 m) composée de bancs tabulaires de calcaires blancs décimétriques à métriques (à partir de laquelle débute l'analyse de détail) ;
- une dernière partie (2 m) constituée de calcaires roux limoniteux à litages entrecroisés dans lesquels quelques niveaux marneux s'intercalent.

Trois surfaces d'émersion ont été reconnues :

La surface d'émersion ScJU1 (au-dessus de Ju20) surmonte une microkarstification qui peut atteindre 1 m 50 au centre de la carrière.

La surface d'émersion ScJU2 (entre Ju34 et Ju35) surmonte un ensemble microkarstifié.

La surface d'émersion ScJU3 (entre Ju57 et Ju58)

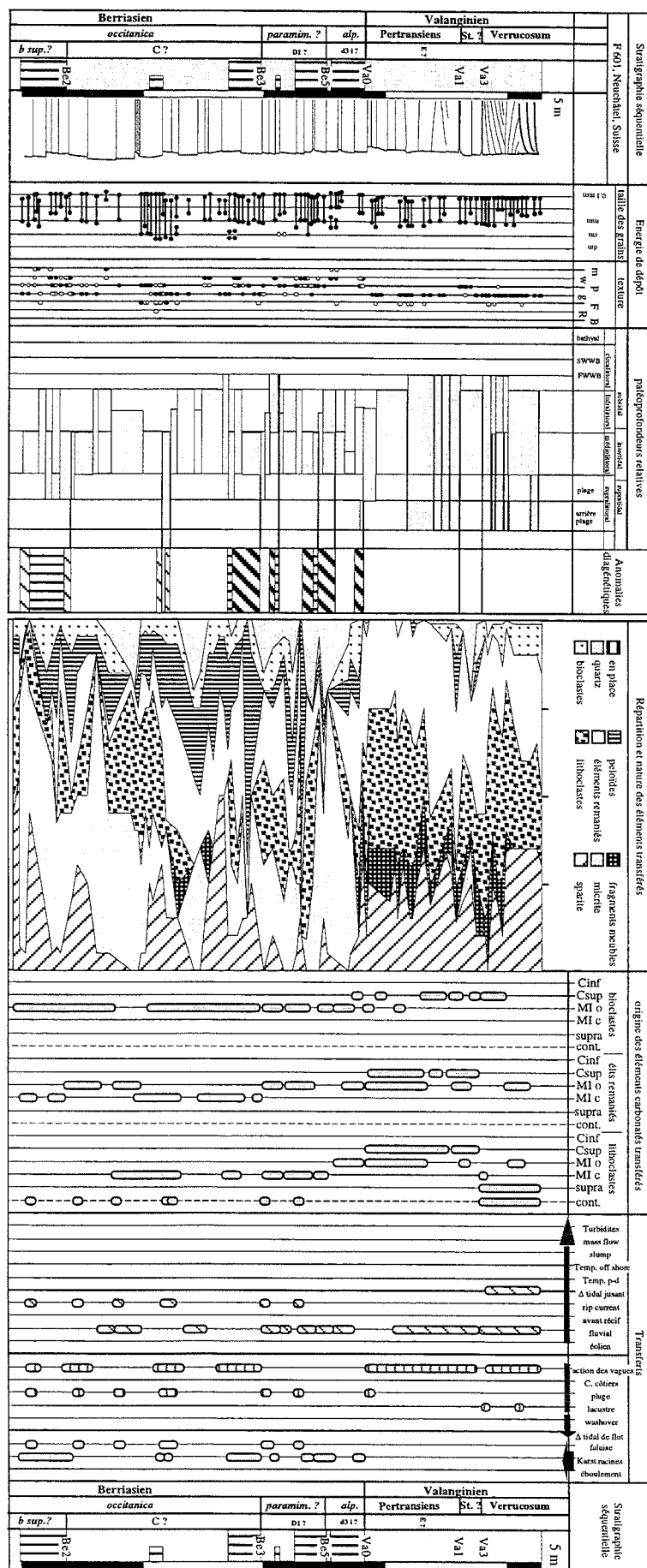


FIG. 157. - Tableau de répartition des transferts de sédiments du forage F601 à Neuchâtel.

surmonte un ensemble microkarstifié.

Du point de vue micropaléontologique, *P. courtionensis* apparaît au-dessus de ScJU1 (de FV23 à FV56) et *P. allobrogensis* apparaît au-dessus de ScJU1 (FV37, FV39, FV41, FV42, FV46 et FV54).

*Z. embergeri* (remanié sous la forme de lithoclastes en JV60 et JV61), *M. elevata* (JV62) et des bryozoaires branchus ont été observés au-dessus de ScJU3.

Les données biostratigraphiques conduisent à interpréter la surface ScJU1 comme la limite de séquence Be2 et la surface ScJU2 comme la limite de séquence Be3.

Par analogie de faciès et de composition des sédiments avec les coupes de la région (Colas) qui ont été datées par ostracodes, les niveaux sus-jacents à ScJU3 sont placés dans la séquence Va3.

Du point de vue séquentiel, quatre séquences de dépôt ont été reconnues.

La séquence Be1 (de JV1 à JV20) est marquée par une lithologie de plus en plus carbonatée vers le haut. Les faciès dominants sont des *packstones* à oïdes remaniées (à la base), débris de dasycladales, trocholines et éventuellement à *Bacinella*. La partie supérieure de la séquence (dernier mètre) montre des indices d'émersion [microkarstification intergranulaire *sensu* Meyers, 1985]. Latéralement l'épaisseur de cette zone microkarstifiée change, de sorte qu'elle n'est presque plus marquée dans la partie nord de la carrière, alors que dans la partie sud (entaille fraîche), elle atteint une puissance d'1,50 m

La séquence Be2 (de JV21 à JV34) est constituée par l'empilement de plusieurs séquences mineures limitées par des indices d'émersion (microkarstification en JV35 et en JV40, traces de racines de JV53 à JV 50 et en JV48). Elles sont marquées par des *packstones-grainstones* à débris de dasycladales, miliolles, trocholines, quelques débris d'échinodermes et rares débris de quartz. Les teneurs en bioclastes, peloïdes et lithoclastes décroissent vers le haut de la séquence alors que la fréquence des débris de quartz augmente vers le haut.

La séquence Be3 (de JV35 à JV57) est constituée par des *wackestones* quartzeux (10 à 35%) et de gros foraminifères agglutinés, altérés vers le haut par pédogénèse.

La séquence Va3 (de JV59 à JV67) repose directement sur la séquence Be3 par l'intermédiaire d'une importante surface d'érosion très irrégulière. Elle se compose de *grainstones* à débris de bryozoaires, débris d'échinodermes (35 à 50%) et lithoclastes. Elle est caractérisée par de grandes figures de courant (stratification entrecroisée de barres sableuses, dunes et

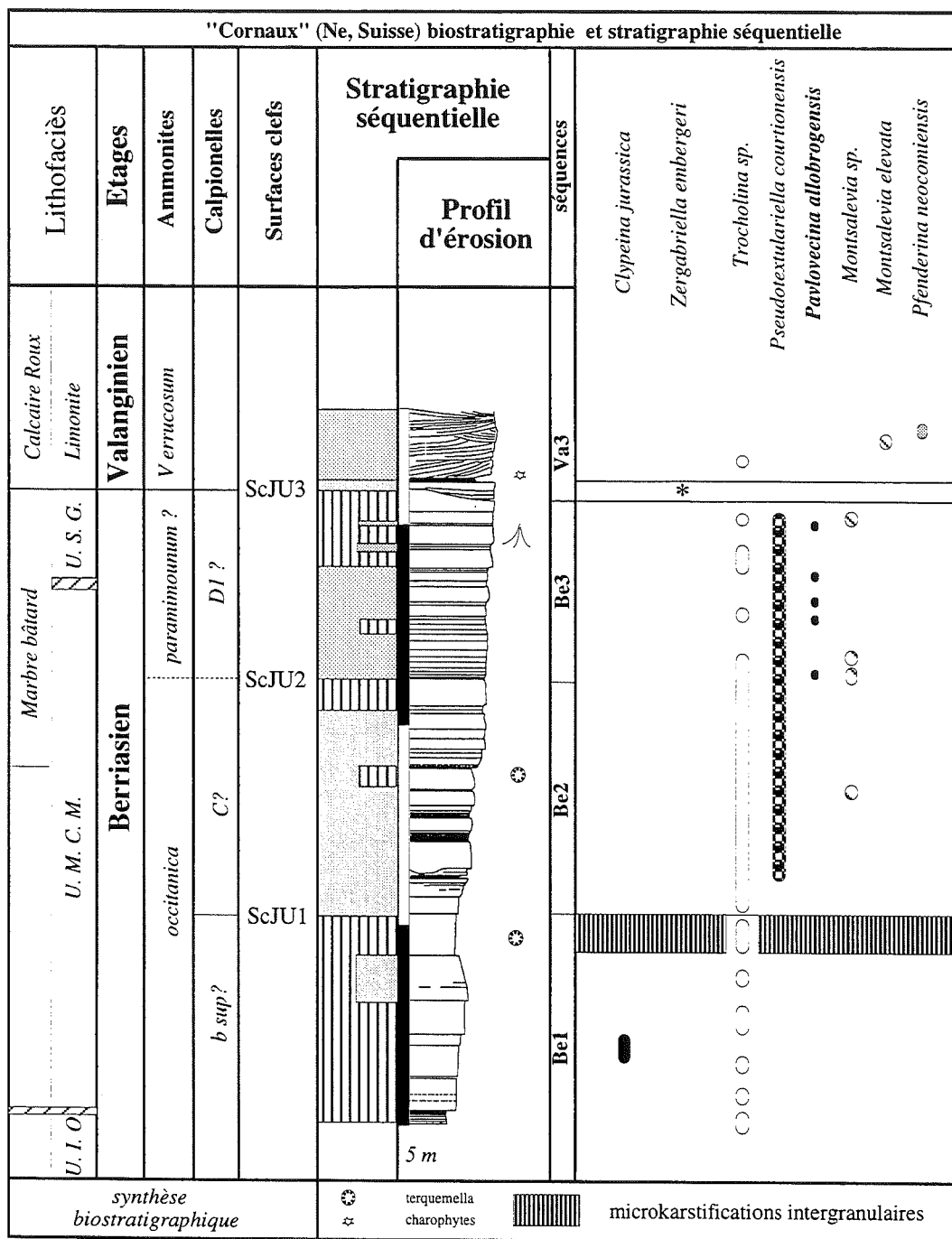


FIG. 158. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe de Cornaux.

chenaux) à direction d'écoulement vers l'ESE ou l'WNW. Les faciès qui la constituent sont des *grainstones* à oïdes remaniés, bryozoaires, débris d'échinodermes, lithoclastes très variés (des galets de paléosol de type dolocrète, altérés par ferruginisation et pisoïdes vadoses ferrugineux, abondants vers le haut). Par tous ces éléments, cette séquence appartient au lithofaciès Limonite de Métabief. Une séquence mineure, qui n'affleure pas partout le long du profil de la carrière, est visible à la base de la séquence Va3 ; elle est recoupée par une surface d'érosion au sein de la séquence.

En ce qui concerne les transferts de sédiments au sein de la séquence Be1, les éléments constitutifs majeurs appartiennent, soit au groupe des bioclastes-peloïdes (au sein des séquences mineures), soit au groupe des éléments remaniés-lithoclastes (en base des séquences mineures notamment). Les transferts de sédiments orientés en direction du continent semblent assez fréquents (*washover*, courants de flot ?).

L'originalité de cette coupe est la superposition de la séquence Va3 sur la séquence Be3. Cela implique une

lacune importante des séquences Be4, Be5, Be6, Va0, Va1 et Va2. La base de la séquence Va3 se compose de galets polygéniques en provenance, soit du sommet de la séquence Be3 soit d'une séquence non préservée à Cornaux (faciès quartzeux fins tout à fait similaires à ceux de la séquence Be5 du forage F601). La taille des grains décroît progressivement vers le haut de cette séquence et les pisoides ferrugineux ne sont présents que dans la partie supérieure de la séquence (JV62 à JV67).

Le processus invoqué à nouveau dans la genèse de ces dépôts est la rétrogradation de plage-falaise. La succession

séquentielle de cette coupe (fig. 161) est marquée par un grand nombre d'interruption de la sédimentation (limites de séquences karstiques et ou érosives). Ici aussi, le sommet de la séquence Be1 est marqué par une paléokarstification, mais à la différence des coupes du Marchairuz et des Ponts-de-Martel, où la karstification s'est faite par poches, ici elle se remarque par des traces de dissolution intergranulaire.

Les séquences Be4, Be5 et Be6, Va0, Va1 et Va2 y sont absentes ou représentées par des lithoclastes dans la séquence Va3.

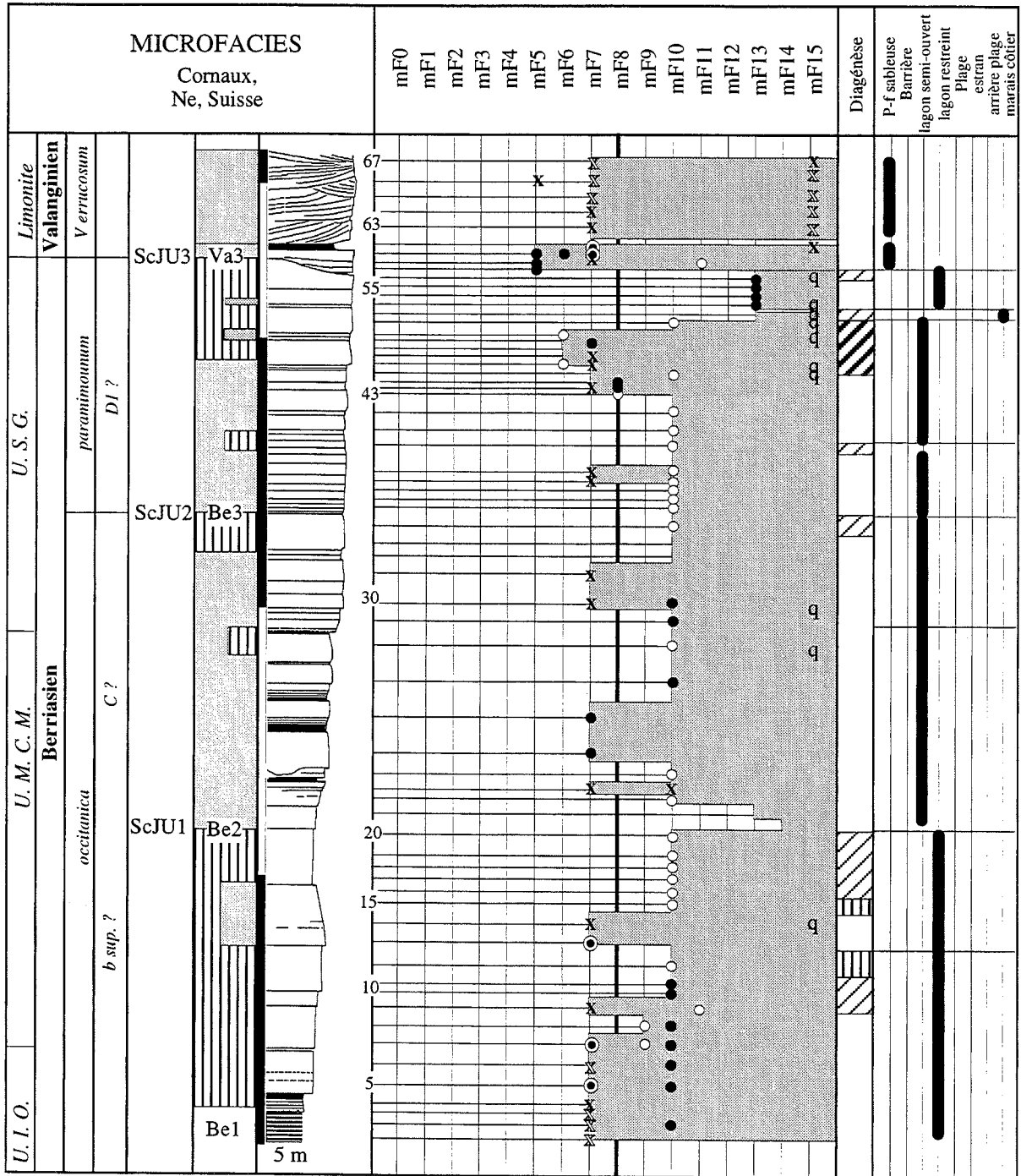


FIG. 159. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la coupe de Cornaux.

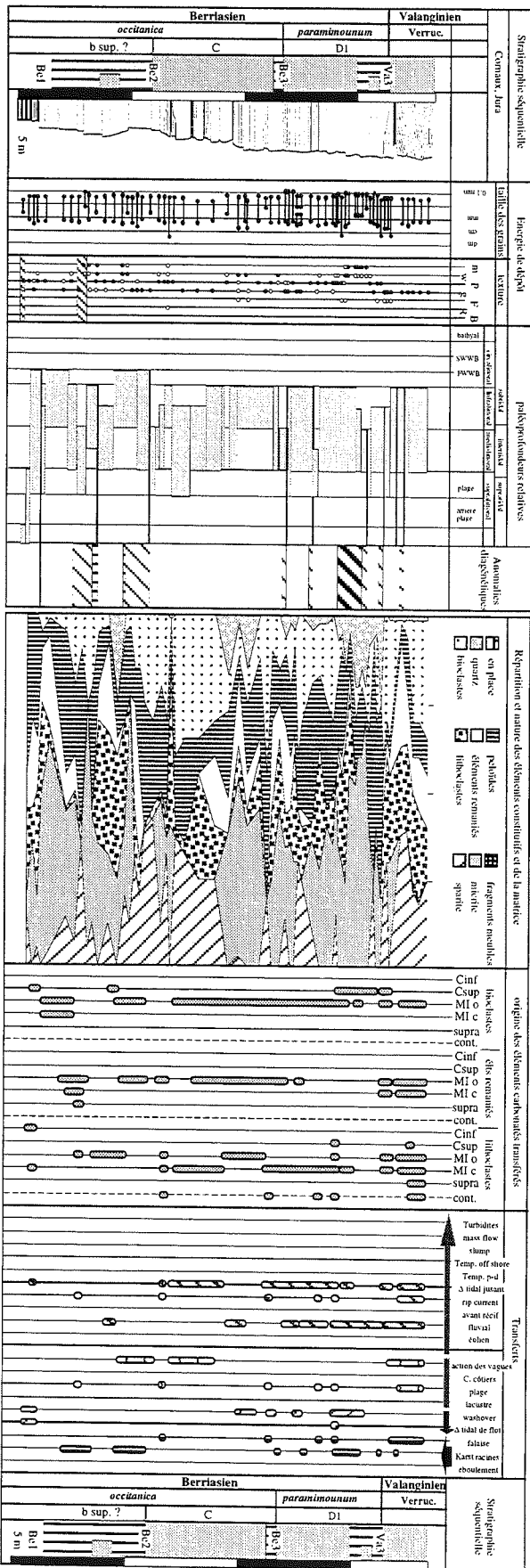


FIG. 160. - Tableau de répartition des transferts de sédiments de la coupe de Cornaux.

Sur le plan stratigraphique, Il manque dans ce secteur la majeure partie du Berriasien supérieur et l'intégralité du Valanginien inférieur.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse d'Adatte [1988] et ce travail, la discontinuité Di0 [Adatte, 1988, p. 292] correspond probablement à la limite de séquence Be1.

La discontinuité Di0' (cote 13 m sur la colonne stratigraphique de cet auteur) se positionne au sein du Highstand Systems Tracts de la séquence Be1, sans correspondance avec une surface clef particulière. La discontinuité Di1 correspond approximativement aux faciès les plus ouverts de la séquence Be3.

En l'absence de *M. salevensis*, Adatte [1988] n'a pas placé la discontinuité Di2, mais compte tenu du découpage séquentiel adopté dans cet exposé, je pense que cette discontinuité est confondue avec la limite de séquence érosive Va3.

**2.10. Monthey-du-haut et Monthey-du-bas (Bécuel), près du Landeron (fig. 162 à 165)**

Près du lac de Bienne, sur la bordure orientale du Jura, deux affleurements (dans une carrière et dans le lit du torrent Bécuel) situés près du village du Landeron montrent presque en continuité, sur une dalle structurale (orientée N60SE30), les niveaux peu élevés du Néocomien.

La partie inférieure a été levée dans une carrière abandonnée, située au nord de Monthey-du-haut, au bord de la route qui conduit du Landeron à Lignières. Les coordonnées de cette carrière sont X = 571.44 ; Y = 213.44 et Z = 605 m d'après la carte nationale suisse à 1/25 000 Bieler See n°1145)

La partie supérieure de la coupe a été levée dans le lit du Becuel (coordonnées X = 571.37 ; Y = 212.405 et Z = 495 m d'après la carte nationale suisse à 1/25 000 Bieler See n°1145), à 120 mètres au sud-est du lieu-dit la Baume et dans les tranchées du stand de tir du Landeron [Remane *et al.*, 1989]. Les affleurements des Montheys-du-bas constituent la suite de la série des Montheys-du-haut sur la même dalle structurale.

Quatre unités constituent la coupe :

- une unité épaisse de 6 m (Montheys du haut), où se détachent des bancs métriques massifs séparés par des diastèmes (à la base) ou de fins niveaux marneux stratodécroissants,
- une unité épaisse de 4 m (Montheys-du-haut), formée de bancs calcaires massifs blancs stratocroissants séparés par des diastèmes,
- une unité épaisse de 2 m (Montheys-du-bas), dans le lit du Becuel, formée de calcaires marneux et de niveaux marneux ocrés sous le lithofaciès des Marnes d'Arzier,
- une unité épaisse de 7 m (Montheys-du-bas), formée de bancs de calcaires roux à litages obliques affleurant localement sous le lithofaciès de la Limonite.

Cinq surfaces majeures d'émerision ont été reconnues :

- la surface d'émerision et d'érosion ScMHB1 (entre MH10 et MH11) surmonte un ensemble microkarstifié ;

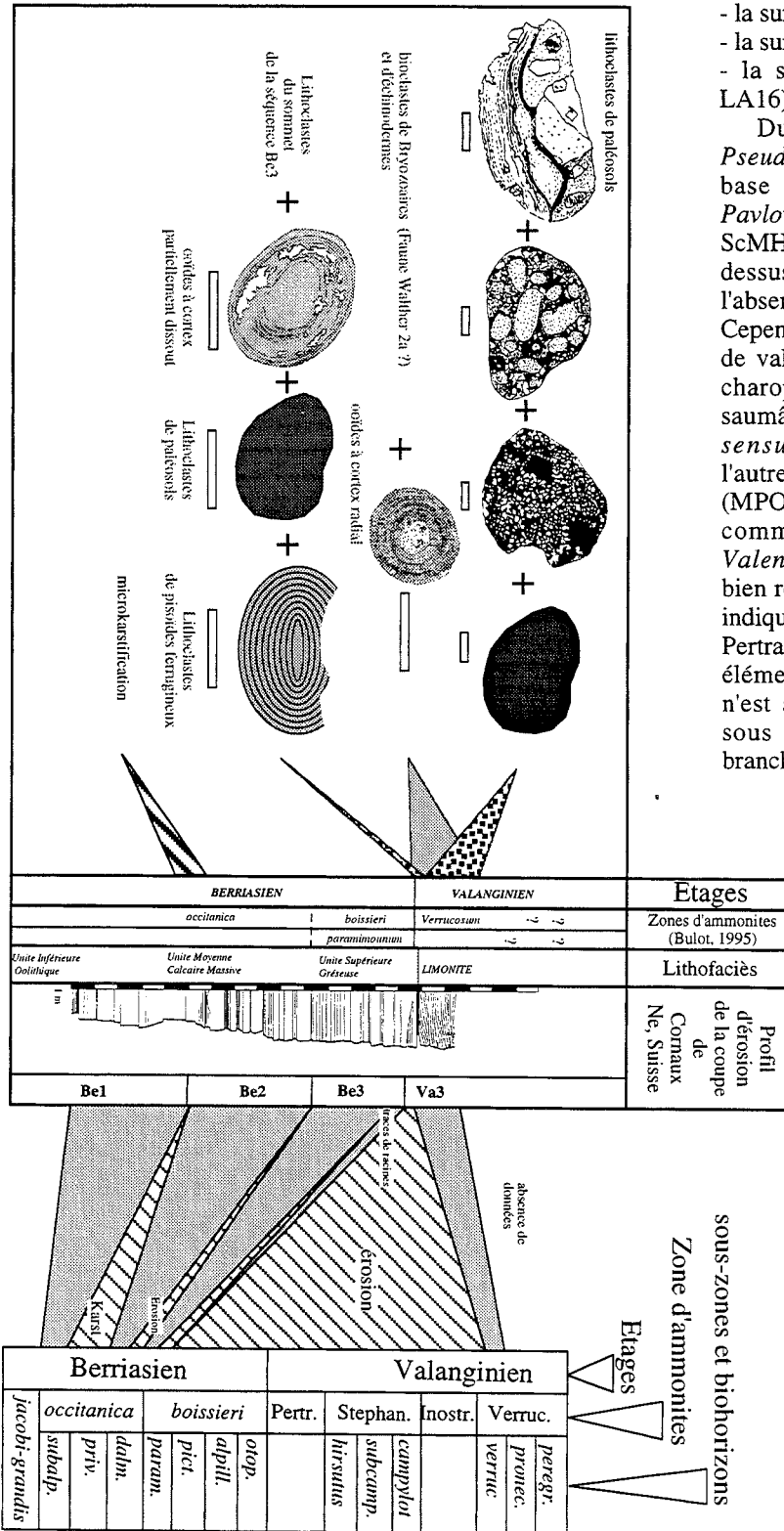


FIG. 161. - Tableau chronostratigraphique, importance des lacunes de sédimentation et des transferts de sédiments (galets d'origine continentale, marqueurs de paléosols, issus d'une autre séquence) dans la coupe de Cornaux (NE).

- la surface d'émersion ScMHB2 (au-dessus de MH36) surmonte un ensemble de niveaux marqués par l'altération pédogénétique et des traces de microkarstification très pénétratives ;

- la surface érosive ScMHB3 (entre LA2 et LA5) ;  
 - la surface érosive ScMHB4 (entre LA8 et LA9) ;  
 - la surface érosive ScMHB5 (entre LA15 et LA16).

Du point de vue micropaléontologique, *Pseudotextulariella courtionensis* existe dès la base de la coupe (dès MH3), tandis que *Pavlovecina allobrogensis* apparaît au-dessus de ScMHB1 (dès MH18, peut-être dès MHB11). Au-dessus de ScMHB2, la série est marquée par l'absence de foraminifères benthiques marqueurs. Cependant, deux niveaux ont livré des organismes de valeur stratigraphique, l'un à gyrogonites de charophytes remaniées et ostracodes laguno-saumâtres et marins (MPO 12 en cénozone M6 *sensu* Mojon, *in* Détraz et Mojon [1990] et l'autre à ostracodes laguno-saumâtres et marins (MPO13 en cénozone continentale M6b, Mojon, comm. pers 1994). La forme marqueur *Valendocythere helvetica* (forme évoluée) est bien représentée dès le premier niveau (MPO12), indiquant l'existence du Valanginien basal (Zone à Pertransiens). Le reste de la série ne montre aucun élément biostratigraphique caractéristique si ce n'est au-dessus de ScMHB4, dans les niveaux sous lithofaciès Limonite, des Bryozoaires branchus et *Montsalevia elevata* (LA20).

Le sommet de la série qui affleure au stand de Tir du Landeron, a fait l'objet d'une analyse biostratigraphique détaillée [*in* Remane, 1989] qui a montré la présence d'ammonites de la base de l'Hauterivien (Zone à Radiatus).

En fonction de ces données, la base de la série se place dans la séquence Be2, la surface Sc-MHB1 correspond à la limite de séquence Be3, la surface ScMHB2 correspond à la limite de séquence Va0, la surface ScMHB3 correspond à la limite de séquence Va1 et la surface ScMHB4 correspond à la limite de séquence Va3.

Dans les deux premières séquences (Be2 et Be3) quatre surfaces clefs sont soulignées par des microkarsts et des traces de racines ; elles ne sont marquées par aucun changement biostratigraphique ; de fait elles sont interprétées comme des limites de séquences mineures.

Ce n'est qu'à la limite entre la séquence Be3 et la séquence Va0 qu'une modification majeure du contenu faunique des sédiments s'observe (fig. 162) ; ce changement est couplé avec des anomalies diagenétiques pénétratives : micritisation associée à des oxydes de fer (altération pédogénétique ?), microkarstification et traces de racines (de M34 à M36).

Ces traces d'émersion se retrouvent d'ailleurs sous forme de lithoclastes dans la partie tout à

fait inférieure de la coupe de Montheys-du-bas-Becuel, dans la séquence Va0, ce qui infirme l'hypothèse d'une altération plus récente.

La séquence Va0, qui se compose essentiellement de débris calcaréo-gréseux et marneux à charophytes (cénozone continentale M6) et ostracodes, débute par des marnes avec un assemblage d'ostracodes plus étoffé que le niveau précédent [Cénozone continentale M6b, Mojon, comm. pers 1994]. Elle passe vers le haut à un

niveau de *packstones-grainstones* à litages obliques (chenal) de calcaire roux. Dans les séquences Va0 et Va1, ce sont les débris de quartz et les lithoclastes (originaires du sommet de la séquence Be3 *pro parte*) qui forment l'essentiel des sédiments.

Au-dessus de ScMHB4, la séquence Va3 s'exprime par le cortège habituel d'éléments remaniés typiques de la Limonite avec ici des débris de paléosols altéritiques, d'ambre (? en LA24) et de microcodiums (LA24).

"Montheys-Bécuel" (Le Landeron, Neuchâtel, Suisse) : biostratigraphie et stratigraphie séquentielle									
Lithofaciès		Étages		Ammonites		Calpionelles		Surfaces clefs	
Marnes bleues		Haut.		Radiatus					
M. d'Arzier		Valanginien		Verrucosum		ScMHB5		ScMHB4	
U. M. M. C.		Berriasien		occitanica		C ?		ScMHB1	
U. S. G.		paramimounum		D1		ScMHB2			
Calc. Roux		Valanginien		Verrucosum		ScMHB5		ScMHB4	
Limonite									
Ostracodes lagunaires									
Ostracodes marins									
Forams benthiques									
<b>Stratigraphie séquentielle</b> <b>Profil d'érosion</b>									
<i>Macrodentina (Dicycythere) mediostricta</i> <i>Valendocythere divisa</i> <i>Valendocythere helvetica</i> <i>Pseudoprotocythere aubersonensis</i> <i>Cytherella elongata</i> <i>Parexophthalinocythere berriasensis</i> <i>Paracypris</i> sp. <i>Neocythere flandrini</i> <i>Eocytheropteron abundans</i> <i>Cytherelloidea rehburgensis</i> <i>Schuleridea praethoerenensis</i> <i>Ascocythere montis</i> <i>Cythereis matura</i> <i>Bairdia major</i>									
<i>Pseudotextulariella courtonensis</i> <i>Pavlovecina allobrogensis</i> <i>Danubiella</i> sp. <i>Montsalevia</i> sp. <i>Montsalevia elevata</i>									
<i>synthèse biostratigraphique</i> ☆ <i>Porochara</i> sp. ▲ Traces de racnes									
E. Blanc (ce travail) complété d'après les données sur les Ostracodes (P.O. Mojon, comm. pers. 1994).									

FIG. 162. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe des Montheys (Le Landeron, Ne). L'ammonite notée dans la partie basse est indéterminable, celles du sommet de la coupe sont attribuées à la Zone à Radiatus (Busnado et Thieuloy *in* Remane, 1989).



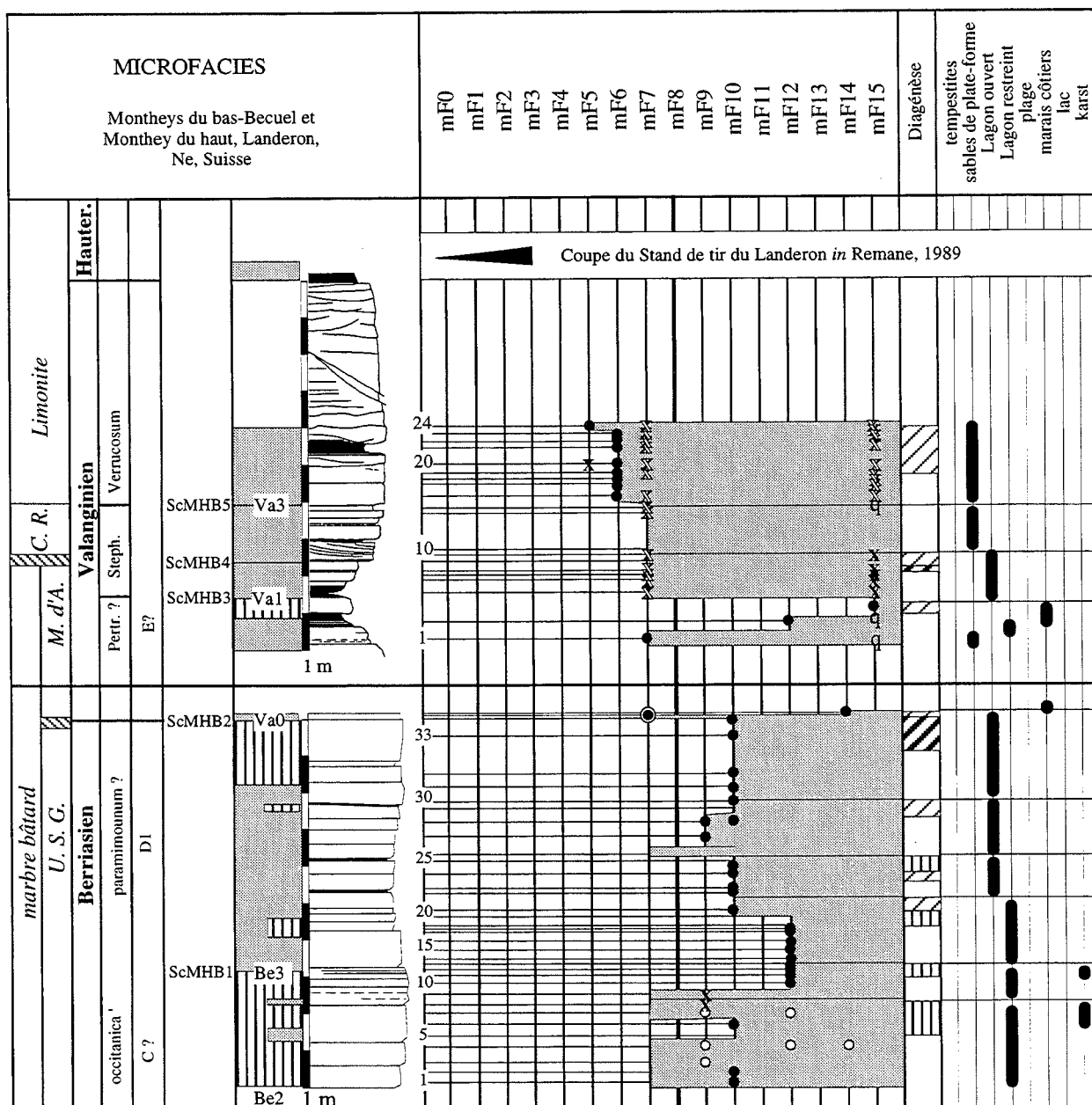


FIG. 163 - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la coupe des Montheys (Le Landeron, Ne).

Dans cette séquence où les fraction bioclastiques et lithoclastiques sont majoritaires (5-25% et 10-50%), il est à noter que les peloides, les éléments remaniés et les débris de quartz sont peu abondants. L'importance des lithoclastes d'altérites est interprétée comme le résultat du démantèlement d'un paléosol par la rétrogradation d'une plage falaise. La partie haute de la coupe est marquée par des motifs sédimentaires de dunes et de chenaux, où l'agitation des vagues est bien enregistrée.

Comme dans la coupe de Cornaux, les séquences Be4 et Be5 ne sont pas reconnues. Cela montre une coupure dans l'enregistrement sédimentaire, le passage d'une sédimentation lagunaire confinée et altérée par émergence, à une sédimentation côtière ouverte plus récente. Le remaniement de dépôts saumâtres peu développés,

originaires de la séquence Va0 et d'éléments anciens (issus de la séquence Be4 ou Be5) montre bien l'importance du remaniement dans la sédimentation de cette partie de la plate-forme (fig. 173). De plus, le caractère érosif des interruptions de dépôt se prolonge au sein du Valanginien, comme l'atteste la faible épaisseur des séquences Va0-Va1. La nature conglomératique des dépôts de la séquence Va3 (6 m) confirme cette interprétation.

Sur le plan des correspondances entre l'analyse d'Adatte [1988] et ce travail, la discontinuité Di1, alors interprétée comme un *hard-ground* [Adatte, 1988, p. 292] correspond plutôt à la limite de séquence Va0, marquée par des traces de racines et de pédogénèse au sommet de la coupe de Montheys-du-haut.

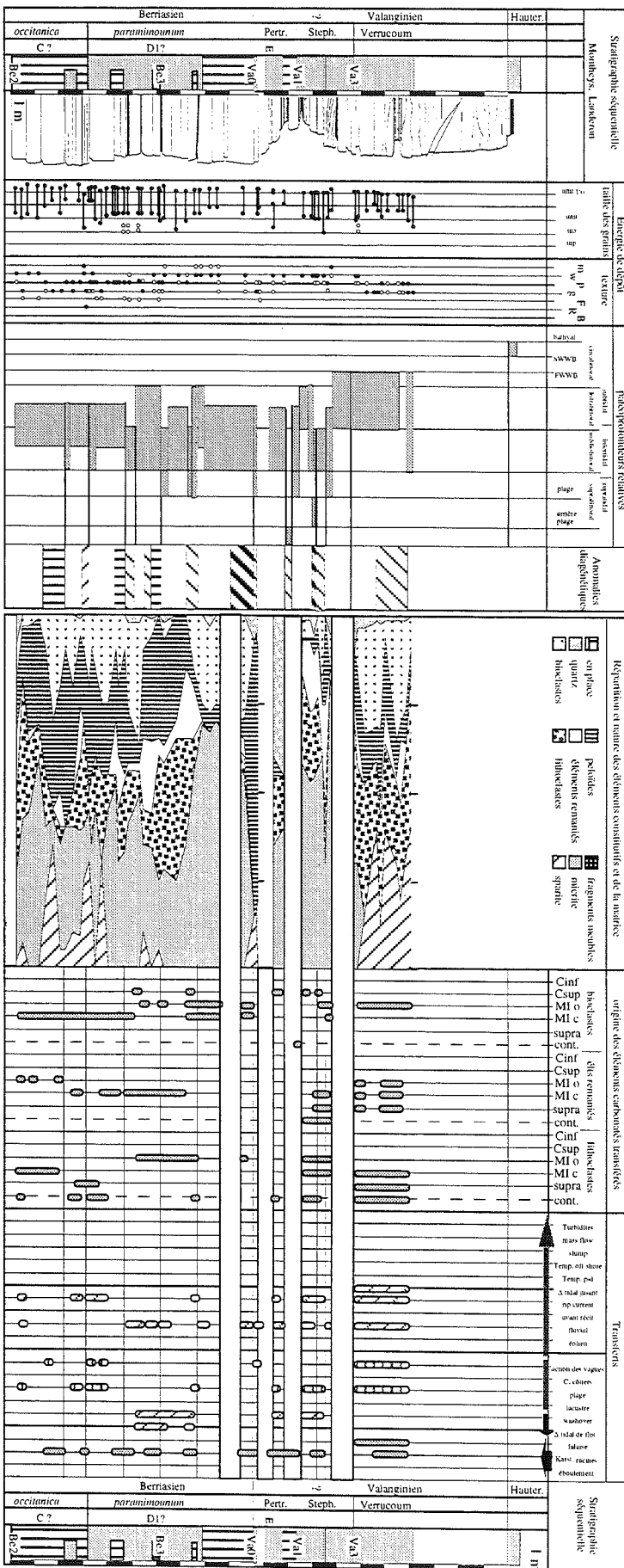


FIG. 164. - Tableau de répartition des transferts de sédiments de la coupe des Montheys (Le Landeron, Ne).

En l'absence de *M. salevensis*, Adatte n'a pas placé la discontinuité Di2 dans cette série, mais, compte tenu du découpage séquentiel adopté dans ce travail, je pense que cette discontinuité est confondue avec la limite de séquence érosive Va3.

2.12. Bienne (fig. 166 à 168)

L'absence de dépôts d'âge Berriasien-Valanginien au Nord de Bienne confère à l'analyse des sédiments de ce secteur une grande importance pour la compréhension du système sédimentaire de cette époque.

La coupe de Bienne présente en effet des caractères sédimentologiques et paléontologiques côtiers caractéristiques [Mojon et Strasser, 1986 ; Adatte, 1987].

Dans la mesure où cette coupe fait l'objet d'une publication [Blanc et Mojon, sous presse], seuls les principaux traits de la série seront abordés ici.

Située à Riedli, à l'ouest de Bienne, sur les rives nord du lac du même nom, le long de la route principale qui relie cette localité à Neuchâtel, cette coupe (coordonnées X = 583.98 ; Y = 220.36 et Z = 455 m d'après la carte nationale suisse à 1/25 000 le Chasseral n°1125) s'étend sur les flancs de l'anticlinal de Seekette. Malheureusement une multitude de plis métriques et de petites fractures gênent un peu le dépouillement de la série.

Les seules données biostratigraphiques de cette coupe sont fournies par les charophytes, les ostracodes marins, lagunaires et lacustres [Mojon in Mojon et Strasser, 1986]. Ils indiquent la cénozone continentale M4 *sensu* Mojon in [Blanc et Mojon, sous presse].

Sur le plan sédimentologique et paléoenvironnemental, le Berriasien est représenté par des dépôts subtidaux peu profonds (lagons ouverts infralittoraux), intertidaux (supra et médiolittoraux), supratidaux (lagons restreints médiolittoraux) et lacustres (lacs d'eau douce ou eau saumâtre).

La série s'articule autour de quatre lithofaciès :

- le "portlandien" (calcaires dolomitiques saccharoïdes),
- le "purbeckien", marno-calcaire laguno-lacustre,
- l'U.I.O. (marbre bâtard *p.p.* calcaires et marnes lagunaires et localement lacustres),
- l'U.M.C.M. (marbre bâtard *p.p.* calcaires massifs lagunaires).

Le profil d'érosion de cette coupe proposée par Mojon et Strasser [1986] et par Adatte [1987] montre un bloc métrique intercalé dans la sédimentation, interprété comme un "bloc basculé" consécutif à l'érosion d'une falaise (fig. 177). Plusieurs observations nouvelles permettent de proposer une hypothèse de mise en place différente :

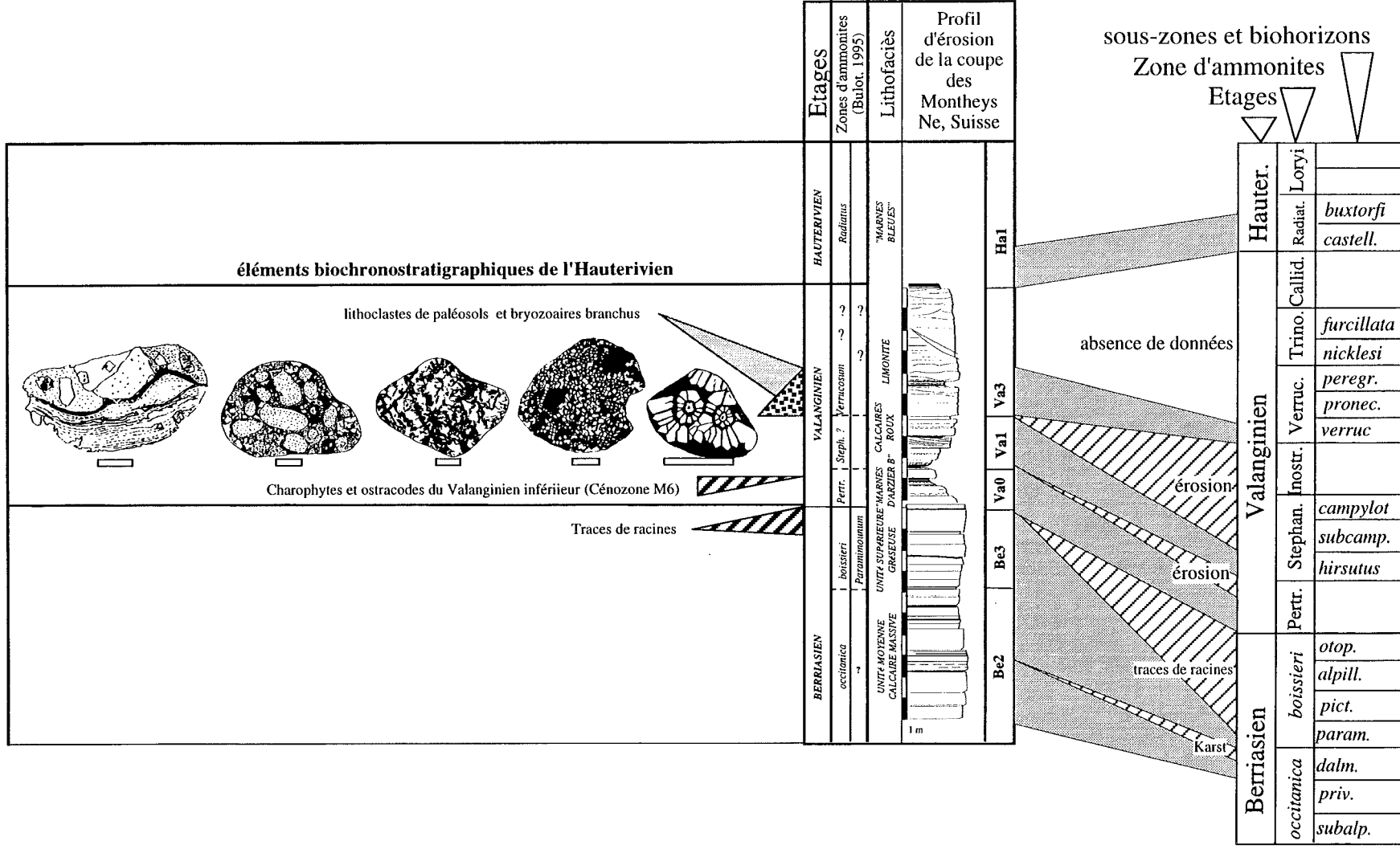


FIG. 165. - Tableau chronostratigraphique, importance des lacunes de sédimentation et des transferts de sédiments (galets d'origine continentale, marqueurs de paléosols, issus d'une autre séquence) dans la coupe des Montheys (Le Landeron, NE).

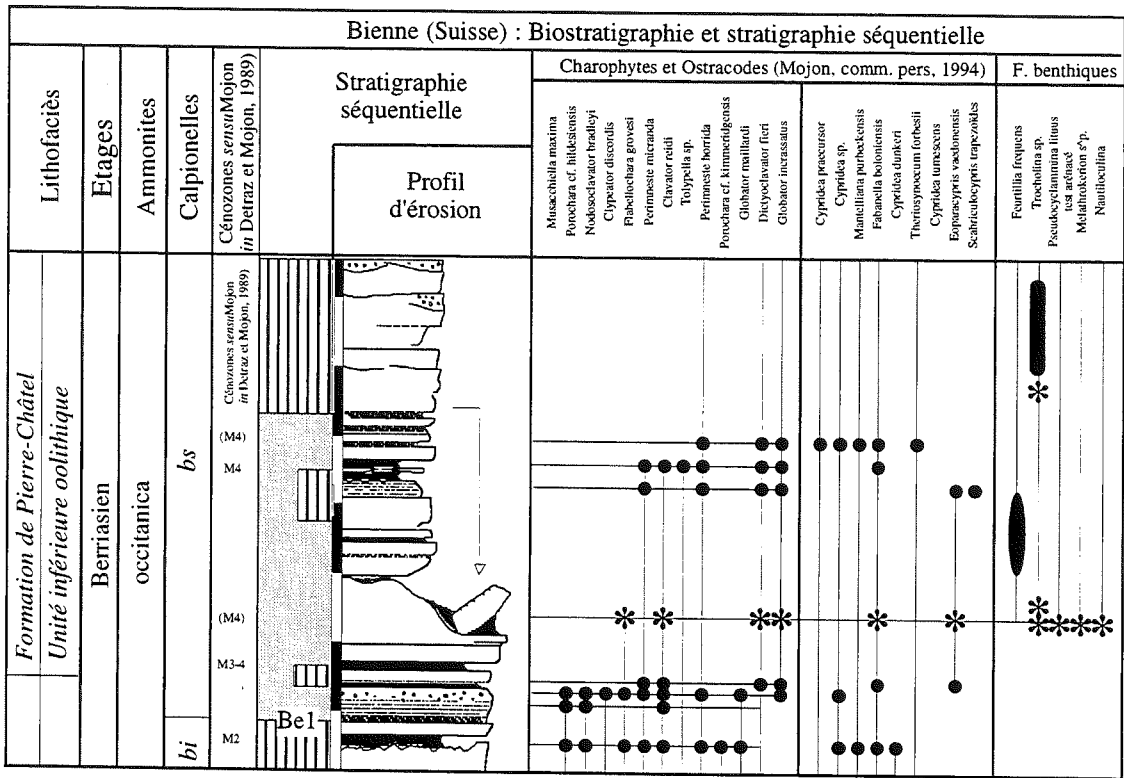


FIG. 166. - Tableau de répartition des principaux éléments biostratigraphiques de la coupe de Bienne.

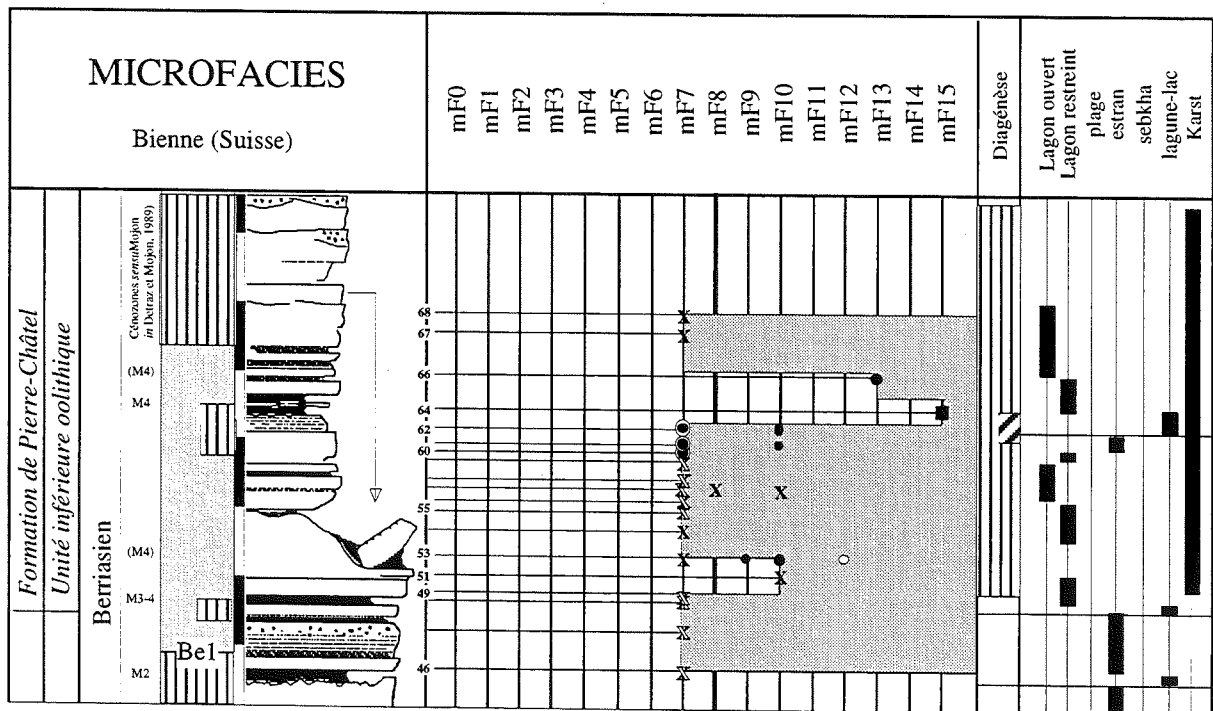


FIG. 167. - Tableau d'évolution des microfaciès et des paléoenvironnements de la coupe de Bienne.

- 1- l'orientation du bloc (N30NW65) est tout à fait différente de l'encaissant (N70SE50),
- 2- la matrice, dans laquelle ce bloc est emballé, est constituée par des éléments remaniés (oïdes ou des bioclastes) de type "coated grains" et des lithoclastes

- polygéniques altérés (microkarstifiés) tous issus des lithofaciès immédiatement sus-jacents (U.I.O. et U.M.C.M.) ;
- 3- le bloc n'est pas scellé, contrairement aux représentations des auteurs précédemment cités [Adatte,

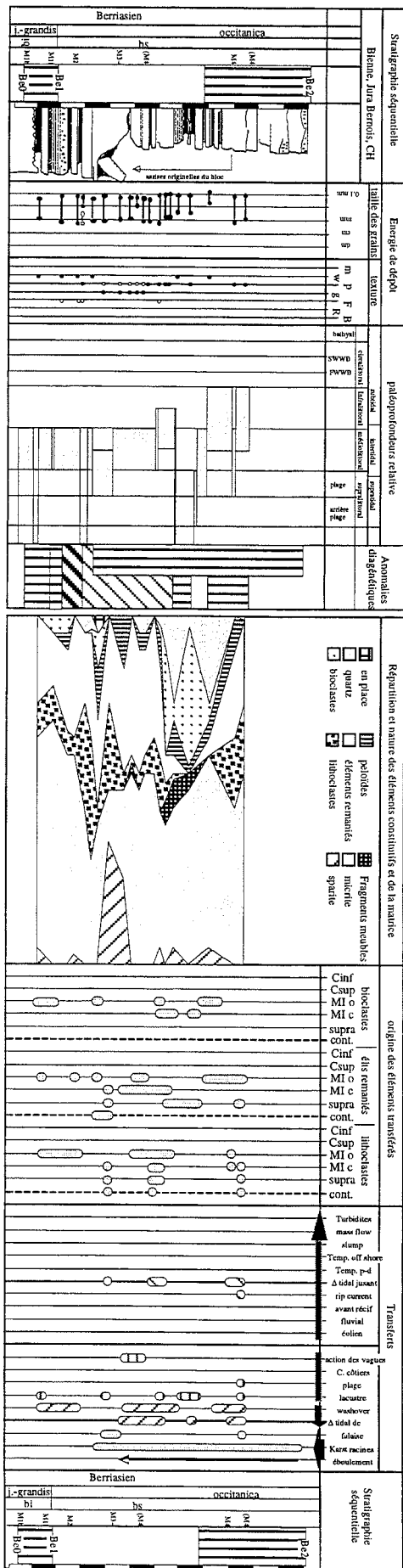


FIG. 168. - Tableau de répartition des transferts de sédiments de la coupe de Bienne.

1987 ; Mojon et Strasser, 1986], il repose sur un ensemble de bancs inframétriques, partiellement couverts ; par la végétation

4- le faciès du bloc (échantillon 54) est à rapporter à celui d'un banc qui affleure dans la partie sommitale de la coupe (échantillon 67) et non pas à un niveau stratigraphique sous-jacent.

De plus l'analyse géométrique et diagénétique de la partie supérieure de la coupe montre des zones de "fausses-brèches" à traces de microkarstifications intergranulaires dans lesquelles sont fichées des lentilles bréchiques quartzo-marneuse à lithoclastes et éléments remaniés (*coated grains*). Ce bloc pourrait correspondre à l'effondrement du toit d'une poche karstique pendant le Berriasien supérieur (zone M4 de la matrice de la brèche). Les datations par ostracodes [Mojon in Blanc et Mojon, sous presse] sont cohérentes avec un âge Berriasien moyen : les éléments de datation du remplissage (*Trocholina*, *Pseudocyclamina cf. lituus* à test arénacé, ...) et de la séquence qui scelle le karst (séquence Be2 à *P. courtionensis*) sont identiques à ceux du karst des Ponts-de-Martel.

Ce karst, qui a développé une poche d'au moins 8 m de hauteur, occupe le même niveau stratigraphique que les paléokarsts isolés à Cornaux, dans le Forage 601, aux Ponts-de-Martel, au Crêt de l'anneau et à Marchairuz. Je pense qu'il s'agit donc de la trace de la même surface clef, correspondant à la limite de séquence Be2.

Les lithofaciès du purbeckien, de l'Unité Inférieure Oolithique et d'une partie de l'Unité Moyenne Calcaire Massif" sont présents dans la coupe ; le développement 'un karst dans cette série (fig. 168 et 169) est à relier avec le battement d'une nappe d'eau d'eau douce agressive [Choquette, 1970 ; James et Choquette, 1983] permis par la baisse du niveau marin relatif pendant le Berriasien moyen .

3. - CONCLUSIONS RELATIVES AUX COUPES DU JURA

Les séries berriasien et valanginiennes de la plate-forme nord-vocontienne du Jura présentent plusieurs caractères communs (fig. 170), notamment la faible épaisseur de sédiments préservés (50 m dans la partie la plus interne de la plate-forme) au regard de celle des séries de bordure de plate-forme (puissance supérieure à 250 m) et de celles de la zone de talus (où l'épaisseur peut excéder 600 m). Ces différences sont liées à une meilleure préservation des dépôts dans le domaine subalpin, vraisemblablement en raison de vitesses de subsidence plus élevées, peut-être liées à un rejeu de blocs basculés liasiques situés sous les massifs subalpins et reconnaissables en sismique réflexion [Deville, 1992].

Entre autres caractères communs, les surfaces d'émersion et d'érosion sont corrélables d'une coupe à l'autre dans toutes les coupes du Jura. Les indices d'émersion (karstifications, traces de racines, ...) affectent des tranches de sédiment bien limitées dans l'espace et séparent des séquences à assemblages biostratigraphiques très différents (éléments de la Zone à Pertransiens directement sur des éléments de la sous-zone à *paramimounum* dans la coupe des Montheys ou superposition d'éléments de la Zone à *Verrucosum* sur

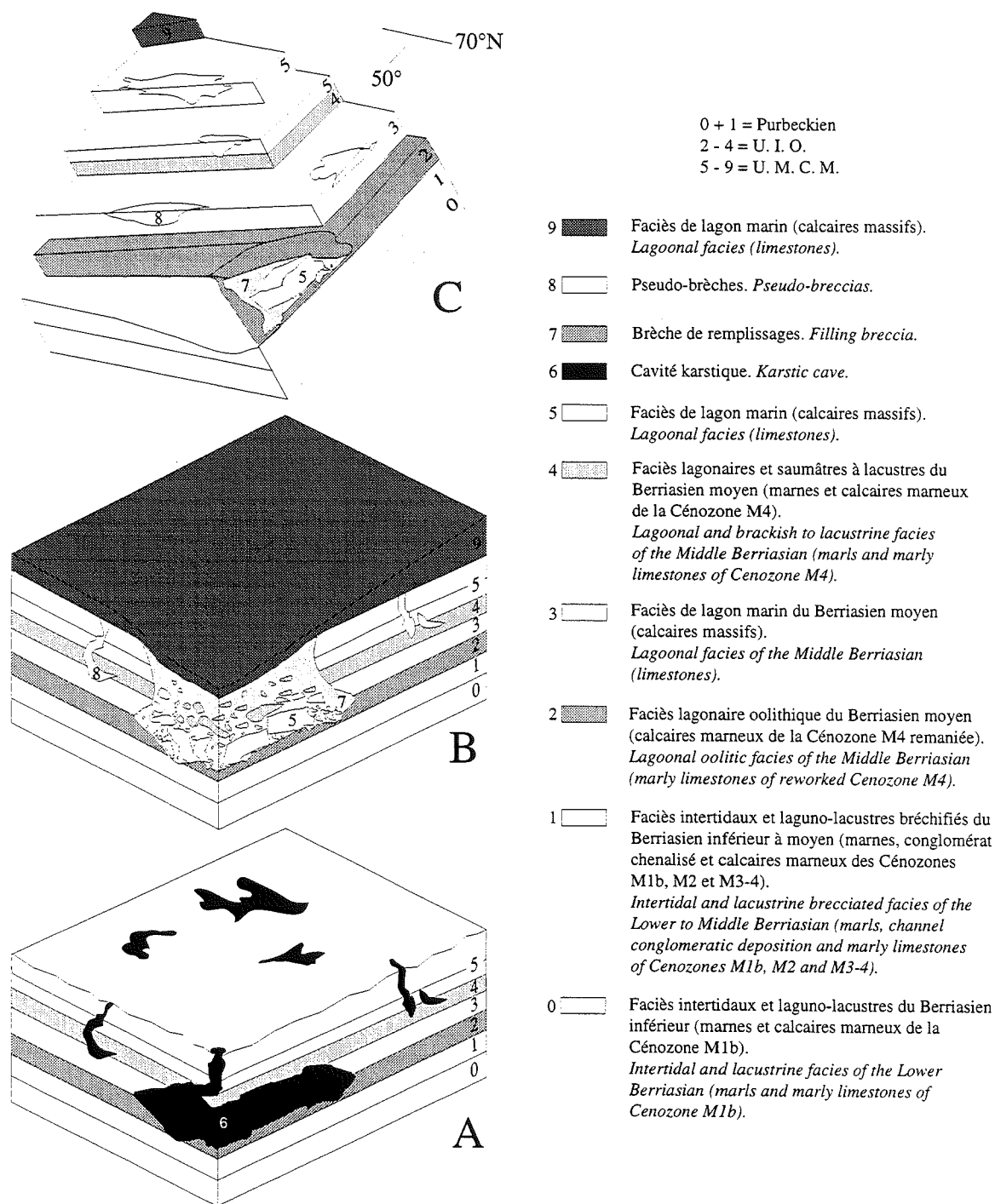


FIG. 169. - Représentation tridimensionnelle interprétative de coupe de Bienne (Jura Bernois) en trois étapes (A, B et C) A : Karstification du Berriasien moyen dans le secteur de Bienne postérieur à la séquence Be0.

B : Remplissage polyphasé de la cavité karstique (notamment par effondrement du toit de la cavité).

C : Etat actuel du remplissage de la cavité karstique (bordure orientale de l'anticlinal de Seekette à pendage général vers le SE), érosion de la plus grande partie des murs de la cavité et de son remplissage. Présence de lentilles de dissolution dans la partie supérieure de la coupe et préservation de quelques blocs et de poches de brèches argilo-quartzeuses dans la partie basse de la cavité.

des éléments de la sous-zone à *paramimounum* dans la coupe de Cornaux).

Ainsi, l'extension chronologique des lacunes de sédimentation dépasse même, dans cette partie de la plate-forme, celle des sédiments préservés.

Les affleurements du secteur des Ponts-de-Martel, du Marchairuz, de Musièges, du Crêt de l'Anneau, de la Juracime-Cornaux, du forage 601, de Valangin et de Bienne montrent des structures karstiques qui affectent le sommet de la séquence Be1 du Berriasien moyen sur

plusieurs mètres et sont scellées par les premiers niveaux de la séquence Be2.

Ces karsts sont donc des marqueurs d'émersions majeures au Berriasien moyen.

Les poches "hauteriviennes" du Jura (exemple du secteur de Valangines) sont corrélées à titre d'hypothèse avec l'altération des calcaires roux limoniteux (visibles notamment à Valangin et dans la percée du Seyon) à l'occasion d'une phase de karstification majeure tardi-valanginienne. Celle-ci constitue un élément nouveau, qui peut servir de base à de nouvelles recherches (travaux en cours). En effet, des figures de karstification de l'Aptien-Albien, de l'Eocène (sidérolithique) sont connues dans le Jura depuis la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, (se reporter aux travaux de Rollier [1893] et de Schardt et Baumberger [1895], mais jamais, des figures paléokarstiques du Berriasien et du Valanginien n'y avaient été envisagées. Récemment, Pasquier [1995], lors d'études détaillées a été amené à une conclusion sensiblement voisine sur le Berriasien des coupes de Marchairuz et de Riedli.

Comme les surfaces d'émersion, les surfaces d'érosion qui expliquent l'importance des éléments remaniés et des lithoclastes au sein des dépôts de la plate-forme jurassienne, se corrélaient d'une coupe à l'autre en domaine de plate-forme et délimitent des séquences d'épaisseurs très variables.

De plus, en raison de l'importance de la fraction remaniée au sein des sédiments, on ne peut plus considérer les associations des éléments figurés seulement comme la marque d'un paléoenvironnement à un instant donné, car il s'agit le plus souvent d'une sorte de mélange de plusieurs traces environnementales fossiles, constitué par la combinaison de transferts de sédiments.

En effet, la présence de lithoclastes de paléosols (pisoïdes ferrugineux, de structures caliches-dolocrètes localement altérées par ferruginisation) et d'ambre dans des assises datées (coupe du Colas et de Montheys) de la base de la Zone à Verrucosum, ne caractérisent pas un paléoenvironnement particulier mais plutôt la trace de la superposition de phases humides et "chaudes" postérieure au dépôt de la séquence Va1 et antérieures au dépôt de la séquence Va3, à la fin du Valanginien inférieur et ou à la base du Valanginien supérieur (entre le sommet de la séquence Va1 et la base de la séquence Va3).

Outre l'action des vagues, omniprésente dans les séries de plate-forme, la plupart des remaniements sur la plate-forme obéissent à trois tendances :

- la première est le transport de matériaux en direction du bassin, rôle qui incombe essentiellement dans les séquences, aux courants tidaux de jusant, (chenaux dunes et deltas tidaux), aux tempêtes (tempestites proximales et distales) et aux apports deltaïques (séquence Be3). A la base des séquences (cortèges transgressifs), ces processus correspondent aux érosions aériennes (surfaces d'érosion sous la séquence Be4 par exemple) et au démantèlement de "falaises".

- la seconde est le transport de matériaux en direction du continent, dont les tempêtes (*wash-over*, *spill over*) et les courants tidaux de flot sont les vecteurs principaux ;

- la troisième est le transport latéral de matériaux (barre à accrétion latérale par exemple), rôle qui incombe surtout aux courants côtiers.

En ce qui concerne la plate-forme delphino-jurassienne au Berriasien supérieur et au Valanginien, la proportion majoritaire des éléments remaniés et des lithoclastes à tous les niveaux des séquences Be2, Be3, Be4, Be5, Be6, Va0, Va1, Va2 et Va3 montre bien l'importance des transferts de sédiments à l'échelle de la plate-forme et combien l'érosion et les remaniements peuvent être des facteurs majeurs de la sédimentation carbonatée.

Les géométries des surfaces d'érosion qui coïncident aux limites de séquences Be4, Be5, Va0 et Va3 sont extrêmement irrégulières d'une coupe à l'autre. Il est fréquent en effet que les séquences Be3, Be4, Be5, Va0, Va1, Va2 manquent soit en majeure partie soit totalement d'une coupe à l'autre. Pour ces raisons, et ceci malgré l'absence d'affleurements continus qui permettraient de connaître la géométrie exacte de chacune de ces surfaces, elles sont interprétées comme des vallées incisées dans le domaine du Jura.

Les séquences de dépôt le plus souvent lacunaires sont celles du Berriasien supérieur (Be4 et Be5, absentes par érosion et Be6, absence probablement liée à des conditions de bas niveau marin relatif) du Valanginien inférieur (séquences de dépôt Va0, Va1 et Va2, absentes par érosion) et du Valanginien supérieur élevé (comprenant les séquences de dépôt Va4 et Va5, également absentes par érosion).

Etages	Tithonien		Berriasien										Valanginien										Hauterivien			
	Burgundien	Cretacé inférieur	Columbiella			Columbiella			Columbiella				Columbiella		Columbiella		Columbiella		Columbiella		Columbiella		Columbiella		Columbiella	
			Alpha B	Ellyptus C	D1	D2	Hageria D3	Durtet	Cervata	E2																
Mémoires et Zones d'ammonites (Bulot 1994 et Le Héroux, 1972) Biorizon																										
Zones standards-Séquences Biochronozones Hauteriviennes (cf travail)																										
Séquences de dépôt (ce travail)			Be0	Be1	Be2	Be3	Be4	Be5	Be6	Va0	Va1	Va2	Va3	Va4												
Bienne																										
Montheys																										
Cornaux																										
Forage 601																										
Valangin																										
Pont-les-Martel																										
Crêt de l'Anneau																										
Buttes																										
Colas																										
Bonvillars																										
Champagne																										
Marchairuz																										
Maréchet																										
Musièges																										
Balme de Sillingy																										
Chambotte																										
Pointière																										
Cul de lampe																										
Malleval																										
Guiers mort																										
Fontanil																										
Lanfrey																										
Bournières																										
Serre de Jayon																										
Payre-Serre des Aillasses																										
Vogüe																										
Berrias																										
Barret-le-Bas																										
Montbrun les Bains																										
Angles																										
Majastres																										
Séquences de dépôt			Be0	Be1	Be2	Be3	Be4	Be5	Be6	Va0	Va1	Va2	Va3	Va4												

FIG. 170. - Tableau mettant en valeur l'importance chronologique des lacunes de sédimentation et la position des principales surfaces remarquables en domaine de bassin, de talus et de plate-forme. Les intervalles grisés correspondent à l'extension chronologique des niveaux sédimentaires préservés, les intervalles noirs à l'extension chronologique des lacunes de sédimentation et les intervalles blancs à l'extension chronologique des lacunes de visibilité ou des niveaux non étudiés.



## PARTIE IV

## Chapitre I

## AGENCEMENT SÉQUENTIEL DES CORTÈGES DE DÉPÔT

Le découpage séquentiel fondé sur des **surfaces clefs** limitant des volumes de sédiments (voir Partie II, chapitre VII) permet des corrélations précises. En domaine de plate-forme, certaines de ces surfaces correspondent à des limites de séquence de dépôt. Sept limites de séquences de dépôt (Be0 à Be6) y ont été reconnues pour le Berriasien et six (Va0 à Va5) pour le Valanginien (fig. 171).

Les corrélations géométriques et biostratigraphiques montrent qu'il existe une relation chronologique entre ces limites de séquence de dépôt sur la plate-forme jurassienne et les surfaces remarquables reconnues sur le talus ou dans le bassin vocontien.

### 1. - PRÉSENTATION DU MODÈLE DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU BERRIASIEN-VALANGINIEN NORD-VOCONTIEN

L'analyse géométrique, sédimentologique et biostratigraphique rigoureuse montre que seules quelques surfaces clefs sont utilisables à des fins de corrélation (définies en partie II, chapitre V) :

- les limites de séquence (*sequence boundary*),
- les surfaces de transgression (*transgressive surface*),
- les surfaces de maximum d'inondation (*maximum flooding surface*).

*Remarque : les surfaces de maximum d'inondation qui servent de séquence de dépôt au sens de Galloway [1989] en stratigraphie génétique, ne sont pas utilisables ici parce qu'elles ne sont pas toujours préservées de l'érosion sur la plate-forme et dans le talus (fig. 171) et il n'existe pas toujours les arguments suffisants pour les fixer dans le bassin.*

Les corrélations permettent d'établir un transect plate-forme-bassin (fig. 171). Les ensembles sédimentaires reconnus peuvent être représentés dans une coupe temps (fig. 172). Trois cortèges sédimentaires sont identifiables :

- le cortège de bas niveau (*Lowstand Systems Tract*), contemporain de l'émergence complète ou partielle du domaine interne de la plate-forme, pendant une période de bas niveau relatif de la mer, est placé à l'aval des plate-formes (sur le talus) et dans le bassin (fig. 173A).

- le cortège transgressif ou l'intervalle transgressif (*Transgressive Systems Tract*), quel que soit le modèle de sédimentation utilisé, est défini comme l'ensemble des sédiments déposés à l'occasion d'une remontée du niveau relatif de la mer, caractérisé par un espace disponible de plus en plus grand (fig. 173A).

- le cortège de haut niveau ou prisme de haut niveau (*Highstand Systems Tract*) correspond à la stabilité du niveau relatif de la mer dans une situation proche de son plus haut niveau (prisme de haut niveau agrasant), puis à la chute progressivement accélérée de celui-ci (prisme de

haut niveau progradant) : l'espace disponible se réduit et le système sédimentaire comble de plus en plus vite cet espace. Le cortège sédimentaire de haut niveau est composé de sédiments déposés entre le maximum d'inondation et la base du prisme de bas niveau (fig. 173A).

#### 1.1. Le cortège de bas niveau (*Lowstand Systems Tract*)

Les dépôts s'agencent en deux unités, l'une progradante (recouvrant une surface basale de progradation) et l'autre agradante. Ces deux unités sont séparées par la surface d'émergence de plus grande extension (fig. 171 et 174, exemple de la limite de séquence de dépôt Be5 (Pointière), (Cul de Lampe-Guiers Mort) et Va3 (Malleval).

A l'occasion du cortège de bas niveau, la plate-forme est émergée, les sédiments déposés sous l'action des vagues forment une "**plate-forme réduite**" limitée au talus subalpin. C'est à cette occasion que les *slumps*, coulées sableuses, turbidites sont les plus fréquentes dans les zones d'épandage proximal (*slope fans*) et/ou distal (*basin floor fan*) dans le bassin.

En bordure de la plate-forme, l'organisation des corps sédimentaires est variable :

- ou bien les dispositions en *onlap* régressifs ne sont pas conservées, auquel cas la géométrie de *toplap* prédomine (ce qui est le cas dans les zones soumises à l'érosion, comme les axes de vallées incisées et les paléocanyons de Die et de Saillans),

- ou bien les corps sédimentaires de plate-forme réduite sont appuyés les uns sur les autres en disposition dite d'*onlaps régressifs* (voir fig. 174) auquel cas ils constituent le prisme de bas niveau progradant (*Lowstand prograding wedge* ou *Early lowstand systems tract*) dans les zones protégées de l'érosion.

Dans le bassin, certaines surfaces clefs (associées à des remaniements en masse et ou à des surfaces d'érosion) sont du même âge que les limites de séquences reconnues sur la plate-forme.

Sur le talus, dans les zones protégées de l'érosion, les séquences mineures qui constituent le *Lowstand Systems Tracts* sont progradantes, elles se superposent en *onlap* côtiers régressifs. Les zones soumises à l'érosion sont marquées par des *toplaps surfaces*.

On distingue dans chaque prisme de bas niveau :

- un ensemble réduit (faible épaisseur de dépôt sans trace de condensation, exemple du passage Be6- Va0 à Montbrun-les-Bains);

- un ensemble dilaté par un fort taux moyen de sédimentation (exemple du biohorizon *d3t* et du passage Be6 à Va0 à Angles).

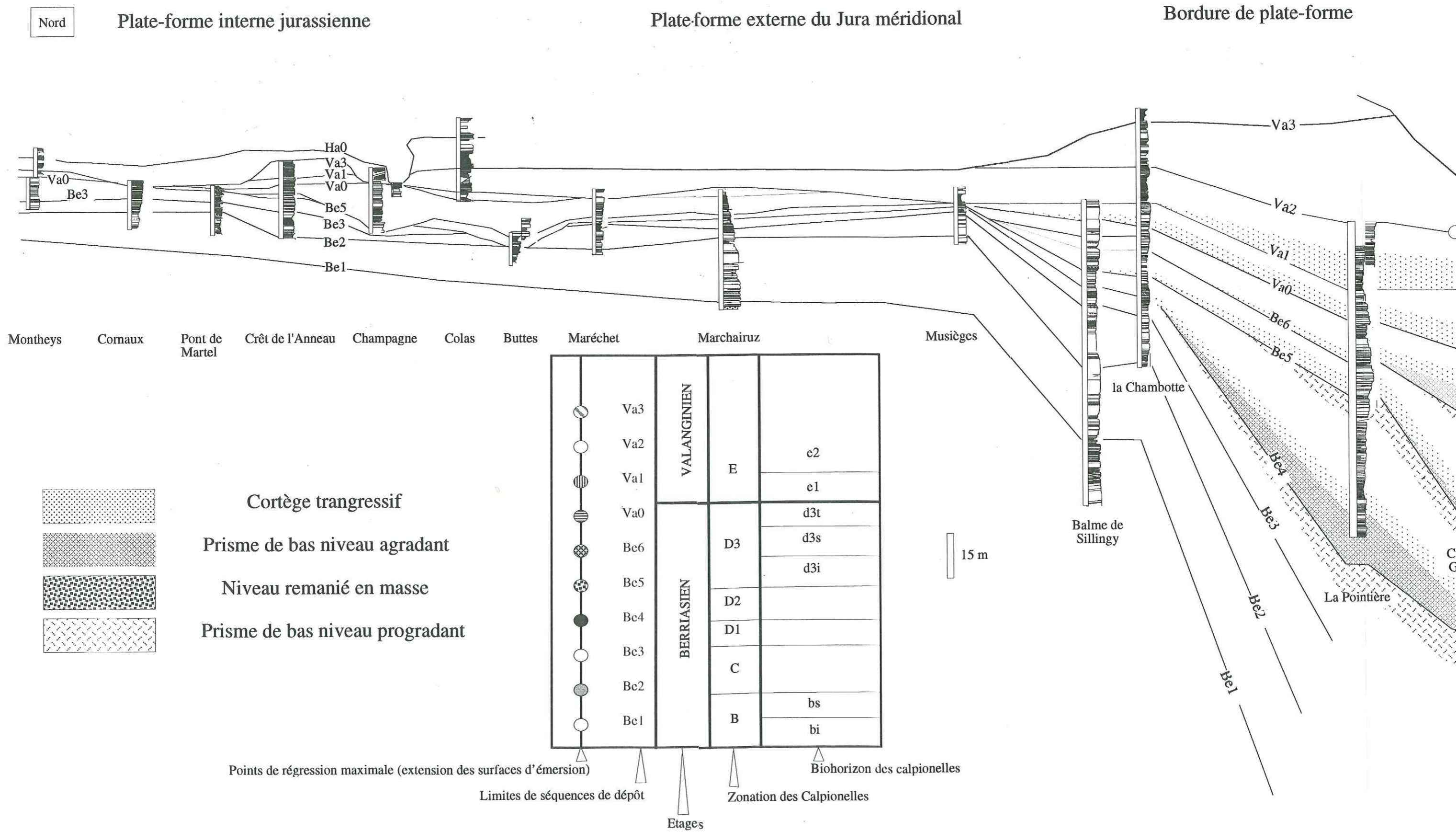


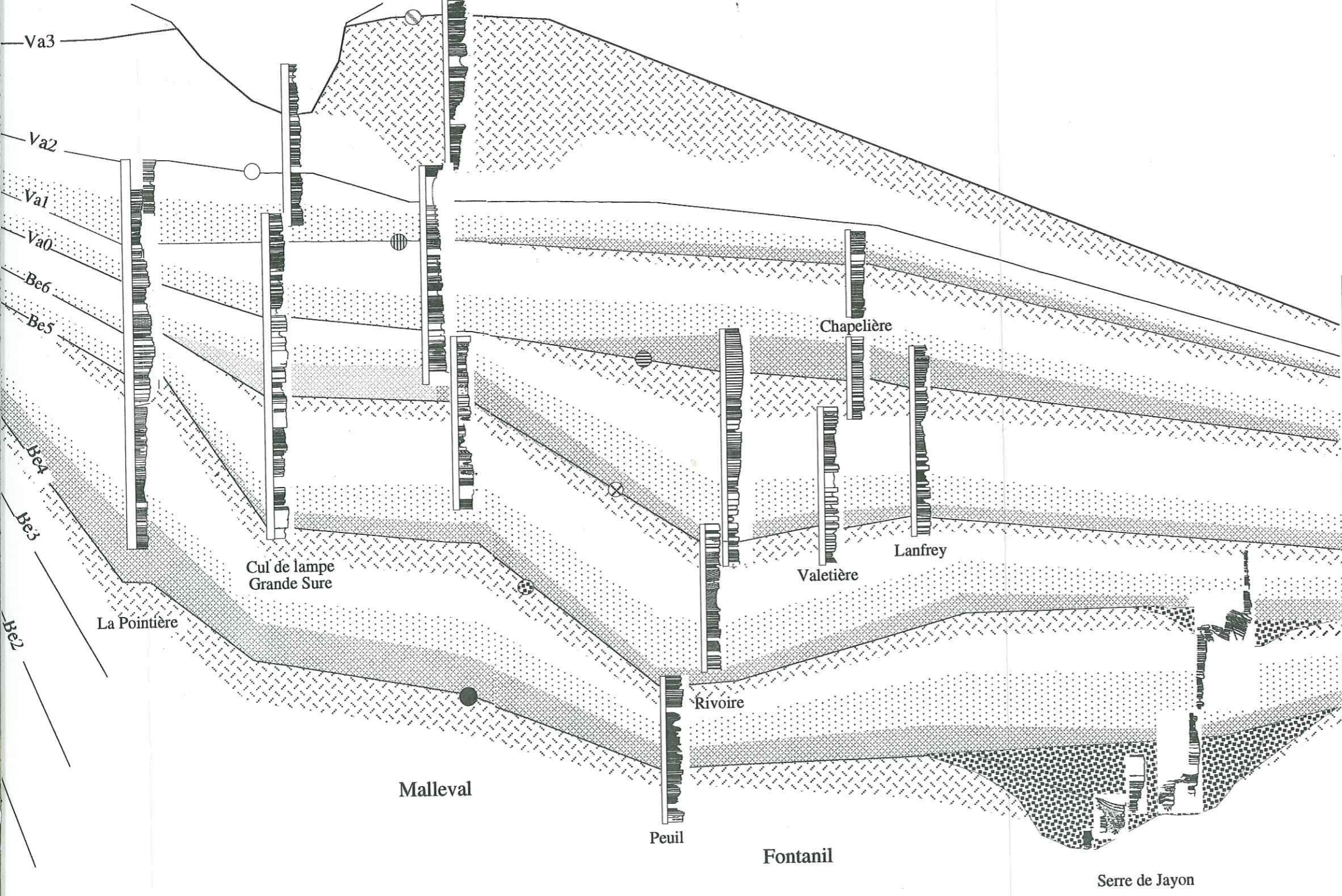
FIG. 171. - Transect de la plate-forme nord-vocontienne au Berriasien-Valanginien inférieur.

plate-forme

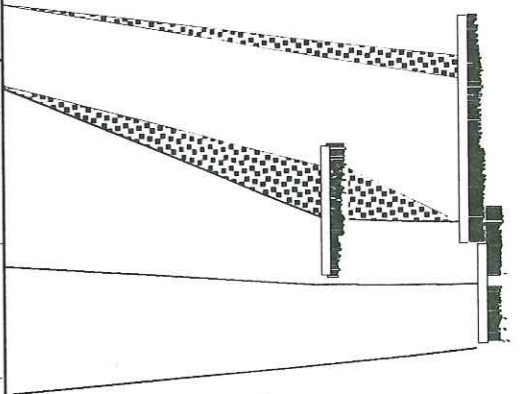
Talus nord-vocontien

Bassin Vocontien

Sud



Valanginien	E2	Verrucosum
		Inostranzewi
Berriasien	E1	Stephanophorus
		Pertransiens
	d3t	thieuloyi
	d3s	otopeta
	d3i	alpillensis
Berriasien	D2	picteti
	D1	parami mounum



Montbrun-les-Bains  
Barret-le-Bas

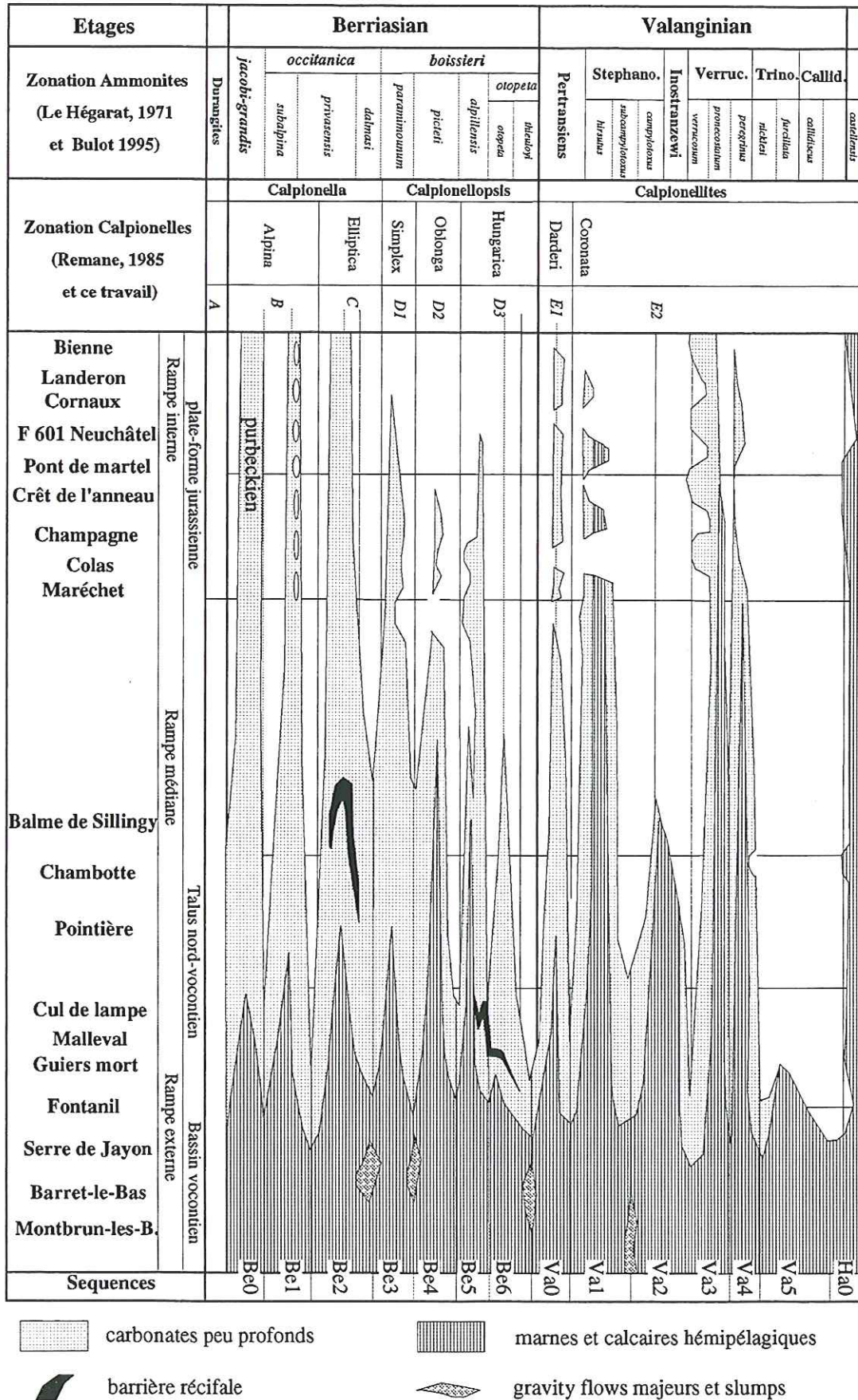


FIG. 172. - Coupe temps du système sédimentaire nord-vocontien dans le cadre chronostratigraphique du Berriasien-Valanginien avec zonation des Ammonites [Le Hégarat, 1971, Bulot, 1995] et des Calpionelles [Remane, 1985 et ce travail].

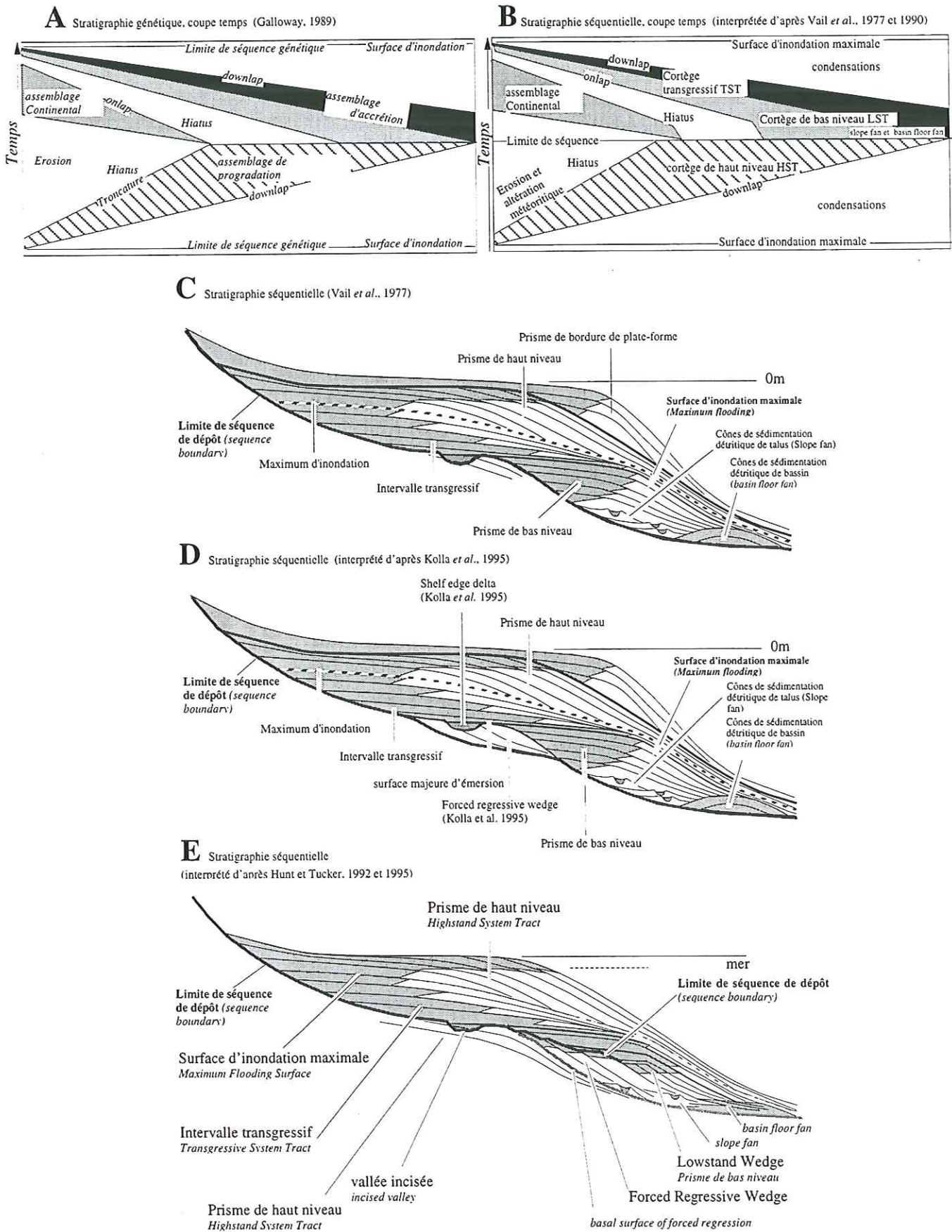
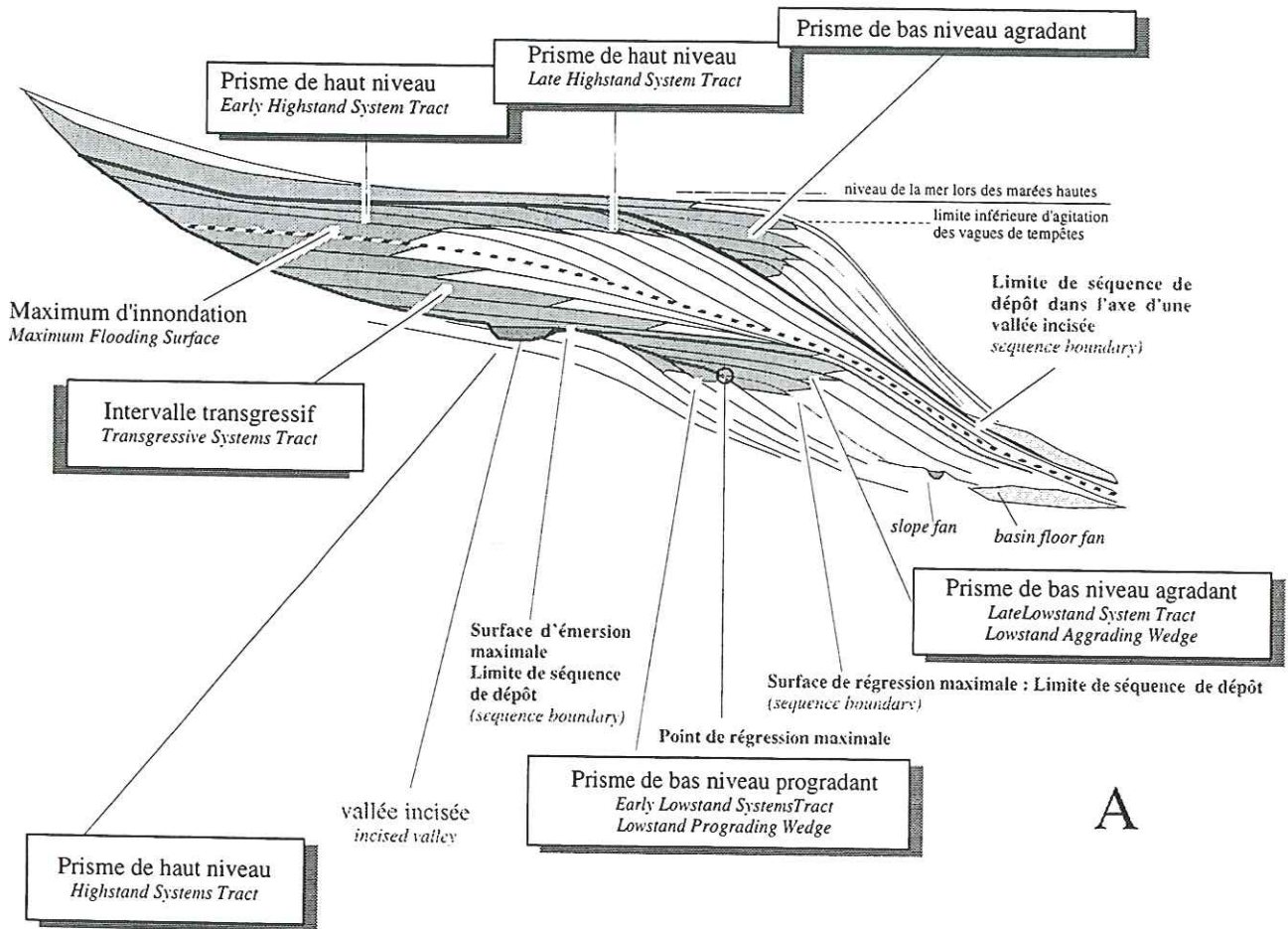
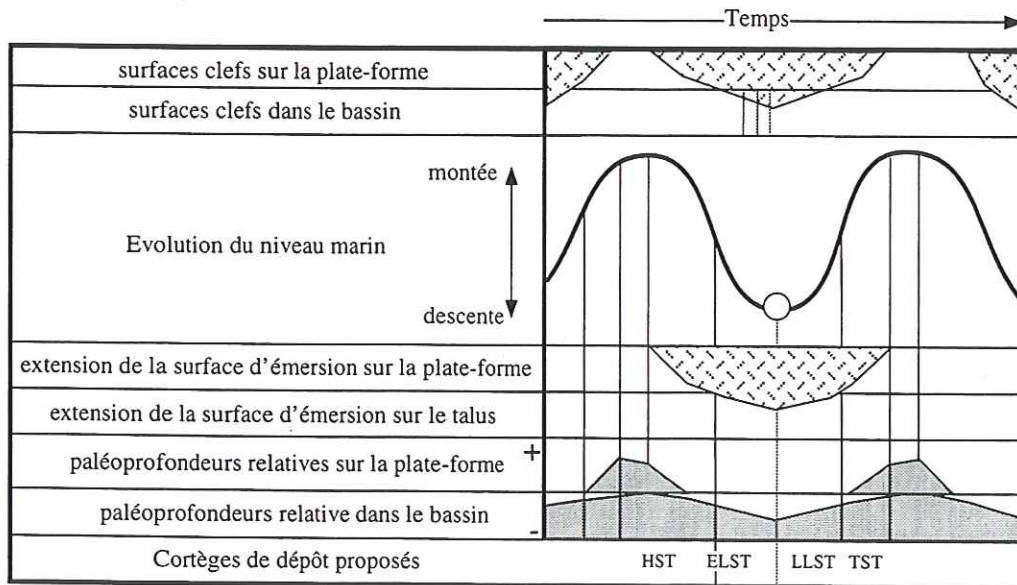


FIG. 173. - Modèles de récents de stratigraphie avec A : coupe temps interprétée d'après le modèle de stratigraphie génétique B : Coupe temps interprétée d'après le modèle de stratigraphie séquentielle [Vail *et al.* 1977 et 1990], développé à partir d'observations de "profils sismiques" à l'échelle d'un bassin de sédimentation. A cette échelle d'observation, la localisation des dépôts varie en fonction de l'espace disponible. C : Coupe géologique correspondant au modèle de stratigraphie séquentielle d'après Vail *et al.* [1990.] D : Coupe géologique correspondant au modèle de stratigraphie séquentielle appliquée aux régressions forcées [Kolla *et al.* 1995]. E : Le modèle de stratigraphie séquentielle appliquée aux régressions forcées dans le cas d'une plate-forme barrée à talus distal [Hunt et Tucker, 1992 et 1995].



A



niveau marin au-dessous duquel il n'y a plus de sédimentation sur la plate-forme

Position de la limite de séquence, point de régression maximale

B

FIG. 174. - A : Représentation en coupe de la mise en place des cortèges sédimentaires au sein d'une séquence de dépôt idéale. Le modèle de dépôt proposé dans le cadre de cette étude regroupe les ensembles de sédimentation détritique majeurs (*slope fan* et *basin floor fan*) et les ensembles sédimentaires subautochtones de bas niveau hors des axes de vallées incisées. La surface clef reconnue sur la plate-forme est une surface d'émerision qui se prolonge au-dessus de l'ensemble progradant du prisme de bas niveau. L'extrémité physique de cette surface est appelée le point de régression maximale. La surface d'émerision majeure se prolonge au-delà de ce point par la surface de régression majeure. Cette surface souligne l'ensemble agradant du prisme de bas niveau. Son équivalent chronologique dans le bassin peut localement correspondre à des remaniements gravitaires.

B : Tableau synthétique de la position dans le temps des surfaces remarquables en fonction de l'évolution du niveau marin et de l'extension des surfaces d'émerision. Position des points de régression maximale (point reliant la surface d'émerision maximale à la surface de régression maximale).

Dans un deuxième temps, les corps sédimentaires s'appuient les uns sur les autres en disposition dite d'*onlaps transgressifs* et constituent la partie supérieure, agradante, du prisme de bas niveau (*Lowstand Aggrading Wedge* ou *Late Lowstand Systems Tract*).

### 1.2. Le cortège transgressif ou l'intervalle transgressif (*Transgressive Systems Tract*) sur la bordure de la plate-forme, le talus et le bassin

Il est à noter que, quel que soit le modèle de stratigraphie séquentielle, ce cortège sédimentaire est défini comme l'ensemble des sédiments déposés à l'occasion d'une remontée du niveau relatif de la mer (fig. 174).

Il se dépose lorsque l'espace disponible est le plus grand sur la plate-forme, sur le talus et dans le bassin. Trois cas sont distingués :

- soit la vitesse de création de l'espace disponible est trop grande, auquel cas l'ensemble plate-forme-talus est ennoyé (séquences Va1 et Va3 dans le Jura).
- soit la vitesse de création de l'espace disponible est constante auquel cas la série montre d'épais faciès monotones bathyconstants (*keep-up*) (partie supérieure de la coupe de Malleval) ;
- soit la vitesse de création de l'espace disponible est faible, auquel cas la série montre des faciès bathydécroissants (*catch-up*).

La limite supérieure de ce cortège de dépôt est la "surface d'inondation maximale" ou *maximum flooding surface*. Il n'est pas aisé de placer cette surface dans le bassin parce qu'il y est difficile de reconnaître une surface qui aurait enregistré la paléoprofondeur la plus importante : les subtilités dans les variations bathymétriques n'y sont pas enregistrées. Dans la pratique, les seuls candidats qui pourraient correspondre à cette "surface" sont compris dans un intervalle dans lequel des faunes étrangères au bassin vocontien cohabitent avec des formes autochtones (migrations interbasinales facilitées par les plus haut niveaux marins). C'est par exemple le cas pour plusieurs niveaux du Valanginien, où des échanges de faunes d'ammonites entre le domaine boréal et le domaine téthysien ont été observées [Rawson, 1993 et Bulot, 1995].

Sur le talus, les variations des paléoprofondeurs sont perceptibles, mais rarement, voire jamais quantifiables dans l'état actuel des connaissances. De fait, la position de la *maximum flooding surface* y est également fortement interprétative.

Sur la plate-forme, la préservation de quelques niveaux d'ennoyages (*mfs* de Be4 à la Chambotte) permet de placer cette surface avec une relative précision, mais généralement, en leur absence le concept de *mfs* devient excessivement difficile à appliquer car les niveaux qui lui correspondent peuvent être érodés dans bon nombre de cas (Be4, Be5, Va3 en domaine du Jura neuchâtelois). De plus, ils ne correspondent pas nécessairement aux ensembles sédimentaires marins de plus grande extension (maximum de transgression), mais ils leur sont sous-jacents [fig. 172, Vail *et al.*, 1987].

### 1.3. Le cortège sédimentaire de haut niveau ou le prisme de haut niveau (*Highstand Systems Tract*)

Le cortège sédimentaire de haut niveau est composé par des sédiments déposés entre le maximum d'inondation et la base du prisme de bas niveau régressif (progradant) sur le talus (fig. 173 et 176).

Dans la région étudiée, il est très rarement complet (Be2), il est peut être complètement érodé (exemple des séquences de dépôt Be3 et Be4 du domaine neuchâtelois).

D'un point de vue régional, dans les parties les plus internes du système sédimentaire nord-vocontien, seul le HST compose l'essentiel de la partie préservée de la séquence de dépôt (exemple de Be5 à Ponts-de-Martel et dans le forage F601).

## 2. - MODÈLES DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE EXISTANTS

La plupart des modèles récents de stratigraphie séquentielle dérivent de celui de Vail *et al.* [1977], dans lequel plusieurs surfaces clefs du bassin servent de lien de corrélation entre le bassin et la plate-forme et définissent des cortèges de dépôt distincts (voir également partie II, Chapitre 5).

Les quatre modèles de stratigraphie séquentielle présentés ici, diffèrent entre eux dans la conception et la place de la limite de chaque séquence.

### 2.1. Le modèle de stratigraphie séquentielle de Vail *et al.* [1977] (fig. 173B-C)

Dans ce modèle, la limite de séquence de dépôt lie les bordures de la plate-forme au centre du bassin en séparant les ensembles sédimentaires progradants sur la plate-forme (*Highstand deposits*), d'autres ensembles sédimentaires dits de bas niveau (*Lowstand deposits*) déjà définis. Ces derniers sont postérieurs à d'importants remaniements gravitaires (*slope fans* et *basin floor fans*).

Selon Vail *et al.* [1977], la surface d'émersion sur la plate-forme se prolonge vers le bassin par une surface clef, localement érosive, placée sous des niveaux de remaniements gravitaires (*slope fans* et *basin floor fans*) et des dépôts de bas niveau (*Lowstand deposits*).

Le cortège de bas niveau est formé d'une unité progradante et d'une unité agradante surmontant directement une surface corrélée à la limite de séquence de dépôt.

### 2.2. Le modèle de stratigraphie séquentielle de Posamentier *et al.* [1992]

Dans ce modèle, la limite de séquence est, en domaine de plate-forme, une surface de ravinement (*ravinement surface*) connectée à une surface d'émersion (*subaerial unconformity*) qui, en direction du bassin, se prolonge latéralement par une surface d'érosion sous-marine (*submarine erosional surface*), puis par une surface concordante équivalente (*conformable surface*). Cette dernière surface souligne l'ensemble des dépôts de bas niveau, regroupant la partie progradante ou *Early Lowstand systems tract* [ou *Forced Regressive*

*Wedge sensu Kolla et al.*, 1995, fig. 172d] et la partie progradante ou **Late Lowstand systems tract** [Posamentier et al., 1992].

Ces deux parties forment la base de chaque séquence de dépôt.

### 2.3. Les séquences limitées par les surfaces d'émersion de plus grande extension

Pour d'autres auteurs, la surface majeure d'émersion (de plus grande extension en direction du bassin) est utilisée comme limite de séquence ["*surfaces of maximum regression*" in Helland-Hansen et Gjølberg, 1994, Everts et al., 1995]. Ce choix est justifié par le fait que les surfaces d'émersion sont les plus aisées à reconnaître sur le terrain. Cette particularité a conduit Hunt et Tucker [1992, 1994 et 1995] à définir un quatrième et ultime cortège de dépôt au sein de la séquence, appelé "*Forced Regressive wedge*". Il correspond aux dépôts contemporains de la chute du niveau marin, antérieurs à la surface d'émersion majeure, en-dessous du niveau de la bordure de plate-forme. Ce nouveau cortège est donc intercalé entre le sommet du prisme de haut niveau et la limite de séquence, il regroupe l'ensemble des dépôts autochtones des corps sédimentaires régressifs et les niveaux de remaniement gravitaire du même âge. Le terme de *Lowstand systems tract* est conservé pour décrire les dépôts immédiatement postérieurs à la limite de séquence, dépôts d'abord progradants [*Lowstand prograding wedge systems tract* d'après Hunt et Tucker, 1992] puis agradants.

### 2.4. Le modèle Droxler-Schlager [1985]

Ce modèle a été établi à la suite d'observations sur des plate-formes carbonatées isolées à talus très raides (triasiques ou actuelles). Les périodes de bas niveau marin interrompent complètement la sédimentation carbonatée sur la plate-forme.

En raison de la géométrie particulière des bordures de ces plate-formes aucun corps de bas niveau ne peut se développer : le cortège de bas niveau correspond à une surface clef de condensation.

*Remarque : Ce modèle ne s'applique pas au système sédimentaire Berriasien-Valanginien pour trois raisons :*

- la morphologie de la "plate-forme" nord-vocontienne se rapproche plutôt de celle d'une rampe carbonatée,

- pendant les périodes de bas niveau, la sédimentation n'est pas interrompue mais elle se prolonge dans le domaine de talus,

- aucune surface de condensation n'a été reconnue dans les prismes de bas niveaux.

### 3. - TRANSECT NORD-VOCONTIEN ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : IMPLICATIONS, COMPARAISONS ENTRE LES DIFFÉRENTS MODÈLES ET CONCLUSIONS

Le transect plate-forme-bassin met en évidence les 5 points suivants :

1- les unités sédimentaires de faible extension (horizontale) peuvent ne pas correspondre à des intervalles de bas niveau marin mais à des séquences de dépôt tronquées dans leur partie interne (comme Be4 par exemple, en fig. 171-173) ;

2- les niveaux de remaniements gravitaires ne sont pas systématiquement contemporains d'une surface d'émersion majeure (extension maximale en direction du bassin) ;

3- la surface d'émersion majeure se prolonge en direction du talus au-dessus des dépôts progradants qui n'ont aucun équivalent sur la plate-forme (coupe de la Pointière, passage Be4-Be5) ;

4- la surface d'émersion majeure se prolonge sur le talus par une surface d'érosion appelée surface de régression majeure ;

5- la surface d'émersion majeure souligne des dépôts agradants qui n'ont pas d'équivalents sur la plate-forme (ex. coupe du Cul de Lampe au passage Be5-Be6).

Tous ces points marquent des divergences avec les modèles de stratigraphie séquentielle existants. Ils conduisent à définir un nouveau modèle de dépôt plus adapté au système sédimentaire nord-vocontien (fig. 174). Dans ce modèle, l'ensemble des dépôts contemporains de l'émersion de la plate-forme (ou de la rampe interne) est placé dans le prisme de bas niveau. La surface d'émersion majeure prolongée vers le bassin par la surface de régression maximale coupe ce prisme en deux parties :

- la partie inférieure du prisme, en-dessous de la limite de séquence de dépôt *sensu stricto* (surface d'exposition aérienne de plus grande extension), correspond aux dépôts de bas niveau progradants (*Early Lowstand systems tract*).

- la partie supérieure du prisme, au-dessus de la limite de séquence de dépôt *sensu stricto* (surface d'exposition aérienne de plus grande extension), correspond aux dépôts de bas niveau agradants (*Late Lowstand systems tract*).

Le cortège de bas niveau se compose donc de plusieurs unités superposées, formant une unité progradante (*onlaps* régressifs), puis une autre agradante (*onlaps* transgressifs).

Dans ce cas, la limite de séquence de dépôt est formée par la superposition de plusieurs surfaces d'émersion, dont la plus avancée en direction du bassin recouvre l'ensemble progradant et souligne l'ensemble agradant. Le cortège de bas niveau ou *Forced regressive wedge sensu* Hunt et Tucker [1992, 1993, 1994, 1995] est donc assez voisin des *Early Lowstand systems tract* ou prisme de bas niveau progradant reconnu dans cette étude.

La différence essentielle entre ces modèles réside dans la nature des plates-formes étudiées et la place chronologique qu'occupent les remaniements gravitaires de bas niveau par rapport à la limite de séquence.

En effet, Hunt et Tucker [1992], ont étudié une plate-forme barrée à talus distal où la transition entre la plate-forme et le talus est nette. Ils ont remarqué que la période la plus favorable aux remaniements gravitaires correspondait à la période de progradation de la plate-forme, lors de la chute du niveau marin en-dessous de la



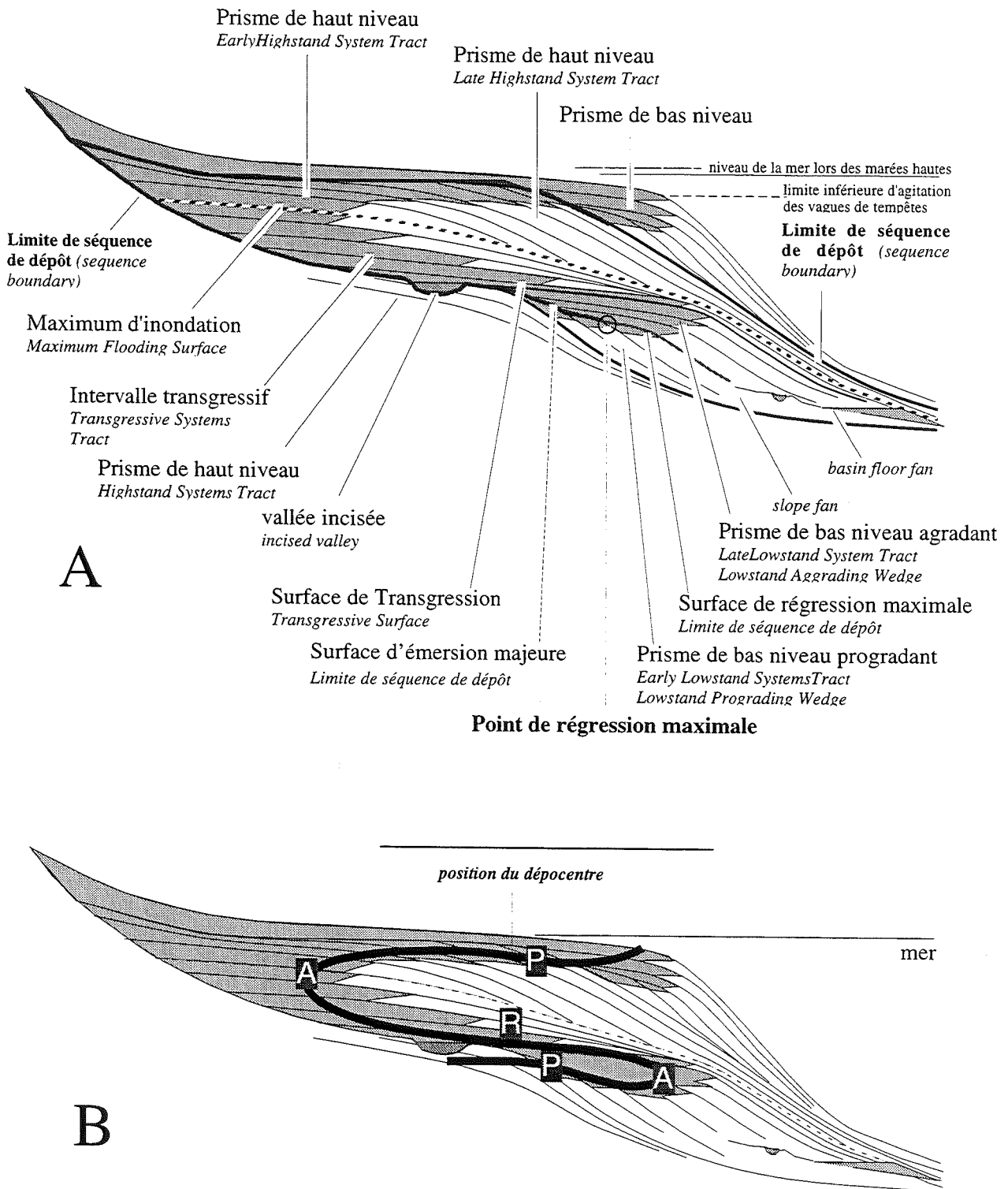
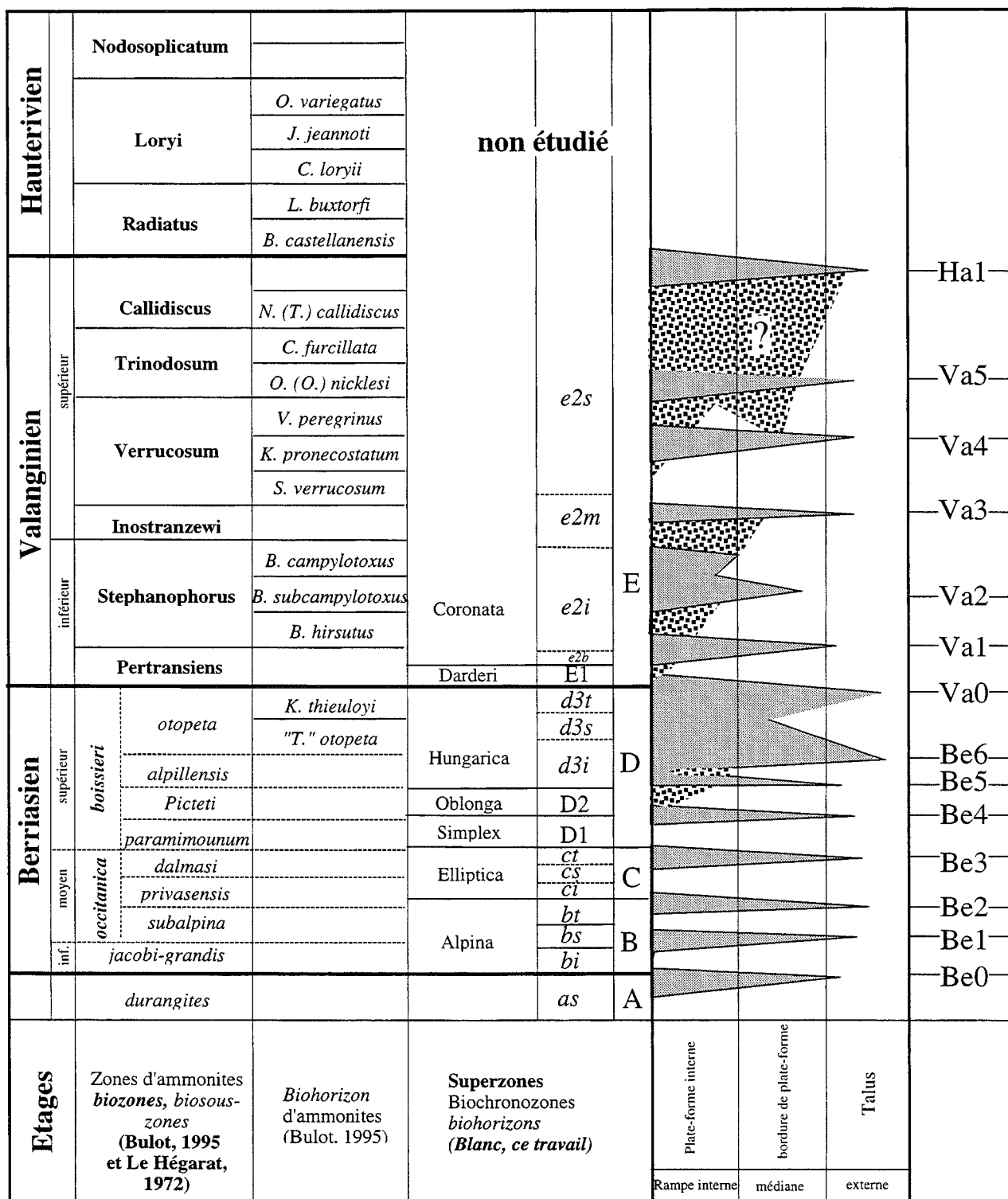


FIG. 175. - A : Représentation en coupe de la mise en place des cortèges sédimentaires au sein d'une séquence de dépôt idéale. Ce modèle regroupe les ensembles de sédimentation détritico majeure (*slope fan*, *basin floor fan*) et les ensembles sédimentaires subautochtones de bas niveau. B : Représentation en coupe du déplacement du déposé dans l'espace (trait épais et noir) au sein des cortèges de dépôt d'une séquence idéale, avec A : *agradation*, stationnement du déposé. R : *régradation*, déplacement du déposé en direction du continent et P : *progradation*, déplacement du déposé en direction du bassin.





 Lacunes stratigraphiques documentée par des surfaces d'altération liées à l'émersion  
 Lacunes stratigraphiques liées à l'érosion

FIG. 176. - Extension chronologique des lacunes sédimentaires dans le cadre biochronostratigraphique du Berriasien et du Valanginien (séquences de dépôt du Valanginien supérieur modifiées d'après Bulot, [1995]. Les zones en grisé sont les lacunes stratigraphiques (surfaces d'altération liées à l'émersion) ; les zones en pointillés sont des lacunes stratigraphiques liées à l'érosion.

bordure de plate-forme (régression forcée) jusqu'à sa stabilisation en son niveau le plus bas. Après avoir atteint le niveau marin le plus bas, au-dessus de la limite de séquence [sensu Hunt et Tucker, 1992], le système continue de prograder [Lowstand prograding wedge sensu

Hunt et Tucker, 1992] puis agrade (Lowstand aggrading wedge).

Au contraire, dans la plate-forme étudiée, les déstabilisations des dépôts interviennent le plus fréquemment en fin de progradation, soit à la fin du Early

*Lowstand systems tract* ; les surfaces remarquables qui les caractérisent (surface basale, surface sommitale, surface d'ablation, surface d'érosion sous-marine, ...) sont pour la plupart contemporaines de la limite de séquence.

En domaine nord-vocontien, au Berriasien supérieur (passages entre les séquences Be5-Be6 du Cul de Lampe et les séquences Be4-Be5 de la Pointière), les surfaces d'émersion à lacunes stratigraphiques du talus et de la bordure de plate-forme sont indissociables de celles qui ont été reconnues sur la plate-forme. Elles sont contemporaines des remaniements gravitaires et des surfaces clefs d'érosion du pied de talus et du bassin. De fait, la limite de séquence de dépôt qui leur correspond se place au-dessus des termes progradants (*Early LST*) et au-dessous des termes agradants et rétrogradants de ce prisme (*Late LST* et *TST*).

La synthèse des observations et les schémas de corrélation obtenus sur la rampe carbonatée du Berriasien-Valanginien aboutissent à des résultats qui reprennent les concepts du cortège transgressif et du prisme de haut niveau du modèle de stratigraphie séquentielle classique. En revanche le concept de prisme de bas niveau est différent. Dans le modèle proposé ici la limite de séquence est placée au sommet de la partie progradante du prisme de bas niveau et à la base de la partie agradante du prisme de bas niveau, au lieu d'être placée sous le cortège de bas niveau dans le modèle de Vail *et al.* [1987].

#### 4. - PLACE DES FORMATIONS ET DES LITHOFACIÈS DANS LE CADRE SÉQUENTIEL

Les découpages lithostratigraphiques ou séquentiels, ne reposent pas sur les mêmes critères de reconnaissance, il est donc illusoire, dans le cadre de corrélations à haute résolution, de tenter une correspondance exacte entre les séquences de dépôts et les lithofaciès ou des unités lithostratigraphiques.

Cependant je propose, à titre indicatif, de replacer dans le cadre séquentiel établi, les principales unités lithologiques classiquement reconnues dans le domaine nord-vocontien (fig. 171 et 177).

#### 5. - LE DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL *selon* DARSAC [1983], BOISSEAU [1987] ET ADATTE [1988]

Les discontinuités sédimentaires régionales reconnues à l'échelle du bassin vocontien et de sa marge nord dans les séries du Berriasien-Valanginien, tant dans des séries de plate-forme [Arnaud *et al.*, 1981 ; Darsac, 1983 ; Boisseau, 1987 ; Adatte, 1988] que dans le domaine de bassin [Arnaud *et al.*, 1981] ne sont pas caractérisées par les mêmes critères que ceux utilisés dans mon travail. Au sens de ces auteurs, elles sont matérialisées par un contact brutal entre deux milieux de dépôt très différents [Darsac, 1983], comme c'est le cas, par exemple, des discontinuités Di0, Di1, Di2 et Di3. Les discontinuités Di0 et Di1, reprises également par Boisseau [1987] puis Adatte [1988] délimitent aussi la base d'unités de dépôt globalement bathydécroissantes.

Pour Darsac, dans le Jura méridional, la discontinuité Di1 est une surface qui met en contact, dans la plupart des cas, des dépôts marins qui s'enrichissent vers

le haut en calpionelles (zone D2 à D3 partie inférieure, Remane *in* Darsac) sur des dépôts à affinités côtières. Cette discontinuité correspond, dans le secteur étudié par Darsac (Chambotte), à la surface de transgression (*transgressive surface*) de la séquence de dépôt Be4.

Boisseau [1987] utilisait la discontinuité Di1 en appliquant la même définition que Darsac (discontinuité qui met en contact des dépôts marins francs à calpionelles sur des dépôts assez confinés, coupe de la Buisse et de l'Echaillon) mais dans un domaine plus externe que celui étudié par Darsac. Son choix s'est alors porté sur une surface remarquable, bien visible dans la région de la Pointière et du Guiers mort et qui, dans ce travail, est placée dans la séquence de dépôt Be5 (voir partie III, avant-dernière partie du chapitre II). La discontinuité appelée Di1 *sensu* Boisseau n'est donc pas rigoureusement synchrone de la discontinuité Di1 *sensu* Darsac, puisqu'à la Chambotte cette discontinuité correspond avec la surface de transgression de la séquence de dépôt Be4. Boisseau [1987] a par ailleurs mis en évidence la présence de multiples surfaces de discontinuité (Di1.1, Di1.2 et Di1.3) intercalées dans les séries externes du talus jurassien entre la Di1 et la Di1', correspondant à la superposition brutale de sédiments externes sur des sédiments plus internes parfois marqués par l'émersion. En Chartreuse occidentale, la discontinuité Di1' de Boisseau, correspondrait soit à la limite de séquence de dépôt Va0 (coupes du Guiers Mort et de la Buisse par exemple) soit à la limite de séquence de dépôt Va1 (coupes de la Pointière, de l'Echaillon).

La discontinuité Di2, d'après Darsac [1983], est une surface de discontinuité majeure qui est marquée par un approfondissement brutal du milieu de dépôt. Elle correspond à la superposition de sédiments externes à calpionelles et foraminifères benthiques circalittoraux (*Montsalevia salevensis*) sur des niveaux émergifs à rudistes.

Dans la coupe de la Chambotte, cette surface coïncide avec la limite de séquence de dépôt Va1 et la surface de transgression de la même séquence de dépôt tandis que la surface de maximum d'inondation (*maximum flooding surface*) serait placée quelques centimètres au-dessus. Boisseau considère cette discontinuité dans le même sens que Darsac. Cependant en raison de la nature différente de son domaine d'étude, elle coïncide dans ses coupes à d'autres niveaux séquentiels, tantôt à la surface de transgression de la séquence Va1, tantôt à la surface de maximum d'inondation de la même séquence.

Pour Adatte [1988], les discontinuités Di1 et Di2 correspondent aux niveaux de dépôts les plus ouverts (microfaciès les plus externes sur un profil de plate-forme théorique) du passage Berriasien-Valanginien dans le Jura neuchâtelois et vaudois. De ce fait, les deux discontinuités utilisées correspondent respectivement, dans la plupart des coupes étudiées, aux surfaces d'inondation maximale (*maximum flooding surface*) des séquences de dépôt Be3 et Va1.

Le nombre de discontinuités diffère entre les auteurs en raison de la position géographique de leur secteur d'étude : en effet Darsac [1983] et Adatte [1988] ont étudié des coupes situées en domaine de plate-forme alors que Boisseau [1987] a étudié des coupes situées plus au sud, soit en bordure de cette plate-forme (la Pointière, la Buisse et l'Echaillon), soit dans le talus

Tithonien	Berriasien				Valanginien					Hauterivien			Etages	
<i>raouleri</i>	occitanica		boissieri		Pertrensiensis	Stephanophorus	Inostranzewi	Vertucosum	Trinodosum	Calliciscus	Radiatus	Loryi	Nodosoplacatum	Zones d'ammonites (Bulot 1994)
<i>jacobi-gavialis</i>	<i>subalpina</i>	<i>privorovskis</i>	<i>diducosi</i>	<i>parvianonensis</i>		<i>subcamptylotaxus</i>	<i>camptylotaxus</i>	<i>poncosantum</i>	<i>pergerinus</i>	<i>calliciscus</i>	<i>casidensis</i>	<i>C. loryi</i>	<i>O. variegatus</i>	
						<i>hirsutus</i>			<i>furcillata</i>					Superzones Biochronozones biohorizons (Blanc, 1995 et Remane, 1985)
Crassicolaria	Calpionella		Calpionellopsis		Calpionellites									
	<i>alpina</i>	<i>Elliptica</i>	<i>Simplex</i>	<i>Oblonga</i>	<i>Hungarica</i>	<i>Dardot</i>	<i>Comata</i>							Stratigraphie séquentielle
	U.I.O. : Unité inférieure oolithique U.S.G. : Unité supérieure gréseuse													Jura Neuchâtelois
														lithostratigraphie modifiée d'après Steinhauser & Charollais (1984) et discontinuités modifiées d'après Adatte (1987)
														Jura central
														lithostratigraphie modifiée d'après (Mouty, 1966 et Steinhauser, 1969)
														Jura méridional
														lithostratigraphie modifiée d'après Mouty (1966) et Steinhauser (1969) et découpage séquentiel d'après Darsac (1983)
														Chaînes subalpines Guiers mort
														Discontinuités d'après Boisseau (1987)
														Fontanil
														lithostratigraphie modifiée d'après Arnaud <i>et al.</i> , 1981; Blanc <i>et al.</i> , 1992 et 1993)

FIG. 177. - Tableau d'extension chronologique des unités lithostratigraphiques et des discontinuités dans le cadre chronostratigraphique du Berriasien-Valanginien avec la zonation d'Ammonites de Bulot [1995] et la zonation des Calpionelles [Remane, 1985 et ce travail].

nord-vocontien (le Guiers Mort). Dans cet intervalle stratigraphique, les épaisseurs des coupes en domaine de plate-forme y sont plus faibles qu'en bordure ou en domaine de talus, les surfaces clefs s'y télescopent les unes sur les autres et sont donc moins nombreuses, même si les lacunes et les émergences y sont plus nombreuses et plus longues.

## 6. - APPLICATION DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE À L'ÉTUDE DE LA MORPHOLOGIE DE LA PLATE-FORME

Les profils de plate-forme envisagés pour le Jurassique terminal et le Crétacé basal dans le domaine nord-vocontien sont, selon les auteurs, de type **rampe** [Wilson selon Kenter, 1990 et Pasquier, 1995] ou de type *by-pass margin* [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1992]. Or les modifications des environnements de dépôt et les variations des épaisseurs de séquence de dépôts observées suggèrent une évolution de la morphologie de la plate-forme durant le Berriasien et le Valanginien dans ce secteur.

L'analyse de la falaise continue de Chartreuse occidentale entre la cluse du Guiers Mort et Le Fontanil, depuis la bordure de plate-forme (secteur de la Grande Sure) jusqu'au pied du talus (Fontanil) permet de connaître la géométrie de la plate-forme nord-vocontienne au Berriasien supérieur.

### 6.1. Géométrie et épaisseurs des séries au Berriasien supérieur

Le panorama de la falaise de Chartreuse occidentale est composé de deux panneaux principaux : le premier, au nord, d'orientation E-W, entre le Guiers Mort et le Cul de Lampe et le second, au sud, se place entre le Cul de Lampe et le Fontanil d'orientation N-S. Cette falaise, en forme de chevron, entaille en son centre des niveaux internes de plate-forme (domaine du Cul de Lampe) et à ses deux extrémités des niveaux plus externes, de talus (Guiers Mort au nord, Fontanil au sud), de sorte que les limites de faciès sont orientées N30°-N40° dans ce secteur (fig. 82).

Les observations montrent que :

- la puissance de cette falaise n'est pas constante d'E en W (épaississement vers l'est) ou du N au S (dans le secteur septentrional, épaississement vers le sud puis, vers l'extrémité méridionale, affinement vers le sud),
- cette falaise est constituée par une superposition de corps sédimentaires qui montrent de grandes variations latérales de puissance au Berriasien supérieur (unités inférieures de la série très épaisses dans le secteur septentrional, unités moyennes et supérieures très épaisses dans le secteur le plus méridional de la falaise),
- certains corps sédimentaires, notamment ceux du Berriasien terminal, qui ont une extension limitée à la zone médiane de la falaise, s'affinent vers le sud et disparaissent vers le Cul de Lampe.
- les pans de la falaise qui sont orientés N150°, dans le secteur de la Grande Sure, montrent les amincissements de corps les plus forts.

Le sens de progradation de la plate-forme est donc orienté vers le SE (N150). La géométrie actuelle permet

de calculer pour le Berriasien supérieur des angles de pente inférieurs à 2°, compatibles avec un profil de **rampe carbonatée**. Ces résultats poussent à s'interroger sur le type de la morphologie héritée du Jurassique terminal et sur l'importance de la subsidence dans la sédimentation.

L'étude à l'échelle plurikilométrique autorise la restitution de la structure de la plate-forme en deux dimensions (fig. 178). Cette restitution a été construite en projetant les coupes sur un profil idéal, en adoptant systématiquement les distances horizontales minimales entre les affleurements et en respectant les données des paléoprofondeurs.

Alors que des travaux sur les bordures de plate-forme jurassique supérieur ont mis en évidence des pentes comprises entre 10 et 15° en Allemagne du sud [Wilson, 1986 selon Kenter, 1990] et au Maroc [Evans et Kendall, 1977 selon Kenter, 1990] ou voisines de 1 à 2° pour le Jura [Wilson, 1974 selon Kenter, 1990], en domaine jurassien-nord-vocontien Arnaud-Vanneau *et al.* [1992] proposent un modèle de plate-forme de type *by-pass* [Read, 1982]. Cette interprétation repose sur les arguments suivants :

- une forte discordance angulaire (voisine de 10°) entre les séries du Jurassique terminal de l'aiguille de Chalais et les niveaux carbonatés du passage Berriasien-Valanginien du Fontanil,
- la coupe transversale (Jura-Chartreuse-Vercors-bassin vocontien) proposée par Arnaud-Vanneau *et al.* [1992] présente 150 m d'épaisseur à la Buisse (bordure méridionale de la plate-forme jurassienne, puissante de 150 m environ) et 500 m au Fontanil [Arnaud *et al.*, 1981] pour le Berriasien,
- sur la présence de blocs récifaux métriques [H. Arnaud, comm. pers. 1994] observés en plusieurs affleurements placés dans le Jurassique terminal en Chartreuse (Chevalon de Voreppe, Guiers Mort) ou en Vercors (brèches d'Aizy).

De récentes analyses sédimentologiques et stratigraphiques du secteur du Fontanil [Blanc *et al.*, 1992, 1993] permettent une interprétation différente de la morphologie de cette plate-forme :

- A propos de la forte discordance angulaire entre les séries du Jurassique terminal de l'Echaillon et les niveaux carbonatés du passage Berriasien-Valanginien du Fontanil a été récemment attribuée [Blanc *et al.*, 1993] à des chevauchements et des niveaux de décollement développés à la base des marnes du Sautaret (Berriasien moyen basal) au-dessus des Calcaires blancs du Chevalon (Berriasien inférieur). Cette discordance angulaire ne correspond donc vraisemblablement pas à la véritable physionomie de la bordure de plate-forme.

- A propos des variations d'épaisseurs entre le Fontanil et la Buisse (coupes distantes de quelques kilomètres), l'étude de Boisseau [1987] montre que les faciès et les épaisseurs du Berriasien supérieur (100 m de série pour les séquences de dépôts Be5 et Be6 et Va0 *pro parte*) sont tout à fait comparables à ceux du secteur du Cul de Lampe, dans lequel le Berriasien est épais de près de 300 m. Alors que l'épaisseur de la série berriasienne au Fontanil est actuellement réévaluée à 350 m [Blanc *et al.*, 1993].

En ce qui concerne le secteur de l'Echaillon, depuis l'étude biostratigraphique des "Couches du balcon" par

Remane [1966], seule une étude sédimentologique et biostratigraphique en grand détail de la partie supérieure de l'affleurement a été effectuée [Boisseau, 1987]. Ces auteurs ont tous deux montré que l'ensemble des couches du Balcon et des niveaux placés sous les Calcaires du Fontanil (représentant près de 200 m de série), appartiennent au Berriasien supérieur [zone D des calpionelles, *sensu* Remane, 1985]. La partie inférieure (calcaires coralligènes de l'Echaillon), classiquement attribuée au "Tithonique" (cartes géologiques à 1/50 000) montre des analogies frappantes avec le "Marbre Bâtard" de la région neuchâteloise [Kilian et Lory, 1900], daté dans cette région du Berriasien moyen. C'est cette analogie d'ailleurs qui a conduit Kilian et Lory [1900] à comparer les "Calcaires jaunes de l'Echaillon", placés sous les couches du Balcon, avec ce lithofaciès de la plate-forme jurassienne. Il est donc possible que les niveaux classiquement attribués au Jurassique dans le secteur de la Buisse et de l'Echaillon appartiennent au Berriasien et dans ce cas le schéma de la bordure de la plate-forme tardi-jurassique de type *by-pass* classiquement admise ne se justifierait plus.

En ce qui concerne les brèches "récifales" tardi-jurassiques ou berriasiennes en zone dauphinoise, seules les études stratigraphiques et sédimentologiques de Remane [1963, 1964] sont exploitables. Cet auteur a montré que les niveaux de brèches du Chevalon (partie inférieure de la série du Fontanil), puissantes de quelques mètres, sont placées dans la partie inférieure de la zone B des calpionelles dans le Berriasien inférieur alors que la position stratigraphique des brèches du Guiers Mort reste inconnue. Les brèches de résédimentation, fréquentes dans tout le Jurassique terminal, sont interprétées [Remane, 1960, 1963, 1964] soit comme des *mass-flows* et *debris-flows* canalisés dans des vallées sous-marines (dans le domaine vocontien), soit comme des *mass-flows* et *debris-flows* en lobes (en domaine péri-vocontien dauphinois). Ces brèches sont essentiellement constituées en domaine dauphinois par des éléments hémipélagiques remaniés accompagnés de débris de bordure de plate-forme, comme des débris coralliens (centimétriques à métriques) ou des lithoclastes à ooides [Remane, 1970 et J. Remane, comm. pers., 1995]. Ils pourraient correspondre à des remaniements de récifs isolés plutôt qu'à des collapses de grande barrière corallienne. Pour conclure, ces éléments conduisent à un modèle de type rampe plutôt qu'à un type *by-pass*. Mais du fait que les distances réelles séparant les séries de plate-forme des séries de talus et que les relations géométriques plate-forme-bassin en secteur nord-vocontien au Jurassique supérieur et au Berriasien inférieur et moyen sont mal connues et que les études sédimentologiques et stratigraphiques de détail font encore défaut, il n'est pas possible d'écarter définitivement le modèle *by pass*.

## 6.2. Le domaine nord-vocontien à l'échelle hectokilométrique, implications des corrélations séquentielles sur le modèle de la plate-forme et de la subsidence

Les corrélations stratigraphiques montrent que les épaisseurs des séries berriasiennes et valanginiennes sont

très variables, moins de 50 m pour la région jurassienne, 600 m pour le domaine subalpin, 300 à 400 m pour le domaine vocontien. Dès lors, deux hypothèses s'affrontent pour expliquer de telles variations dans les épaisseurs de dépôt.

- soit l'on considère que ces grandes variations d'épaisseur de dépôt sont liées à une paléogéographie particulière héritée du Jurassique (morphologie *by-pass*) dont le talus a progressivement été comblé par l'accumulation des dépôts d'âge Berriasien.

- soit l'on considère par la nature des dépôts observés que les paléoprofondeurs du talus nord-vocontien (zone du Fontanil comprise) ne dépassaient pas 200 m, auquel cas l'eustatisme seul ne peut expliquer ces énormes variations d'épaisseur de dépôt.

En ce qui concerne la bordure de la plate-forme nord-vocontienne au Berriasien inférieur, il n'existe pas de travaux suffisamment détaillés pour estimer les paléoprofondeurs de dépôt en bordure de plate-forme ou dans le talus (dépôts hémipélagiques du Chevalon et du Sautaret).

Au sujet du Berriasien moyen et supérieur l'analyse sédimentologique et faciologique montre que les paléoprofondeurs de dépôt dans la zone de bordure de plate-forme (Boisseau [1987] et ce travail sur le secteur de la Pointière, du Cul de Lampe et du Guiers Mort) ou de talus (Fontanil) ne devaient jamais excéder 100 m (en raison de l'omniprésence de l'action des vagues dans la sédimentation et de l'absence de dépôts hémipélagiques francs). Sachant que l'ensemble de ces dépôts forme une accumulation de près de 250 m de sédiment, il est clair que toute cette zone a bénéficié de conditions de subsidence favorables. Dans le même intervalle de temps, dans le Jura neuchâtelois, les dépôts des séquences Be2, Be3, Be4 et Be5 *pro parte* sont accumulés sur une épaisseur qui n'excède pas 20 m. Les paléoprofondeurs de dépôt étaient voisines de celle qui régnaient en bordure de la plate-forme (quelques dizaines de mètres d'eau). La différence d'épaisseur s'expliquerait par une subsidence différentielle plus importante dans le secteur du Cul de Lampe. Pour une durée de 6 MA pour le Berriasien et de 5 MA pour le Valanginien, le Jura correspond à un domaine de faible subsidence moyenne (5 m/Ma ou 5  $\mu\text{m}/\text{an}$ ), les régions subalpines correspondent à un domaine de forte subsidence moyenne (50 m/Ma ou 50  $\mu\text{m}/\text{an}$ ) et le bassin vocontien correspond à une zone de subsidence moyenne intermédiaire (difficile à estimer en raison de la méconnaissance de la profondeur des dépôts du Berriasien inférieur).

En ce qui concerne le talus occidental du bassin vocontien, il est surprenant de constater que les dépôts hémipélagiques (souvent lacunaires) du Berriasien (coupe de Berrias) n'excèdent pas 40 m, alors que les dépôts du Valanginien sus-jacents (hémipélagiques) peuvent cumuler plusieurs centaines de mètres sans que la série soit condensée ou que des faciès de comblement apparaissent (région choméracoise, carte géologique à 1/50 000 Privas). En conséquence, dans l'hypothèse de durées voisines des étages Berriasien et Valanginien, il est très probable que les vitesses de subsidence n'aient pas été constantes dans ce secteur.

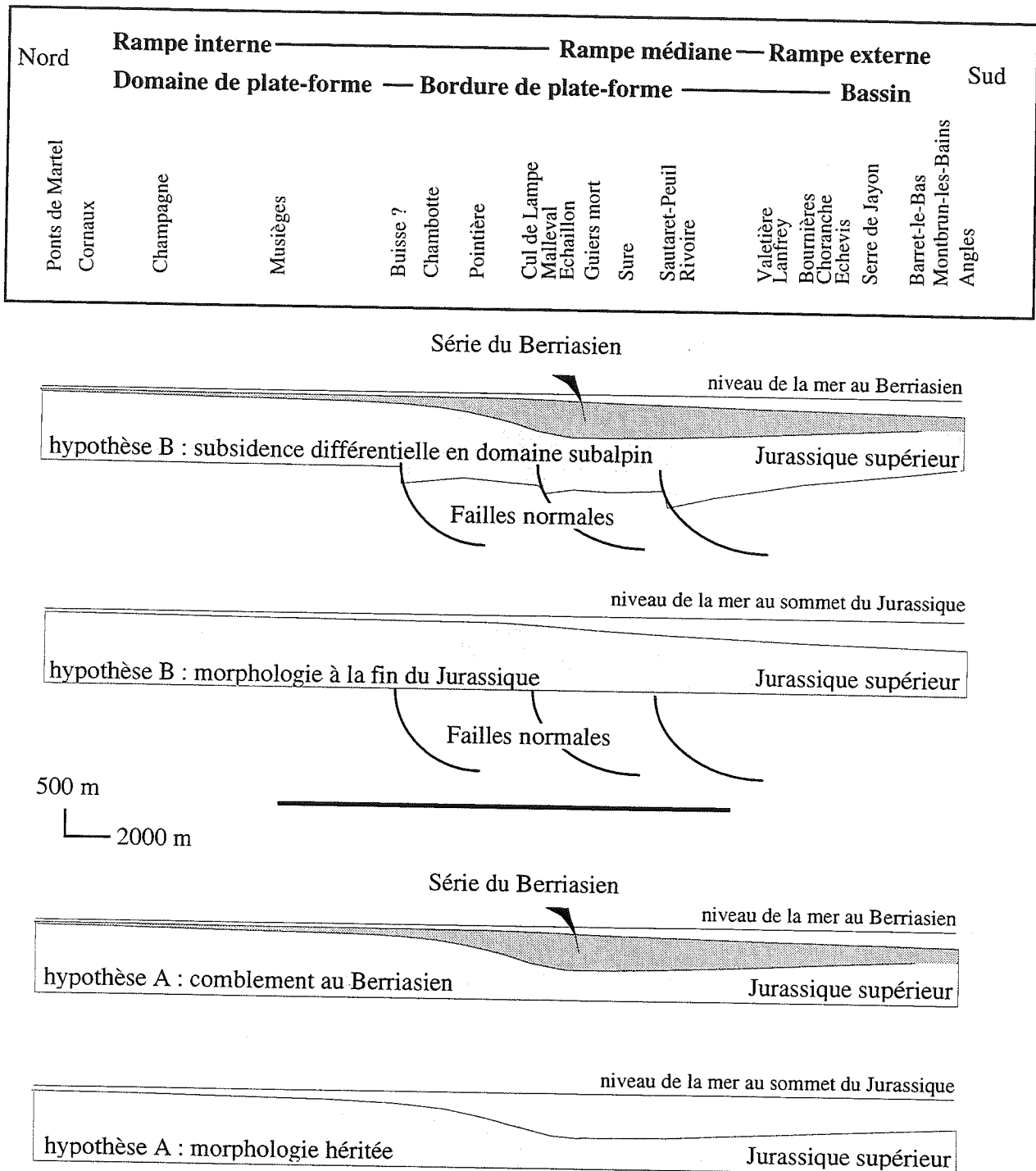


FIG. 178. - Morphologie générale de la plate-forme nord-vocontienne construite à l'échelle d'après les coupes citées, interprétation des paléoprofondeurs (partie III). A : Hypothèse d'une morphologie héritée du Jurassique supérieur de type *by pass*, comblée au Berriasien. B : Hypothèse d'une morphologie de rampe en domaine nord-vocontien à la fin du Jurassique (pente maximale de 2°), avec une zone de subsidence différentielle élevée en domaine subalpin.

Toutes ces observations conduisent à invoquer une subsidence différentielle, variable en fonction de l'aire de dépôt et de l'intervalle de temps concerné.

Le domaine dauphinois constitue en quelque sorte une "zone de subsidence élevée entretenue" au Berriasien et au Valanginien inférieur.

Le bassin vocontien et la plate-forme jurassienne sont établis sur une croûte continentale amincie, affectée

par des failles normales importantes ayant joué au Trias-Lias. L'importance de ces structures a été soulignée par Arnaud [1981] pour la faille de l'Isère, en bordure occidentale du massif du Vercors.

Il est probable que les anomalies de subsidence soulignées plus haut soient liées au rejeu de ces failles normales (où la mobilité de blocs basculés liasiques pourrait être invoquée).

### 6.3. Conclusions

L'analyse portée sur les niveaux du Berriasien supérieur nord-vocontien conduit à un profil de plate-forme de type **rampe carbonatée** complexe (fig. 171), qui signifie que, si le profil de plate-forme était de type *by-pass* à la fin du Jurassique [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1992], la pente du talus a été profondément modifiée au cours du Berriasien.

### 7. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le système sédimentaire Berriasien-Valanginien nord vocontien possède une morphologie de rampe carbonatée.

La disposition des corps sédimentaires au sein du transect établi est assez différente du modèle classique de stratigraphie séquentielle qui consiste à placer l'ensemble du cortège de bas niveau au dessus de la limite de séquence.

L'originalité du modèle est de séparer le cortège de bas niveau en deux par une surface corrélable depuis le domaine interne jusqu'au domaine de bassin. Surface interprétée comme une limite de séquence qui sépare le cortège de bas niveau en une partie inférieure progradante (sous la surface d'émersion majeure) qui appartient à la séquence sous-jacente et une partie aggradante (sur la surface d'émersion majeure) qui forme la base de la séquence suivante.



*Tâchons de faire parler ces vieux débris et écoutons ce qu'ils ont à nous raconter.* (Desor, 1868)

## Chapitre II

### GÉODYNAMIQUE DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS

Les corrélations entre la plate-forme et le bassin ont abouti à un modèle de plate-forme proche de celui d'une rampe carbonatée. Ce transect permet de suivre les transferts de sédiments, leur relation et leur fréquence selon les cortèges de dépôt.

La nature, la proportion et la préservation des éléments remaniés et des lithoclastes mettent en évidence différentes zones d'apport, mais ce sont avant tout les assemblages de figures sédimentaires qui permettent d'identifier la dynamique de dépôt et les transferts. Deux zones sont distinguées :

- le domaine ouvert du bassin, où les éléments remaniés et les lithoclastes sont extrêmement rares dans les sédiments ;

- l'ensemble plate-forme-talus, où les sédiments sont marqués par des assemblages d'éléments de nature variée et des figures sédimentaires dont l'importance (préservation) varie selon les cortèges de dépôt et, latéralement au sein d'un même cortège de dépôt.

#### 1. - LES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS DANS LE BASSIN

Les seules figures sédimentaires en domaine de bassin sont liés à des transferts de sédiments par remaniement gravitaire (*slump, gravity flow*), entraînant des déplacements de matériaux (généralement hémipélagiques) sur des distances plurikilométriques voire pluridécakilométriques. En dehors de ces figures sédimentaires, les séries montrent des alternances de marnes et de calcaires.

Existe-t-il un lien entre les alternances et les transferts de sédiments ? Deux hypothèses s'affrontent pour expliquer la genèse des alternances au sein des séries de bassin du Crétacé inférieur. L'une est fondée sur la notion de dépôt allochtone [Beaudouin *et al.*, 1974], l'autre sur la notion de dépôt autochtone (décantation).

Les analyses sédimentologiques et biologiques des séries vocontiennes du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur montrent que la décantation de matériel carbonaté biogénique et de produits terrigènes fins [Darmédru *et al.*, 1982] est le facteur dominant dans la sédimentation des alternances, indépendamment des phénomènes diagénétiques [Busson et Noël, 1991 ; Noël *et al.*, 1993].

#### 1.1. Sédimentologie des matériaux de la zone de bassin

Sur le plan sédimentologique, il n'existe pas d'éléments qui confirme l'idée de la mise en place turbiditique du couplet marne-calcaire [hypothèse Beaudouin *et al.*, 1974].

En effet, mes observations confirment celles de Bulot [1995] sur l'absence de granoclassement visible des

"couples" marnes-calcaires (coupe de Montbrun-les-Bains). Bulot [1995] cite également le cas, dans le Valanginien supérieur du bassin vocontien, de faisceaux de bancs entiers corrélables banc à banc sur une surface voisine de 6000 km<sup>2</sup>, dont la disposition ne peut pas s'expliquer par une origine turbiditique.

#### 1.2. Géochimie et minéralogie des matériaux de la zone de bassin

L'analyse géochimique des alternances de lits marneux et de bancs calcaires des séries de bassin du Crétacé inférieur montre que les teneurs en CaCO<sub>3</sub> varient entre 40 et 70 % pour les marnes et 60 et 95 % pour les calcaires [Cotillon *et al.*, 1980].

L'origine de la fraction argileuse dans les sédiments alternants du bassin vocontien semble liée à une origine détritique. Sur le plan minéralogique, Ferry [1979] a montré que l'illite et la kaolinite sont plus abondantes dans les marnes que les smectites, elles-même relativement plus abondantes dans les calcaires.

La mise en place de la fraction argileuse au sein des sédiments alternants est interprétée comme le résultat de la décantation soit de courants turbides distaux (dilution de matériel terrigène fin au débouché de deltas, ...), soit d'apports éoliens.

#### 1.3. Origine de la fraction carbonatée des sédiments de la zone de bassin

La fraction carbonatée des sédiments alternants de bassin se compose uniquement de fragments biogènes. Les éléments remaniés, les fragments meubles et les lithoclastes ne sont que des éléments accessoires, extrêmement rares dans les sédiments de la zone de bassin, qui n'interviennent pas dans le phénomène de l'alternance.

Les calpionelles sont les micro-organismes les plus répandus dans les sédiments de bassin du Berriasien-Valanginien inférieur mais, en raison des méthodes d'étude de ces formes (détermination en lame mince), seuls les niveaux indurés font l'objet d'échantillonnages, de sorte qu'il n'est pas possible d'affirmer si leur fréquence est liée à la lithologie. J'ai pu constater cependant que les bancs hémipélagiques très calcaires sont plus riches en calpionelles (coupe de Berrias, coupe de Majastres) que les bancs de calcaires marneux (Montbrun-les-Bains), ce qui indiquerait que ces formes seraient moins fréquentes dans les niveaux marneux. En ce qui concerne les ammonites, elles sont préservées (parfois en abondance) de façon discontinue dans les séries du bassin vocontien [Bulot, 1995]. Les niveaux très fossilifères correspondent dans la plupart des cas à

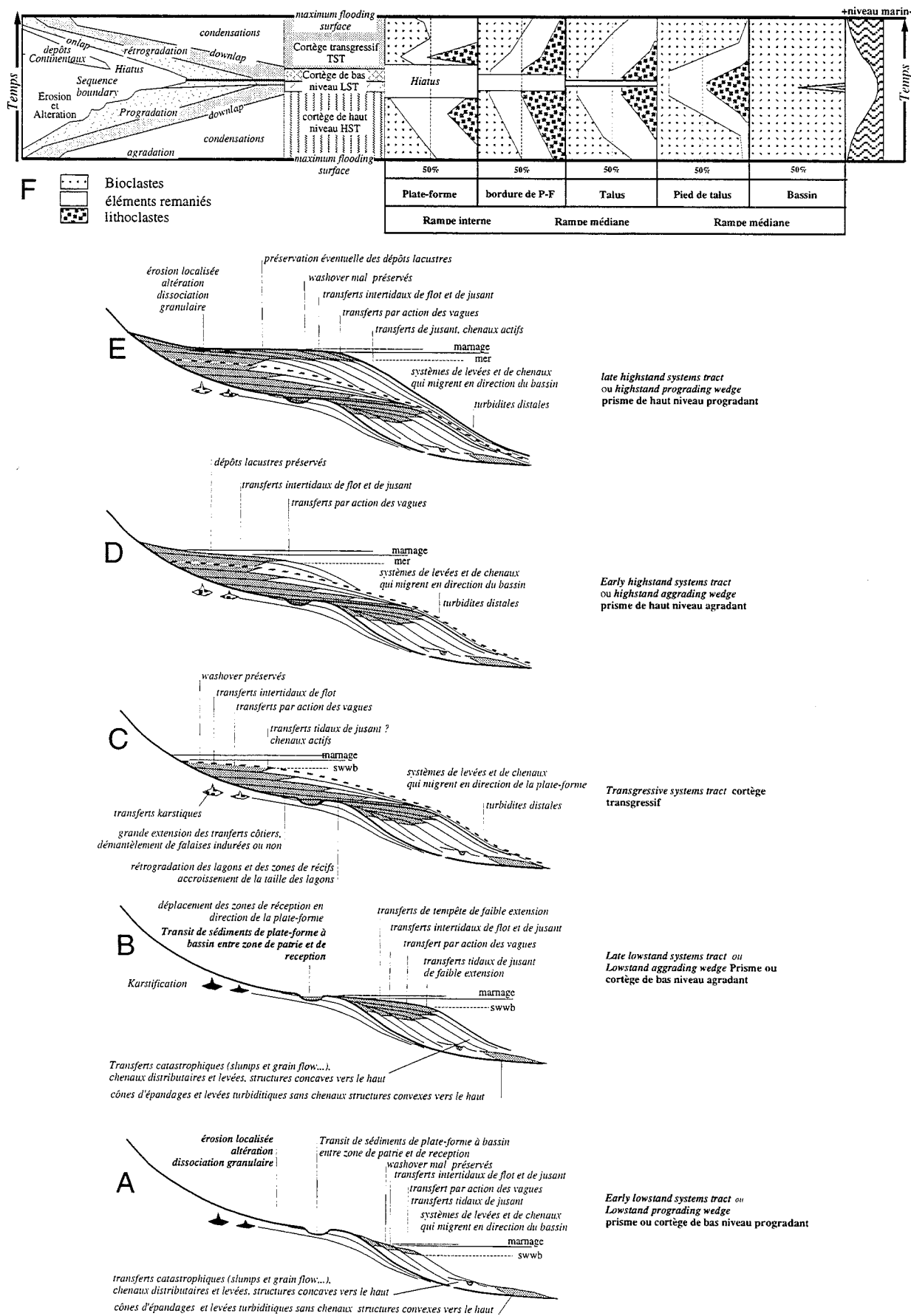


FIG. 179. - A, B, C, D et E : Représentation en coupe idéalisée, orientée NS de la mise en place des différents cortèges sédimentaires successifs en bassin vocontien au Berriasien supérieur-Valanginien. F : Relations entre les variations du niveau marin et les proportions des éléments carbonatés qui constituent les sédiments en domaine nord-vocontien.

des niveaux de condensation, soit en surface supérieure de bancs calcaires (condensation du sommet des calcaires du Chevalon, à la base des marnes du Sautaret), soit au sein même des bancs calcaires (condensation en Mb70, base de la sous-zone à *otopeta* à Montbrun-les-Bains), au-dessus d'une surface érosive (à la limite Berriasien-Valanginien, à Montbrun-les-Bains, entre Mb209 et Mb210), soit enfin, plus rarement dans les marnes (ammonites pyriteuses par exemple du sommet de la coupe de Vogüe, Zone à Pertransiens) ; mais il n'est toutefois pas possible, dans l'état actuel des connaissances, d'établir une règle sur la répartition de ces organismes en fonction de la lithologie.

En revanche, en reportant la bonne conservation des nannoflores du Barrémien d'Angles, qui écarte les phénomènes de dissolution, Noël [1968] avance que les nannofossiles n'ont pas la même représentation dans les niveaux calcaires et dans les niveaux marneux. En effet, cet auteur a montré que l'abondance des *Nannoconnus* dans les calcaires est liée à une accumulation dans des eaux limpides, où la fraction argileuse est absente [Busson et Noël, 1991 et Noël *et al.* 1993]. Au contraire, les *Coccolithophoridae* sont plus fréquents dans les marnes, ce qui indiquerait que ces organismes sont plus tolérants à une certaine turbidité de l'eau [Busson et Noël, 1991 ; Noël *et al.* 1993].

Dans le Berriasien-Valanginien, on pourrait penser que la fraction biogène non carbonatée est essentiellement représentée par les radiolaires (mF0) et les spicules de spongiaires (mF1) alors que dans la fraction carbonatée, les calpionelles seraient plus fréquentes. D'après Bulot [1995], la quantité relative de foraminifères benthiques (tests agglutinés et test hyalins) et d'ostracodes peut être également corrélée avec les variations de la fraction carbonatée du sédiment. Mais en l'absence d'études systématiques, il n'est pas possible de connaître les relations éventuelles entre la fréquence de ces organismes et la lithologie.

En conclusion, la fraction carbonatée est en quasi totalité représentée par des particules biogènes, directement issues du dépôt par décantation des microfossiles et nannofossiles subautochtones, dont la fréquence peut changer avec la lithologie. Les calpionelles, et dans une moindre mesure les ammonites et les foraminifères n'auraient pas subi un grand transport parce que généralement aucune trace de courant n'est visible au centre du Bassin Vocontien au Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.

#### 1.4. Origine de la fraction détritique des sédiments de la zone de bassin

La fraction détritique des alternances marnes-calcaires se compose en totalité de matériaux argileux fins dont la proportion est plus importante dans les niveaux marneux et moins importante dans les niveaux carbonatés.

#### 1.5. Conclusion sur les transferts de sédiments dans la zone de bassin

Au sein des calcaires comme des marnes, la dynamique de dépôt dominante est donc la décantation [Bulot, 1995]. Aucun transfert de sédiment particulier

n'est envisagé pour expliquer l'alternance marnes-calcaires. Celle-ci ne semble être donc liée qu'à l'importance relative des apports en argiles par rapport à l'importance de l'accumulation de la fraction carbonatée subautochtone (décantation pélagique). La mise en place turbiditique du "couplet" marnes-calcaires de la sédimentation alternante ne semble pas envisageable pour le Berriasien supérieur-Valanginien inférieur vocontien.

## 2. - LES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS DANS LA ZONE DE PLATE-FORME ET DE TALUS (OU ZONE DE RAMPE INTERNE ET MÉDIANE)

Les corrélations séquentielles montrent que la préservation des figures sédimentaires et des éléments remaniés ou des lithoclastes est sélective au sein des cortèges de dépôt.

Dans la plupart des cas, les sédiments sont, dans ces domaines, composés d'éléments peu ou pas remaniés (bioclastes), d'éléments remaniés et de lithoclastes.

*Remarque : Le quartz est abondant en domaine de plate-forme dès la base du Berriasien supérieur dans tous les cortèges des séquences Be3-Be4 et dans le prisme de bas niveau et le cortège transgressif de la séquence Be5. Il est vraisemblable que cette disposition soit liée à des conditions climatiques particulières (phase humide entraînant l'érosion de l'arrière-pays et une installation de cours d'eau) plutôt qu'un cortège de dépôt particulier (par exemple rareté des grains de quartz au sein des séquences de dépôt Be0, Be1, Be2).*

*Les transferts fluviaux sont privilégiés par rapport au transport éolien pour expliquer la présence des grains de quartz et de certains débris végétaux dans les sédiments marins. La figure 26 synthétise les différents processus envisageables pour expliquer ces transferts.*

### 2.1. Transferts et éléments transférés dans les cortèges de bas niveau (LST)

Dans la rampe médiane (bordure de plate-forme), la fréquence des éléments remaniés croît vers le haut dans le ELST (*Early Lowstand Systems Tract*), diminue vers le haut dans le LLST (*Late Lowstand Systems Tract*). Ceci a été observé dans les coupes de la Pointière et du Cul de Lampe (passage de séquences Be4-Be5, Be5-Be6).

Au pied de talus, les éléments remaniés restent rares et limités aux niveaux de remaniements gravitaires en masse (dans le Berriasien supérieur et le Valanginien inférieur, ils sont contemporains des émergences majeures sur la plate-forme). Ces remaniements gravitaires en masse (*slumps, mass flow*) sont les plus fréquents en fin de progradation et en base d'agradation du LST.

Au sein de la partie progradante du cortège de bas niveau, les éléments constitutifs des dépôts des cortèges de bas niveau montrent un accroissement progressif de la proportion d'éléments remaniés et de lithoclastes, dans la partie agradante ils sont suivis d'une diminution vers le haut. Localement, dans les cônes d'épandage détritique, généralement plus fréquents en contexte de bas niveau (passages Be3-Be4, Be4-Be5, Be5-Be6 ou Be6-Va0) les remaniements deviennent prépondérants (lithoclastes de toutes tailles et de toutes origines et fragments meubles hémipélagiques). Les matériaux proviennent en grande

partie des zones émergées (altération diagénétique) des séries de plate-forme (désagrégation du sédiment, circulation de cours d'eau ? circulation karstique ? flux gravitaires éventuellement canalisés dans des vallées incisées ?).

### 2.1.1. La partie inférieure du prisme de bas niveau

Dans le domaine de la rampe médiane (haut de talus et bordure de plate-forme), la proportion des lithoclastes et surtout des éléments remaniés (souvent micritisés et d'origine interne) s'accroît vers le haut et la taille moyenne des bioclastes augmente progressivement de la même manière. Les éléments d'origine circalittorale sont relayés par des éléments d'origine infralittorale (transition des séquences Be5 et Be6 des coupes du Cul de Lampe, de la Pointière, du Guiers Mort et du Fontanil). La teneur en argile diminue progressivement vers le haut (coupes de la Pointière et du Cul de Lampe au passage Be4-Be5 ou Be5-Be6 de Valetière et de Lanfrey au passage Be6-Va0). Cette baisse de la teneur en argile est attribuée à titre d'hypothèse à l'augmentation des apports en fraction carbonatée et à l'agitation des vagues (entraînant une remobilisation des particules fines).

Le long de la rampe externe, dans les cortèges de bas niveau, on peut observer des lithoclastes montrant des traces d'émersion (passage séquence Va2 à Va3 de la coupe de Malleval).

En pied de talus, à l'extrémité distale de la rampe externe, dans les zones d'écoulement privilégiées comme les axes de vallées incisées ou dans le lit de vallées sous-marines (Serre de Jayon passage Be3-Be4 et la base de la séquence Va0, biohorizon *d3t* sur l'ensemble des bordures du bassin vocotien), la fréquence des transferts en masse (slumps et *mass flow*) devient très élevée. Les matériaux reconnus sont d'origine hémipélagique (fragments meubles à calpionelles et calpionelles remaniées) mais également d'origine néritique (foraminifères benthiques de grande taille remaniés et lithoclastes d'origine médio à infralittorale). Compte tenu des connaissances actuelles les distances de remaniements sont estimées à plusieurs dizaines de kilomètres (localisation des niveaux d'origine des matériaux remaniés).

### 2.1.2. La partie supérieure du prisme de bas niveau

Vers le haut la proportion des éléments remaniés et des lithoclastes décroît. Dans la partie supérieure des cortèges sédimentaires de bas niveau (fig. 179B), les transferts en masse sont soit de moins en moins importants (et plutôt sous la forme de turbidites distales : Serre de Jayon, partie inférieure de la séquence Be4), soit absents (seulement sédimentation subautochtone, décantation hémipélagique et pélagique).

## 2.2. Transferts et éléments transférés dans les cortèges transgressifs (TST)

Les cortèges sédimentaires transgressifs sont agencés en unités rétrogradantes (fig. 179C) depuis le bassin jusqu'aux parties les plus internes de la plate-forme.

La texture des sédiments placés dans les cortèges transgressifs est généralement de type *grainstone-*

*floatstone* puis éventuellement de type *wackestone-packestone* vers le haut. La teneur en argile y est généralement assez élevée, formant une dépression dans le profil d'érosion.

Sur la rampe externe, les cortèges sédimentaires de transgression sont structurés pour l'essentiel par des transferts de tempête proximaux à distaux en direction du bassin (TST de la séquence Va3 de la coupe de Malleval). Des dépôts turbiditiques peuvent s'y développer également (plaquettes rousses de la séquence Va0 de Romeyer).

Sur la rampe médiane (bordure de la plate-forme et sur le talus), les sédiments dominants sont généralement bien triés, riches en fins bioclastes circalittoraux, appauvris en lithoclastes et en éléments remaniés (par rapport aux cortèges de bas de niveau), ce qui traduit vraisemblablement une sédimentation en zone non protégée, au-dessus de la surface d'action des vagues de tempête. La proportion d'éléments remaniés et de lithoclastes diminue vers le haut. Ce sont les transferts de tempête *onshore* ou *offshore* qui prédominent.

En domaine de rampe interne (plate-forme), la base du cortège transgressif montre habituellement une forte teneur en lithoclastes et en éléments remaniés. Généralement, l'importance des éléments remaniés et des lithoclastes se réduit brutalement un peu au-dessus de la base du cortège transgressif. Les dépôts lacustres et continentaux (vases à traces de racines, vases à charophytes, ostracodes d'eau douce) peuvent être remaniés ou/et préservés au sein des cortèges transgressifs (base de la séquence Be5 des coupes de la Chambotte et de Champagne). L'abondance des lithoclastes portant des traces d'émersion (galets avec microkarsts, fragments de paléosols, ...) à la base de certains cortèges transgressifs est interprétée comme le résultat du démantèlement de falaise côtière (rétrogradation de la falaise lors de la transgression).

Les effondrements des cavités karstiques berriennes-valanginiennes dans le Jura (exemple de la coupe de Bienne ou de Ponts-de-Martel à la base de la séquence Be2) sont placés à la base de cortèges transgressifs, lors de la remise en eau des parties précédemment émergées de la plate-forme. Les transferts de sédiments en direction du continent peuvent être préservés (*washover* de la base de la séquence Be2 aux Ponts-de-Martel). Les transferts en direction du bassin existent mais représentent une fraction mineure du sédiment, composée de lithoclastes et d'éléments remaniés à traces d'émersion. C'est dans ces cortèges sédimentaires que les remaniements sont les plus importants sur la plate-forme, comme l'atteste la présence de lithoclastes dont l'origine peut être de plus en plus ancienne vers le haut (base de la séquence Be4 à la Chambotte). En domaine de rampe interne (plate-forme interne), les transferts de sédiments sont difficiles à préciser (nature et teneur des éléments remaniés et lithoclastes variant verticalement et latéralement). De même la préservation des figures sédimentaires n'est généralement pas bonne et rend difficile l'interprétation des transferts de sédiments.

## 2.3. Transferts et éléments transférés dans les cortèges de haut niveau (HST)

Le cortège de haut niveau se divise en deux parties

distinctes, une partie agradante (partie inférieure du cortège) et une partie progradante (partie supérieure du cortège). Sur le talus, la proportion des éléments remaniés et des lithoclastes présents surtout au sommet du HST, augmente régulièrement depuis la base du HST jusqu'au sommet. Dans le bassin, rien ne permet de caractériser ces cortèges.

### 2.3.1. Partie inférieure des cortèges de haut niveau

Les corps sédimentaires qui forment la base des cortèges de haut niveau ont une extension de plus en plus grande en direction du continent (fig. 179D), entre la *Maximum Flooding Surface* et la surface théorique de "maximum de transgression". C'est dans cette première partie du HST que le système sédimentaire commence à développer, des zones de confinement sur la plate-forme. La proportion en résédiments (lithoclastes et surtout éléments remaniés fortement micritisés) est généralement forte dans la partie élevée des cortèges de haut niveau. Les bioclastes se raréfient jusqu'à disparition.

### 2.3.2. Partie supérieure des cortèges de haut niveau

Les corps sédimentaires qui forment la partie supérieure des cortèges de haut niveau ont une extension de plus en plus faible en direction du continent (fig. 179E).

Dans la zone de rampe médiane et externe (bordure de plate-forme et sur le talus), la proportion d'éléments remaniés augmente par rapport aux bioclastes. La taille moyenne des bioclastes augmente progressivement (passage d'éléments circalittoraux à des éléments infralittoraux visible dans le HST de la séquence de dépôt Be5 à la Pointière, au Cul de Lampe et au Guiers Mort).

En domaine de plate-forme, les transferts diagénétiques liés aux dissolutions (biochimie), aux activités bactériennes et à la végétation vont se mettre en place et se succéder.

### 2.3.3. Conclusion sur les matériaux transférés et les transferts dans les cortèges de haut niveau

En conclusion, sur la rampe, les transferts de sédiments qui sont les plus fréquents dans les corps de haut de niveau se font en direction du bassin.

Ce sont pour l'essentiel, des transferts d'éléments remaniés d'origine interne dans un environnement tidal (avec les périodes de jusant plus marquées) associé à un environnement mixte (vagues-marées). Il n'existe pas dans ces cortèges de dépôt de zone barrière à proprement parler (absence de barrière corallienne ou autre ...) en revanche la fréquence des figures sédimentaires associées aux marées semble assez grande (barres à accréation latérale et rides sous influence tidales dans la coupe de Buttes). Les environnements y sont donc vraisemblablement fortement influencés par les marées.

## 3. - CONCLUSION SUR LA RELATION ENTRE LES ÉLÉMENTS TRANSFÉRÉS ET LES TRANSFERTS DANS LES CORTÈGES DE DÉPÔT

Comme nous l'avons vu, les dépôts du Berriasien supérieur et du Valanginien en zone nord-vocontienne sont marqués par la resédimentation et affectés par les lacunes sédimentaires. La préservation partielle des séquences de dépôts Be3 et Be4 en domaine de plate-forme est clairement liée à d'importantes érosions postérieures.

En domaine de rampe interne et médiane (sur la plate-forme en bordure de plate forme, voire sur le talus) les principaux transferts sont liés à l'action des marées, des vagues et des tempêtes.

En domaine de rampe externe (pied de talus et bassin), en dessous de la zone d'action des vagues, le vecteur principal est la sédimentation par gravité. Somme toute, les transferts de sédiments sont également liés à l'espace disponible dans la mesure où la profondeur d'eau joue un rôle essentiel dans leur répartition. L'analyse des éléments transférés au sein des cortèges sédimentaires révèle que la préservation des traces de remaniement varie, notamment en fonction de leur extension :

- Dans le bassin, les remaniements semblent occuper une place moins importante (moins visible?) que dans les autres domaines. Les éléments constitutifs dominants sont les bioclastes, soit d'origine circalittorale soit pélagique. Les particules y sont assemblées par décantation et l'importance de leur déplacement ne peut généralement pas être estimée, quel que soit le cortège de dépôt.

L'extension chronostratigraphique des périodes de remaniements y est vraisemblablement très courte et liée aux fluctuations du niveau marin relatif (plutôt favorable pendant les intervalles des plus bas niveaux marins).

- En pied de talus, les séries s'enrichissent dans les cortèges de bas niveau en éléments remaniés et en lithoclastes (fraction généralement dominante) et en remaniements gravitaires en masse (*slumps*).

- Sur le talus (rampe médiane), la composition du sédiment est la plus variée dans le cortège de bas niveau (fort pourcentage de lithoclastes et éléments remaniés).

- En bordure de plate-forme (rampe médiane), les lithoclastes et les éléments remaniés sont présents dans tous les corps sédimentaires, sauf à la période de plus bas niveau marin marquée par une lacune. Le contexte hydrodynamique du cortège de haut niveau semble dominée par les marées alors que le cortège transgressif semble plus marqué par l'action des vagues.

- En domaine de plate-forme (rampe interne), où seuls les cortèges transgressifs et de haut niveau sont représentés, la part de la fraction détritique est très variable.

Les corrélations entre des coupes voisines montrent que les proportions des constituants des sédiments changent rapidement latéralement au sein des mêmes niveaux (voir coupes de Champagne et de Bonvillars).

*Lorsque de pareils changements s'opéraient dans la nature du liquide général, il était bien difficile que les mêmes animaux continuassent à y vivre. Aussi ne le firent-ils point. Leurs espèces et leur genre mêmes, changent avec les couches [...] ... et ces irruptions, ces retraits répétés, n'ont point été lentes, ne se sont point faites par degrés; la plupart des catastrophes qui les ont amenées ont été subites. La vie a donc souvent été troublée sur cette terre par des événements terribles, des calamités qui, dans les commencements, ont peut-être remué dans une grande épaisseur l'enveloppe entière de la planète, ... Des êtres vivants sans nombre ont été les victimes de catastrophes; les uns ont été détruits par les déluges, les autres ont été mis à sec dans le fond des mers subitement relevé; leur races même ont fini pour jamais, et ne laissent dans le monde que quelques débris à peine reconnaissables pour le naturaliste.*

Recherches sur les ossements fossiles, Discours préliminaire, Cuvier, 1790

## Chapitre III

### PALÉOCLIMATS

Certains éléments figurés préservés au sein des séquences permettent d'évaluer les conditions climatiques régnant au Berriasien-Valanginien à la périphérie du domaine nord-vocontien et les tendances dans les évolutions des paléotempératures de la Téthys dans ce secteur.

#### 1. - ÉVOLUTION ENVIRONNEMENTALE SYNTHÉTIQUE : LES TRACES DE MODIFICATIONS CLIMATIQUES

##### 1.1. Climat semi-aride puis contrasté au Berriasien inférieur

Les traces de sédimentation continentale au Berriasien et au Valanginien ne sont pas identiques d'un niveau à un autre. En effet, les sédiments continentaux et côtiers, dépôts supratidaux à évaporites du Berriasien inférieur du Jura (Purbeckien, séquence de dépôt Be1) sont liés à des environnements de *sebkha* sous un climat chaud et aride à semi-aride [Strasser, 1988]; la présence locale de petits niveaux lacustres à charophytes et ostracodes d'eau douce (lacs temporaires de petite taille) implique également une sédimentation sous climat aride plus contrasté (saisons vraisemblablement plus humides).

##### 1.2. Quel climat pour le Berriasien moyen ?

Au Berriasien moyen, il existe de moins en moins de niveaux continentaux vers le haut.

La sédimentation est généralement très carbonatée en domaine de plate-forme et de talus. Les dépôts de plate-forme sont marins, lagonaires, peu profonds à foraminifères benthiques et oncoïdes.

Plusieurs traces d'émersion correspondant à des karstifications (décamétriques ou décimétriques) ont été observées, sans que des dépôts lacustres aient été préservés. La kaolinite représente une bonne part du cortège des minéraux argileux dans la séquence de dépôt Be3 (interprétation d'après Adatte, [1988] et Adatte et Blanc, en cours). La cimentation est fréquemment de type phréatique d'eau douce [Joazimskyi *in* Pasquier, 1995], ce qui montre que des précipitations pouvaient exister.

Cet intervalle de temps montre le passage entre un climat chaud semi-aride et contrasté (absence de nappe phréatique permanente) au Berriasien inférieur et un climat chaud, plus humide (traces de nappes phréatiques d'eau douce au Berriasien moyen au passage entre les séquences de dépôts Be1 et Be2, avec les systèmes karstiques de Ponts-de-Martel et de Bienne par exemple).

##### 1.3. Climat chaud et plus humide au Berriasien supérieur

Les climats qui se sont succédés au Berriasien supérieur dans la région peuvent être partiellement reconstitués par quelques traces d'éléments continentaux observés dans les sédiments de cet âge sur la plate-forme.

C'est au cours du Berriasien supérieur en effet, dès la séquence de dépôt Be3, que la proportion des débris de quartz (débris de quartz anguleux à subanguleux dont la plupart sinon la totalité pourraient être d'origine fluviale) et la teneur en kaolinite prend une part importante dans la sédimentation. Plusieurs niveaux de marais côtiers (à ostracodes d'eau douce ou eau saumâtre, traces de racines, débris végétaux) de grande extension ont été observés. La karstification, souvent avec une faible pénétrativité (karstification inframétrique commune, sous forme de dissolutions intergranulaires et plus rarement de dissolutions à l'emporte-pièce) semble se développer lors de chaque épisode émergent du Berriasien supérieur.

Ces anomalies diagénétiques ne semblent pourtant pas liées à des nappes phréatiques d'eau douce agressives pérennes mais plutôt à des infiltrations ponctuelles d'eau météorique, incompatibles avec un climat très humide ou tempéré. L'importance de ces apports terrigènes est vraisemblablement liée aux épandages fluviaux générés dans le bassin de Paris à cette époque. Il est probable qu'au Berriasien supérieur peu élevé, une connection s'opérait entre l'aire boréale du bassin de Paris (plaine alluviale) et l'aire téthysienne nord-vocontienne-helvétique.

La présence de fougères [Médus et Mojon, 1990] dans les sédiments du Berriasien supérieur peu élevé (séquence de dépôt Be3) est un élément supplémentaire en faveur de l'hypothèse d'un climat au moins ponctuellement assez humide.

#### 1.4. Quels indices climatiques pour le Valanginien ?

D'importances incisions ont effacé la plus grande partie des niveaux du Valanginien inférieur sur la plate-forme jurassienne.

L'absence ou la rareté des débris de quartz (grains d'assez grande taille voisine ou supérieure à 100 µm et subarrondis) pourrait indiquer un climat moins humide qu'au Berriasien supérieur. Cela est confirmé par la kaolinite qui devient progressivement rare dans les dépôts du Valanginien supérieur [Adatte, 1988] alors qu'elle était présente jusque là. Les analyses des traces de végétaux aériens au sein des sédiments valanginiens du Jura [Fauconnier *in* Remane *et al.*, 1989] montrent la prédominance des conifères.

Peu de niveaux émergifs ont été préservés dans ces couches, ce n'est que dans les calcaires roux limoniteux du Jura (lithofaciès Limonite, base de la Zone à Verrucosum), que des traces continentales ont été formellement reconnues.

Ces éléments, comme je l'ai déjà montré (partie II et partie III), ont été remaniés sans grand transport et peuvent composer près de 80 % de la limonite sous forme d'éléments remaniés de paléosols (lithoclastes de dolomie-ankérite, de pisoides ferrugineux et de structures caliches, de type dolocrètes altérés par ferruginisation) (Partie III, Chapitre III). Ces lithoclastes, qui apparaissent brutalement dans la partie supérieure des calcaires roux du Jura ne sont pas retrouvés plus haut dans la série ; ils sont absents dès la base des marnes à bryozoaires (biohorizon à *pronocostatum*, Zone à Verrucosum). De toute évidence, ils correspondent au démantèlement d'une (ou plusieurs) croûte altéritique dans laquelle s'opposent des traces de milieu humide et chaud (fer amorphe, pisoides ferrugineux, kaolinite, ...) et des traces de milieu chaud et aride (croûte dolomitique, croûte d'anhydrite...). La présence de quelques éléments de paléosols remaniés à Malleval dans les niveaux les plus élevés de la séquence Va2 et les termes tout à fait inférieurs de Va3 (prisme de bas niveau associé) place cet épisode particulier dans l'histoire de la sédimentation valanginienne au-dessous de la Zone à Verrucosum.

Un épisode de bas niveau marin sous un climat tropical (calcrète à croûte ferrugineuse) est donc envisageable à la fin du Valanginien inférieur et ou à la base du Valanginien supérieur (partie supérieure de la Zone à Stephanophorus et ou Zone à Inostranzewi).

Aucune trace de sédimentation continentale n'a été observée dans les niveaux du Valanginien supérieur plus élevés.

#### 2. - LES INDICES DE CHANGEMENTS DE TEMPÉRATURES DES EAUX MARINES EN DOMAINE DE PLATE-FORME, ECHANGES DE FAUNES BORÉALES ET TÉTHYSIENNES

Les sédiments marins de plate-forme du Berriasien inférieur (séquence de dépôt Be0) sont assez riches en oïdes radiaux et micritiques [Strasser, 1988]. Alors qu'au Berriasien moyen (Be1 et Be2), les éléments figurés sont essentiellement attribués à des environnements lagonaires restreints à semi-ouvert à foraminifères benthiques peu diversifiés (*Miliolidae* et

*Trocholina*) respectivement associés à des algues et à des oïdes à cortex micritiques ou radiaires, au Berriasien supérieur, la sédimentation dominante est lagonaire, le plus souvent marine semi-ouverte à ouverte (riches en foraminifères benthiques diversifiés et en débris de quartz, pauvres en bioconstructions). C'est également au cours du Berriasien supérieur que se rencontrent en domaine de plate-forme des horizons ennoyés à calpionelles et crinoïdes, intercalés avec des niveaux lacustres ou lagunaires (charophytes, ...) au sommet de la séquence de dépôt Be4 (Chambotte), à la base de la séquence de dépôt Be5 (Chambotte) et à la base de la séquence de dépôt Be6 (Cul de Lampe, Pointière).

Au cours de la fin du Berriasien supérieur et du Valanginien basal, à l'occasion de baisses du niveau marin relatif (passages entre les séquences Be5-Be6 et Be6-Va0), de grandes épaisseurs de dépôts à *Bacinella* localement couverts par de fines bioconstructions à petits rudistes se développent sur l'ensemble de la bordure de plate-forme nord-vocontienne (partie élevée de la séquence de dépôt Be5, la séquence de dépôt Be6 à la Pointière, au Cul de Lampe et à Malleval). Ces niveaux alternent avec des niveaux plus marneux, assez riches en quartz. Il en résulte que les eaux devaient être assez chaudes, ponctuellement claires (carbonates purs très pauvres en fraction détritique fine), et le reste du temps assez turbides (fraction détritique grossière et fine importante, niveaux marneux et gréseux fréquents). Aucune modification importante de la température des eaux en domaine de plate-forme n'est perceptible dans l'intervalle Berriasien-Valanginien basal.

Plus haut dans le Valanginien supérieur, les sédiments de plate-forme sont essentiellement constitués par des sables à débris d'échinodermes, des bryozoaires dont les faunes passent de milieu chaud (faune 1) à froid [faunes 2a et 2b de Walther *in* Walther, 1986, 1989 et 1994], des brachiopodes, des foraminifères benthiques circalittoraux, des crinoïdes, des pectens et même des ammonites. Les structures sédimentaires de tempête ou de courants côtiers (dunes sous-marines plurimétriques de la séquence Va3) associées à des silicifications y sont très fréquentes. Les environnements de type lagons ne sont pas observés. Les eaux de la région devaient être soumises à des courants (côtiers) actifs avec des températures (faunes particulières de bryozoaires) sans doute plus basses que dans les niveaux sous-jacents.

#### 3. - LES INDICES DE CHANGEMENTS DE TEMPÉRATURES DES EAUX EN DOMAINE DE BASSIN, ECHANGES DE FAUNES BORÉALES ET TÉTHYSIENNES

En domaine distal, sur le talus ou dans le bassin, les sédiments montrent une évolution de la qualité et de la quantité de débris hémipélagiques.

La fin du Valanginien inférieur correspond à un changement drastique des faunes d'ostracodes [coupe du Colas, Mojon, comm. pers, 1995], mais aussi des faunes d'ammonites [Bulot, 1995] et des faunes de calpionelles [Remane, 1985 et ce travail].

Les calpionelles (nectopélagiques) sont les micro-organismes prédominants en domaine Téthysien au cours du Berriasien et du Valanginien inférieur ; brutalement, peu au-dessus de la base du Valanginien supérieur, elles deviennent rares dans les sédiments pélagiques des

bassins téthysiens. Les radiolaires qui jusque-là représentaient une part très variable des débris biogènes (généralement minoritaire), deviennent alors largement prédominants (coupe de la Charce, échantillons LC, voir chapitre V, partie II). En ce qui concerne les ammonites, les morphologies restent au Berriasien très voisines et peu diversifiées alors qu'elles sont plus diversifiées et plus nombreuses au Valanginien [Bulot, comm. pers. 1993].

Dès la Zone à *Inostranzewi* jusqu'au biohorizon à *furcillata* dans la Zone à *Trinodosum* des échanges fauniques importants entre les domaines boréaux et téthysiens sont observés [Bulot, 1995]. Ces échanges sont matérialisés par la présence de faune téthysiennes méditerranéennes dans les bassins boréaux de l'Europe du nord, durant la Zone à *Inostranzewi*, la base et le sommet (biohorizons à *verrucosum* et à *peregrinus*) de la Zone à *Verrucosum* et au cours de la Zone à *Callidiscus*.

Il est donc probable que les températures des eaux aient changé à ces occasions (plus froides ?). Il faut cependant noter que plusieurs horizons de sédiments hémipélagiques du Valanginien vocontien montrent des niveaux riches en fossiles boréaux (ostracodes, nannofossiles, ammonites, ...). Les datations de ces horizons (Va0 et Va1) sont souvent identiques à celles des niveaux d'ennoyage de la plate-forme jurassienne ("mfs" de Va0 par exemple).

Ils semblent être la trace de communications et d'échanges interbasinaux importants entre la Téthys et la

mer boréale plus froide à l'occasion de niveaux marins relatifs exceptionnellement élevés.

#### 4. - CONCLUSIONS

Les données sur les évolutions de températures des eaux marines en domaine de plate-forme comme en domaine de bassin sont visiblement contradictoires avec les évolutions paléoclimatiques. En effet, le "refroidissement" des eaux marines constaté dans la partie supérieure du Valanginien succède à une période paléoclimatique chaude aride (croûte dolomitique, croûte d'anhydrite...) et ou tropicale (ambre ?, calcrète et pisolites ferrugineux). Cela est à relier avec le fait qu'il n'y a pas de relation directe entre la température de eaux marines et les climats régionaux.

Dans le Jura, la préservation des séquences du Berriasien est meilleure que celle du Valanginien. Cela est peut-être lié au fait que les niveaux du Berriasien sont très carbonatés alors que ceux du Valanginien sont des niveaux d'ennoyage plus marneux (séquences Va1 et Va3), séparés par des surfaces d'émersion érosives très irrégulières. Cette superposition de niveaux d'ennoyage et de niveaux émergifs pourrait être liée à des variations importantes du niveau marin relatif. Il est non seulement probable que les amplitudes des variations du niveau de la mer aient été plus grandes au Valanginien mais aussi que les niveaux marneux du Valanginien ont moins bien résisté à l'érosion lors des périodes de bas niveau marin que les niveaux calcaires berriasiens.



## Chapitre IV

### CONCLUSION GÉNÉRALE

Les coupes situées sur le transect plate-forme-bassin ont été étudiées sous les aspects biostratigraphique, sédimentologique, diagénétique et géométrique. Les calpionelles et les foraminifères benthiques ont été utlisés comme moyen de datation et de corrélation.

En ce qui concerne les calpionelles, un découpage plus précis que les zonations existantes a pu être établi grâce à une interprétation phylétique positionnant des formes intermédiaires ou nouvelles dans l'arbre évolutif. La mise en évidence de calpionelles en association avec des foraminifères benthiques dans les sédiments de la rampe médiane a permis de caler l'extension des principaux taxons (coupes du Fontanil). La découverte de calpionelles dans les séries les plus internes de la rampe (Jura neuchâtelois) a précisé les datations de plusieurs niveaux clefs et la caractérisation de certaines séquences.

La distinction entre les fossiles remaniés et les fossiles peu ou pas remaniés, est fondamentale dans la mesure où la distinction précise l'attribution stratigraphique. Ainsi *Pseudotextulariella courtionensis*, foraminifère "marqueur" des séquences Be2 (Berriasien moyen non basal) et Be3 (Berriasien supérieur basal) en domaine jurassien, a été observé en remaniement dans des niveaux plus récents, du cortège de bas niveau progradant de la séquence Va2, en bordure de plate-forme (coupe de Malleval).

*Remarque : cette disposition n'est pas surprenante si l'on considère qu'en domaine interne, dans la région neuchâteloise, la séquence Va3 peut reposer sur la séquence Be3.*

L'étude sédimentologique (dynamique sédimentaire) et diagénétique détaillée des coupes a été d'un côté à l'origine de l'identification des limites de séquences et des corps sédimentaires, de l'autre côté à la source de l'analyse des transferts de sédiments.

Les analyses biostratigraphiques et sédimentologiques ont permis de proposer un schéma de corrélation plate-forme-bassin dans lequel des corps sédimentaires de bas niveau, des intervalles transgressifs et des corps sédimentaires de haut niveau ont été reconnus (fig. 171). A partir de ce schéma, il est possible de répondre aux questions posées au début de ce travail :

#### 1. - QUELLES SONT LES RELATIONS ENTRE LES GÉOMÉTRIES DES CORPS SÉDIMENTAIRES ET LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ?

Les corrélations entre les coupes de talus-bassin et de plate-forme argumentées par la biostratigraphie mettent en évidence les étapes de la mise en place des unités sédimentaires. La présence de surfaces d'émersion, de surfaces d'érosion, de paléokarsts décamétriques, de grandes quantités d'éléments remaniés et de lithoclastes sur la plate-forme et la présence d'éléments de plate-forme remaniés dans le talus, montre que certains

ensembles sédimentaires du talus et du bassin ne sont représentés sur la plate-forme que par des "altérations" et/ou des surfaces d'émersion. Ces surfaces-temps sont corrélables avec les cortèges de dépôt de bas niveau du talus et du bassin (séquences de dépôt Be1, Be2, Be3, Be4, Be5, Be6, Va0, Va1, Va2). Inversement, les intervalles de sédimentation en domaine de plate-forme correspondent aux intervalles de paléoprofondeur maximale en domaine de bordure de plate-forme et de talus. Ces variations dans la position des zones de sédimentation se traduisent également par de grandes différences d'épaisseur entre les dépôts de même âge sur la plate-forme, sur le talus et dans le bassin.

Indépendamment des paramètres de subsidence, les épaisseurs très réduites du domaine de plate-forme s'expliquent par la préservation préférentielle des niveaux les plus carbonatés au détriment des niveaux plus marneux (l'érosion liée aux limites de séquences Be2 et Be3 est beaucoup moins importante que l'érosion liée aux limites de séquence Be4, Be5 et Be6 Va0, Va1, Va2 et Va2) ; l'arrangement géométrique de la base des cortèges transgressifs ou des cortèges de haut niveau progradants (séquences Be5, Va1, Va2 par exemple) a une extension limitée à la bordure de plate-forme ou au talus, et se traduit dans les deux cas par une absence de corps sédimentaires, soit par lacune de sédimentation, soit par érosion postérieure au dépôt.

#### 2. - QUELLE EST L'IMPORTANCE DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTAIRE DANS CHACUN DE CES CORPS ?

Comme les séquences de dépôt, les transferts sédimentaires ne sont pas préservés d'une manière homogène. A priori tous les transferts de sédiments liés à l'activité des vagues (beau temps, tempête), aux courants côtiers, aux *rip-currents*, aux marées, aux remaniements gravitaires (*slumps*, *debris flows* et *mass flow*) sont envisageables à n'importe quelle époque et dans n'importe quel cortège de dépôt. L'analyse de détail montre que tous ces phénomènes peuvent y être reconnus mais dans des proportions très variables d'un cortège de dépôt à un autre, cela est interprété comme la conséquence de la préservation sélective des dépôts.

La partie supérieure du prisme de haut niveau et surtout la partie inférieure du prisme de bas niveau correspondent à des périodes de progradation de la plate-forme, particulièrement favorables à la préservation de transferts de matériaux en direction du bassin (soit par remaniement gravitaire en masse en pied de talus, ou dans le bassin) ; soit par d'autres processus comme les tempêtes, (tempestites proximales et distales) et les courants de marées (courant de jusant prédominant) où les éléments remaniés d'origine interne sont associés avec des éléments peu ou pas remaniés plus externes. Ce

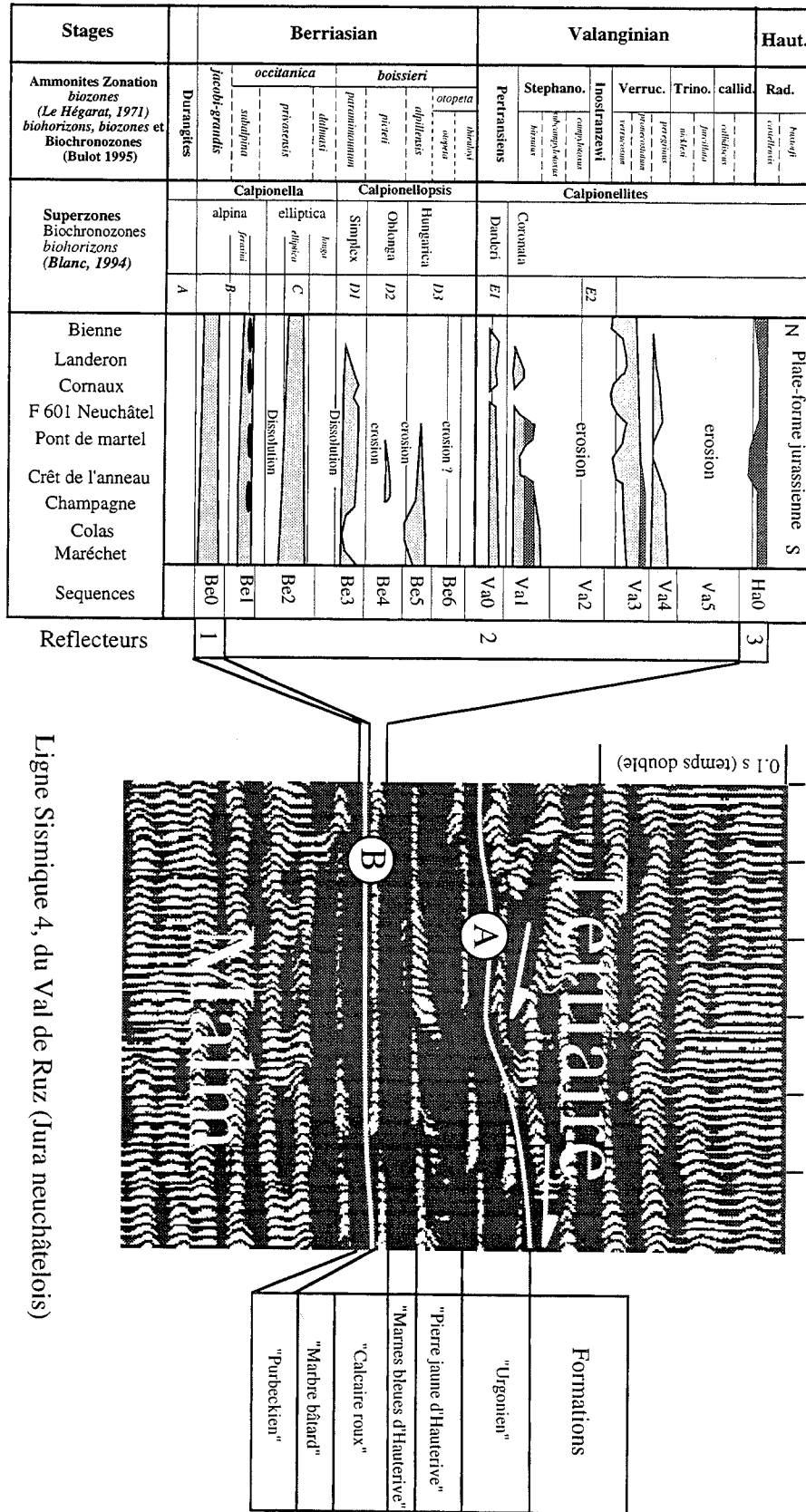


FIG. 180. - Correspondance entre la coupe temps du Jura neuchâtelois au Berriasien-Valanginien et un profil sismique réflexion du Val de Ruz (Sommaruga, en cours). Les épaisseurs réelles des séries du Berriasien-Valanginien sont estimées à 30 m d'après l'extrapolation avec les affleurements du secteur ; avec Be0 et Be1 = 10 m, Be2 = 10 m, Be3 = 5 m, Be4 < 1 m, Be5 < 5 m et Va0 + Va1 + Va2 + Va3 + Va4 = 2 à 8 m. L'ensemble de ces séquences de dépôt est représenté sur le document par une seule paraséquence *sensu stricto* !

sont dans les niveaux de même âge, qu'en zone de bassin se développent plus fréquemment des remaniements gravitaires en masse.

Les cortèges transgressifs (périodes de rétrogradation des faciès) sont des intervalles de temps également favorables au remaniement, mais plutôt sur de courtes distances et sur de plus faibles épaisseurs, soit par des processus de destruction de falaise, soit par la préservation des processus de tempêtes en direction du continent (*washover*).

Pendant les dépôts des cortèges transgressifs ou des prismes de haut niveau (Be3, Be4, Be5, Be6, Va0) les remaniements gravitaires sont moins fréquents dans le talus et le pied de talus.

### 3. - QUELLE PLACE OCCUPENT LES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE ?

La superposition dans le temps de différents cortèges de dépôt aboutit à des associations paradoxales : dans les dépôts jurassiens, des traces continentales *in situ* (traces de radicelles du sommet de la séquence de dépôt Va1) sont superposées à des dépôts hémipélagiques (calcaires et marnes à ammonites de la base de la séquence de dépôt Va3, Zone à *Verrucosum*, biohorizon à *verrucosum*). Cela est vraisemblablement lié à des variations importantes du niveau marin dans le temps.

De même la superposition de niveaux lacustres à charophytes et de niveaux à calpionelles (coupe de la Chambotte [Darsac, 1983 et ce travail], de la Pointière [Boisseau, 1987 et ce travail] au sein de la séquence Be4 et à la base de la séquence Be5 ne s'explique dans l'état actuel des connaissances, que par de grandes variations du niveau marin. Ces associations de matériaux d'origine variée peuvent être également résulter de transferts de sédiments.

En effet, dans un contexte progradant, les dépôts générés près de la ligne de côte, par des processus associés à cet environnement seront facilement érodés. Inversement, en contexte rétrogradant, les dépôts générés près de la ligne de côte, seront plus facilement protégés par les dépôts sus-jacents.

### 4. - BILAN ET PERSPECTIVES

Dans ce système sédimentaire, il existe des éléments biochronologiques qui permettent de corréler le bassin et

la plate-forme, de placer et d'estimer la durée des lacunes de sédimentation.

La technique de datation de surfaces par encadrement a permis de montrer par exemple que les remaniements gravitaires au passage Berriasien-Valanginien (surfaces d'érosion ou d'ablation, surfaces inférieures et supérieures de remaniements gravitaires dans le Bassin Vocontien) se placent précisément dans la partie élevée du biohorizon *d3t*, à la transition entre une étape de progradation (au sommet d'un LPW) et une étape d'agradation (LAW de la séquence Va0) matérialisée sur la rampe interne et médiane par une surface d'émersion majeure appelée limite de séquence Va0.

De plus, le transect plate-forme-bassin obtenu à partir des corrélations entre les coupes de terrain se révèle être beaucoup plus précis que les profils de sismique réflexion existants (fig. 180), notamment en domaine de plate-forme où la résolution de cette méthode ne permet pas de mettre en évidence toutes les lacunes stratigraphiques.

En résumé, les datations biostratigraphiques par encadrement montrent que :

- l'extension chronologique des lacunes stratigraphiques le long des surfaces remarquables est estimable,
- l'extension chronologique des lacunes de dépôt sur la plate-forme est largement supérieure à l'extension chronologique des ensembles sédimentaires préservés,
- la préservation des sédiments augmente en direction du bassin,
- il existe des surfaces d'enregistrement sédimentaire lacunaire, marquées par l'émersion sur l'ensemble du domaine de plate-forme et de la bordure de plate-forme, interprétées comme des limites de séquences (Be2, Be3, Be4, Va0, Va1, Va2),
- il existe, en domaine de plate-forme des surfaces d'érosion irrégulières majeures au Berriasien terminal-Valanginien interprétées comme des vallées incisées et marquées par l'absence des séquences de dépôt Be5, Va3, Va4 et Ha0,
- l'enregistrement sédimentaire est discontinu tant en domaine bassin qu'en domaine de plate-forme.

Les niveaux du Berriasien-Valanginien présentent une occasion unique : celle de bâtir sur un support chronostratigraphique de très grande précision éprouvé, à partir des calpionelles [Blanc, 1995] et des ammonites [Bulot, 1995], des corrélations à très haute résolution entre plusieurs bassins sédimentaires téthysiens et de tester le synchronisme de la mise en place des cortèges sédimentaires à l'échelle de la Téthys.

## Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les personnes qui sont à l'origine de ce travail, Annie et Hubert Arnaud qui, ont su, grâce à leur disponibilité et leurs conseils me faire partager leur passion des plates-formes carbonatées, Jürgen Remane qui m'a fait bénéficier de ses connaissances sur les calpionelles et la stratigraphie du Crétacé inférieur.

Je tiens également à remercier Christian Beck, Thierry Boisseau, Esmeralda Caus, Georges Mascle et Jean Philip d'avoir bien voulu faire partie du Jury.

Je remercie vivement Pierre-Olivier Mojon pour l'aide précieuse et l'avis éclairé de spécialiste des faunes d'ostracodes et des charophytes qu'il m'a donné. Je n'oublie pas non plus les longs moments en sa compagnie à refaire le monde.

A Chambéry, où j'ai toujours été bien accueilli et où j'ai partagé de bons moments en tant que moniteur et ATER, je remercie tout particulièrement Chrystel Desayes et Xavier Darmendrail pour leur amitié et les moments de franche rigolade que nous avons partagés. Merci également à Serge Fudral pour tous les services qu'il m'a rendu.

Michel Cousin a toujours su avec une agréable franchise et une très grande clairvoyance, me conseiller et me remonter le moral toutes ces dernières années, je lui exprime ici toute ma gratitude.

Merci à la famille Carrio, Elisabeth, Claude, Coraline et Maeva, pour toutes ces longues et agréables soirées.

Je remercie chaleureusement Anne et Raphaël Brobbel-Dorsman pour leurs témoignages d'amitié.

Merci également à Luc pour toutes les soirées de discussions passionnées et aussi pour tous les échanges géologiques et extra-géologiques qui ont largement enrichi ce mémoire.

Je n'oublie pas non plus Etienne Audebaud, Jean-Pierre Thieuloy, Maurice Gidon et Claude Kerckhove qui ont entretenu ma passion pour la géologie de terrain pendant mes années d'études à Grenoble.

Je remercie Martine Argot pour tous les conseils et l'aide qu'elle a bien voulu m'accorder.

Merci à Yves Lemennicier, pote de promo de Licence 1988, thésard voyageur avec qui j'ai partagé une partie de mon temps de thèse lors de mes pèlerinages à Grenoble. Je n'oublie pas non plus Edouard (héros modélisateur désabusé), Olivier, Naïma, Claire, Sébastien, Skipi (une barrette trois-quart), Pascale, Stéphane, Tayeb et Khalid.

Les analyses paléomagnétiques ont pu être réalisées grâce à Philippe Broun et Jacques Poccachard du CENG, dont je remercie la disponibilité.

Je remercie également tout particulièrement Catherine Kissel du laboratoire du CEA de Gif sur Yvette qui a traité les échantillons de Montbrun-les-Bains pour en analyser l'aimantation rémanente.

Merci à Serge Argenti, Louis Gandoy, Simon Guittard, les sympathiques "souffre-douleurs" qui ont "mangé" du Berriasien-Valanginien à l'occasion de leur mémoire de Maîtrise.

Je n'oublie pas non plus Yvan Moine avec qui et grâce à qui j'ai pu lever en rappel des coupes inédites comme la Balme de Sillingy, le Cul de lampe et le ravin de Lanfrey.

Merci également à tous ceux du laboratoire de géologie de l'Université de Neuchâtel, les descendants spirituels d'Emile Argand, je pense plus particulièrement à Bernard Kübler, Martin Burkhardt, Jean-Paul Schaer, Gregor Schönborn et bien sûr Jürgen Remane qui m'ont accueilli en franc-tireur au sein de cet institut en me ménageant un bureau en me faisant bénéficier de tous ses avantages. Mes remerciements vont également aux autres chercheurs et étudiants de Neuchâtel : Marc, Essaid, Patrick (chaud-lapin), Anna, Pierre et Catherine "Hirtig", David, Philippe, Caro (ainsi !), Sabine, Séverine, Nathalie et Marie-Pierre.

Je réserve une mention toute spéciale à Mac, satané français d'exportation, spécialiste du Rouge national, ennemi juré du "blanc qui pique", qui non content de préparer des lames minces de la plus haute qualité, souvent saupoudrées de calpionelles ("les lames fines mais pas trop") m'a apporté de nombreux rayons de soleil dans ma vie nuageuse et tourmentée de thésard migrateur. Merci à Carlos Beck, vrai chimiste géologuophobe qui ces dernières années n'a jamais perdu une occasion pour me faire rire.

Je suis très redevable à Thierry Adatte, non seulement pour les données qu'il a bien voulu me communiquer sur les minéraux argileux du Crétacé inférieur du Jura, pour son sens critique sans cesse en marche (qui mériterait de s'arrêter de temps à autre!) mais aussi surtout pour nous avoir accueilli chaleureusement à Neuchâtel pendant plusieurs mois.

Merci également à tous ceux de l'équipe Carbonates de la société Total du Centre de Beauplan, tout spécialement Bruno Granier et Catherine Javaux et tous les stagiaires avec qui j'ai eu l'occasion de travailler.

Je n'oublie pas non plus Jean-Claude Paicheler, Claude Fourquin, Henri Bergougnan et Guy Hata du laboratoire de Géologie de Reims, pour leur aide amicale que j'ai beaucoup appréciée.

Merci à M. S. Donovan, G. Mahler et L. Van Beethoven pour tous les moments de détente que nous avons passé ensemble. Je remercie également mes parents et beaux-parents pour m'avoir supporté (dans tous les sens du terme) toutes ces dernières années.

Enfin, je dois remercier tout spécialement Marie-Caroline, ma femme qui, par sa patience, son sens de l'humour et son amour a su me motiver pour mener ce travail à terme.

## Références

- ADATTE T. (1988). - Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien-Valanginien du Jura central. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Neuchâtel.
- ADATTE T. & BLANC E. (en cours). - Nature and evolution of clay mineral from the Berriasian-Valanginian: relations with global sea-level change ?
- ADATTE T. & RUMLEY G. (1983). - Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie, stratigraphie de la plate-forme berriasovalanginienne des régions de Ste-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). Trav. Diplôme, Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, 86 p.
- ADATTE T. & RUMLEY G. (1984). - Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie, stratigraphie de la plate-forme berriasovalanginienne des régions de Ste Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.*, **107**, 221-239.
- ADATTE T. & RUMLEY G. (1987). - Cretaceous from the Jura mountains. Third international Cretaceous symposium, Tübingen, Field-guide, part 3, Excursion A, 69-91.
- AIGNER T. (1985). - Storm depositional systems. in : *Lecture note in Earth Sci.*, **3**, 174 p., Springer Verlag, Berlin.
- ALLEMANN F. (1970). - Berriasian calpionellids in southern Spain. II<sup>nd</sup> Conf. Planktonic Proc., Roma, 1970. Abst.
- ALLEMANN F., CATALANO R., FARÈS F. & REMANE J. (1970). - Standart Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean province. II<sup>nd</sup> Conf. Planktonic Proc., Roma, 1970.
- ALLEN G.P. & MERCIER F. (1987). - Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, **8**, III, 7, 1247-1260.
- ALLEN J. R. L. (1985). - Principles of physical sedimentology. Unwin George Allen Ltd, London, 272 p.
- ALLEN P. & WIMBLETON W. A. (1991). - Correlation of NW European Purbeck Wealden (Non-marine Lower Cretaceous) as seen from the English Type-Areas. *Cretaceous Research*, **12**, 5, 511-526.
- ALLIOT C., FLANDRIN, J. & MOULLADE, M. (1964). - Les sédiments grossiers de la "Fosse vocontienne". Etude particulière du Berriasien de Marignac, au NW de Die (Drôme). *Trav. Lab. Géol. Lyon, N.S.*, **11**, 161-181.
- ANDERSON D. L. (1984). - Hotspots, polar wander Mesozoic convection and the geoid. *Science*, **223**, 347-353.
- ANDERSON F.W. (1964). - Rhaetic Ostracoda. *Bull. geol. Surv. G. B.* **21**, 133-174.
- ANDERSON F.W. & BAZLEY R.A.B. (1971). - The Purbeck Beds of the Weald (England). *Bull. geol. Surv. Great Brit.*, London, **34**, 175
- ANTOINE P. & GIROD J.-P. (1967). - Les environs de Malleval (Vercors occidental) : Etude stratigraphique et structurale. *Bull. carte géol. France*, Paris, **61**, 361-376.
- ANTOINE P., GIRAUD J.-P. & LE GUERNIC J. (1967). - Sur l'existence de faciès récifaux dans le Valanginien du Vercors septentrional. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **43**, 5-14.
- ARGENTI S. (1994). - Unités stratonomiques et stratigraphie séquentielle, exemple de la coupe du Peuil, Berriasien supérieur - Mémoire de maîtrise de l'Université de Grenoble, non publié.
- ARNAUD H. (1981). - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). *Géologie Alpine*, Grenoble, Mém. H.S. **12**, 3 vol., 297 fig., 804
- 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, **74/1**, 109-137.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980). - Micropaléontologie, paléocéologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys. L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, Grenoble, *Mém. Spéc.* **11**, 3 vol., 267 fig., 115 pl., 873 p.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1986). - Episodes transgressifs et renouvellements des foraminifères benthiques sur les plates-formes du Crétacé inférieur du Sud de la France. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, **10**, 406-420.
- ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (1991). - Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-valanginien inférieur et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **162**, 3, 535-545.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., ADATTE T., ARGOT T., 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.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. & BLANC E. (1992). - Berriasian-Valanginian Platform Margin in the Chartreuse. Platform Margin, Chichilianne, 3, Livret guide d'excursion.
- ARNAUD-VANNEAU A., BOISSEAU T. & DARSAC C. (1988). - Le genre *TROCHOLINA* PAALZOV 1922 et ses principales espèces au Crétacé. *Revue de Paléobiologie*, Vol. Spéc. **2**, Muséum d'Histoire Naturelle, Genève, 353-377.
- AUBERT D. (1978). - Brèches "spéléotectoniques" du Crétacé jurassien. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* **74/2** et *Bull. Lab. Géol. Miner. Géoph. et Musée Univ. Lausanne*, **233**, 97-113.
- BAIN R. J. & KINDLER P. (1994). - Irregular fenestrae in Bahamian eolianites: a rainstorm-induced origin. *J. Sedim. Res.*, **A64**, 1, 140-146.
- BAUMBERGER E. (1903). - Die Ammonitiden der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, **30**, 1-60.
- BARTENSTEIN H. & BRAND E. (1951). - Mikropalaontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. *Abh. sencken natf. Ges.*, Frankfurt am Main, **485**, 239-337.
- BARTENSTEIN H. (1959). - Feinstratigraphisch wichtige Ostracoden aus dem Nordwestdeutschen Valendis. *Palaont. Z.*, Stuttgart, **33/4**, 224-240.
- BARTENSTEIN H. & BURRI F. (1954). - Die Jura Kreide Grenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **47/2**, 426-443.
- BASSIUNI M.A.A. (1974). - *Paranotacythere* n. g. (*Ostracoda*) aus dem Zeitraum Oberjura bis Unterkreide (Kimmeridgium bis Albium) von Westeuropa. *Geol. Jb.*, Hannover, **A17**, 3-111.
- BAUMBERGER E. & MOULIN H. (1899). - La série néocomienne à Valangin. *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, **26**, (1898), 150-210.
- BEAUDOIN B. (1972). - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Caen.
- BEAUDOIN B., BIE J., CONARD M., GUY B. & LEDOEUFF D. (1974). - Essai d'analyse des rythmes dans les formations marmo-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **7/16**, 634-642.
- BECHSTÄDT T. (1979). - The lead-zinc deposits of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria), palinspastic situation, paleogeography and ore mineralisation. *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1978/3**, 221-235.
- BERGER A. (1978). - Long term variations of caloric insulation resul-

- ting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, **9**, 139-167.
- BIRKELUND T., HANCOCK J. M., HART M. B., RAWSON P. F., REMANE J., ROBASZINSKY F., SCHMID F. & SURLYK F. (1984). - Cretaceous stage boundaries - Proposals. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **33**, 3-20.
- BLANC E. (1990). - Sédimentation syntectonique au front d'une chaîne de collision en environnement littoral le cas du miocène de la région de Chambéry, Savoie, France. Mémoire de D.E.A., Univ. de Savoie, 35 p., 81 fig., 1 pl. HT.
- BLANC E., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BLANC-ALÉTRU M. -C. & MOJON P. O. (1995). - Importance of sediment transfer in the north vocontian carbonate platform during the Berriasian-Valanginian. 16<sup>th</sup> regional european meeting, Aix-les-Bains, I.A.S. -A.S.F.
- BLANC E., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BULOT L. G., GIDON M., THIEULOY J. -P. & REMANE J. (1992). - Les couches du passage du Berriasien au Valanginien dans le secteur du Fontanil (Isère, France). *Géologie Alpine*, Grenoble, **68**, 3-12.
- BLANC E., BULOT L. & PAICHELER J. C. (1994). - La coupe de référence de Montbrun-les-Bains (Drôme, SE France) : un stratotype potentiel de la limite Berriasien-Valanginien. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, **318/II**, 101-108.
- BLANC E., GIDON M., ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU A. (1993). - Superpositions tectoniques dans la carrière du Chevalon (Fontanil, Isère, France). *Géologie Alpine*, Grenoble, **69**, 21-32.
- BLANC E. & MOJON P. -O. (à paraître). - Un paléokarst du Crétacé basal (Berriasien moyen) dans le Jura suisse occidental (région de Bienne) : corrélations avec les domaines téthysien et boréal. *Cretaceous research*, London.
- BLANC-ALÉTRU M. -C. (1995). - Importance des discontinuités dans l'enregistrement des sédiments de l'Urgonien jurassien, micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. *Géologie Alpine*, Grenoble, Mémoire H.S. n°24 Thèse de doctorat, Univ. Neuch., Suisse, 281.
- BOISSEAU T. (1982). - Eustatisme et tectonique des plaques. Mém. de DEA. *Trav. lab. de Géol. de Grenoble*, **74** (Disponible auprès de la bibliothèque de l'Institut Dolomieu).
- BOISSEAU T. (1987). - La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse-Vercors), Analyse et corrélations avec les séries de Bassin. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Grenoble, 413 p. (Disponible auprès de l'Université de Grenoble).
- BORZA K. (1969). - Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjura und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Vyd. Slov. Akad. Vied.*, Bratislava, 301
- BORZA K. (1984). - The Upper Jurassic-Lower Cretaceous parabiostatigraphic scale on the basis of *Tintinninae*, *Cadosinidae*, *Stomiosphaeridae*, *Calcisphaerulidae* and other microfossils from the west carpathians. *Geol. Carpat.* **35**, 5, 539-550.
- BROWN L. F. & FISCHER W. L. (1977). - Seismic-stratigraphy interpretation of depositional systems : examples from the Brazil rift and pull-apart basins. in : éd., Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration, A.A.P.G. Mem. **26**, 213-248.
- BULOT L. G. (1992). - Les *Olcostephaninae* valanginiens et hauteriviens (Ammonitina, Cephalopoda) du Jura Franco-Suisse : Systématique et Intérêt biostratigraphique. *Revue de Paléobiologie*, Genève, **11**, 149-166.
- BULOT L. G. (1995). - Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le sud-est de la France (Berriasien à Hauterivien) : biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires. Thèse Univ. Grenoble, 375, 21 pl. H.T.
- BULOT L. G., ARNAUD-VANNEAU A. & BLANC E. (1992). - Basin type successions : biostratigraphic tools, stratigraphic gaps and reworked sediments. Platform margin, Chichilianne, Livret guide d'excursion.
- BULOT L. G., BLANC E., THIEULOY J. P. & REMANE J. (1993). - La limite Berriasien-Valanginien du Sud-Est de la France, données biostratigraphiques nouvelles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312/II**, 1771-1778.
- BULOT L. G. & THIEULOY J. -P. (1993). - Implications chronostratigraphiques de la révision de l'échelle biostratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **317/II**, 387-394.
- BULOT L. G., THIEULOY J. -P., BLANC E. & KLEIN J. (1992). - Le cadre stratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France : définition des biochronozones et caractérisation de nouveaux horizons. *Géologie Alpine*, Grenoble, **68**, 13-56.
- BUSNARDO R. (1984). - Crétacé inférieur : échelles biostratigraphiques. in : *Mém. Bur. Rech. Géol. Min. éd., Synthèse géologique du sud-est de la France*, Orléans, **125**, 291-294.
- BUSNARDO R. & THIEULOY J. -P. (1989). - Les ammonites de l'Hauterivien jurassien : révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, **11**, 101-147.
- BUSNARDO R., THIEULOY J. -P., MOULLADE M., ALLEMANN F., COMBEMOREL R., COTILLON R., DONZE P., FERRY S., MANIVIT H., REMANE J. & RIO M. (1979). - Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France). Les stratotypes français, C.N.R.S. éd., **6**, 143 p..
- BUSSON G. & NOËL D. (1991). - Les *Nannoconidae* indicateurs environnementaux des océans et des mers épicontinentales du Jurassique terminal. *Oceanologica acta*, **14/4**, 335-356.
- CADISCH J. (1932). - Ein Beitrag zum Calpionellen-problem. *Geol. Rund.*, **XXIII**, 241-257.
- CALLOMON J. H. (1985). - Biostratigraphy, chronostratigraphy and all that-again! *Proc. Internat. Sym Jurassic Stratigraphy*, Erlangen, **3**, 611-624.
- CARSON G. A. & CROWLEY S. F. (1993). - The Glauconite Phosphate Association in Hard-grounds - Examples from the Cenomanian of Devon, Southwest England. *Cretaceous Research*, London, **14**, 1, 69-89.
- CATALANO R. & LIGUORI V. (1971). - Facies a calpionelle della Sicilia occidentale. *Proceed. II Plankt. Conf.*, Rome, 167-210.
- CHAMLEY H. (1987). - Sédimentologie. Géosciences, **175**, Dunod Ed. Paris.
- CHAMLEY H. (1988). - Les milieux de sédimentation. Dunod Ed.
- CHAROLLAIS J., BRÖNIMANN P. & NEUMANN M. (1965). - Deuxième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Signification stratigraphique et extension géographique de *Sabaudia minuta* (HOFKER). *Arch. Soc. Phys. Hist. nat.*, **18/3**, Genève, 624-642.
- CHOQUETTE P. W. & PRAY L. C. (1970). - Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **54**, 207-250.
- CHRISTIE-BLICK N. & DRISCOLL N. W. (1995). - Sequence stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **23**, 451-478.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. & LE HÉGARAT G. (1986). - Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **79**, 2, 319-341.
- COLIN J.P., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD, N., CHERCHI, A. & SCHROEDER R. (1984). - Charophytes and ostracods from the Berriasian (Purbeckian facies) of Cala d'Inferno (Nurra region, NW Sardinia). *Boll. Soc. paleont. Ital.* **23/2**, 345-354.
- COLLOQUE SUR LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR, 1963. - (1965). Lyon, *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, Paris, **34**, 834.
- COLLOQUE SUR LA LIMITE JURASSIQUE-CRÉTACÉ, 1973. - (1975). Lyon-Neuchâtel. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, Paris, **86**, 394.
- COLOM G. (1934). - Estudios sobre las Calpionelas. *Bol. Soc. Esp. hist. nat.*, 379-389.
- COLOM G. (1948). - Fossil tintinnids; loricated infusoria of the order of the Oligotricha. *J. Paleontology*, **22**, 233-263.

- COQUAND H. (1869). - Nouvelles considérations sur les calcaires jurassiques à Diceras du Midi de la France, en réponse à la note de Hébert du 9 novembre 1868. *Bull. Soc. géol. France*, 2/27, 73.
- COQUAND H. (1875). - Notes sur les calcaires coraliens à *Terebratula reppelliniana* de la Basse Provence et du Languedoc. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 3/2, 670-686.
- COTILLON P. (1971). - Le Crétacé inférieur de l'Arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Statigraphie et sédimentologie. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, 68, 313.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD G., JAUTÉE E., LATREILLE G. & RIO M. (1980). - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France, Sud-Est) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7/22, 735-744.
- CROS P. G. (1979). - Genèse d'oolithes et de grapestones, plate-forme des Bahamas (Joulters Cays, Grand Banc). *Bull. Centre Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 1, 63-139.
- DARMEDRU C., COTILLON P. & RIO M. (1982). - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leur relations dans les dépôts crétacés alternants du Bassin Vocontien (SE France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, 627-640.
- DARSAC C. (1983). - La plate-forme berriasio-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie), sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Grenoble.
- DAVIES, P.J., BUBELA, B. & FERGUSON, J. (1978). - The formation of ooids. *Sedimentology*, Amsterdam, 25, 703-730.
- DECONINCK J.-F. (1993). - Clay mineralogy of the Late Tithonian-Berriasian deep sea carbonates of the Vocontian trough (SE France) : relationships with sequence stratigraphy. *Bull. Centre de Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 17, 1, 223-234.
- DE MONTMOLLIN (1835). - Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. *Bull. Soc. Sci. nat. neuchâtel*, 1, 49-65.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.-E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.-C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAUER, J.P. (1985). - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/2 000 000 allant de l'atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8, t.1, n°5, 637-652.
- DEROO G. (1956). - Etude critique au sujet des Ostracodes marins du Crétacé inférieur et moyen de la Champagne Humide et du Boulonnais. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, Paris, 11, 1499-1545.
- DÉSOS E. (1853). - Sur l'étage inférieur du groupe Néocomien. *Bull. Soc. Neuchâtel. Sci. nat.*, 3.
- DÉSOS E. (1854). - Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe néocomien (étage Valanginien). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, 3, 172-180.
- DÉSOS E. (1864). - Tableau des formations géologiques du canton de neuchâtel. *Bull. Soc. neuchâteloise Sci. nat.*, VI, extrait disponible à l'Université de Neuchâtel.
- DÉSOS E. & GRESSLY A. (1859). - Etudes géologiques sur le Jura Neuchâtelois. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, 4, 42.
- DÉTRAZ H. & MOJON P.-O. (1989). - Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la téthys entre le Tithonique-Portlandien et le Valanginien : corrélations biostratigraphique et séquentielle. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 82, 1, 37-112.
- DEVILLE Q. (1989). - New observations on "Keystone-vugs" : their formation and preservation in recent beaches and consequences for interpreting ancient sedimentary deposits. International Association of Sedimentologists 10<sup>th</sup> Regional Meeting, Budapest, Abstract, 72-73.
- DEVILLE E. (1992). - Balanced cross sections in the subalpine chains- in Field Trip book, A.A.P.G. 1992.
- DONZE P. (1964). - Ostracodes berriasiens des massifs subalpins septentrionaux (Bauges et chartreuse : *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* (n.s.), 11, 103-160.
- DONZE P. (1965). - Espèces nouvelles d'ostracodes des Couches de base du Valanginien de Berrias (Ardèche). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* (n.s.), 12, 87-107.
- DONZE P. (1968). - Espèces nouvelles du Crétacé inférieur vocontien. *Geobios*, Lyon, 1, 71-80.
- DONZE P. (1973). - Corrélations stratigraphiques dans le Berriasien-Valanginien inférieur du Sud Est de la France, sur la base de nouveaux *Trachyleberidinae* (Ostracodes). Remarques paléo-écologiques. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 57, 1-13.
- DONZE P. (1976). - Répartition stratigraphique des espèces du genre *Protocthyere* TRIEBEL 1938 (Ostracoda) dans le Valanginien de la région de Chabrières (Alpes-de-Haute-Provence). *Revue de Micropaléontologie*, Paris, 19/1, 19-26.
- DONZE P. & LE HÉGARAT G. (1965). - Les dépôts de la limite Berriasien-Valanginien dans le stratotype du Berriasien à Berrias (Ardèche et dans la région voisine). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 260, 3707-3709.
- DONZE P. & LE HÉGARAT G. (1966). - Les dépôts de la limite Berriasien-Valanginien dans le nord de l'Ardèche sédimentaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, 610-612.
- DONZE P. & THIEULOY J.-P. (1975). - Sur l'extrême condensation du Valanginien supérieur dans le Jura neuchâtelois et sa signification dans l'ensemble des formations valanginiennes du sud-est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, série D, 1661-1664.
- DORHÖFFER G. & NORRIS G. (1977). - Palynostratigraphische Beiträge zur Korrelierung jurassisch-kretazischer Grenzschiefer in Deutschland und England (Palynostratigraphic contributions to correlation of Jurassic-Cretaceous boundary strata in Germany and England). *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, Stuttgart, 153, 1, 50-69.
- DOTT R. H. J. & BOURGEOIS J. (1982). - Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *J. Sediment. Petrol.*, Tulsa, 53, 5-23.
- DROXLER A. W. & SCHLAGER W. (1985). - Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the bahamas. *Bull. Soc. Am. Geol.*, 13, 799-802.
- DUNHAM R. J. (1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *A.A.P.G. memoir* 1.
- DURAND J. & NOBLET B. (1986). - Paléocourants dans la formation du grès armoricain : persistance des mécanismes de transport dans la formation en domaine cratonique. *Rev. géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 27, 13-24.
- EINSELE G. (1992). - Sedimentary basins-Evolution, Facies and Sediment budget. Springer-Verlag, 628 p. Berlin Heidelberg.
- EINSELE G. & RICKEN W. (1991). - Limestone-Marl alternation - an Overview. in : Einsele G., Ricken W. & Seilacher A., éd., Cycles and events in stratigraphy, Springer-Verlag, 23-47.
- EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. (1991). - Cycles and events in stratigraphy - Basic concepts and terms. in : Cycles and events in stratigraphy, Einsele G., Ricken W. & Seilacher A., 1, 1-21. Springer Verlag.
- EKDALE A. A., BROMLEY R. G. & PEMBERTON S. G. (1984). - Ichthyology : trace fossils in sedimentology and stratigraphy. Short course 16. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Tulsa.
- ELLIOTT T. (1986). - Siliciclastic shorelines. in : Reading H. G., éd., Sedimentary environments and facies, Oxford, 155-188.
- EVERTS A. J. W., STAFLEU J., SCHLAGER W., FOUKE B. W. & ZWART E. (1995). - Stratal patterns, sediment composition, and sequence stratigraphy at the margin of the vercors carbonate platform (Lower Cretaceous, SE France). *J. Sedim. Res.*, B65, 1, 119-131.
- FAIRBRIDGE R. W. (1961). - Eustatic changes of sea-level. in : Ahrens L.H., éd., Physics and Chemistry of the Earth, Pergamon press, New-York, 4, 99-195.

- FERRY S. (1979). - Alternances marno-calcaires : comparaisons du contenu minéralogique et faunique des bancs et des inter-bancs du Barrémien vocontien (SE de la France). 7<sup>e</sup> réunion ann. sci. de la Terre, Lyon, S. G. F., 189.
- FLÜGEL E. (1982). - Microfacies analysis of limestones. 632 p., 53 pl., 78 fig., 58 tbl. (Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York).
- FOLK R. L. (1959). - Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **43**, 1, 1-38.
- FOLK R. L. (1962). - Spectral subdivision of limestone types. Classification of carbonate rocks, Austin, Texas, A.A.P.G., 1, memoir 1, 62-84.
- FREY R. W. & PEMBERTON S. G. (1984). - Trace fossils facies models. in : Walker R.G., éd., Facies models, *Geol. Assoc. Canada*, Reprint. serie 1.
- FREY R. W. & SEILACHER A. (1980). - Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, **13**, 183-216.
- GALBRUN B. (1984). - Magnétostratigraphie du stratotype du Berriasien. Premiers résultats. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298/II, **6**, 219-222.
- GALBRUN B., RASPLUS L. & LE HÉGARAT G. (1986). - Données nouvelles sur le stratotype du Berriasien : corrélations entre magnétostratigraphie et biostratigraphie. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **8**, 2/4, 575-584.
- GALLOWAY W. E. (1989). - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, **73**, 125-142.
- GALLOWAY W. E. (1989). - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II : application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, **73**, 143-154.
- GARDIN S. & MANIVIT H. (1993). - Upper Tithonian and Berriasian calcareous nannofossils from the Vocontian trough (SE France): biostratigraphy and sequence stratigraphy. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **17**, 1, 277-289.
- GIDON M. (1978). - Carte géologique de Grenoble, à l'échelle 1/50 000, B.R.G.M. 2<sup>e</sup> éd.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1946). - Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Trav. lab. Géol. Univ. Grenoble*, **XXV**, Grenoble.
- GONZALEZ R. (1993). - Die hauptrogenstein-Formation des Nordschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). Thèse Sci. naturelles-Philosophie, Univ. Bâle.
- GROVER G. J. & READ J. F. (1978). - Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Market Limestone, southwestern Virginia. *J. Sediment. Petrol.*, Tulsa, **48**, 453-473.
- GRAMBAST L. (1962). - Classification de l'Embranchement des Charophytes. *Naturalia Monspenliensa*, Montpellier, **14**, 63 86, série Botanique.
- GRAMBAST L. (1967). - La série évolutive *Perimneste-Atopochara* (Charophytes). *C. R. Acad. Sci. Paris* **264/4**, 581-584, série D.
- GROSDIDIER E. (1964). - Quelques ostracodes nouveaux du Crétacé inférieur de Champagne Humide. III : Barrémien-Hauterivien. *Rev. Micropaléont.*, Paris, **6/4**, 223-236.
- GRÜNDEL J. (1966). - Taxionomische, biostratigraphische und variationsstatistische Untersuchungen an den Ostracoden der Unterkreide in Deutschland. *Freib. Forschh.*, Leipzig, **200**, 1-105, série C.
- GRÜNDEL J. (1969). - Neue taxionomische Einheiten der Unterklasse Ostracoda (Crustacea). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, Stuttgart, **6**, 353-361.
- GRÜNDEL J. (1973). - Zur Entwicklung der *Trachyleberididae* (Ostracoda) in der Unterkreide und in der tieferen Oberkreide. Teil I: Taxonomie. *Z. geol. Wiss.*, Berlin, **1/11**, 1463-1474.
- GRÜNDEL J. (1974). - Zur Taxinomie und Phylogenie der Cytheretidae TRIEBEL 1952 (Ostracoda, Crustacea). *Freib Forschh.*, Leipzig, **298**, 81-99, série C.
- GUÉX J. (1977). - Une nouvelle méthode d'analyse biochronologique, note préliminaire. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, Lausanne, **351**, 73.
- GUÉX J. (1978). - Influence du confinement géographique des espèces fossiles sur l'élaboration d'échelles biochronologiques et sur les corrélations. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, **74/2** et *Bull. Lab. Géol. Min. et Géoph. du Musée Univ. de Lausanne*, **230**, 354, 115-124.
- GUÉX J. (1979). - Terminologie et méthodes de la biostratigraphie moderne : commentaires critiques et propositions. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, Lausanne, **74/3**, *Bull. Lab. Géol. Min. et Géoph. et Musée Univ. de Lausanne*, **234**, 355, 169-216.
- GUÉX J. (1987). - Corrélations biochronologiques et associations unitaires. Presses Romandes Polytechniques, 244.
- GUILLAUME S. (1966). - Le Crétacé du Jura Français. Thèse Univ. Paris.
- GURNIS M. (1988). - Large scale Mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, London, **332**, 685-699.
- HAEFELI C. (1966). - Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet. *Ecol. Geol. Helv.*, Bâle, **59**, 2, 565-696.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G. (1982). - Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econom. Paléontol. Mineral. Lecture notes for Short Course 9*.
- HATCH F. H. & RASTALL R. H. (1938). - The petrology of the sedimentary rocks. **2**, 408, George Allen ed., London.
- HAYES M.O. (1980). - General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, **26**, 139-156.
- HEDBERG H. (1979). - Guide stratigraphique international, classification, terminologie et règles de procédures. 233 (Sous-Commission internationale de Stratigraphie, Paris).
- HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J. G. (1994). - Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology*, **92**, 31-52.
- HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. ET CROSS T. A. (1992). - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, **16**, 2, 357-381.
- HOUSA V. (1990). - Ecological aspects of the evolution of calpionellids (Calpionellidae; Protozoa inc. sed.). *Atti II Conv. Int. Fossili, Evoluzione, Ambiente, Pergola 1987*, Pallini G. *et alii* cur., 357-363.
- HOYT J. & HENRY L. (1964). - Development and geologic significance of soft beach sand. *Sedimentology*, **3**, 44-51.
- HUNT D. & TUCKER M. E. (1993). - The Middle Cretaceous Urgonian platform of southeastern France. in : J.A.T. Simo, R.W. Scott & J. -P. Masse éd., *Cretaceous Carbonate platforms*. Chap. 32, 409-453.
- HUNT D. & TUCKER M. E. (1993). - Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of south-east France. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **18**, 307-341.
- HUNT D. & TUCKER M. E. (1995). - Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall - reply. *Sedimentary Geology*, **95**, 147-160.
- JACCARD A. (1869). - Description géologique du Jura neuchâtelois, vaudois, des districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse. *Mat. Carte géol. Suisse*, **6**, Berne, 1-340.
- JAMES N. P. & CHOQUETTE P. W. (1983). - Paleokarst. in : Scholle P.A.; Bebout D.G. and Moore, C.H. Springer-Verlag, 416.
- JOHNSON H. D. & BALDWIN C. T. (1986). - Shallow siliciclastic seas. in : Reading H.G. éd., *Sedimentary environment and facies*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 229-282.
- JONES T. R. (1885). - On the Ostracoda of the Purbeck Formation with Notes on the Wealden Species. *Quart. J. geol. Soc. London*, **41**, 311-353.



- JOSEPH P., BEAUDOIN B., SEMPÉRÉ T. & MAILLARD J. (1988). - Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales Françaises). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8, t. IV, n°3, 363-374.
- KALKOWSKY E. (1908). - Oolith and Stromatolith in norddeutschen Buntsandstein. *Z. Deutsch geol. Ges.*, 60, 68-125.
- KENTER J. A. M. (1990). - Carbonate platform flanks : slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, 37, 777-794.
- KILIAN W. & LORY P. (1900). - Notice sur les assises jurassiques du promontoire de l'Echaillon. *Bull. Soc. statist. Isère*, 5, 523-525.
- KOLLA V., POSAMENTIER H. W. & EICHENSEER H. (1995). - Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall-discussion. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 95, 139-145.
- KOMINZ M. A. & BOND G. C. (1991). - Unusually large subsidence and sea-level events during middle Paleozoic time : new evidence supporting mantle convection models for supercontinent assembly. *Geology*, 19, 56-60.
- KOOI H. & CLOETHINGH C. S. (1989). - Some sequences of compressional tectonics for extensional models of basin subsidence. *Geol. Rund.*, 78, 1975-1977.
- LE HÉGARAT G. (1971). - Le Berriasien du Sud-Est de la France. Thèse d'état : Stratigraphie, paléontologie, Univ. Lyon.
- LE HÉGARAT G. (1980). - Le Berriasien. in les étages français. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, 109, 96-105.
- LE HÉGARAT G. & FERRY S. (1990). - Le Berriasien d'Angles. *Géobios*, 23, 3, 369-373.
- LE HÉGARAT G. & REMANE J. (1968). - Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole: Corrélation des ammonites et des calpionelles. *Géobios*, 1, 7-70.
- LE RIBAULT L. (1977). - L'exoscopie des quartz. Techniques et méthodes sédimentologiques, Masson, 1, 150 (A. Rivière, Paris).
- LEMOINE M. (1984). - La marge occidentale de la Téthys ligure et des Alpes occidentales. in : Boillot G., éd., Les marges continentales autour de la France, Masson, Paris, 155-182.
- LINI A., WEISSERT H. & ERBA E. (1992). - The Valanginian Carbon Isotope Event - A 1<sup>st</sup> Episode of Greenhouse Climate Conditions During the Cretaceous. *Terra Nova*, 4, 3, 374-384.
- LOEBLICH A. R. J. & TAPPAN H. (1988). - Foraminiferal genera and their classification. in : Vol. 1, 2, 970, Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- LOEBLICH A. R. J. & TAPPAN H. (1988). - Foraminiferal genera and their classification - Plates -. Vol. 2, 2, 847, Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- LOGAN B. W. (1974). - Inventory of diagenesis in Holocene-recent carbonate sediments, Shark bay, Western Australia. in : Logan B. W., éd., Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia, *Mem. A.A.P.G.*, 22, 195-249.
- LOREAU J.-P. & PURSER B. H. (1973). - Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. in : Purser B.H., éd., The Persian Gulf, Springer Verlag, Berlin, 279-328.
- LORY C. (1847-1858). - Mémoire sur les terrains crétacés du Jura. *Mém. Soc. Emul. département du Doubs*, Besançon, 66.
- MAILLARD G. (1884). - Etude sur l'étage Purbeckien dans le Jura. Thèse Univ. Zürich, 77 p.
- MAILLARD G. (1885). - Note sur le Purbeckien. *Bull. Soc. géol. France*, 13, 844-849.
- MALZ H. (1958) : Die Gattung Macrodentina und einige andere Ostracoden Arten aus dem Oberen Jura von NW Deutschland, England und Frankreich. *Abh. senckenb. naturf. Ges. (Frankfurt am Main)* 497, 1-67.
- MARCOU J. (1859). - Sur le néocomien dans le Jura et son rôle dans la série stratigraphique. *Arch. Sci. phys. nat. Genève*.
- MAZENOT G. (1939). - Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du sud-est de la France. *Mém. Soc. géol. France*, Paris, 18, 41, 303
- MCKEE E. D. & GUTSCHIK R. C. (1969). - History of Redwall limestone of northern Arizona. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 114, 1-26.
- MÉDUS J. & MOJON P.-O. (1991). - Palynologie des niveaux émergifs du Berriasien du Jura. Comparaison avec des spectres de Sardaigne et des Pyrénées. *Review of Paleobotany and Palynology*, 68, 49-63.
- MERZERAUD J.-M. (1992). - Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôt en domaine continental et marin restreint : exemple du Lias inférieur du sud-ouest du Bassin de Paris (applications aux potentialités de stockage de gaz naturel en nappes aquifères). Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. Louis Pasteur, Strasbourg 157 p.
- MEYERS W. J. (1983). - Paleokarstic features on Mississippian limestones, New Mexico. in : James N.P. & Choquette P.W., éd., Paleokarst, Springer-Verlag, 306-328.
- MOJON P.O. (1989). - Polymorphisme écophénotypique et paléocologie des Porocharacées (Charophytes) du Crétacé basal (Berriasien) du Jura franco-suisse. *Revue Paléobiologie*, Genève, 8/2, 505-524.
- MOJON P.-O. (en cours). - Ostracodes et Charophytes du Jurassique supérieur-Crétacé ouest européen. Cénozones continentales.
- MOJON P.-O. & STRASSER A. (1986). - Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 80, 1, 37-58.
- MOORE C. H. (1989). - Carbonate diagenesis and porosity. Development in sedimentology, 46, 338 (Elsevier, Amsterdam).
- MORAND M. (1913). - Etude de la Faune des calcaires valanginiens du Fontanil. *Trav. Lab. Géol. Fac. sci. Grenoble*, 1913, 193-284.
- MÖRNER N. A. (1980). - Eustacy, geoid changes and multiple geophysical interaction. in : J.A. Berggren W.A. et Van Couvering, éd., Catastrophes and Earth history, Princeton University Press, Princeton, N5, 395-415.
- MORTER A. (1984). - Purbeck-Wealden beds Mollusca and their relationship to ostracod biostratigraphy, stratigraphical correlation and palaeocology in the Weald and adjacent areas. *Proc. Geol. Soc.*, London, 95, 3, 217-234.
- MORTON R. A. (1978). - Large scale rhomboid bed-form and sedimentary structures associated with Hurricane washover. *Sedimentology*, 25, 183-204.
- MOULIN H. (1904). - Origine du mot Valanginien. *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.*, XXXII, 162-172.
- MOUTY M. (1966). - Le néocomien dans le Jura méridional. Thèse Doctorat n°1369, Univ. Genève.
- NAGY I. (1986). - Investigation of *Calpionellidae* from the Mecsek mountains (S. Hungary). *Acta geol. Hungarica*, 29, 1-2, 45-64.
- NEALE J.W. (1962). - Ostracoda from the type Speeton Clay (Lower Cretaceous) of Yorkshire. *Micropaleontology* (New York) 8/4, 425-484.
- NEUMANN A. C. & LAND L. S. (1975). - Lime mud deposition and calcareous algae in the bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. sedim. Petrol.*, Tulsa, 45, 763-786.
- NIKOLOV T. (1982). - Les ammonites de la famille des *Berriasellidae*. *Sci. Acad. Bulg.*, 252, Sofia.
- NOËL D. (1968). - Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (fosse vocontienne, Basses-Alpes). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 226, série D, 1223-1225.
- NOËL D., BUSSON G., CORNEE A. & MANGINA.-M. (1993). - Le nannoplancton calcaire et la formation des alternances

- marnes-calcaires dans le Lias des Marches-Ombrie (Italie). *Riv. It. Paleont. Strat.*, **99**, 4, 515-550.
- ODIN G. S. & ODIN C. (1990). - Echelle numérique des temps géologiques, mise à jour 1990. *Géochronique*, **35**, 12-21.
- ODIN S. (1994). - Geological time scale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **318**, série II, 59-71.
- OERTLI H. J. (1966). - Die Gattung *Protocythere* (Ostracoda) und verwandte Formen im Valanginien des Zentralen Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **59/1**, 87-127.
- 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*, **4**, 1, 114-117.
- PERES J. M. & PICARD M. (1959). - On the vertical distribution of benthic communities. *First Inter. Oceanogr. Congr.*, New-York.
- PASQUIER J. -B. (1995). -Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord-Téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, Helvétique et Ultrahelvétique : comparaison avec les séries des domaines vocontiens et subbrinaçonnais). Thèse de Doctorat ès Sciences, Uni. de Fribourg, Suisse.
- PERNET O. (1983). - La transgression de la base du Crétacé sur la bordure du Bassin de Paris (Valanginien-Hauterivien-Barrémien), stratigraphie et sédimentologie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Dijon, 124, 2 pl. h.t.
- PEYBERNÈS B. (1976). - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Doct. ès Sciences naturelles, Univ. Toulouse.
- POP G. (1974). - Les zones de calponelles tithonique-valanginiennes du sillon de Resita (Carpathes méridionales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71, 4, 87-102.
- POP G. (1974). - Une nouvelle espèce néocomienne de Calponellidae. *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr.*, **18**, Sér. Géol., 105-107.
- POP G. (1986). - Les zones de calponelles tithoniques-néocomiennes de la région de Svinita (Carpathes méridionales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, Bucarest, 70-71, 4, 87-102.
- POP G. (1986). - Réflexions sur certaines calponelles néocomiennes. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, Bucarest, **70-71**, 3, 103-108.
- POP G. (1994). - Systematic revision and biochronology of some Berriasian-Valanginian Calponellids (Genus *Remaniella*). *Geologica carpathica*, Bratislava, **45**, 6, 323-331.
- POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P. & TESSON M. (1992). - Forced regressions in a Sequence Stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **76**, 11, 1687-1709.
- PURSER B. H. (1975). - Tidal sediments and their evolution in the Bathonian carbonates of Burgundy, France. in : Ginsburg R.N., éd., A casebook of recent examples and fossils counterparts, Springer Verlag, Berlin, 335-343.
- PURSER B. H. (1978). - Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. *J. Petroleum Geol.*, **1**, 83-94.
- PYE K. (1987). - Aeolian dust and dust deposits. 334, (Harcourt Brace Jovanovich, London).
- RAWSON P. F. (1993). - The influence of sea-level changes on the migration and evolution of Early Cretaceous (pre-Aptian) ammonites. in : House M.R., éd., Environment, Ecology, and Evolutionary Change, Press Clarendon, Systematic Assoc., Oxford, vol. **47**, 227-242.
- READ J. F. (1982). - Carbonate platform of passive (extensional) continental margin: types, characteristics, and evolution. *Tectonophysics*, **81**, 195-212.
- READ J. F. (1985). - Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, **69**, 1-21.
- READING H. G. (1986). - Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615.
- REHAKOVA D. & MICHALIK J. (1992). - Observations on the ultra-structure of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous calponellid tests. *Geologica Carpathica*, Bratislava, **44**, 2, 75-79.
- REIJMER J. J. G. & EVERAARS J. S. L. (1991). - Carbonate platform facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies*, **25**, 253-278.
- REINECK H. -E. (1984). - Aktuogeologie klastischer Sedimente. (Frankfurt am Main).
- REMANE J. (1958). - Quelques observations sur le passage des faciès Jurassiens aux faciès subalpines à la limite Jurassique-Crétacé. *Trav. Lab. Géol. Fac. sci. Grenoble*, **34**, 179.
- REMANE J. (1963). - Les calponelles dans les couches du passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. géol. Fac. sci. Grenoble*, 25-82.
- REMANE J. (1964). - Über zwei interessante deformationstypen bei Calponellen-Gehäusen (Protozoa *Tintinnina*?). *Neu. Jb. Geol. Paläont.*, **11**, 664-672.
- REMANE J. (1966). - Nouvelles données sur l'âge des couches du balcon du bec de l'Echaillon (extrémité nord du Vercors, cluse de l'Isère). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, **42**, 263-267.
- REMANE J. (1969). - Nouvelles données sur la position taxonomique des *Calponellidae* BONET 1956 et leurs rapports avec les *Tintinnina* actuels et les autres groupes de "Tintinnoidiens" fossiles. Proc. 1<sup>st</sup> Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva, 1967, II, 574-587.
- REMANE J. (1971). - Les calponelles, protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire. *Ann. Guébhard*, 1-25.
- REMANE J. (1982). - Die Kreide des Neuenburger Juras. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **64**, Stuttgart, 47-59, 8 Abb.
- REMANE J. (1985). - Calponellids. in : éd., Plankton stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-nielsen K., Cambridge University Press, Cambridge, 555-572.
- REMANE J. et al. (1989). - The historical type Hauterivian of the Jura mountains : original definition, actual concept, lithostratigraphic subdivision. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, **XI**, Neuchâtel, 9-18; 2 fig.
- REMANE J. (1991). - The Jurassic-Cretaceous boundary : problems of definition and procedure. *Cretaceous Research*, London, **12**, 447-453.
- REMANE J., BAKALOVA-IVANOVA G., BORZA K., KNAUER J., NAGY I., POP G. & TARDI-FILACZ E. (1986). - Agreement on the subdivision of the standard calponellid zones defined on the 11<sup>th</sup> Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geol. Hung.*, **29**, 1-2, 5-14.
- RICKEN W. & EDER W. (1991). - Diagenetic modification of calcareous beds-an overview. in : G. Einsele W. Ricken A. Seilacher, éd., Cycles and events in stratigraphy, Berlin Heidelberg, 430-449.
- RIO M., FERRY S. & COTILLON P. (1989). - Périodicités dans les séries pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **II**, **309**, 1 pl., 2 tab., 73-79.
- RITTENER T. (1902). - Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Sainte-Croix et de Baulmes. *Matér. Carte géol. suisse*, **13**, Berne, 1-116.
- ROLLIER L. (1888). - Excursion de la Société géologique suisse au Weissenstein et dans le Jura bernois du 8 au 11 août 1888. *Eclogae geol. helv.*, Bâle, 263-290.
- ROLLIER L. (1893). - Premier supplément à la description géologique de la partie Jurassique de la feuille VII. *Matériaux pour la carte géologique suisse*.
- ROMAN F. (1950). - Géologie régionale de la France. Le Bas Vivarais *Act. sci. indust.*, Paris, Hermann, **VI**, n°1090.

- RUBIN D. M. (1987). - Cross-bedding, Bedforms and Paleocurrents. Concepts in sedimentology and paleontology, H. Lidz B., 1 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma).
- RUMLEY G. (1992). - Sédimentologie, minéralogie et stratigraphie de l'Hauterivien dans le Jura neuchâtelois et vaudois (Suisse) Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel.
- RYNICKER. (1923). - Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz unter besonderer berücksichtigung der anormalen lagerstätten in der Unter Kreide (sog. Hauterivientaschen). *Eclogae geol. helv.*, Bâle, 18, 1, 1-76.
- SANDER N. J. (1967). - Classification of carbonate rocks of marine origin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 51, 3, 325-336.
- SCHARDT H. (1909). - Sur le résultat de sondages dans le néocomien au Vauseyon et le profil géologique d'une nouvelle percée pour le détournement du Seyon. *Bull. Soc. neuchât. sci. nat.*, 34, 186-206.
- SCHARDT H. & BAUMBERGER E. (1895). - Etudes sur l'origine des poches hauteriviennes dans le Valangien inférieur entre Gléresse et Bienne (Jura bernois). *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, Lausanne, 31, 119, 247-288.
- SCHLAGER W. (1992). - Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate Platforms. A short course. Continuing Education Course Note series 34, A.A.P.G.
- SCHUDACK M.E. (1986) : Zur Nomenklatur der Gattungen *Porochara* MADLER 1955 (syn. *Musacchiella* FEIST et GRAMBAST FESSARD 1984) und *Feistiella* n. gen. (*Charophyta*). *Palaont Z.*, Stuttgart, 60/1 2, 21-27.
- SCHWARTZ R. K. (1975). - Nature and Genesis of some storm wash-over deposits. *U. S. Army Corps. Engin. Coastal Eng. Res. Centre Tech. Mem.*, 61.
- SCHWARTZ R. K. (1982). - Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*, 29, 835-849.
- SEILACHER A. (1967). - Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, 413-428.
- SHAIKIN I.M. (1967) : (en russe) Fossil Charophyta of Upper Jurassic deposits of Dniepr Donetz depression. In : Fossil algae of the U.S.S.R. IZDAT Nauk. SSSR (Moscou), 43-47.
- SOMMARUGA A. (en cours). -Tectonics of the central Jura and Molasse basin. new insights from the interpretation of seismic reflection data. Thèse de doctorat ès Sciences, Uni. de Neuchâtel, Suisse..
- STEINHAUSER N. & CHAROLLAIS J. (1971). - Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du Valangien de la région Neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Géobios*, 4, Fasc. 1, 7-59.
- STEINHAUSER N. & LOMBARD A. (1969). - Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C. r. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 4, 1, 100-113.
- STIEGLITZ R. D. & INDEN R. F. (1969). - Development of cavernous sediment in a non-beach environment. *J. Sedim. Petrol.*, 39, 342-344.
- STRASSER A. (1986). - Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33, 711-727.
- STRASSER A. (1988). - Shallowing-upward sequences in the Purbeckian peritidal carbonates (Lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura mountains). *Sedimentology*, 35, 369-383.
- TANGRI A.K. (1980). - Paléopentes, glissements synsédimentaires et reconstitution de bassin dans le domaine vocontien (Valangien-Hauterivien de la zone subalpine méridionale des Alpes occidentales françaises). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Grenoble.
- TEICHERT C. (1958). - Concept of facies. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 42, 2718-2744.
- THIEULOY J. -P. (1972). - Biostratigraphie des lentilles à Périgrinelles (Brachiopodes) de l'Hauterivien de Rottier (Drôme, France). *Géobios*, 5, 1, 5-53.
- THIEULOY J. -P., FUHR M. & BULOT L. (1990). - Biostratigraphie du Crétacé inférieur de l'arc de Castellane (SE de la France). Faune d'am-monites du Valangien supérieur et âge de l'horizon dit de la "Grande Lumachelle". *Géologie méditerranéenne*, Marseille, 17/3, 55-99.
- THIRRIA E. (1836). - Mémoire sur le terrain Jura-Crétacé de la Franche-Comté. *Ann. Mines*, 10, 1-51.
- TREJO, H.M. (1980) . - Distribucion estratigrafica de los Tintinnidos Mesozoicos Mexicanos. *Rev. Inst. Mex. Petrol.*, 12, n°4, 4-12.
- TRIEBEL E. (1938) : Ostracoden Untersuchungen. 1. Protocythere und Exophthalmocythere, zwei neue Ostracoden Gattungen aus der deutschen Kreide. *Senckenbergiana*, Frankfurt am Main, 20/1, 2, 179-200.
- TUCKER M. E. (1981). - Sedimentary petrology: an introduction. in : *Sedimentary petrology*, 1, 1, 252, Blackwell, Oxford.
- TWENTHOFEL W. (1936). - Marine unconformities, marine conglomerates and thicknesses of strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 20, 6, 677-703.
- VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ C. (1991). - The stratigraphic signature of tectonics, eustacy and sedimentology - an overview. in : A.A.P.G., éd., *Cycles and events in stratigraphy*, verlag Springer, *Am. Ass. Petr. geol. Mem.*, 26, 1, 617-659.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHÈNE R., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8, t. III, n°7, 1301-1321.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., TODD R. G., WIDMERI J. W., THOMPSON S., SANGREE J. B., BUBB J. N. & HATELID W. G. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. in : AAPG, éd., *Sequence stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*, *Am. Assoc. Petrol. geol. Mem.*, 26, 49-212.
- VAN WAGONER J. C. (1985). - Reservoir facies and distribution as controlled by sea-level changes. Annual Midyear Meeting, Golden, Abstract, 2, 91.
- VAN WAGONER J. C., CAMPION K. M. & RHAMANIAN V. D. (1990). - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and out-crops : concepts for high resolution correlation of time and facies. in : *Methods in Exploration*, 7, 55, A.A.P.G.
- VAN WAGONER J. C., POSAMENTIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUITT T. S. & HARDENBOLD J. (1988). - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. in : al. Wilgus C. et, éd., *Sea level changes-An integrated approach*, Lidz B. H., Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, 42, 39-45.
- VÉNEC-PEYRÉ M. -T. & LE CALVEZ Y. (1986). - Foraminifères benthiques et phénomènes de transfert : importance des études comparatives de la biocénose et de la thanatocénose. *Bull. Mus. nation. Hist. nat. Paris*, 8, 4<sup>ème</sup> série, C, n°2, 171-184.
- VIRGONE A. (1993). - Stratigraphie et paléoenvironnements d'un système de plate-forme interne : le Berriasien supérieur et le Valangien basal de basse Provence. mém. de DEA, Univ. Marseille.
- VOLTZ. (1836). - Sur l'âge du terrain néocomien. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 1, 7, 278-280.
- WALTHER B. (1989). - Au Valangien supérieur, une crise de la faune de bryozoaires : indication d'un important refroidissement dans le Jura. *Paleogeogr., Paleoclimat., Palaeoecol.*, 74, 255-263.
- WANLESS H. R., DRAVIS J. J., TEDESCO L. P. & ROSSINSKY V. JR. (1990). - Carbonates environments and sequences of Caicos Platform. 28<sup>th</sup> International Geological congress, Field trip guide-book, 374, 75.

- WEISSERT H. & LINI A. (1991). - Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? in : Müller D.W.; Mc Kenzie J.A.; Weissert, H., éd., *Controversies in modern geology, Evolution of geological theories in Sedimentology, Earth history and Tectonics*, 173-191.
- WOBBER F. J. (1965). - Sedimentology of the Lias (Lower Jurassic) of South Wales. *J. Sediment Petrol.*, Tulsa, **35**, 3, 638-703.
- WOLBURG J. (1959). - Die Cyprideen des NW deutschen Wealden. Senckenb. *Lethaea*, Frankfurt-am-Main, **40/3** 4, 223-315.
- WRIGHT C. W. (1957). - Cretaceous ammonites. in : C. Moore R., ed. *Treatise on Invertebrate Paleontology, L, Mollusca* 4, Ammonoidea.
- WRIGHT V. P. (1983). - Paleokarsts and paleosols as indicators of paleoclimate and porosity evolution : a case of study from the carboniferous of south Wales. in : James N.P. et Choquette P.W. éd., *Paleokarst*, Springer-Verlag, 329-341.
- WRIGHT V. P. (1986). - The role of fungal biomineralization in the formation of Early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology*, **33**, 831-838.
- WRIGHT V. P., PLATT N. H. & WIMBLEDON W. A. (1988). - Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. *Sedimentology*, **35**, 603-620.
- ZOBACK M. L. & ZOBACK M. S. (1980). - State of the stress conterminous United States. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6113-6156.

## Liste des figures

n° de figure	page
Fig. 1. - Position des coupes de référence et extension des faciès de plate-forme.....	5
Fig. 2. - Evolution historique du découpage stratigraphique du Crétacé inférieur.....	7
Fig. 3. - Zonation des ammonites (Le Hégarat, 1971 et Bulot, 1995) et des calpionelles.....	8
Fig. 4. - Paléogéographie globale du Valanginien.....	9
Fig. 5. - Légende des tableaux de sédimentologie.....	11
Fig. 6. - Légende des tableaux de transfert.....	12-13
Fig. 7. - Modèles d'évolution stratonomiques.....	14
Fig. 8. - Typologie des oïdes.....	15
Fig. 9. - Genèse des péloïdes et répartition.....	1
Fig. 10. - Genèse des fragments meubles.....	17
Fig. 11. - Reconstitution hypothétique schématique.....	18
Fig. 12. - Genèse des lithoclastes et répartition.....	20
Fig. 13. - Exoscopie de grains de quartz (MEB).....	22
Fig. 14. - Répartition et morphologie des figures de courant.....	25
Fig. 15. - Schéma tridimensionnel de la formation de figures.....	26
Fig. 16. - Méthodes de restitution des paléocourants.....	26
Fig. 17. - Ichnofaciès types, relation entre encaissant.....	27
Fig. 18. - Figures sédimentaires en domaine de talus.....	28
Fig. 19. - Typologie des indices d'émersion, dissolution intergranulaires.....	29
Fig. 20. - Typologie des indices d'émersion, microkarstification.....	30
Fig. 21. - Typologie des indices d'émersion, cavités tubulaires.....	30
Fig. 22. - Typologie des traces de racines.....	31
Fig. 23. - Microcavités liées à la karstification.....	31
Fig. 24. - Origine et évolution des quartz.....	33
Fig. 25. - Carte d'extension de la Limonite.....	33
Fig. 26. - Reconstitution schématique transferts.....	34
Fig. 27. - Lithoclastes et oncoïde remanié.....	34
Fig. 28. - Reconstitution schématique des transferts côtiers.....	35
Fig. 29. - Structure et aspects des épendages de tempête.....	36
Fig. 30. - Les transferts en masse.....	38
Fig. 31. - Interprétation des remaniements gravitaires.....	39
Fig. 32. - Tableau de comparaison entre les différentes familles.....	40
Fig. 33. - Microfaciès 0.....	41
Fig. 34. - Microfaciès 1.....	41
Fig. 35. - Microfaciès 2.....	42
Fig. 36. - Microfaciès 3.....	42
Fig. 37. - Microfaciès 4.....	42
Fig. 38. - Microfaciès 5.....	42
Fig. 39. - Microfaciès 6.....	43
Fig. 40. - Microfaciès 7.....	43
Fig. 41. - Microfaciès 8.....	43
Fig. 42. - Microfaciès 9.....	44
Fig. 43. - Microfaciès 10.....	44
Fig. 44. - Microfaciès 11.....	44
Fig. 45. - Microfaciès 12.....	44
Fig. 46. - Microfaciès 13.....	45
Fig. 47. - Microfaciès 14.....	45
Fig. 48. - Microfaciès 15.....	45
Fig. 49. - Profil Nord-Sud... de la plate-forme.....	46
Fig. 50. - Le modèle de stratigraphie séquentielle.....	52
Fig. 51. - Tableau de caractérisation biostratigraphique.....	55
Fig. 52. - Description en 2D et en 3D.....	57
Fig. 53. - Représentation en 2D et en 3D des calpionelles.....	57
Fig. 54. - Tableau phylogénétique et biochronostratigraphique.....	60
Fig. 55. - Détail du passage du Valanginien.....	62
Fig. 56. - Tableau de comparaison de différentes zonations de calpionelles.....	70
Fig. 57. - Tableau d'évolution des calpionelles.....	72
Fig. 58. - Tableau de répartition des foraminifères.....	78
Fig. 59. - Carte de situation des coupes du Berriasien.....	80

Fig. 60. - Tableau synthétique de la coupe de Berrias .....	82
Fig. 61. - Données biostratigraphiques...Barret-le-Bas .....	84
Fig. 62. - Données biostratigraphiques...Montbrun-les-Bains, inférieur .....	86
Fig. 63. - Données biostratigraphiques...Montbrun-les-Bains, supérieur.....	87
Fig. 64. - Données biostratigraphiques...Majastres .....	89
Fig. 65. - Représentation de l'affleurement du radier de Payre .....	90
Fig. 66. - Représentation de l'affleurement de Vogüe .....	91
Fig. 67. - Tableau de répartition biostratigraphique du Serre de Jayon .....	92
Fig. 68. - Schéma de corrélation des segments de la coupe du Serre de Jayon .....	94
Fig. 69. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments du Serre de Jayon, partie inférieure .....	95
Fig. 70. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments du Serre de Jayon, partie supérieure .....	96
Fig. 71. - Importance chronologique des lacunes de sédimentation .....	97
Fig. 72. - Profil d'érosion synthétique (vallée de Vernaison) .....	98
Fig. 73. - Tableau de répartition biostratigraphique de Bournière.....	99
Fig. 74. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de Bournières .....	100
Fig. 75. - Tableau de répartition des transferts de sédiments de Bournières .....	101
Fig. 76. - Tableau de répartition biostratigraphique Malleval .....	102
Fig. 77. - Tableau d'évolution des microfaciès de Malleval, partie inférieure .....	104
Fig. 78. - Tableau d'évolution des microfaciès de Malleval, partie moyenne .....	105
Fig. 79. - Tableau d'évolution des microfaciès de Malleval, partie supérieure .....	106
Fig. 80. - Tableau de répartition des transferts de sédiments Malleval, partie moyenne .....	107
Fig. 81. - Tableau de répartition des transferts de sédiments Malleval, partie supérieure.....	108
Fig. 82. - Représentation en 3 dimensions de la bordure de plate-forme .....	110
Fig. 83. - Bloc diagramme interprétatif du Fontanil .....	111
Fig. 84. - Tableau de synthèse des données stratigraphiques et structurales du Fontanil .....	112
Fig. 85. - Synthèse des données biostratigraphiques principales des coupes du Fontanil .....	113
Fig. 86. - Tableau d'évolution des microfaciès du Peuil .....	114
Fig. 87. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments du Peuil.....	115
Fig. 88. - Tableau d'évolution des microfaciès de Valetière .....	116
Fig. 89. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de Valetière.....	117
Fig. 90. - Tableau d'évolution des microfaciès de Lanfrey .....	119
Fig. 91. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments du Peuil .....	120
Fig. 92. - Tableau d'évolution des microfaciès de Rivoire.....	121
Fig. 93. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de Rivoire .....	122
Fig. 94. - Panorama et interprétation des litages obliques et des surfaces d'érosion de Rivoire .....	123
Fig. 95. - Tableau d'évolution des microfaciès de Chapelières .....	124
Fig. 96. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de Chapelières .....	125
Fig. 97. - Relations stratigraphiques et géométriques entre les coupes du Fontanil .....	126
Fig. 98. - Tableau de répartition biostratigraphique du Cul de Lampe .....	128
Fig. 99. - Tableau d'évolution des microfaciès du Cul de Lampe, partie inférieure.....	129
Fig. 100. - Tableau d'évolution des microfaciès du Cul de Lampe, partie supérieure.....	130
Fig. 101. - Tableau des données biostratigraphiques de la Grande Sure.....	131
Fig. 102. - Tableau d'évolution des microfaciès de la Grande Sure .....	132
Fig. 103. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments du Cul de Lampe .....	133
Fig. 104. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments du Guiers Mort .....	134
Fig. 105. - Tableau d'évolution des microfaciès du Guiers Mort, partie inférieure .....	135
Fig. 106. - Tableau d'évolution des microfaciès du Guiers Mort, partie supérieure.....	136
Fig. 107. - Schéma de corrélation entre le Guiers Mort, Cul de Lampe et la Grande sure.....	137
Fig. 108. - Schéma de corrélation entre le Guiers Mort, Cul de Lampe et la Pointière.....	138
Fig. 109. - Tableau des données biostratigraphiques de la Pointière.....	139
Fig. 110. - Tableau d'évolution des microfaciès de la Pointière, partie inférieure.....	140
Fig. 111. - Tableau d'évolution des microfaciès de la Pointière, partie médiane.....	141
Fig. 112. - Tableau d'évolution des microfaciès de la Pointière, partie supérieure.....	142
Fig. 113. - Tableau d'évolution des transferts de la Pointière, partie inférieure.....	143
Fig. 114. - Tableau d'évolution des transferts de la Pointière, partie supérieure .....	144
Fig. 115. - Tableau des données biostratigraphiques de l'Echaillon .....	146
Fig. 116. - Tableau des données biostratigraphiques de la Buisse .....	147
Fig. 117. - Importance chronologique des lacunes de sédimentation .....	148
Fig. 118. - Carte de situation des coupes du Berriasien-Valanginien du Jura .....	150
Fig. 119. - Tableau de répartition des données biostratigraphiques de la Chambotte .....	151
Fig. 120. - Tableau d'évolution des microfaciès de la Chambotte partie inférieure .....	152
Fig. 121. - Tableau d'évolution des microfaciès de la Chambotte partie supérieure .....	153
Fig. 122. - Tableau d'évolution des transferts de la Chambotte .....	154
Fig. 123. - Tableau de répartition des données biostratigraphiques de la Balme de Sillingy .....	156
Fig. 124. - Tableau d'évolution des microfaciès de la Balme de Sillingy .....	157

Fig. 125. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques de Musièges .....	159
Fig. 126. - Tableau d'évolution des microfaciès de la coupe de Musièges .....	160
Fig. 127. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de Musièges .....	161
Fig. 128. - Représentation tridimensionnelle interprétative de la Balme de Sillingy .....	162
Fig. 129. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques du Maréchet .....	164
Fig. 130. - Tableau d'évolution des microfaciès du Maréchet, partie inférieure .....	165
Fig. 131. - Tableau d'évolution des microfaciès du Maréchet, partie supérieure .....	166
Fig. 132. - Tableau d'évolution des transferts du Maréchet .....	167
Fig. 133. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques du Marchairuz .....	169
Fig. 134. - Tableau d'évolution des microfaciès du Marchairuz .....	170
Fig. 135. - Tableau d'évolution des paléoenvironnements du Marchairuz .....	171
Fig. 136. - Tableau de synthèse des données biostratigraphiques du Colas.....	174
Fig. 137. - Représentation des lacunes de sédimentation du Colas .....	176
Fig. 138. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques de Champagne-Bonvillars .....	178
Fig. 139. - Tableau d'évolution des microfaciès de Champagne et de Bonvillars .....	179
Fig. 140. - Tableau d'évolution des transferts de sédiments de Champagne .....	181
Fig. 141. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques de Buttes .....	182
Fig. 142. - Tableau d'évolution des microfaciès de Buttes .....	183
Fig. 143. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques du Crêt de l'Anneau .....	185
Fig. 144. - Tableau d'évolution des microfaciès du Crêt de l'Anneau .....	186
Fig. 145. - Tableau de répartition des transferts de sédiments du Crêt de l'Anneau .....	187
Fig. 146. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques des Ponts-de-Martel .....	189
Fig. 147. - Tableau d'évolution des microfaciès des Ponts-de-Martel .....	190
Fig. 148. - Place chronostratigraphique des figures diagénétiques des Ponts-de-Martel .....	191
Fig. 149. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques de Valangin, rive gauche .....	193
Fig. 150. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques de Valangin, rive droite.....	194
Fig. 151. - Tableau de corrélation des deux rives du Seyon à Valangin .....	195
Fig. 152. - Tableau chronostratigraphique de la partie supérieure de Valangin .....	196
Fig. 153. - Hypothèse de formation de la structure des Valangines .....	197
Fig. 154. - Hypothèse de formation de la structure des Valangines .....	197
Fig. 155. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques du Forage 601 .....	200
Fig. 156. - Tableau de répartition des microfaciès du Forage 601 .....	201
Fig. 157. - Tableau de répartition des transferts de sédiments du Forage 601 .....	202
Fig. 158. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques de Cornaux .....	203
Fig. 159. - Tableau d'évolution des microfaciès de Cornaux .....	204
Fig. 160. - Tableau de répartition des transferts de sédiments de Cornaux .....	205
Fig. 161. - Importance chronostratigraphique des lacunes de sédimentation de Cornaux .....	206
Fig. 162. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques des Montheys.....	207
Fig. 163. - Tableau d'évolution des microfaciès des Montheys .....	208
Fig. 164. - Tableau de répartition des transferts de sédiments des Montheys .....	209
Fig. 165. - Importance biochronostratigraphique des lacunes de sédimentation des Montheys.....	210
Fig. 166. - Tableau de répartition des éléments biostratigraphiques de Bienne.....	211
Fig. 167. - Tableau d'évolution des microfaciès de Bienne .....	211
Fig. 168. - Tableau de répartition des transferts de sédiments de Bienne .....	212
Fig. 169. - Représentation tridimensionnelle interprétative de Bienne .....	213
Fig. 170. - Importance chronologique des lacunes de sédimentation et des surfaces clefs .....	215
Fig. 171. - Transect de la plateforme nord-vocontienne au Berriasien-Valanginien inférieur .....	217
Fig. 172. - Coupes temps du système sédimentaire nord-vocontien .....	218
Fig. 173. - Modèles récents de stratigraphie .....	219
Fig. 174. - Représentation en coupe de la mise en place des cortèges sédimentaires .....	220
Fig. 175. - Représentation de la mobilité du dépôt-centre .....	223
Fig. 176. - Extension chronologique des lacunes sédimentaires .....	224
Fig. 177. - Tableau d'extension chronostratigraphique des unités lithostratigraphiques .....	226
Fig. 178. - Morphologie générale de la plate-forme nord-vocontienne .....	229
Fig. 179. - Importance des transferts de sédiments au sein des cortèges de dépôt .....	232
Fig. 180. - Correspondance entre une coupe temps et une ligne sismique dans le Jura.....	240





Limites de séquence	n° échantillon																
	o.	b.	c.	d.	e.	f.	g.	h.	i.	j.	k.	l.	m.	n.	o.	p.	q.
605																	
600																	
590		d	d														
580		d	d														
570		d	d														
560		d	d														
550																	
Va0																	
540																	
530																	
520																	
510		d	d														
500		d	d														
485		d	d														
480		d	d														
475		d	d														
472																	
471		d	d														
470																	
465																	
460																	
455		d	d														
450		d	d														
445		d	d														
440		d	d														
435		d	d														
430		d	d														
420		d	d														
410		d	d														
231		d	d														
230																	
228		d	d														
226																	
225		d	d														
224		d	d														
223																	
222		d	d														
221																	
220		d	d														
213		d	d														
212		d	d														
211		d	d														
210																	

Limites de séquence	n° échantillon																
	o.	b.	c.	d.	e.	f.	g.	h.	i.	j.	k.	l.	m.	n.	o.	p.	q.
209																	
Be6																	
204																	
203		d	d														
202		d	d														
201		d	d														
113		d	d														
112		d	d														
111		d	d														
110		d	d														
104		d	d														
103		d	d														
102		d	d														
101																	
26		d	d														
25		d	d														
24																	
23																	
22		d	d														
21		d	d														
16		d	d														
20		d	d														
19		d	d														
18		d	d														
17		d	d														
15		d	d														
14		d	d														
13		d	d														
12		d	d														
11		d	d														
10		d	d														
9		d	d														
8		d	d														
7		d	d														
6		d	d														
5		d	d														
4																	
3		d	d														
2																	
1		d	d														

Annexe I.2. - Tableau de répartition des débris biogéniques de la coupe de Rivoire.





Cul de Lampe		Grande Sure		Limites de séquence	
Strat.	Spéc.	Strat.	Spéc.	N. Séq.	Spéc.
500	X	500	X	500	o : bioclastes et x : élément remanié
499	X	499	X	499	Lentoculina sp.
498	X	498	X	498	Mioclides ind.
497	X	497	X	497	"baccas" non lamellaires
496	X	496	X	496	Carpithocodium anae
495	X	495	X	495	Nautiloculina sp.
494	X	494	X	494	Textulariidae ind.
493	X	493	X	493	Vermulinioides sp.
492	X	492	X	492	Vermuliniidae sp.
491	X	491	X	491	Trocholima cf. alpina
490	X	490	X	490	Protopenoropsis ultragranulata
489	X	489	X	489	Concospirina basiliana
488	X	488	X	488	Neotrocholima sp.
487	X	487	X	487	Rectocyclammina sp.
486	X	486	X	486	Rudistes
485	X	485	X	485	Arenobulimina cochleata
484	X	484	X	484	Trocholima diphinensis
483	X	483	X	483	Trocholima sp.
482	X	482	X	482	Protopenoropsis sp.
481	X	481	X	481	Arenobulimina sp.
					Trocholima elongata
					Marsoneilla sp.
					Libicodium aggregatum
					Planorbina racomniensis sp. 1
					Gaudryina sp.
					Dasycladidae ind.
					Trocholima cf. chouberti
					Bouina sp.
					Polymorphinidae sp.
					Cyclogyra
					Madriporaires
					Trocholima campanella
					Eerlandia conseri
					Nautiloculina cratacea
					Charentia sp.
					Planorbina racomniensis sp. 2
					Clypeina sp.
					Danubiella gracilima
					Dacusoloculina sp.
					Iatmoculina sp.
					Haplophragmoides sp.
					Ensisia sp.
					Belorustella sp.
					Nodosariidae
					Gros agglutinés
					Protopenoropsis banatica
					Nautiloculina brönnimanni
					Coscinobulimina socialis
					Mammina sp.
					Cribriopsis sp.
					Diascladella sp.
					Byzozaires divers
					Humanoloculina cf. robusta
					Melastemonon sp.
					Vermulina sp.
					Gaudryina tuchensis
					Haplophragmoides joukovskyi
					Tarquemella sp.
					Glomospira sp.
					Actinellina sp.
					Ectopora caesia
					Trocholima chertchiae
					Trogloporella incrustans
					Bacella
					Coscinophragma cnbosum
					Charentia sp.
					Amnicula
					Trocholima molesta
					Patelluloculina sp.
					Dobrogelina sp.
					Choffatella pyreneica
					Epistomina sp.
					Pseudocyclammina sp.
					Buccellina hedbergi?
					Radoccella sp.
					Derventina sp.
					Gaudryina-Dorothe
					Pseudolituonella sp.
					Montsalvia elevata
					Carpithoculina sp.
					Coraux solitaires
					Rhodophyceae sp.
					Trocholima cf. chertchiae
					Trocholima alpina
					Cayaxia sp.
					Pseudocyclammina lituus
					Eerlandia brevis
					Thaumaloporella sp.
					Textularia nota
					Debarina sp.
					Trocholima cf. sagittaria
					Moesiloculina istri
					Gastropodes
					Salpingoporella sp.
					Salpingoporella annulata
					Cyclogyra sp.
					Everticyclammina hedbergi
					Conorboides sp.
					Trocholima cf. edulpenensis
					Moesiloculina danubiana
					Vermuliniidae cf. polonica
					Pseudolituonella gavonensis
					Arenobulimina comiculum
					Planorbina sp.
					Pseudotextularia "taux courtionensis"
					Pseudocyclammina cf. lituus
					Pseudocyclammina sp. à test anérisé
					Vermiporella tenuipora
					Glomospirella sp.
					Spilina sp.
					Trocholima cf. elongata
					Rhynchopora sp.
					Montsalvia aff. salvensis
					Charentia nana
					Soythica sp.
					Valdanchella cf. milani
					Angiporella sp.
					Montsalvia salvensis
					Byzozaires encroûtants
					Cnoides
					Orbitolinidae ind.
					Neotrocholima valdensis
					Nubeculariidae sp.
					Meandrosira sp.
					Bolivina sp.

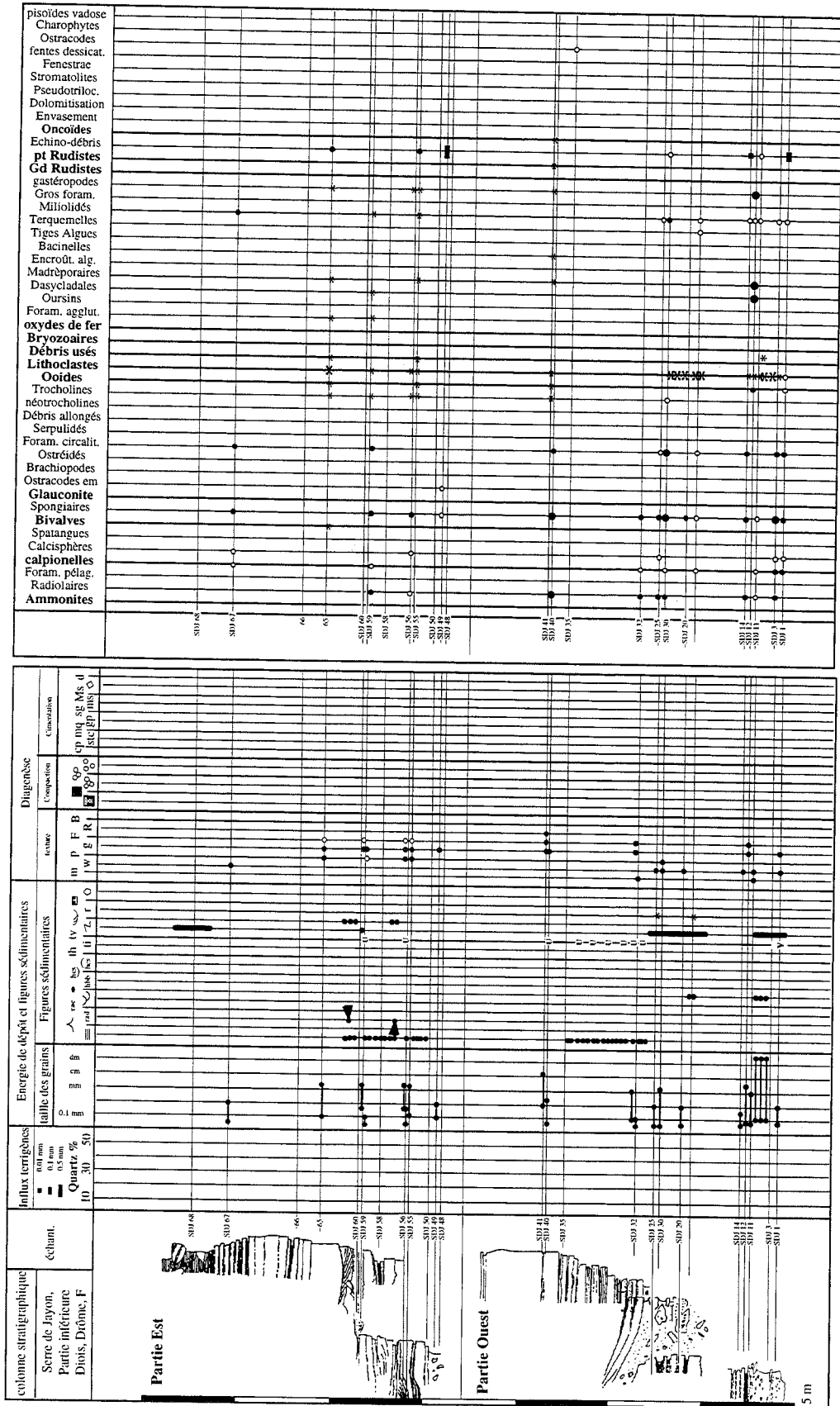
Annexe I.5 . - Tableau de répartition des débris biogéniques de la partie terminale de la coupe du Cul de Lampe et de la coupe de la Grande Sure.



Limite de séquence	n° éch.	<i>o</i> : <i>bioclastes et x</i> : <i>éléments remaniés</i>
Mu 80	79	<i>Clypeina jurassica</i>
	76	<i>Arenobulimina</i> sp.
	75	<i>Vernieuilimina corniculatum</i>
	74	<i>Belorussia</i> cf. <i>polonica</i>
	73	<i>Belorussia</i> cf. <i>florica</i>
	72	<i>Trocholina</i> cf. <i>elongata</i>
	71	<i>Trocholina</i> cf. <i>longata</i>
	70	<i>Trocholina delphinensis</i>
	69	<i>Saproporella amulata</i>
	68	<i>Thaunaporella</i> sp.
	67	<i>Dobryelina</i> sp.
	66	<i>Eurlandia couradi</i>
	65	<i>Vernieuilimina</i> sp.
	64	<i>Pseudocyclamina lituus</i>
	63	<i>Trocholina</i> cf. <i>alpina</i>
	62	<i>Nautiloculina cretacea</i>
	61	<i>Trocholina molesta</i>
	60	<i>Rumantoculina</i> cf. <i>robusta</i>
	59	<i>Trocholina alpina</i>
	58	<i>Nautiloculina brönnimanni</i>
	57	<i>Saproporella</i> sp.
	56	<i>Eurlandia</i> sp.
	55	<i>Pseudextarrella courtionensis</i>
	54	<i>Clypeina sulcata</i>
	53	<i>Clypeina sokani</i>
	52	<i>Mesitoculina lari</i>
	51	<i>Decussoculina</i> sp.
	50	<i>Gaudryina</i> sp.
	49	<i>Belorussia</i> sp.
	48	<i>Derventina</i> sp.
	47	<i>Pavlovecina allobrogensis</i>
	46	<i>Pseudextarrella faux courtionensis</i>
	45	<i>Haplomagmoides joukovskyi</i>
	44	<i>Pseudocyclamina</i> cf. <i>lituus</i> .
	43	<i>Daxia</i> sp.
	42	<i>Clypeina</i> sp.
	41	<i>Charentia nana</i>
	40	<i>Zergabrielia embergeri</i>
	39	<i>Trocholina sagittata</i>
	38	<i>Trocholina campanella</i>
	37	<i>Mesitroteron valserniensis</i>
	36	<i>Trocholina</i> cf. <i>chauberti</i>
	35	<i>Radicalicella</i> sp.
	34	<i>Boueina</i> sp.
	33	<i>Montselvia salevensis</i>
	32	<i>Montselvia elevata</i>
	31	<i>Charentia cavillieri</i>
	30	<i>Haplomagmoides</i> sp.
	29	<i>Pfenderina neocomiensis</i> ssp. 2
	28	<i>Choffaella</i> cf. <i>decipiens</i>
	27	<i>Debarina</i> sp.
	26	<i>Vauvillieria</i> sp.
	25	<i>Feurilla frequens</i> ssp. 2
	24	<i>Citella favrei</i>
	23	<i>Montselvia</i> cf. <i>salevensis</i>
	22	<i>Valdanichella</i> cf. <i>militari</i>
	21	<i>Trocholina</i> cf. <i>odukpaniensis</i>
	20	<i>Valdanichella militari</i>
	19	<i>Carpapoporella</i> sp.
	18	<i>Cribrella</i> sp.
	17	<i>Moestiaculina donibiana</i>
	16	<i>Choffaella decipiens</i>
	15	
	14	
	13	
	12	
	11	
	10	
	9	
	8	
	7	
	6	
	5	
	4	
	3	
	2	
	1	

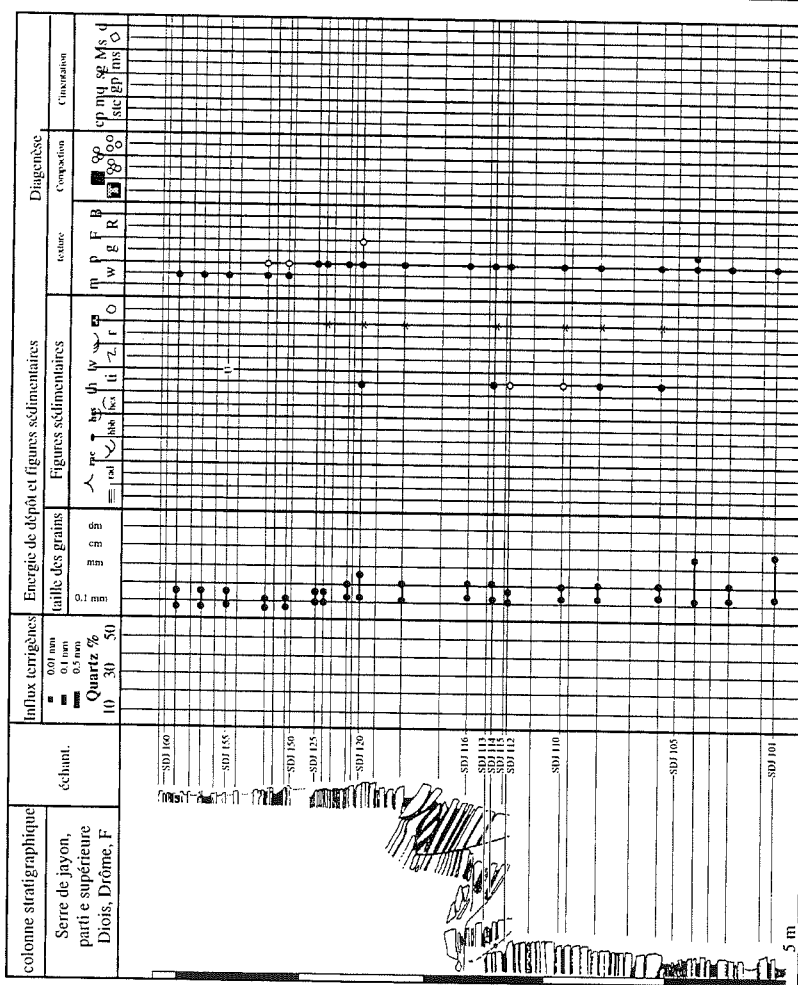
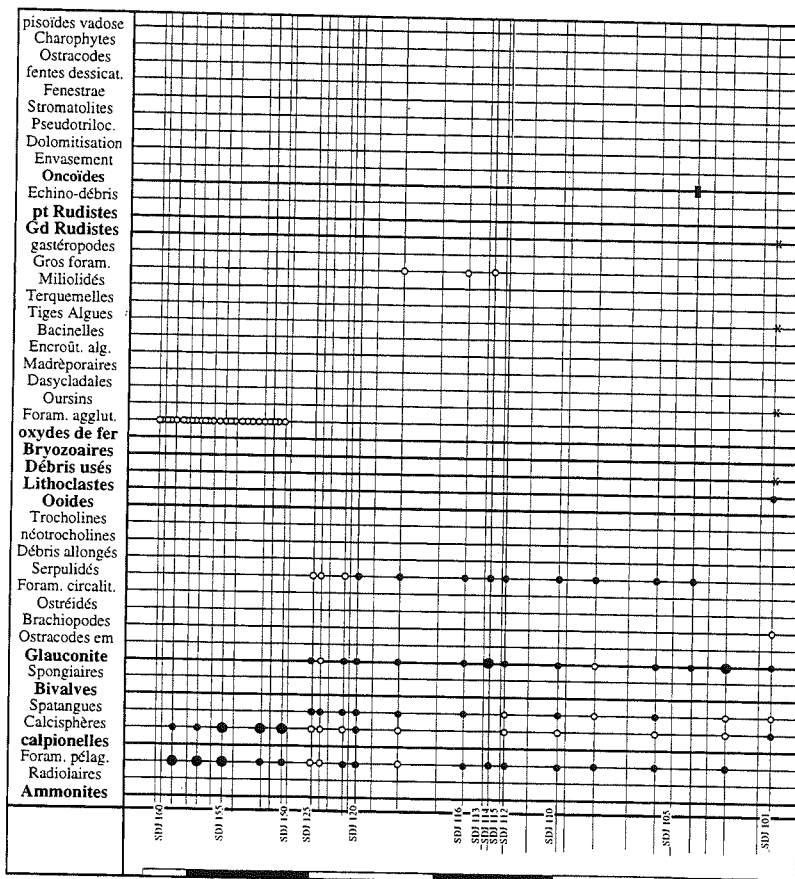
Annexe I.7. - Tableau de répartition des débris biogéniques de la coupe de Musièges.



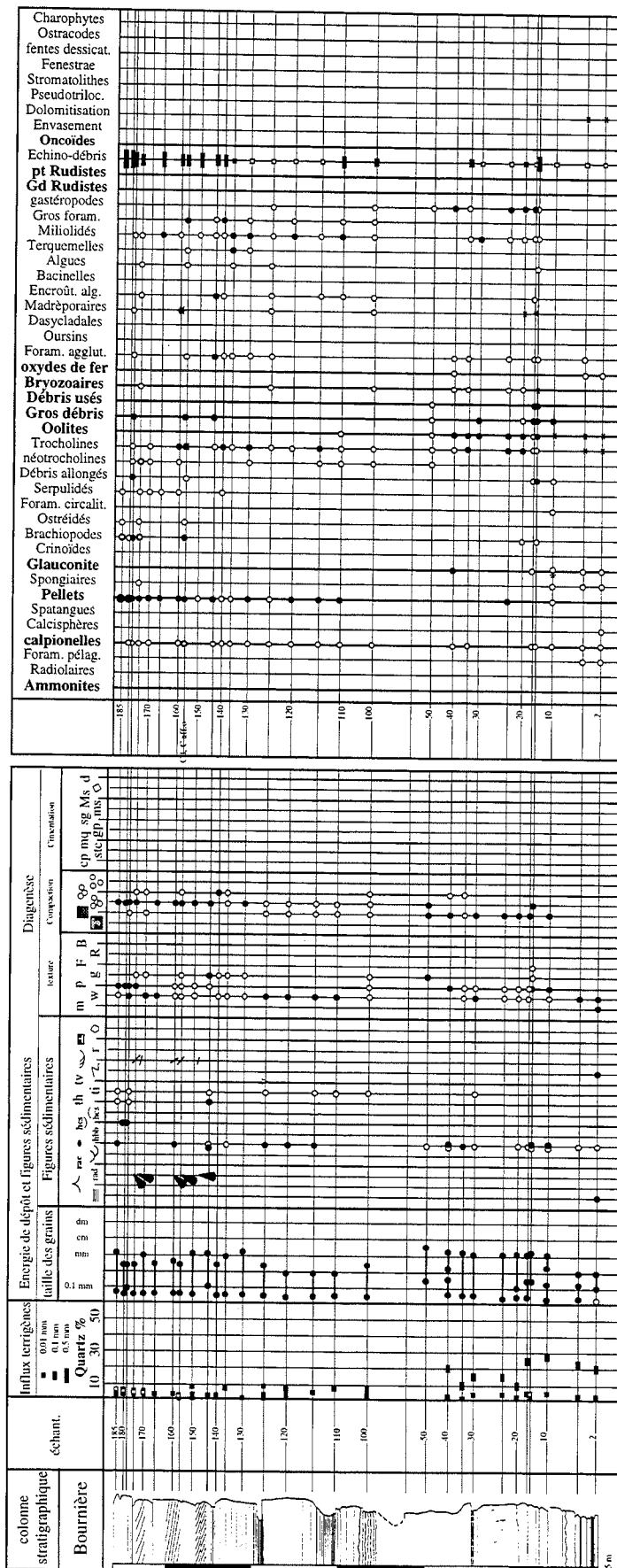


Annexe II.1. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie inférieure de la coupe du Serre de Jayon.

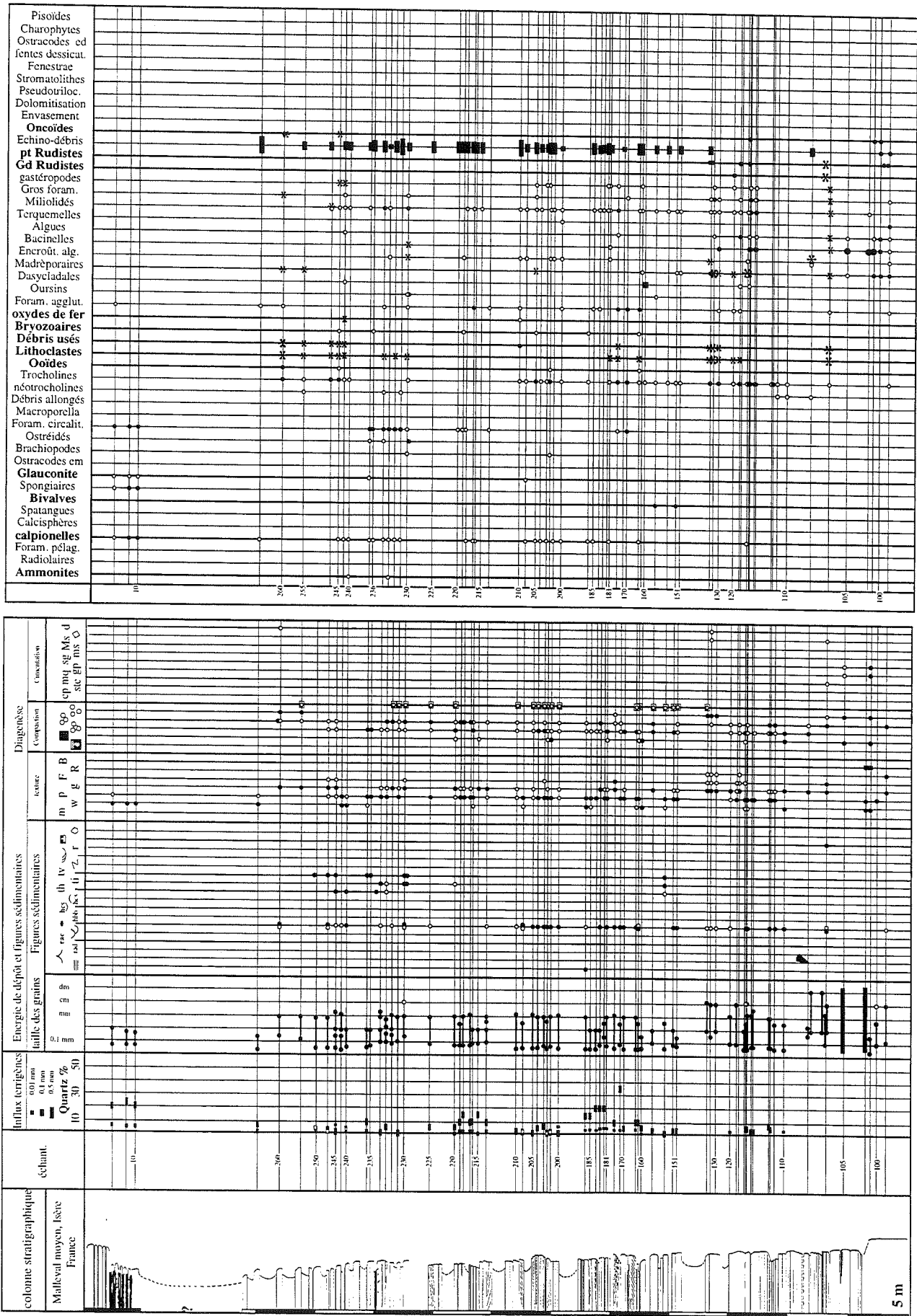




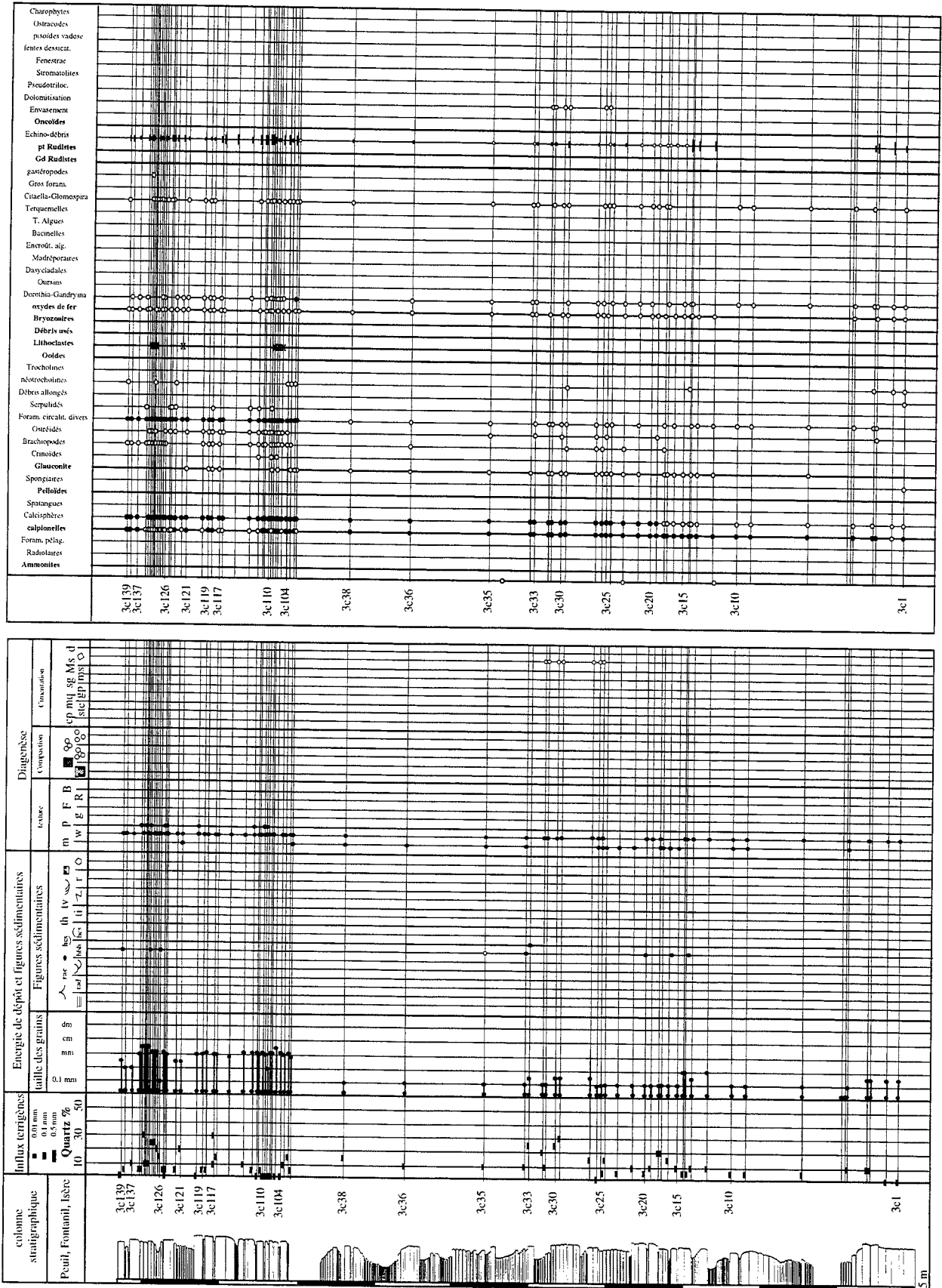
Annexe II.2. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie supérieure de la coupe du Serre de Jayon.



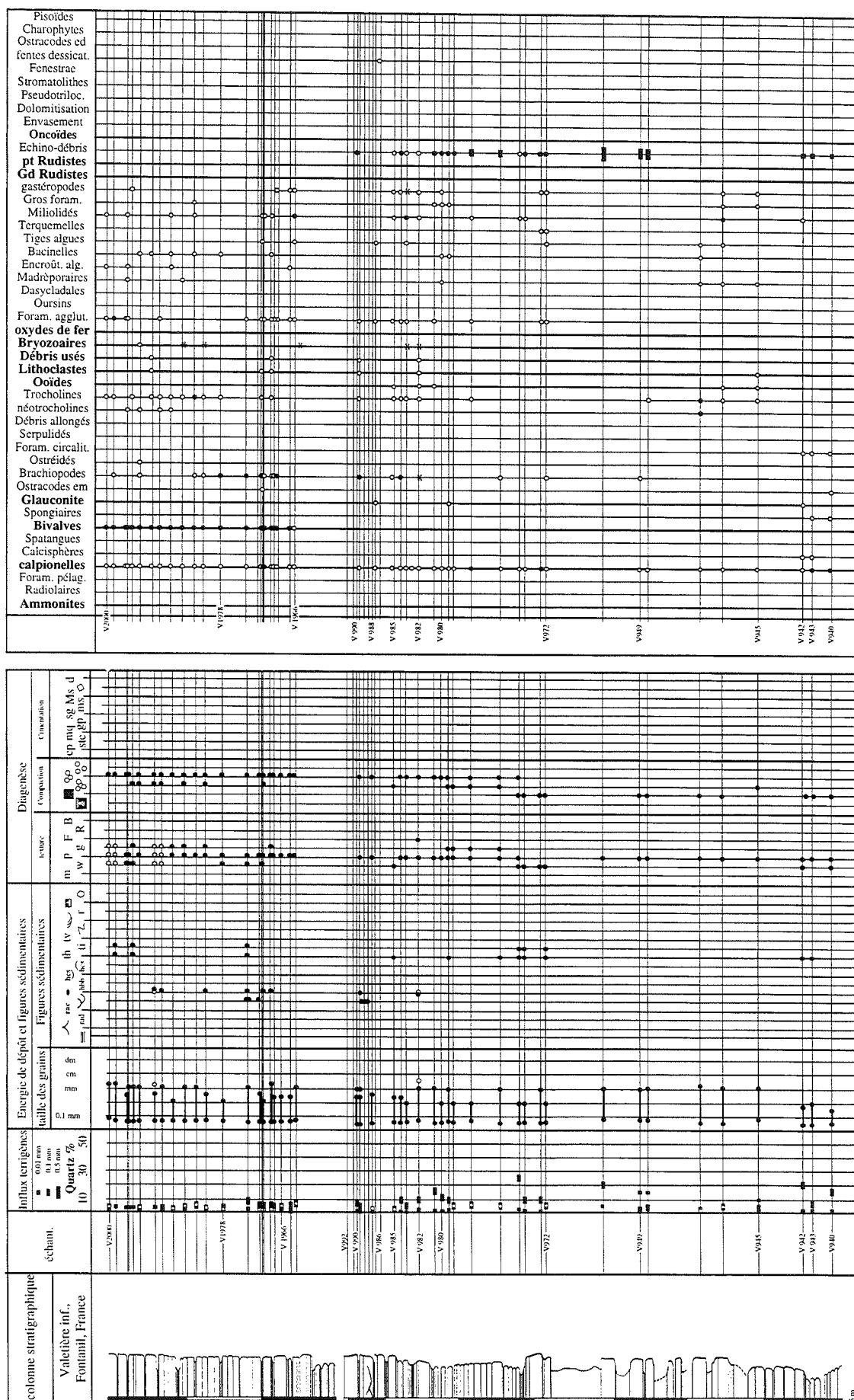
Annexe II.3. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Bourrières.



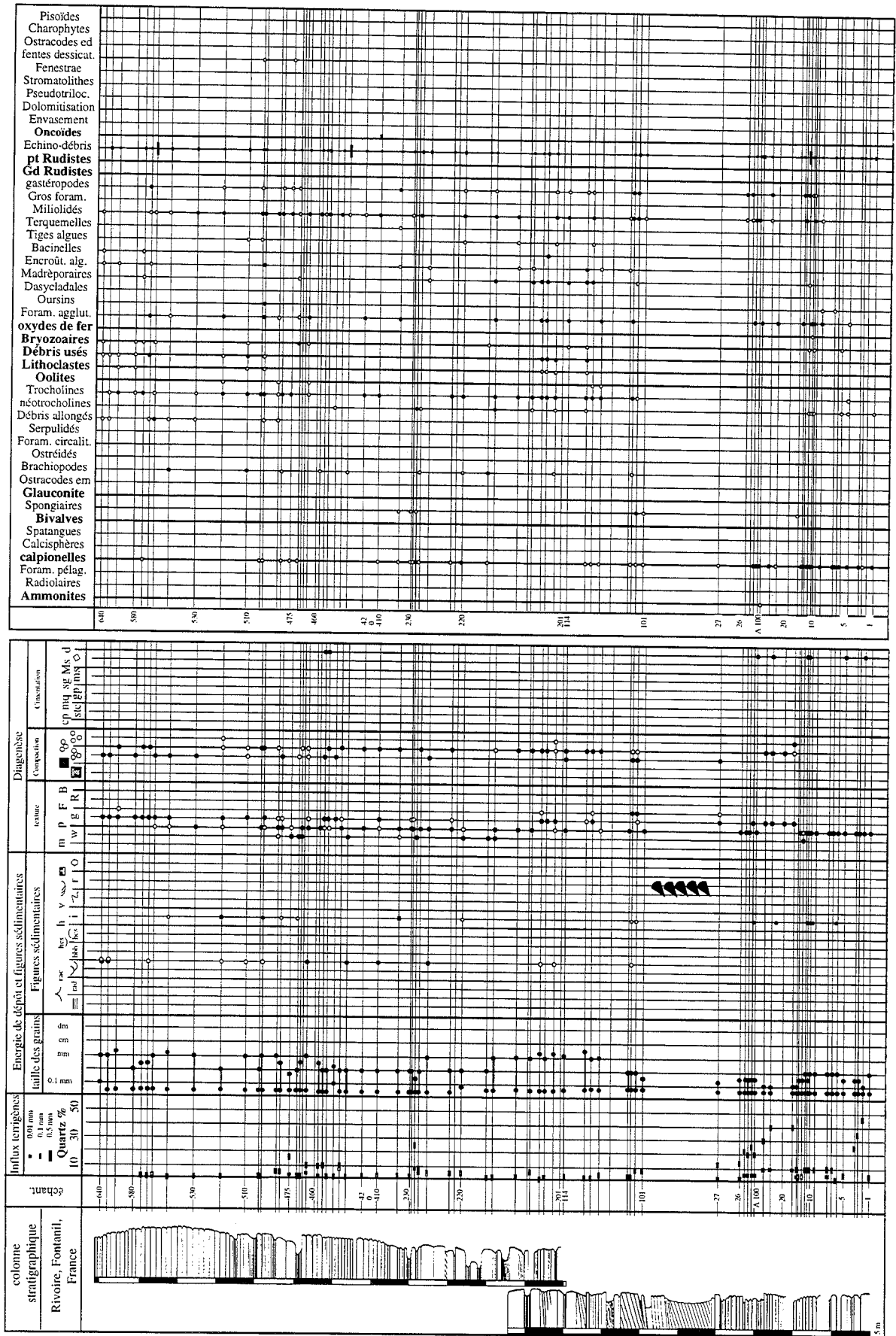
Annexe II.4. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie moyenne de la coupe du Malleval.



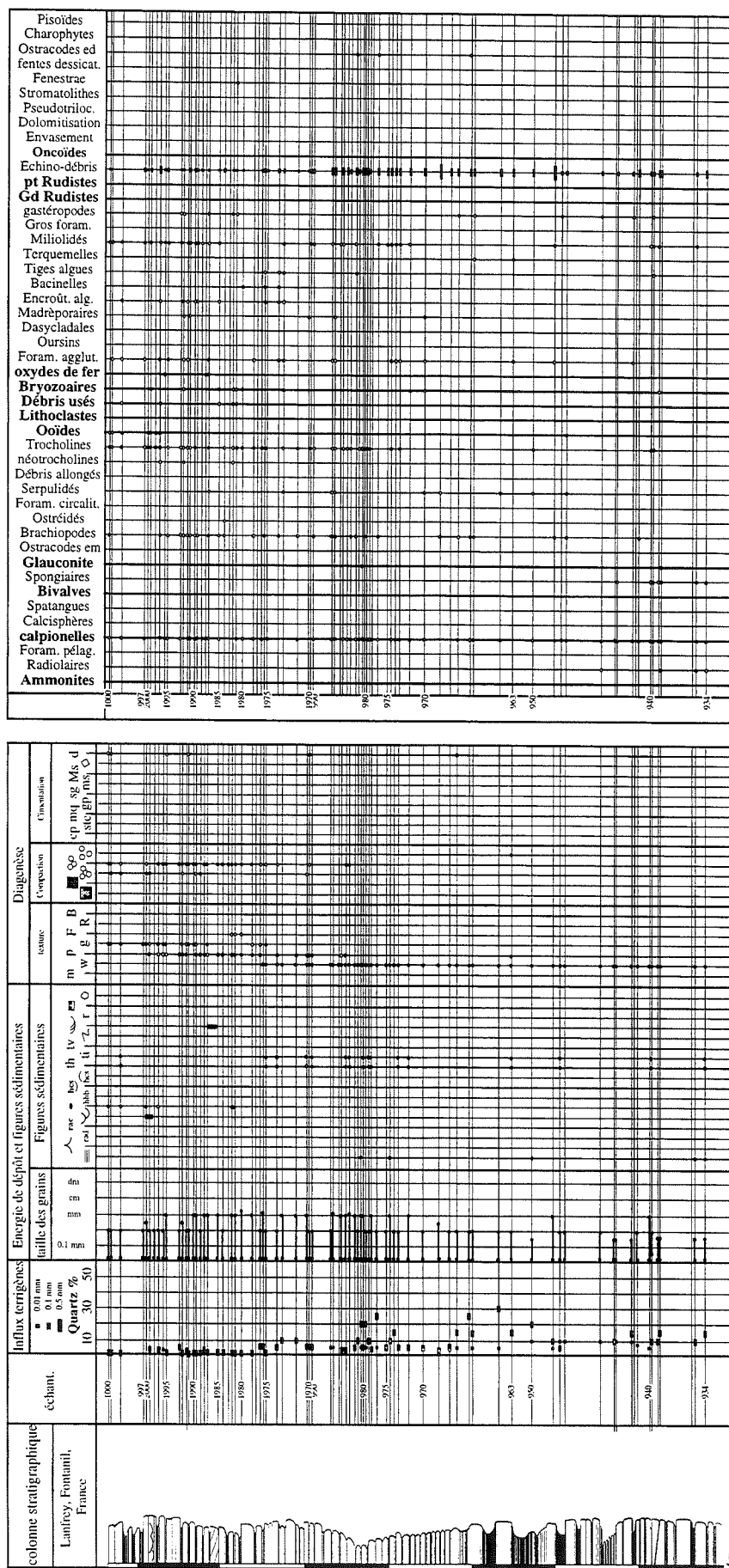
Annexe II.5. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe du Peuil.



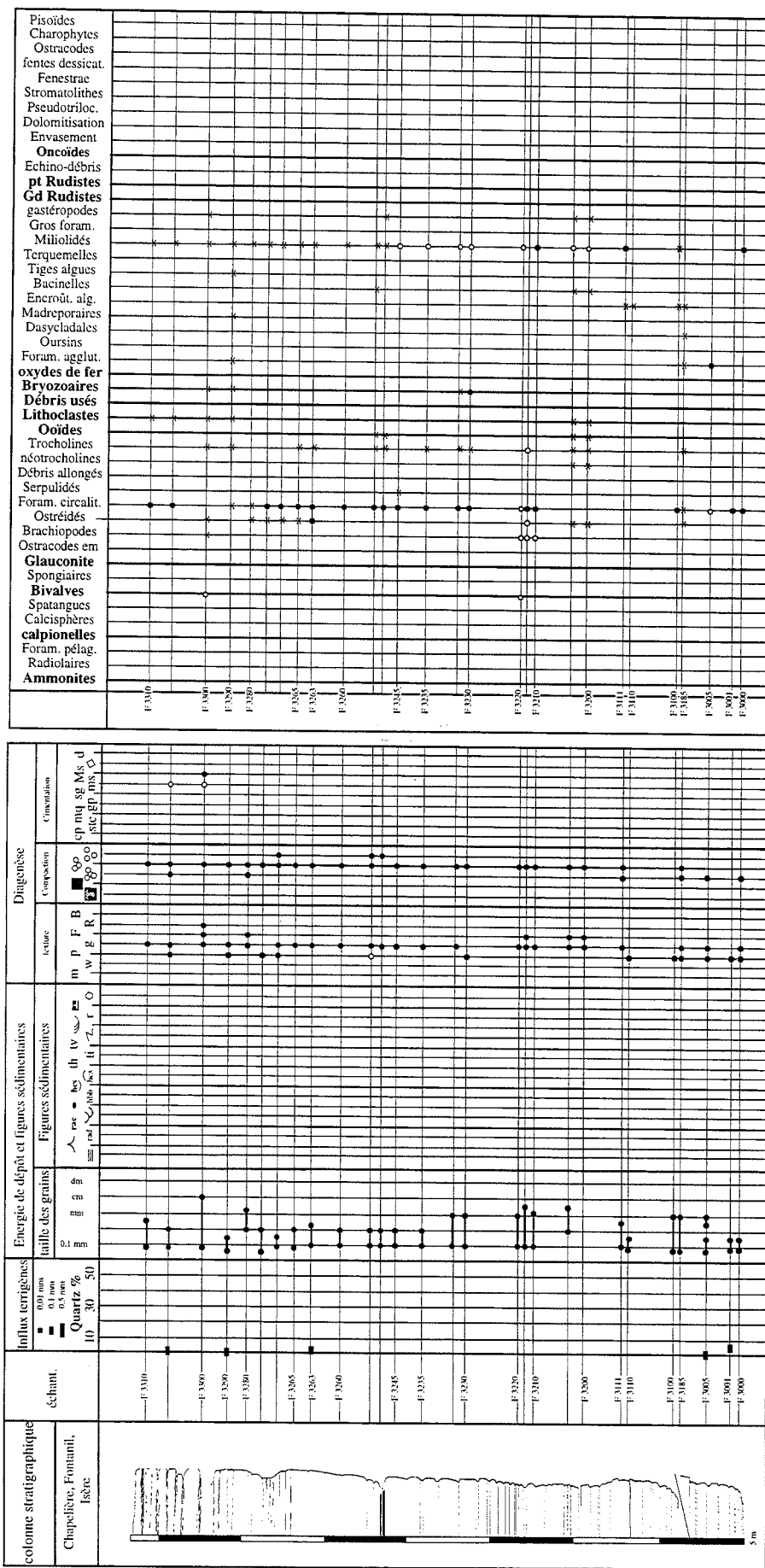
Annexe II.6. - Tableaux d'analyse sédimentologique de la coupe de Valère.



Annexe II.7. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Rivoire.

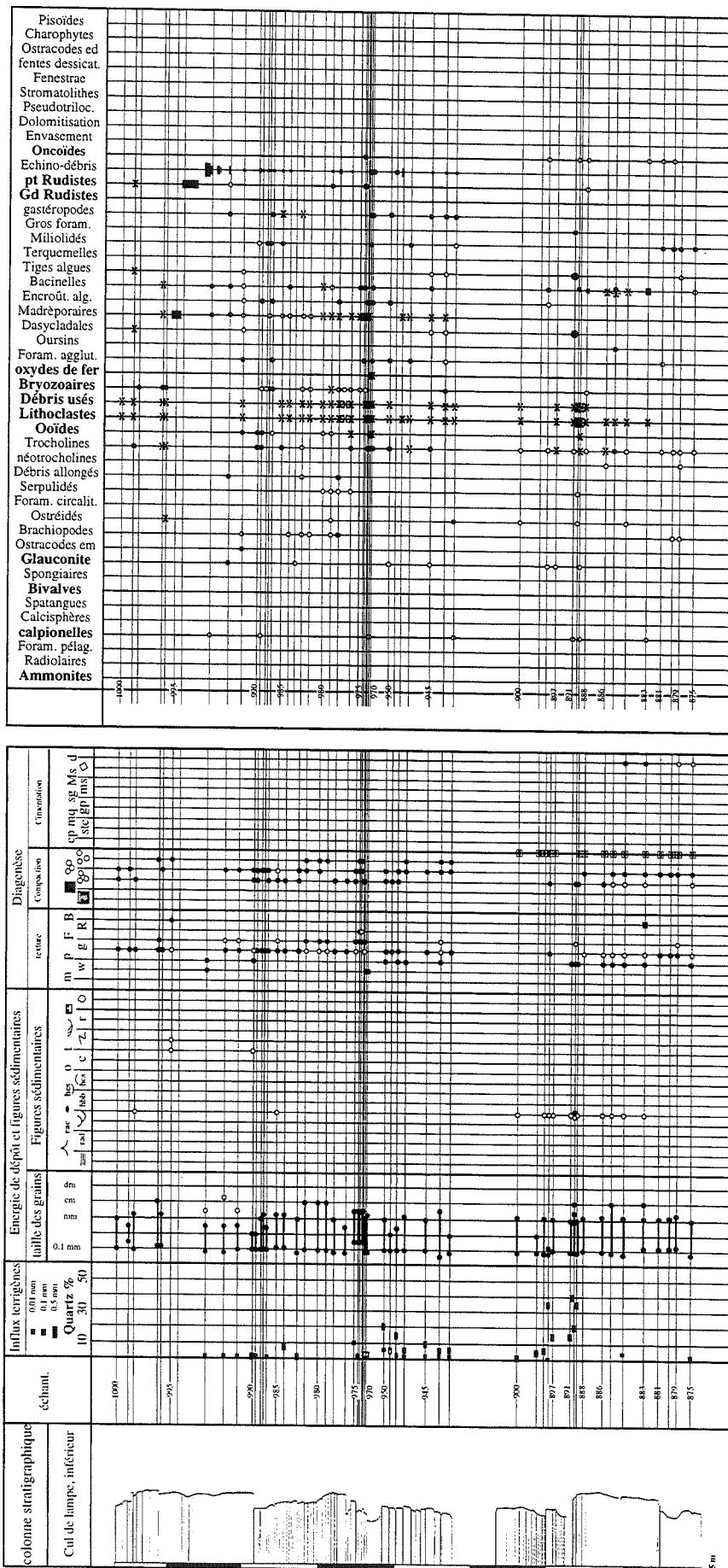


Annexe II.8. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Lanfrey.

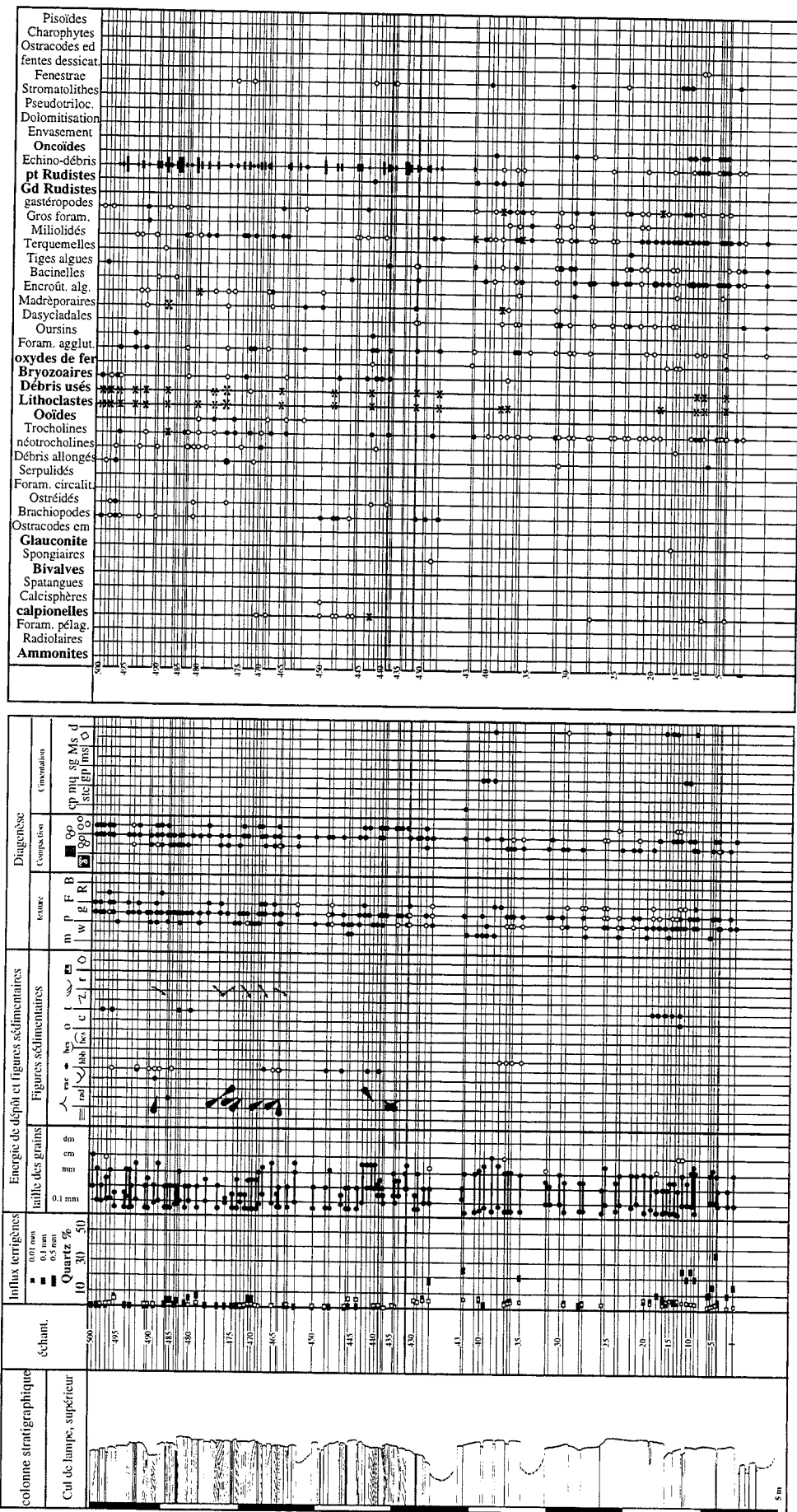


Annexe II.9. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Chapelière.

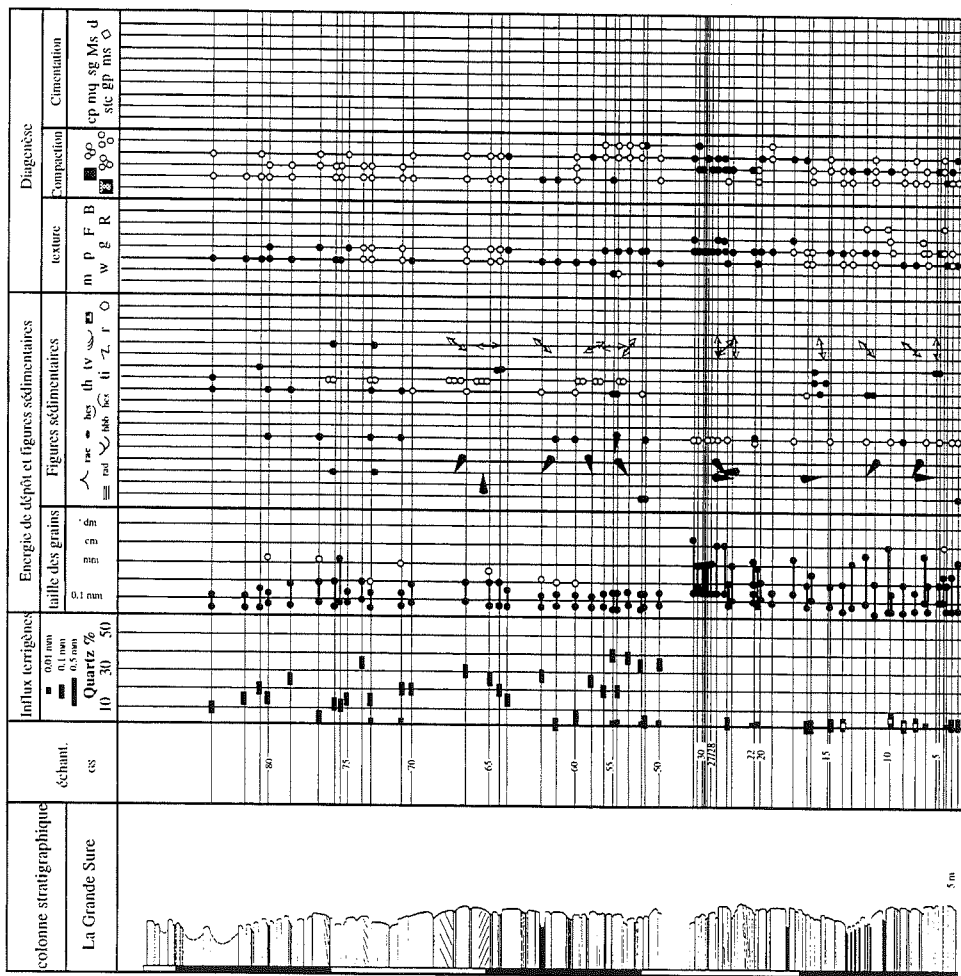
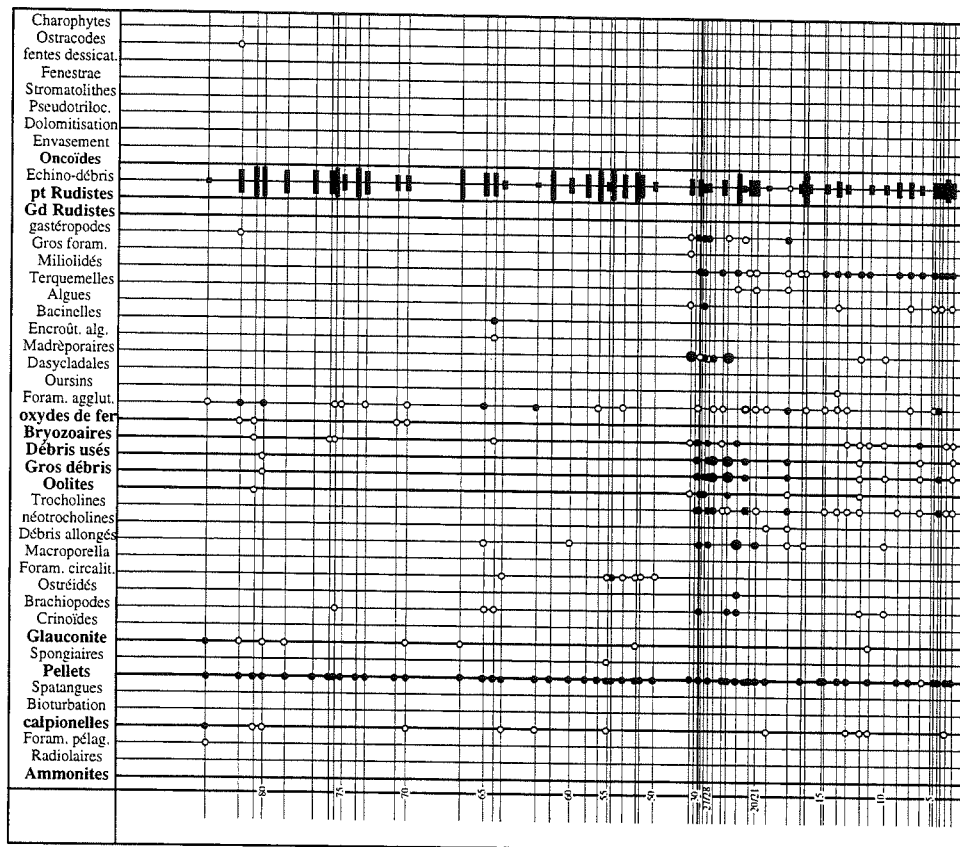




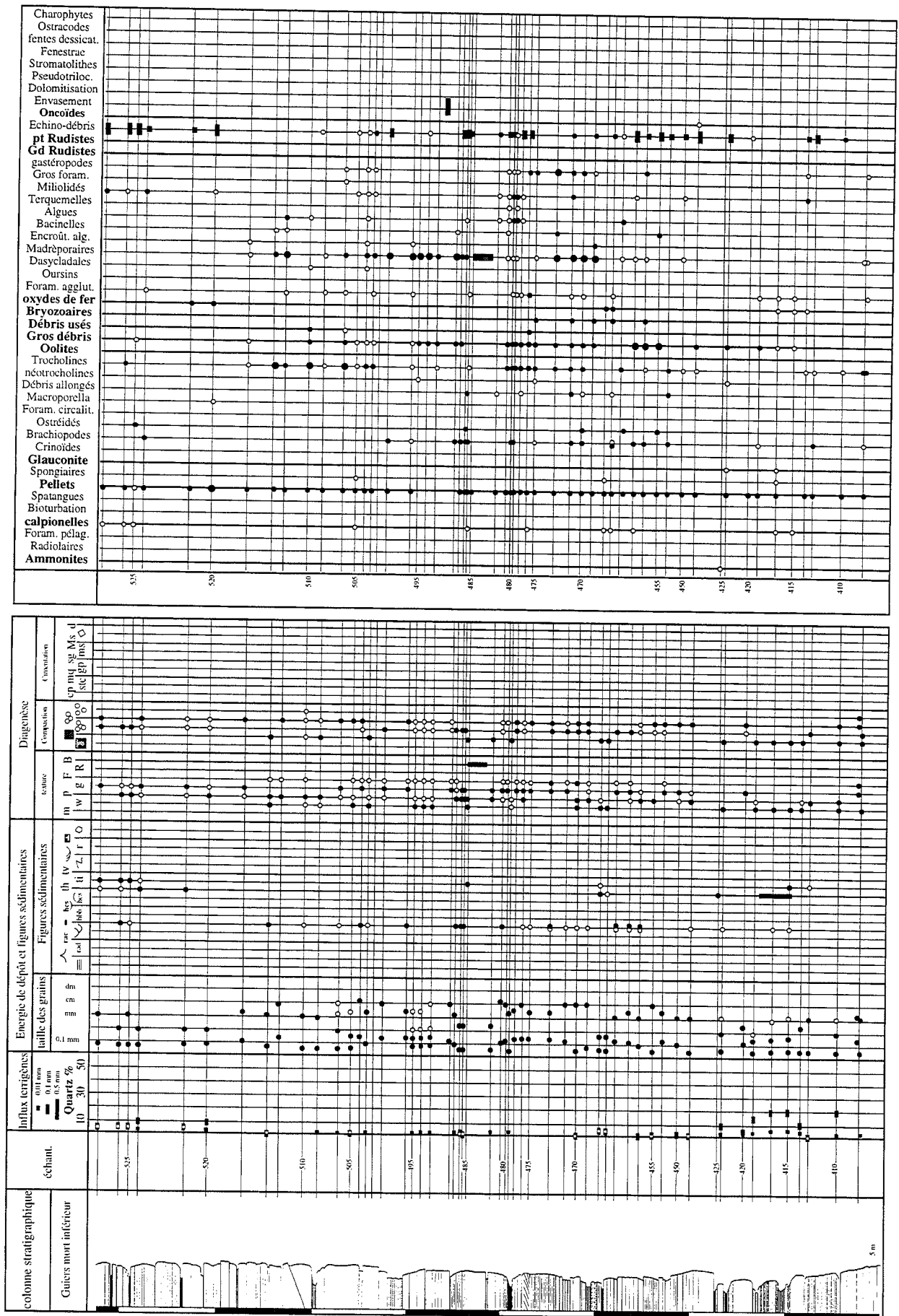
Annexe II.10. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie inférieure de la coupe du Cul de lampe.



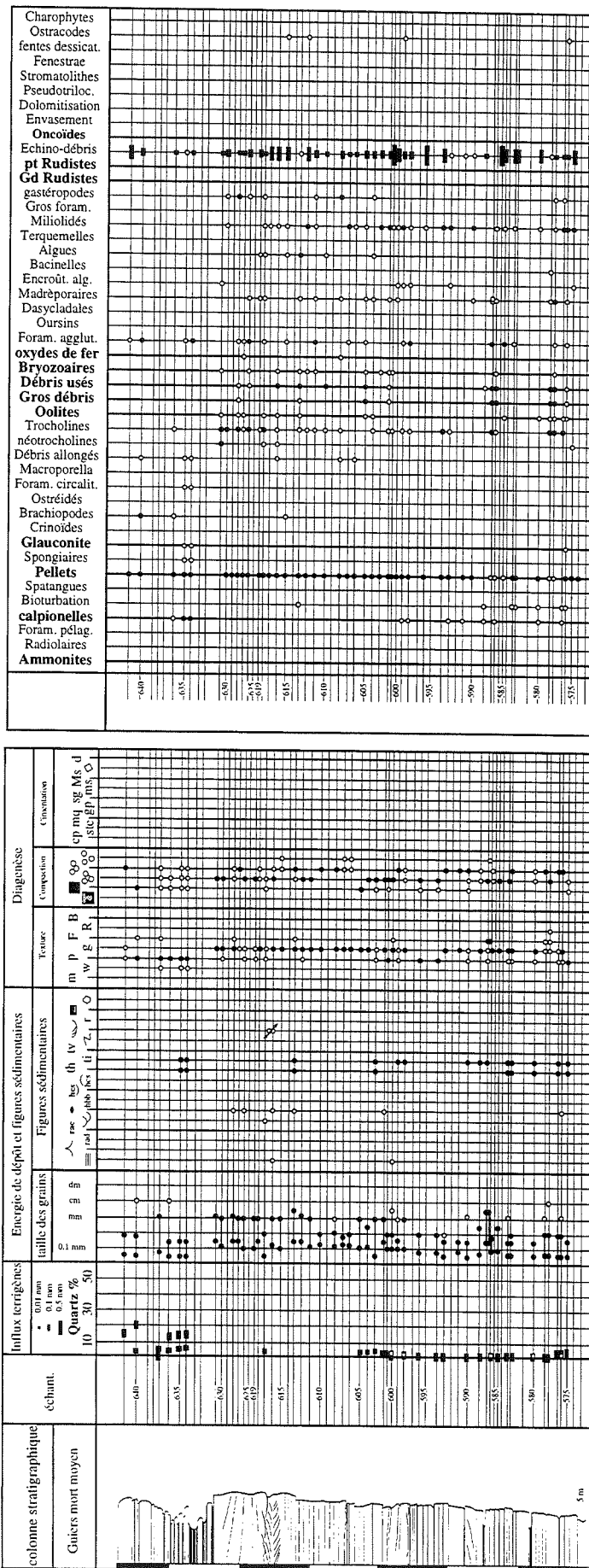
Annexe II.11. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie supérieure de la coupe du Cul de Lampe.



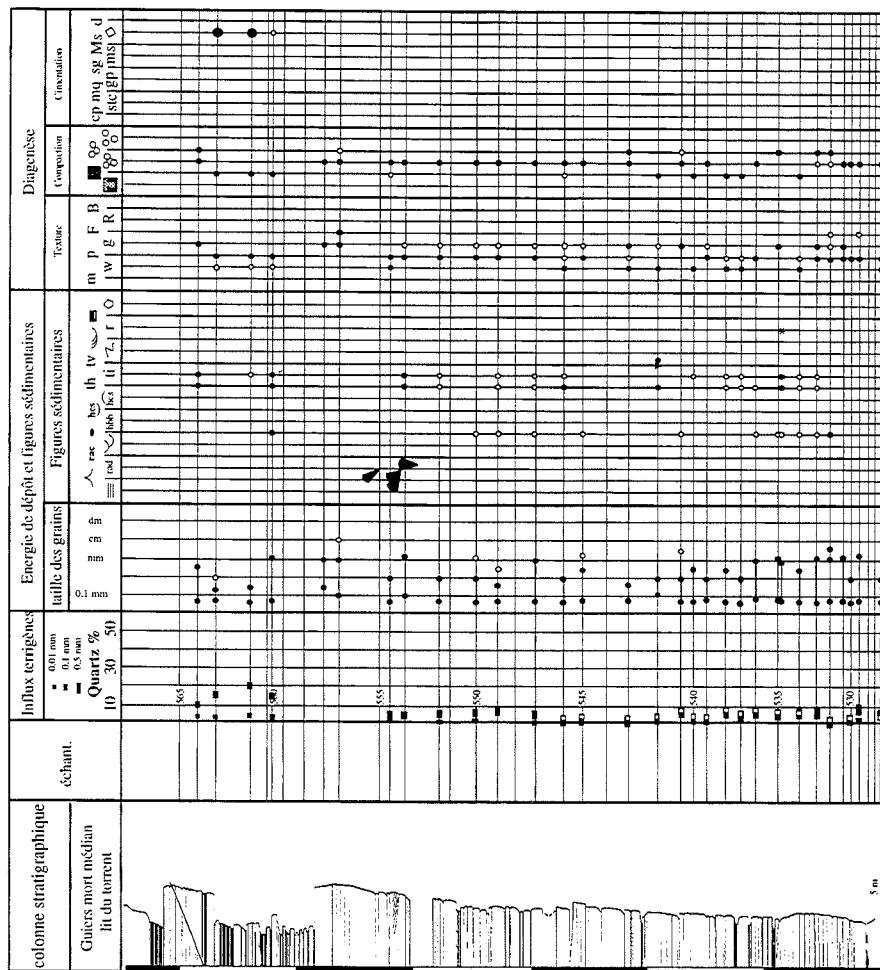
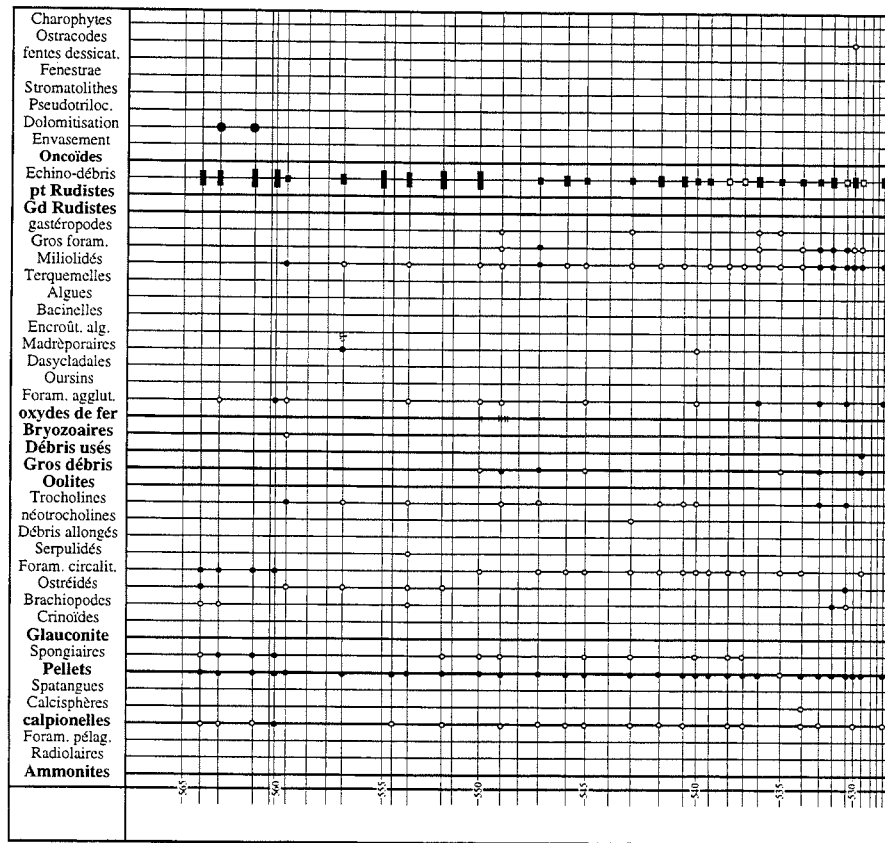
Annexe II.12. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de la Grande Sure.



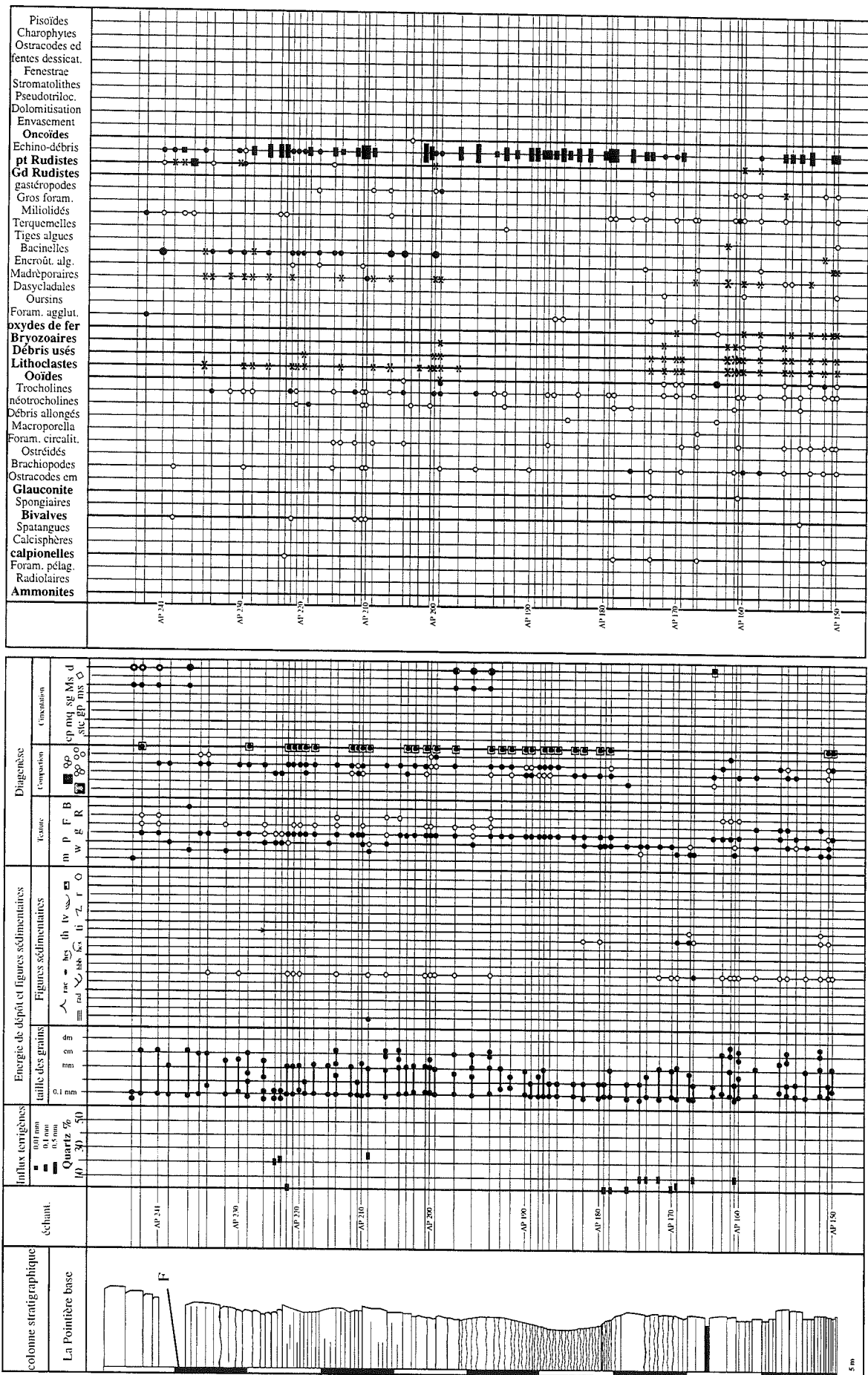
Annexe II.13. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie inférieure de la coupe du Guiers mort.



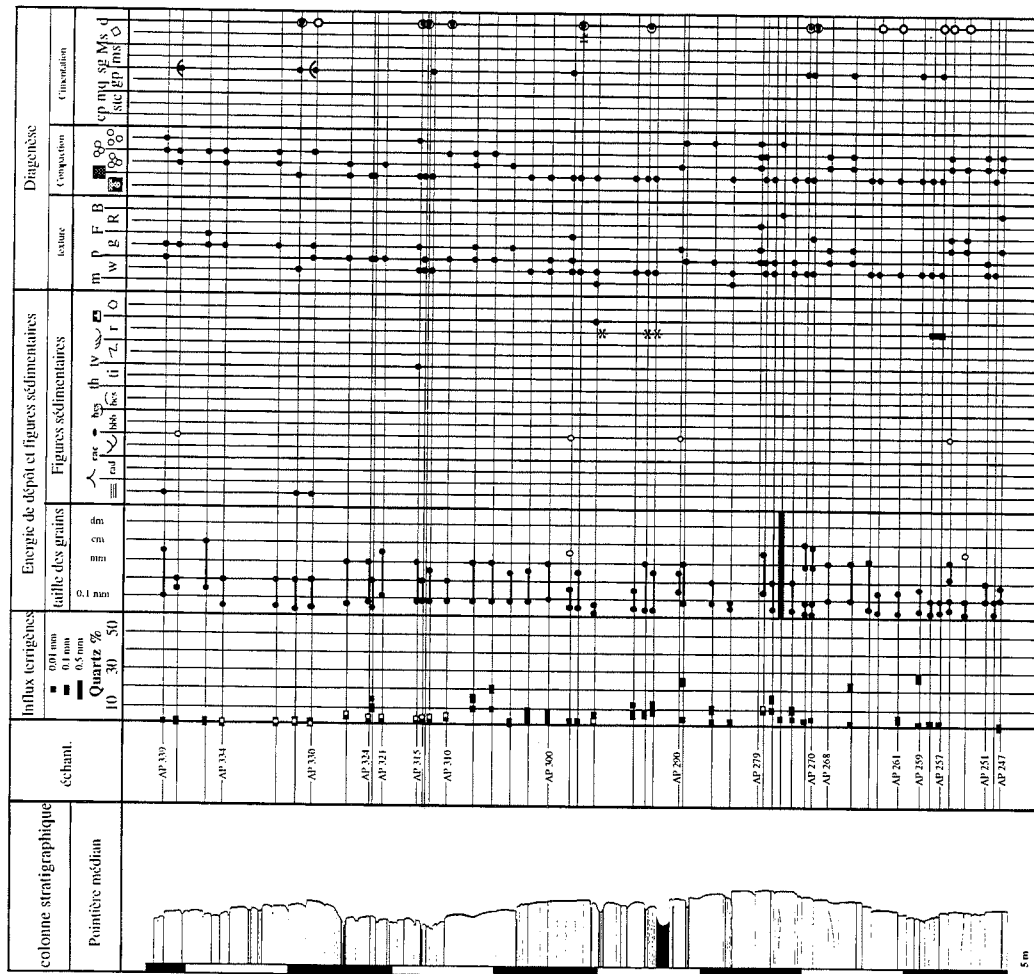
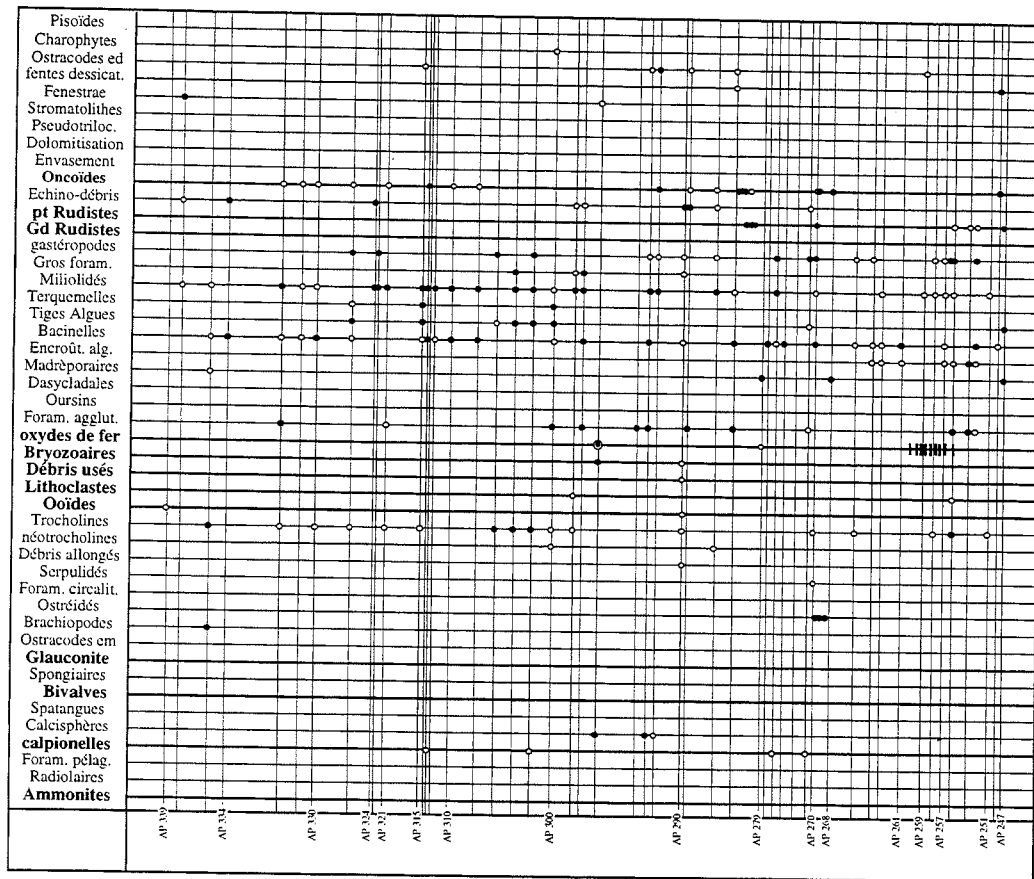
Annexe II.14. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie moyenne de la coupe du Guiers mort (près du pont Saint Bruno).



Annexe II.15. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie moyenne de la coupe du Guiers mort dans le lit du torrent.

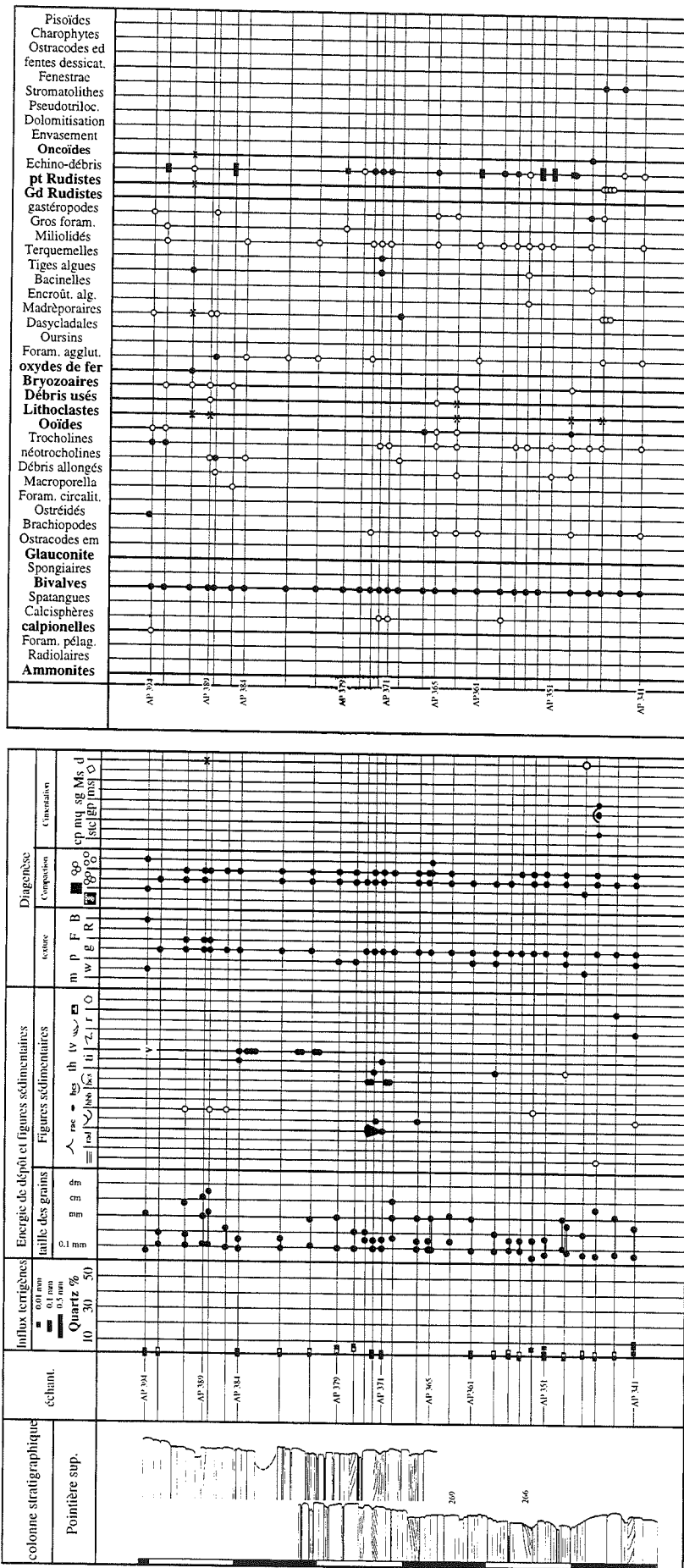


Annexe II.16. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie inférieure de la coupe de la Pointière.

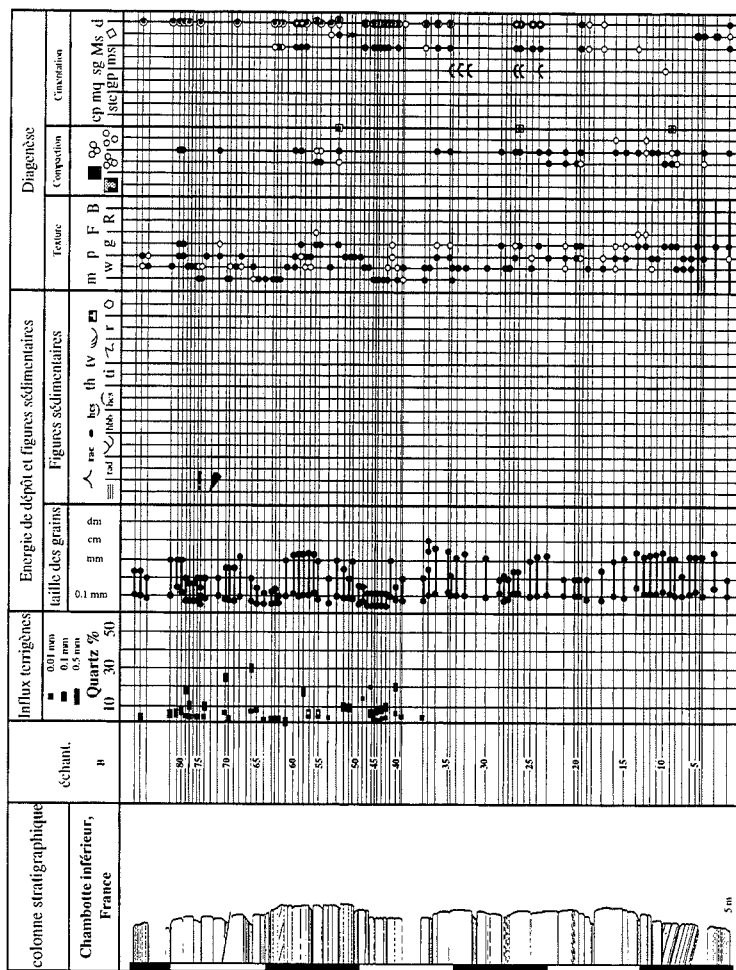
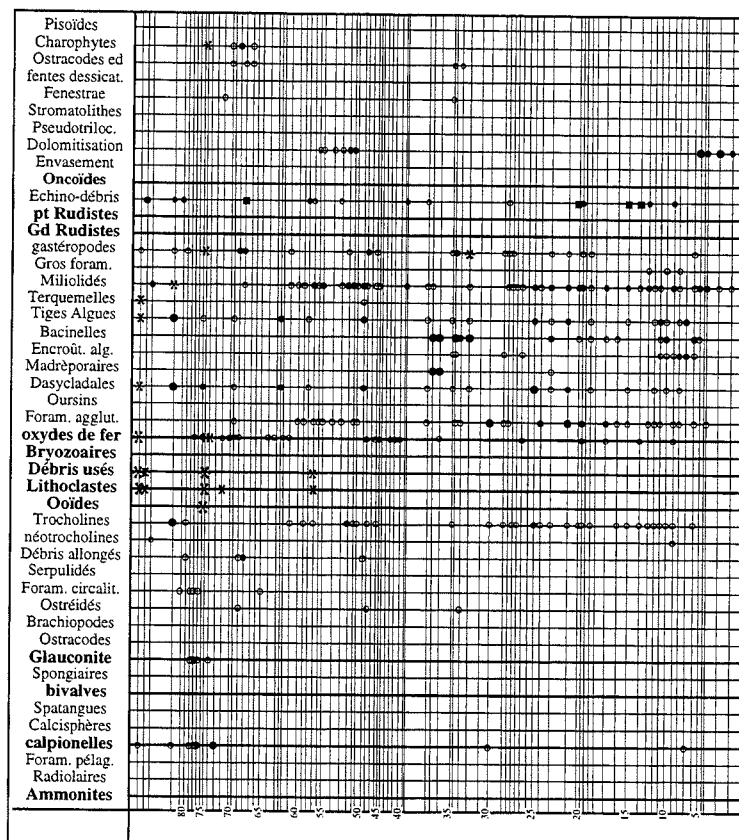


Annexe II.17. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie moyenne de la coupe de la Pointière.

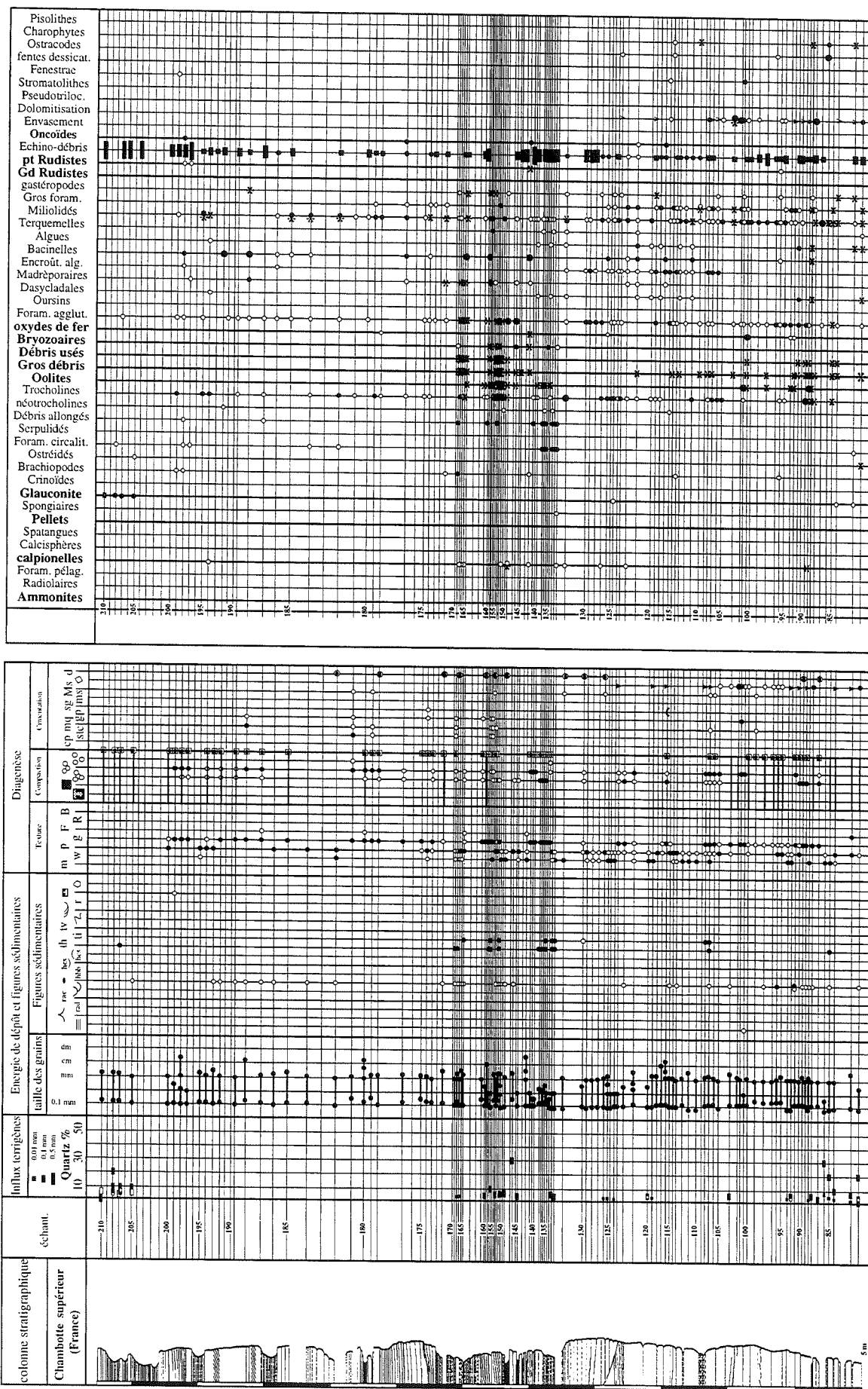




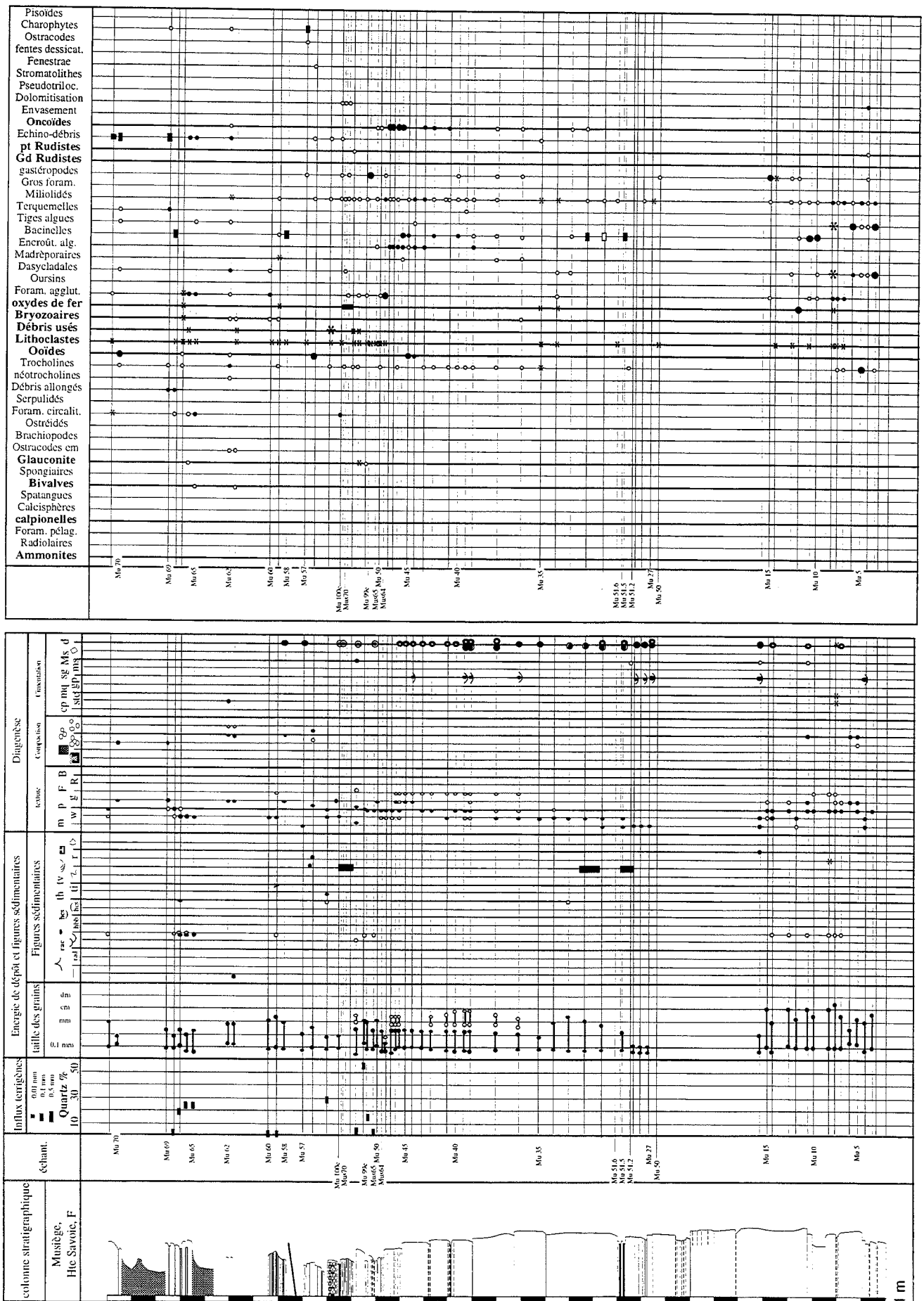
Annexe II.18. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie supérieure de la coupe de la Pointière.



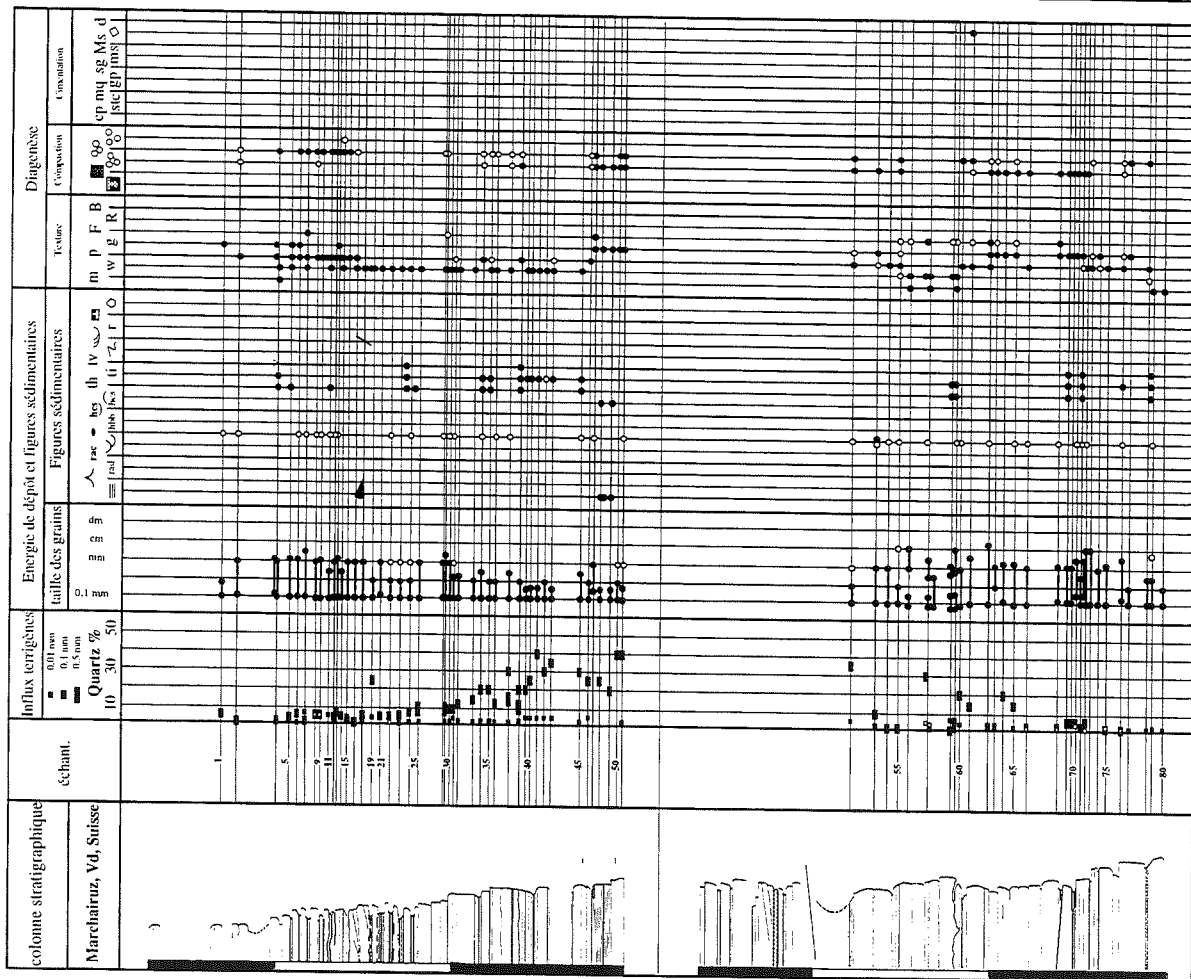
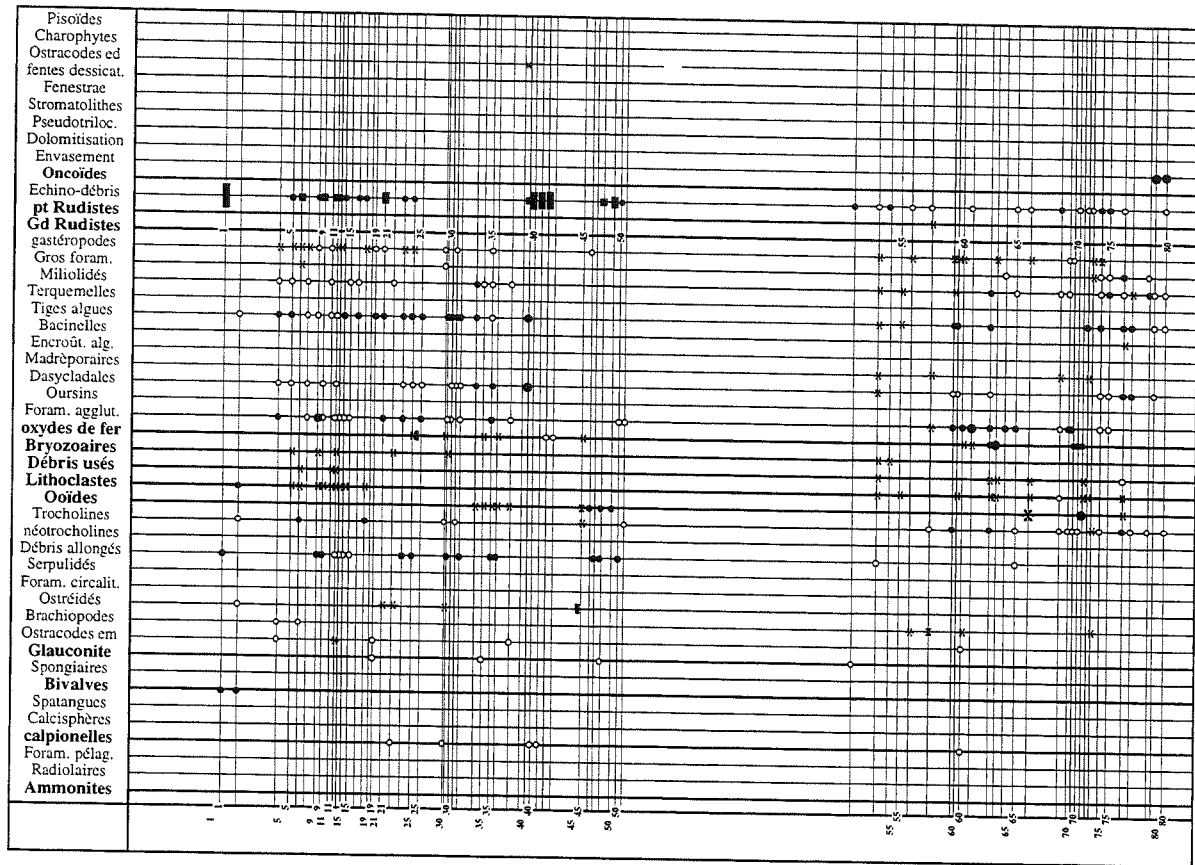
Annexe II.19. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie inférieure de la coupe de la Chambotte.



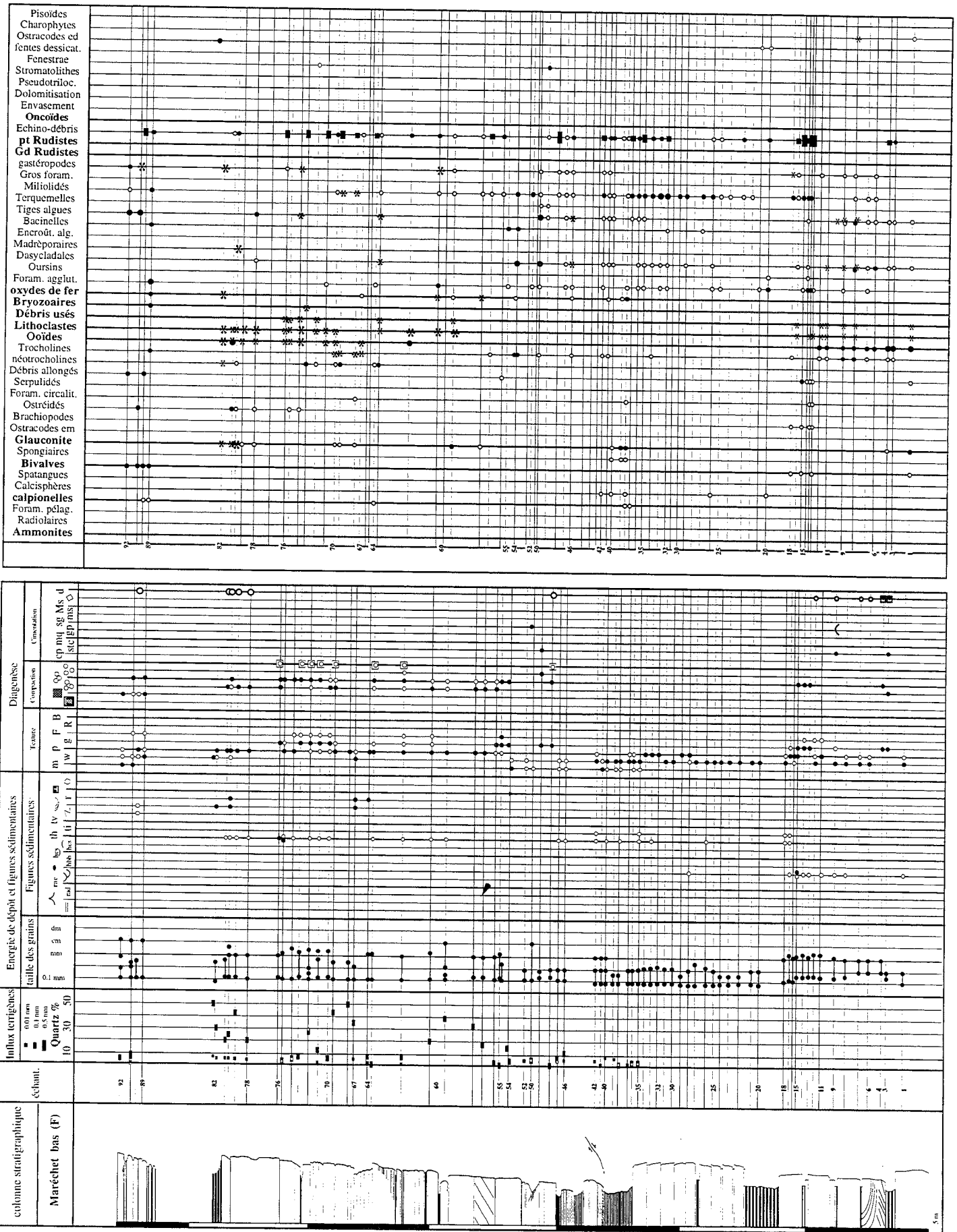
Annexe II.20. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie supérieure de la coupe de la Chambotte.



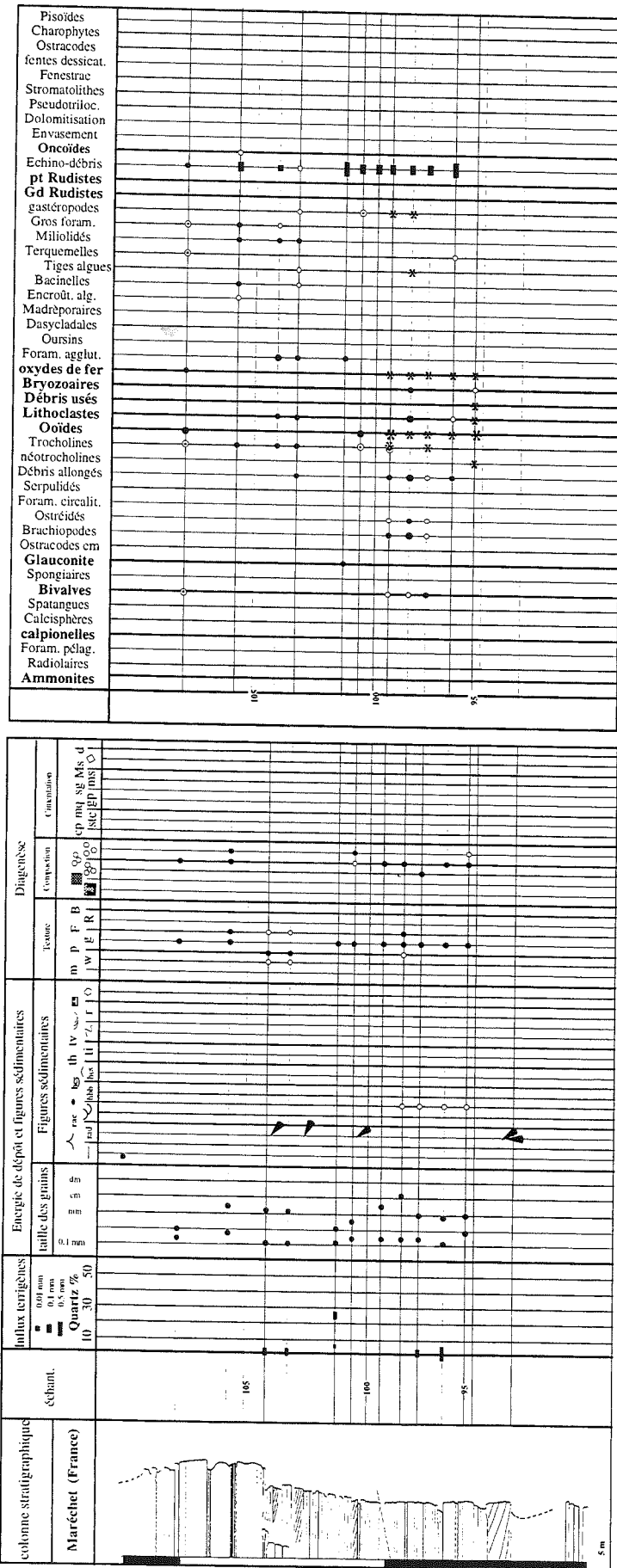
Annexe II.21. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Musiège.



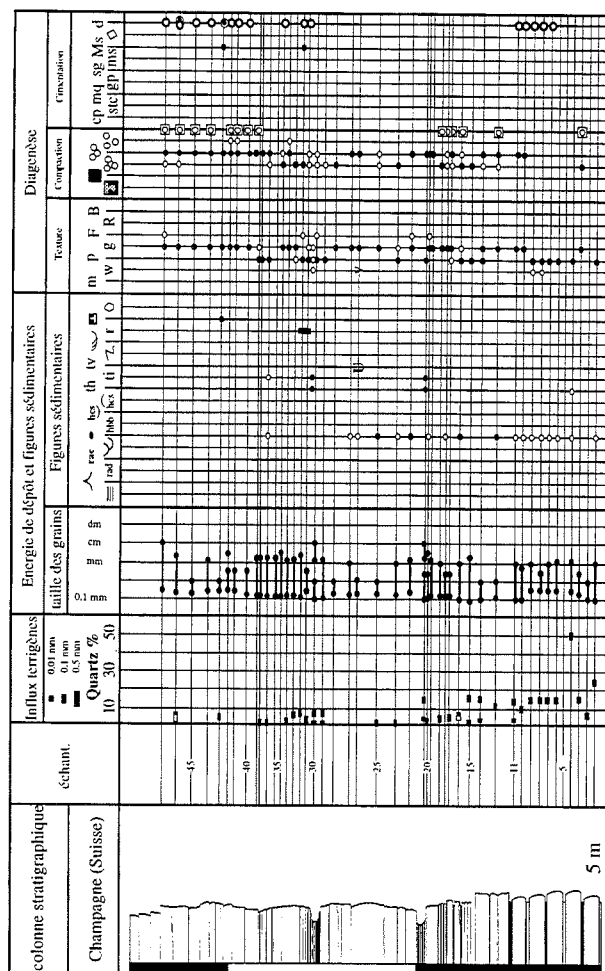
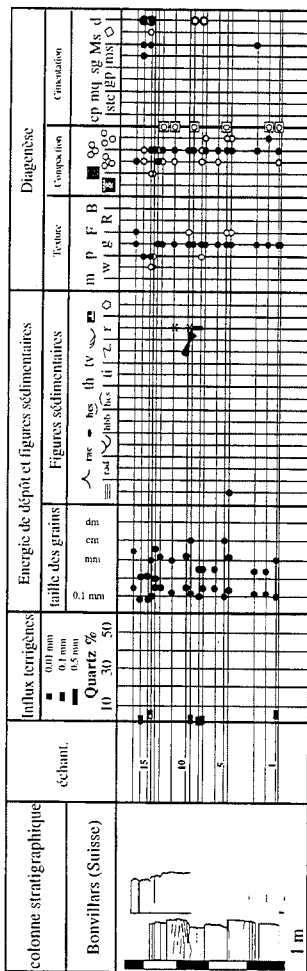
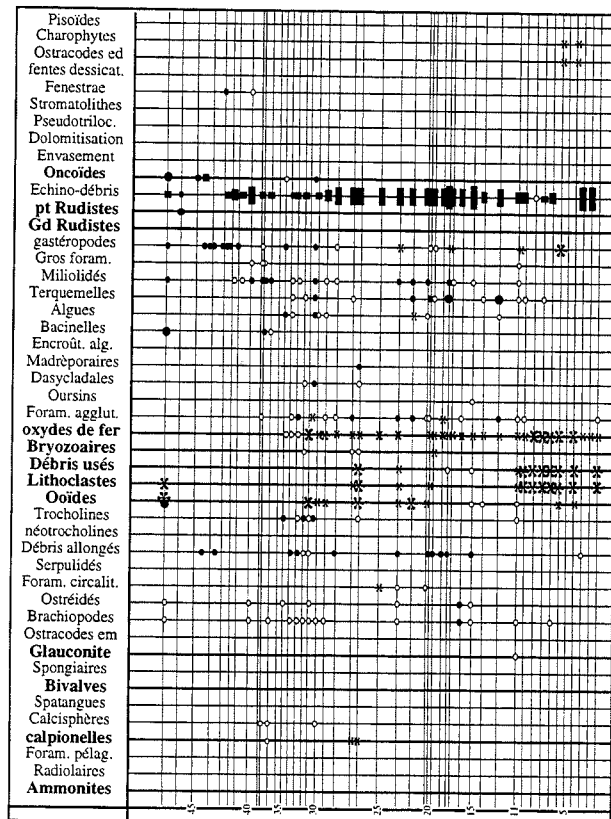
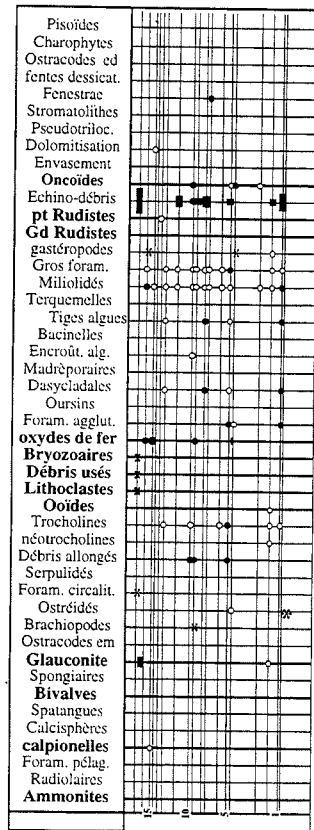
Annexe II.22. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie inférieure de la coupe du Marchairuz.



Annexe II.23. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie inférieure de la coupe du Maréchet.

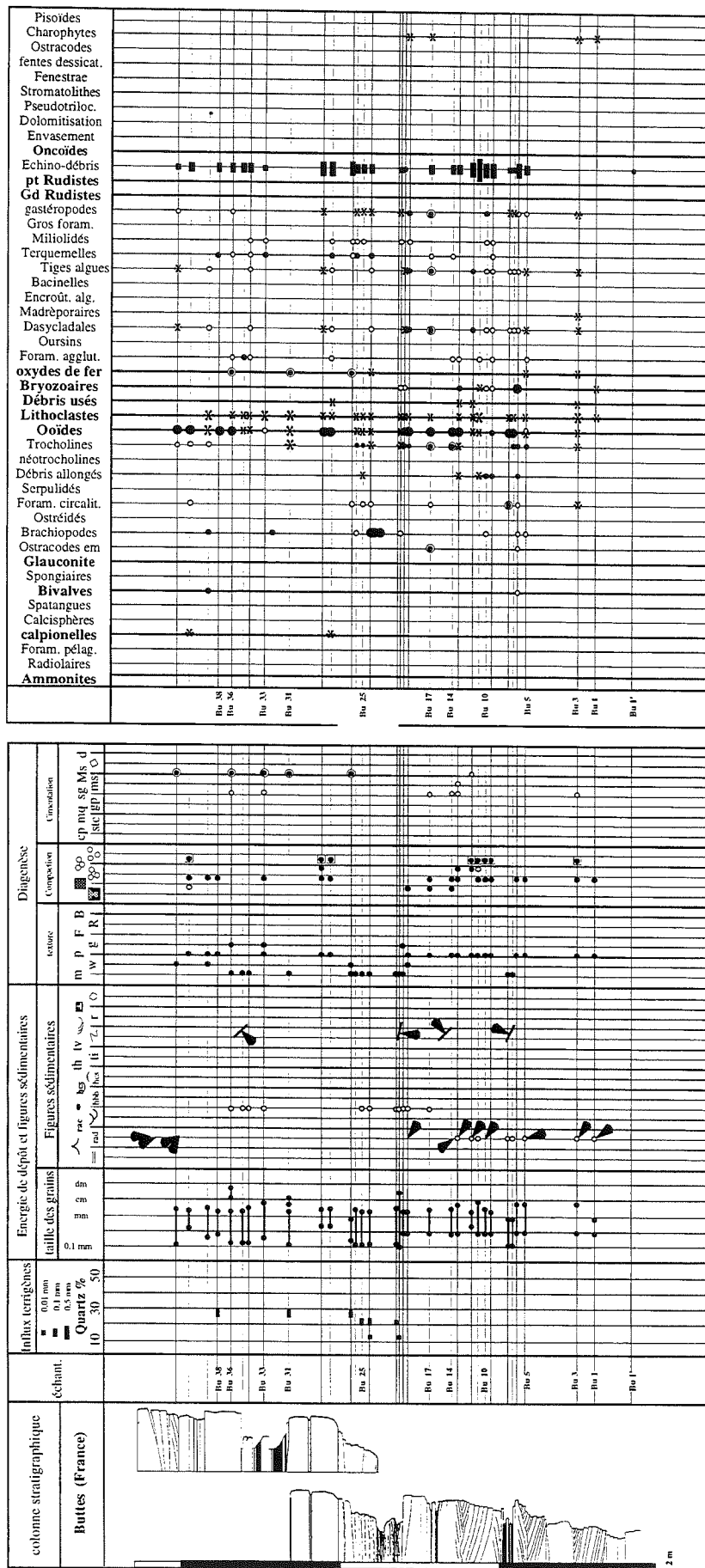


Annexe II.24. - Tableau d'analyse sédimentologique de la partie supérieure de la coupe du Maréchet.

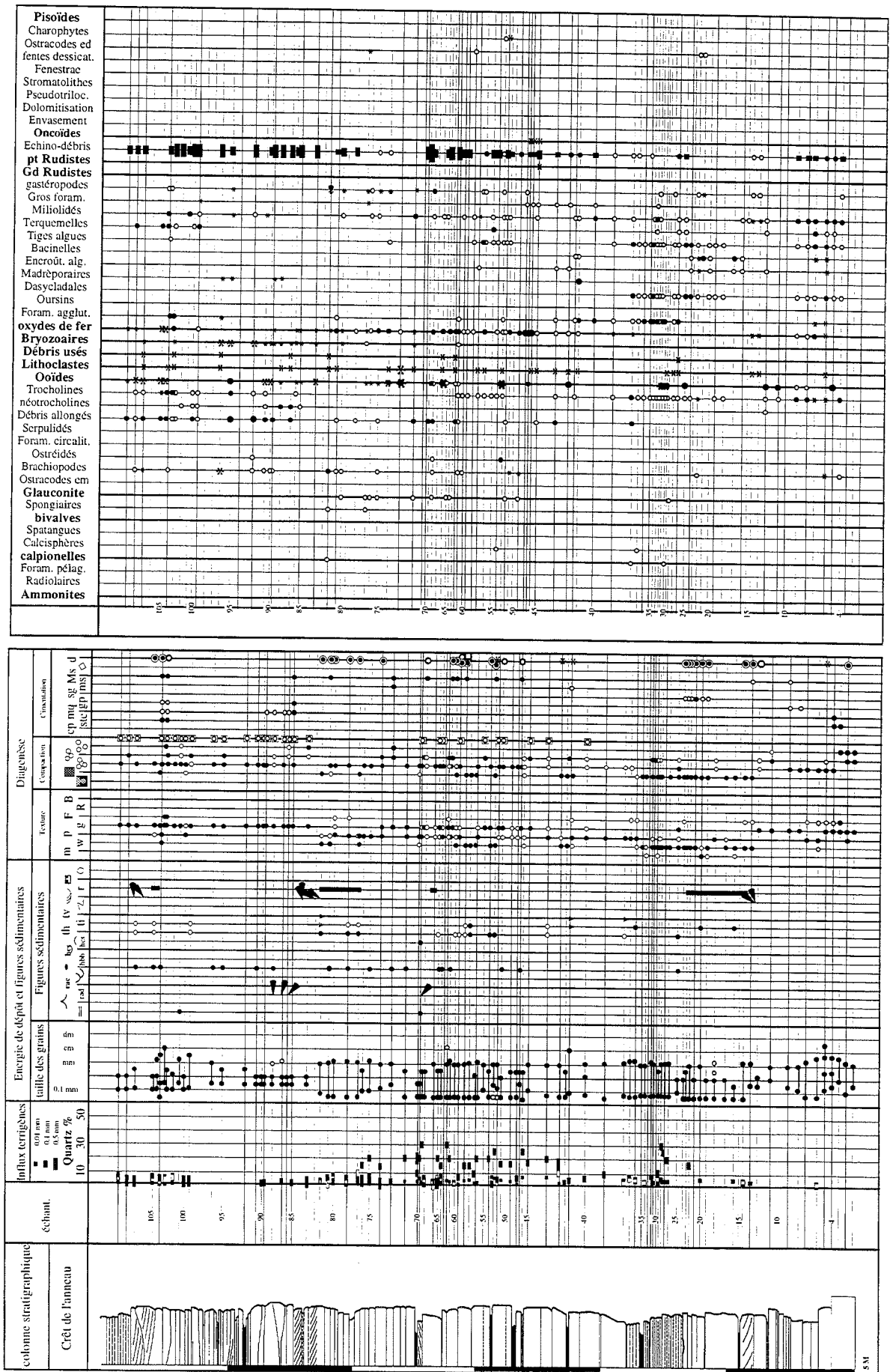


Annexe II.25. - Tableaux d'analyse sédimentologique des coupes de Champagne et de Bonvillars.

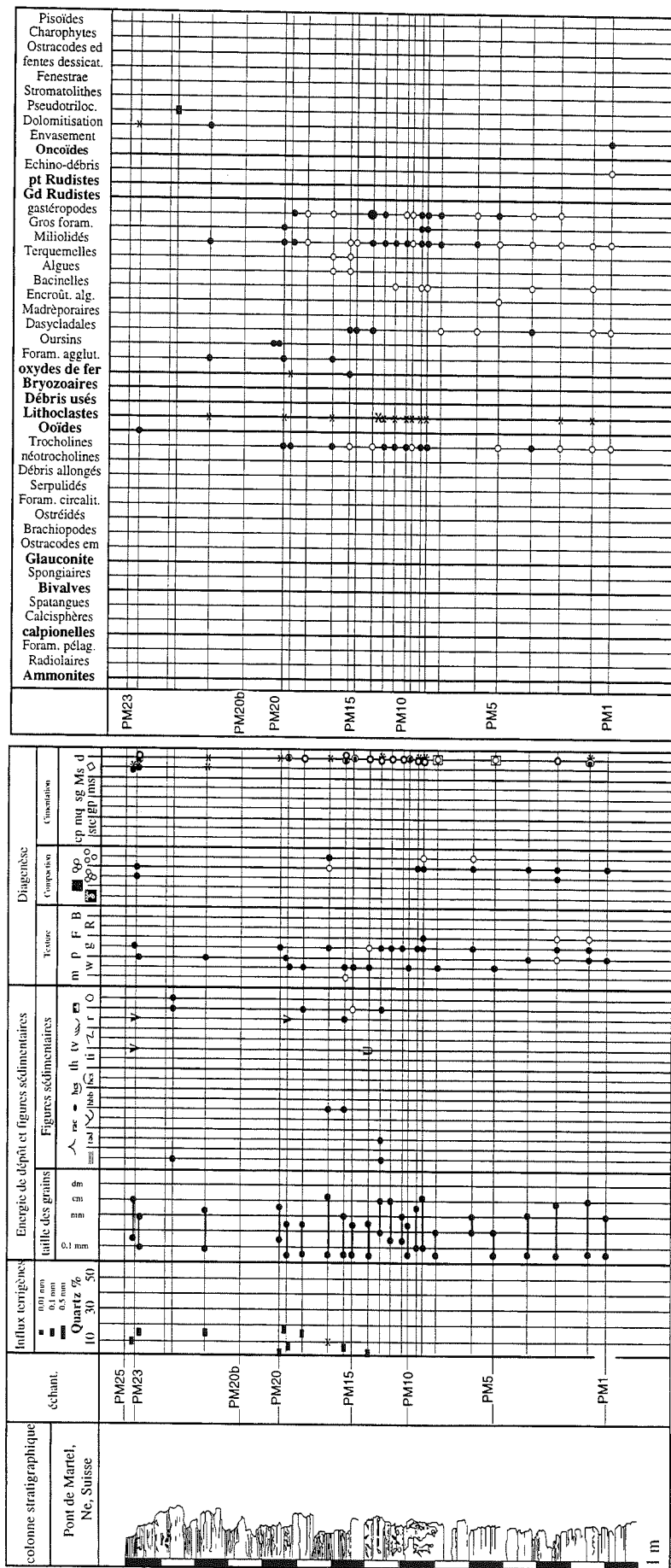




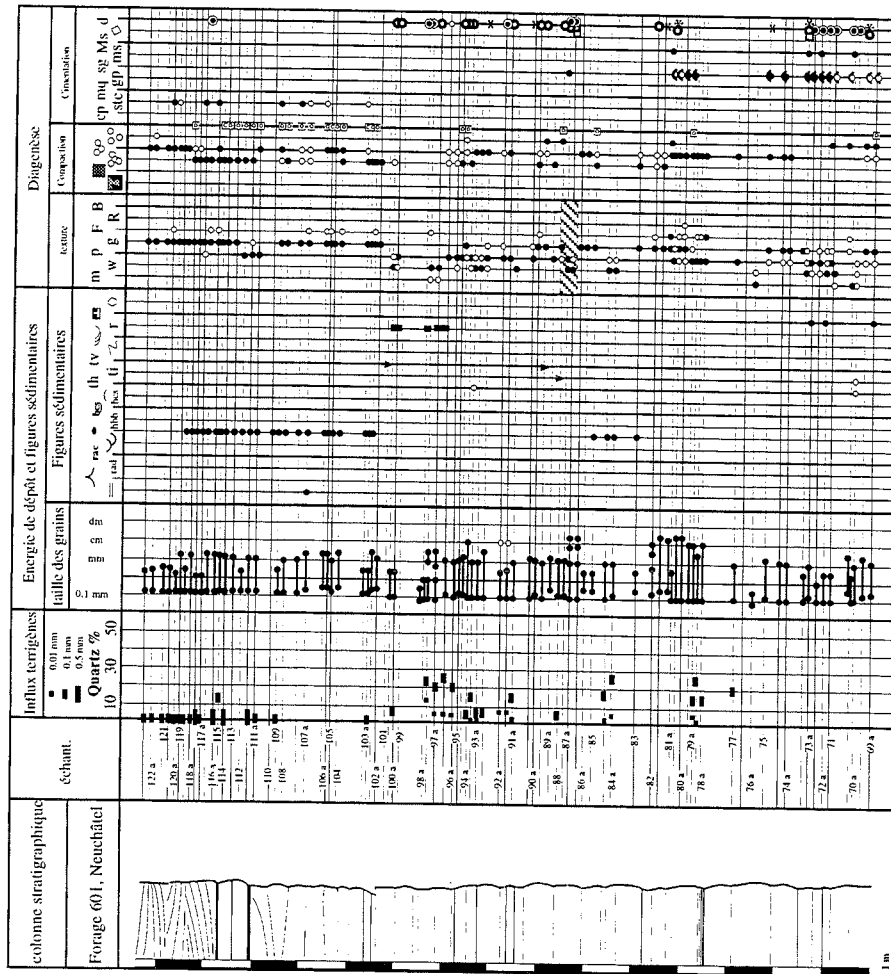
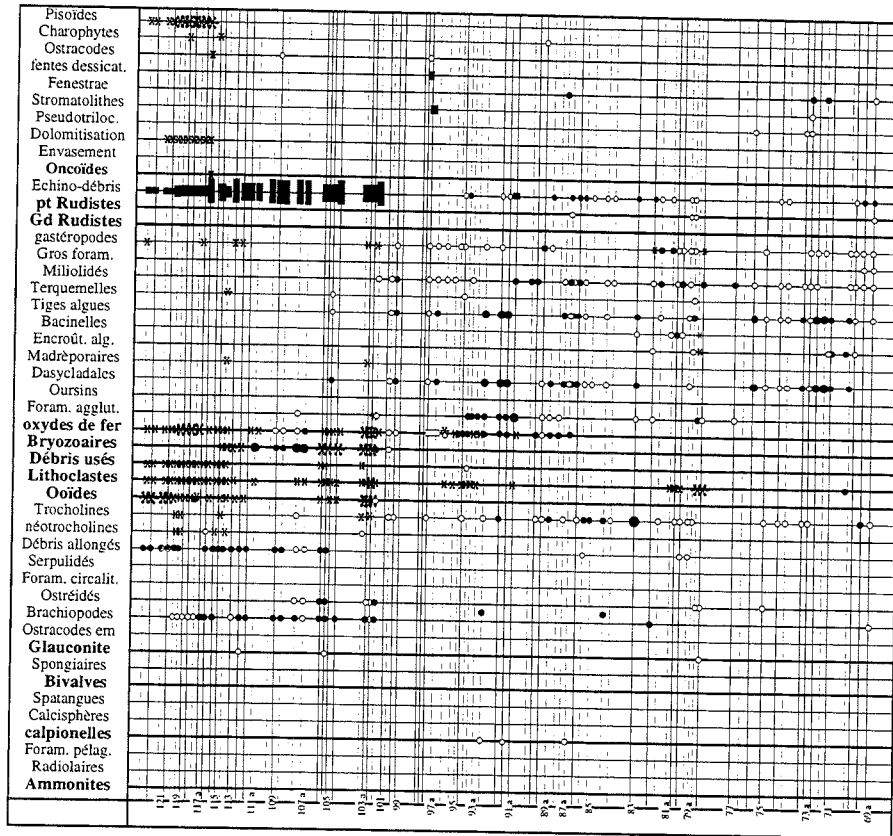
Annexe II.26. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Buttes.



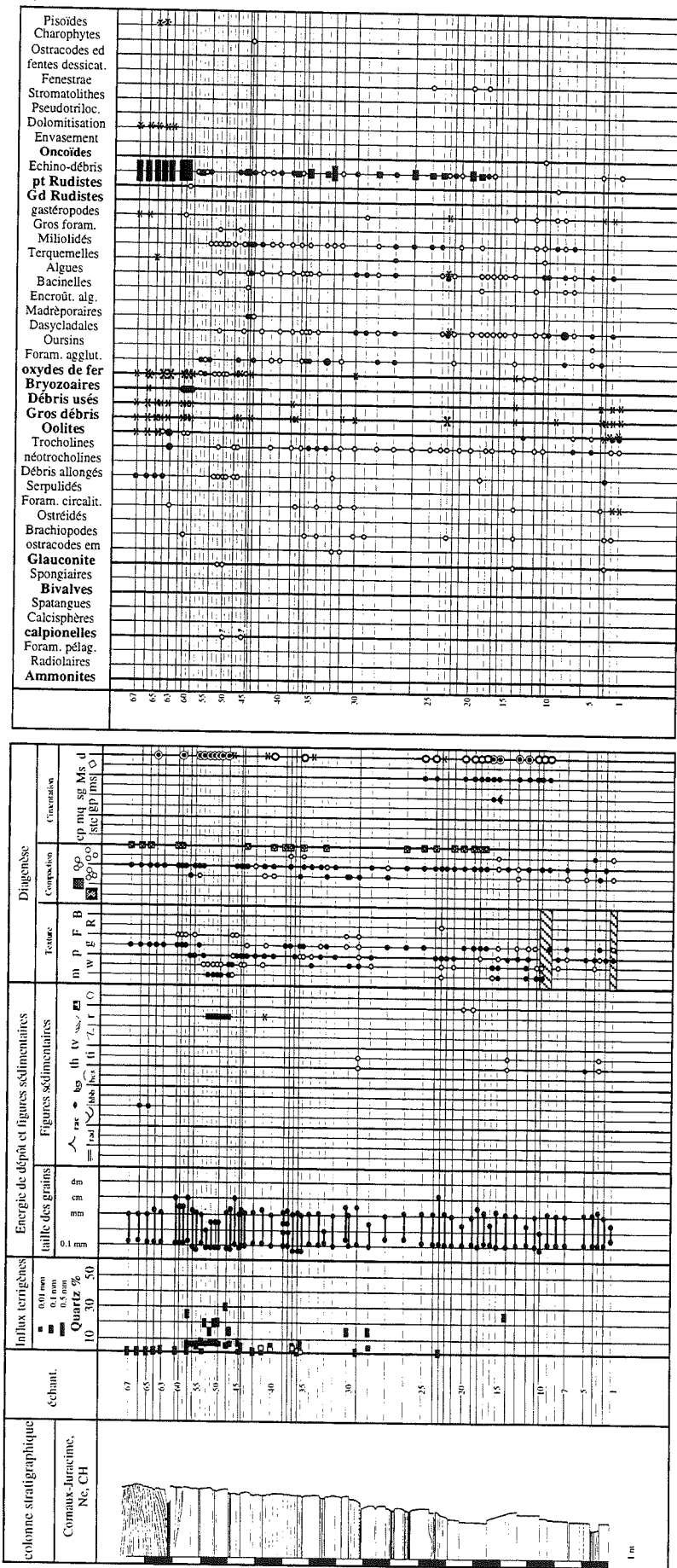
Annexe II.27. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe du Crêt de l'Anneau.



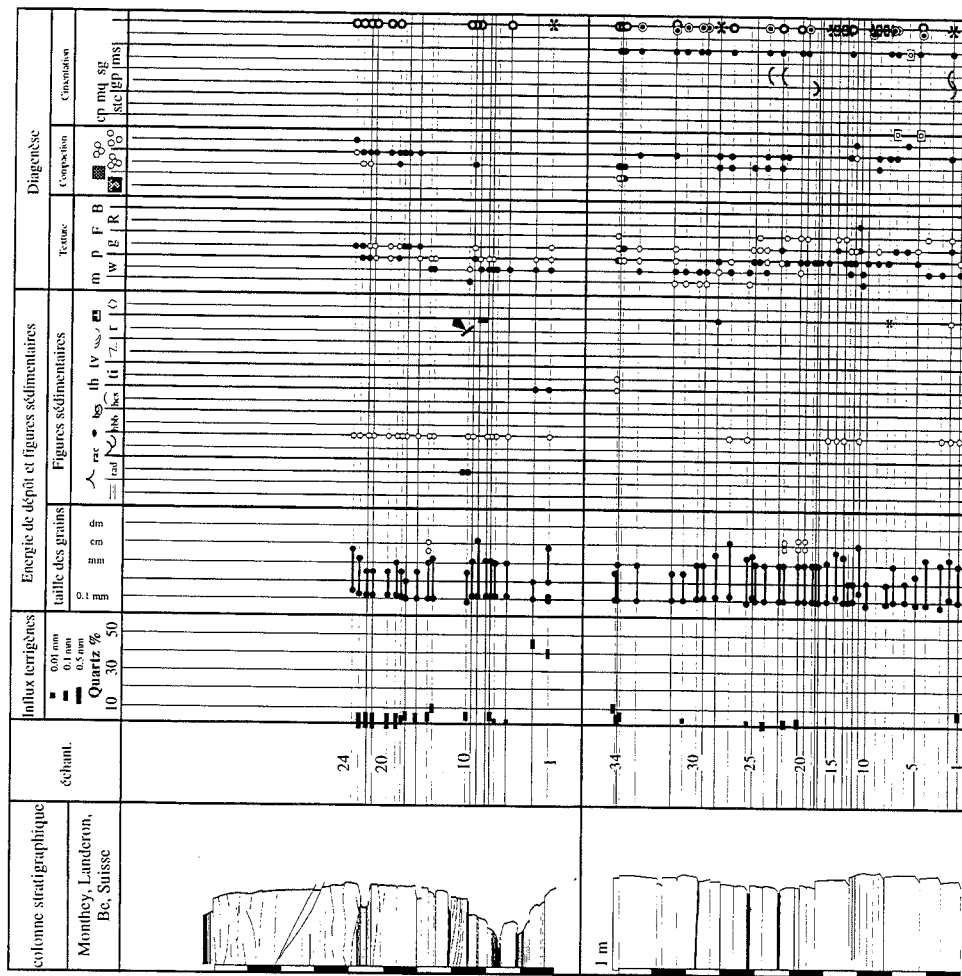
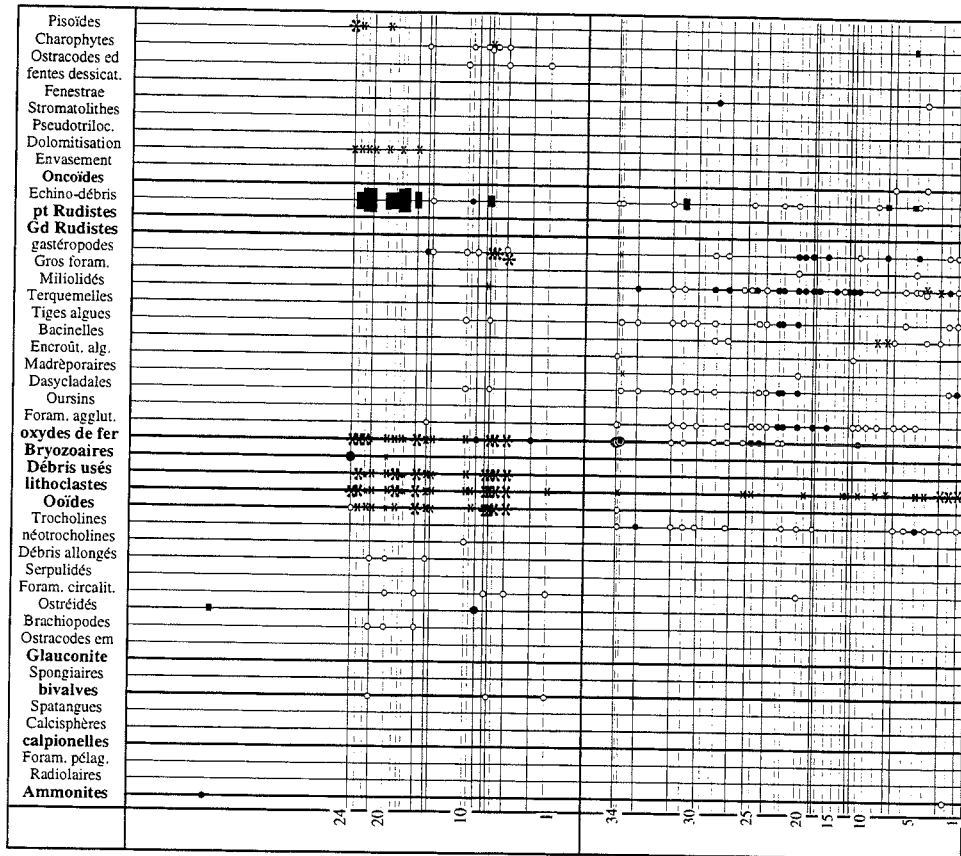
Annexe II.28. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe des Ponts-de-Martel.



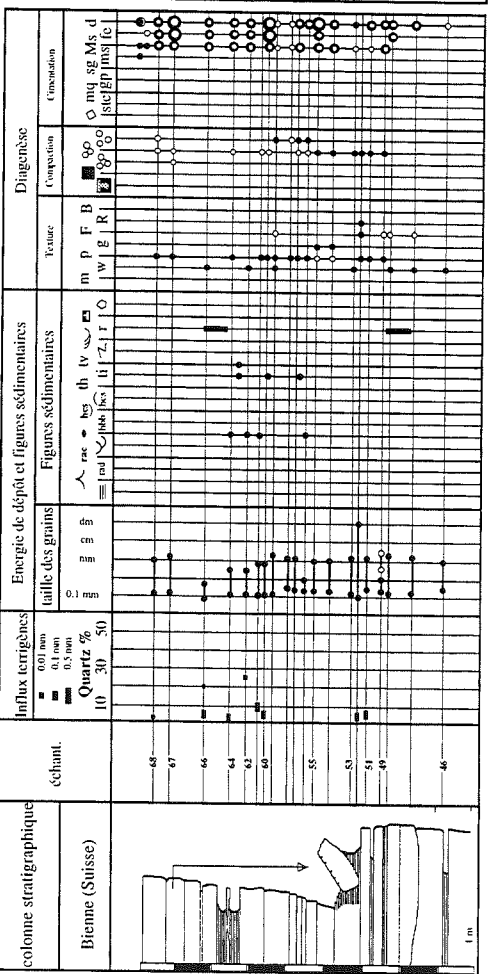
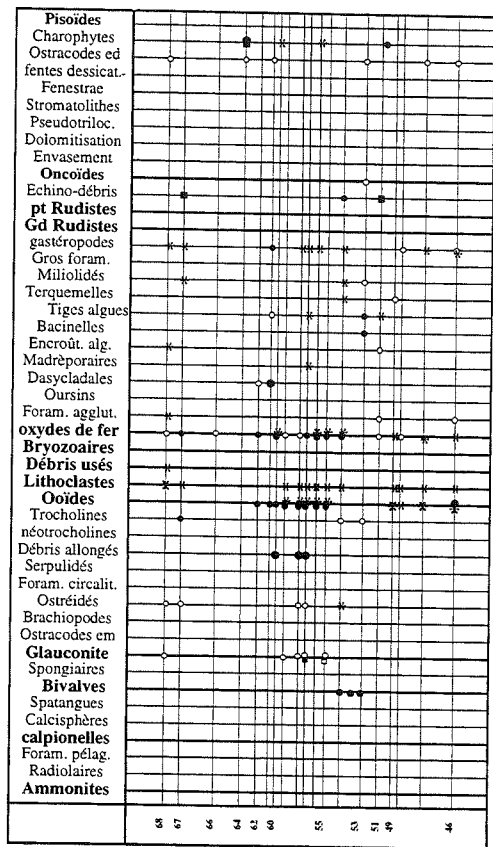
Annexe II.29. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe du forage F601.



Annexe II.30. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Cornaux-Juracine.



Annexe II.31. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe des Montheys.

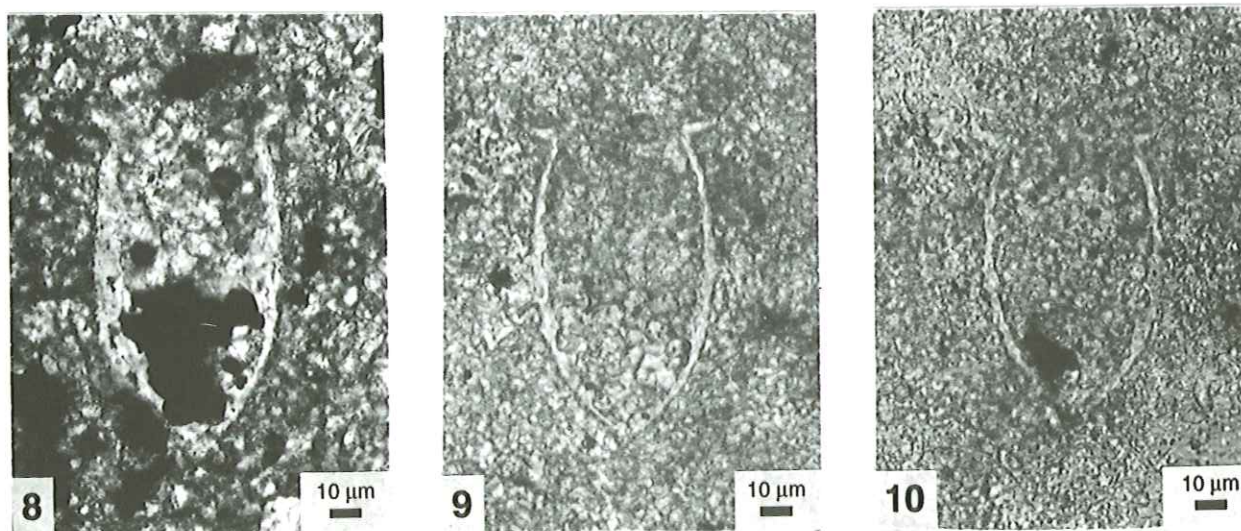
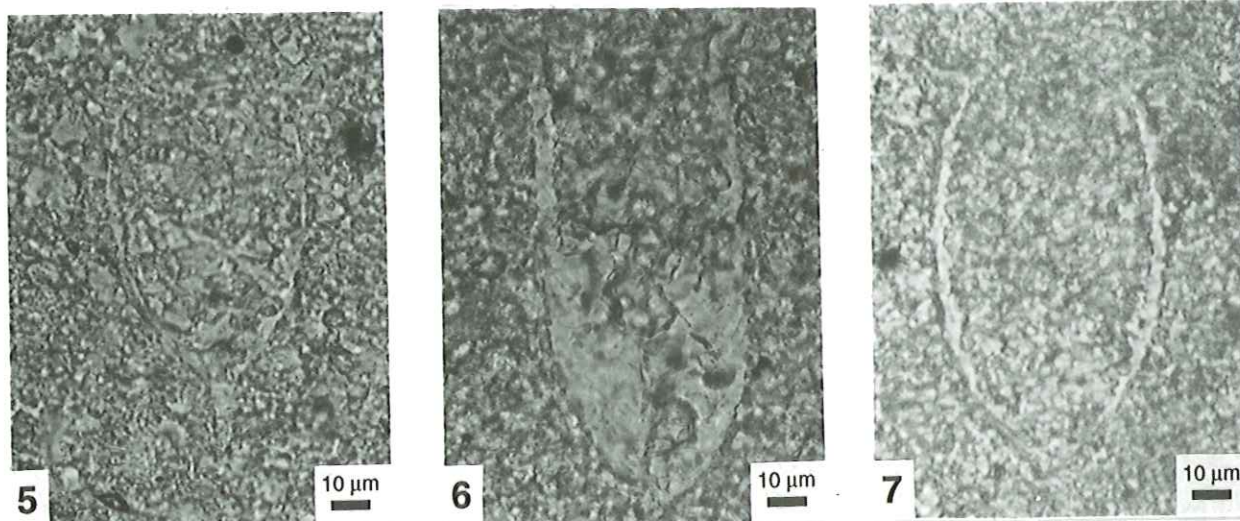
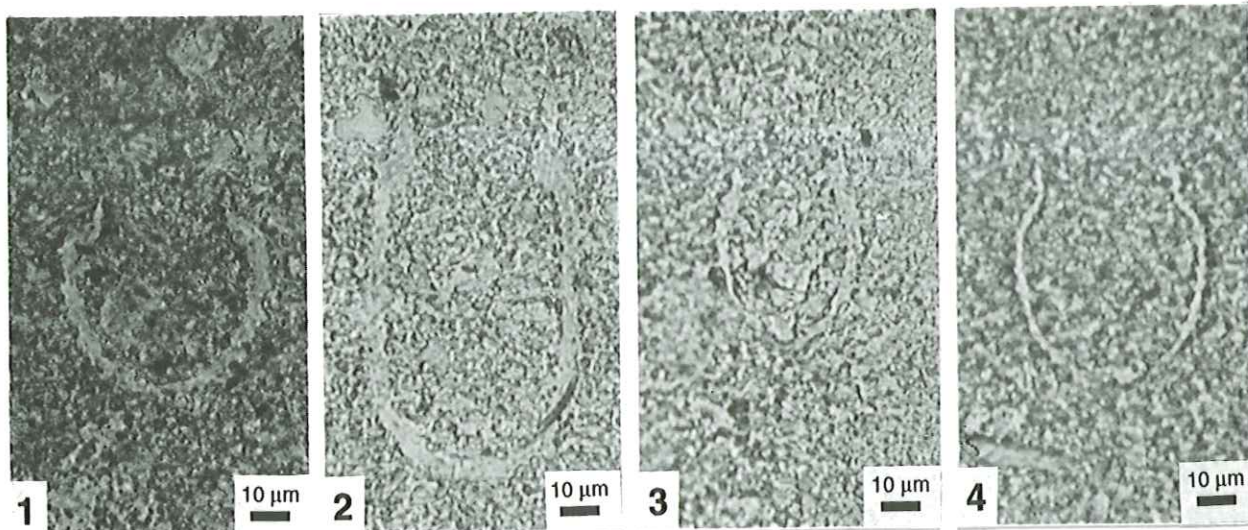


Annexe II.32. - Tableau d'analyse sédimentologique de la coupe de Bienne.

## Planche I

- Fig. 1 - *Calpionella alpina* LORENZ 1902 - section subaxiale ? Montbrun-les-Bains, Mb210, x 500.
- Fig. 2 - *Calpionella elliptica* CADISCH 1932 - section subaxiale ? Berrias, All.71.17, x 500.
- Fig. 3 et 4 - *Calpionella minuta* HOUSA 1987 - section subaxiale
- 3 - section subaxiale test épais de petite taille, Berrias, All.71.21, x 500.
  - 4 - section subaxiale test fin de grande taille, Berrias, All.71.22, x 500.
- Fig. 5 - *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU 1933) - Montbrun-les-Bains, Mb263, x 500.
- Fig. 6 - *Tintinnopsella longa* (COLOM 1939) - section subaxiale, Montbrun-les-Bains, Mb260, x 500.
- Fig. 7 et 9 - *Tintinnopsella buloti* n. sp. - section subaxiale, holotype.
- 7 - *Tintinnopsella buloti* n. sp. - Rottier, Ga2.3, x 500.
  - 9 - *Tintinnopsella buloti* n. sp. - Rottier, Ga2.3, x 400.
- Fig. 8 et 10 - *Tintinnopsella buloti* n. sp. - x 400.
- 8 - *Tintinnopsella buloti* n. sp. - forage Neuchâtel (Marnes bleues), 607.77.
  - 10 - *Tintinnopsella buloti* n. sp. - Rottier, Ga2.2.





## Planche II

Fig. 1 et 2 - *Remaniella borzai* POP 1994 - section subaxiale, x 500.

- 1 - Section subaxiale, forme de petite taille, Berrias, All.71.19.
- 2 - Section subaxiale, forme de grande taille, Berrias, All.71.32.

Fig. 3 - *Remaniella* sp. - section oblique d'une forme de grande taille Berrias, All.71.17, x 500.

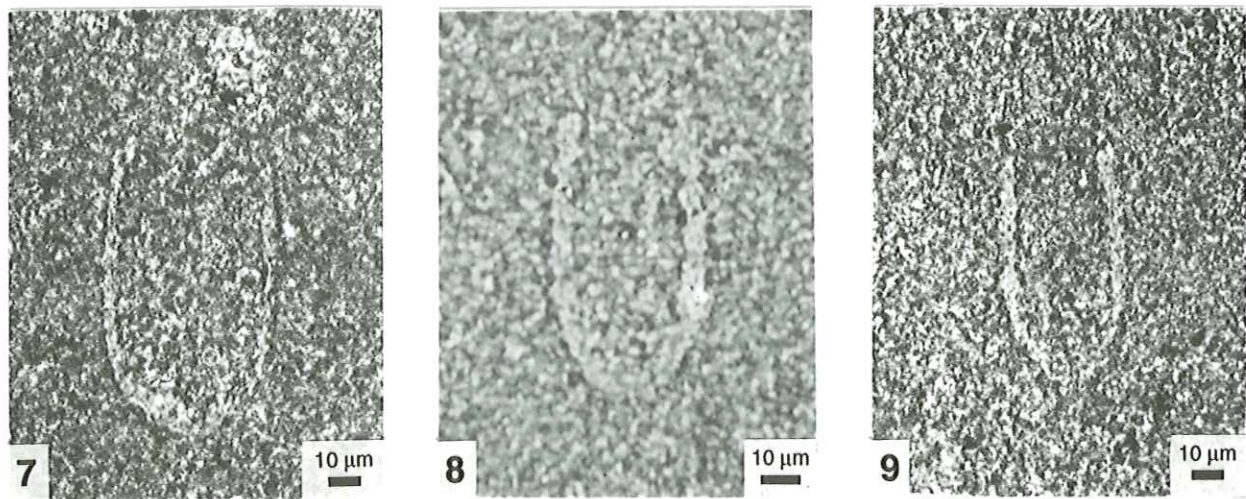
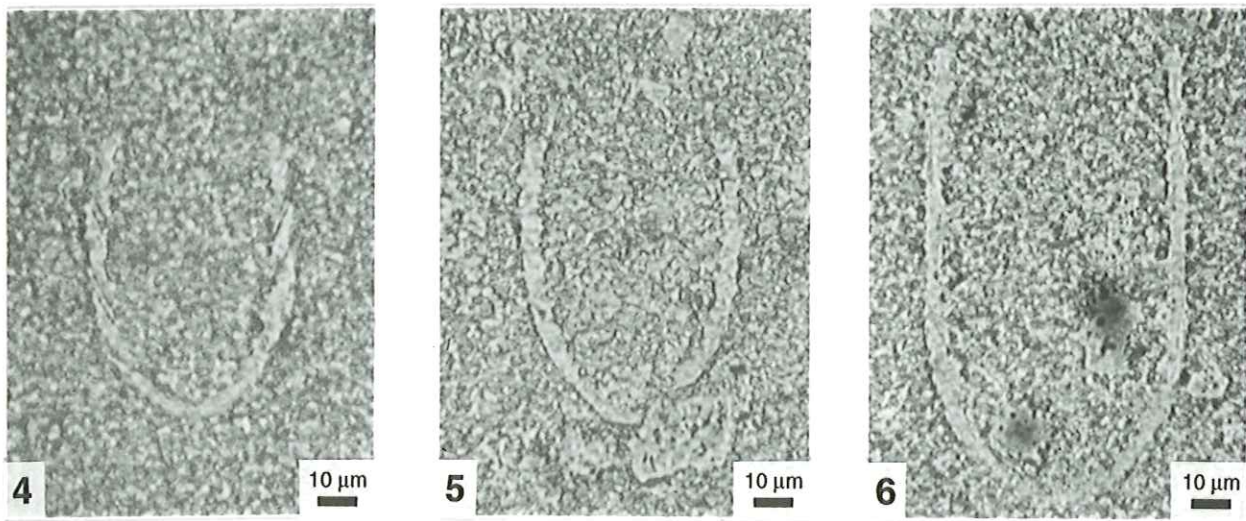
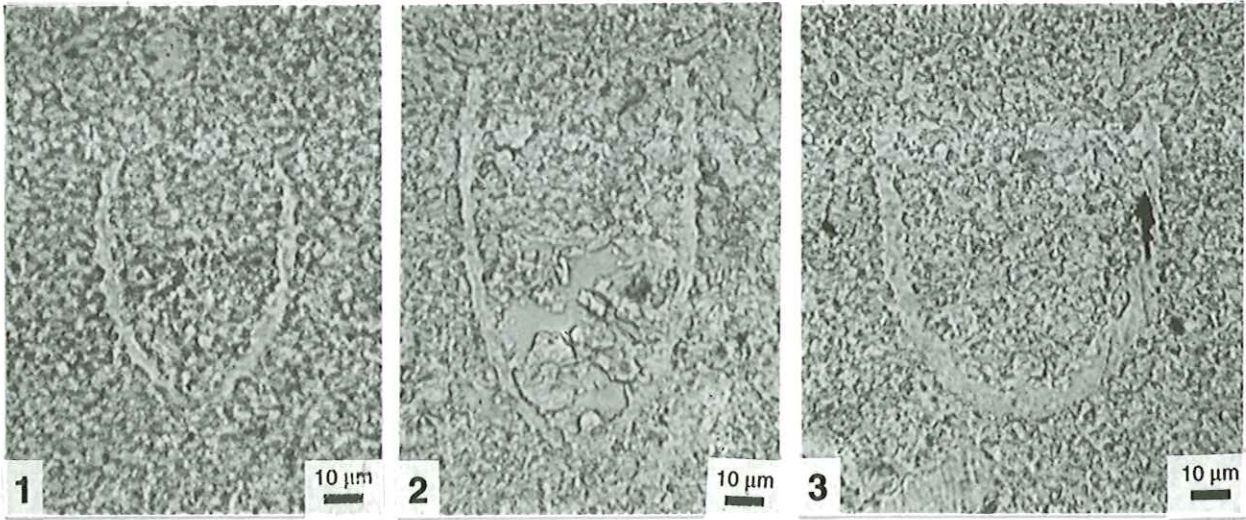
Fig. 4 forme de passage entre *R. borzai* et *Calpionellopsis simplex* (section oblique),  
noter la petite taille de l'anneau externe, Berrias, All.71.21, x 500.

Fig. 5, 6 et 7 - *Calpionellopsis simplex* (COLOM 1939) -

- 5 - forme primitive, section subaxiale oblique, Berrias, All.71.21, x 500.
- 6 - section d'une grande forme, Berrias, All.71.19, x 500.
- 7 - section subaxiale, Majastres-Pied-Gros, PG115b, x 400.

Fig. 8 - *Calpionellopsis* sp. section oblique, Majastres-Pied-Gros, PG129a, x 500.

Fig. 9 - *Calpionellopsis oblonga* (COLOM 1939), Berrias, All.71.33, x 400.



### Planche III

Fig. 1 - *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH 1932) - section subaxiale, Berrias, All.71.37 x 500.

Fig. 2 et 3 - *Calpionellopsis* aff. *oblonga*, x 500.

- 2 - section subaxiale, Montbrun-les-Bains, Mb232.

- 3 - section subaxiale, Montbrun-les-Bains, Mb230.

Fig. 4 - *Lorenziella plicata* REMANE 1968 - forme de grande taille, Majastres-Pied-Gros, PG127b, x 400.

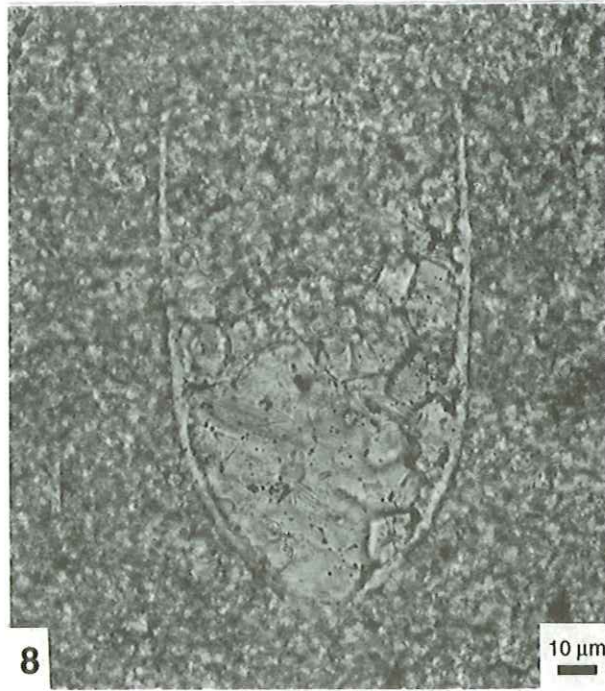
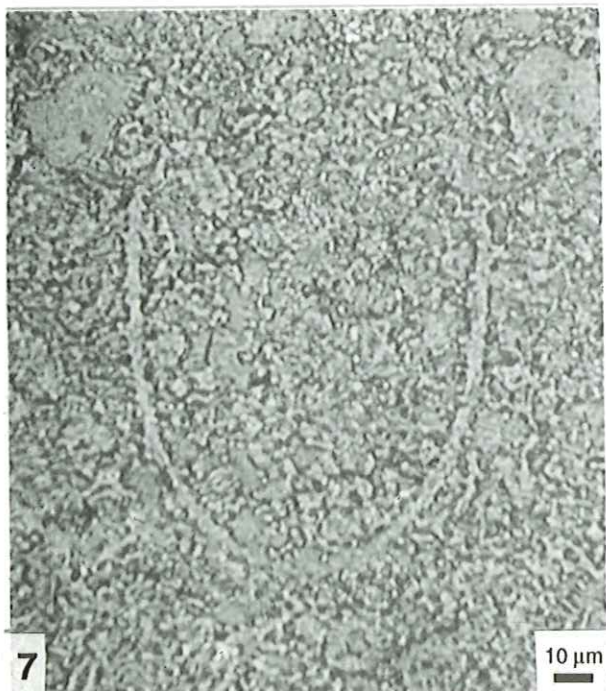
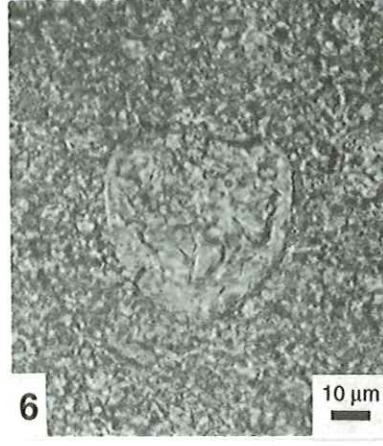
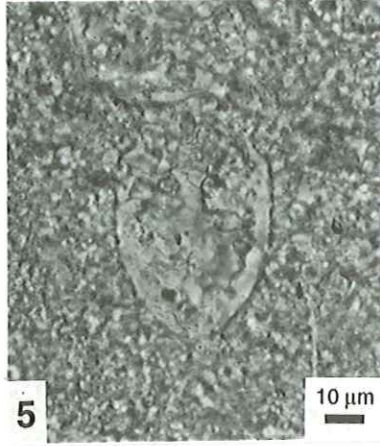
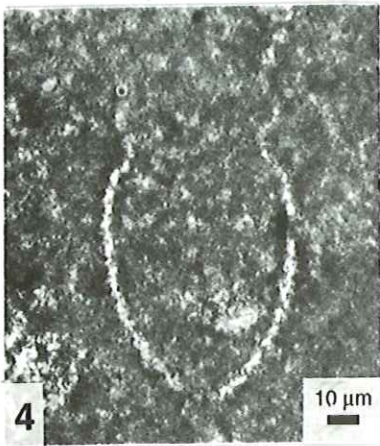
Fig. 5 - *Lorenziella hungarica* KNAUER & NAGY 1961 - section subaxiale, Montbrun-les-Bains, Mb226, x 500.

Fig. 6 - *Lorenziella* cf. *plicata*, section subaxiale, Montbrun-les-Bains, Mb232, x 500.

Fig. 7 et 8 - *Remaniella cadischiana* COLOM, 1948 - x 500

- 7 - Section oblique, Berrias, All.71.37.

- 8 - Section subaxiale, Montbrun-les-bains, Mb215.



## Planche IV

Fig. 1 - *Praecalpionellites murgeanui* (POP 1974) - section subaxiale, Montbrun-les-Bains, Mb223, x 500.

Fig. 2 - *Calpionellites darderi* -aff. *coronata* - Majastres-Pied-Gros, PG167t, x 500.  
forme évoluée de *Ct.* du passage entre les espèces *darderi* et aff. *coronata*,

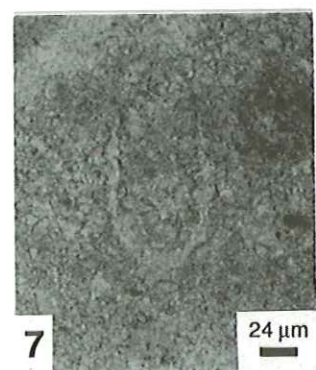
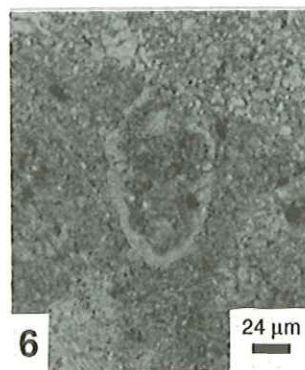
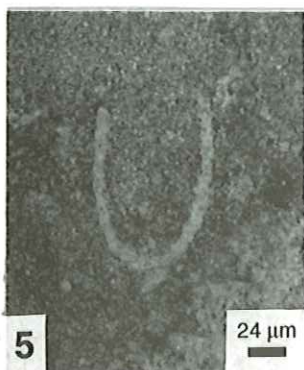
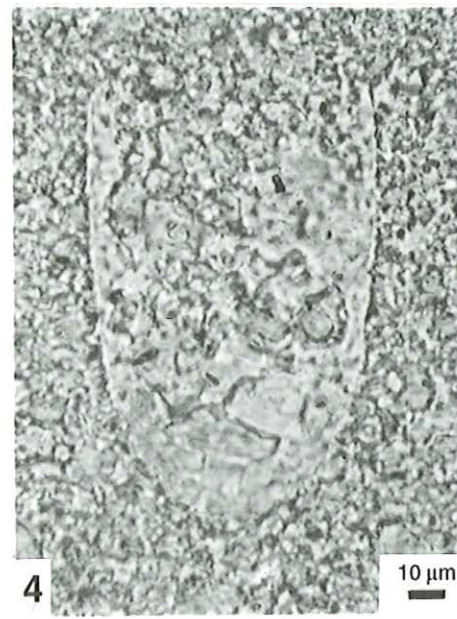
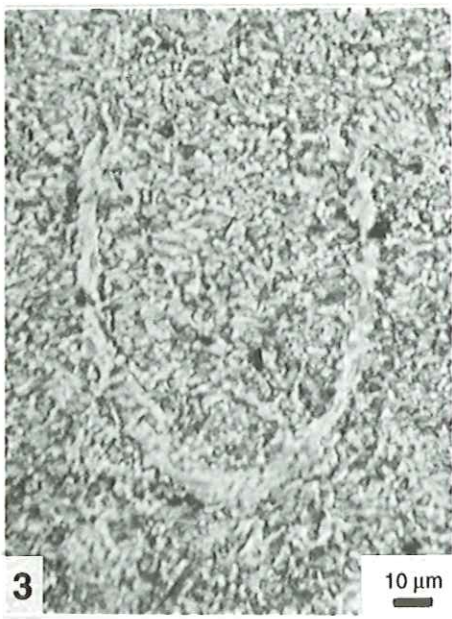
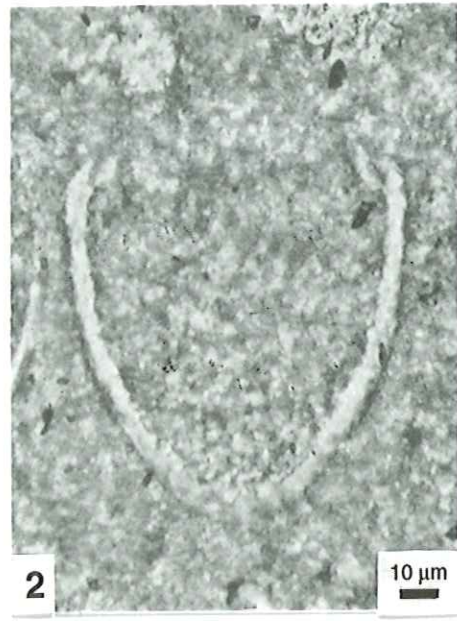
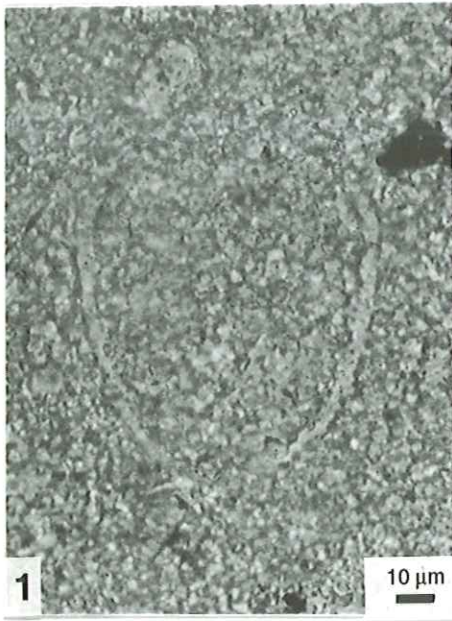
Fig. 3 - *Calpionellites coronata* TREJO 1975 - section subaxiale, Montbrun-les-Bains, Mb252, x 500.

Fig. 4 - *Calpionellites major* (COLOM, 1948) - section subaxiale Montbrun-les-Bains, Mb302, x 500.

Fig. 5 - *Calpionellopsis* sp., Champagne, CH 27, x 240.

Fig. 6 - *Calpionellites?* sp., Maréchet, FB91, x 240.

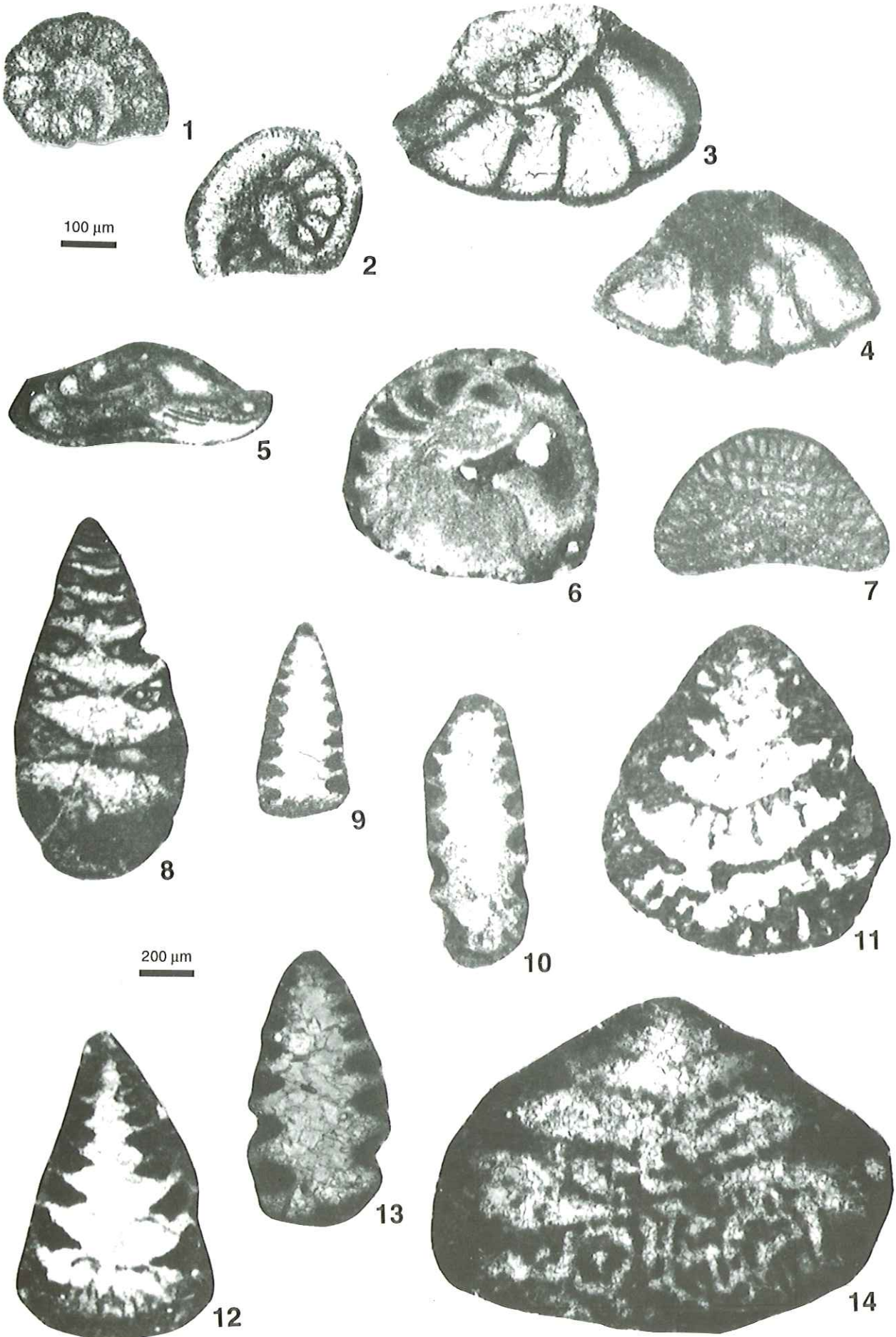
Fig. 7 - *Tintinnopsella* sp., Bonvillars, BO15, x 240.



## Planche V

- Fig. 1 et 2 - *Protopeneroplis banatica* BUCUR 1991, x 100.  
- 1 - Section oblique, Valetière, V1995.  
- 2 - Section transverse, Valetière, V1974.
- Fig. 3 et 4 - *Protopeneroplis ultragranulata* SEPTFONFAINE 1974, x 100.  
- 3 - Section oblique subaxiale, Malleval, MU89.  
- 4 - Section oblique, Malleval, MU86.
- Fig. 5 et 6 - *Conicospirillina basiliensis* MOHLER 1938.  
- 5 - Section oblique, Malleval, MU98. x 50.  
- 6 - Section subaxiale, Montheys du Haut, M28. x 50.
- Fig. 7 - *Valdanchella cf. miliani* (SCHROEDER 1968).  
- 7 - Section oblique, Maréchet, FB96. x 50.
- Fig. 8 - *Trocholina cf. cherchiae* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC 1987.  
- 8 - Section subaxiale oblique, Malleval, MU108. x 50.
- Fig. 9 - *Trocholina cf. elongata* (LEUPOLD 1935).  
- 9 - Section subaxiale, Maréchet, FB103. x 50.
- Fig. 10 - *Trocholina elongata* (LEUPOLD 1935).  
- 10 - Section subaxiale, Malleval, MU82. x 50.
- Fig. 11 - *Trocholina cf. alpina* (LEUPOLD 1935).  
- 11 - Section subaxiale, Chambotte, B92. x 50.
- Fig. 12 - *Trocholina cf. delphinensis* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC 1987.  
- 12 - Section subaxiale, Valetière, V947. x 50.
- Fig. 13 - *Trocholina delphinensis* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC 1987.  
- 13 - Section subaxiale, Malleval, MU72. x 50.
- Fig. 14 - *Trocholina cf. chouberti* HOTTINGER 1976.  
- 14 - Section subaxiale, Cul de Lampe, CL888. x 50.





## Planche VI

Fig. 1 à 2 - *Arenobulimina* sp. - "faux courtionensis".

- 1 - Section oblique, Malleval, MU71, x 100.
- 2 - Section subaxiale, Malleval, MU67, x 100.

Fig. 3 à 8 - *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN & CONRAD 1966.

- 3 - Section transverse, Montheys du Haut, M16', x 50.
- 4 - Section oblique tangente, Chambotte, B51, x 50.
- 5 - Section transverse oblique, Malleval,  $\mu$ 390, x 140.
- 6 - Section oblique tangente, Chambotte, B51, x 50.
- 7 - Section transverse, Chambotte, B39, x 50.
- 8 - Section subaxiale, Montheys du Haut, M28, x 50.

Fig. 9 à 14 - *Danubiella gracilima* NEAGU 1968.

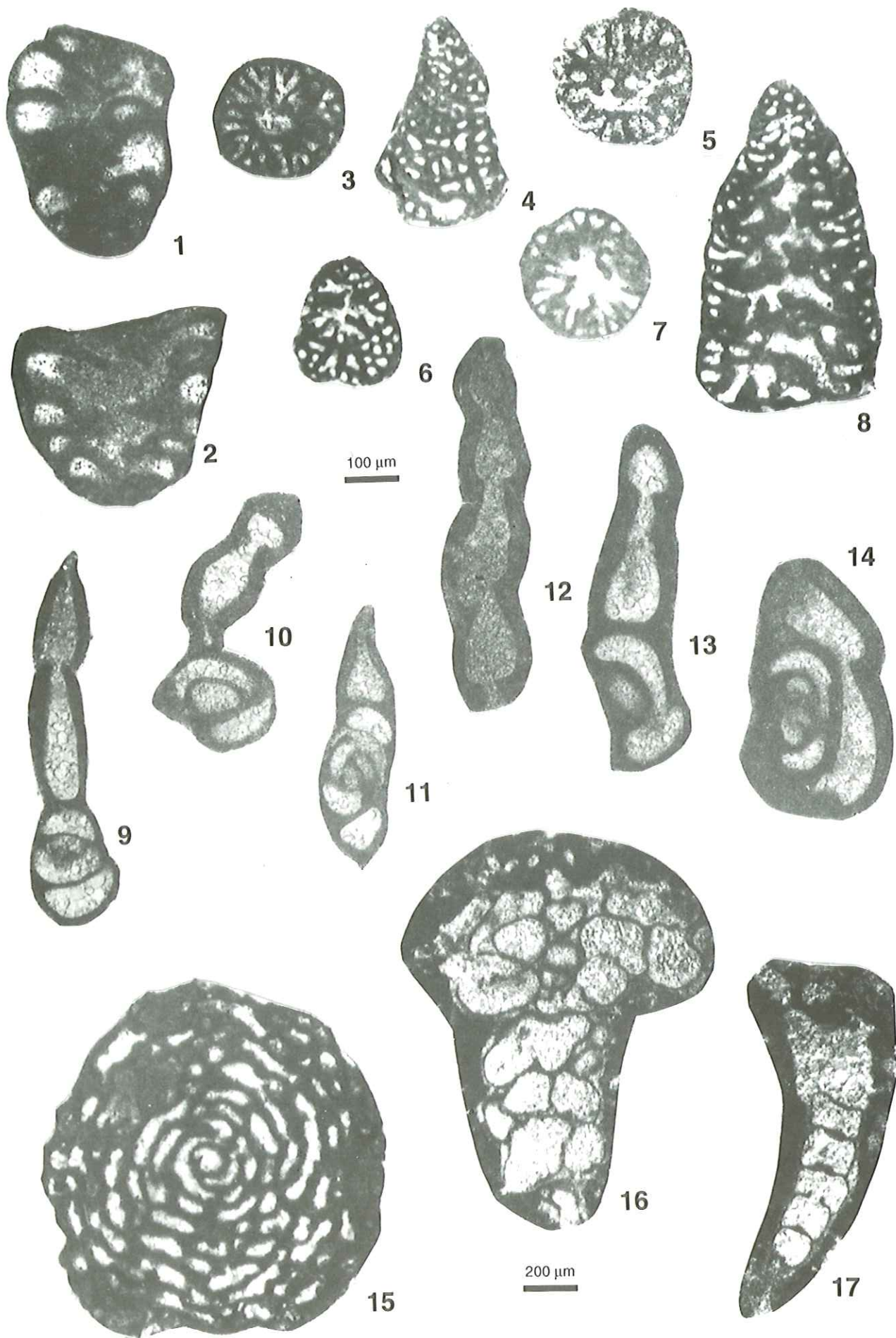
- 9 - Rivoire, RC23, x 50.
- 10 - Rivoire, RC24, x 50.
- 11 - Chevalon, 3C129, x 50.
- 12 - Rivoire, RC103, x 50.
- 13 - Cul de Lampe, CL945, x 50.
- 14 - Cul de Lampe, CL945, x 50.

Fig. 15 - *Pavlovecina allobrogensis* (STEINHAUSER, BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI 1969).

- 15 - Section transverse, Marchairuz, MA67, x 50.

Fig. 16 et 17 - *Troglotella incrustans* WERNLI & FOOKES 1992.

- 16 - Section oblique, Cul de Lampe, CL19, x 50.
- 17 - Section axiale, Cul de Lampe, CL25, x 50.



## Planche VII

Fig. 1 et 2 - *Pfenderina* sp. = aff. *neocomiensis* - in Adatte 1988.

- 1 - Section oblique, Cul de Lampe, CL33, x 50.
- 2 - Section oblique, Cul de Lampe, CL22, x 50.

Fig. 3 à 8 - *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER 1938).

- 3 - Section oblique, Chambotte, B113, x 50.
- 4 - Section oblique, Chambotte, B115, x 50.
- 5 - Section oblique, Chambotte, B94, x 50.
- 6 - Section oblique, Cul de Lampe, CL891, x 50.
- 7 - Section oblique, Maréchet, FB106, x 50.
- 8 - Section oblique subaxiale, Chambotte, B106, x 50.

Fig. 9 à 12 - *Montsalevia elevata* ZANINETTI *et al.* 1987.

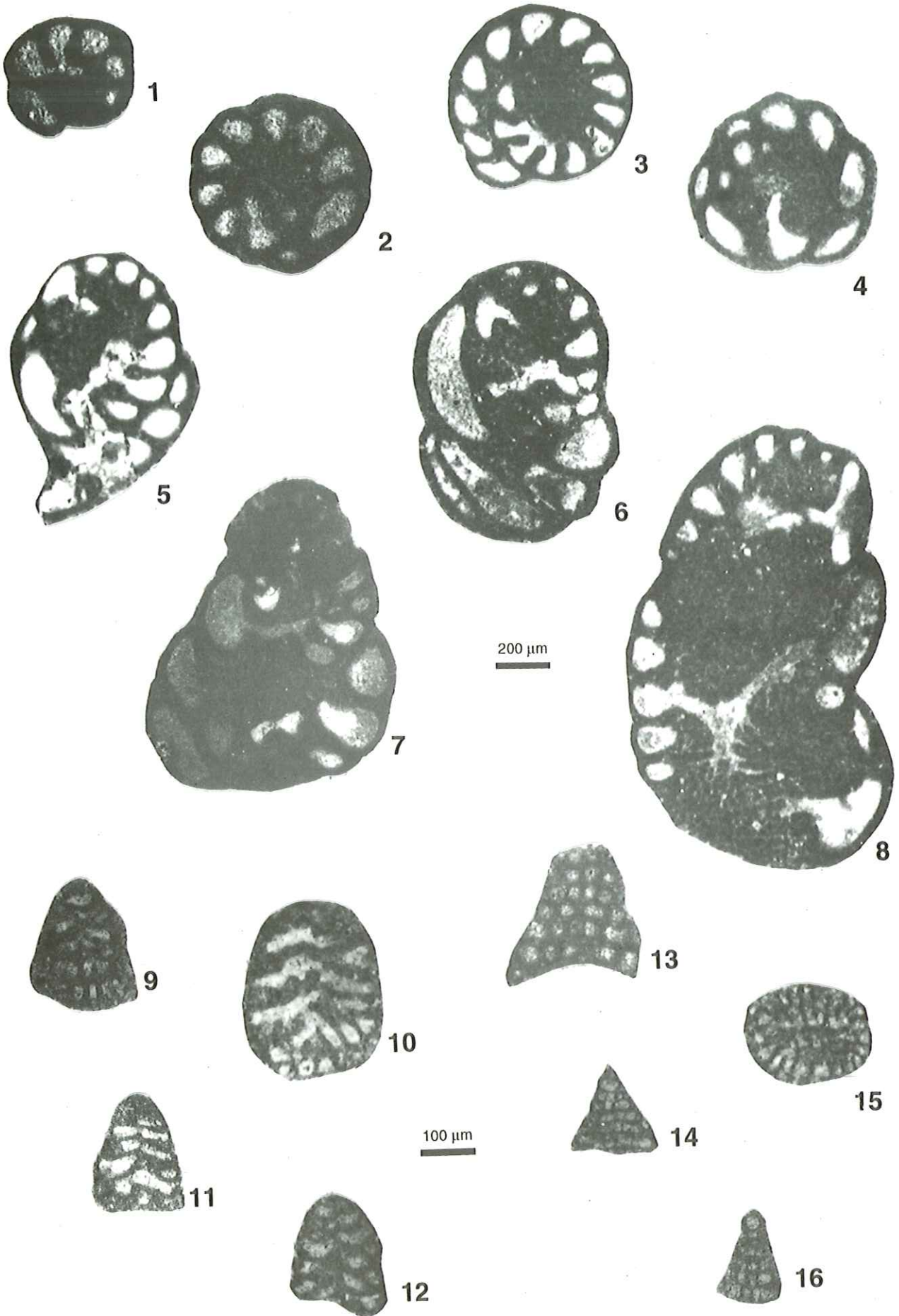
- 9 - Section oblique, Malleval,  $\mu$ 500 x 140.
- 10 - Section oblique, Malleval,  $\mu$ 410 x 140.
- 11 - Section oblique, Valetière, V1991 x 100.
- 12 - Section oblique, Malleval,  $\mu$ 290 x 140.

Fig. 13 à 15 - *Montsalevia ? salevensis* CHAROLLAIS BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1966.

- 13 - Section oblique, Maréchet, FB102 x 100.
- 14 - Section subaxiale Malleval,  $\mu$ 526 x 140.
- 15 - Section transverse, Malleval,  $\mu$ 410 x 140.

Fig. 16 - *Vercorsella* sp. -

- 16 - Section subaxiale, Malleval,  $\mu$ 410 x 140.



## SOMMAIRE

## PARTIE I Introduction

<b>Chapitre I LE CADRE GÉOLOGIQUE</b> .....	5
1. - HISTORIQUE .....	5
1.1. Le Valanginien .....	6
1.2. Le Berriasien .....	6
2. - CONCEPTIONS ACTUELLES DU BERRIASIEN ET DU VALANGINIEN .....	7
3. - CADRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE .....	7
<b>Chapitre II PRÉSENTATION DES MÉTHODES</b> .....	10

## PARTIE II outils et méthodes

<b>Chapitre I ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE</b> .....	14
1. - ANALYSE DES SÉDIMENTS À L'ÉCHELLE DE L'AFFLEUREMENT ISOLÉ .....	14
1.1. La notion de bancs calcaires et de niveaux marneux.....	14
1.2. La notion d'interbancs .....	14
1.3. La notion d'unités stratocroissantes, stratodécroissantes, stratoconstantes .....	14
2. - COMPOSITION ET TEXTURE DES SÉDIMENTS .....	15
2.1. Caractérisations granulométrique et morphométrique simplifiées .....	15
2.2. Nature des éléments figurés carbonatés .....	15
2.2.1. Les bioclastes .....	15
2.2.2. Les grains enrobés - coated grains .....	15
2.2.3. Les peloides .....	16
2.2.4. Les éléments resédimentés, les clastes .....	16
2.2.4.1. Les fragments de sédiments meubles.....	17
2.2.4.2. Les lithoclastes.....	17
2.2.4.3. Éléments remaniés .....	17
2.2.5. Les éléments figurés remaniés .....	19
2.2.5.1. Les oïdes et le remaniement .....	19
2.2.5.2. Les bioclastes remaniés .....	19
2.2.5.3. Autres débris biogènes et remaniés .....	21
2.2.5.4. Structures de resédimentation gravitaire de sédiments peu ou pas indurés, les slumps.....	21
2.2.5.5. Structures de resédimentation en masse (mass flow) : les dépôts par courant de densité et de gravité .....	21
2.2.6. Les éléments carbonatés en place .....	21
2.3. Nature des éléments figurés non-carbonatés .....	21
2.3.1. Les éléments reconnus en microscopie optique .....	21
2.3.1.1. Le quartz .....	21
2.3.1.2. La glauconite .....	23
2.3.1.3. La dolomite .....	23
2.3.2. Les éléments reconnus par diffraction X .....	23
2.3.2.1. Les Micas .....	23
2.3.2.2. Les Feldspaths .....	24
2.3.2.3. Les argiles .....	24
2.4. Analyse de la matrice, phase de liaison, texture.....	24
2.5. Les figures sédimentaires .....	24
2.6. Les facteurs dynamiques .....	24
2.7. Méthode de recherche des paléocourants .....	25
2.8. Les figures biosédimentaires : les ichnofaciès .....	26
2.9. Les figures postérieures au dépôt : la diagenèse .....	27
2.9.1. La compaction .....	27
2.9.2. Les figures de rétraction .....	28
2.9.3. Les ciments et les altérations .....	29
2.8.3.1. Les ciments complexes et les altérations : typologie des nidices diagénétiques de l'émerision .....	30
2.8.3.2. Figures de dissolution ou de biocorrosion .....	30
2.9.3.3. Figures d'encroûtement associés à des cavités de dissolution .....	30
3. - LES DOCUMENTS D'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE .....	30
<b>Chapitre II L'ANALYSE DE LA DYNAMIQUE DE TRANSFERTS DE SÉDIMENTS</b> .....	32
1. - LES PARAMÈTRES DE DESCRIPTION DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS .....	32

1.1. Le volume affecté par les transferts .....	32
1.2. La nature du sédiment transféré .....	32
1.3. La distance de transport .....	32
1.4. Le temps et les transferts .....	32
2. - NATURE DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS DÉDUITE DES TRACES .....	32
3. - CONCLUSIONS .....	37
<b>Chapitre III TERMINOLOGIE DES MICROFACIÉS .....</b>	<b>41</b>
<b>Chapitre IV ESSAI DE RECONSTITUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS .....</b>	<b>47</b>
1. - LES VARIATIONS DES PALÉOPROFONDEURS, PARAMÈTRES ET CAUSES POSSIBLES .....	48
1.1. Les paramètres qui régissent la "paléoprofondeur" .....	48
1.2. Les causes globales .....	48
2. - PRINCIPAUX PALÉOENVIRONNEMENTS .....	48
2.1. Les environnements continentaux .....	48
2.1.1. Les dépôts laguno-lacustres .....	48
2.1.2. Installations de végétaux .....	48
2.1.2. Altérations météoriques .....	48
2.2. Les environnements côtiers aux embouchures de fleuves: les deltas .....	48
2.3. Les environnements côtiers .....	49
2.3.1. Les lagons confinés .....	49
2.3.2. Les lagons ouverts .....	49
2.3.3. La zone de plage .....	49
2.3.4. Les cordons de pied de falaise .....	49
2.3.5. La zone d'avant plage (foreshore) .....	49
2.3.6. Les chenaux de marées .....	49
2.4. Les environnements de barrière .....	49
2.5. Les environnements marins ouverts .....	50
2.5.1. Les plate-formes sableuses .....	50
2.5.2. Les environnements marins ouverts proximaux .....	50
2.5.3. Les environnements marins ouverts distaux .....	50
3. - CONCLUSIONS .....	50
<b>Chapitre V MÉTHODES DE CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES .....</b>	<b>51</b>
1. - PRÉSENTATION DES OUTILS .....	51
1.1. Corrélations lithofaciologiques et lithostratigraphiques .....	51
1.2. Le découpage en surfaces clefs et les discontinuités sédimentaires .....	51
1.3. Les modèles de "stratigraphie séquentielle" et de "stratigraphie génétique" .....	53
1.4. Conclusions .....	54
1.4.1. Surfaces clefs et Séquences de dépôt .....	54
2. - LES OUTILS BIOCHRONOSTRATIGRAPHIQUES .....	56
2.1. Les Ammonites .....	56
2.2. Les Calpionelles .....	56
2.2.1. Présentation et généralités .....	56
2.2.2. Systématique .....	58
2.2.3. Caractérisation des unités biochronostratigraphiques : découpage biochronologique .....	58
2.2.3.1. La Superzone à Calpionella (Allemann, Catalano, Farès et Remane, 1970) .....	66
$\alpha$ . Zone à Alpina .....	66
$\beta$ . Zone à Elliptica .....	67
2.2.3.2. La Superzone à Calpionellopsis (Allemann et al., 1970) .....	67
$\alpha$ . La Zone à Simplex (Pop, 1986) .....	67
$\beta$ . La Zone à Oblonga (Pop, 1986) .....	67
$\gamma$ . La Zone à Hungarica (Remane, 1985) .....	67
2.2.3.3. La Superzone à Calpionellites (Allemann et al., 1970) .....	67
$\alpha$ . La Zone à Darderi (Pop, 1986) .....	67
$\beta$ . La Zone à Coronata (ce travail) .....	67
$\gamma$ . Dans quel niveau les calpionelles s'éteignent elles ? .....	68
2.2.4. Conclusions et commentaires .....	67
2.2.4.1. La division tripartite du Berriasien et les calpionelles .....	69
2.2.4.2. La division bipartite du Valanginien et les calpionelles .....	69
2.2.4.3. Familles morphologiques des calpionelles .....	69
2.3. Répartition des foraminifères benthiques, des algues dasycladales et des ostracodes à valeur stratigraphique, position au sein des séquences .....	71
2.3.1. Répartition des foraminifères benthiques .....	71
2.3.2. Répartition des algues dasycladales .....	77
2.3.3. Répartition des ostracodes et des charophytes .....	79

## PARTIE III Analyse

<b>Chapitre I ANALYSE DE COUPES DE RÉFÉRENCE DU PASSAGE BERRIASIEN-VALANGINIEN DANS LE BASSIN VOCONTIEN</b> .....	81
1. - COUPE DE BERRIAS : LE STRATOTYPE HISTORIQUE DU BERRIASIEN EST-IL LACUNAIRE ? .....	81
2. - COUPES DU BASSIN VOCONTIEN .....	82
<b>2.1. Coupe d'Angles</b> .....	82
<b>2.2. Coupe de Barret-le-Bas</b> .....	82
<b>2.3. La coupe de Montbrun-les-Bains</b> .....	85
3. - TALUS SUD-VOCONTIEN .....	88
<b>3.1. Majastre</b> .....	88
4. - TALUS OUEST VOCONTIEN ARDÉCHOIS .....	88
<b>4.1. Serre des Aillasses, Payre</b> .....	88
<b>4.2. Vogüe</b> .....	90
5. - CONCLUSION PARTIELLE SUR LES COUPES DE BASSIN ET DE TALUS SUD ET OUEST VOCONTIEN .....	90
6. - LE TALUS NORD-VOCONTIEN DU VERCORS .....	91
<b>6.1. Serre de Jayon</b> .....	92
<b>6.2. Romeyer</b> .....	96
7. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES .....	96
<b>Chapitre II LES COUPES CLEFS DE LA ZONE SUBALPINE : LE TALUS ET LA BORDURE DE LA PLATE-FORME</b> .....	98
1. - LE TALUS NORD-VOCONTIEN EN VERCORS .....	98
<b>1.1. La vallée de Vernaison</b> .....	98
<b>1.2. La vallée de Choranche</b> .....	99
1.2.1. <i>Coupe de Bournière</i> .....	99
1.2.2. <i>Coupe de Choranche</i> .....	100
2. - LA PLATE-FORME NORD-VOCONTIENNE DU VERCORS .....	101
<b>2.1. Malleval</b> .....	101
3. - LE TALUS NORD-VOCONTIEN EN CHARTREUSE .....	109
<b>3.1 Le Fontanil</b> .....	109
3.1.1. <i>Peuil</i> .....	111
3.1.2. <i>Valetière</i> .....	118
3.1.3. <i>Lanfrey</i> .....	118
3.1.4. <i>Rivoire</i> .....	120
3.1.5. <i>Chapelière</i> .....	125
3.1.6. <i>Conclusions</i> .....	125
4. LA BORDURE DE LA PLATE-FORME NORD-VOCONTIENNE .....	126
<b>4.1. Le secteur de la Grande Sure</b> .....	127
<b>4.2. Le Guiers mort</b> .....	135
<b>4.3. La Pointière</b> .....	136
<b>4.4. La coupe de l'Echaillon</b> .....	145
<b>4.5. La Buisse</b> .....	147
<b>4.6. Conclusion sur les coupes de bordure de plate-forme nord vocontienne</b> .....	148
<b>Chapitre III ANALYSE DE COUPES CLEFS DU BERRIASIEN SUPÉRIEUR-VALANGINIEN EN PLATE-FORME JURASSIENNE</b> .....	149
1. - LA PARTIE MÉRIDIONALE DE LA PLATE-FORME JURASSIENNE .....	149
<b>1.1. La Chambotte</b> .....	154
<b>1.2. La Balme de Sillingy</b> .....	155
<b>1.3. Musièges</b> .....	159
1.3.1. <i>Comparaison entre les coupes de Musièges et de la Balme de Sillingy</i> .....	162
<b>1.4. Le Maréchet</b> .....	163
<b>1.5. Le Marchairuz</b> .....	168
<b>1.6. Conclusions sur les coupes du Jura méridional</b> .....	172
2. - LA PLATE-FORME DU JURA NEUCHÂTELOIS .....	172
<b>2.1. Le ravin du Colas (Sainte-Croix, Sagne)</b> .....	173
<b>2.2. Champagne et Bonvillars</b> .....	177
2.2.1. <i>Coupe de Champagne</i> .....	177
2.2.2. <i>Coupe de Bonvillars</i> .....	180
2.2.3. <i>Conclusions</i> .....	180
<b>2.3. Buttes</b> .....	181
<b>2.4. Crêt de l'Anneau</b> .....	184
<b>2.5. La coupe de Ponts-les-Martel</b> .....	188
<b>2.6. Valangin</b> .....	192
<b>2.7. Valangines</b> .....	194



2.7.1. Hypothèses génétiques de la structure des Valangines .....	194
2.7.2. Place des déformations tectoniques dans la structure des Valangines .....	196
2.7.3. La structure des Valangines est-elle anecdotique ? .....	198
2.7.4. Conclusions .....	198
2.8. Forage de Neuchâtel F601 .....	198
2.9. Cornaux, carrière de la Juracime .....	200
2.10. Monthey-du-haut et Monthey-du-bas (Becuel), près de Landeron .....	205
2.12. Bienne .....	209
3. - CONCLUSIONS RELATIVES AUX COUPES DU JURA .....	212

## PARTIE IV Synthèse

<b>Chapitre I : MODÈLE D'AGENCEMENT SÉQUENTIEL DES CORTÈGES DE DÉPÔT</b> .....	216
1. - VALIDITÉ DU DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL AU MOYEN DES SURFACES CLEFS .....	216
1.1. Le cortège de bas niveau .....	216
1.2. Le cortège transgressif .....	221
1.3. Le cortège de haut niveau .....	221
2. - MODÈLES DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE EXISTANTS .....	221
3. - LE TRANSECT NORD-VOCONTIEN ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE: IMPLICATIONS, COMPARAISON ENTRE LES MODÈLES EXISTANTS .....	222
4. - PLACE DES FORMATIONS ET DES LITHOFACIÈS DANS LE CADRE SÉQUENTIEL .....	222
5. - LE DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL <i>sensu</i> Arnaud, 1981 ; Darsac, 1983 ; Boisseau, 1987 et Adatte, 1988 .....	222
6. - APPLICATION DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE À L'ÉTUDE DE LA MORPHOLOGIE DE LA PLATE-FORME.....	227
6.1. Géométrie et épaisseurs des séries au Berriasien supérieur .....	227
6.2. Le domaine nord-vocontien à l'échelle hectokilométrique, implications des corrélations séquentielles sur le modèle de bordure de la plate-forme et la subsidence .....	228
6.3. Conclusion .....	230
7. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES .....	230
<b>Chapitre II GÉODYNAMIQUE DES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS</b> .....	231
1. - TRANSFERTS DE SÉDIMENTS DANS LE BASSIN .....	231
1.1. Sédiments des matériaux de la zone de bassin .....	231
1.2. les transferts de sédiments dans les cortèges transgressifs (TST).....	231
1.3. Origine de la fraction carbonatée des sédiments de la zone de bassin .....	231
1.4. Origine de la fraction détritique des sédiments de la zone de bassin .....	233
1.5. Conclusion sur les transferts de sédiments de la zone de bassin .....	233
2. - LES TRANSFERTS DE SÉDIMENTS DANS LA ZONE DE PLATE-FORME ET DE TALUS.....	233
2.1. Transferts et éléments transférés dans les cortèges de bas niveau .....	233
2.1.1. Partie inférieure des cortèges de bas niveau .....	234
2.1.2. Partie supérieure des cortèges de bas niveau .....	234
2.2. Les transferts et éléments transférés dans les cortèges transgressifs (TST).....	234
2.3. Les transferts et éléments transférés dans les cortèges de haut niveau (HST).....	234
2.3.1. Partie inférieure des cortèges de haut niveau .....	234
2.3.2. Partie supérieure des cortèges de haut niveau .....	234
2.3.3. Conclusion sur les matériaux transférés et les transferts dans les cortèges de haut niveau.....	234
3. - CONCLUSIONS SUR LA RELATION ENTRE LES ÉLÉMENTS TRANSFÉRÉS ET LES TRANSFERTS DANS LES CORTÈGES DE DÉPÔT.....	233
<b>Chapitre III PALÉOCLIMATS</b> .....	235
1. - ÉVOLUTION ENVIRONNEMENTALE SYNTHÉTIQUE : LES TRACES DE MODIFICATIONS CLIMATIQUES .....	236
1.1. Climat semi-aride puis contrasté au Berriasien inférieur .....	236
1.2. Quel climat pour le Berriasien moyen ? .....	236
1.3. Climat chaud et plus humide au Berriasien supérieur .....	236
1.4. Quels indices climatiques pour le Valanginien ? .....	237
2. - LES INDICES DE CHANGEMENTS DE TEMPÉRATURES DES EAUX MARINES EN DOMAINE DE PLATE-FORME, ÉCHANGES DE FAUNES BORÉALES ET TETHYSIENNES .....	237
3. - INDICES DE CHANGEMENTS DE TEMPÉRATURES DES EAUX EN DOMAINE DE BASSIN, ÉCHANGES DE FAUNES BORÉALES ET TETHYSIENNES .....	237
4. - CONCLUSIONS.....	238
<b>Chapitre IV CONCLUSION GÉNÉRALE</b> .....	239
1. - QUELLES SONT LES RELATIONS ENTRE LES GÉOMÉTRIES DES CORPS SÉDIMENTAIRES ET LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ?.....	239
2. - QUELLE EST L'IMPORTANCE DES TRANSFERTS DANS CHACUN DES CORPS SÉDIMENTAIRES ? .....	239

3. - QUELLE PLACE OCCUPE LES TANSFERTS DE SÉDIMENTS DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE .....	241
4. - BILAN ET PERSPECTIVES.....	241
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	242
<b>RÉFÉRENCES</b> .....	243
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	251
<b>Annexe I</b> : Répartitions biostratigraphiques.....	254
<b>Annexe II</b> : Analyse sédimentologique .....	259
<b>Annexe III</b> : Planches .....	294
<b>SOMMAIRE</b> .....	308