

LE CRETACE TERMINAL
ET LE PALEOCENE BASAL DANS
LES PETITES PYRENEES ET LES DOMES ANNEXES.
Biostratigraphie - Sédimentologie

Béatrice LEPICARD

Thèse
soutenue le 15 Novembre 1985
à l'Université Paul-Sabatier -
Toulouse III

RESUME :

Une révision systématique des séries du Campano-Maastrichtien et du Paléocène inférieur des Petites Pyrénées et des Dômes annexes a été abordée sous les aspects biostratigraphiques et lithostratigraphiques. Les résultats de ce travail ont des implications : de **portée régionale** ; datation précise des formations du Crétacé terminal, confirmation de l'âge paléocène des Calcaires lithographiques, proposition de nouvelles corrélations, interprétation de l'évolution géodynamique du domaine considéré ; - de **portée plus générale** concernant : - la biostratigraphie du Crétacé terminal : les différentes échelles biostratigraphiques, Ammonites de la zone à Hoploscaphites constrictus, Nannofossiles, Foraminifères planctoniques sont comparées et étalonnées ; certaines échelles de Foraminifères benthiques sont testées ; - la limite Crétacé - Tertiaire est située avec précision elle coïncide, avec une baisse du niveau marin et un changement climatique (aridification) ; d'un point de vue paléontologique, elle se marque par un renouvellement limité des paléofaunes et paléoflores continentales ; la disparition des peuplements faunistiques marins est ici, avant tout, liée à un changement radical des milieux de sédimentation.

Mots clefs : biostratigraphie - sédimentologie - Petites-Pyrénées - Maastrichtien - Paléocène inférieur - limite Crétacé-Tertiaire - Ammonites - Foraminifères - Nannofossiles - Domaine paralique - Milieux évaporitiques.

ABSTRACT

The successions of campano-maastrichtien and early paleocene age in Petites Pyrénées and Domes annexes have been studied from a biostratigraphic and lithostratigraphic point of view. The results of this work have implications : at the **regional level** ; the late Cretaceous formations are dated with precision ; the paleocene age of the Calcaire lithographic is confirmed ; new correlations are proposed ; the geodynamic evolution of the study area is interpreted ; at the **general level** : relative to : - the late Cretaceous biostratigraphy ; the various biostratigraphic scales are compared and calibrated - Ammonite from the Hoploscaphites constrictus zone, Nannofossils and planktonic Foraminifera -, some benthic Foraminifera scales are tested ; - the Cretaceous-Tertiary boundary is placed with precision, it coincides with a relative fall of the sea level, and with a climatic variation (to aridness) ; from a paleontological point of view, it is characterized by a limited renewal of continental paleofauna and paleoflora ; here, the disappearance of marine fauna is, first, linked with the variations of the depositional environments.

key-words : biostratigraphy, sedimentology, Petites Pyrénées, Maastrichtian, early Paleocene, Cretaceous-Tertiary boundary, Ammonites, Nannofossils, Foraminifera, Evaporites.

AVANT - PROPOS

Ce mémoire de thèse est l'aboutissement de recherches effectuées au laboratoire de Géologie sédimentaire et de Paléontologie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, dans le cadre d'un contrat souscrit avec la Direction Générale de la Recherche Scientifique et Technique (D.G.R.S.T.).

Avant d'aborder le thème de mes recherches, je désire remercier ici les personnes qui me font l'honneur de participer au jury chargé de juger ce travail, ainsi que tous ceux et celles, qui, de près ou de loin, m'ont aidée par leur collaboration directe, leurs remarques ou leurs conseils, leur appui technique, ou le soutien moral qu'ils m'ont prodigué.

Je tiens à exprimer tout d'abord ma reconnaissance à Messieurs M. BILOTTE et J. REV. Je souhaite remercier Monsieur le Professeur J. REV pour m'avoir accueillie au sein de son équipe. Ce mémoire doit beaucoup à la qualité de ses enseignements de micropaléontologie et de paléoécologie, ainsi qu'à ses conseils lors de la mise au point finale de mon manuscrit.

Monsieur M. BILOTTE, Maître-assistant, m'a confié ce sujet de recherches et a toujours montré beaucoup d'intérêt pour mes travaux, tant sur le terrain qu'au laboratoire. Je lui suis redevable de données de terrain et de matériel provenant des localités d'Auzas, de Laffite et de Larcac. Mais je le remercie surtout de la grande disponibilité qu'il a toujours montrée à mon égard en dépit des tâches fort absorbantes qui l'accaparaient alors. Ce mémoire a, sans aucun doute, été grandement amélioré dans son fond et dans sa forme par les conseils et les suggestions qu'il me donnait lors de la mise au point de mon manuscrit.

Monsieur le Professeur Y. GOURINARD me fait l'honneur de présider ce jury, je lui en suis reconnaissante.

Je remercie Mademoiselle J. VILLATTE, Chargée de recherches au C.N.R.S., pour avoir accepté de se charger de la tâche de rapporteur et de participer à ce jury. Je suis sensible aux marques d'intérêt qu'elle a témoigné pour ce travail en déterminant les Gastéropodes du gisement du Tucacou.

Monsieur J. DERCOURT, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, a accepté de juger ce travail en tant que rapporteur et de siéger à ce jury, j'en suis très honorée.

Je me dois également de remercier ici Monsieur L. YAPAUDJIAN, ingénieur à la S.N.E.A. (P.) à Boussens, pour ses conseils et sa collaboration. Je suis sensible aux marques d'intérêt qu'il me témoigne en acceptant de juger ce travail.

Je suis reconnaissante à Monsieur J. PHILIP, Professeur à l'Université de Provence, pour s'être chargé de juger ce travail en tant que rapporteur.

Mes remerciements vont encore à tous ceux et celles qui ont pris en charge la détermination des faunes et des flores :

- Monsieur F. CALANDRA, ingénieur à la S.N.E.A. (P.), pour les Foraminifères planctoniques;
- Monsieur R. DELOFFRE, ingénieur à la S.N.E.A. (P.); pour les Dasycladacées;
- Monsieur J.W. KENNEDY, conservateur des collections de Paléontologie à l'Université d'Oxford, pour les Ammonites;
- Monsieur B. LAMBERT, ingénieur à la C.F.P., pour les Nannofossiles;
- Mademoiselle M. MASSIEUX, chargée de recherches au C.N.R.S., pour les Charophytes;
- Mademoiselle Y. TAMBAREAU, chargée de recherches au C.N.R.S., pour les Ostracodes;
- Mademoiselle J. VILLATTE, chargée de recherches au C.N.R.S., pour les Gastéropodes.

C'est grâce au concours technique de la S.N.E.A. (P.), et à l'aide de Messieurs P. AMIEUX et J.P. LEDUC, que l'étude par cathodoluminescence a pu être réalisée. Je suis tout particulièrement reconnaissante à P. AMIEUX pour l'intérêt qu'il a manifesté envers cette étude, et les nombreuses suggestions apportées lors de la mise au point de ce chapitre.

Enfin je tiens à remercier la S.N.E.A. (P.), et plus particulièrement Messieurs L. YAPAUDJIAN et R. FAJERWERG qui ont accepté de prendre en charge la reproduction des planches photos couleurs illustrant l'étude par cathodoluminescence.

Je suis redevable à Monsieur le Professeur P. SOUQUET de m'avoir ouvert les portes de son laboratoire et de m'avoir fourni par ses enseignements les éléments indispensables pour aborder une étude de géologie sédimentaire.

Je suis reconnaissante à Messieurs J. CANEROT, E.J. DEBROAS et B. PEYBERNES, chercheurs au laboratoire, pour leurs enseignements et leurs conseils.

Enfin, je tiens à remercier Monsieur F. SEGURA, ingénieur à la C.F.P. et l'ancien des Petites Pyrénées, pour l'intérêt qu'il a toujours montré pour cette étude.

Je n'oublierai pas tous ceux et celles qui ont contribué à la réalisation de ce travail par leur concours technique : Mesdames F. RONCHINI, P. EYCHENE et M. FILHASTRE ; Messieurs Y. FILHASTRE et R. PUERTHOLAS.

Enfin, je tiens à remercier tout particulièrement mes parents et amis ; sans leur soutien, ce mémoire n'aurait pu être réalisé ...

SOMMAIRE

Pages

■ INTRODUCTION

1. - BUTS DE L'ETUDE	11
2. - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL	11
2.1. - Situation géographique et structurale	
2.2. - Les unités lithostratigraphiques	
2.3. - Contexte paléogéographique	
3. - CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE	19
3.1. - Le Campano-Maastrichtien	
3.1.1. - Les biozonations en milieu marin	
. Le Campano-Dordonnien	
. Le Maastrichtien	
. La limite Campanien-Maastrichtien	
3.1.2. - Les biozonations en milieu continental	
. Le Bégudo-Rognacien	
3.2. - Le Paléocène inférieur	
3.3. - La limite Crétacé-Tertiaire	
4. - METHODES D'ETUDE - FIGURATION	32
4.1. - méthodes d'étude	
4.2. - Figuration.	

■ PETITES PYRENEES OCCIDENTALES

HISTORIQUE	37
------------------	----

■ LES MARNES DE PLAGNE-St MARTORY ET LE NIVEAU DE TRANSITION

1. - DESCRIPTION	41
2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	43
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT	45

■ LE CALCAIRE NANKIN

1. - DESCRIPTION DES BIO. ET LITHOFACIES	51
1.1. - Anticlinal d'Aurignac	
1.1.1. - Coupe du Bois Dulay	
1.1.2. - Coupe de Peyrecave	

1.2. - Anticlinal de St. Marcet - St. Martory	
1.2.1. - Coupe de Laffite-toupière	
1.2.2. - Coupe de St. Marcet	
2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	63
2.1. - Arguments de position	
2.2. - Les Foraminifères benthiques	
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT	63
3.1. - Principaux types de Faciès, interprétation	
3.1.1. - Faciès M A : calcarénites	
3.1.2. - Faciès M B : calcarénites gréseuses	
3.1.3. - Faciès M C : calcarénites à calcirudites bioclastiques	
3.2. - Evolution du milieu de sédimentation	
AVERTISSEMENT	75
■ LES MARNES D'AUZAS	77
1. - DESCRIPTION DES BIO. et LITHOFACIES	79
1.1. - Les Marnes d'Auzas dans leur localité type	
1.2. - Anticlinal d'Aurignac	
1.2.1. - Affleurements de Peyrecave	
1.2.2. - Coupe de Cassagnau	
2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	87
2.1. - Arguments de position	
2.2. - Arguments micropaléontologiques	
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT	87
3.1. - Considérations générales	
3.2. - Principaux types de faciès - Interprétation	
3.2.1. - P A : Faciès de domaine proche paralique moyennement confiné	
3.2.2. - P B : Faciès de domaine proche paralique confiné	
3.2.3. - P C : Faciès de domaine paralique lointain à continental	
3.3. - Evolution du milieu de dépôt.	
■ CALCAIRES D'AURIGNAC	99
- EVAPORITES DE CASSAGNAU	103
1. - DESCRIPTION DES COUPES	

1.1. - Anticlinal d'Aurignac	
1.1.1. - Coupe de Cassagnau	
1.1.2. - Coupe de Peyrecave	
1.2. - Anticlinal de St. Marcet - St. Martory	
1.2.1. - La barre de Chirette	
1.2.2. - Coupe de Pèlerin	
2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	105
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT.....	113
3.1. - Pétrographie et Cathodoluminescence de la séquence élémentaire de type Cassagnau	
3.1.1. - Pétrographie	
3.1.2. - Cathodoluminescence	
3.1.3. - Interprétation de la séquence élémentaire de type Cassagnau.	
3.2. - Interprétation des faciès E dans l'Anticlinal de St. Martory.	
3.2.1. - La barre de Chirette	
3.2.2. - La série de Pèlerin	
3.3. - Evolution du milieu de dépôt	
3.3.1. - Série de Cassagnau	
3.3.2. - Série de Peyrecave	
3.3.3. - Séries d'Auzas : barre de Chirette et succession de Pèlerin	
3.3.4. - Conclusion.	
- CALCAIRES LITHOGRAPHIQUES DU TUCAUOU	145
1. - DESCRIPTION DES LITHOFACIES	
1.1. - Anticlinal d'Aurignac	
1.1.1. - La série type du Tucauou	
1.1.2. - La série d'Aurignac	
1.2. - Anticlinal de St. Marcet - St. Martory	
. La série de Cazeneuve-Montaut.	
2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	149
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT.....	150
3.1. - Les faciès lacustres	
3.2. - Les faciès palustres	
3.3. - Reconstitution d'un milieu de dépôt : le gisement du Tucauou.	
3.4. - Conclusion.	
■ DOMES ANNEXES ET SERIE DE LARCAN	
HISTORIQUE	155

■ LES MARNES ET MARNO-CALCAIRES DE BLAJAN - BAZORDAN ..	159
- LES MARNES BLEUES DE St. LOUP	163
1. - DESCRIPTION	
1.1. - Les Marnes bleues à Larcan	
1.2. - Les Marnes bleues dans leur localité type : St Loup	
1.2.1. - Macrofaune	
1.2.2. - Microfaune	
a - Foraminifères benthiques	
b - Foraminifères planctoniques	
c - Nannoflore	
2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	170
2.1. - La série de Larcan	
2.1.1. - Foraminifères planctoniques	
2.1.2. - Nannoflore	
2.2. - La série de St. Loup	
2.2.1. - Céphalopodes	
2.2.2. - Foraminifères benthiques	
2.2.3. - Foraminifères planctoniques	
2.2.4. - Nannoflore	
2.2.5. - Conclusions.	
2.3. - Conclusions biostratigraphiques.	
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT	177
3.1. - Caractères généraux	
3.2. - Paléoécologie	
3.2.1. - Proportions de Foraminifères planctoniques et d'Ostracodes.	
3.2.2. - Distribution des principales familles de Foraminifères benthiques.	
3.2.3. - Diagramme de P. SPRECHMAN	
3.2.4. - Répartition de quelques espèces index de milieu.	
3.3. - Evolution du Milieu de dépôt.	
- LES MARNO-CALCAIRES JAUNES DE GENSAC	185
1. - DESCRIPTION DES BIO ET LITHO-FACIES	
1.1. - La série de St. Marcet.	
1.2. - La série de Larcan	
1.3. - Anticlinal de Blajan-Bazordan	
1.3.1. - Contenu paléontologique des localités types	
1.3.2. - Affleurements des sources de Lerd	
1.3.3. - Affleurements de la route de Monplaisir à Gensac	
1.3.4. - Les Arroques	

2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	197
2.1. - La série de St. Marcet	
2.2. - La série de Larcen	
2.3. - Anticlinal de Blajan - Bazordan	
2.4. - Conclusions.	
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT	198
4. - CONCLUSIONS	200
■ LES CALCAIRES A ALGUES ET BRYOZOAIRES DE LARCEN - NIZAN... 203	
1. - DESCRIPTION DES BIO. et LITHO-FACIES	205
1.1. - Le Calcaire à Algues de Larcen	
1.2. - Le Calcaire à Algues et Bryozoaires de Lespugue	
1.3. - Le Calcaire à Bryozoaires dans l'Ant. de Blajan-Bazordan	
1.3.1. - La base de la série aux sources de Lerd	
1.3.2. - Affleurements de la route de Monplaisir à Gensac	
1.3.3. - Affleurements du bois de la Taillade	
2. - ELEMENTS DE DATATION	213
2.1. - Le Calcaire à Algues de Larcen	
2.2. - Le Calcaire à Algues et Bryozoaires de Lespugue	
2.3. - Le Calcaire à Bryozoaires de Lespugue	
2.4. - Conclusion.	
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT	214
4. - CONCLUSIONS.	215
■ LES CALCAIRES DE LESPUGUE	217
1. - DESCRIPTION DES BIO. et LITHO-FACIES	219
1.1. - La série de St. Marcet	
1.2. - La série de Larcen	
1.3. - Dôme de Lespugue-Montmaurin	
1.3.1. - Vallée de la Save	
1.3.2. - Vallée de la Seygouade	
. Coupe du ruisseau de l'arbre vert	
. Affleurements du Ber	
1.4. - Anticlinal de Blajan-Bazordan	
1.5. - Données de sondages	
1.5.1. - Prolongement oriental du Dôme de Lespugue-Montmaurin	
1.5.2. - Prolongement oriental de l'Anticlinal de Blajan-Bazordan.	
2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	229
3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT	230

- 3.1. - Dolomies et calcaires microcristallins
- 3.2. - Calcaires à Algues
- 3.3. - Calcaires graveleux
- 3.4. - Faciès noduleux d'aspect ruiniforme
- 3.5. - Evolution du milieu de dépôt.

■ EVOLUTION SEDIMENTAIRE

1. - RAPPEL DES DONNEES BIO. et LITHOSTRATIGRAPHIQUES. LES SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES SYNTHETIQUES.....241

- 1.1. - Les Petites Pyrénées
- 1.2. - Les Dômes Annexes
- 1.3. - Le domaine intermédiaire: la série de St. Marcet

2. - SEQUENCES DE DEPOT ET DISCONTINUITES253

- 2.1. - Les séquences de dépôt
 - 2.1.1. - Au Campano-Maastrichtien
 - Séquences A
 - Séquences B
 - 2.1.2. - Au Paléocène
 - Séquences C

- 2.2. - Les Discontinuités
 - 2.2.1. - Les discontinuités locales D MA
 - 2.2.2. - Les discontinuités régionales D MB et DP

3. - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET COMPORTEMENT DES ASSOCIATIONS ORGANIQUES.259

- 3.1. - Premier stade : Campano - Maastrichtien pro parte
- 3.2. - Second stade : Maastrichtien supérieur p.p. à Maastrichtien terminal p.p.
- 3.3. - Troisième stade : Paléocène

■ CONCLUSIONS GENERALES 265

BIBLIOGRAPHIE 269

■ 1. - BUTS DE L'ETUDE

L'objectif de cette thèse est la caractérisation sédimentologique et biologique du passage Crétacé-Tertiaire dans un contexte régional, celui des Petites Pyrénées et de leurs Dômes annexes. Les variations verticales et spatiales de la nature des sédiments fixaient un autre but : la confrontation des échelles biostratigraphiques des domaines marins et continentaux.

Ce travail s'appuie sur une étude fine de terrain et une révision systématique, biostratigraphique et lithostratigraphique, des séries du Campano-Maastrichtien et du Paléocène inférieur de ce domaine.

La reconstitution de l'évolution du bassin au cours de cette époque devrait contribuer à la compréhension des événements de la limite Crétacé-Tertiaire et de leurs répercussions sur les peuplements organiques.

■ 2. - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

2.1. - Situation géographique et structurale

Située dans le département de la Haute-Garonne, la région qui fait l'objet de cette étude est limitée à l'Est par la vallée de la Garonne, et atteint à l'Ouest la bordure orientale du plateau du Lannemezan. Elle comprend les Petites Pyrénées et leurs Dômes annexes.

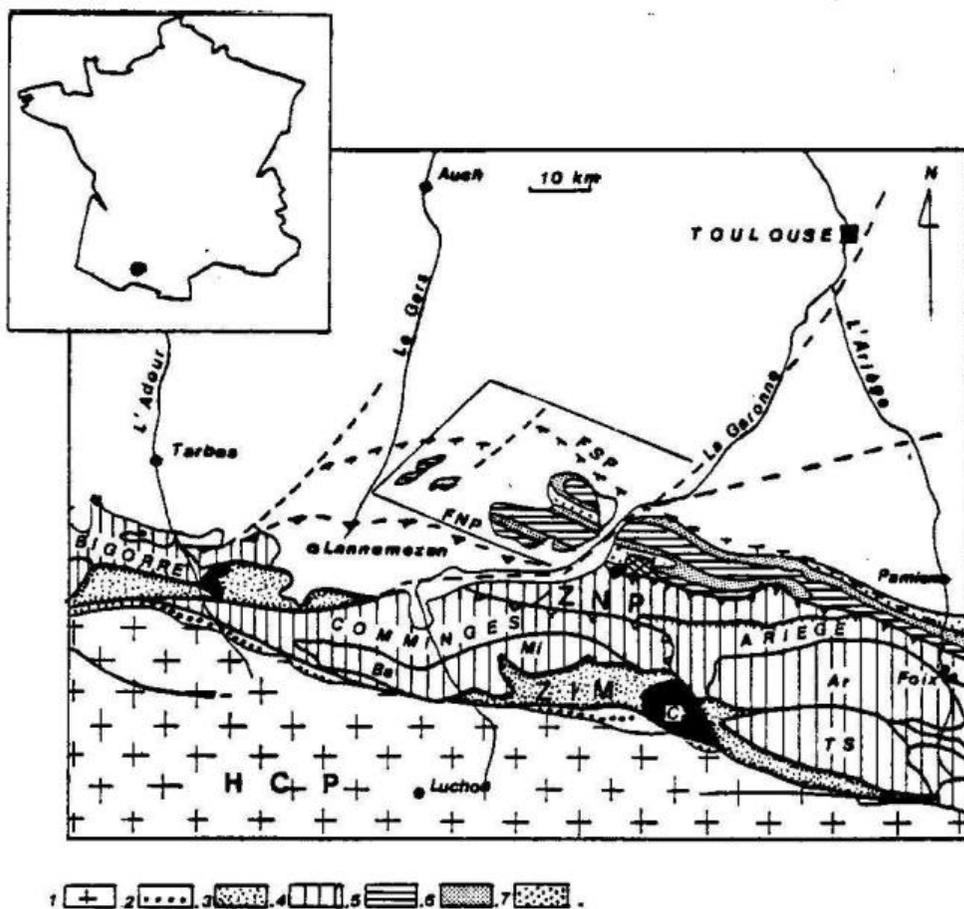


FIG.1 - Contexte géologique.

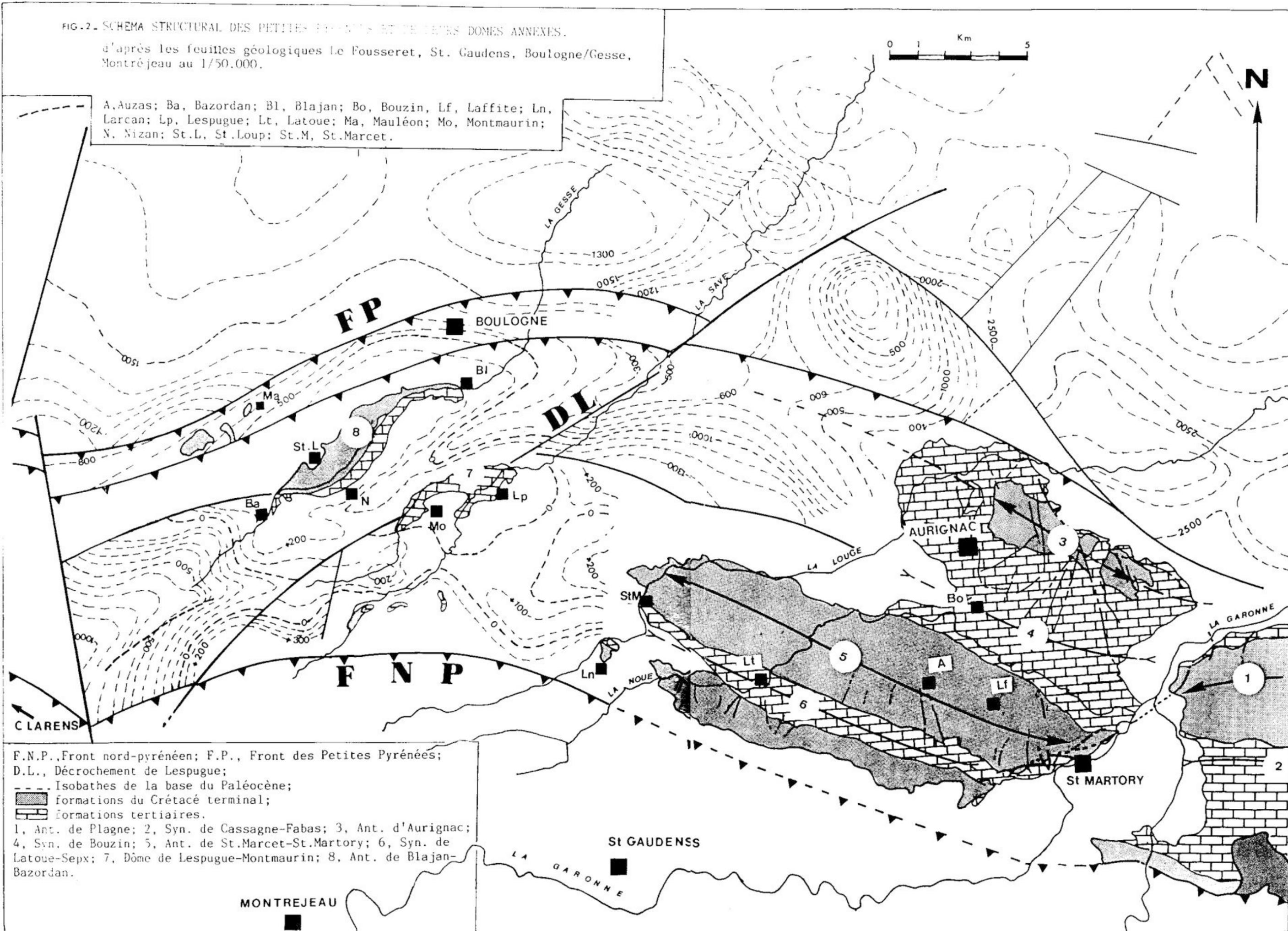
1: Haute chaîne primaire (H.C.P.); 2: écailles bordières; 3: Zone interne métamorphique (Z.I.M.); 4: Zones Nord-pyrénéennes (Z.N.P.), Ar: Arize, T-S: Trois seigneurs, M: Milhas, Ba: Barousse; 5, 6, 7: Zones Sous-pyrénéennes, 5: Nummulitique, 6: 'Garumnie', 7: Eocène continental.

D'après P.SOUQUET, B.PEYBERNES, M.BILOTTÉ, E.J.DEBROAS, 1977.

FIG. 2. SCHEMA STRUCTURAL DES PETITES PYRENEES ET DE LEURS DOMES ANNEXES.

d'après les feuilles géologiques Le Fousseret, St. Gaudens, Boulogne/Gesse, Montréjeau au 1/50.000.

A, Auzas; Ba, Bazordan; Bl, Blajan; Bo, Bouzin; Lf, Laffite; Ln, Larcan; Lp, Lespugue; Lt, Latoue; Ma, Mauléon; Mo, Montmaurin; N, Nizan; St.L, St.Loup; St.M, St.Marcet.



F.N.P., Front nord-pyrénéen; F.P., Front des Petites Pyrénées;

D.L., Décrochement de Lespugue;

--- Isobathes de la base du Paléocène;

▨ formations du Crétacé terminal;

▤ formations tertiaires.

1, Ant. de Plagne; 2, Syn. de Cassagne-Fabas; 3, Ant. d'Aurignac;

4, Syn. de Bouzin; 5, Ant. de St.Marcet-St.Martory; 6, Syn. de

Latoue-Sepx; 7, Dôme de Lespugue-Montmaurin; 8, Ant. de Blajan-

Bazordan.

MONTREJEAU

D'un point de vue structural, ce domaine appartient intégralement aux zones sous-pyrénéennes qui chevauchent au Nord la bordure méridionale du Bassin d'Aquitaine au niveau du Front des Petites Pyrénées ; les zones sous-pyrénéennes sont à leur tour chevauchées au Sud par la zone nord-pyrénéenne le long du Front nord-pyrénéen (fig. 1), (P. SOUQUET, M. BILOTTE, J. CANEROT, E.J. DEBROAS, B. PEYBERNES, J. REY, 1975). Deux faisceaux d'accidents subméridiens limitent, à l'Est et à l'Ouest, la région étudiée : ce sont respectivement le linéament de la Garonne et la zone faillée au droit de Clarens ; le décrochement de Lespugue le subdivise en deux compartiments principaux (fig. 2).

. LES PETITES PYRENEES OCCIDENTALES : Elles sont composées d'un système de plis synclinaux et anticlinaux orientés approximativement W.N.W.-E.S.E. ; ce sont du Nord vers le Sud (fig. 2) :

- l'Anticlinal d'Aurignac ;
 - le Synclinal de Bouzin ;
 - l'Anticlinal de St. Marcet - St Martory ;
 - le Synclinal de Latoue-Sepx, dont les témoins discontinus se suivent à l'Ouest jusqu'à Larcq.
- Ces plis s'ennoient à l'Ouest, sous les formations molassiques discordantes.

. LES DOMES ANNEXES DES PETITES PYRENEES : A l'Ouest des Petites Pyrénées, les molasses mio-pliocènes du Lannemezan masquent les formations géologiques anciennes. Deux structures orientées S.W.-N.E. sont partiellement ramenées à l'affleurement par l'érosion ; ce sont les "affleurements annexes" de A. LEYMERIE (1881) désignés aussi sous le terme de Dômes annexes par J. VILLATTE (1962). Ils comprennent (fig. 2) :

- le Dôme de Lespugue-Montmaurin ; où affleure surtout le Paléocène, dans les vallées de la Save et de la Seygouade ;
- l'Anticlinal de Blajan-Bazordan, avec en plus le Crétacé supérieur dans la vallée de la Gesse.

LOCALISATION AGE	DOMES ANNEXES		PETITES PYRENEES Occidentales	
	Carte Baugne/Gasse 1/50.000 Nomenclature proposée		Carte S ^t Gaudens 1/50.000	Nomenclature proposée
PALEOCENE inférieur	CALCAIRE SUBLITHOGRAPHIQUE à Algues et Miliolites	CALCAIRE GRAVELEUX de LESPUGUE	CALCAIRE LITHOGRAPHIQUE Calcaires dolomitiques et Dolomies	CALCAIRES D'AURIGNAC CALCAIRES LITHOGRAPHIQUES du TUCAUOU EVA PORITES de CASSAGNAU
	MARNO-CALCAIRES JAUNES de GENSAC	Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcq-Nizan	MARNES D'AUZAS	
MAASTRICHTIEN sup. inf.	MARNES BLEUES de S ^t LOUP	MARNES ET MARNO-CALCAIRES de BLAJAN - BAZORDAN	MARNES BLEUES de S ^t LOUP	CALCAIRE NANKIN
				CALCAIRE NANKIN
CAMPANIEN			MARNES de PLAGNE S ^t MARTORY	MARNES de PLAGNE S ^t MARTORY

FIG.3 - Les unités lithostratigraphiques du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur dans les Petites Pyrénées et leurs Dômes annexes.

2.2. - Les unités lithostratigraphiques du Campano-Maastrichtien et du Paléocène inférieur

Les unités lithostratigraphiques sont différentes dans les deux compartiments (fig. 3) :

- à l'Est de la vallée de la Louge, dans les Petites Pyrénées occidentales, à l'exception du secteur de Larcen, leur succession est la suivante (fig. 3):

- . Marnes de Plagne, épais ensemble marno-silteux de plate-forme ouverte, circalittorale ;
- . Calcaire nankin, formation calcaréo-gréseuse de plate-forme ouverte, de haute énergie ;
- . Marnes d'Auzas, formation paralique complexe où s'associent des dépôts continentaux, lagunaires et marins ;
- . Calcaires d'Aurignac, comprenant 2 membres : à la partie inférieure, les Evaporites de Cassagnau de lagune confinée à évaporitique ; à la partie supérieure, les Calcaires lithographiques du Tucauou lacustres et palustres.

- à l'Ouest de la vallée de la Louge, dans les Dômes annexes et à Larcen, les formations et membres suivants sont reconnus [fig. 3] :

- . Marnes et Marno-calcaires de Blajan-Bazordan constitués de 2 membres : à la partie inférieure, les Marnes bleues de St. Loup, épais ensemble de marnes et marno-calcaires de plate-forme externe ; au sommet, les Marno-calcaires jaunes de Gensac, riches en Orbitoidés, de plate-forme infralittorale ;
- . Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen-Nizan, de milieux récifaux à marins externes ;
- . Calcaires de Lespugue, à Algues et Miliolidés, fréquemment dolomitisés dans leur partie inférieure ; les environnements vont du récifal au continental.

Entre ces 2 régions, nettement distinctes par leurs caractères lithostratigraphiques, existe en réalité un domaine intermédiaire où les successions présentent à la fois des séries du type Petites Pyrénées et d'autres, caractéristiques des Dômes annexes ; c'est dans la région de St Marcet qu'en sera donnée la succession type.

L'historique des fluctuations de l'âge attribué à ces diverses formations sera traité en introduction de chacun des chapitres descriptifs.

FIG. 4. Bloc diagramme du sillon sous-pyrénéen à l'Est de Pau vers la fin du Maastrichtien.
D'après E.WINNOCK, E.FRIED et M.KIEKEN, 1973.

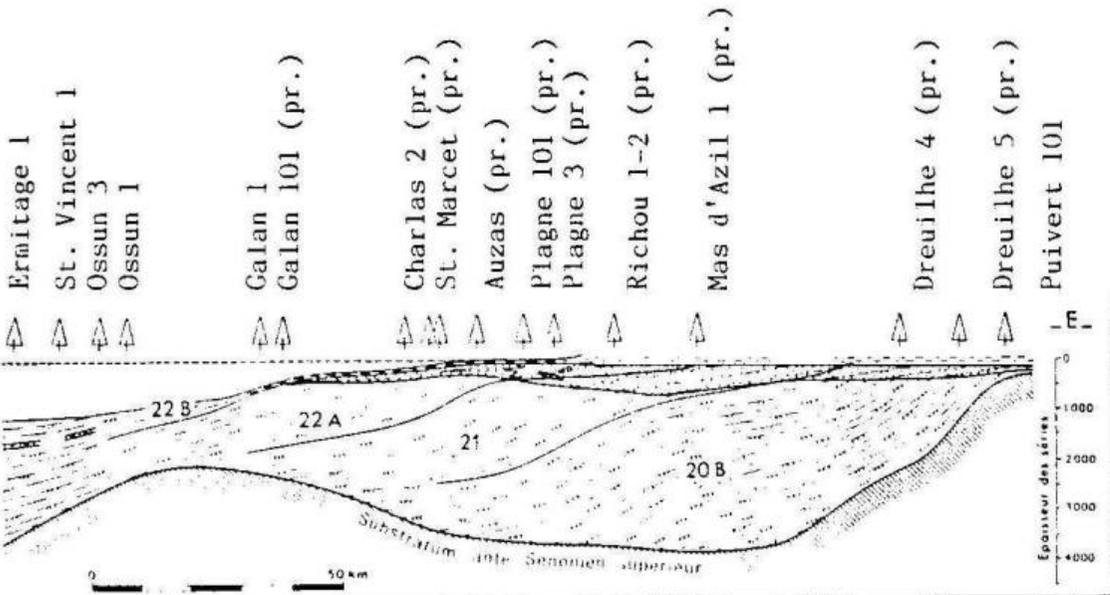
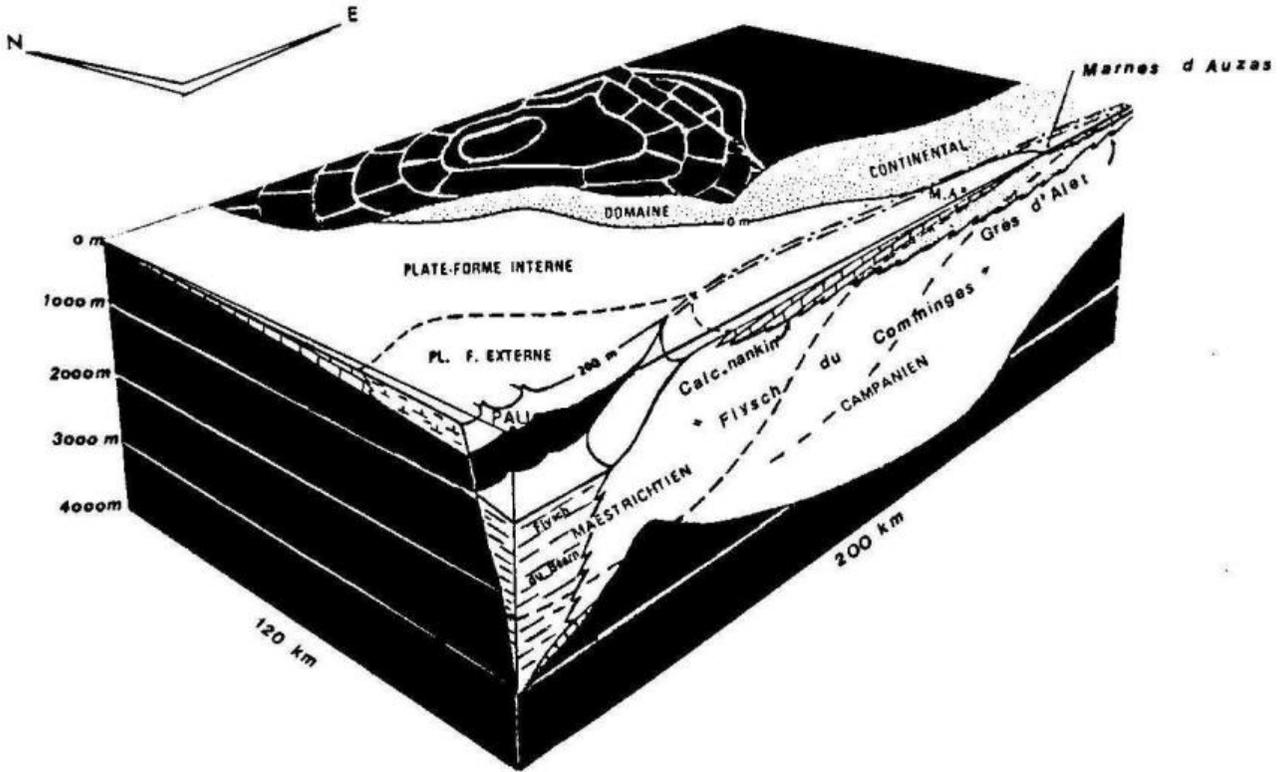


FIG. 5. Coupe longitudinale de la zone flysch. Diachronisme des formations flyschoides sur la base des données palynologiques.
20 B, 21 : Campanien ; 22A, 22B : Maastrichtien.
D'après R.RICATEAU et J.VILLEMIN, 1973.

2.3. - Contexte paléogéographique : Le diachronisme des dépôts.

Au Crétacé terminal, les Petites Pyrénées et leurs Dômes annexes s'intégraient dans l'aire de sédimentation du sillon sous-pyrénéen, bordé au Nord par le continent toulousain [fig. 4].

La progradation des séries de plate-forme sur les dépôts marins profonds assure le comblement du bassin de l'Est vers l'Ouest. R. RICATEAU et J. VILLEMEN (1973) ont les premiers, établi ce schéma de progradation à partir de la datation des formations flyschoides (Marnes de Plagne, St. Martory, St. Loup), [fig. 5]. Par la suite M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE (1983), ont démontré que les formations sus-jacentes—Grès de Labarre, Calcaire nankin, puis Marnes rouges, Marnes d'Auzas, et enfin Calcaire de l'entonnoir, Calcaire lithographique—suivaient le même schéma de progradation [fig. 6].

	PETITES PYRENEES	PLANTAUREL			HAUTES CORBIERES
DANO-MONTIEN	calcaire lithographique	marnes rouges		supérieures	
	dolomie d'HAURUC	calcaire de l'ENTONNOIR			calc. sup.
MAESTRICHTIEN	marnes d'AUZAS	marnes		VIGNEVIEILLE	argiles calc. inf.
	calcaire nankin	grès	rouges		pdg. fleuri
	marnes	de	LABARRE sup.		marnes de la MAURINE grès des ESTOUS
CAMPANIEN	de	EN GAULY		marnes de CAMPAGNE	
		PLAGNE	de	grès	
SANTO-NIEN			de	d'ALET	
			de	de SOUGRAIGNE	
	PLAGNE	MONTFA	MAS D'AZIL	DREUILHE	MOUTHOMET

FIG.6. Relations entre les diverse formations du Sénonien et du Paléocène inférieur du sillon sous-pyrénéen. D'après M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983.

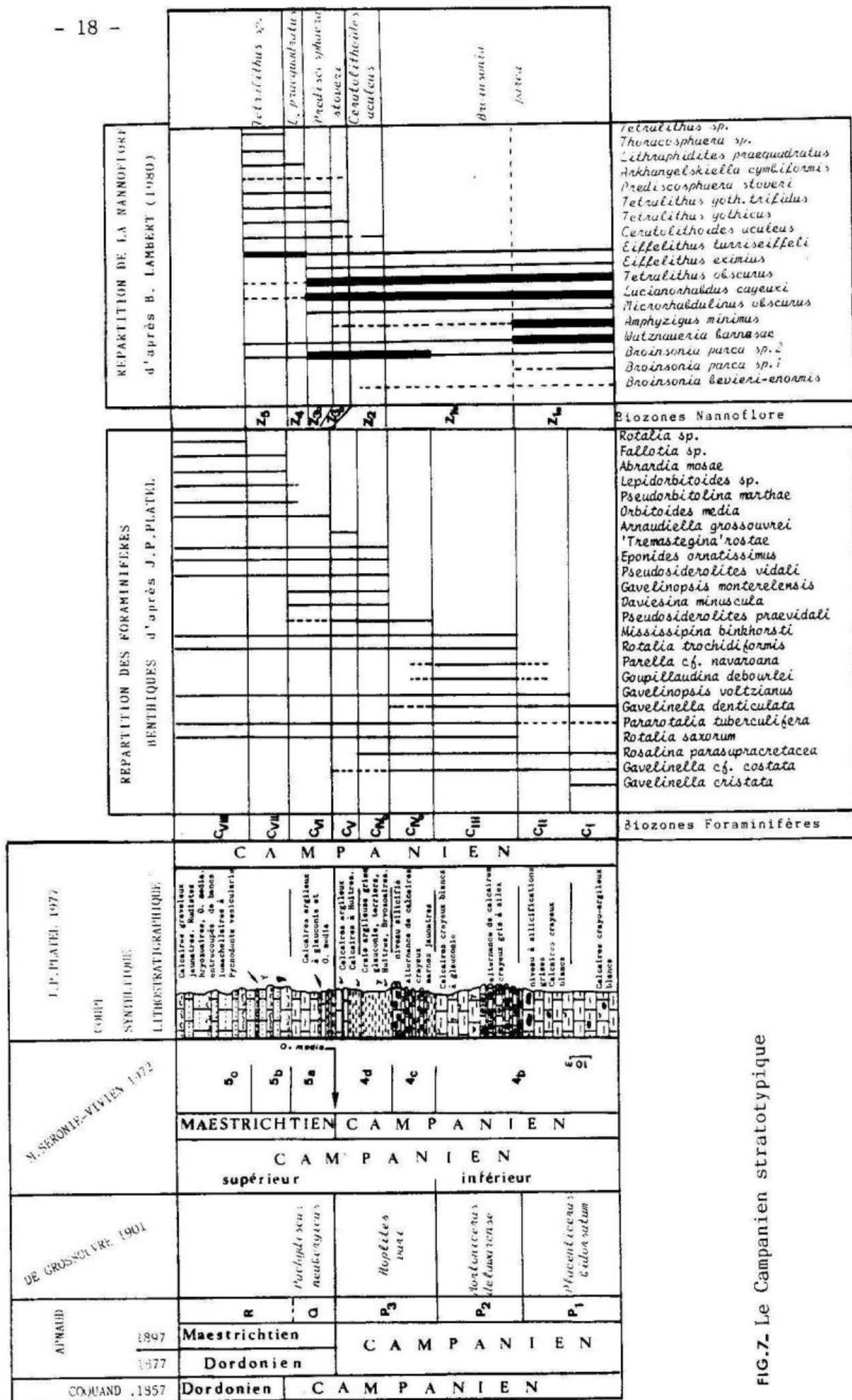


FIG. 7. Le Campanien stratotypique

■ 3. - CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Les biozonations du Campanien, du Maastrichtien et du Paléocène inférieur

Les formations analysées dans l'étude qui va suivre, couvrent un intervalle stratigraphique qui s'étend du Campanien au Paléocène inférieur [cf. fig. 3]. Au Campano-Maastrichtien, elles correspondent à des dépôts marins, à continentaux ; au Paléocène inférieur, à des faciès de lagon à continentaux. L'attribution stratigraphique des diverses formations nécessitera ainsi l'utilisation de biozonations établies aussi bien en domaine marin que paralytique ou continental.

3.1. - Le Campano-Maastrichtien

3.1.1. - Les biozonations en milieu marin

■ LE CAMPANIEN-DORDONIEN.

Ces étages ont été définis par COQUAND (1857) sur la bordure septentrionale du bassin d'Aquitaine, dans la Champagne Charentaise (J. SORNAY, 1956). Le Campanien correspond à la craie à *Ostrea vesicularis*, le Dordonien sus-jacent à la craie à *Hippurites radiosus* ; la limite Campanien-Dordonien est déterminée par l'extinction de l'*Ostrea vesicularis*. Ultérieurement ARNAUD (1877) descend le Dordonien par sa base et y inclut les niveaux à *O. media*. Il conclut que le Dordonien ainsi défini est l'équivalent du Maastrichtien [fig. 7].

Les BIOZONATIONS

a) Les Foraminifères planctoniques.

Dans la région stratotypique, ils ont en particulier été étudiés par E.J. VAN HINTE (1965) et F. GOHARIAN (1971) ; ils fournissent peu d'informations du fait que les espèces présentes (*G. arca*, *G. cretacea*, *G. fornicata*, *G. linneiana*, *G. marginata*, *G. tricarinata*, *G. cf. Plummerae*, *G. lapparenti bulloides*, *G. lapparenti tricarinata*, *Hedb'la delrioensis*, *H. elegans*, *Glob'oides asperata*) couvrent un intervalle stratigraphique très large, Santonien à Maastrichtien.

Dans la zonation standard, le Campanien est actuellement subdivisé en 3 biozones (ROBASZYNSKI et al., 1984) qui sont de la base vers le sommet [Fig. 8] : zone à *G. elevata*, zone à *G. ventricosa*, zone à *G. calcarata*.

Alors que les parties inférieures et moyennes du Campanien sont caractérisées de manière variable suivant les régions et les auteurs, tous s'accordent pour placer à la partie supérieure de l'étage une zone à *calcarata*. L'extinction de cette dernière espèce est, en outre, unanimement reconnue comme marquant la limite Campanien-Maastrichtien [Fig. 9].

b) Les Foraminifères benthiques : Les principales biozonations du Campanien-Dordonien charentais ont été établies par F. GOHARIAN (1971), M. SERONIE-VIVIEN (1972), J.P. PLATEL (1977), M. NEUMANN (1980), [cf. Fig. 7]. Alors que les faciès crayeux sont surtout riches en petits Foraminifères benthiques, les faciès graveleux montrent l'apparition des grands Foraminifères (M. NEUMANN, 1980). Pour ces derniers, les principales espèces se répartissent de la manière suivante [Fig. 7] : *Pseudosiderolites vidali* et *Arnaudiella grossouvrei* apparaissent respectivement à la base des zones CIV b et CV de J.P. PLATEL

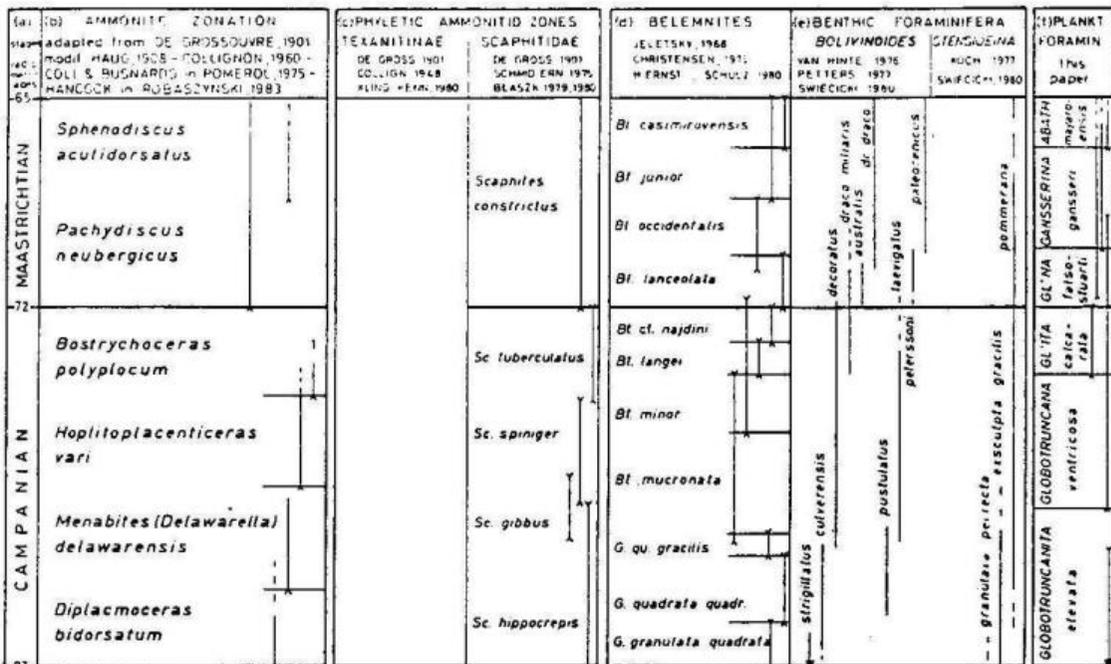


FIG. 8 - Biozonation de Foraminifères planctoniques du Crétacé terminal; corrélation avec les biozones de Céphalopodes, de Bélemnites et de Foraminifères benthiques. D'après F. ROBASZYNSKI et al., 1984.

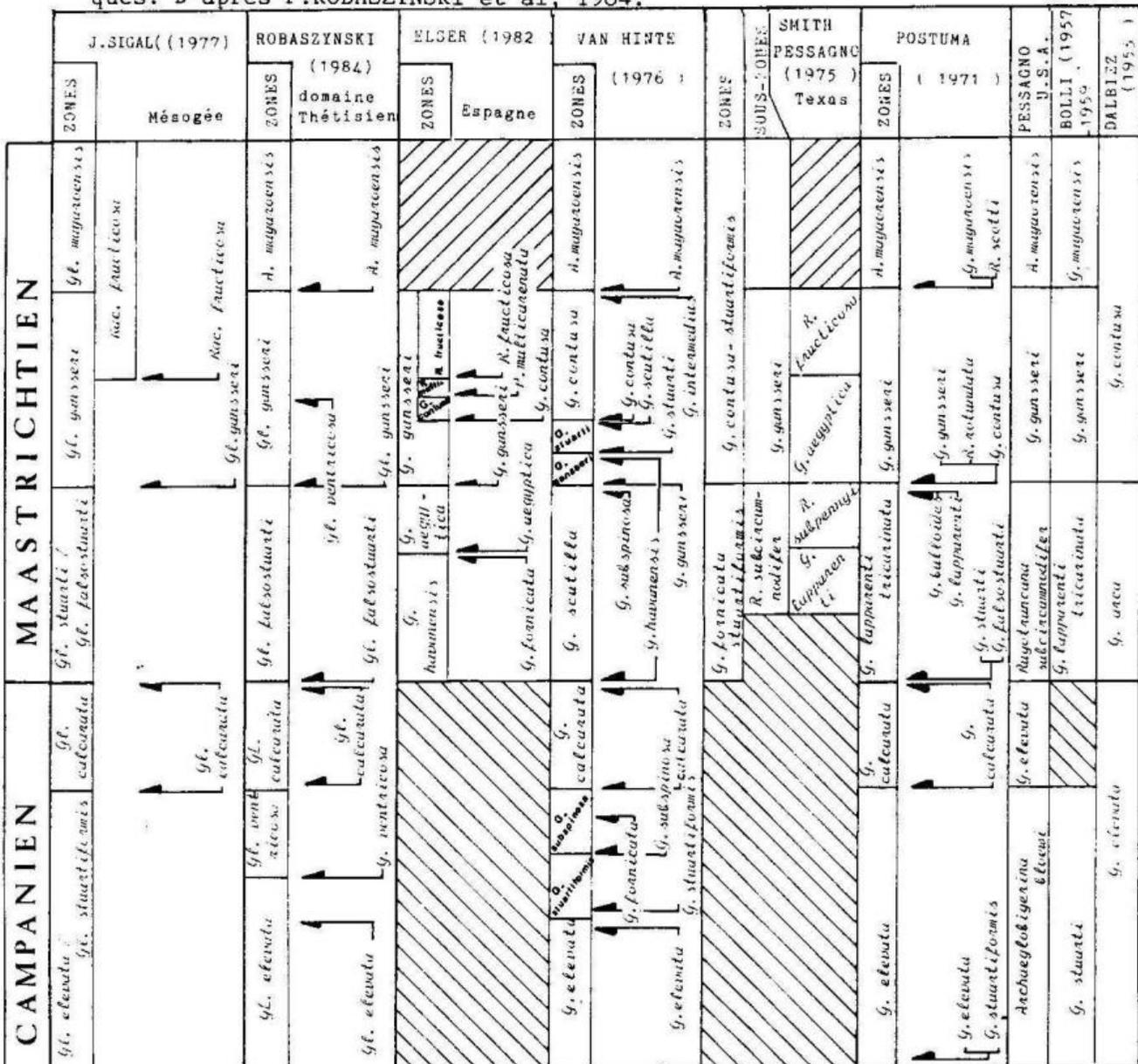


FIG. 9 - Biozonations comparées de Foraminifères planctoniques.

(1977), équivalentes de la zone 4d de M. SERONIE-VIVIEN (1972) ; **Orbitoides media** marque la base de la zone CVI (J.P.P.) ou zone 5a (M.S.V.) ; **Lepidorbitoides campaniensis** et **Pseudorbitolina marthae** caractérisent la partie supérieure de cette zone ; **Fallotia jacquoti** et **Abrardia mosae** permettent d'individualiser la zone CVII (J.P.P.) ou 5b (M.S.V.) ; enfin l'apparition de **Pseudorotalia schaubi** détermine la base de la zone CVIII (M. NEUMANN, J.P. PLATEL et al., 1983).

c) La Nannoflore.

B. LAMBERT (1980) propose une biozonation de la région stratotypique fondée sur la répartition des associations nannofloristiques ; il reconnaît 5 biozones qui sont de la plus ancienne à la plus récente [Fig. 7] :

- z1 : zone à **Broinsonia parca** ;
- z2 : zone à **Ceratolithoides aculeus** ;
- z3 : zone à **Prediscosphaera stoveri** ;
- z4 : zone à **Lithraphidites praequadratus** ;
- z5 : zone à **Tetralithus** sp.

Cette dernière zone recouvre le Dordonien au sens de COQUAND, alors que les zones z3 à z5 correspondent au Dordonien : Maastrichtien sensu ARNAUD et M. SERONIE-VIVIEN.

■ LE MAASTRICHTIEN :

Il a été défini par A. DUMONT (1849) dans le calcaire de Maestricht supérieur. L'auteur y reconnaît à la base un niveau de glauconie sableuse Ma, surmonté par des faciès tuffoïdes, niveaux Mb à Md [Fig. 10]. Depuis cette première définition, les limites du Maastrichtien ont fait l'objet de nombreuses fluctuations, mais à la suite des travaux d'ARKHANGELSKY (1912), LERICHE (1927) qui limite le Maastrichtien vers le bas par l'apparition de **Scaphites constrictus**, et JELETSKY (1951) sur les Belemnites, la plupart des biostratigraphes du domaine boréal s'accordent dans l'acception d'un Maastrichtien au sens large, débutant par la première apparition de **Bt. lanceolata** (M. NEUMANN et F. ROBASZYNSKI, 1983) ; **Bt. junior** marque, quant à elle, le Maastrichtien supérieur.

Récemment J.M. VILLAIN (1974) a révisé le type de l'étage d'un point de vue micropaléontologique et biostratigraphique ; c'est à ce dernier auteur que j'emprunte la définition suivante : "le stratotype de l'étage Maastrichtien a été défini dans le Limburg méridional, et ce sont des critères lithostratigraphiques qui ont déterminé le choix de la formation de référence. Le contenu paléontologique de ces niveaux a permis ultérieurement des tentatives de corrélations et de biozonations ; ces dernières ont conduit certains auteurs à utiliser le terme Maastrichtien au sens large, c'est à dire aussi pour des formations sous jacentes au stratotype". Celles-ci comprennent la craie grossière Cr4, la craie tigrée Cr3c et la craie grise Cr3b pro parte, la partie inférieure du niveau Cr3b et la craie blanche sous-jacente sont attribuées au Campanien [Fig. 10].

LES BIOZONATIONS

a) Les Foraminifères planctoniques.

Les organismes planctoniques de la région stratotypique ont été étudiés par J.P. BELLIER et J.M. VILLAIN (1975). L'apparition de *G. contusa contusa* et de formes intermédiaires entre *G. arca rugosa* et *G. falsostuarti* indiquent le début du Maastrichtien au sein de la craie grise, Cr3b.

Par ailleurs, *G. cf. lugeoni* et *Rugotruncana ? cf. gansseri*, considérées comme typiques du Maastrichtien supérieur, apparaissent dans la craie grossière, Cr3c.

L'utilisation des biozonations par les Foraminifères planctoniques va ainsi dans le sens d'une définition de l'étage Maastrichtien au sens large.

- Dans la zonation standard, le Maastrichtien est actuellement subdivisé en 3 biozones (ROBASZYNSKI et al. 1984) [fig. 8], auxquelles sont parfois appliqués les termes de Maastrichtien inférieur, moyen et supérieur. Alors que la plupart des auteurs s'accordent pour individualiser les 2 zones supérieures par l'apparition des espèces *gansseri* puis *mayaroensis* la zone inférieure est caractérisée de manière plus hétérogène mais le plus couramment par les espèces *G. falsostuarti*, *G. stuarti*, *G. scutilla*, *G. lapparenti*, *G. tricarinata*, *G. subcircumnodifer*, *G'ella havanensis*, *G. aegyptica*, *G. fornicata-stuartiformis*, [Fig. 9]. Un essai de zonation des régions méditerranéennes a été proposé par J. SIGAL (1977) ; pour cet auteur l'apparition de *R. fructicosa* marque le Maastrichtien supérieur ; la zone à *R. fructicosa* correspond à la partie supérieure de la zone à *gansseri* et à la zone à *mayaroensis* [fig. 11].

Dans les Petites Pyrénées, l'application de la zonation standard (ROBASZYNSKI et al. 1984) est rendue difficile en raison de l'absence des formes index de zones. Cependant la répartition d'autres espèces, et en particulier de *G. contusa* et *R. fructicosa*, permet une biozonation locale précise qui peut être corrélée à la zonation standard .

b) Les Foraminifères benthiques

Il n'existe pas de biozonations proprement dites mais plutôt des essais de répartition. A Maastricht, l'apparition des grands Foraminifères benthiques est liée à celle des faciès tuffoïdes ; J.M. VILLAIN (1974) y établit les répartitions suivantes [Fig. 10] : apparition des espèces *Lepidorbitoides minor*, *Hellenocyclina beotica*, *Siderolites calcitrapoides*, *Orbitoides media*, dans le niveau Mb ; puis *O. apiculata* dans le niveau Mc ; et enfin *Omphalocyclus macroporus* et *Siderolites denticulatus* dans le niveau Md. M. NEUMANN (1980) situe en outre, l'apparition d'*Abrardia mosae* dans ce dernier niveau.

c) La Nannoflore

B. LAMBERT (1980) propose une biozonation du Maastrichtien au sens large, dans sa région stratotypique. Au-dessus de la zone à *Ceratolithoides aculeus* qui correspond schématiquement au niveau Cr3a et à la partie inférieure du niveau Cr3b, il distingue 4 biozones qui sont de bas en haut [fig. 10] :

- . zone à *Lithraphidites praequadratus* ;
- . zone à *L. quadratus* ;
- . zone à *Tetralithus sp.* ;
- . zone à *Micula mura*.

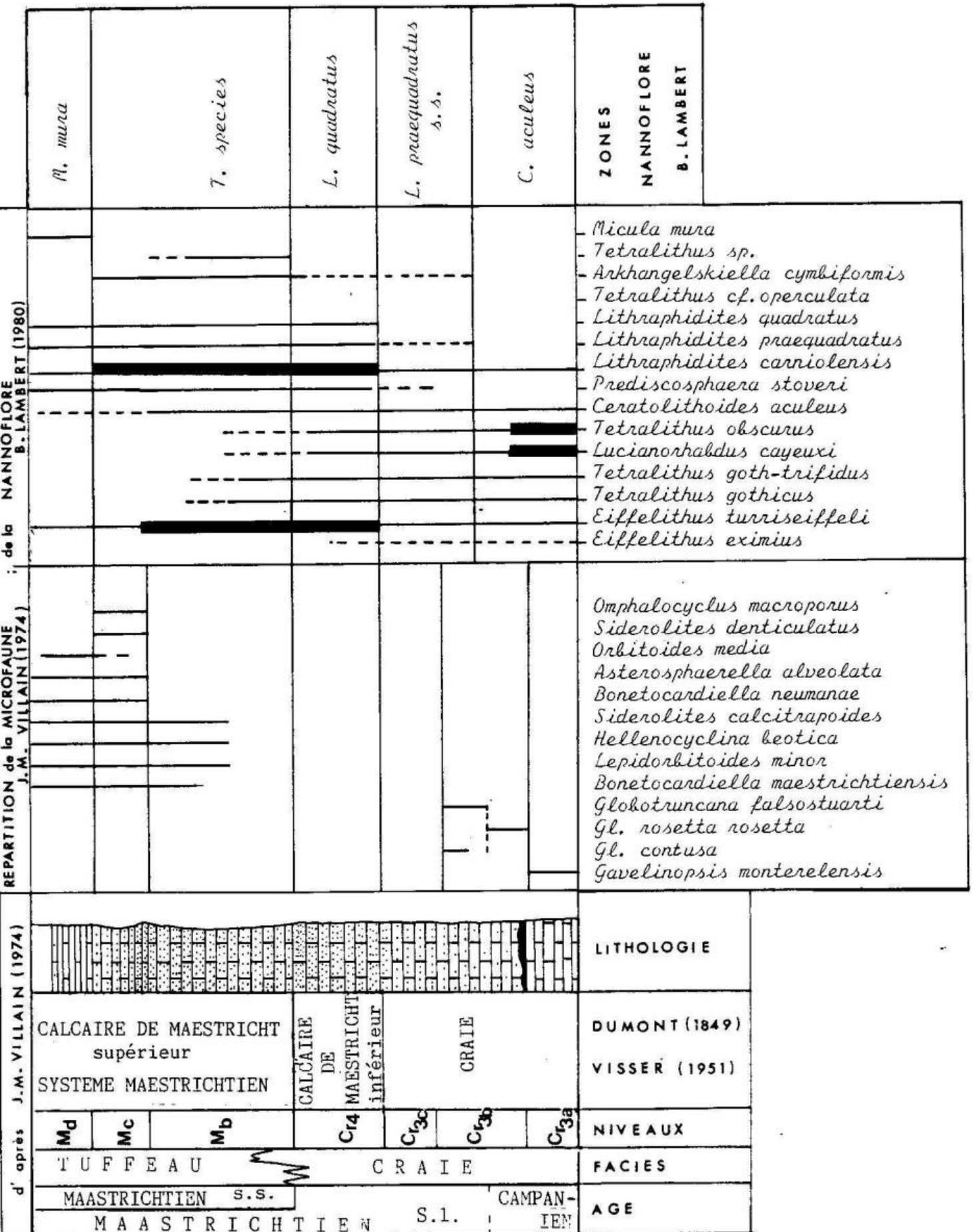


FIG. 10 - Le Maastrichtien dans sa région stratotypique.

Cette dernière zone correspond à la zone à *Abatomphalus mayaroensis* de la zonation généralement admise pour les Foraminifères planctoniques. Par ailleurs, les zones à *Tetralithus* sp. et *Micula mura* recouvrent le Maastrichtien au sens de DUMONT.

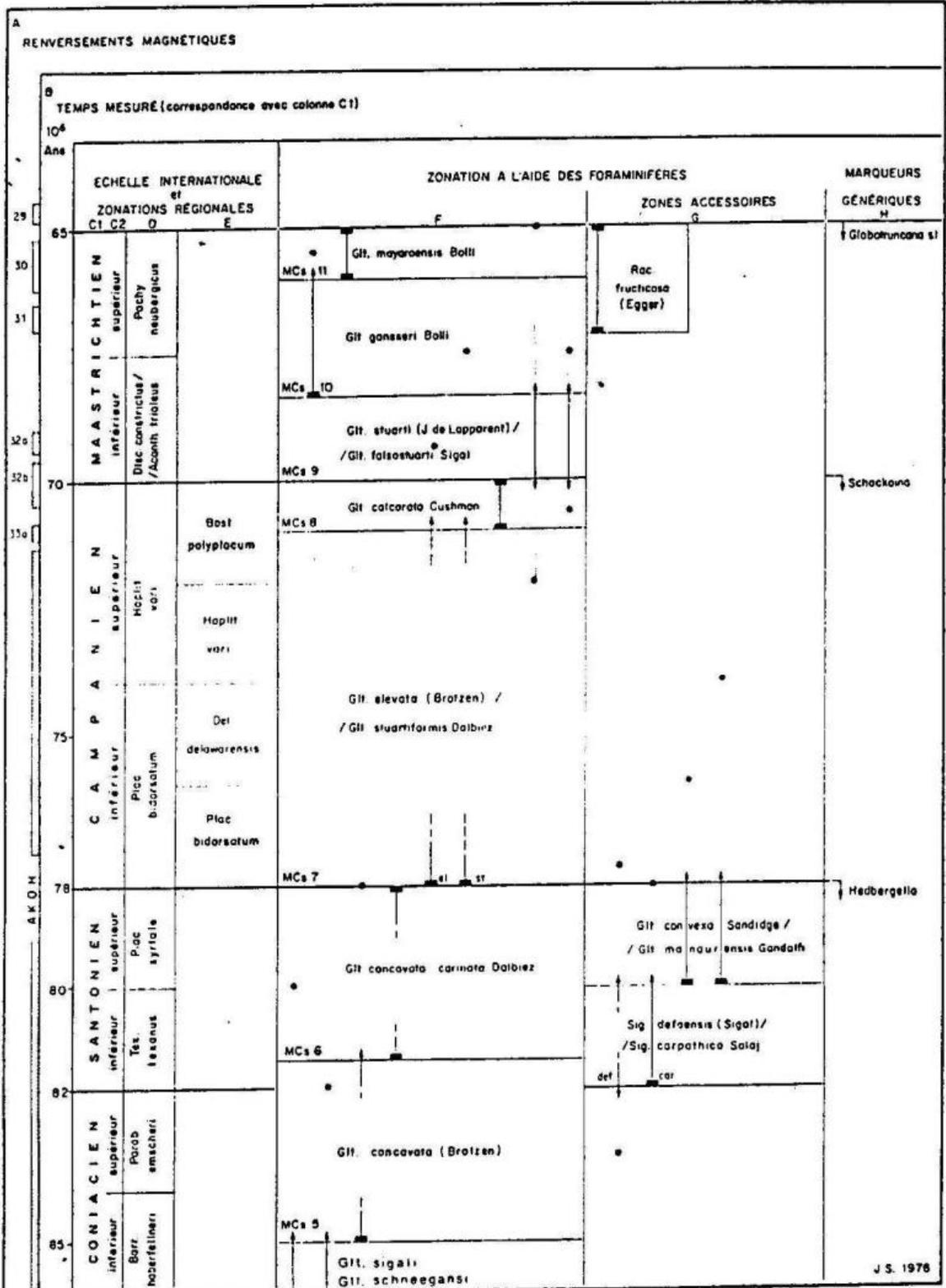


FIG.11- Essai de zonation du Crétacé des régions méditerranéennes à l'aide des Foraminifères planctoniques, d'après J. SIGAL (1977).

■ LA LIMITE CAMPANIEN-MAASTRICHTIEN

La limite supérieure du Campanien et son raccord avec le Maastrichtien stratotypique fait encore l'objet de nombreuses controverses. L'origine de ces divergences provient, du moins en partie, de l'acceptation de l'étage Dordonien au sens de COQUAND ou bien d'ARNAUD.

Pour COQUAND la limite Campanien-Dordonien se situe à l'extinction d'*Ostrea vesicularis* et à l'apparition des faciès à Rudistes ; Pour ARNAUD, c'est l'apparition d'*O. media* qui marque cette limite. De ces positions divergentes sont nées l'opposition entre les conceptions actuelles de la limite supérieure du Campanien.

- M. SERONIE-VIVIEN considère, comme ARNAUD, que l'apparition d'*O. media* marque la limite Campanien-Maastrichtien ;

- après J.E. VAN HINTE (1965), l'école parisienne (F. GOHARIAN, 1972 ; J.P. PLATEL, 1977 ; M. NEUMANN, 1980) estime que la limite Campanien-Maastrichtien n'est pas observable en Charente et en Dordogne, le Dordonien sensu COQUAND et à plus forte raison sensu ARNAUD n'étant considéré que comme un faciès du Campanien. Dernièrement ces auteurs (M. NEUMANN et al. 1984) ont reconnu le Maastrichtien à Maurens et situent la limite au-dessus des niveaux à Rudistes.

Les corrélations entre les stratotypes et la position de la coupure Campanien-Maastrichtien est d'autant plus difficile à préciser que les principales biozonations sont fondées sur les répartitions des grands Foraminifères benthiques. Or nous savons que leur apparition est liée, en Charente comme à Maastricht, à celle des faciès tuffoïdes ou graveleux qui leur sont favorables (M. NEUMANN, 1980). Par ailleurs B. LAMBERT (1980) a démontré, dans le domaine aquitain même, le diachronisme de l'apparition d'*O. media* entre la zone z2 à *Ceratolithoides aculeus* en Charente et la zone z3 à *P. stoveri* en Gironde.

L'étude récente des associations nannofloristiques revêt ici un intérêt particulier puisque ces organismes plus ubiquistes permettent des biozonations fines et des corrélations entre les successions lithostratigraphiques continues en domaine de bassin et les étages définis en domaine de plate-forme. La comparaison des biozonations établies par B. LAMBERT (1980) dans les régions stratotypiques du Campanien et du Maastrichtien amène les remarques suivantes :

Certaines biozones sont communes aux deux stratotypes [fig. 12], ce sont :

- la zone à *L. praequadratus* s.l. de Charente définie, à la base, par l'apparition de l'espèce index de zone, et limitée au sommet, par l'apparition de *Tetralithus* sp. Un intervalle stratigraphique défini par les mêmes espèces recouvre à Maastricht les zones à *L. praequadratus* s.s. et *L. quadratus*. On est ainsi en droit d'établir la correspondance suivante entre les stratotypes : La partie supérieure de la biozone CVI de J.P. PLATEL (1977) ou biozone 5a de M. SERONIE-VIVIEN (1972) correspondent à la partie supérieure du niveau Cr3b et aux niveaux Cr3c et Cr4 de Maastricht, et sont donc maastrichtiens sensu lato.

- La zone à *Tetralithus* sp est commune aux deux stratotypes ; en Charente, elle correspond à la biozone CVII de J.P. PLATEL ou zone 5b de M. SERONIE-VIVIEN ; à Maastricht elle comprend les niveaux Mb et Mc du tuffeau. Elle est ainsi équivalente en partie du Maastrichtien sensu stricto.

COQUARD		ARABIE		Biozones NANOFLORE M. LAMBERT (1980)		apparition des espèces index de zones		Biozones NANOFLORE B. LAMBERT (1980)		RÉGIONS	
DORDONIEN	DORDONIEN	5b	CvIII CvVII	ZONE à <i>Tetralithus sp.</i>	<i>Tetralithus sp.</i>	ZONE à <i>Tetralithus sp.</i>		ZONE à <i>Tetralithus sp.</i>		Cr4	MAASTRICHTIEN
				ZONE à <i>L. quadratus</i> J.P.	<i>L. quadratus</i>	ZONE à <i>L. quadratus</i>		ZONE à <i>L. quadratus</i>		Cr3d Cr3c	
CAMPANIEN pro parte	DORDONIEN	5a	CvI	ZONE à <i>P. stoveti</i>	<i>P. stoveti</i>	ZONE à <i>P. stoveti</i>		ZONE à <i>P. stoveti</i>		Cr3b	CAMPANIEN
				ZONE à <i>C. aculeus</i>	<i>C. aculeus</i>	ZONE à <i>C. aculeus</i>		ZONE à <i>C. aculeus</i>		Cr3a	
CAMPANIEN pro parte	CAMPANIEN pro parte	4d	Cv CvIb								
C H A R E N T E				M A A S T R I C H T							

FIG .12. Comparaison du Campanien et du Maastrichtien stratotypiques à l'aide des biozonations de Nannofossiles établies par B.LAMBERT, 1980.

Dans la mesure où la répartition de la Nannoflore est moins conditionnée par le milieu, on peut considérer que l'apparition de *L. praequadratus* marque en Charente, comme à Maastricht, la limite Campanien-Maastrichtien. Ainsi en Charente la coupure s'effectuerait au sein de la zone CVI de J.P. PLATEL ou zone 5a de M. SERONIE VIVIEN, au dessus de l'apparition d'*O. media* et sous le Dordonien sensu COQUAND [Fig. 12].

3.1.2. - Les Biozonations en milieu continental

Le Valdonien et le Fuvelien n'existent pas dans cette région où le Campanien est uniquement représenté par des dépôts marins. Par contre, les terrains continentaux du Maastrichtien, Begudien et Rognacien, sont bien développés.

■ LE BEGUDO-ROGNACIEN

VILLOT (1883) attribue les termes de Béguvien et Rognacien aux trois complexes constitutifs de "l'étage de Rognac" mis en évidence par MATHERON (1832 à 1891) en Provence. Le Béguvien correspond au complexe inférieur de marnes, calcaires marneux et calcaires massifs à Gastéropodes ; le Rognacien aux deux autres complexes de grès et argiles versicolores d'une part, et de marnes et surtout de calcaires à Gastéropodes d'autre part (H. CHATELET, 1972).

Le Rognacien a longtemps été considéré comme l'équivalent continental du Danien ; son attribution au Maastrichtien est proposée à la suite des travaux de l'école marseillaise (CORROY, 1957). Outre les éléments de datation fournis par les Gastéropodes et les Ostracodes, le groupe le plus riche est celui des Charophytes avec en particulier les Clavatoracées dont la disparition paraît synchrone de la fin du Maastrichtien (L. GRAMBAST, 1971).

L'étude des flores du Begudo-Rognacien provençal amène L. GRAMBAST (1971a, b) à définir 3 florizones ; ce sont :

- . la zone de Gardonne-Girard du Bégudien à *Septorella campylopoda* et *Peckichara pectinata*,
- . la zone inférieure de Rognac à *Septorella ultima* et *Peckichara cancellata*,
- . la zone supérieure de Rognac à *Septorella brachycera* et *Peckichara sertulata*.

Pour L. GRAMBAST (1971), le Bégudien représente le Maastrichtien inférieur alors que le Rognacien correspond à la partie supérieure de l'étage.

J.F. BABINOT, P. FREYTET et al. (1983) ont proposé une biozonation du Bégudien et du Rognacien, à partir des Gastéropodes, des Ostracodes et des Charophytes [Fig. 13].

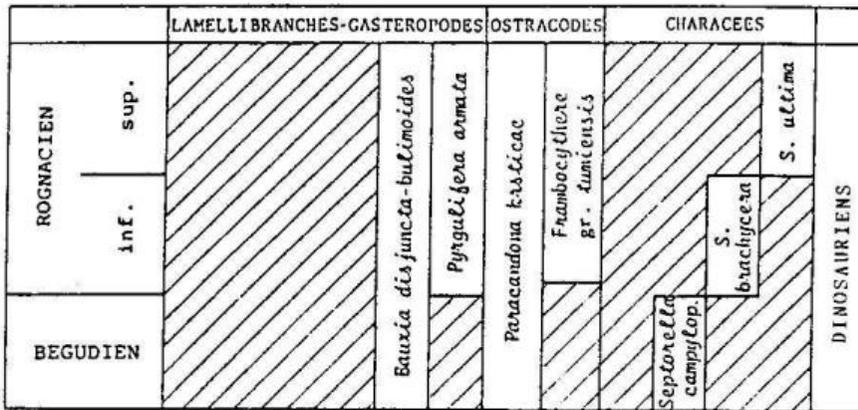


FIG. 13. Biozonations du Bégudo-Rognacien. (D'après J.F. BABINOT, P. FREYTET et al., 1983).

Dans les Petites Pyrénées la découverte de Clavatoracées, *Septorella brachycera* et *Septorella ultima* dans les Marnes d'Auzas (datées du Maastrichtien sur la foi des faunes d'Orbitoidés et de Rudistes) constitue un premier élément de corrélation (M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1979). Ces espèces qui appartiennent à 2 horizons distincts du Rognacien stratotypique, sont associées dans les Petites Pyrénées.

3.2. - Le Paléocène inférieur : Dano-Montien

C. CAVELIER et Ch POMEROL (1983) ont réalisé une synthèse des biozonations du Paléogène [Fig. 14]. Elle permet de constater que le Paléocène inférieur (Dano-Montien) est bien individualisé en domaine de bassin par des associations de Foraminifères planctoniques et de Nannoflore ; en domaine continental par les flores de Charophytes. Par contre en domaine néritique, il n'existe pas de biozonations fondées sur les Foraminifères benthiques.

Dans les Petites Pyrénées et leurs dômes annexes, le Paléocène inférieur est représenté par des séries carbonatées allant du domaine de plate-forme externe au domaine continental. Les éléments de datation, peu nombreux sont essentiellement les flores de Dasydadacées et de Charophytes.

3.3. - La limite Crétacé-Tertiaire

D'un point de vue général, la limite Crétacé-Tertiaire est bien définie en stratigraphie par l'extinction de nombreux groupes d'organismes, aussi bien en domaine marin (Ammonites, Bélemnites, Orbitoïdés, Globotruncanidés..) qu'en domaine continental (Dinosauriens, Clavatoracées...).

Deux types d'hypothèses, "catastrophistes" et "gradualistes" s'affrontent quant à l'interprétation de la crise biologique de la limite Crétacé-Tertiaire.

LES THEORIES CATASTROPHISTES ont pris un regain d'intérêt à la suite de la découverte à Gubbio (Italie), d'un niveau enrichi en Iridium à la limite Crétacé-Tertiaire (ALVAREZ et al. 1980) ; il fut ensuite retrouvé dans de nombreuses localités (SMIT et TEN KATE, 1982). L'enrichissement en Iridium, élément extrêmement rare dans la croûte terrestre, serait dû, pour ces auteurs, à la conséquence de la collision d'un astéroïde avec la terre : la formation d'un nuage de poussière filtrant le rayonnement solaire a entraîné l'extinction de nombreuses espèces dont les Dinosauriens et de nombreux invertébrés marins.

Certains arguments, et en particulier la sélectivité des extinctions, réfutent ou demandent à nuancer cette hypothèse. Ainsi E. BUFFETAUT (1984) propose un modèle "CATASTROPHISTE MODERE" très proche : une crise de la photosynthèse (causée par un nuage interstellaire) a pour conséquence une rupture de la chaîne alimentaire, induisant elle-même une sélectivité des extinctions.

Une des principales "THEORIE GRADUALISTE", totalement opposée à ces conceptions est fondée sur la théorie des régressions. (GINSBURG, 1984) : la restriction des niches écologiques du plateau continental donne lieu aux extinctions en domaine marin (concurrence des espèces), d'autre part la continentalisation du climat, entraînée par la régression, explique les extinctions en domaine continental.

Comme nous le verrons, le passage Crétacé-Tertiaire, s'effectue dans les Petites Pyrénées en domaine lagunaire à continental ; la comparaison des faunes et flores maastrichtiennes et paléocènes permettra de préciser les modalités du passage dans la région considérée.

■ 4. - METHODES D'ETUDE - FIGURATION

L'étude bio- et lithostratigraphique des séries du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur du domaine étudié, fait conjointement appel à diverses méthodes paléontologiques et sédimentologiques :

. sur le plan biostratigraphique, recherche d'éléments de datation variés : Nannoflore, Foraminifères planctoniques, Foraminifères benthiques, et Céphalopodes pour les domaines marins ; Charophytes, Ostracodes et Gastéropodes pour les domaines continentaux.

. pour la reconstitution des paléoenvironnements et de leur évolution : utilisation de critères différents suivant la nature de la sédimentation ; par exemple, pour les formations à dominante marneuse, prise en compte de critères paléo-écologiques ; dans le cas des calcaires de plate-forme, étude sédimentologique ; en ce qui concerne les dépôts de lagune sursalée, analyse pétrographique et par cathodoluminescence.

Enfin, l'enchaînement vertical et spatial des environnements permettra de mettre en évidence des discontinuités séquentielles régionales ou globales qui définissent des isochrones à l'échelle du bassin, et constituent de bons éléments de corrélation.

4.1. - Méthodes d'étude

Les sédiments et leur contenu organique sont étudiés par des moyens simples.

- . lames minces et sections vernies dans les calcaires ;
- . lavages dans les marnes.

La distinction calcite-dolomite est réalisée par coloration à l'Alizarine.

L'évolution diagénétique des séries évaporitiques est précisée par l'analyse des couleurs de cathodoluminescence.

. Les textures des sédiments sont décrites suivant la terminologie de FOLK purement descriptive, et/ou de DUNHAM, relative à l'énergie. Ces deux nomenclatures seront souvent utilisées de manière concomitante, en raison de leur complémentarité.

. Les Micro-faunes et flores font l'objet d'une étude détaillée grâce au concours de nombreux spécialistes :

- F. CALANDRA, pour les Foraminifères planctoniques ;
- R. DELOFFRE, pour les Dasycladacées ;
- W.J. KENNEDY, pour les Ammonites ;
- B. LAMBERT, pour la Nannoflore ;
- M. MASSIEUX, pour les Charophytes ;
- Y. TAMBAREAU, pour les Ostracodes ;
- J. VILLATTE, pour les Gastéropodes.

Les Foraminifères benthiques ont le plus souvent été étudiés de manière qualitative et quantitative.

4.2. - Figuration des coupes

Les coupes sont représentées suivant une figuration à 2 colonnes lorsque les affleurements permettent l'observation de la stratification et/ou des figures et structures sédimentaires [Fig. 17] ; dans le cas contraire, seule la colonne lithologique est schématisée.

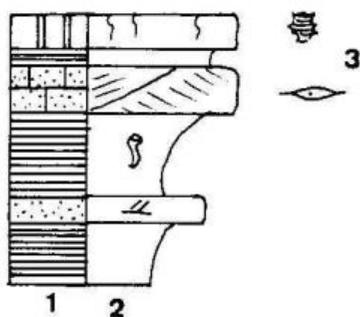


FIG. 17 - mode de représentation des coupes :

- 1) lithologie;
- 2) Aspect, figures, structures;
- 3) faune ou flore prédominante ou caractéristique.

Les figurés utilisés sont communs à l'ensemble des coupes [Fig. 18].

Les faunes et flores sont représentées semi-quantitativement, l'épaisseur du trait étant proportionnelle à l'abondance des individus. Enfin, les organismes les plus typiques des associations sont schématisés sur les coupes.

Pour certaines unités lithostratigraphiques, une reconstitution des milieux de dépôt est effectuée sous forme de blocs diagrammes. Ceux-ci ne visent pas à reconstituer les paysages mais uniquement à visualiser les relations entre les différents faciès distingués.

MICROFAUNE-MICROFLORE

-  Nannoflore
-  Foraminifères planctoniques
-  Orbitoididés
-  Omph. macroporus
-  Siderolites
-  Laffiteines
-  Milioles
-  Petits Foraminifères benthiques
-  Ostracodes
-  Charophytes
-  cellules de Microcodium
-  rosettes de Microcodium
-  Algues
-  Bryozoaires
-  Dasycladacées
-  Polypiers

MACROFAUNE

-  Céphalopodes
-  Echinodermes
-  Exogyres
-  Alectryonies
-  petites huitres
-  Cyrènes
-  Praeradiolites

LITHOLOGIE

	argiles
	silts
	grès
	marnes
	marnes
	marnes et marno-calcaires
	silts calcaires
	marnes crayeuses
	calcaires indifférenciés
	calcaires dolomitiques
	dolomies
	calcaires finement recristallisés
	calcite poecilitique
	calcaires marneux
	calcarénites
	calcaires gréseux
	calcaires bioclastiques
	calcaires pelletoidaux
	calcaires graveleux
	calcaires à Bryozoaires
	calcaires à Algues
	calcaires à Polypiers
	micrites
	calcaires pseudoconglomératiques
	cargneules
	calcite lamellaire
	'Evaporites'
	argiles à nodules diagenétiques
	pseudobrèches de dissolution
	calcaires ruiniformes

FIGURES-STRUCTURES

	stratifications
	laminations planes parallèles
	stratifications
	laminations obliques planes
	stratifications
	laminations obliques planes de petite échelle
	laminations obliques entrecroisées
	stratifications
	laminations obliques en auge
	stratifications
	laminations onduleuses discontinues
	bancs noduleux
	traces de racines
	terriers, bioturbations
	polygones de dessiccation
	lumachelle à Ostreidés
	biscuit algair
	vacuoles de dissolution
	silex
	galets mous
	nodules fibroradiés
	stylolithes
	discontinuité
	surface d'érosion
	fissures planes

FIG. 18. - Figurés communs aux coupes

HISTORIQUE

A l'Est de la vallée de la Louge, les formations du Crétacé terminal-Paléocène inférieur, désignées ici sous les termes de Marnes de Plagne-St Martory, Calcaire nankin, Marnes d'Auzas et Calcaire d'Aurignac, ont toutes été définies par A. LEYMERIE (1853, 1862, 1881), à l'Est de la vallée de la Garonne, dans l'Anticlinal de Plagne (Montagne d'Ausseing, Fig. 2).

Le Calcaire nankin représentait déjà pour cet auteur l'équivalent de la craie de Maastricht, alors que les Marnes d'Auzas et le Calcaire lithographique constituaient respectivement les parties inférieures et moyennes de son étage Garumnien.

Par la suite les travaux de DE GROSSOUVRE (1897, 1901), ROUSSEL (1887, 1904), CASTERAS (1961), modifient ou précisent l'attribution stratigraphique de ces diverses formations F. SEGURA (1979) en synthétise l'historique et expose la position qu'il adopte au terme de son étude sur le secteur des Petites Pyrénées orientales [Fig. 19].

Les Marnes de Plagne sont rapportées au Campanien, Maastrichtien inférieur, Le Calcaire nankin et les Marnes d'Auzas au Maastrichtien supérieur ;

Le Calcaire d'Aurignac est attribué au Dano-Montien par J. VILLATTE (1962), sur des arguments de position. L'assimilation au Rognacien proposée par M. BILOTTE (1978) et F. SEGURA (1979) est seulement d'ordre faciologique ; il n'en est pas de même pour J.C. PLAZIAT et F. ELLENBERGER (1982) qui considèrent que tous les faciès lacustres de la fin du cycle crétacé, dans les Pyrénées sont rognaciens au sens chronologique du terme, c'est à dire maastrichtiens. Cette datation déjà partiellement infirmée pour les Calcaires lacustres de l'Anticlinal de Dreuilhe (M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE, 1981) vient de l'être aussi dans l'Anticlinal d'Aurignac où ont été découvertes des faunes et des flores d'âge paléocène (B. LEPICARD, M. BILOTTE, M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE, 1985).

	LEYMERIE 1848 - 1881	DE GROSSOÛVRE 1897 - 1901	ROUSSEL 1887 - 1904	Carte S'GAUDENS 1/80.000 M.CASTERAS 1967	Carte S'GAUDENS 1/50.000 J.P. PARIS 1971	F. SEGURA 1978	Position adoptée
	Colonie /	E O C E N E	MONTIEN	MONTIEN	THANETIEN	THANETIEN	PALEOCENE
	Calcaire lithographique						
	Marnes à faunes d'Auzas	CAMPANIEN	DAN I E N	MAESTRICHTIEN supérieur	MAESTRICHTIEN supérieur	MAESTRICHTIEN supérieur	MAESTRICHTIEN supérieur
	?						
	Calcaire 'nankin'	CAMPANIEN	MAESTRICHTIEN inférieur	MAESTRICHTIEN inférieur	MAESTRICHTIEN inférieur	MAESTRICHTIEN inférieur	MAESTRICHTIEN inférieur
	Marnes de Plagne						

FIG. 19 - Historique de l'attribution stratigraphique des formations du Crétace terminal et du Paléocène inférieur dans les Petites Pyrénées. (d'après F. SEGURA, complété)

Marnes de Plagne
S^t Martory
niveau de transition

■ 1. - DESCRIPTION

1.1. - Les Marnes de Plagne-St. Martory

La formation des marnes de Plagne-Saint Martory correspond à une épaisse série flyschéide, étagée du Sénonien au Maastrichtien ; son épaisseur s'accroît de 1700 m au Nord-Ouest (région de St. Marcet-St. Martory) à 3000 m au Sud-Est (région de Plagne) [feuille de St. Gaudens au 1/50.000].

Dans leur localité type, les Marnes de Plagne sont marno-silteuses, à intercalations de silts et de grès fins ; elles correspondent à des dépôts de plate-forme externe peu profonde ouverte à l'Ouest (F. SEGURA, 1979). Elles sont datées, dans leur partie sommitale du Maastrichtien inférieur : zone à *Globotruncana contusa* (F. SEGURA, 1979 ; M. BILOTTE, 1983).

A l'Ouest de la Garonne, on considère que les Marnes de Saint-Martory constituent leur prolongement direct ; elles sont exclusivement marno-calcaires et alternent avec des couches calcaréo-gréseuses ou calcaréo-argileuses décimétriques, de teinte blanche à grise. Elles admettent au Paillon [Fig. 20] un niveau de calcaire silicifié vacuolaire, connu pour ses faunes de Spongiaires - *Hexactinosa*, *Lychniscosa*, *Tetracladina*, *Rhizoeladina*, *Dicranocladina* - d'âge campanien pour L. LAGNEAU-HERENGER (1959). L'étude des associations de Nannofossiles sur des niveaux stratigraphiquement équivalents à ceux du Paillon (ces derniers s'étant révélés stériles) ont permis de reconnaître (déterminations B. LAMBERT, C.F.P.) : *Tranolithus exiguus*, *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Eiffelithus turriseiffeli*, *Eiffelithus eximius*, *Zygodiscus spiralis*, *Lithraphidites carniolensis*, *Gartnerago obliquum*, *Bukryaster hayi*, *Ceratolithoides aculeus*, *Broinsonia parca*, *Micula staurophora*, *Broinsonia signata*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Tetralithus obscurus*, *Zygodiscus (Rheinhardtites) antaphorus*...

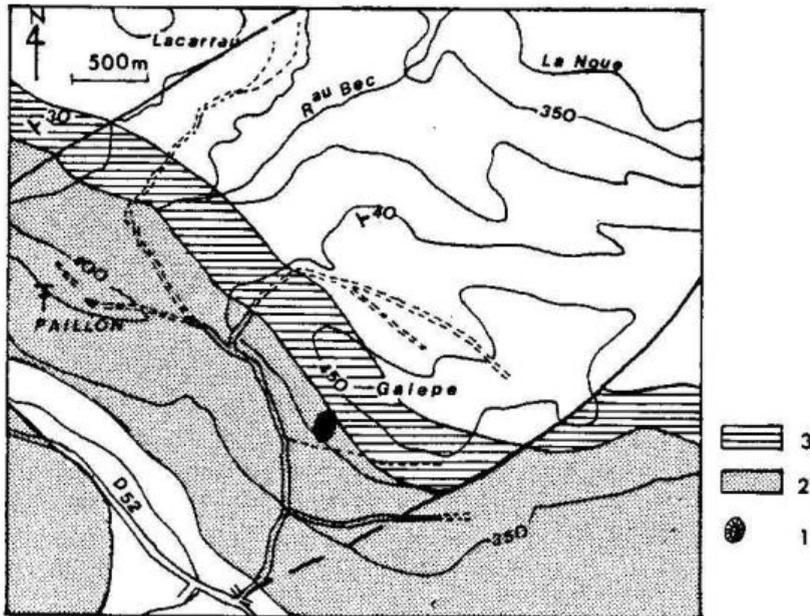


FIG.20 localisation du gisement du Paillon et des niveaux échantillonnés pour l'étude de la Nannoflore (1); 2:Marnes de S. Martory; 3:Calcaire nankin.

1.2. - Le niveau de transition

Comme dans l'Anticlinal de Plagne, le passage des Marnes de Plagne au Calcaire nankin s'effectue de manière progressive par l'intermédiaire d'un niveau de transition à caractères lithologiques mixtes, marneux et calcaire (F. SEGURA, 1979). Il est daté à l'Est de la Garonne par des faunes de Céphalopodes caractéristiques du Maastrichtien inférieur : *Sphenodiscus ubaghsi* DE GROSSOUVRE, 1894 ; *Pseudokossmaticeras tercense* (SEUNES, 1891) ; *Baculites leopoliensis* NOWAK, 1908 (W.J. KENNEDY, M. BILOTTE, B. LEPICARD, F. SEGURA, en cours).

Dans l'Anticlinal de St. Marcet-St. Martory, il sera décrit successivement à l'Est, à Laffite-toupière et à l'Ouest, à St. Marcet.

1.2.1. - Le niveau de transition à Laffite-Toupière

Au dessus des Marnes de Plagne, le niveau de transition se compose de bas en haut [cf. fig. 27] de :

a - alternance de marnes et marno-calcaires gris noduleux (≈ 20 m) en couches décimétriques (20 cm). Les marno-calcaires ont des microfaciès de biomicrites argileuses à microfaune peu abondante comprenant de rares petits Foraminifères benthiques, des Calcisphaerulidés, des spicules et des Ostracodes. Des fragments de *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK et des débris d'Echinodermes apparaissent au sommet de cette série.

Texture : Mudstone à Wackstone.

b - Marno-calcaires à plans de stratification onduleux (5 m) à microfaciès de biomicrosparites à Rotaliidés ind., *Nummofallotia cretacea* SCHLUMBERGER, Miliolidés ind., Ataxophragmiidés et/ou Textulariidés, petits Foraminifères benthiques hyalins, Calcisphaerulidés et spicules. Au sommet, ces niveaux renferment des Orbitolidés, des débris d'Echinodermes et de Lamellibranches dans des faciès d'énergie plus élevée.

Texture : Wackstone à Packstone.

1.2.2. - Le niveau de transition à St. Marcet [Fig. 29]

Le niveau de transition affleure sur une trentaine de mètres sous forme d'un complexe calcaréo-gréseux, en partie masqué par des dépôts de pente. Il est constitué de l'alternance de marnes grises, de silts calcaireux très bioturbés (terriers verticaux, pistes pouvant remanier entièrement le sédiment) et de calcaires gréseux gris à microfaune benthique condensée au toit des bancs. Un des rares niveaux non bioturbé, montre des laminations ondulées et obliques. Les termes calcaréo-gréseux prennent une importance croissante vers le sommet de la série.

- La Macrofaune, relativement abondante, se compose de *Nautilus charpentieri*. LEYMERIE, Lamellibranches, Gastéropodes, Brachiopodes (*Thecidea*) et de nombreux débris d'Echinodermes et de Bryozoaires.

- La Microfaune ;

. Les marnes livrent des Foraminifères planctoniques (det. F. CALANDRA), (*Globotruncana ventricosa*, *G. arca*, *G. stuartiformis*, *G. fornicata* (= *Rosita fornicata*) *G. contusa witvikae* (= *Rosita patelliformis*), d'abondants *Nodosariidés* (*Nodosaria vaginulina*, *Lagena*, *Astacolus*...), des *Rotaliidés* ((?) *Daviesina*), *Siderolites* sp., des *Nonionacés* (*Alabamina*, *Epistominella*, *Gyroidinoides*, *Gavelinella*, ...), des *Textulariidés* (*Marsonella oxyconica* REUSS dominant), des *Ataxophragmiidés* quelques *Ostracodes* et d'abondants débris de *Bryozoaires*.

. Dans les calcaires de haute énergie (packstone à grainstone), la microfaune se compose de : *Orbitoides media* d'ARCHIAC, *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, *Orbitoides* sp. abondants, *Orbitoides aff. gensasica* (LEYMERIE), *Lepidorbithoides* gr. *minor* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus*, LAMARCK, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* DOUVILLE, *N. cretacea*, *Calcisphaerulidés* (dont *Bonetocardiella maestrichtiensis*, det. J.M. VILLAIN) et d'abondants *Bryozoaires*.

La Nannoflore (détermination B. LAMBERT, C.F.P.) ; les associations comprennent (seules sont citées les espèces les plus importantes)

- à la base les espèces suivantes : *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Eiffelithus turriseiffeli*, *Zygodiscus spiralis*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lithraphidites praequadratus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Ceratolithoides aculeus*, *Micula staurophora*, *Manivitella pemmatoideu*, *Chiastozygus* gr., *Zygodiscus* (*Rheinhardtites*), *antaphorus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Phanulithus obscurus* *Cribocorona gallica*...

- au sommet les associations sont un peu moins diversifiées ; les espèces suivantes ont été reconnues : *Eiffelithus turriseiffeli*, *Watznaueria barnesae*, *Micula staurophora*, *Prediscosphaera cretacea*, *Zygodiscus spiralis*, *Lithraphidites praequadratus*, *Lithraphidites quadratus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*...

■ 2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

2.1. - Les Marnes de St. Martory

- Céphalopode : Les Marnes de Saint-Martory ont livré, dans les niveaux à spongiaires du Paillon, un exemplaire unique d'*Hoploscaphites pumilis* STEPHENSON, 1941 (det. J.W. KENNEDY).

- Nannoflore : L'association de Nannofossiles du Paillon comporte, d'après B. LAMBERT, un certain nombre d'espèces assez caractéristiques du Campanien, ce sont *Tranolithus exiguus*, *Eiffelithus eximius*, *Broinsonia parca*, *Broinsonia signata*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Tetralithus obscurus*, *Zygodiscus* (*Rheinhardtites*) *antaphorus*. En outre la présence de *Ceratolithoides aculeus*, espèce index de zone, permet de proposer un âge Campanien déjà élevé puisque dans les Charentes la zone à *C. aculeus* correspond à la zone 4d de M. SERONIE-VIVIEN et aux zones CIVb et CV de J.P. PLATEL [cf. fig. 7].

2.2. - Le niveau de transition

2.2.1. - Laffite-Toupière ; l'abondance du matériel détritique carbonaté rend ces niveaux impropres aussi bien au développement de la Nannoflore que des Foraminifères planctoniques.

2.2.2. - Saint Marcet

- Nannoflore [fig. 21]

Le niveau de transition appartient dans sa partie inférieure à la zone à *L. praequadratus*. Outre la présence de l'espèce index de zone, celle d'*Arkhangelskiella cymbiformis*, l'absence d'*Eiffelithus eximius* et l'abondance d'*Eiffelithus turriseiffeli* sont autant de traits caractéristiques de cette zone dans les régions stratotypiques (Charente et Limbourg), qui se retrouvent à St. Marcet. Cette association présente toutefois pour B. LAMBERT des espèces d'affinité encore campanienne, *Zygodiscus* (*Rheinhardtites*), *antaphorus*, *Lucianorhabdus cayeuxii* et *Phanolithus obscurus*, malgré la présence de *Cribocorona gallica* qui marque le Maastrichtien.

COUPE	PAILLON	S ^T MARCET	
<i>Tranolithus</i>			
<i>Bukryaster</i>			
<i>B. parca</i>			
<i>B. signata</i>			
<i>T. obscurus</i>			
<i>E. eximius</i>			
<i>C. aculeus</i>			
<i>L. cayeuxii</i>			
<i>Z. antaphorus</i>			
<i>L. carniolensis</i>			
<i>E. turriseiffeli</i>			
<i>P. obscurus</i>			
<i>C. gallica</i>			
<i>L. praequadratus</i>			
<i>A. cymbiformis</i>			
<i>L. quadratus</i>			
ZONES	<i>C. aculeus</i>	<i>L. praequadratus</i>	<i>L. quadratus</i>
AGE	CAMPANIEN	MAASTRICHTIEN s.l.	

FIG. 21. Répartition des principales espèces de Nannofossiles dans les Marnes de St. Martory et le niveau de transition. (Coupes du Paillon et de St. Marcet).

A Maastricht, la zone à *L. praequadratus* recouvre la partie inférieure du Maastrichtien sensu lato [cf. fig. 10 et 12].

Dans la partie supérieure du niveau de transition, les associations de Nannofossiles, bien que moins diversifiées, sont typiques de la zone à *L. quadratus*, qui à Maastricht correspond au niveau Cr4 d'âge maastrichtien s.l. [cf. fig. 10 et fig. 12].

- Foraminifères planctoniques. A Saint Marcet, un niveau marneux de la partie supérieure du niveau de transition a fourni quelques Foraminifères planctoniques. L'association *G. ventricosa*, *G. arca*, *G. stuartiformis*, *R. fornicata*, *R. patelliformis*, en l'absence de formes index de zone, peut se situer dans un intervalle stratigraphique relativement large qui s'étend depuis la zone à *ventricosa* du Campanien jusqu'à la partie inférieure de la zone à *gansseri* du Maastrichtien inférieur [fig. 22].

Le niveau de transition est ainsi au plus haut d'âge Maastrichtien inférieur.

AGE	CAMPANIEN			MAASTRICHTIEN		
				INF.	;	SUP.
ZONES	<i>elevata</i>	<i>ventricosa</i>	<i>calcarata</i>	<i>falsostuanti</i>	<i>gansseri</i>	<i>maastrichtensis</i>
<i>R. fornicata</i>	—————					
<i>G. stuartiformis</i>	—————					
<i>G. arca</i>	—————					
<i>R. patelliformis</i>	—————					
<i>G. ventricosa</i>	—————					

FIG 22 Les Foraminifères planctoniques du niveau de transition à S^M Marcet. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASZYNSKI et al, 1984.

↔ : intervalle stratigraphique maximum dans lequel est compris le niveau de transition à S^M Marcet.

- Foraminifères benthiques : L'association *O. media*, *O. apiculata*, *O. aff. gensasica*, *L. gr. minor*, *Omph. macroporus*, *S. calcitrapoides*, *S. denticulatus*, classiquement rapportée au Maastrichtien supérieur apparaît ici dès les premiers niveaux carbonatés, dans la partie inférieure du niveau de transition. La confrontation de ces données avec les datations obtenues par les Foraminifères planctoniques et la Nannoflore indiquerait un âge Maastrichtien inférieur pour le niveau ayant fourni cette association. Il est donc probable que ces espèces apparaissent ici dès le Maastrichtien inférieur.

■ 3. - CARACTERISATION DES MILIEUX DE DEPOT

3.1. - Les Marnes de St. Martory

Elles correspondent à des dépôts de plate-forme peu profonde ouverte à l'Ouest (F. SEGURA, 1979).

3.2. - Le niveau de transition

3.2.1. - Laffite-Toupière

Le niveau de transition est constitué de l'alternance de marnes et marno-calcaires noduleux en couches d'épaisseur moyenne, sans litage interne et d'énergie faible (texture : Mudstone à Wackstone). Les associations faunistiques sont dominées par des petits Foraminifères benthiques, des Calcisphaerulidés, des spicules et des débris d'Echinodermes.

Le niveau de transition caractérise un milieu de faible hydrodynamisme qui se localisait probablement sous la base d'action des vagues, dans la zone de transition entre plate-forme externe ("offshore") et prisme littoral.

3.2.2. - St. Marcet

Le niveau de transition s'organise en séquences élémentaires de type marnes, silts calcaireux, calcaires gréseux [Fig. 23].

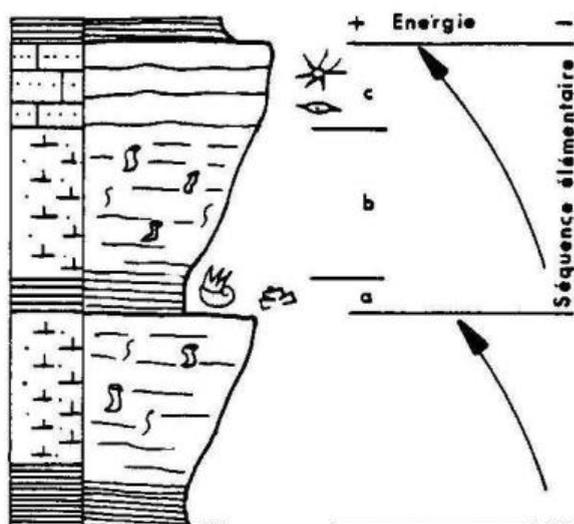


FIG 23 séquences élémentaires de dépôt dans le niveau de transition à St^t Marcet.

- Les Marnes: Les associations faunistiques, à abondants petits Foraminifères benthiques (Nodosariidés dominants) et Foraminifères planctoniques associés à de nombreux débris d'Echinodermes et de Bryozoaires, indiquent un environnement de plate-forme ouverte. La faible proportion de planctoniques et d'Arénacés atteste d'une profondeur modérée.

- Les silts calcaireux: Intensément bioturbés, ils témoignent de la colonisation du milieu par de nombreux organismes et par conséquent d'une bonne oxygénation du fond. Les figures de courant, lorsqu'elles sont préservées, sont dues à la migration de rides sous l'action de courants tractifs (courants de vagues, de marées, de tempêtes... ?).

- Les calcaires gréseux livrent de riches associations de Foraminifères benthiques à Ortboididés-Calcarinidés, typiques des environnements sublittoraux supérieurs (= infralittoraux), d'après P. SPRECHMAN (1981). Les tests fortement calcifiés sont adaptés à des milieux de haute énergie.

L'évolution négative des séquences élémentaires et la stratocroissance des calcaires, illustrent la progradation des dépôts plus littoraux dans un milieu de faible énergie. On peut considérer que le niveau de transition caractérise une zone située entre les fonds vaseux de plate-forme externe et ceux soumis à un hydrodynamisme plus élevé (milieux subtidaux). Il se caractérise en particulier par une intense bioturbation.

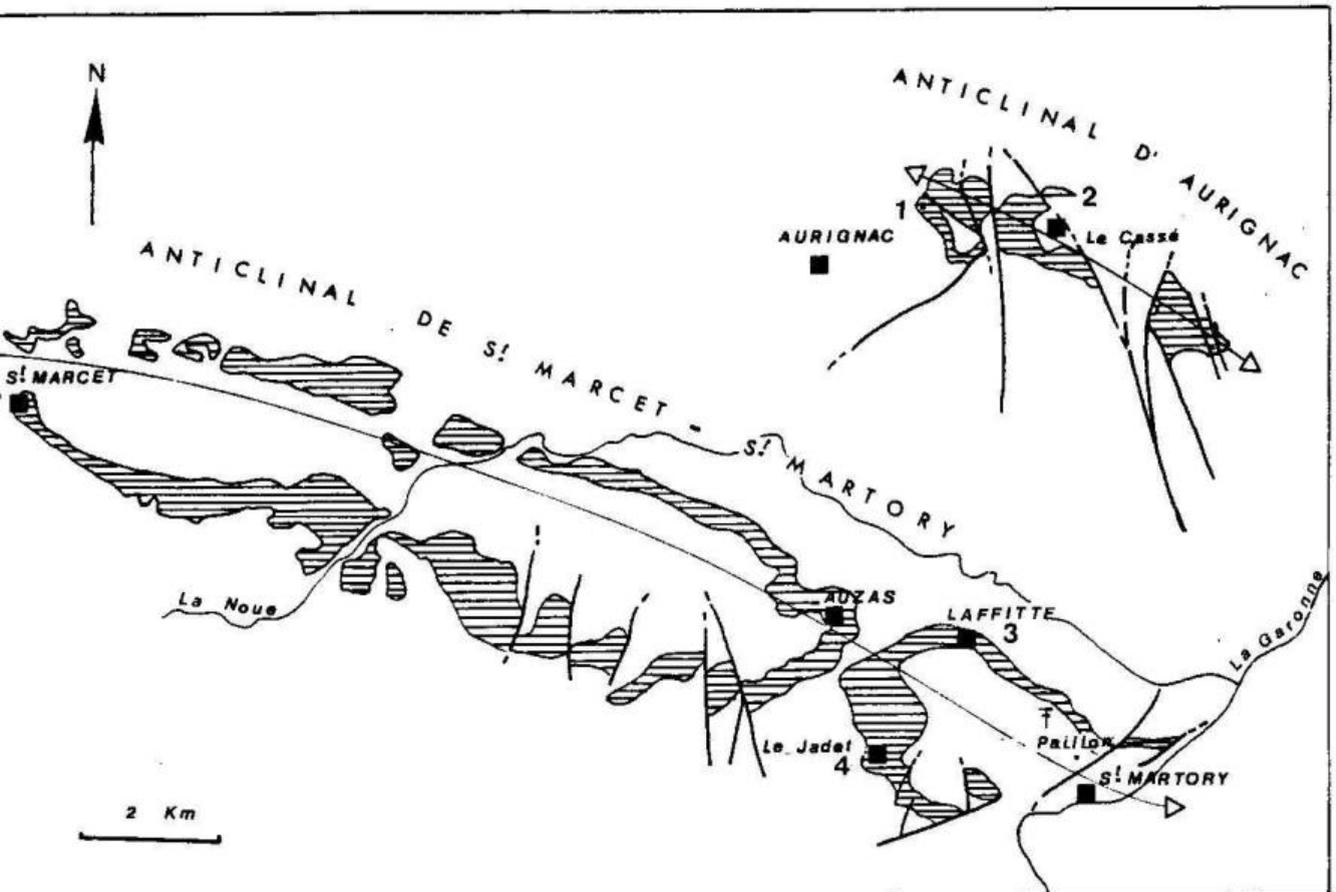
Çalcaire nankin

Le Calcaire nankin est constitué de Calcarénites ocre homogènes, de calcaires graveleux, bioclastiques et plus rarement de calcarénites gréseuses roussâtres. Sa dénomination dérive de sa couleur typique jaune-roussâtre .

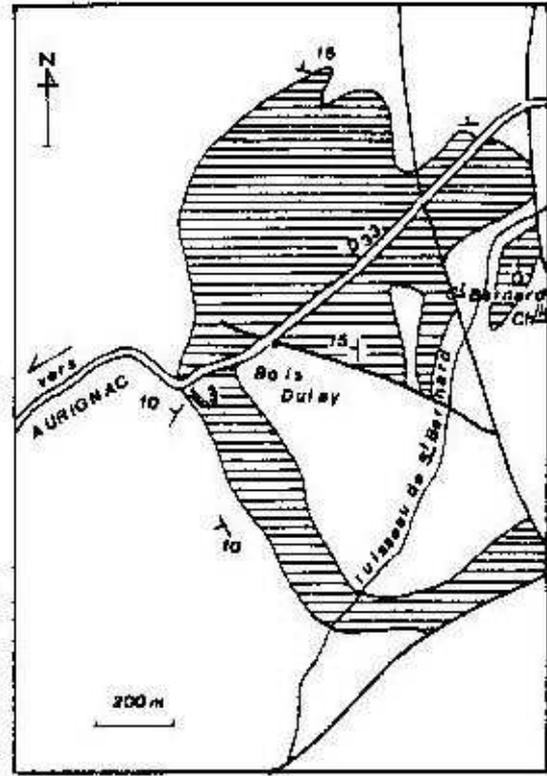
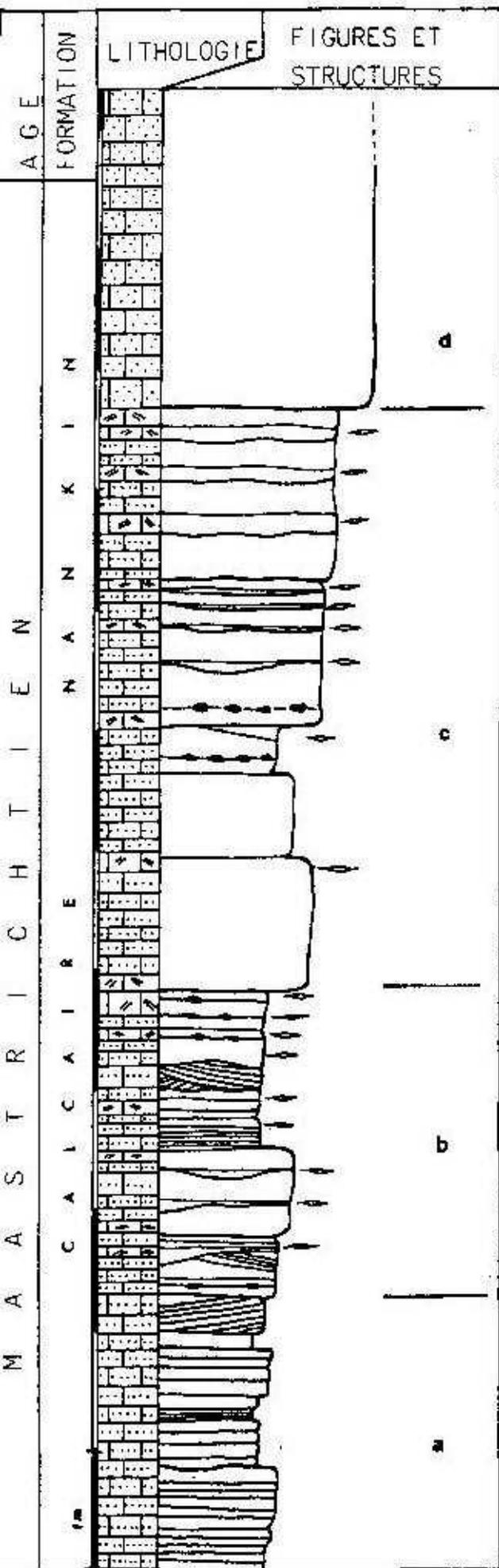
La faune, micro- et macro-, est abondante et diversifiée.

La formation a été analysée [fig. 24] :

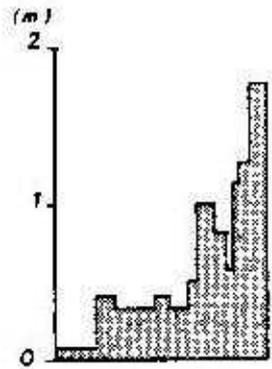
- . dans l'Anticlinal d'Aurignac, au bois Dulay [1], et à Peyrecave [2]
- . dans l'Anticlinal de St. Martory St. Marcet, à Laffite-toupière [3], au Jadet [4] et à St. Marcet [5].



G.24 - Localisation des coupes levées dans la formation du Calcaire nankin. 1, bois Dulay; 2, Peyrecave; 3, Laffite-toupière, 4, Le Jadet. D' après les feuilles géologiques au 1/50.000, Le Fousseret et S^t Gauden



a) Localisation de la carrière du Bois Dulay



c) stratocroissance des calcarenites

FIG. 25. Coupe dans le Calcaire nankin au Bois Dulay. (Anticlinal d'Aurignac)

-  niveaux bioclastiques
-  Calcarénites grossières
-  Calcarénites fines

b) Coupe de la carrière du Bois Dulay

1. - DESCRIPTION DES BIO- ET LITHOFACIES

1.1. - Anticlinal d'Aurignac

1.1.1. - Coupe du Bois Dulay [1, Fig. 24].

La partie sommitale du Calcaire nankin affleure sur 13 m d'épaisseur environ dans une carrière abandonnée située aux abords de la D33 [fig. 25a]. Elle est constituée d'un ensemble lithologiquement homogène de calcarénites ocres à rares passées de calcirudites bioclastiques qui s'organisent de la base vers le sommet [fig. 25b] :

-a- en couches minces (10 à 20 cm) à stratifications planes parallèles (≈ 2 m) ;

-b- en couches décimétriques (20 à 70 cm) à passées de calcirudites bioclastiques (≈ 3 m). Les surfaces de stratification sont planes parallèles ou plus rarement obliques d'angle faible. Les structures internes sont de différents types avec :

- . laminations onduleuses discontinues ;
- . laminations planes parallèles soulignées par des alignements de galets mous ;
- . laminations obliques courbes d'angle faible (10 à 15°).

Les niveaux bioclastiques, à base érosive, ont une épaisseur moyenne de 5 cm. Ils livrent d'abondants *O. apiculata*, *S. aff. denticulatus*, associés à de plus rares *Omph. macroporus*, *Lepidorbitoides socialis* LEYMERIE, des débris d'Echinodermes et de Bryozoaires. Ce sont des biosparites d'énergie forte (grainstone) granodécroissantes. Les bioclastes sont le plus souvent disposés en lits parallèles et peuvent être associés à des galets mous.

-c- en couches décimétriques à métriques homogènes, ou à laminations planes parallèles soulignées par des alignements de galets mous (≈ 5 m). Elles renferment encore des niveaux de calcirudites bioclastiques.

-d- en couches à stratifications confuses et de granulométrie plus grossière (≈ 3 m).

La partie supérieure et le contact avec la formation des Marnes d'Auzas ne sont pas observables à l'affleurement.

1.1.2. - Coupe de Peyrecave [2 fig. 24].

Le Calcaire nankin affleure le long de la départementale reliant le hameau de Cassé à Peyrecave ; ici encore seule sa partie supérieure est visible, l'épaisseur de la série affleurante est estimée à 20 m. On peut observer du Nord vers le Sud [fig. 26] :

-a- Calcaires bioclastiques grossiers (≈ 3 m) ; Calcirudites dont les éléments, constitués pour l'essentiel de bioclastes, de gravelles et accessoirement de quartz, sont disposés en lits parallèles.

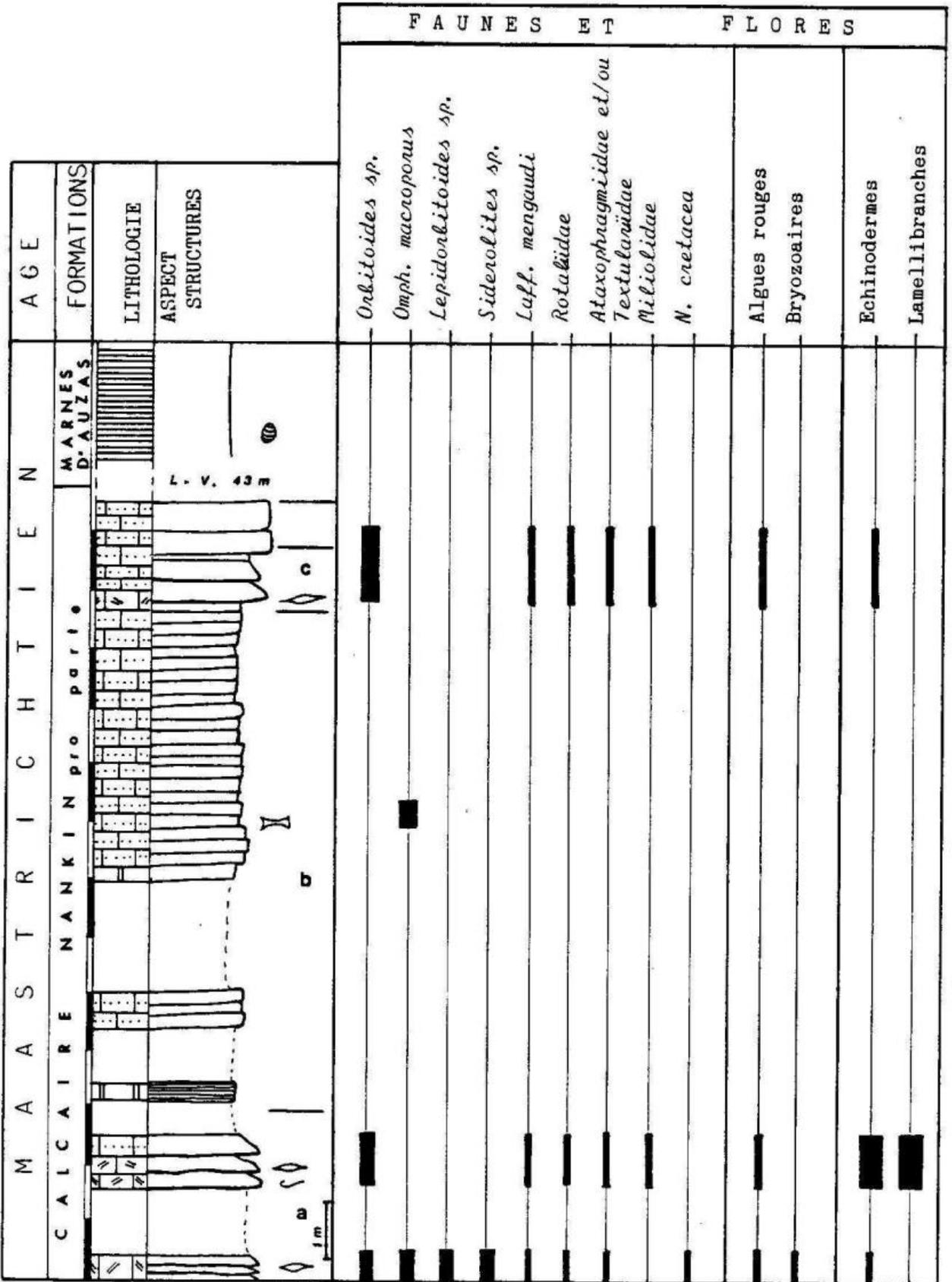


FIG. 26 - Coupe dans le Calcaire nankin à Peyrecave.

. microfaciès : biosparite graveleuse à microfaune abondante avec : *O. media*, *O. apiculata*, *Omph. macroporus*, *S. calcitrapoides*, *S. denticulatus*, *Laffiteina mengaudi* ASTRE, abondants associés à de plus rares *L. socialis*, *N. cretacea*, des Rotaliidés, des Ostracodes, des Foraminifères arénacés (Ataxophragmiidés et/ou Textulariidés), ainsi qu'à des débris d'Echinodermes, de Bryozoaires et de Lamellibranches.

. Texture : packstone à grainstone.

-b- Calcarénites ocres (≈ 9 m) de granulométrie fine et homogène, admettant un niveau de biomicrite et des niveaux de calcirudites bioclastiques. Les microfaciès dominants correspondent à des biosparites à biomicrosparites à éléments carbonatés de même taille dont l'origine exacte n'est pas déterminable. D'autres plus grossiers permettent de reconnaître *Orbitoides* sp., *Omph. macroporus*, des débris de Chlorophycées et des Rotaliidés ; on note la présence d'un niveau à population monospécifique d'*Omph. macroporus*.

. Texture : Wackstone à packstone.

-c- Calcarénites grossières à calcirudites bioclastiques ocres (≈ 1 m).

. microfaciès : biosparites à *Omph. macroporus*, *Laff. mengaudi*, Miliolidés Rotaliidés et débris de Chlorophycées ;

. Texture : grainstone.

-d- Calcarénites ocres (≈ 1 m), de granulométrie fine et homogène, admettant très ponctuellement des niveaux de calcirudites. Dans le détail, on y reconnaît la superposition de séquences élémentaires positives débutant par des calcirudites à éléments quartzeux centimétriques passant progressivement à des calcarénites.

La formation des Marnes d'Auzas surmonte le Calcaire nankin ; le contact entre les 2 formations n'est pas observable à l'affleurement.

1.2. - Anticlinal de St. Marcet St. Martory

1.2.1. - Coupe de Laffite-toupière [3. fig. 24].

Cette coupe a l'intérêt particulier d'offrir une succession lithologique complète depuis les Marnes de St. Martory jusqu'au toit du Calcaire nankin. On distingue dans cette série [fig. 27] :

. le niveau de transition, précédemment décrit

. le calcaire nankin qui comprend :

-a- Calcarénites massives en couches de 10 à 50 cm d'épaisseur, à stratifications nettes, généralement planes parallèles, rarement obliques (≈ 50 m).

. Microfaciès : biosparites à biomicrosparites à microfaune benthique abondante et diversifiée avec *L. socialis*, *Omph. macroporus*, *Orbitoides* sp., *S. calcitrapoides*, *N. cretacea*, *Planorbulina cretae* MARSSON, fantôme de *Fallotia jacquoti* DOUVILLE, des Rotaliidés, des Ataxophragmiidés, des petits Foraminifères benthiques hyalins, des débris de Chlorophycées et d'abondants débris d'Echinodermes, de Bryozoaires et de Lamellibranches.

. Texture : packstone à grainstone.

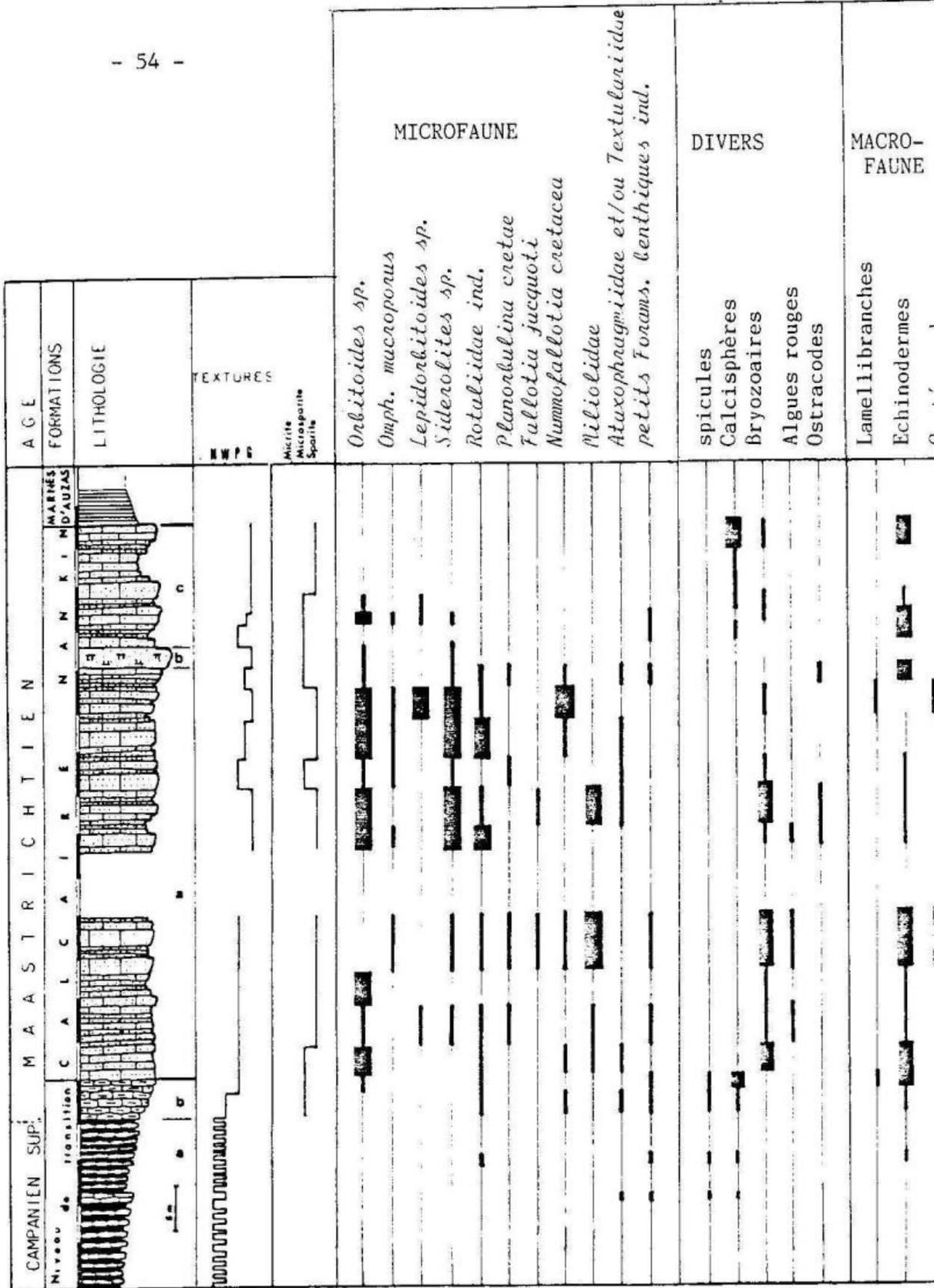


FIG. 27. Coupe du Calcaire nankin à Laffite-Toupière.

-b- Calcarénites rouges (≈ 2 m) à ciment calcaréo-ferrugineux et microfaciès de microsparites à rares **Orbitoides** sp. L'énergie est forte (Texture : grainstone).

-c- Calcarénites ocre (≈ 15 m) de granulométrie fine et homogène, présentant ponctuellement des laminations obliques.

. Microfaciès : biomicrosparites à microfaune abondante et diversifiée avec **L. socialis**, **Omph. macroporus**, **S. calcitrapoides**, **Orbitoides** sp., des calcisphaerulidés, des débris d'Echinodermes et de Bryozoaires.

. Texture : grainstone.

Au toit de la formation, le passage aux Marnes d'Auzas est net.

1.2.2. - Coupe du Jadet [4. fig. 24].

Au Sud d'Auzas, le Calcaire nankin se présente sous un faciès particulier de calcarénites gréseuses rouges qui affleurent à la faveur de la carrière du Jadet. Le sondage Auzas 3, implanté à 20 m environ, a recoupé la formation sur une épaisseur de 120 m. Les faciès du Jadet caractérisent ainsi dans le secteur d'Auzas, le toit de la formation. Ils se composent de la base vers le sommet [fig. 28, Pl. 1] de :

-a- en surface structurale, un niveau de calcarénites rouges bioclastiques, riches en Lamellibranches (**Alectryonia larva**, **Exogyra pyrenaica**) et Orbitoididés.

-b- un ensemble de calcarénites rouges massives (≈ 8 m), séparées en deux bancs d'épaisseur métrique, par un niveau d'argiles versicolores à peu près continu (bl). Les calcarénites admettent des lentilles d'argiles rouges qui passent latéralement à des alignements de galets mous ; ceux-ci soulignent les structures internes qui sont de différents types avec :

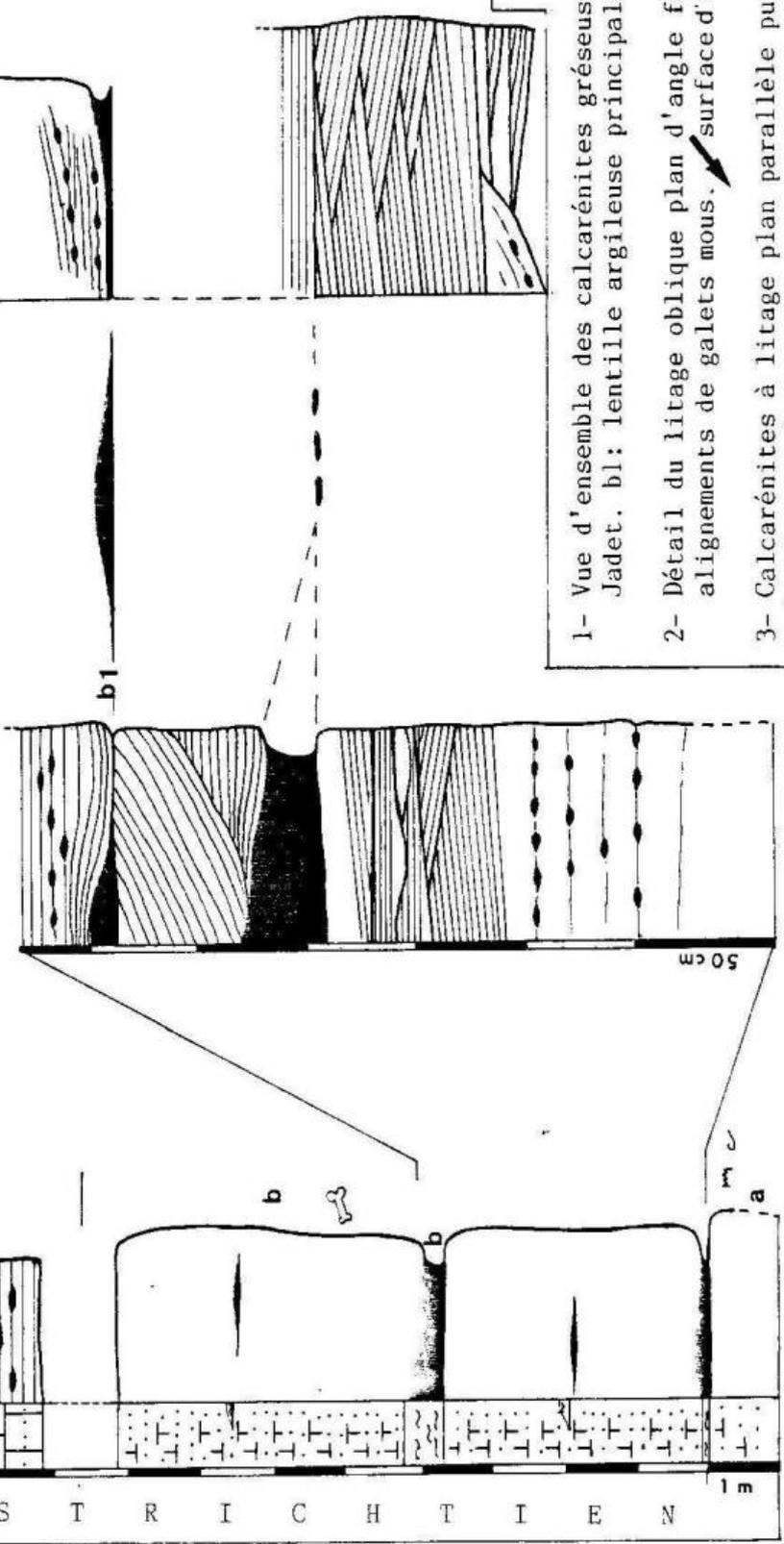
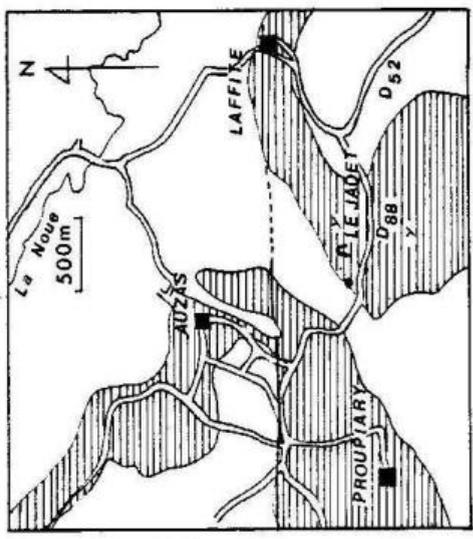
- . stratifications obliques planes entrecroisées ;
- . stratifications obliques en auges .
- . laminations obliques d'angle faible ;
- . laminations planes parallèles plus rares.

Les microfaciès sont ceux de biomicrosparites gréseuses à ciment calcaréo-ferrugineux. Les éléments détritiques, carbonates et quartz sont de granulométrie fine et homogène.

-c- calcarénites ocre (≈ 3 m) à stratifications planes parallèles puis obliques entrecroisées soulignées par des alignements de galets mous.

C'est dans ce faciès qu'a été découvert, par les exploitants de la carrière, un fragment de pièce de dentaire d'Hadrosaurien (**Telmatosaurus transsylvanicus**) dont c'est la première citation en France (J.P. PARIS et P. TAQUET, 1973).

FIG. 28 - Coupe du Calcaire nankin au Jadet.



LEGENDE PLANCHE 1

- 1- Vue d'ensemble des calcarénites gréseuses de la carrière du Jadet. bl: lentille argileuse principale.
- 2- Détail du litage oblique plan d'angle faible, souligné par des alignements de galets mous. ↙ surface d'érosion en auge.
- 3- Calcarénites à litage plan parallèle puis oblique entrecroisé. (c cf. coupe)

Figures et Structures

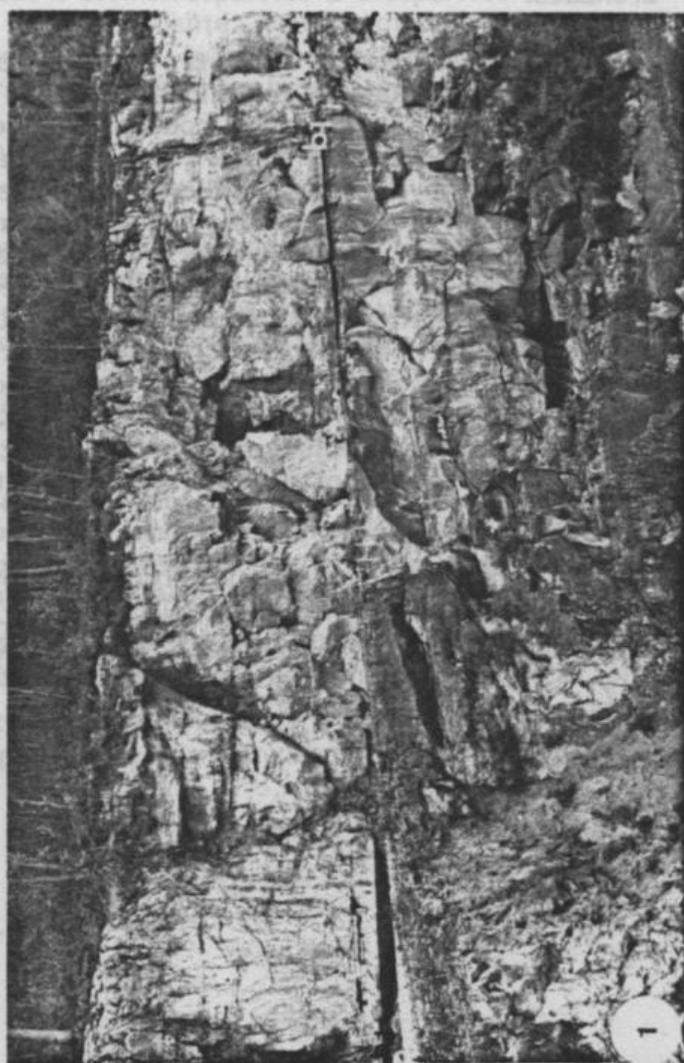
Lithologie

A G E M A A S T R I C H T I E N



c

b a



1.2.3. - Coupe de St. Marcet [5. fig. 24].

Au dessus du niveau de transition, déjà décrit (cf. p. 42), la formation du Calcaire nankin est ici constituée de deux membres qui sont de bas en haut [fig. 29] :

- les calcarénites ocre, de granulométrie fine et homogène (≈ 30 m) ;
- les calcarénites gréseuses rousses à intercalations de calcirudites bioclastiques [45 m.]

. Les Calcarénites ocre : Deux carrières, situées immédiatement au Nord du cimetière de St Marcet [a. fig. 29], permettent d'observer :

-a- Calcarénites à stratifications planes parallèles (≈ 5 m) organisées :

. à la base : en couches minces (10 à 20 cm) à laminations planes parallèles et rares sections de rides dissymétriques ;

. au sommet : en couches épaisses (40 à 60 cm) à laminations planes parallèles ; les surfaces de stratification sont soulignées par des joints silteux.

Microfaciès : microsparites de haute énergie (texture, packstone à grainstone) à éléments carbonatés de granulométrie fine et très homogène. Les bioclastes sont rares avec surtout des Calcisphaerulidés, dont *Bonetocardiella maestrichtiensis* (det. J.M. VILLAIN, C.F.P.) quelques Ostracodes et de rares Foraminifères arénacés.

-b- Calcarénites bioclastiques en couches épaisses (1/2 métriques) dont la stratification est à dominante plane parallèle. Les bancs sont

. soit massifs, à microfaune condensée à leur toit ; les microfaciès sont ceux de biomicrosparites d'énergie modérée (wackstone à packstone) à microfaune abondante et diversifiée : *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Omph. macroporus*, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp. *S. calcitrapoides*, *N. cretacea*, *Dictyopsella*, *Calcisphaerulides* dont *Bonetocardiella maestrichtiensis*, des Rotaliidés, des Ostracodes et de nombreux débris d'Echinodermes et de Bryozoaires.

. soit à laminations planes parallèles, plus rarement obliques d'angle faible ou encore à sections de rides dissymétriques.

Microfaciès : biomicrosparites à sparites d'énergie forte (grainstone), livrant peu de bioclastes, *H. beotica*, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *S. calcitrapoides*, des débris d'Echinodermes et de Bryozoaires et d'abondant Calcisphaerulidés. Ces bioclastes sont généralement usés et disposés en lits parallèles.

-c- Calcarénites bioclastiques rousses bioturbées, à stratifications confuses. Microfaciès : biosparites d'énergie modérée (packstone) à microfaune abondante et diversifiée. Les associations sont assez semblables aux précédentes mais elles s'en distinguent toutefois par l'abondance d'*O. apiculata* et *L. socialis* la présence de *F. jacquoti* et d'intraclastes argileux, et la fréquence des débris de Bryozoaires.

. Les Calcarénites gréseuses rouges. Les dix premiers mètres peuvent être détaillés à la faveur d'une ancienne carrière [a. fig. 29] ; ils se composent de [fig. 30] :

-a- alternance de marnes argileuses et de silts calcaireux (\approx 4 m).

. les marnes, livrent -en abondance *Orbitoides* sp. (*O. media*, *O. apiculata*) associés à *S. calcitrapoides*, *S. denticulatus* et plus rarement *H. beotica*, *N. cretacea*, *Mississipina binkhorsti* REUSS, *Marsonella*, *Textularia*, *Gavelinella*, *Nodosaria* et d'abondants débris d'Echinodermes et de Bryozoaires;

- des populations monospécifiques d'*Ostrea uncinella* LEYMERIE.

. les calcaires silteux, et silts calcaireux sont organisés en couches décimétriques (0,2 à 0,6 m) et présentent souvent des structures internes : lamines obliques d'angle faible, lamines planes parallèles, lamines onduleuses. Le contact basal est net, érosif au sein des marnes ; le contact sommital montre un passage progressif aux silts sus-jacents. Ils renferment fréquemment des galets mous d'argiles rouges.

-b- alternance de calcirudites bioclastiques à galets calcaires, en couches érosives et de calcarénites gréseuses en bancs massifs à lamines planes parallèles ou obliques d'angle faible.

. Microfaciès des calcaires bioclastiques : biosparites gréseuses d'énergie forte (grainstone) à abondants bioclastes : *O. media*, *O. apiculata*, Calcisphaerulidés, *B. maestrichtiensis*, *B. neumanae*, débris de Bryozoaires et de Lamellibranches.

. Microfaciès des calcarénites gréseuses : biomicrosparites à biosparites d'énergie forte (grainstone) à microfaune peu abondante : *H. beotica*, *Orbitoides* sp., Calcisphaerulidés et Lamellibranches. Le quartz représente jusqu'à 20 % des éléments ; la matrice microsparitique est fréquemment argilo-ferrugineuse.

-c- Calcarénites rouges, en bancs massifs (1 à 2 m) alternant avec des niveaux bioclastiques (calcirudites).

. Les calcarénites sont d'abord silteuses et présentent des laminations planes et des sections de rides ; elles sont ensuite gréseuses à matrice calcaréo-ferrugineuse et éléments de granulométrie homogène. Ces calcarénites renferment de minces niveaux (1 à 5 cm) à base érosive livrant d'abondants Orbitoididés et des Bryozoaires. Dans la masse des Calcarénites la microfaune est rare avec encore quelques débris de Bryozoaires, d'Echinodermes, de Lamellibranches et des Calcisphaerulidés.

. les microfaciès des niveaux bioclastiques sont ceux de biomicrosparites à microfaune très abondante. Les associations sont identiques à celles décrites précédemment, mais se distinguent par une proportion croissante d'*H. beotica* et l'apparition de *Clypeorbis mamillata* SCHLUMBERGER, ainsi que des débris de Chlorophycées (*Solenomeris* et Lithothamniées). Les bioclastes sont généralement brisés, peu usés ; l'effet d'ombrelle est fréquent.

Les calcarénites gréseuses rouges et les niveaux bioclastiques associés affleurent ensuite ponctuellement sur une épaisseur de 35 m environ. Elles sont surmontées par les calcaires à *O. gensasica*.

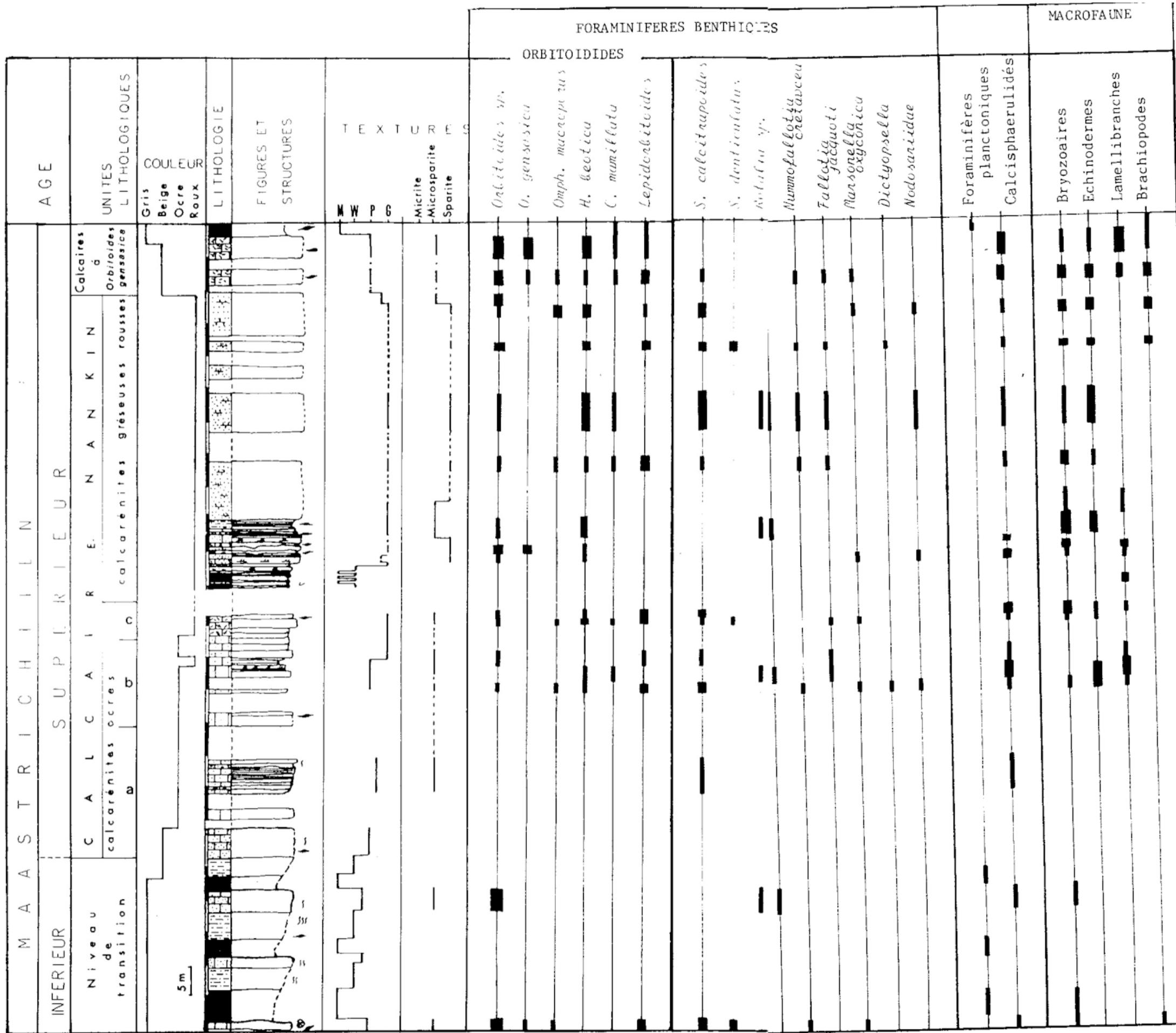


FIG. 29. - Coupe dans le Calcaire nankin à S^t Marcet.

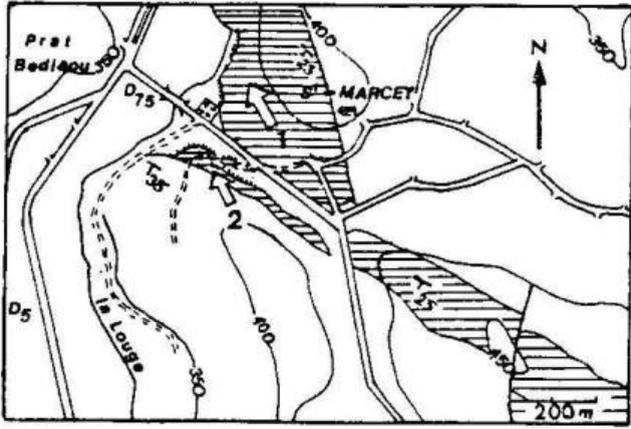
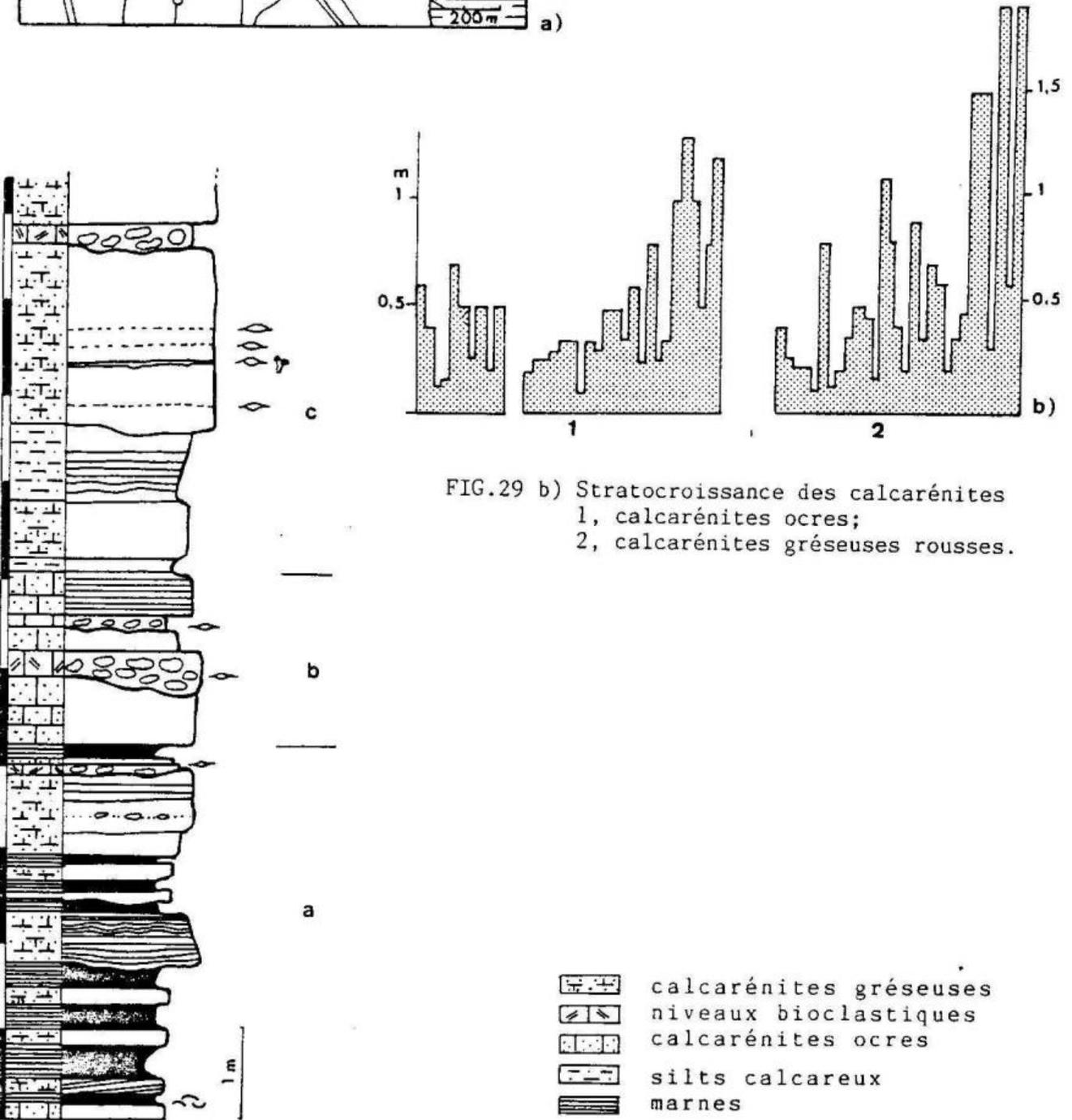


FIG.29 a) Localisation.
1, calcarénites ocres;
2, calcarénites gréseuses rouges.



G.30 - Détail des calcarénites gréseuses rouges (S^E Marcet).

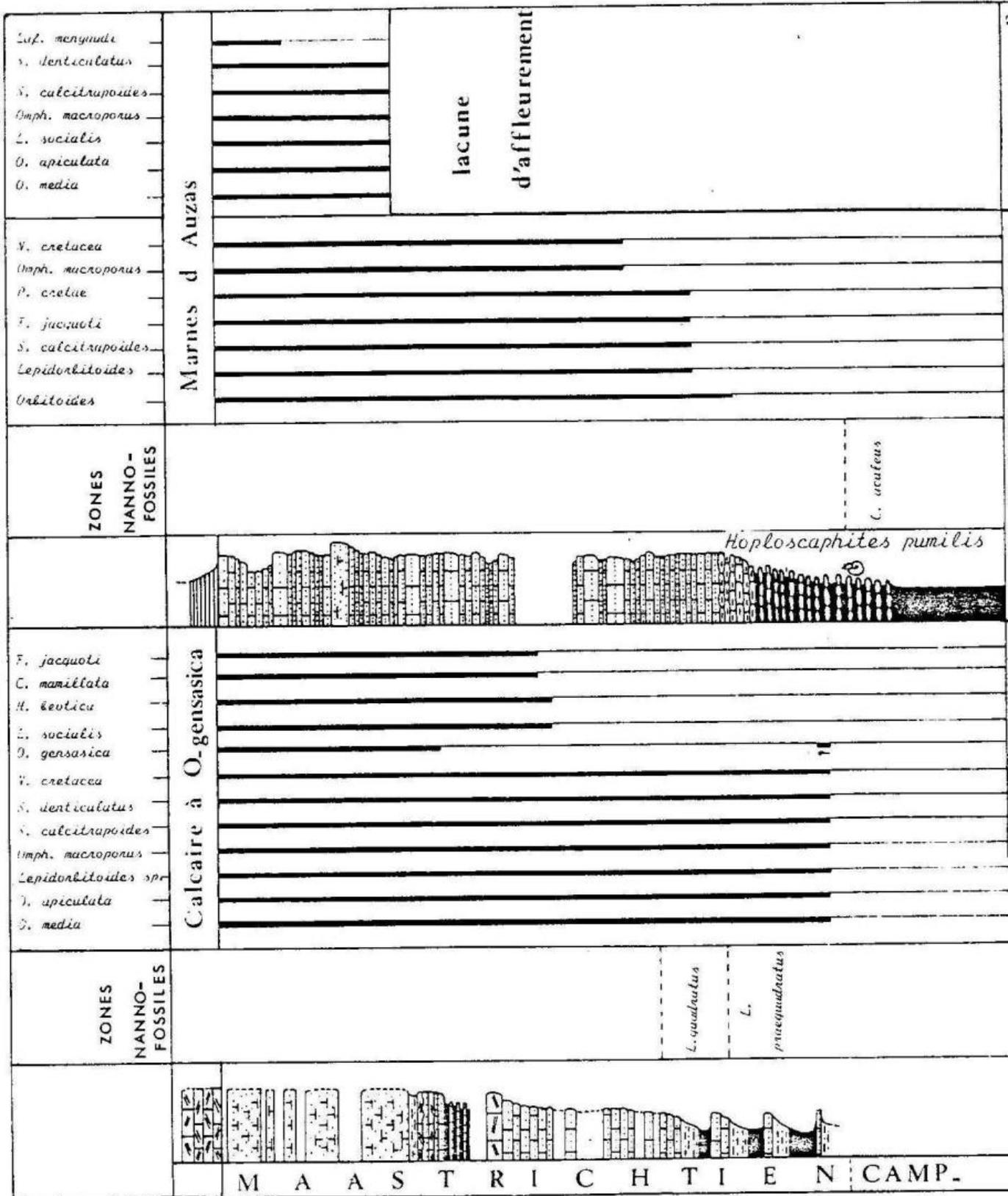


FIG.31. Le diachronisme de la base de la formation du Calcaire nankin est mis en évidence par les associations de Nannofossiles du niveau de transition qui appartient, à l'Est, à la zone à *C. aculeus* du Campanien; à l'Ouest, à la zone à *L. quadratus* du Maastrichtien. Apparition des grands Foraminifères benthiques.

■ 2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

2.1. - Arguments de position

Situé au-dessus du niveau de transition daté du Maastrichtien inférieur en raison des associations nannofloristiques et de Foraminifères planctoniques, le Calcaire nankin est au plus bas d'âge Maastrichtien inférieur déjà élevé: zone à *L. quadratus* de la Nannoflore.

2.2. - Les Foraminifères benthiques

Les Foraminifères benthiques apparaissent en grand nombre conjointement avec la mise en place des calcarénites [fig. 31]. Leur distribution a été relevée. La présence d'*H. beotica* et de riches associations à *Orbitoididae* *Calcarinidae* permettent de proposer un âge Maastrichtien supérieur.

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT

Le Calcaire nankin peut être défini par l'association de 3 principaux types de lithofaciès qui sont :

- . Faciès M A : calcarénite ;
- . Faciès M B : calcarénite gréseuse à ciment calcaréo-ferrugineux ;
- . Faciès M C : calcarénite à calcirudite bioclastique.

3.1. - Principaux types de faciès

3.1.1. - Faciès M A : calcarénite

Les calcarénites de granulométrie homogène, moyenne à fine, sont organisées en couches minces (10 cm) à épaisses (1/2 métriques). Les surfaces de stratification sont généralement nettes, planes parallèles. Les structures internes sont de différents types et déterminent 3 sous-faciès qui sont [fig. 32].

- . A1 : calcarénite à faisceaux de lamines planes parallèles ;
- . A2 : calcarénite à faisceaux de lamines obliques planes d'angle faible (10 à 15°) et sections de rides millimétriques dissymétriques ;
- . A3 : calcarénite à faisceaux de lamines obliques entrecroisées.

- texture : packstone dominante, parfois grainstone.

- microfaciès dominant : microsparite à sparite à éléments carbonatés bien calibrés dont l'origine n'est pas déterminable.

- microfaune : accumulations de grands Foraminifères benthiques dominants (*Orbitoididés* - *Calcarinidés*) et diversifiés. Les Foraminifères sont peu abondants dans la masse des calcarénites et se présentent :

- . soit en rares lits millimétriques (1.2 pl. 2)
- . soit sous forme d'accumulations en sommet de banc (associations subautochtones (3 pl. 2).
- . soit sous forme d'éléments grossiers, les organismes usés et roulés constituent alors les éléments de calcarénites grossières à calcirudites (4 pl. 2).

Faciès	Lithologie	Sous-faciès	Figuré	Épaisseur des couches	Surfaces de stratification	Litage interne
CALCARENITES A CALCIRUDITES BIOCLASTIQUES		Mc 2		Couches moyennes à épaisses	base érosive	bioclastes amalgamés; conglomérat intraformationnel
		Mc 1		couches minces	sommet net	bioclastes souvent lités

CALCARENITES GRESEUSES ROUDES		MB 3		couches massives (180 à 200cm.)	base érosive sommet plan ou ondulations de grande amplitude et faible longueur d'onde	sans litage interne
		MB 2		intercalations de lentilles argileuses		oblique en auge oblique plan entrecroisé oblique plan d'angle faible
		MB 1		couches minces à moyennes		rides d'oscillations litage oblique d'angle faible plan parallèle

CALCARENITES OCRES		MA 3		couches moyennes à épaisses	plane parallèle nette nette	oblique entrecroisé
		MA 2		(20 à 50 cm.) couches minces à moyennes		oblique plan d'angle faible
		MA 1				plan parallèle

FIG. 32. Principaux types de faciès présents dans la formation du Calcaire nankin.

A ces faciès M A sont souvent associés des niveaux de calcirudites bioclastiques érosives : faciès M C1 (5 pl. 2).

Milieu de sédimentation Les textures (packstone à grainstone), la fraction détritique carbonatée de granulométrie homogène, et les structures internes (laminations planes parallèles dominantes), témoignent d'un milieu d'hydrodynamisme élevé. D'une manière générale, les faciès M A se sont édifiés en réponse à des courants tractifs de haute énergie (vagues, marées, tempêtes...) et plus précisément à des courants tidaux dans le cas du sous-faciès M A3 à faisceaux de lamines entrecroisées. Les associations macro- et micro-faunistiques caractérisent un domaine de plate-forme ouverte (présence d'Echinodermes, de Bryozoaires...), et peu profonde. En effet, les Orbitoididés et Calcarinidés qui dominent les peuplements sont assimilés au groupe des **Rotaliina** à piliers dans la classification des Foraminifères maastrichtiens en morphotypes de P. SPRECHMAN (1981). Ils sont typiques des milieux sublittoraux supérieurs (= infralittoraux).

Les faciès M A se sont déposés en milieu subtidal, en domaine de plage submergée ("shore face"), dominé par des courants tractifs de haute énergie (vagues, tempêtes...), les influences tidales sont rares et localisées au toit de la formation (M A3 au Jadet).

Les faciès M A sont les plus représentatifs du Calcaire nankin, ils sont bien illustrés dans les coupes du Bois Dulay, de Peyrecave, de Laffite-toupière et de St. Marcet.

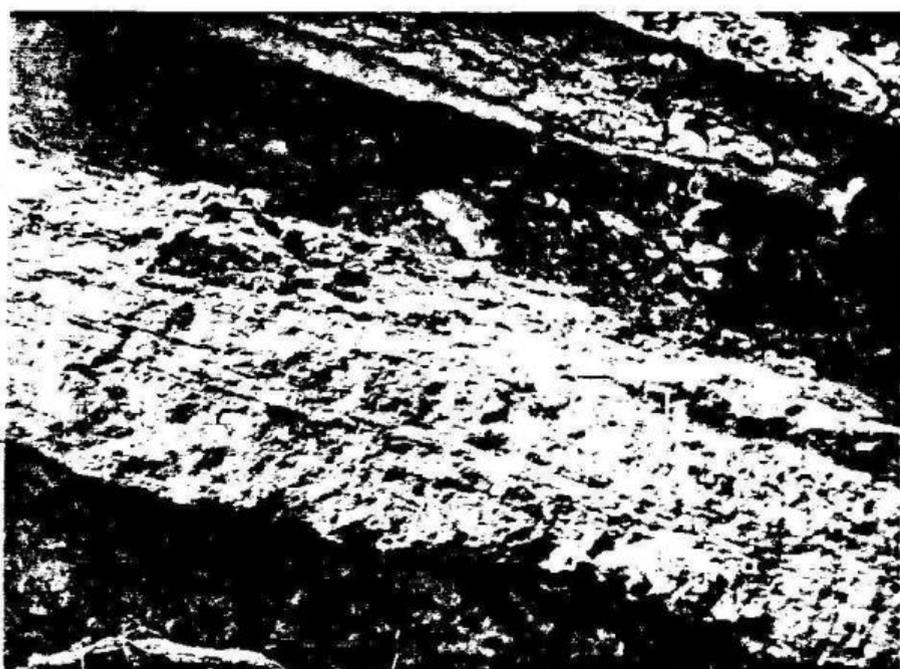
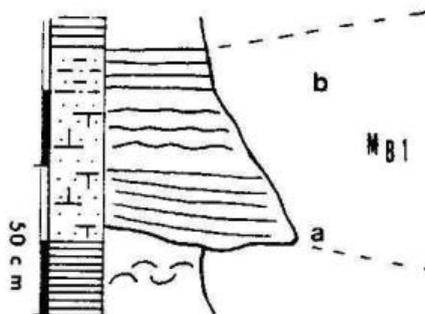
3.1.2. - Faciès M B : Calcarénite gréseuse, roussâtre de granulométrie fine et homogène, à ciment calcaréo-ferrugineux. Nous avons distingué 3 sous-faciès en fonction de leur organisation interne et de leur épaisseur ; ce sont [fig. 32] :

. B1 : Calcarénite gréseuse en couches minces, alternant avec des niveaux de marnes argileuses rouges. Une séquence élémentaire type a été levée à St. Marcet [fig. 33], elle comprend :

-a- Calcaires silteux roux à laminations obliques d'angle faible puis onduleuses. Leur contact basal est net, érosif au sein des marnes sous-jacentes ; au sommet ils montrent un passage progressif aux marnes sus-jacentes par l'intermédiaire de niveaux plus silteux.

-b- marnes rouges renfermant des lumachelles à **Ostrea uncinella** ou livrant de riches associations d'Orbitoididés.

Milieu de sédimentation Les marnes représentent le fond continu de la sédimentation dans un milieu de faible énergie, peu profond, avec ponctuellement une tendance confinée. Les calcaires silteux granodécroissants traduisent, depuis une phase initiale érosive, la diminution de compétence d'un courant tractif, puis l'action de courants d'oscillation (vagues). De telles séquences ont été décrites par T. AIGNER (1982) et interprétées comme résultant de courants de tempêtes dans un domaine situé au-delà de la zone d'action des vagues (arrière-plage ?).



G.33
séquence élémentaire à la base
des calcarénites gréseuses.
c. Marcet.

. B2 - Calcarénite gréseuse en couches massives (1,5 à 2 m). Elles sont intercalées de lentilles argileuses rouges relayées latéralement par des alignements de galets mous. Les structures internes sont de différents types et composites au sein d'un même banc avec :

- . faisceaux de lamines planes parallèles ;
- . faisceaux de lamines obliques d'angle faible (10 à 15°) ;
- . litage oblique entrecroisé à plongement S.E. toujours plus accusé. Les lamines sont organisées en faisceaux déterminant le litage ; elles sont planes, parallèles à la surface basale oblique, et tronquées en surface supérieure par le faisceau de lamines sus-jacent.
- . litage oblique en auge.

Les litages obliques entrecroisés et en auge sont généralement soulignés par des alignements de galets mous.

- Texture : grainstone

- Faunes : très pauvres, seul un horizon fossilifère livre des lamellibranches, **A. larva** et **E. pyrenaica**, et des Orbitoididés. Les argiles rouges ne contiennent que de rares microfaunes monospécifiques. On doit également signaler la présence de fragments de Dinosauriens (J.P. PARIS et P. TAQUET, 1973) et des dents de requins.

Milieu de sédimentation Les calcarénites gréseuses rouges se caractérisent par la prédominance du litage oblique entrecroisé typique des influences tidales. Les surfaces de réactivation, les lentilles argileuses et les galets mous résultent d'un régime de courant non uniforme dans le contexte d'un corps chenalisé. Le litage oblique en auge témoigne également d'une chenalisation mais à une échelle inférieure ; les laminations planes parallèles et obliques d'angle faible sont moins caractéristiques, édifiées en réponse à des courants tractifs de haute énergie.

Les lentilles argileuses à rares microfaunes témoignent d'un milieu confiné non affecté par la dynamique littorale ; elles se sont déposées soit latéralement au corps détritique (zone interdistributaire), soit en fin de comblement de la zone chenalisée.

Les faciès M B2 se sont probablement déposés en milieu estuarien puisqu'ils sont soumis à la fois aux influences tidales et paraliques dans le contexte d'un corps chenalisé.

Ces faciès sont rares, localisés aux affleurements du Jadet, et correspondent à la partie supérieure de la formation dans l'extrémité orientale de l'Anticlinal de St. Martory.

. B3 : Calcarénite gréseuse en couches massives (1 à 3 m) homogènes.

La stratification massive à dominante plane, la granulométrie fine et homogène des calcarénites témoignent d'un milieu d'énergie maximale comparable aux environnements de plage décrits par B.H. PURSER. Les minces lentilles lumacheliques observées dans la masse des calcarénites correspondent alors probablement à des accumulations bioclastiques marquant la limite des marées hautes.

3.1.3. - Faciès M C : Calcarénite à calcirudite bioclastique

De teinte ocre à roussâtre, elles sont limitées par une surface basale érosive, sommitale nette. Elles sont organisées soit en couches moyennes (5 à 30 cm) érosives au sein des sous-faciès M A1 et M A2 ; soit en couches épaisses (30 - 80 cm) érosives au sein du sous-faciès M B3 [fig. 32].

Ce sont des niveaux de haute énergie à texture packstone-grainstone. Dans les niveaux les plus minces, les bioclastes de taille homogène sont disposés en lits parallèles (Bois Dulay). Dans les couches plus épaisses, leur granulométrie est variable et ils sont associés à des intraclates calcaires ; ils ne possèdent alors qu'une orientation préférentielle ou bien sont amalgamés (calcarénite gréseuse, St. Marcet). D'une manière générale les bioclastes sont brisés et peu usés, la porosité d'ombrelle fréquente. Les accumulations bioclastiques résulteraient alors d'un remaniement mécanique sans transport notable, par des courants d'hydrodynamisme élevé.

. Les faciès M C1 en couches minces à moyennes sont associés aux sous-faciès M A1 et M A2. Une séquence élémentaire type a été levée à St. Marcet [fig. 34a] ; elle comprend à la base un niveau de calcirudite bioclastique (30 cm), érosif au sein du niveau sous-jacent, au sommet un niveau de calcarénites à lamines planes parallèles, sous-faciès M A1.

Les Calcarénites laminées correspondent au fond continu de la sédimentation en milieu subtidal de domaine d'avant-plage (shore face), alors que les calcirudites bioclastiques résultent d'un remaniement mécanique par des courants d'hydrodynamisme exceptionnel.

. Les faciès M C2 en couches épaisses, sont associés au sous-faciès M B3. Une séquence élémentaire type a été levée à St. Marcet [fig. 34b]. Elle comprend à la base un niveau de calcirudite bioclastique (60 cm) érosif au sein des niveaux sous-jacents ; au sommet un banc massif de calcarénite gréseuse rousse homogène (≈ 2 m), sous-faciès M B3.

Ici encore les calcirudites témoignent de courants d'hydrodynamisme exceptionnel par rapport au fond continu de la sédimentation, représenté par les calcarénites gréseuses qui correspondent à un domaine de plage ("foreshore").

L'épaisseur et la maturité texturale des calcarénites à calcirudites bioclastiques reflètent ainsi schématiquement la plus ou moins grande proximité de la ligne de rivage comme le démontre les sous-faciès associés M A1 et M B3.

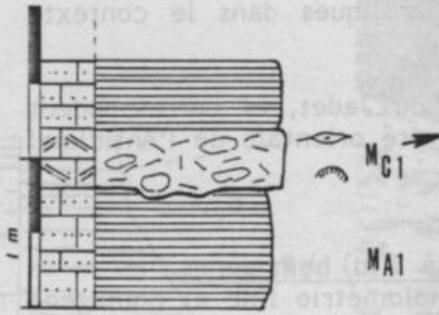


FIG.34 a

Association de faciès MCI , MA1.

1 : effet d'ombrelle dans les calcaires bioclastiques.(x13)

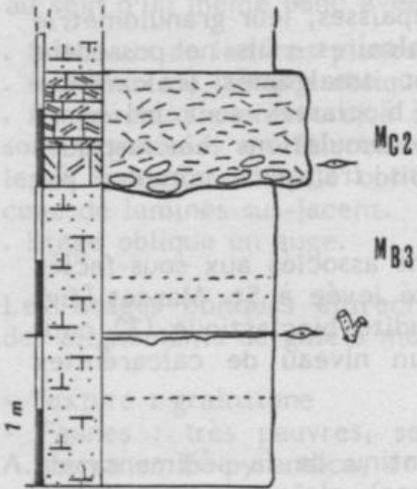
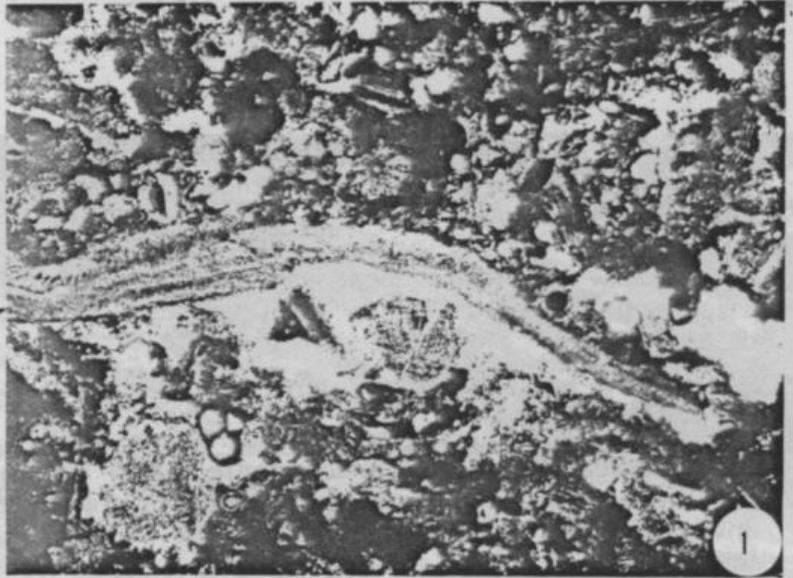
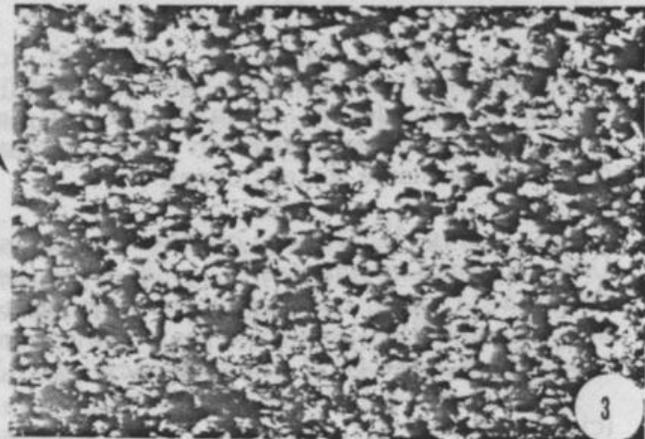


FIG.34 b

Association de faciès MC2 , MB3.

2 : microfaciès des calcirudites bioclastiques; biosparites à *Orbitoides* sp., *Hellenocyclina beotica* (H), et abondants débris de Bryozoaires.(x13)



3 : microfaciès des calcarénites gréseuses. Noter la granulométrie très homogène .

Des séquences comparables ont été décrites par R.D. KREISA (1981) et N. KUMAR et J.E. SANDERS (1976), elles sont interprétées comme des dépôts de tempêtes dans des zones très littorales.

3.2. - Evolution du milieu de sédimentation [fig. 35 et 36].

Au dessus du niveau de transition, le Calcaire nankin montre, de la base vers le sommet, une évolution allant schématiquement des faciès M A vers les faciès M B avec l'apparition ponctuelle des faciès M C.

Il se caractérise par la prédominance des calcarénites ocres de granulométrie fine et homogène (sous-faciès M A1), et des niveaux bioclastiques associés (faciès M C), déposés en milieu subtidal de domaine d'avant-plage ("shoreface") soumis à des courants tractifs de haute énergie et épisodiquement d'hydrodynamisme exceptionnel tels les tempêtes. (affleurements du Bois Dulay, Peyre cave, Laffite-toupière, St. Marcet).

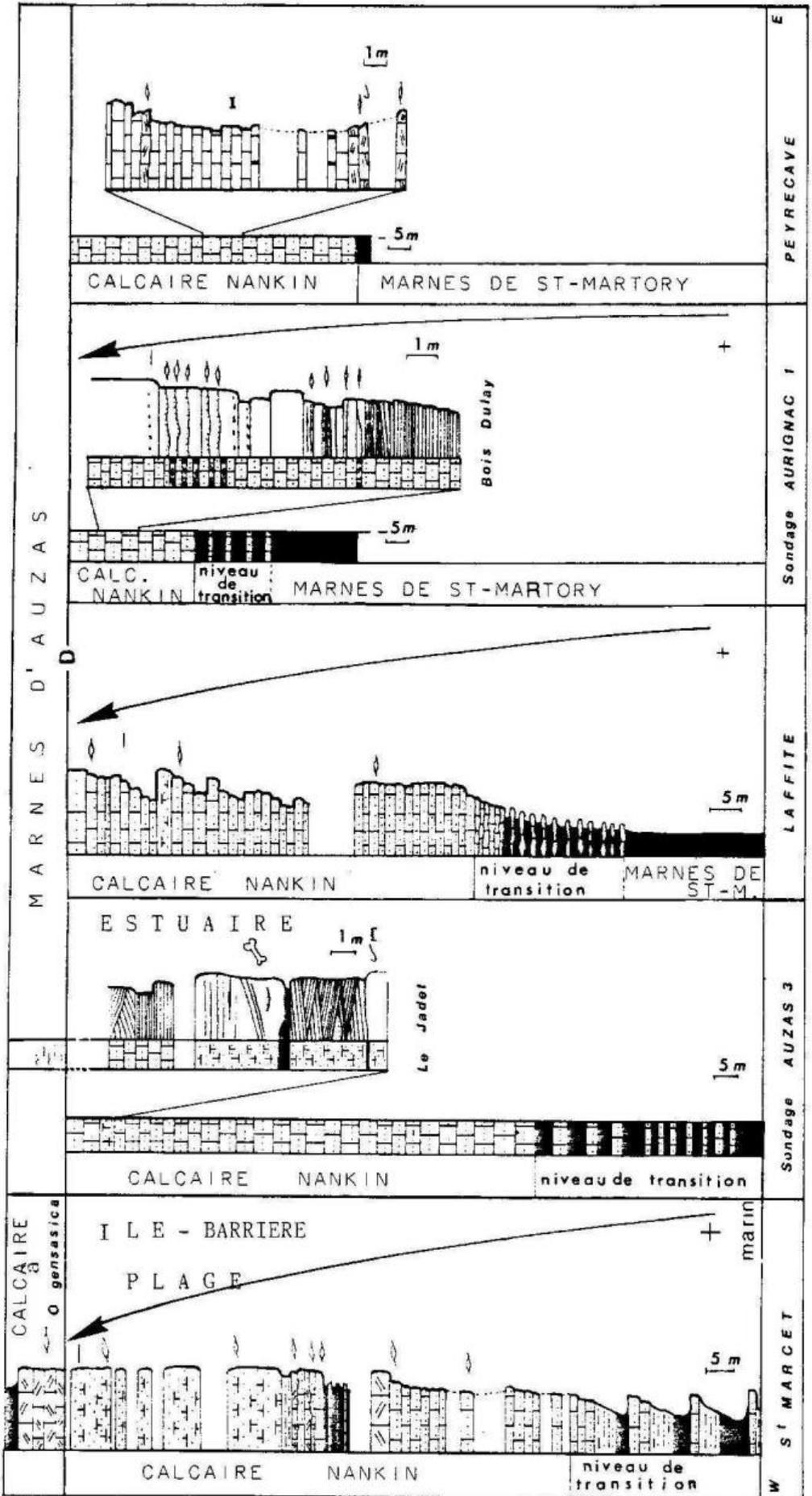
Des calcarénites gréseuses rousses (faciès M B) se développent localement au sommet de la formation ; elles témoignent d'un environnement estuarien au Jadet, à des dépôts de plage à St. Marcet.

La progradation de la formation du Calcaire nankin se marque par :

- . des textures et structures reflétant un hydrodynamisme croissant ;
 - . la stratocroissance des calcarénites [cf; c fig. 25 et c. fig. 29] ;
 - . le développement local au sommet de la formation
- d'un corps chenalisé de type estuarien où les influences à la fois tidales et paraliques marquent la proximité de la ligne de rivage,
- de dépôts de plage.

Par ailleurs, les associations faunistiques, avec une proportion croissante des grands Foraminifères benthiques, rendent compte de la diminution d'épaisseur de la tranche d'eau lors du dépôt du Calcaire nankin.

FIG. 35 - Synthèse des coupes levées dans le niveau de transition et dans le Calcaire nankin.
Evolution.



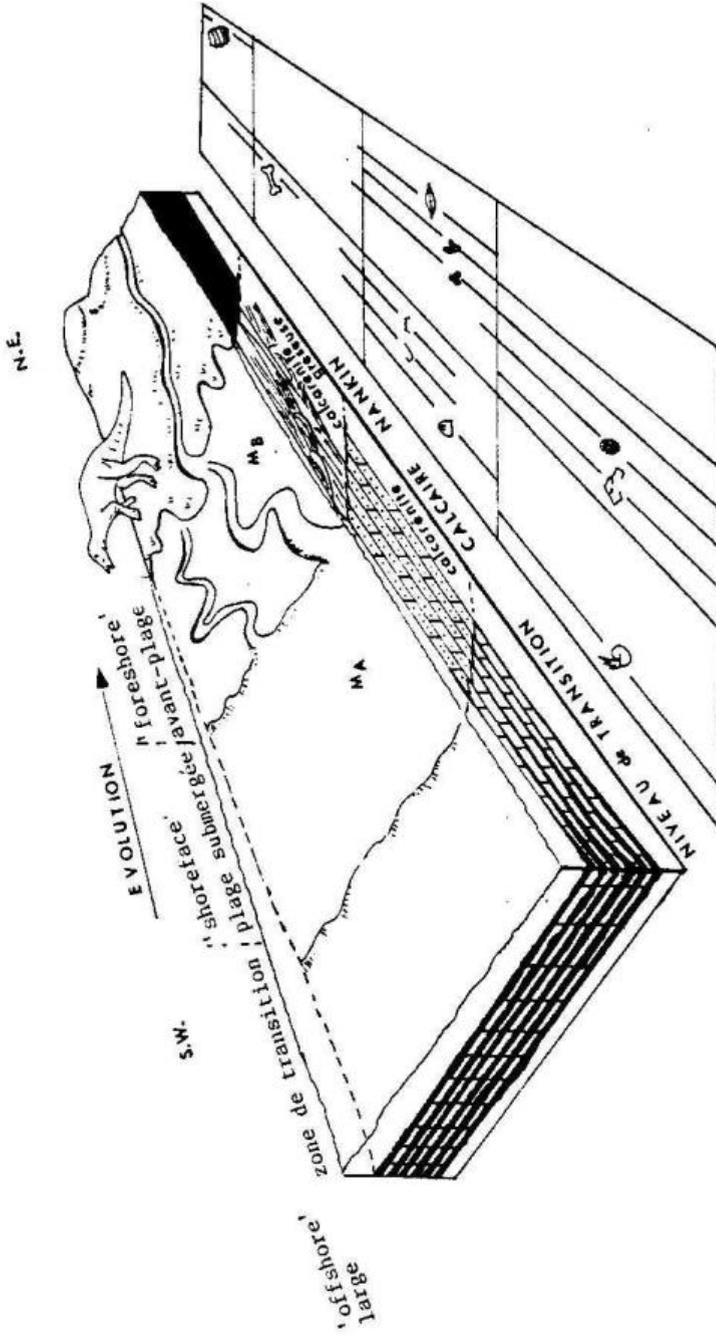


FIG. 36 - Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt de la formation du Calcaire nankin.

Microfaciès des calcarénites ocres (faciès MA) et
des niveaux bioclastiques (faciès MC) associés

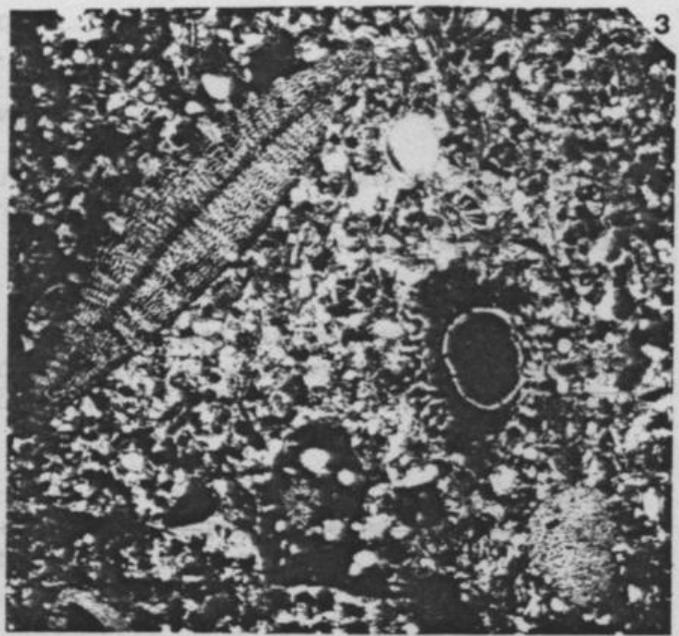
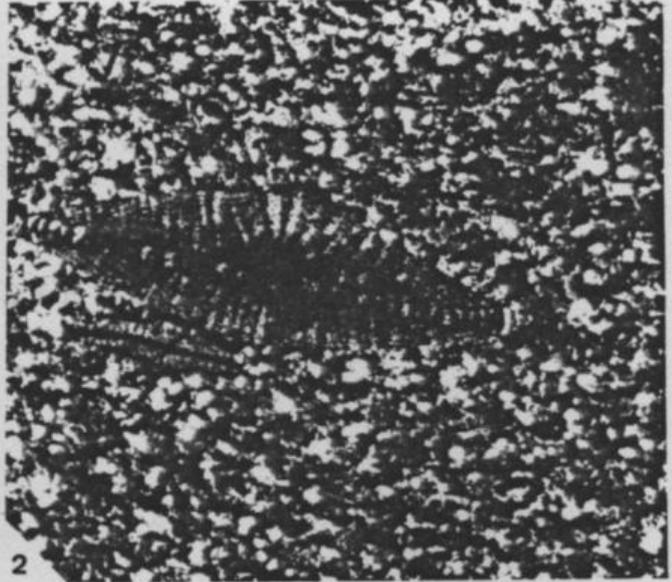
(X 13)

1 . 2 - Calcarénites de granulométrie homogène. Les bioclastes sont agencés en lits parallèles. (calcarénites ocres S^t Marcet).

3 - Calcarénite à *Orbitoides sp.*, *Lepidorbitoides*, débris d'Echinodermes et de Bryozoaires. Accumulation bioclastique sub-autochtone de toit de banc; les bioclastes sont mal triés et peu usés.

4 - Biosparite graveleuse; les éléments, souvent bioclastiques (*Orbitoides sp.(O)*, *Laffiteina mengaudi(L)*) sont usés et roulés. Calcaire nankin, Laffite-toupière.

5 - Biosparite graveleuse à *Orbitoides sp.(O)*, et débris d'échinodermes. Les bioclastes sont lités, mais leur usure moindre témoigne d'une phase de transport réduite. Microfaciès des niveaux bioclastiques (faciès MC1). Calcaire nankin, St Marcet.



5

A V E R T I S S E M E N T

Le sommet de la formation du Calcaire nankin montre, de façon uniforme, l'apparition d'influences moins marines.

Au dessus du Calcaire nankin, on observe :

- dans la partie orientale (Anticlinal d'Aurignac et partie orientale de l'Anticlinal de St. Martory) un passage net aux Marnes d'Auzas ;
- dans la partie occidentale (secteur de St. Marcet) un passage rapide à des Calcaires à *O. gensasica*.

Dans l'étude qui va suivre, relative aux formations sus-jacentes au Calcaire nankin dans les petites Pyrénées Occidentales, seules les formations de la partie orientale (Anticlinal d'Aurignac, partie orientale de l'Anticlinal de St. Martory) seront traitées.

Les unités lithostratigraphiques sus-jacentes au Calcaire nankin dans le secteur de St. Marcet seront étudiées avec celles des Dômes annexes en raison des plus grandes similitudes qu'elles présentent avec celles-ci.

Marnes d'Auzas

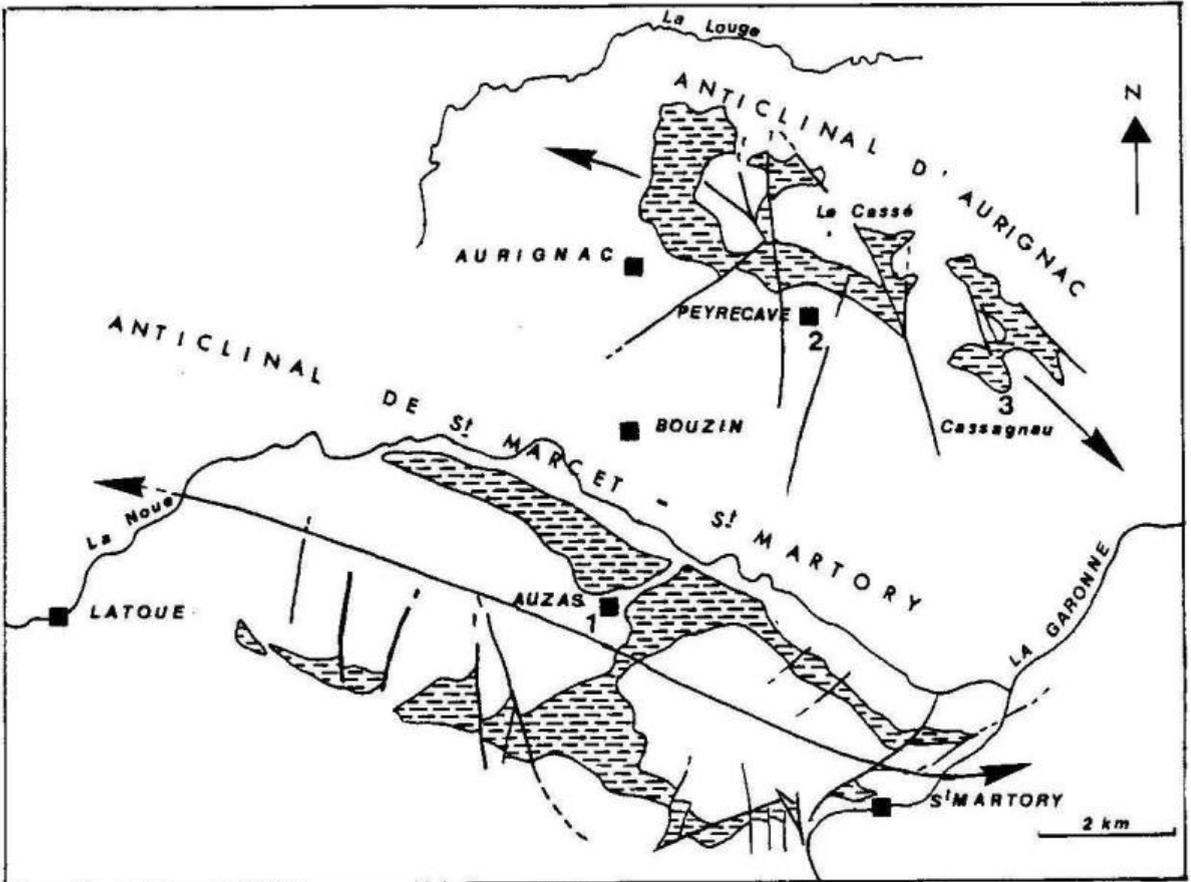


FIG.37. Localisation des coupes levées dans la formation des Marnes d'Auzas.
1, Auzas; 2, Peyrecave; 3, Cassagnau.
D'après les feuilles géologiques au 1/50.000, Le Fousseret et S^E Gaud

Les Marnes d'Auzas correspondent à l'Assise inférieure de l'étage Garumnien tel qu'il a été défini par A. LEYMERIE (1862a) à Ausseing (Anticlinal de Plagne). Ultérieurement A. LEYMERIE (1862b) définit à Auzas (Anticlinal de St. Martory) le type de son Garumnien inférieur, en raison du caractère remarquable de ses faunes marines ; en effet à Ausseing cette formation ne livre que très ponctuellement quelques Huitres et des Cyrènes.

D'un point de vue lithologique, les Marnes d'Auzas sont constituées de marnes argileuses à intercalations de bancs calcaréo-marneux et de niveaux gréseux (feuille St. Gaudens et Le Fousseret, 1/50.000).

D'un point de vue paléogéographique, elles ont été considérées comme étant d'influences uniquement continentales à l'Est de la Garonne, saumâtres dans la région d'Auzas, puis marines à St. Marcet. M. BILOTTE (1978) et F. SEGURA (1979) montrent que ce schéma est erroné et que, du méridien du Mas d'Azil à la vallée de la Garonne, les Marnes d'Auzas admettent plusieurs intercalations marines.

Les révisions stratigraphiques les plus récentes (M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE, 1979 ; M. BILOTTE, 1980) les datent du Maastrichtien supérieur.

Les Marnes d'Auzas seront successivement décrites [fig. 37] à Auzas (1) localité type de la formation, puis dans l'Anticlinal d'Aurignac, à Peyrecave (2) et Cassagnau (3).

■ 1. - DESCRIPTION DES BIO- ET LITHOFACIES

1.1. - Les Marnes d'Auzas dans leur localité type (Anticlinal de St. Marcet St. Martory).

Les affleurements d'Auzas [1. fig. 37] ont fait l'objet d'une révision récente tant du point de vue stratigraphique que de celui des paléoenvironnements (M. BILOTTE, 1980). La succession relevée se compose de [fig. 38] :

-a- Marnes grises (\approx 60 m). Des travaux d'aménagement récents permettent d'observer à leur base un ensemble d'argiles grises à traces de racines, concrétions ferrugineuses et carbonatées, et d'argiles ligniteuses en lits millimétriques à centimétriques alternant avec des niveaux à fins débris coquilliers.

Elles renferment des Charophytes (*Septorella ultima* GRAMBAST, 1971 ; *Peckichara sertulata* GRAMBAST, 1971 ; *Microchara cristata* GRAMBAST, 1971 *Porochara* sp.), des Ostracodes et de rares débris d'Ostréidés, généralement mal conservés.

Des bancs lenticulaires de calcaires crayeux blancs (a1), d'épaisseur décimétrique, affleurent de manière discontinue au sommet de ce premier ensemble. Le toit des bancs est fortement perforé et ferruginisé ; leur microfaciès est celui de biomicrites à abondantes tiges et gyrogonites de *Septorella*, qui constituent l'essentiel du peuplement organique.

-b- Calcaires gréseux coquilliers ($\approx 1,5$ m). Ils comprennent de la base vers le sommet :

- calcaires gréseux bioclastiques (50 cm), à base érosive, organisés en couches décimétriques granodécroissantes, à laminations planes parallèles ou obliques d'angle faible (5 à 20°).

. microfaciès : Biosparite gréseuse dont les bioclastes sont disposés en lits millimétriques,

. texture : grainstone

. microfaune : abondante et diversifiée, elle se compose de *H. beotica*, *Laff. mengaudi*, *Orbitoides* sp., *N. cretacea*, abondants, associés à de plus rares Miliolidés, Arénacés (*Ataxophragmiidés* et/ou *Textulariidés*), et débris de Charophycées.

- Calcaire gréseux à débris d'Ostréidés (1 m) à laminations obliques et abondantes empreintes de galets mous.

. microfaciès : biosparite gréseuse à nombreux débris d'Ostréidés et intraclastes de biomicrite à Charophytes.

- Calcaire bioclastique à laminations entrecroisées, en couches granodécroissantes (50 cm).

- Biomicrites à Charophytes.

-c- Marnes grises (≈ 60 m). Elles livrent à leur base, la faune d'Auzas (c1). A. LEYMERIE (1878) cite dans le gisement les espèces suivantes :

Melanopsis avellana, *SANDBERGER*, *Dejanira matheroni* VIDAL, *Dejanira heberti* LEYMERIE, *Acteonella baylei* LEYMERIE, *Natica placida* VIDAL, *Turbo ? vidali* LEYMERIE, *Cerithium stillans* LEYMERIE, *Cerithium figolinum* VIDAL, *Cerithium costulatum* LEYMERIE, *Cardium duclouxei* VIDAL, *Lima ? radula* LEYMERIE, *Cyrena garumnica* LEYMERIE, *Ostrea larva* LAMARCK, *Ostrea verneuilli* LEYMERIE, *Ostrea garumnica* COQUAND, *Radiolites leymeriei* BAYLE, et fragments de crocodiliens.

Ce gisement ne livre plus en abondance que les espèces *C. garumnica*, *Praeradiolites* (*Radiolites*) *leymeriei* (BAYLE), associées à *A. baylei* et *M. avellana* ; et pour la microfaune : *Laff. mengaudi*, *Cibicides*, Charophytes et Ostracodes dont *Frambocythere tumiensis*.

Ces marnes n'affleurent ensuite qu'à la faveur de rares arrachements desquels proviennent d'abondantes flores de Charophytes -*Peckichara sertulata*, *Amblyochara begudiana* GRAMBAST, 1962- et des tiges de *Septorella*.

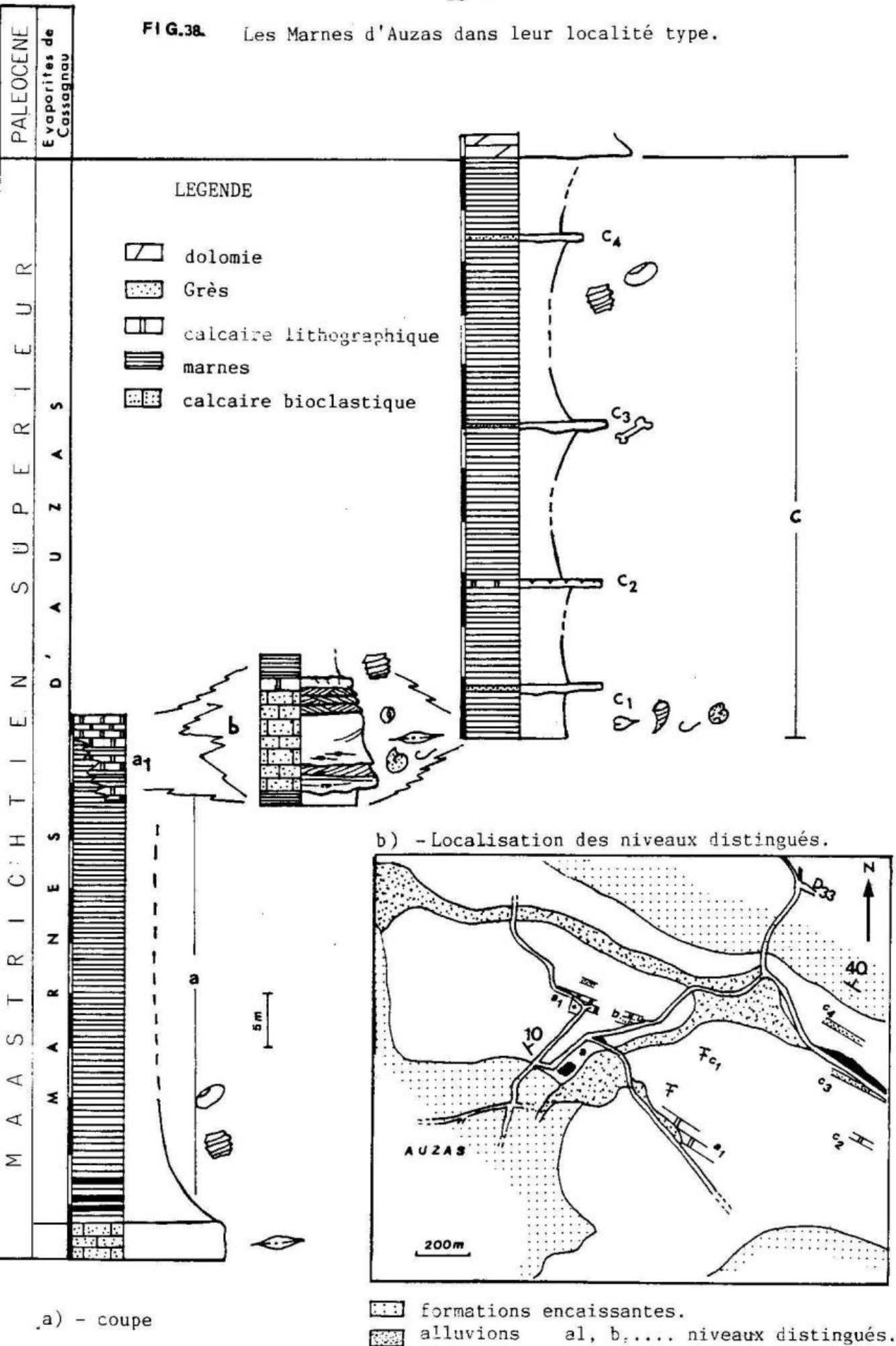
Elles admettent des niveaux :

- de grès calcaireux de granulométrie fine, à laminations onduleuses, et de grès bioclastiques grossiers à abondants débris d'Ostréidés.

- plus rarement :

. de calcaires marneux à Charophytes (c2) ;

FIG.38. Les Marnes d'Auzas dans leur localité type.



- . de calcaires bioclastiques à base érosive, galets mous et laminations obliques (c3). Ces derniers sont pétris de Cyrènes, de Laffiteines, en parfait état de conservation et renferment quelques fragments d'os (crocodilien ?)
- . de grès fins à laminations obliques et galets mous (c4).

La formation est ici surmontée par des dolomies cristallines rouges et des cargneules qui constituent la base de la série évaporitique sus-jacente.

1.2. - Anticlinal d'Aurignac

1.2.1. - Affleurements de Peyrecave [2. fig. 37].

Les divers termes des Marnes d'Auzas affleurent le long de la départementale reliant le hameau de Cassé à Peyrecave. S'observent successivement et de la base vers le sommet [fig. 39].

-a- Marnes grises (\simeq 60 m). Elles n'apparaissent qu'à la faveur de rares arrachements ; elles fournissent d'abondantes gyrogonites de Charophytes et de rares Ostracodes. Les marnes admettent des bancs de grès calcaireux de granulométrie fine (a1), granodécroissants, à base érosive, passant progressivement aux marnes sus-jacentes. Les galets mous et empreintes de Cyrènes sont fréquents en base de banc.

Ce premier ensemble s'achève par un banc de calcaire marneux bioturbé surmonté d'argiles versicolores à Ostracodes, et abondantes Charophytes.

-b- Lumachelle à Ostréidés (b1) (2,5 m). Aux Ostréidés (*Ostrea cf. garumnica*, *O. cf. verneuilli*) s'associent de nombreuses *Laff. mengaudi*, des Charophytes (*Peckichara cf. compressa*, *Amblyochara begudiana*) quelques Lituolidés, des Ostracodes, des débris d'Echinodermes et de Bryozoaires.

-c- Micrites sombres (b2) (2 m) en bancs décimétriques, à fentes de dessiccation et concrétions ferrugineuses (marcassite). Elles renferment d'abondantes Charophytes.

-d- Marnes grises (\simeq 22 m), intercalées de minces niveaux calcaréo-marneux et d'argiles versicolores, contenant toujours des Charophytes (*Peckichara sertulata*, *P. cf. compressa*, *Amblyochara begudiana*, *Porochara sp.*) des concrétions ferrugineuses et carbonatées.

Elles sont surmontées par les calcaires crayeux de la série évaporitique sus-jacente.

1.2.2. - Coupe de Cassagnau [3. Fig. 37].

Les divers termes des Marnes d'Auzas, plongent faiblement en direction du SW ; ils sont recoupés par le chemin d'accès occidental des carrières Lafarge. En raison de lacunes d'observation, 2 fragments de coupes qui restituent la succession synthétique ont été levés.

FIG.39- Coupe des Marnes d'Auzas à Peyrecave.



. Ensemble inférieur [Fig. 40].

Du Nord vers le Sud sont observés successivement :

-a- Alternance de micrites et de marnes (1 m) ; développés au-dessus d'un horizon très riche en matière organique et débris coquilliers, elle se compose de :

- . micrites sombres à traces de racines, riches en Charophytes à la base, en Gastéropodes au sommet,
- . marnes grises : lumachelle à **Laff. mengaudi** auxquelles s'associent une abondante Ostracofaune et de nombreux Miliolides.

Après une lacune d'observation de (\approx 4 m) apparaissent :

-b- Lumachelle à Ostreidés (\approx 3 m) : Silts bruns ocres à stratification confuse, très riches en matière organique et débris d'Ostreidés (**Ostrea cf. garumnica**, **Ostrea cf. verneuilli**). Les associations microfaunistiques montrent une bonne diversité générique à la base de la lumachelle avec : **Orbitoides sp.**, **S. calcitrapoides**, **Laff. mengaudi**, **M. binkhorsti**, **Discorbidae** (**Gavellinella**, **Gavelinopsis**, **Cibicides**), **Rotaliidae**, **Nonionidae**, Arénacés (**Haplophragmoides**, **Dictyopsella**, **Marsonella**), débris d'Echinodermes et de Bryozoaires. Toutes les formes sont naines à l'exception de **Laff. mengaudi**.

Au sommet de la lumachelle, le nombre de genres est réduit tandis que les Laffiteines deviennent prédominantes et qu'apparaissent les tiges et oogones de Charophytes.

-c- Marnes grises (\approx 16 m). Elles fournissent des associations d'organismes peu diversifiées (Charophytes, Ostracodes et Laffiteines). Les Charophytes sont généralement plus abondantes à proximité des niveaux calcaires et gréseux. Les marnes renferment, en outre, des concrétions carbonatées et ferrugineuses. Elles comprennent quelques intercalations de :

- micrites en bancs décimétriques, à traces de racines, encroûtements ferrugineux et perforations ;
- grès en bancs décimétriques, à laminations onduleuses discontinues, obliques d'angle faible ou plus rarement obliques entrecroisées ; ils montrent des alignements de galets mous ;
- calcaires gréseux ou marneux verdâtres pétris de Cyrènes ;
- grès à stratifications obliques d'angle faible (\approx 20°) intercalés d'horizons marneux à concrétions carbonatées.

. Ensemble supérieur [fig. 41]

Au dessus d'une lacune d'observation, la deuxième partie de la coupe épaisse de 38 m environ est dominée par une sédimentation argileuse. Les argiles de teinte verdâtre, parfois versicolores renferment des concrétions ferrugineuses et carbonatées.

Elles admettent en outre des intercalations carbonatées qui se composent des termes suivants :

- micrites sombres en bancs décimétriques, bioturbées, à fentes de dessiccation, traces de racines, perforations et encroûtements ferrugineux ;

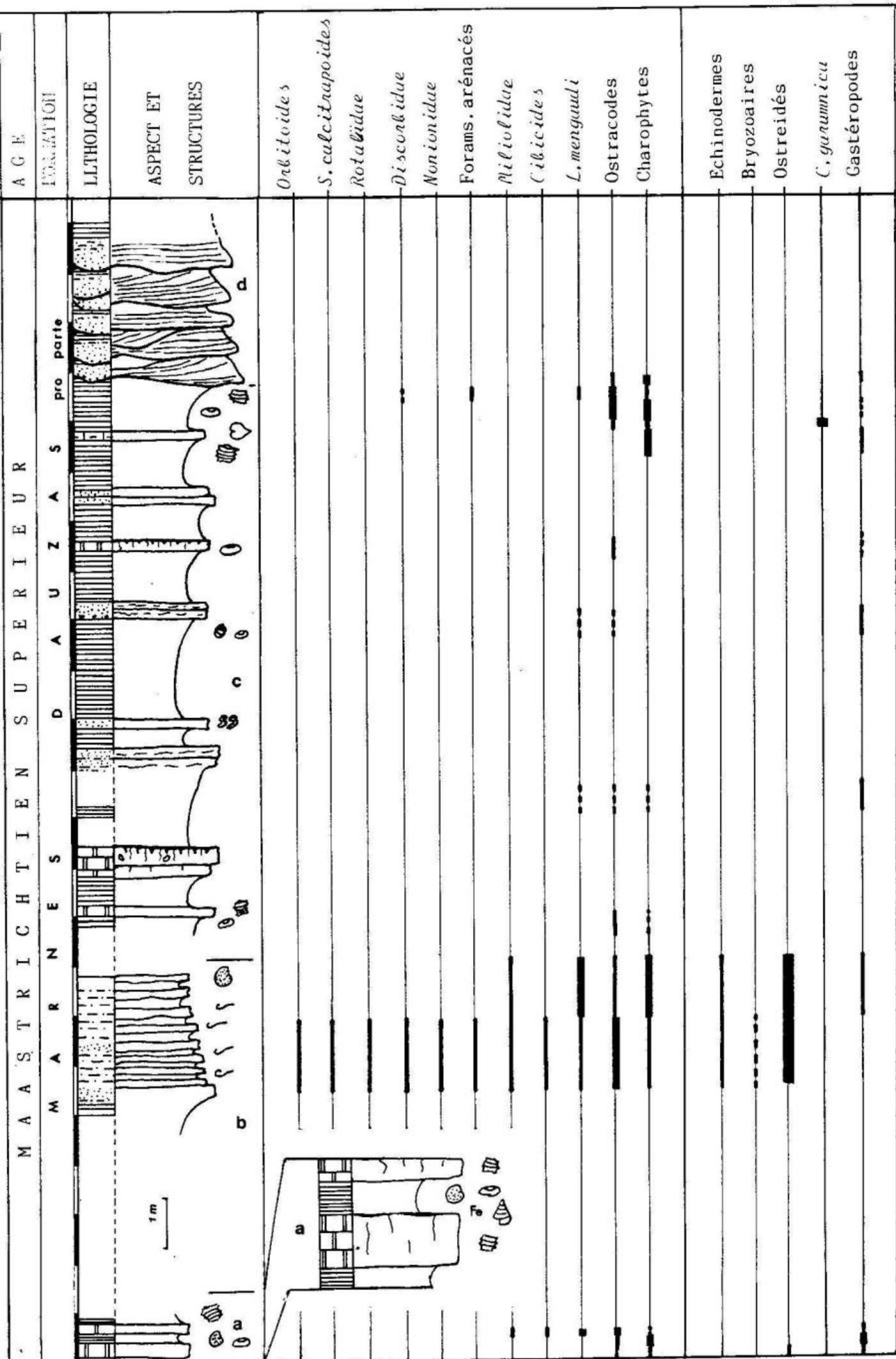


FIG.40-Coupe des Marnes d'Auzas à Cassagnau, 1^{er} tronçon.

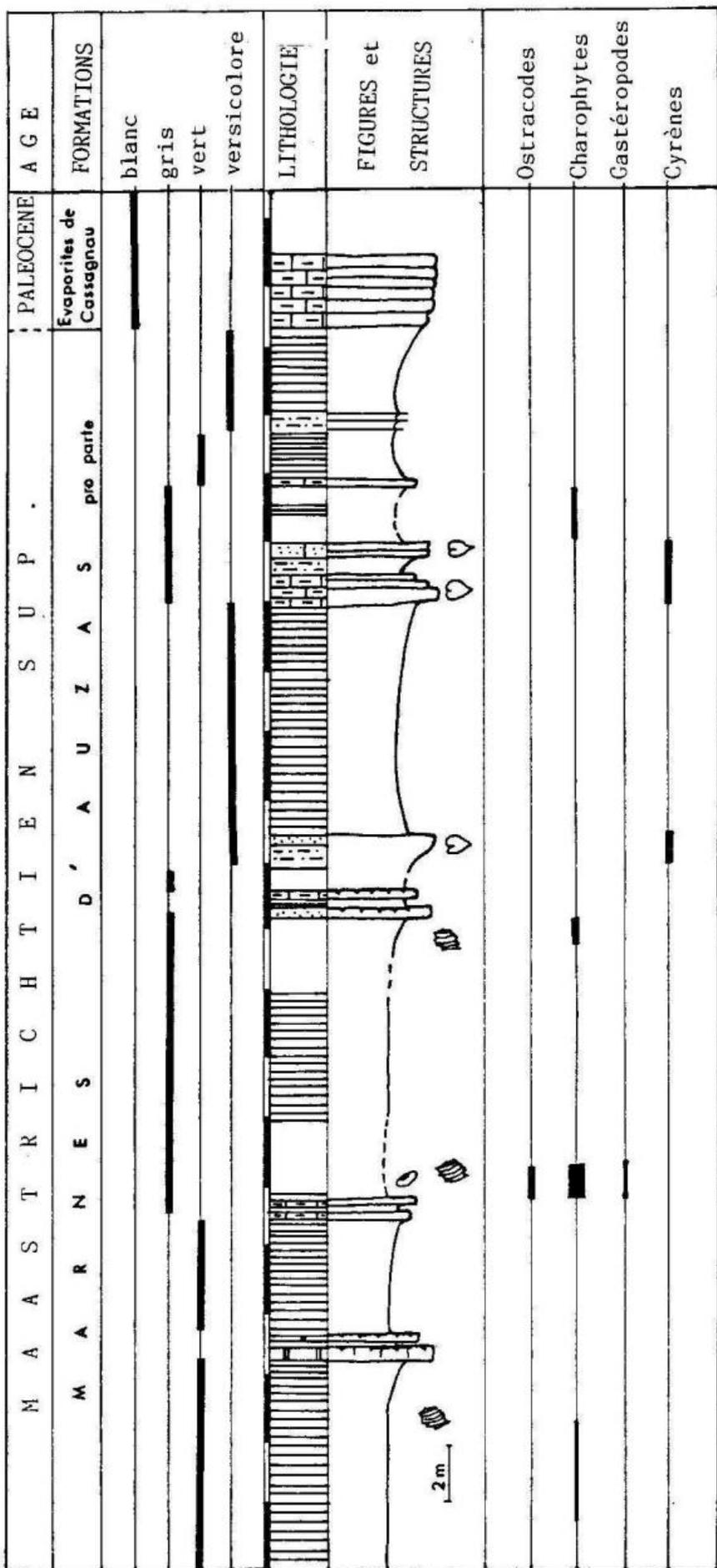


FIG.41-Coupe des marnes d'Auzas à Cassagnau , 2nd tronçon.

- calcaires gréseux et grès calcareux verdâtres à galets mous d'argiles vertes. Ils sont organisés en niveaux centimétriques à décimétriques. Leur base onduleuse résulte du moulage de nombreuses valves de cyrènes coalescentes.

Les flores et faunes (Charophytes, Ostracodes, Gastéropodes et Cyrènes) sont extrêmement rares, généralement localisées à proximité ou dans les niveaux calcaréo-marneux et gréseux ainsi que dans les horizons plus marneux de couleur grise.

Cet ensemble supérieur est couronné des micrites argileuses blanches appartenant à la base de la formation carbonatée sus-jacente.

■ 2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

2.1. - Arguments de position

Situées au-dessus du Calcaire nankin rapporté au Maastrichtien supérieur en raison des associations de Foraminifères benthiques, les Marnes d'Auzas sont au plus bas d'âge Maastrichtien supérieur.

2.2. - Arguments micropaléontologiques

. Les microfaunes benthiques : l'association *H. beotica*, *Laff. mengaudi*, *S. calci-trapoides* est typique du Maastrichtien supérieur.

. les microflores : l'association *Peckichara sertulata*, *P. cf. compressa*, *Microchara cristata*, *Amblyochara begudiana*, *Porochara sp.* avec *Septorella ultima* est caractéristique du Rognacien provençal, c'est à dire du Maastrichtien supérieur [cf. Fig. 13].

Les influences à la fois marines et continentales qui se mêlent au sein des Marnes d'Auzas, dans cette partie des Petites Pyrénées, permettent de confirmer les corrélations biostratigraphiques proposées entre l'étage Rognacien et le Maastrichtien supérieur marin.

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT

3.1. - Considérations générales

Des associations d'organismes spécialisés, avec de nombreux individus pour peu d'espèces, caractérisent les milieux margino-littoraux, suivant la définition de A. LEVY (1971). J.C. PLAZIAT (1982) critique ce terme pour son caractère général, regroupant de trop nombreux sous-environnements. Il propose plutôt celui de milieux à salinité variable, réalisant la transition eau douce-eau salée, et considère la salinité comme le paramètre primordial qui gouverne ces milieux.

A l'inverse, pour O. GUELORQUET et J.P. PERTHUISOT (1983), les environnements margino-littoraux sont regroupés dans un domaine paraliqque qui tire sa caractéristique fondamentale de son unité biologique en raison de son originalité, de sa spécificité, et de son indépendance au gradient de salinité. Le confinement, schématiquement fonction de la distance à la mer ouverte, mais surtout des échanges avec celle-ci, est le paramètre fondamental qui gouverne la zonation biologique et géochimique. Pour ces auteurs, la zonation biologique, plus

fiable qu'une zonation géochimique ou sédimentologique, peut être choisie pour illustrer le confinement de ces milieux ; ils sont subdivisés en domaine proche paralique et paralique lointain sur la présence ou l'absence de Foraminifères. Les principaux gradients biologiques sont, depuis le domaine marin franc, une diminution significative de la richesse spécifique, une augmentation en densité de la macrofaune des invertébrés, suivie d'une diminution vers le pôle dulçaquicole, ou d'une disparition vers le pôle évaporitique ; une diminution de la biomasse, car l'augmentation en densité s'accompagne d'une réduction de taille (nannisme lagunaire).

3.2. - Principaux types de faciès

Pour retracer les paléo-environnements et l'évolution du bassin de sédimentation des Marnes d'Auzas, il nous a paru intéressant de rechercher une zonation biologique, paramètre efficace dans la nature actuelle et facilement appréhendable dans les séries géologiques. Ainsi 3 principaux biofaciès ont été distingués, ce sont [fig. 42] :

P A-biofaciès à microfaune benthique et macrofaune relativement bien diversifiées, de domaine proche paralique moyennement confiné ;
P B - biofaciès à faunes spécialisées, de domaine paralique confiné ;
P C - en l'absence de Foraminifères, faciès de domaine paralique lointain à continental.

Les critères sédimentologiques ont été analysés conjointement dans le but de préciser les milieux de dépôt auxquels correspondent ces trois principaux biofaciès.

3.2.1. - **PA.** Faciès de domaine proche paralique moyennement confiné

Il contient des associations micro- et macrofaunistiques relativement bien diversifiées, avec à la fois des espèces de milieux marins, et des espèces de milieu paralique. A ces biofaciès correspondent deux principaux lithofaciès :

P A1 les calcaires bioclastiques (Auzas) ;
P A2 les lumachelles à Ostréidés (Cassagnau - Peyrecave).

. P A1. Les Calcaires bioclastiques d'Auzas [fig. 43]

Leur base érosive et la présence de galets mous de biomicrites à Charophytes, démontrent la chenalisation de ces calcaires d'énergie forte au sein de milieux de faible énergie. Les influences tidales sont épisodiquement marquées par des laminations entrecroisées [1. pl. 3]. Le banc de biomicrite à Charophytes couronnant ces faciès atteste de l'abandon ou du comblement de la zone chenalisée.

La microfaune comprend des genres typiquement marins (**Orbitoides**, **Hellenocyclina**) et des genres spécialisés (**Laffiteina**) ; ce dernier, selon P.L. BLANC (1973) est typique des milieux saumâtres.

L'ensemble de ces données s'intègre dans un milieu sub- à intertidal de chenal de marée. C'est ainsi qu'il avait d'ailleurs été interprété par M. BILOTTE (1980).

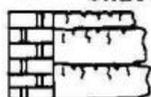
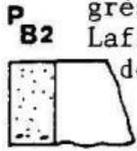
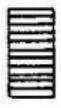
BIOFACIES	SOUS-FACIES	DOMAINE	MILIEU	
<p>P_C</p> <p>ABSENCE DE FORAMINIFERES</p> <p> Gastéropodes</p> <p> Cyrènes</p> <p> Ostracodes</p> <p> Charophytes</p>	<p>P_{C4} grès à stratif. oblique;</p> <p> argiles versicolores.</p>	CONTINENTAL	fluviatile	
	<p>P_{C3} biomicrites à Charophites.</p> <p> </p>		marais d'eau douce	
	<p>P_{C2} marnes à Charophytes et Ostracodes.</p> <p>  </p>		PARALIQUE LOINTAIN	lagon fortement confiné à tendance dulçaquicole
	<p>P_{C1} calcaires à Cyrènes.</p> <p> </p>			
<p>P_B</p> <p>MACROFAUNES ET MICROFAUNES EXCLUSIVEMENT PARALIQUES</p> <p> Crocodiliens</p> <p> <i>praeradiolites</i></p> <p> Cyrènes</p> <p> Laffiteines</p> <p> Ostracodes</p> <p> Charophytes</p>	<p>P_{B3} marnes à Laffiteines, Charophytes et Ostracodes</p> <p>   </p>	PROCHE PARALIQUE	vasière tidale	
	<p>P_{B2} grès à Cyrènes, Laffiteines, os de crocodiliens</p> <p>   </p>		CONFINE	chenal de vasière tidale, marais littoral.
	<p>P_{B1} marnes à faune d' Auzas</p> <p>  </p>		CONFINE	lagon infra-littoral
<p>P_A</p> <p>MACRO- ET MICRO FAUNES BIEN DIVERSIFIÉES.</p> <p> Ostreidés</p> <p> Orbitoidés</p> <p> Porams. benthiques divers</p> <p> Laffiteines</p>	<p>P_{A2} lumachelle à Ostreidés</p> <p>  </p>	PROCHE PARALIQUE MOYENNEMENT	lagon infra-littoral	
	<p>P_{A1} calcaires bioclastiques</p> <p>  </p>		CONFINE	chenal de marée infra- à médio-littoral

FIG. 42 - Principaux types de faciès définis dans la formation des Marnes d'Auzas.

LITHOLOGIE FIGURES et STRUCTURES	<i>Ostioide</i> s. sp. <i>Hellenocyclina boetica</i> <i>Laffiteina mengandi</i> <i>Mammofallotia caetacea</i> <i>Pilolidae</i> <i>Atavophragmiidae</i> et/ou <i>Textulariidae</i> ostreidés Charophytes

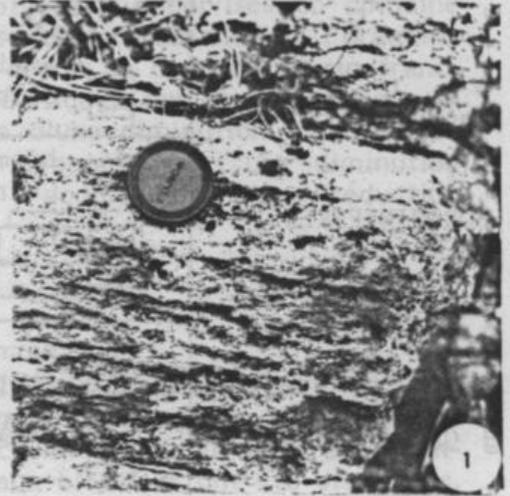


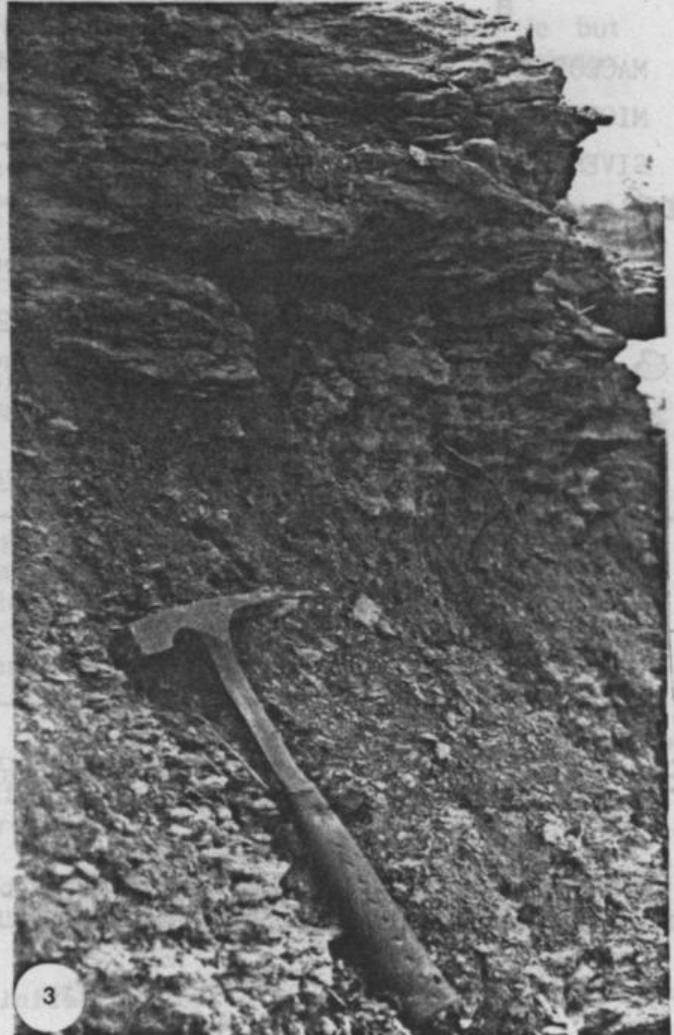
FIG.43. Faciès PA1 : Calcaires bioclastiques (Auzas)

1 : détail des calcarénites à litage oblique entrecroisé



2 : Faciès PA2 : lumachelle à Ostreidés. Peyrecave.

3 : Faciès PA2 : Silts à Ostreidés riches en matière organique. stratification confuse. Cassagnau



. P A2. Les lumachelles à Ostreidés. Les silts carbonatés bioclastiques [2 et 3 pl. 3] montrent encore une bonne diversité générique avec le mélange de genres marins (**Orbitoides**, **Siderolites** en particulier) et de genres spécialisés (avec surtout les **Laffiteina**). Les genres marins sont atteints de nannisme, nannisme lagunaire attribué par O. GUELORGUET et J.P. PERTHUISOT (1983), à l'effort de reproduction au détriment de la croissance ainsi qu'à une forte mortalité infantile.

Ce faciès peut s'intégrer dans un milieu de lagon infralittoral où la communication avec la mer est plus réduite que dans le milieu de chenal de marée.

Au sommet de ce faciès, à Cassagnau, seules les espèces spécialisées (Laffiteines et petites huitres) subsistent, elles sont associées à des Charophytes et s'intègrent alors aux faciès de type B.

3.2.2. - P B. Faciès de domaine proche paralique confiné.

Il se caractérise par des associations faunistiques, faiblement diversifiées mais de grande densité. Il regroupe [Fig. 42] :

- . P B1 : Les Marnes à faune d'Auzas ;
- . P B2 : les grès à Cyrènes, Laffiteines, fragments d'os de vertébrés,
- . P B3 : les marnes à Laffiteines, Charophytes et Ostracodes.

. P B1. Les Marnes à faune d'Auzas

La microfaune, peu diversifiée, ne comprend que des formes spécialisées avec surtout le genre **Laffiteina** [1.2.3. pl. 4] ; la macrofaune est mieux diversifiée avec : **Cyrena garumnica** [5.6 pl. 4], **Praeradiolites leymeriei** [4, pl. 4], **Acteonella baylei**, **Melanopsis avelanna**.

Le développement des rudistes (**Praeradiolites leymeriei**) nécessite, selon M. BILOTTE (1980), un milieu constamment inondé, infralittoral ; les Cyrènes se répartissent préférentiellement, d'après P. FREYTET et J.C. PLAZIAT (1982) dans les milieux à tendance dessalée de type embouchure.

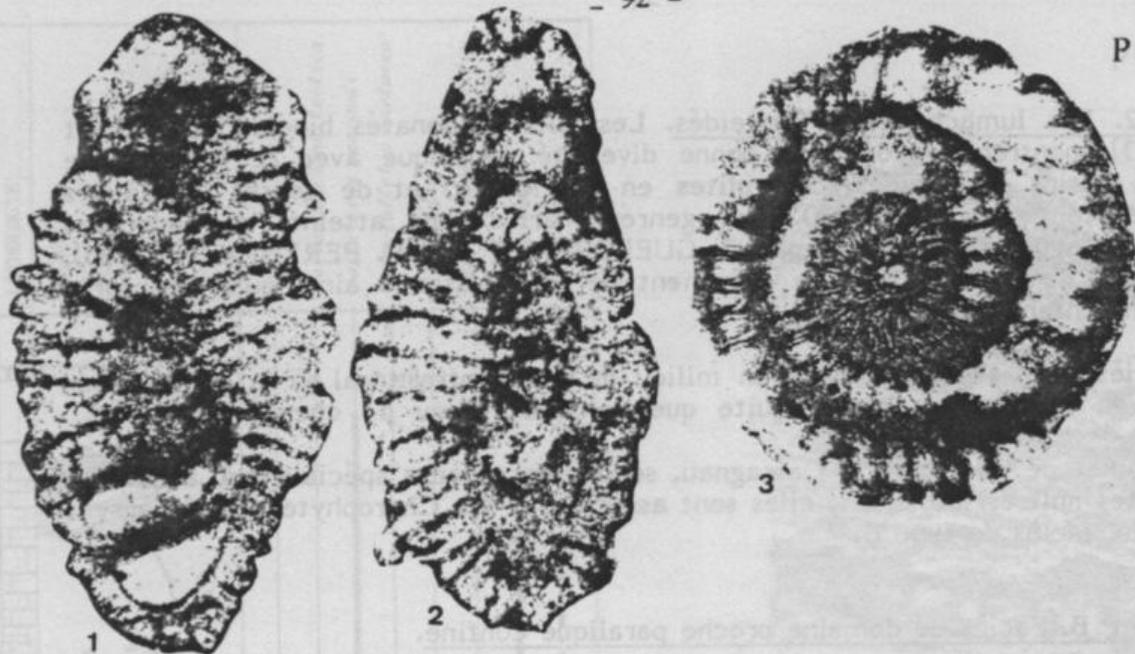
Le gisement d'Auzas témoigne d'un milieu de lagon infralittoral de faible énergie. Les intercalations gréseuses à laminations ondulées illustrent alors de petits diverticules de chenaux de marée.

. P B2. Les grès à Cyrènes, Laffiteines, fragments d'os de vertébrés.

Leur base érosive et les galets mous témoignent de leur chenalisation au sein des marnes à Charophytes. La faune avec des espèces uniquement paraliques et des fragments d'os de vertébrés indiquent des influences mixtes (paraliques et continentales) au sein de ces chenaux situés dans un contexte de type vasière tidale, marais littoral (sous-faciès P C2).

. P B3. Les marnes à Laffiteines, Charophytes et Ostracodes

à grande densité faunistique et faible diversité spécifique ; elles se sont déposées en milieu paralique fortement confiné, de type vasière tidale.



1cm



1. 2. 3. - *Laffiteina mengaudi* ASTRE (X60). 1 et 2, sections obliques; 3, section subéquatoriale.

4 - *Praeradiolites leymeriei* (BAYLE).

5. 6. - *Cyrena garumnica* LEYMERIE.

7. - Faciès PC1 : calcaire à Cyrènes (Cassagnau).

3.2.3. - PC. Faciès de domaine paraliqne lointain à continental

Il se définit par l'absence des Foraminifères, et regroupe des sous-faciès variés ; ce sont :

. P C1. Les Calcaires à Cyrènes [7, pl. 4]. Les Cyrènes sont abondantes , en position de vie, les 2 valves toujours connectées. Elles témoignent de milieu de faible énergie et dessalé.

. P C2. Les marnes à Charophytes et Ostracodes. Elles caractérisent des milieux de marais d'eau douce.

N.B. : Le genre Frambocythere domine largement les associations d'Ostracodes ; c'est une espèce typiquement limnique selon Y.TAMBAREAU (cf. M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU, J. VILLATTE, 1983).

. P C3. Les biomicrites à Charophytes et Gastéropodes [pl. 5].

La surface supérieure des bancs montre des marques d'émersion : traces de racines, amas ferrugineux (marcassite) et fentes de dessiccation. Elles témoignent alors du développement de marais d'eau douce de faible extension, temporairement émergés.

. P C4. Les faciès abiotiques. Ils caractérisent le domaine continental et comprennent :

- Les argiles versicolores : à concrétions carbonatées et/ou ferrugineuses, typiques des paléosols (P. FREYTET). Elles ne renferment que de très rares faunes d'Ostracodes.

- les grès chenalisés : une séquence élémentaire typique a été levée à Cassagnau.

Elle comprend de la base vers le sommet : [fig. 44 pl. 6].

-(a) grès à base érosive et galets mous, à laminations planes parallèles puis obliques d'angle faible (5°).

-(b) silts en plaquettes ou à laminations onduleuses discontinues.

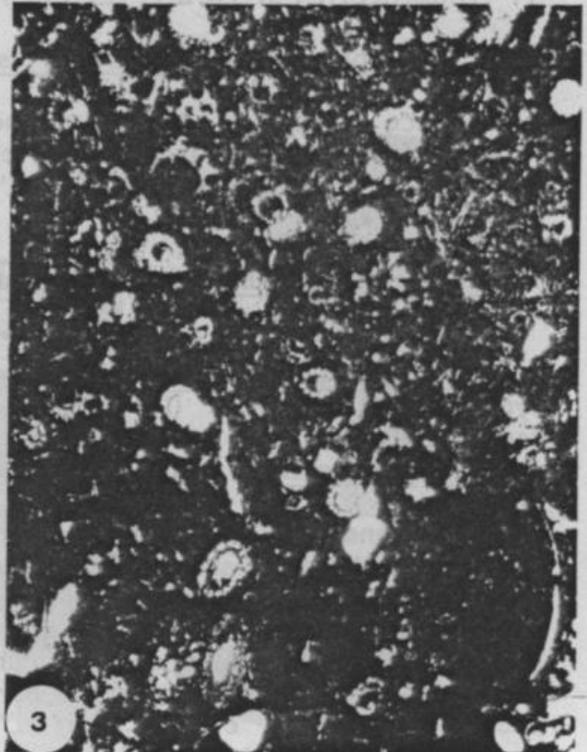
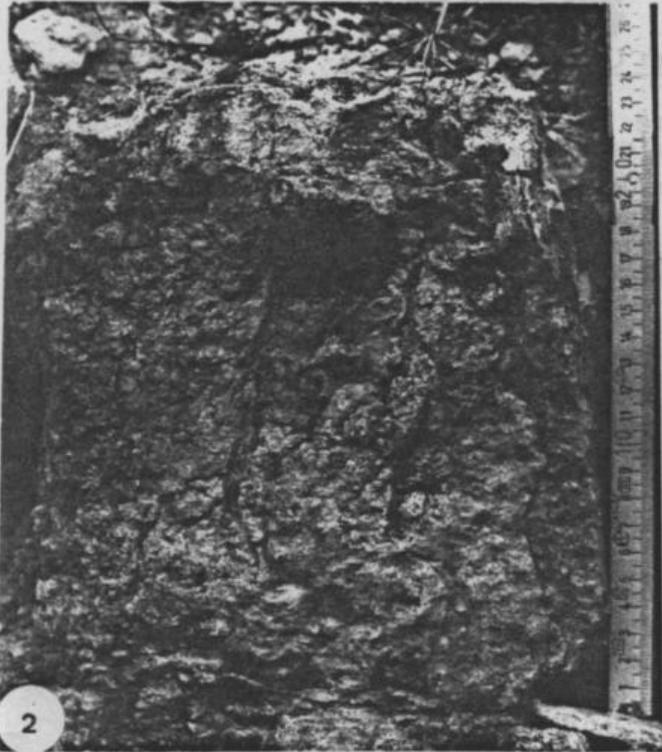
-(c) marnes azoïques à concrétions carbonatées.

Cette séquence rappelle celle des barres de méandre décrite par R.G. WALKER, D.J. KANT (1980), et A.D. MIALI (1980). Le contact basal est net, érosif dans les dépôts argileux azoïques, à nodules carbonatés, accumulés par accréation verticale dans la plaine d'inondation. Les concrétions carbonatées, d'origine pédogénétique, résulteraient d'un lessivage des sols en climat aride à semi-aride (MIALI, op. cit.).

Les galets mous, en base de séquence, témoignent de l'arrachement des berges argileuses.

Les structures sédimentaires, laminations planes puis obliques proviennent de l'accréation latérale de la barre de méandre sur la plaine d'inondation. La granodécroissance de la séquence indique une diminution de la compétence du courant depuis la phase initiale érosive.

Le contact sommital est graduel et peut être parfois tronqué par une autre séquence.



1. - Faciès PC3 : calcaires lithographiques à Charophytes (Peyrecave).
2. - Détail d'un banc de biomicrites montrant les perforations verticales : traces de racines (Peyrecave).
3. - Microfaciès : biomicrites à abondantes sections de Charophytes. (x13)

4. - *Praxinosira* (BAYLE).

5, 6. - *Cyrena* LEYNERIE.

7. - Faciès PC1 : calcaire à Cyrenes (Cescau).



1. - Corps gréseux à stratifications obliques.

2. - Séquence élémentaire de barre de méandre (cf. fig. 44).

3. - Séquence tronquée à sa partie supérieure.

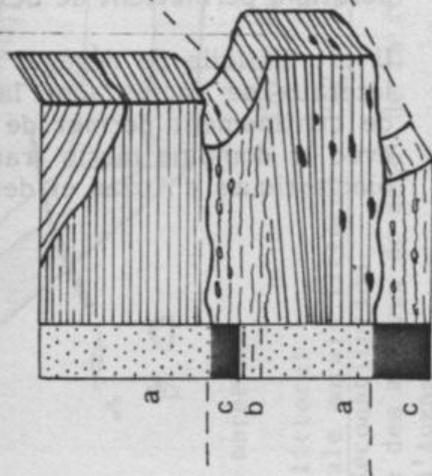


FIG. 44. Séquence élémentaire de barre de méandre.

3.3. - Evolution du Milieu de dépôt

Les biolithofaciès constitutifs de la formation des Marnes d'Auzas résultent d'une sédimentation en domaine paralique plus ou moins confiné. Sur la base de la zonation biologique qui exprime le degré de confinement du bassin, nous avons distingué trois principaux types de sous environnement qui sont dans un ordre de confinement croissant [fig. 45]

. A. Domaine proche paralique moyennement confiné

caractérisé par une faune diversifiée et une phase biodétritique prépondérante. Ce domaine s'individualise par la présence de genres marins, et de genres spécialisés typiques du domaine paralique avec en particulier **Laffiteina mengaudi**, **Cyrena garumnica** et des Ostreidés.

Les données sédimentologiques permettent de préciser des milieux de chenaux de marée (sous-faciès P A1) où se marquent les influences tidales ; et des milieux de lagon infralittoral (sous-faciès P A2).

. B. Domaine proche paralique confiné

caractérisé par des faunes et flores spécialisées très denses et peu diversifiées (Laffiteines, Cyrènes, Charophytes...). Il regroupe des milieux de lagon infralittoral (sous-faciès P B1) de vasière tidale et de diverticules de chenaux de marée (sous-faciès P B3 et P B2).

. C. Domaine paralique lointain à continental

Il s'individualise par la disparition des Foraminifères et regroupe des milieux de marais d'eau douce (sous-faciès P C2 et P C3) de paléosols et de barres fluviales (sous-faciès P C4).

CONCLUSION

L'évolution des faciès vers la dessalure permet de caractériser le bassin d'un point de vue hydrologique. En effet, les apports d'eau douce, supérieurs à l'évaporation, permettent de définir un bassin à bilan hydrique négatif.

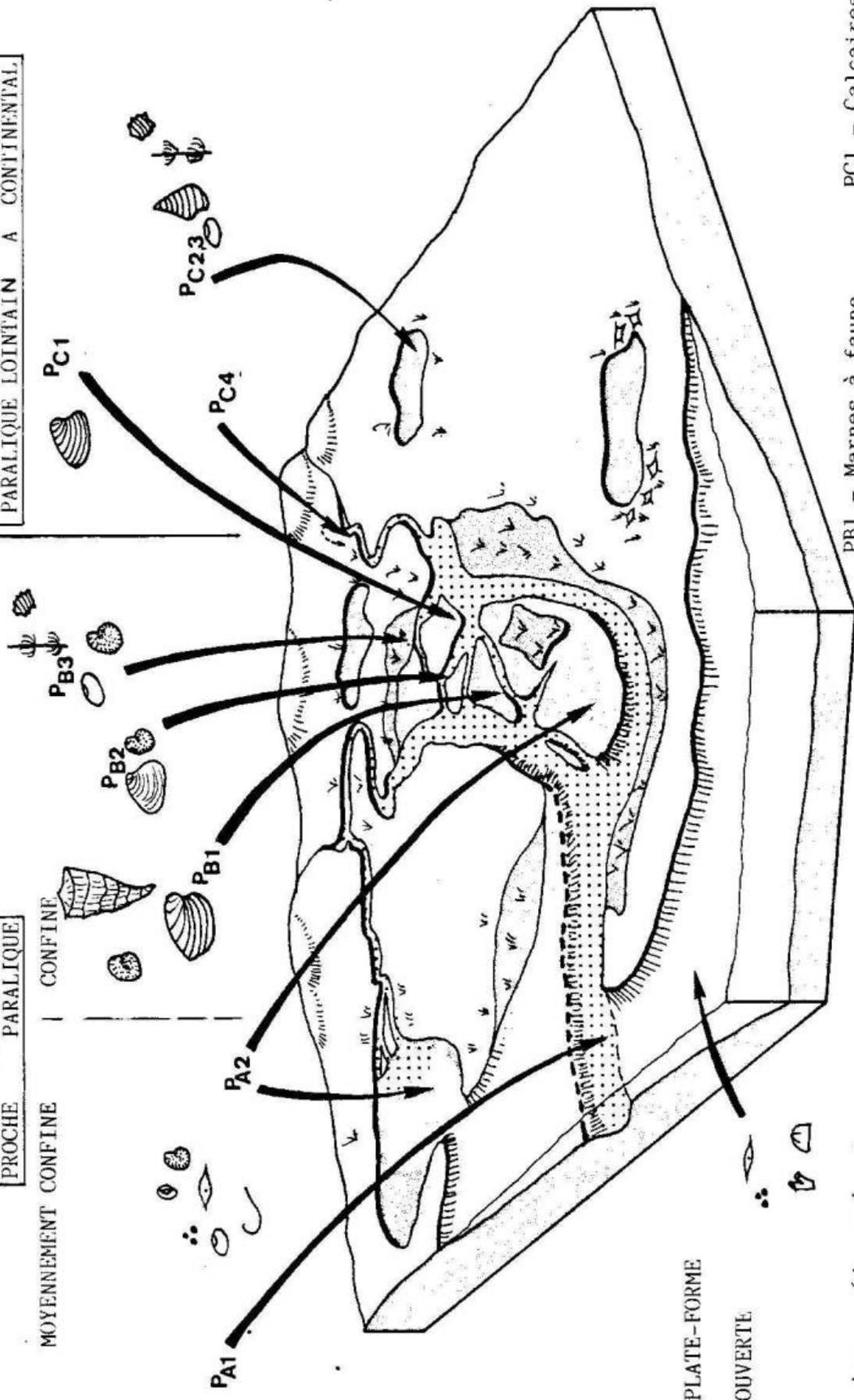
Il est difficile de dégager une évolution dans ce type de bassin où les passages latéraux de faciès sont la règle. Cependant l'analyse de l'évolution du degré de confinement permet de mettre en évidence un horizon où la communication avec le domaine marin franc est mieux établie [fig. 46] ; il s'agit des calcaires bioclastiques d'Auzas et des lumachelles à Ostreidés de Cassagnau et Peyrecave.

PARALIQUE LOINTAIN A CONTINENTAL

PROCHE PARALIQUE

MOYENNEMENT CONFINE

CONFINE



- chenaux (de marée et fluviatile)
- lagon infralittoral
- vasière tidale marais littoral

- PA1 - Calcaires bioclastiques Auzas
- PA2 - Lumachelle à Ostroïdés
- PB1 - Marnes à faune d'Auzas
- PB2 - Grès à Cyrènes Laffiteines et Ostrocodes
- PB3 - Marnes à Laffiteines Charophytes et Ostrocodes

- PC1 - Calcaires à Cyrènes
- PC2 - Marnes à Charophytes et Ostrocodes
- PC3 - Biomicrites à Charophytes et Ostrocodes
- PC4 - Grès à stratifications obliques et argiles versicolores

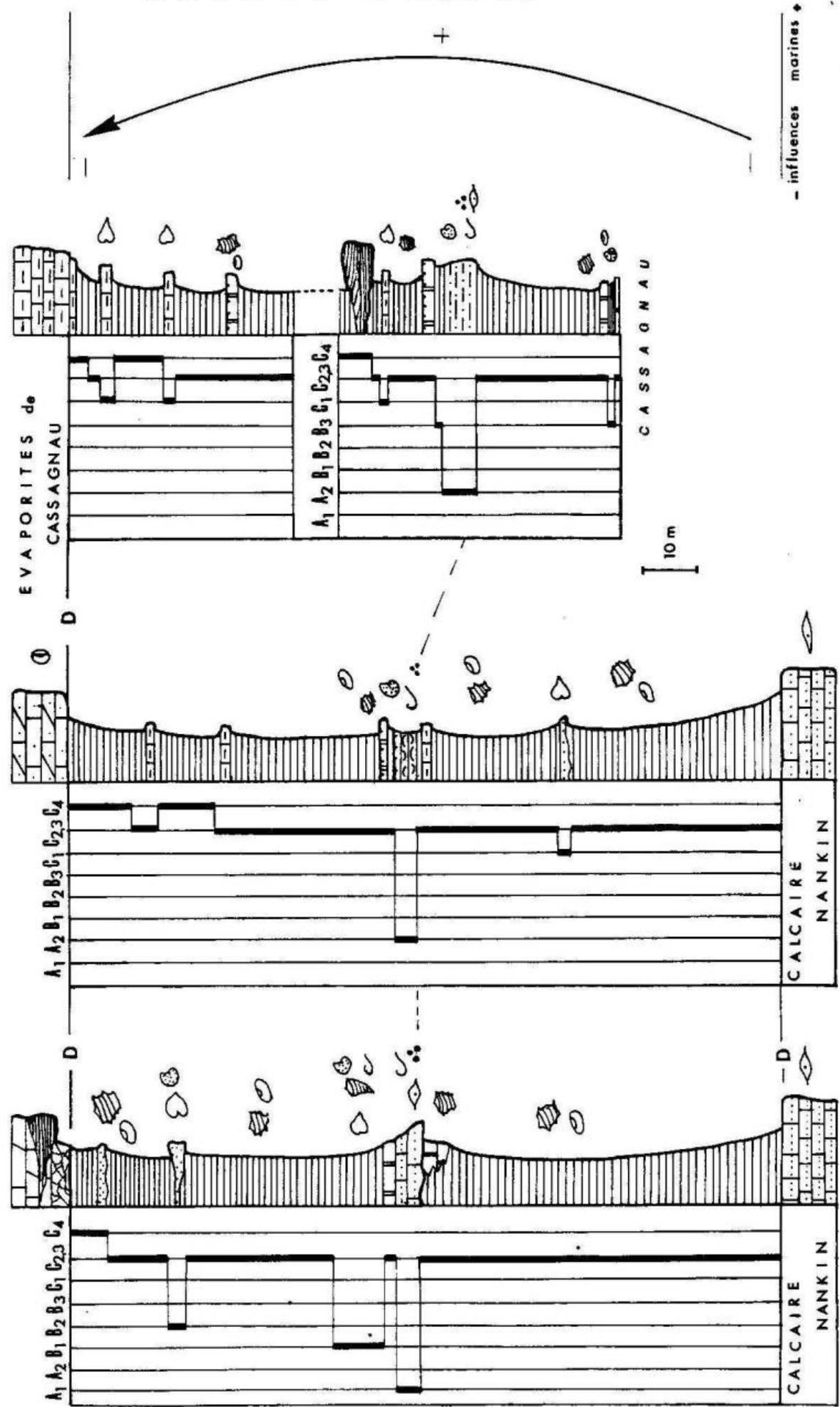
FIG. 45 - Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt de la formation des Marnes d'Auzas.

MARNES D'AUZAS

- influences marines +

FIG. 46 - Répartition des faciès dans la formation des Marnes d'Auzas. Evolution.

SSW



Calcaires d'Aurignac

La formation des Calcaires d'Aurignac correspond à l'Assise moyenne de l'étage Garumnien de A. LEYMERIE (1862), elle a été reconnue à Ausseing (Anticlinal de Plagne) comme formée de 2 Assises : l'une inférieure constituée de calcaires crayeux très blancs ; l'autre de calcaires lithographiques clairs à silex.

Sur les Feuilles Le Fousseret et St. Gaudens (1/50.000), deux termes sont également distingués, ce sont : (e 1a ou e 1D) calcaires crayeux blancs dolomitiques vacuolaires ou pseudoolithiques à intercalations de calcaires spathiques rosés ; et (e 1b ou e 1C) calcaires sublithographiques et marnes versicolores subordonnées.

Récemment B. LEPICARD, M. BILOTTE et J. REY (1984) ont subdivisé la formation en 2 membres, sur des arguments sédimentologiques :

- à la partie inférieure les Evaporites de Cassagnau ;
- à la partie supérieure les calcaires lithographiques du Tucauou.

J. VILLATTE (1962) attribue à l'ensemble de la formation un âge dano-montien sur la foi d'arguments géométriques ; par leur position entre les Marnes d'Auzas maastrichtiennes et la série thanétienne.

Evaporites de Cassagnau

Les Evaporites de Cassagnau représentent une série de 40 m de puissance où les changements lithologiques, de détail sont nombreux et répétitifs. En raison de la faible épaisseur de chacun des niveaux, nous avons choisi de décrire dans chacune des coupes la séquence élémentaire la plus complète, schématiquement représentative de l'ensemble des faciès illustrés dans la coupe ; le levé détaillé de ces derniers est uniquement figuré.

Ils ont été caractérisés [fig. 47] dans l'Anticlinal d'Aurignac à Cassagnau (1) et Peyrecave (2) et dans l'Anticlinal de St. Marcet - St. Martory, à Auzas (3).

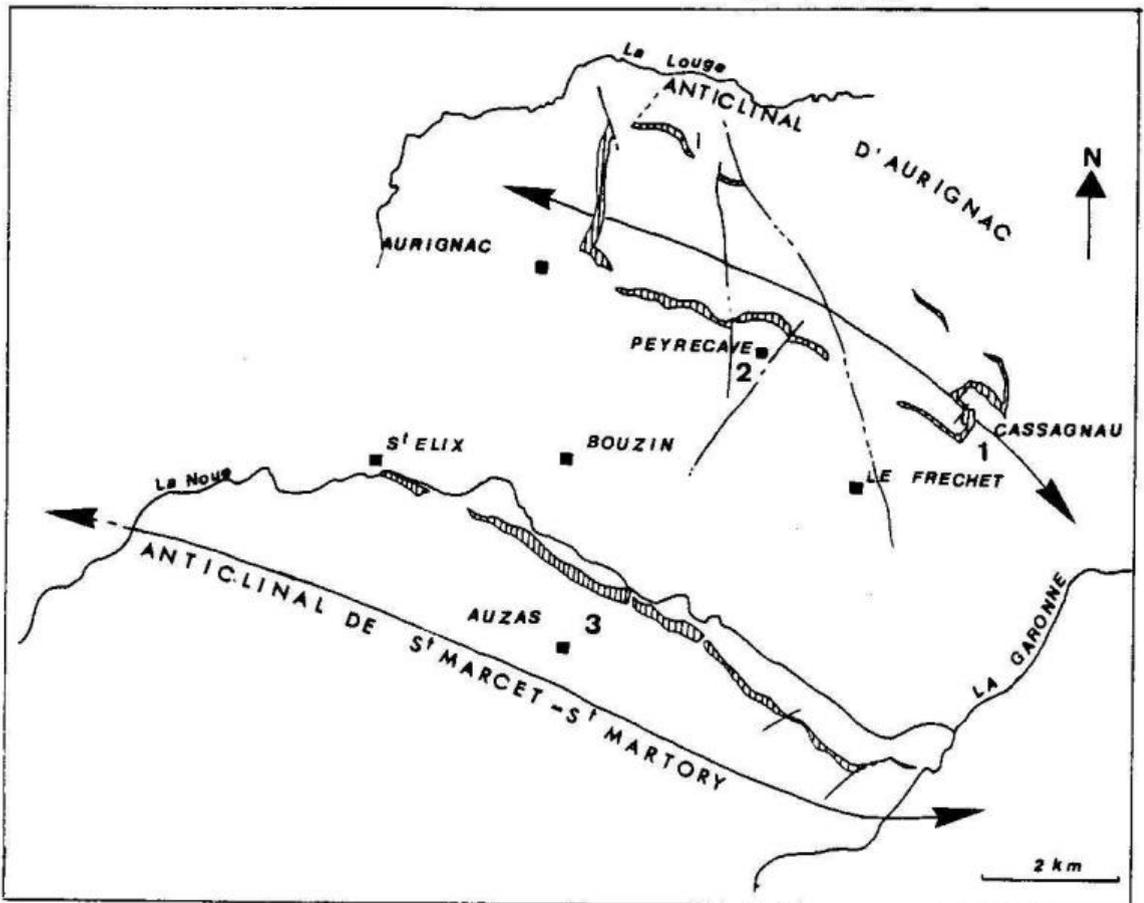


FIG.47.-Localisation des coupes levées dans les Evaporites de cassagnau. 1, Cassagnau; 2, Peyrecave; 3, Auzas (barre de Chirette et série de Pèlerin). D'après les feuilles géologiques au 1/50.000 Le Fousseret et S^t Gaudens.

■ 1. - DESCRIPTION DES COUPES

1.1. - Anticlinal d'Aurignac

1.1.1. - Coupe de Cassagnau [1. fig. 47].

Au-dessus des marnes vertes azoïques du toit de la formation des Marnes d'Auzas, les Evaporites de Cassagnau se composent de 2 ensembles distincts (B.L., M.B., J.R., 1984) [fig. 48, pl. 7].

-a- Ensemble inférieur ($\simeq 20$ m). Il se compose de l'alternance de 5 principaux lithofaciès qui s'organisent en séquences élémentaires et se répètent sur les 20 premiers mètres. Ce sont [fig. 48b] :

- . Faciès E A : calcaires marneux blanc et/ou marnes blanches à pelletoides, Ostracodes et Miliolites;
- . Faciès E B : calcaires pelletoides en couches centimétriques à décimétriques, à rares pseudomorphoses de cristaux lenticulaires de gypse ;
- . Faciès E C : Calcite spathique rose, vacuolaire, en bancs massifs, pouvant présenter un aspect discontinu avec terminaisons en coins ;
- . Faciès E D : Cargneules indurées ou pulvérulentes, de teinte ocre orangée, massive ou diffuse au sein des marnes blanches
- . Faciès E E : calcite lamellaire-litée, les cristaux sont implantés perpendiculairement au litage ;

- ou fibroradiée déterminant alors la formation de nodules coalescents.

-b- Ensemble supérieur ($\simeq 10$ m). Il est constitué des faciès E C, E D, et EE précédemment décrits auxquels s'ajoute un faciès E F de calcaires sombres finement recristallisés, vacuolaires, associés à des niveaux silicifiés.

Cet ensemble supérieur est surmonté par des micrites massives homogènes ou pseudoconglomératiques, faciès E G.

1.1.2. - Coupe de Peyrecave [2. fig. 47]

Au dessus des derniers niveaux d'argiles bariolées de la formation des Marnes d'Auzas se développent [fig. 49, pl. 8].

-a- Ensemble inférieur à dominante carbonatée.

Sur les 20 premiers mètres, il n'affleure que ponctuellement. Les microfaciès sont ceux de biosparites à biopelsparites à Ostracodes, Miliolidés, Gastéropodes, fréquemment dolomitisés.

Il montre ensuite l'alternance des cinq principaux lithofaciès E décrits à Cassagnau avec toutefois quelques variations mineures pour les faciès E (A.B.C.E.) :

- . faciès E A : associations microfaunistiques plus riches avec des Ostracodes, des Miliolidés, des Foraminifères arénacés, des sphères de calcite, et des Gastéropodes ;
- . faciès E B : pseudo-oolithes micritiques de type bahamite, la matrice est ponctuellement dolosparitique.
- . faciès E C : laminations onduleuses discontinues ;
- . faciès E E : structures contournées ;

-b- au sommet, les faciès calcitisés et silicifiés deviennent prédominants par rapport aux faciès carbonatés.

Au dessus vient le calcaire lithographique en couches massives homogènes ou pseudoconglomératiques (faciès E G).

1.2. - Anticlinal de St. Marcet - St. Martory

La succession lithologique synthétique d'Auzas se compose de 2 tronçons de coupes levés dans la barre de Chirette pour la partie basale et dans le talus du chemin montant à Pèlerin pour la partie supérieure [fig. 50a].

1.2.1. - La barre de Chirette

Au dessus des marnes grises de la formation des Marnes d'Auzas, se développent de la base vers le sommet [fig. 50 b].

-a- cargneules alternant avec des calcaires marneux blancs (0,5 m)

-b- Dolomies cristallines rouss-âtres massives (20 à 40 cm) à vacuoles de dissolution en base de banc ; elles passent latéralement à des argiles rouss-âtres à nodules diagénétiques d'aspect crayeux.

-c- "Brèches de dissolution" et dolomies cristallines rouss-âtres (1 à 2 m).
Latéralement :

. elles admettent un niveau gréseux (C 1), organisé en lits décimétriques grano-décroissants à litage oblique courbe, relayé horizontalement et verticalement par des silts à laminations planes parallèles.

. elles sont remplacées latéralement par des calcaires gréseux rubéfiés (C 2), à base érosive et laminations planes parallèles, puis obliques courbes d'angle faible, soulignées par des alignements de galets mous.

Au dessus viennent des dolomies cristallines rouss-âtres à gros terriers verticaux.

1.2.2. - Coupe de Pèlerin [Fig. 51]

On y reconnaît, outre le faciès E C déjà décrit à Cassagnau, la superposition de 3 principaux types de lithofaciès qui s'organisent en séquences et se répètent sur 25 m ; ce sont :

. sous-faciès E C1 : calcite poecilitique à lamines horizontales onduleuses ou à structures en coupelles.

. sous-faciès E F1 : calcaire finement recristallisé à poches d'argiles rousses et pseudobrèches de dissolution monogéniques à éléments de calcaire finement recristallisé et matrice argileuse rousse peu développée.

. faciès E H : argiles rousses à nodules diagénétiques d'aspect crayeux, isolés ou bien coalescents déterminant alors des lits d'aspect entérolithique. Elles renferment d'abondants cristaux lenticulaires de gypse épigénisés en calcite.

■ 2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

Intégrée au Calcaire lithographique au sens de A. LEYMERIE (1881), la série évaporitique est donc implicitement rapportée, à la suite des travaux de J. VILLATTE (1962) au Dano-Montien.

Dans l'état actuel, aucune datation fondée sur des éléments précis ne peut être formulée. Une attribution au Paléocène sera pourtant proposée compte-tenu des plus grandes similitudes qui existent entre cette série et les calcaires lithographiques plutôt qu'avec les Marnes d'Auzas.

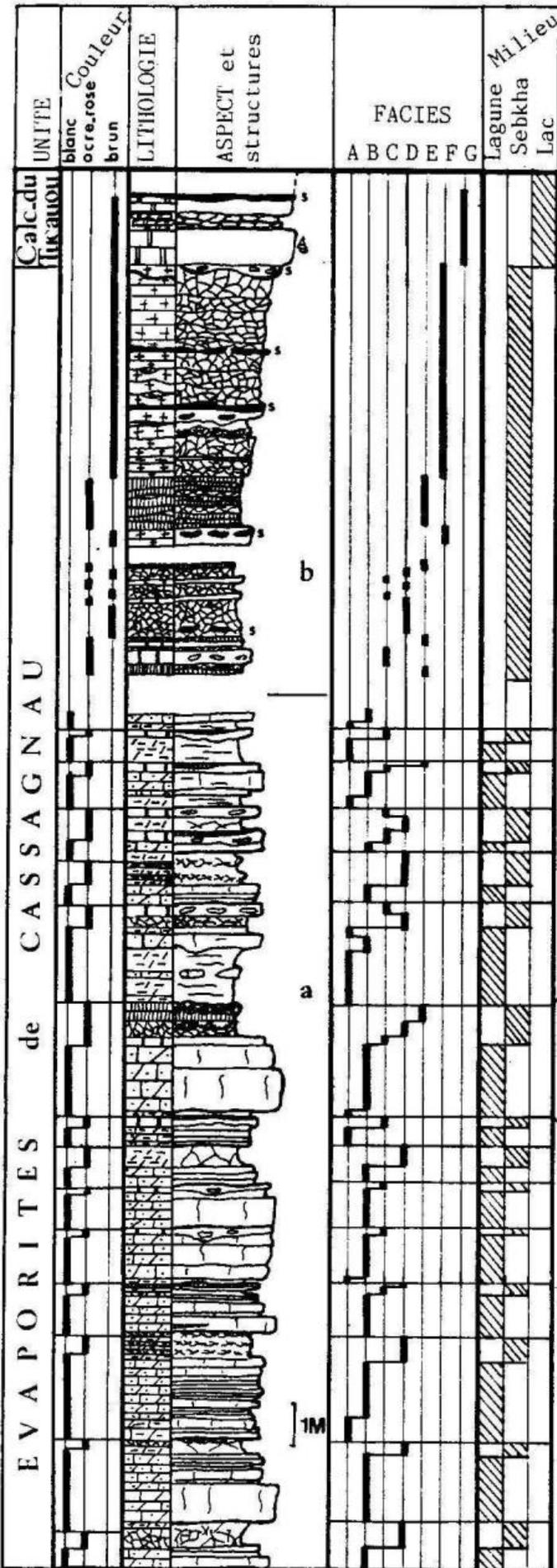
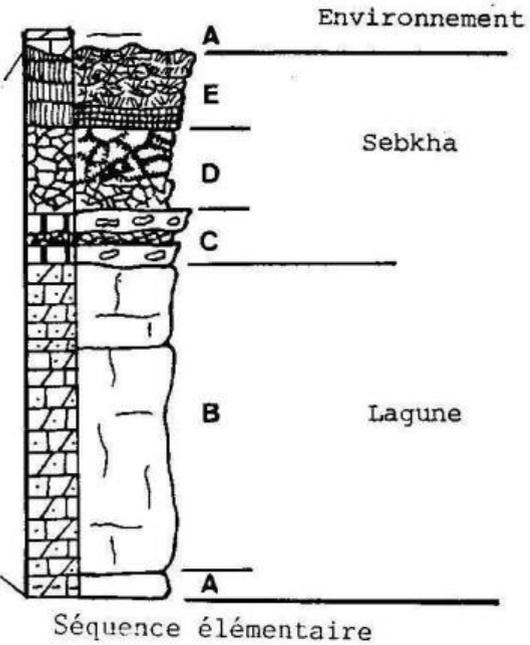


FIG. 48. - Les Evaporites de Cassagnau dans leur localité type.

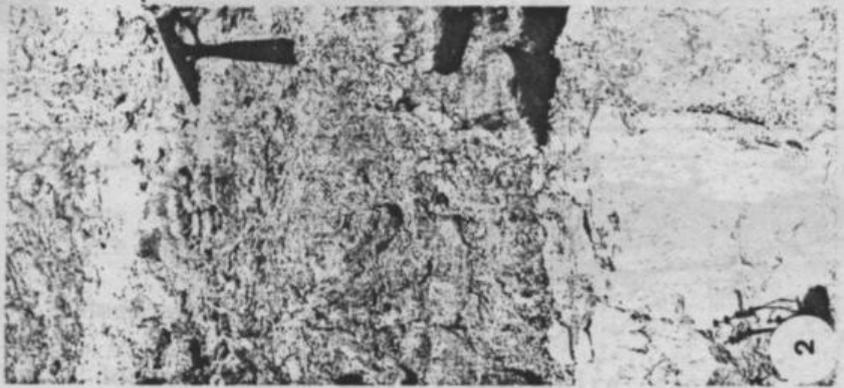
LEGENDE PLANCHE 7 :

- 1 - Vue d'ensemble de la série de Cassagnau a) ensemble inférieur; b) ensemble supérieur.
- 2 - Séquence élémentaire.
- 3 - Détail des faciès E_E : niveaux lités et nodules fibroradiés.
- 4 - Niveau de calcite spathique E_C surmonté d'un lit de calcite lamellaire.
- 5 - Niveau de calcite lamellaire E_E présentant des structures en coupelles.



- Faciès E :
- E_G : micrites à Gastéropodes;
 - E_F : calcaires finement recristallisés;
 - E_E : calcite lamellaire;
 - E_D : cargneules;
 - E_C : calcite spathique;
 - E_B : calcaires pelletoidaux;
 - E_A : calcaires marneux.

a b



FAGIES

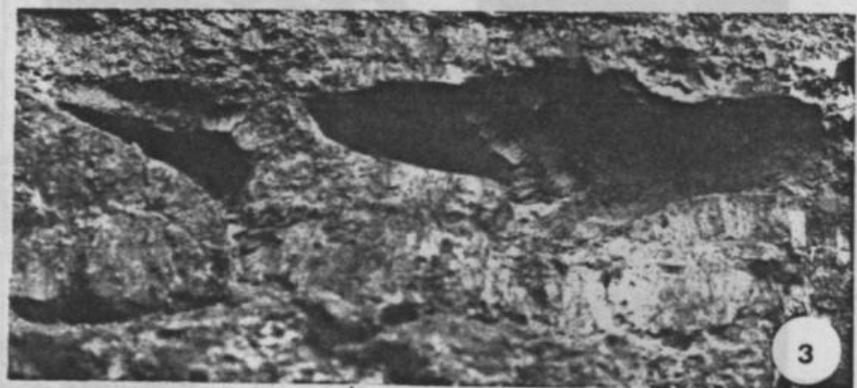
A E D C B



ils présentent, ici, des structures contournées



EC



SEQUENCE ELEMENTAIRE



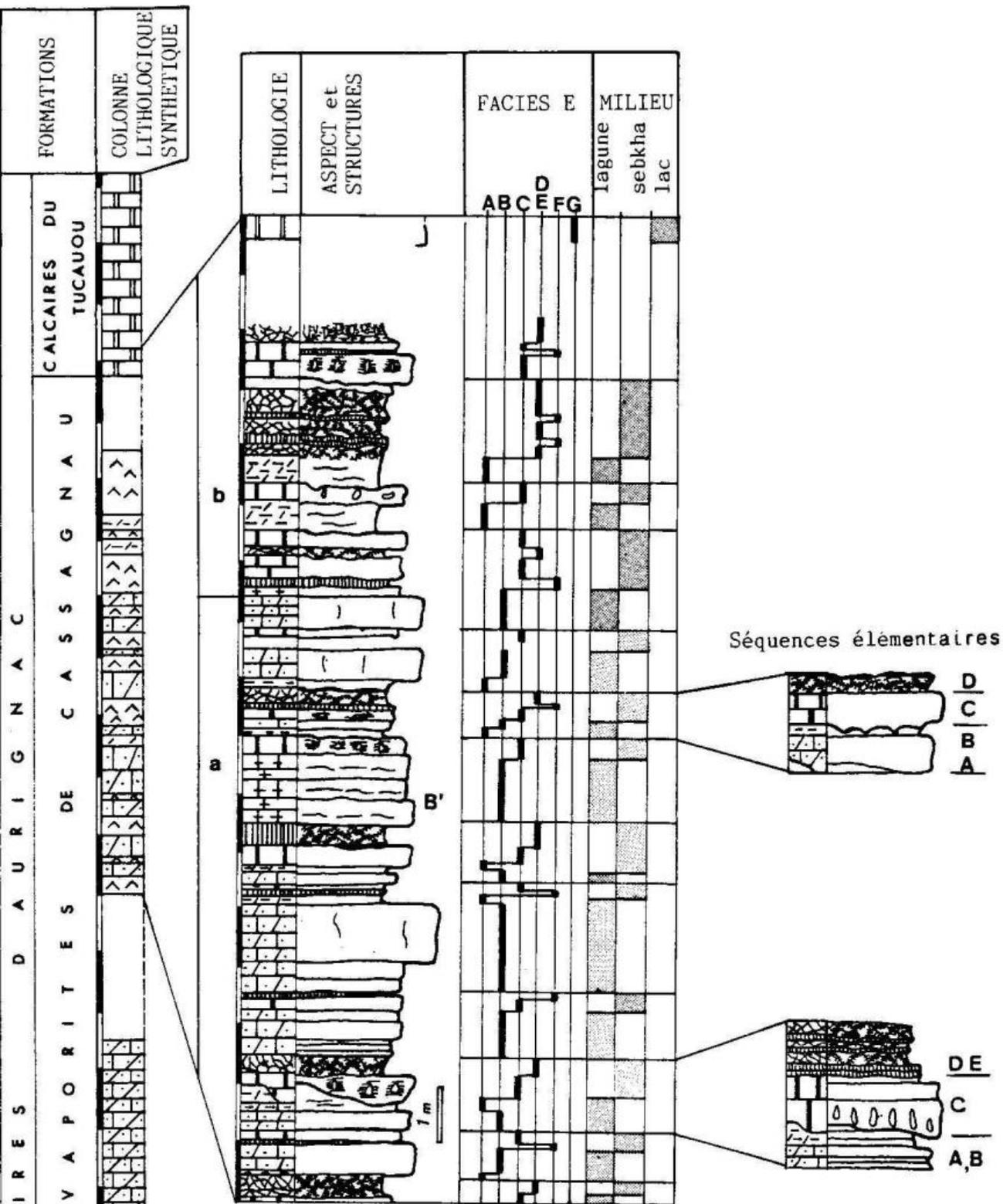
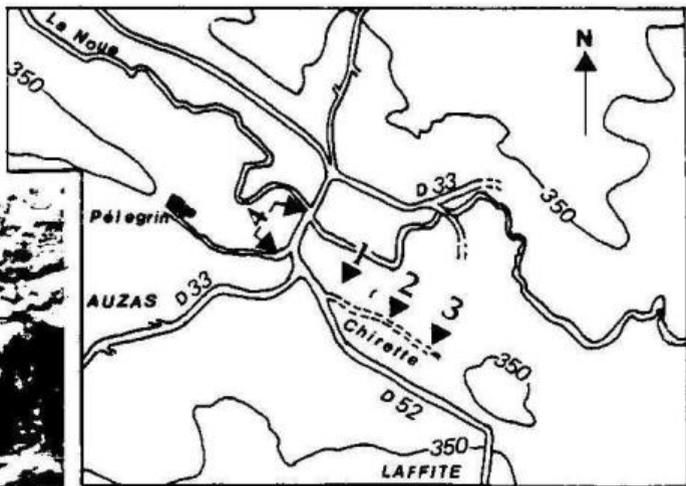


FIG. 49.- Coupe des Evaporités de Cassagnau à Peyrecave.

LEGENDE PLANCHE 8 :

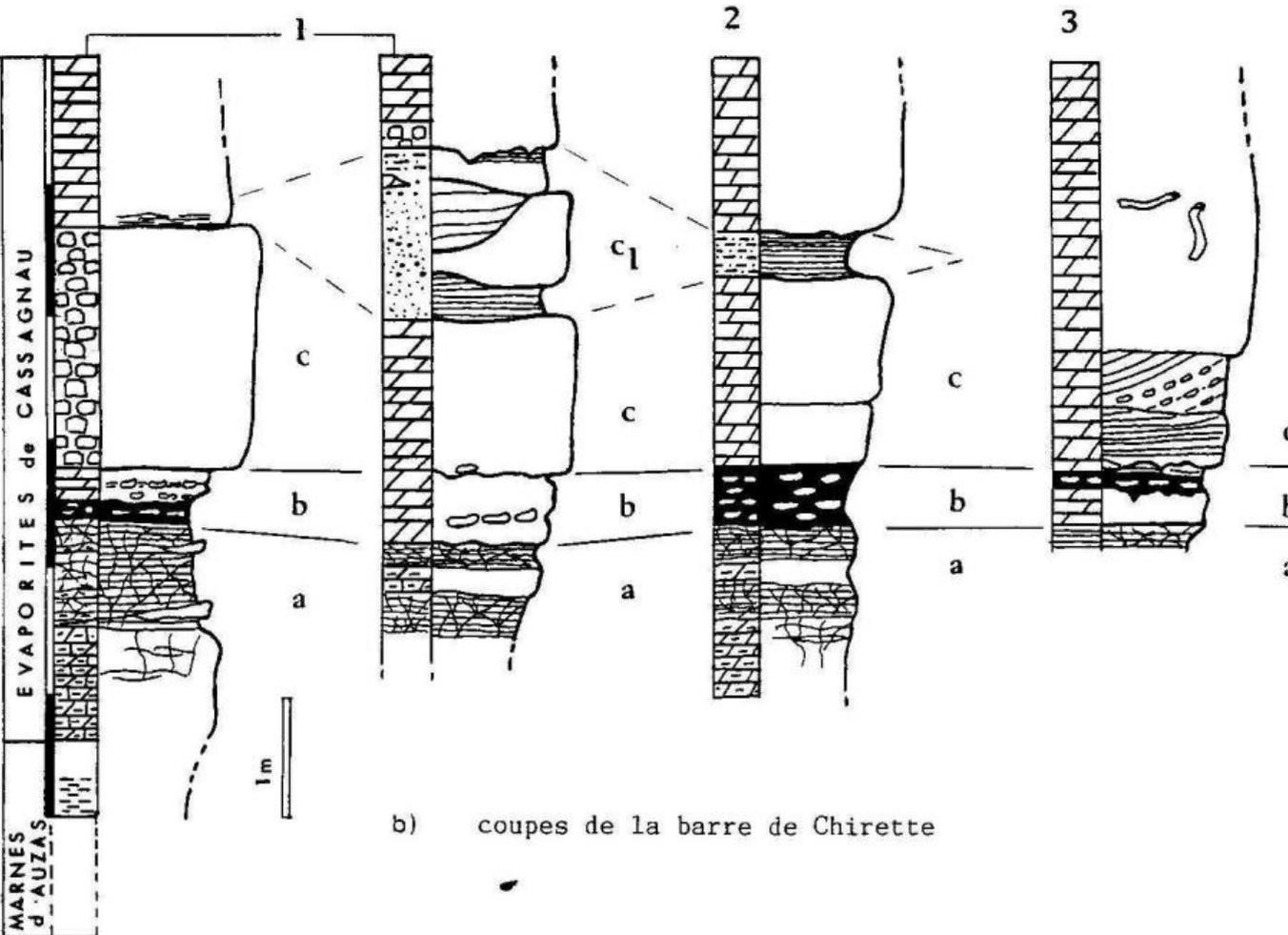
- 1 - partie médiane de la série; noter l'aspect discontinu du banc de calcite spathique, faciès E_C .
- 2 - séquence élémentaire.
- 3 - 4 - détails des niveaux de calcite lamellaire, faciès E_E ; ils présentent, ici, des structures contournées.

FIG. 50

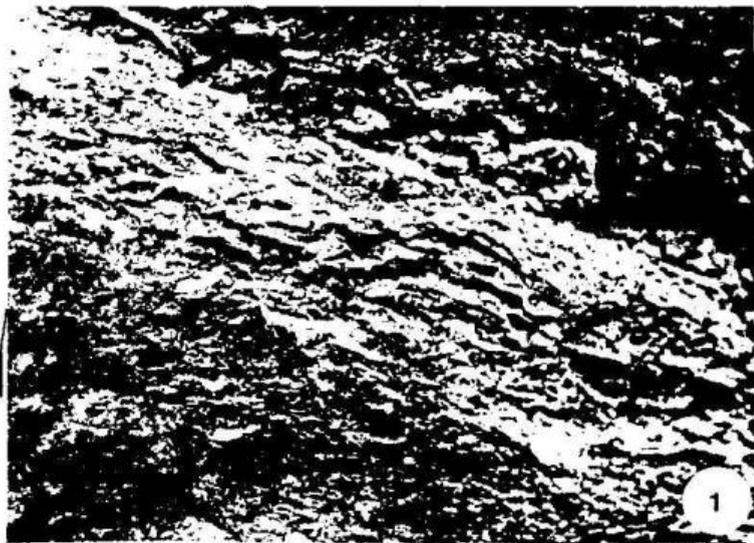
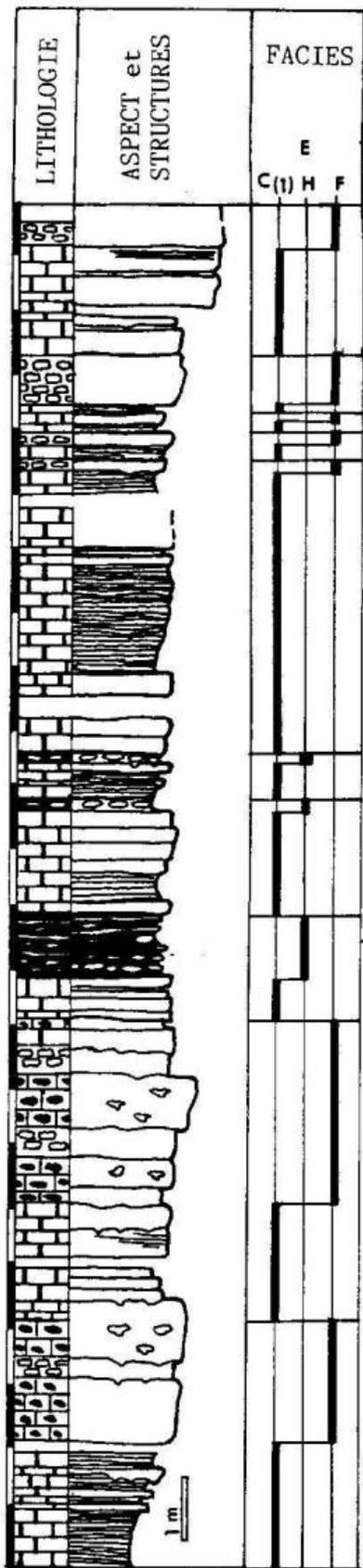


a) Localisation des coupes levées dans les Evaporites de Cassagnau à Auzas. 1 à 3, barre de Chirette; 4, série de Pélegrin.

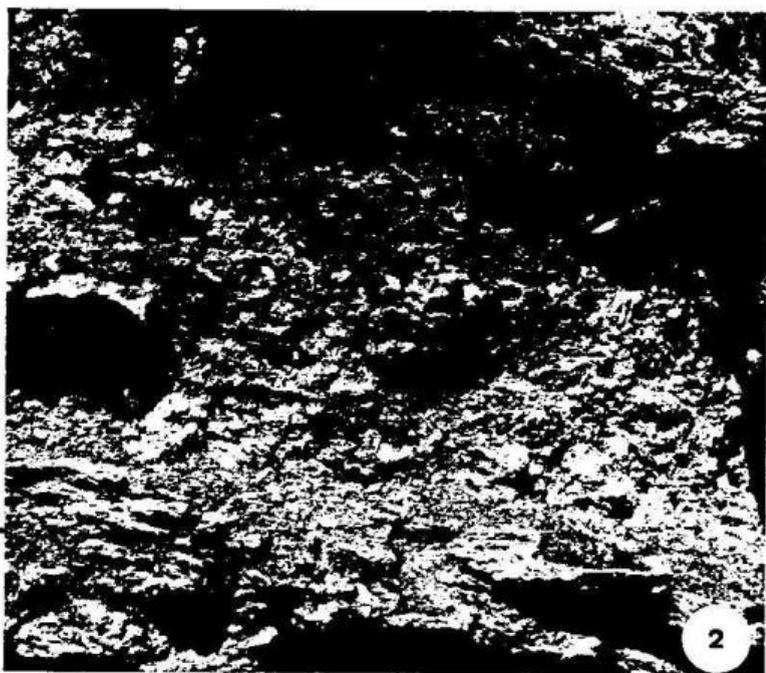
1 - détail des niveaux chenalisés (cf. Cl barre de Chirette).



b) coupes de la barre de Chirette



EC₁



EH

FIG.51 - Coupe dans la série de Pélegrin



E_{F1} calcaires finement recristallisés et pseudobrêches de dissolution.



E_H argiles à nodules \diamond vides de dissolution diagenétiques(2)



EC calcite spathique  lamines horizontales onduleuses (1)

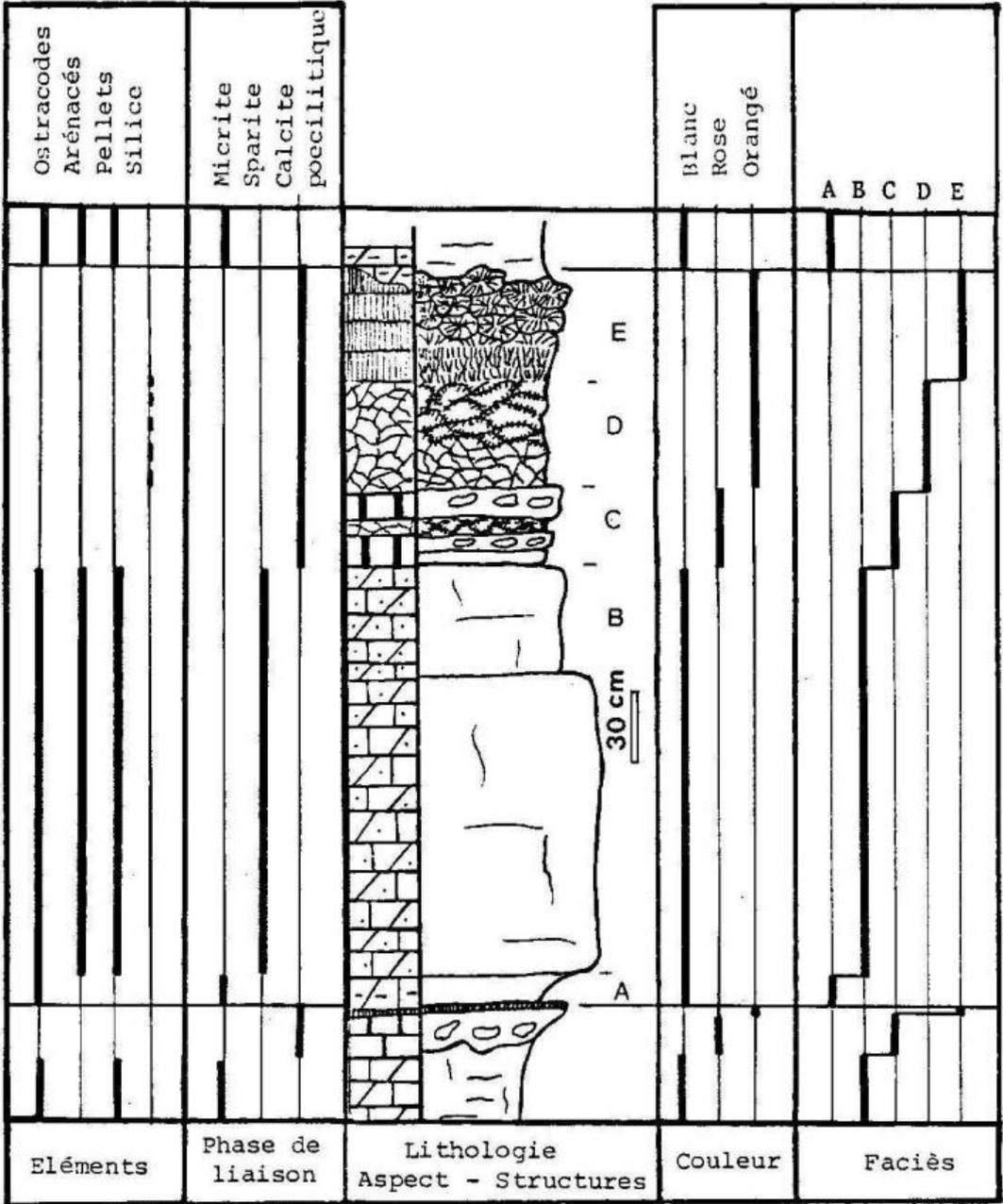


FIG. 52. Séquence élémentaire de type Cassagnau.

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT

3.1. - Pétrographie et Cathodoluminescence de la séquence élémentaire de type Cassagnau (Ant. d'Aurignac).

3.1.1. - Pétrographie

. LA SEQUENCE ELEMENTAIRE : la plus complète comprend de la base vers le sommet les faciès suivants [fig. 52].

E A. Calcaires marneux blancs (15 cm) : (dolomicrites marneuses à microrecristallisations [1, pl. 9], et/ou marnes blanches à Ostracodes, pelletoides et rares Foraminifères benthiques arénacés. Elles renferment ponctuellement des quartz bipyramidés et des pseudomorphoses de cristaux lenticulaires de gypse en calcite.

Energie : faible, Mudstone à Wackstone.

E B. Calcaires pelletoidaux blancs (140 cm) organisés en bancs centimétriques à décimétriques.

Microfaciès : Pel(dolo)micrites à (dolo)microsparites à rares Foraminifères arénacés et Ostracodes [2 à 5 pl. 9]. Les éléments figurés sont presque exclusivement représentés par des pelletoides dont la taille, variable à la base, diminue et s'homogénéise au sommet du faciès. Elles renferment de rares cristaux de gypse épigénisés en Calcite. Les associations microfaunistiques peuvent être localement très riches en individus (Ostracodes, Gastéropodes, Miliolles [pl. 10].

Les pores correspondent, à la base, aux espaces inter et intra-granulaires ; au sommet ils deviennent plus irréguliers, et des vacuoles de dissolution apparaissent.

Le ciment microsparitique bordant les éléments atteste d'une phase de dissolution par élargissement du réseau poreux préexistant ; la recristallisation s'effectue sous forme de sparite.

Energie : faible à modérée (Mudstone à Packstone).

E C. Calcite spathique rose, vacuolaire (30 cm) ; en bancs massifs, elle peut présenter un aspect discontinu avec terminaisons en coins. La surface basale est nette, souvent irrégulière et peut inclure des résidus du faciès B ; la surface supérieure est fréquemment mamelonnée.

Microfaciès :

- à la base : Ostracodite cimentée par une calcite poecilitique englobant les éléments, mosaïque de type 'cross-cutting' définie par N.E. PINGITORE (1976) [2 pl. 11].

- en position médiane : calcite en grandes plages équantes, pouvant s'interpénétrer (mosaïque en puzzle). Elle renferme de rares fantômes de pelletoides et d'Ostracodes, et des résidus opaques [1.2 fig. 53] [1.3 pl. 11].

- au sommet : mosaïque en puzzle, des cristaux à agencement lamellaire [5. fig. 53] ou fibroradié [3.4 fig. 53] s'individualisent au sommet du faciès [4.5.6. pl. 11]

FIG. 53. Différents types d'organisation cristalline de la calcite poecilitique. Faciès E_C.

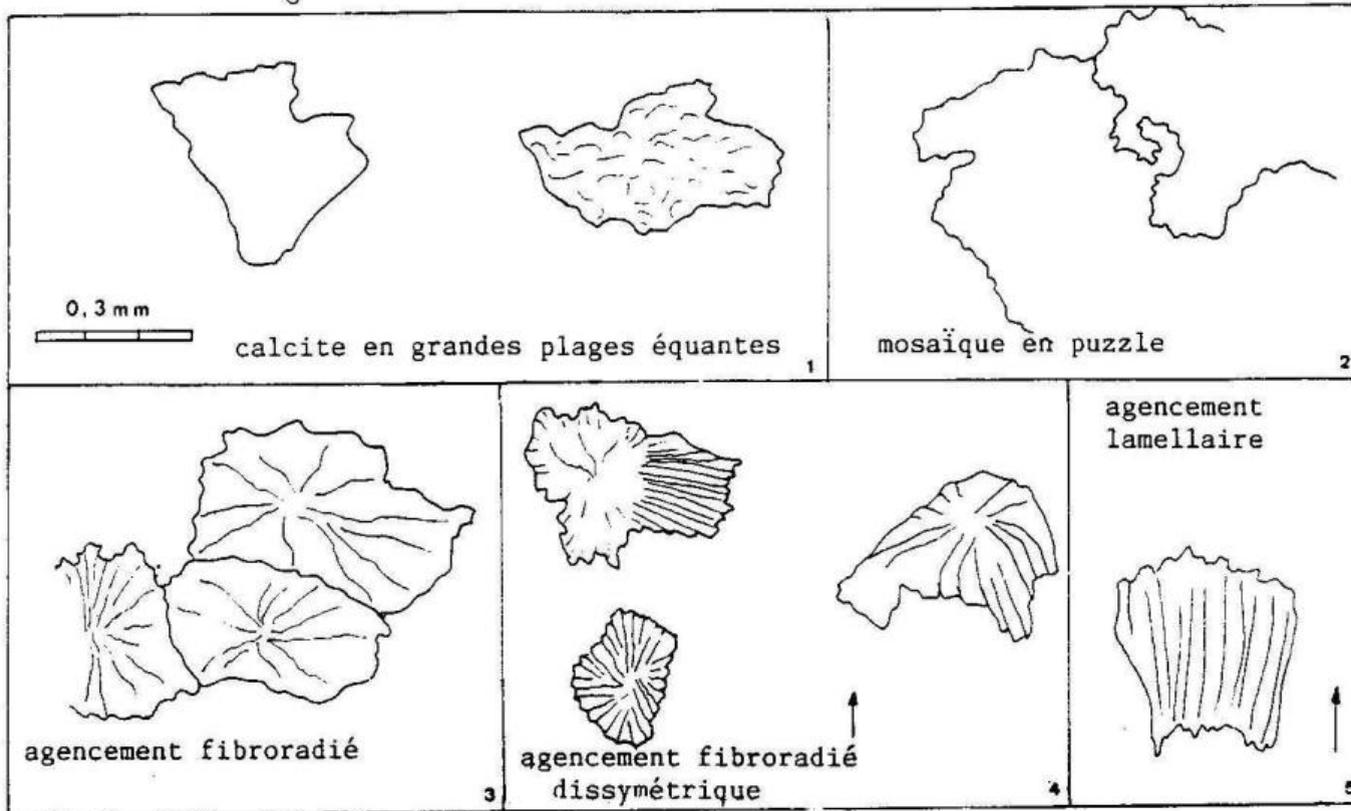
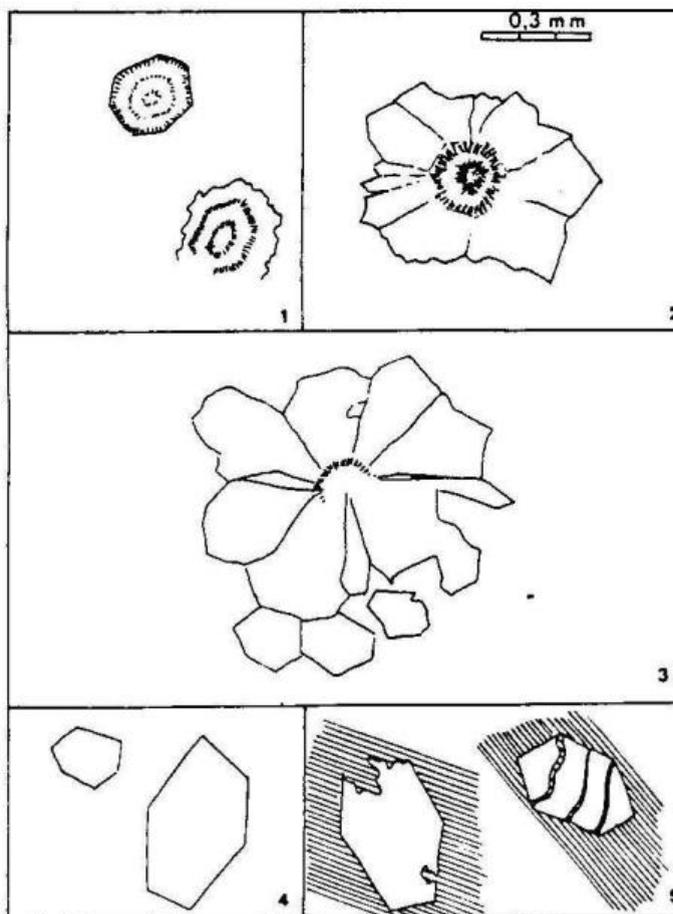


FIG. 54. Différentes formes cristallines de la silice authigène :

- 1 : Sphérolites de quartzine;
- 2 : Sphérolite de quartzine engendrant, à sa périphérie, des méga-quartz pétaloïdes.
- 3 : (2) engendrant à leur périphérie des quartz bipyramidés.
- 4 et 5 : Sections de quartz bipyramidés; corrodés et fissurés (5) .



E D. Cargneule indurée ou pulvérulente (35 cm), de teinte ocre-orangée massive ou diffuse au sein des marnes blanches. La transition avec le faciès sous-jacent se fait de manière progressive par l'intermédiaire d'un niveau de calcite poecilitique très vacuolaire.

Microfaciès : Calcite poecilitique englobant des plages de silice authigène [Pl. 12]. Les silicifications sont de différents types avec :

- . rares plages lenticulaires ;
- . quartz à extinction fibreuse ou ondulante [1 fig. 54] ;
- . sphérolites de quartzine engendrant à leur périphérie des mégaquartz à allongement positif à extinction fibreuse ou ondulante, puis parfois des quartz bipyramidés [2.3 fig. 54].
- . quartz bipyramidés isolés pouvant présenter des auréoles d'inclusions [4 fig. 54]
- . quartz xénomorphes.

Les deux derniers types présentent fréquemment des inclusions très biréfringentes, ils sont souvent corrodés, puis fissurés. Le ciment calcitique comble les fissures et les golfes de corrosion.

E E. Calcite lamellaire en phénocristaux (40 cm). Les cristaux peuvent atteindre 5 cm de longueur et sont implantés perpendiculairement au litage. Ils déterminent à la base des lits onduleux, au sommet des nodules fibroradiés coalescents. Ponctuellement, les lits peuvent présenter des structures contournées ou en coupelles dont certaines évoquent celles développées dans les tapis algaires supratidaux affectés par la dessiccation, biscuit algair [cf. pl. 7 et pl. 8].

Microfaciès [pl. 13] les phénocristaux de calcite présentent des laminations internes, et des inclusions très biréfringentes, (à extinction différente des fibres), résidu de la phase cristalline préexistante.

. LA SEQUENCE VIRTUELLE, se compléterait des deux faciès suivants

E F. Calcaire sombre microcristallin, vacuolaire ou cargneulisé, auquel sont souvent associés des niveaux silicifiés. Ceux-ci se présentent sous forme de nodules ou d'éléments brêchoïdes de couleur gris sombre à noire, isolés ou bien formant des croûtes silicifiées orientées parallèlement à la stratification.

Microfaciès : Calcite poecilitique en plages engrenées et rares plages fibreuses ; certaines présentent des structures lamellaires et fibroradiées identiques à celles développées dans le faciès E.

La silice cristallise sous forme de quartz microcristallins en puzzle à limites cristallines floues ; ils sont souvent bréchifiés et cimentés par une calcite poecilitique [4. pl. 13]. La calcédoine est très ponctuelle et représente le résidu d'une première phase de silicification.

Les plages de quartz sont encore parfois corrodées et cernées d'un liseré opaque.

E G. Micrites sombres à Gastéropodes et Charophytes : en bancs massifs, d'aspect pseudoconglomératique ou ruiniforme.

PLANCHE 9 : MICROFACIES DES FACIES LITHOLOGIQUES E_A et E_B ,
Calcaires marneux et calcaires pelletoidaux.

- 1 - Dolomicrites (Faciès E_A).
- 2 à 5 - Biopeldolomicrites à microsparites (faciès E_B).
 - 2. base du premier banc.
 - 3. détail de la photo précédente montrant une section d'Ostracode (O).
 - 4. sommet du premier banc.
Noter la granulométrie décroissante.
 - 5. base du second banc.

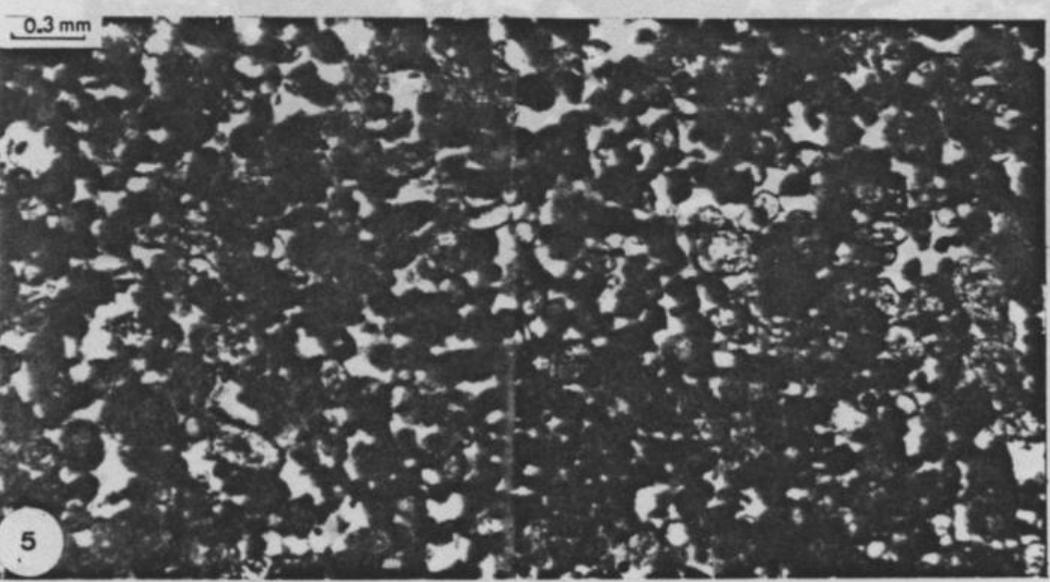
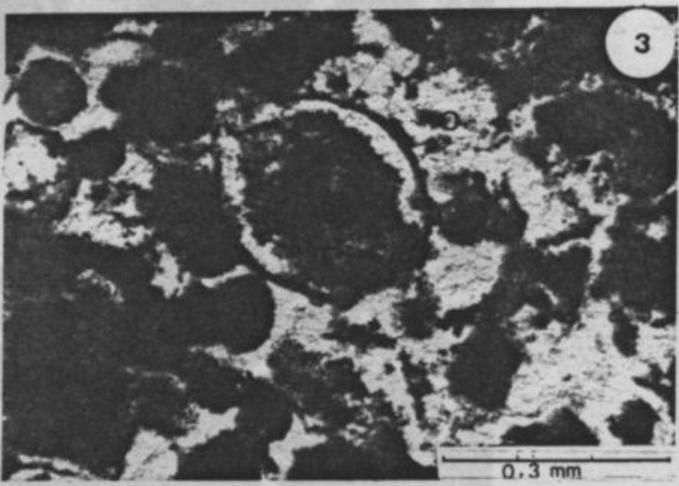
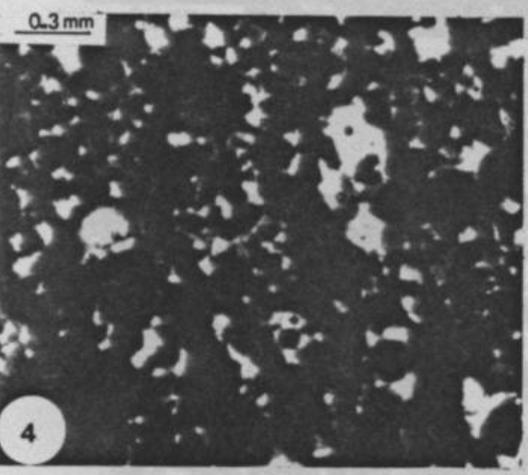
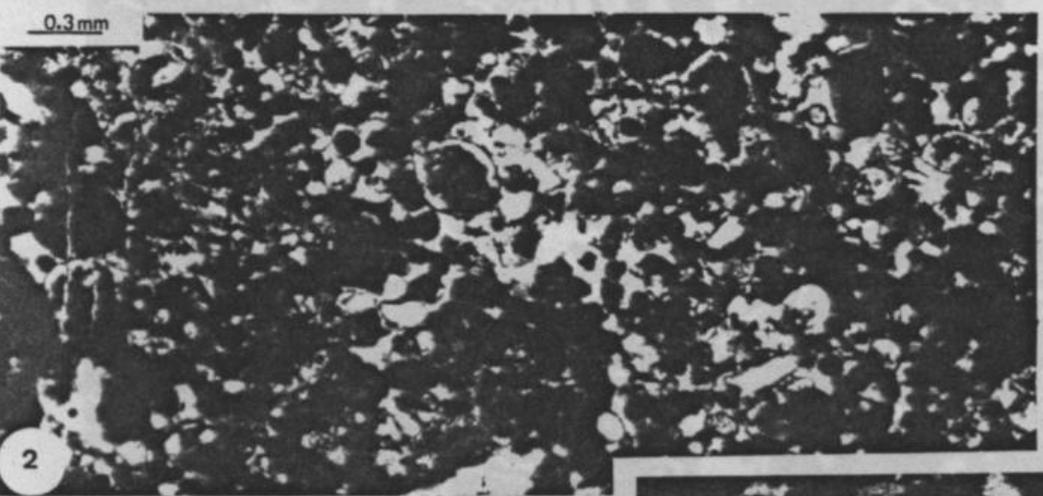
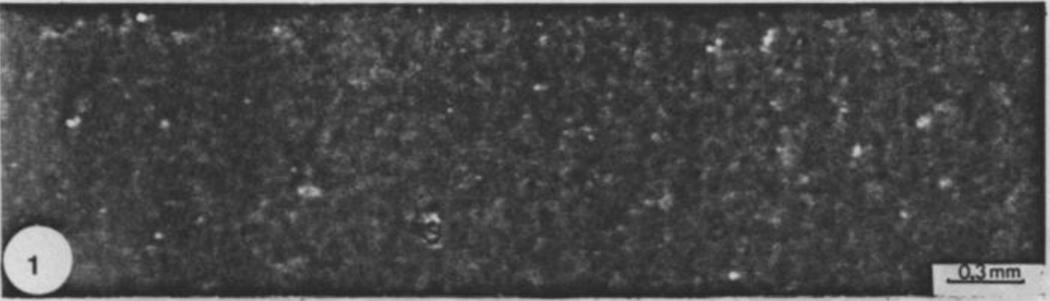


PLANCHE 10 : MICROFACIES DES FACIES LITHOLOGIQUES E_B;

Calcaires pelletoidaux.

- 1 - 'Pel'dolomicrosparites . La présence de pseudo-oolithes micritiques est démontrée par les figures de décollement des cortex dans la direction de compaction (a) . une autre direction de compaction (b) est marquée par la stylolitisation.
- 2 - Bio'pel'sparite à abondantes sections de Gastéropodes (G).

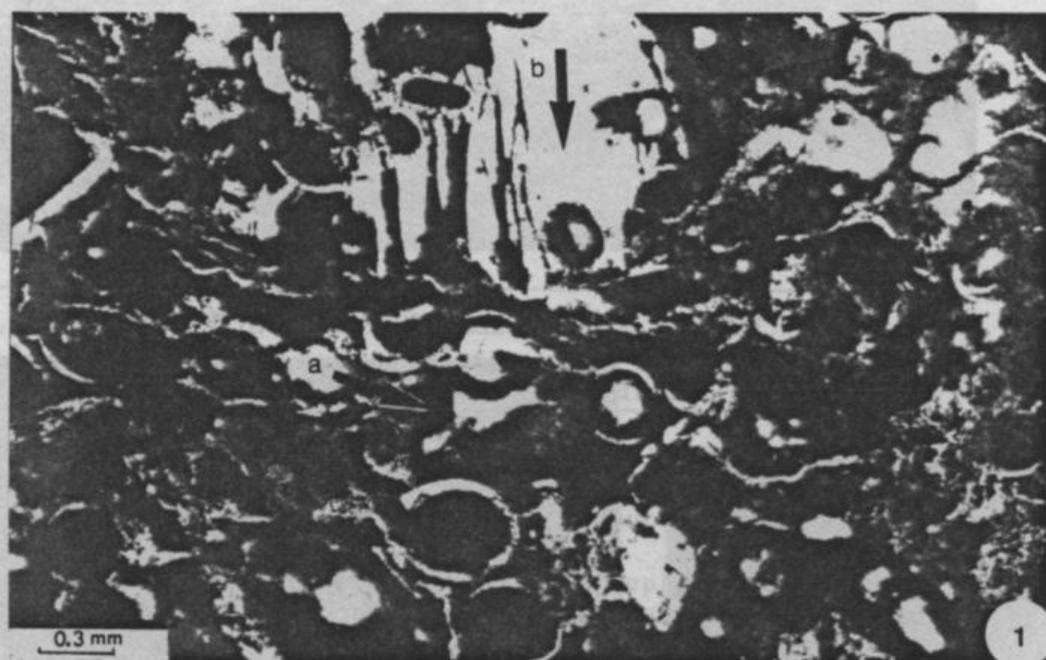


PLANCHE 11 : MICROFACIES DES FACIES LITHOLOGIQUES E_C,
Calcite spathique.

- 1 à 6 - Les différents types d'organisation de la calcite poecilitique (cf. fig. 53):
- 1. calcite poecilitique en larges plages engrenées. mosaïque en puzzle.
 - 2. calcite poecilitique en larges plages engrenées englobant des résidus opaques et des fantômes d'Ostracodes. mosaïque de type 'cross-cutting'.
 - 3. agencement fibroradié.
 - 4. agencement fibroradié dissymétrique.
 - 5. agencement lamellaire.

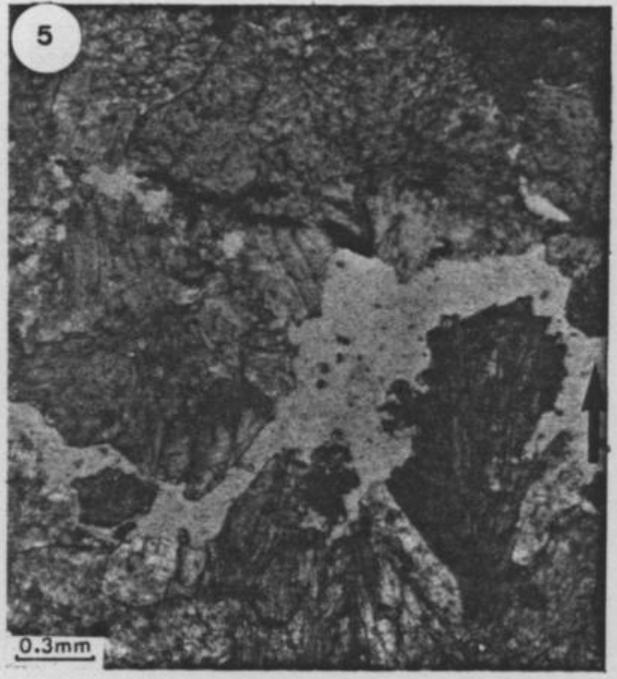
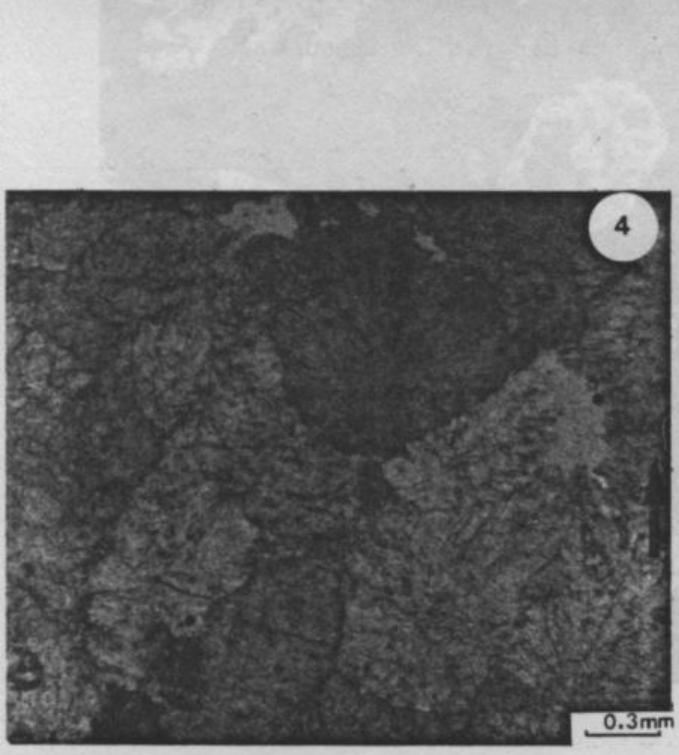
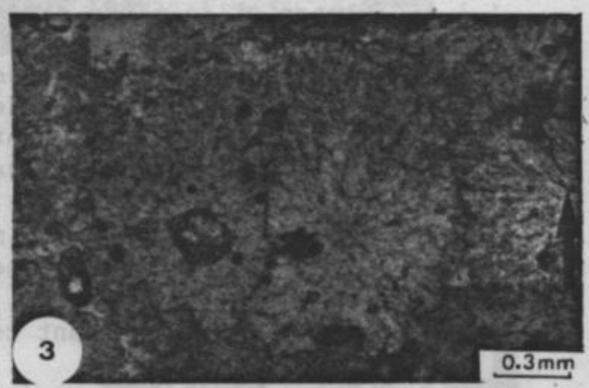
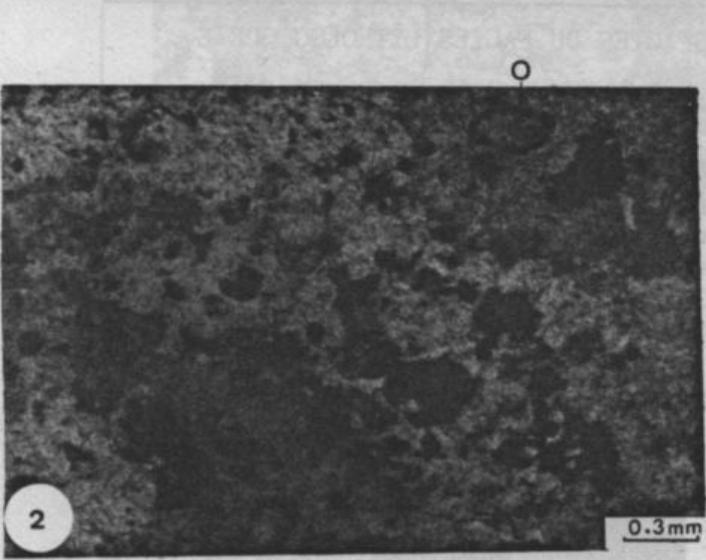
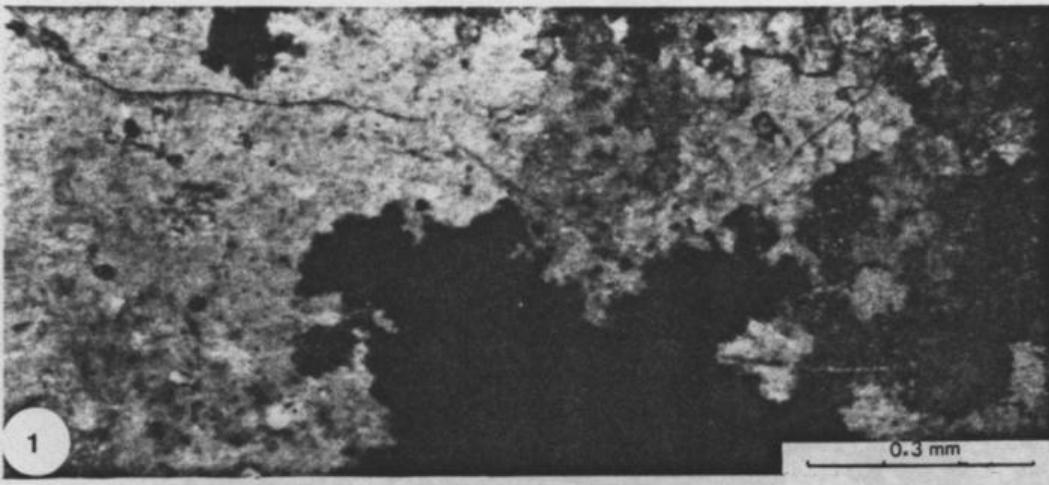


PLANCHE 12 : MICROFACIES DU FACIES LITHOLOGIQUE E_D
Cargneules.

- 1 à 4 - plages silicifiées cimentées par une calcite poecilitique (cf. fig 54)

- 1 - plages montrant depuis leur centre :

A : sphérolites de quartzine ;

B : mégaquartz pétaloïde ;

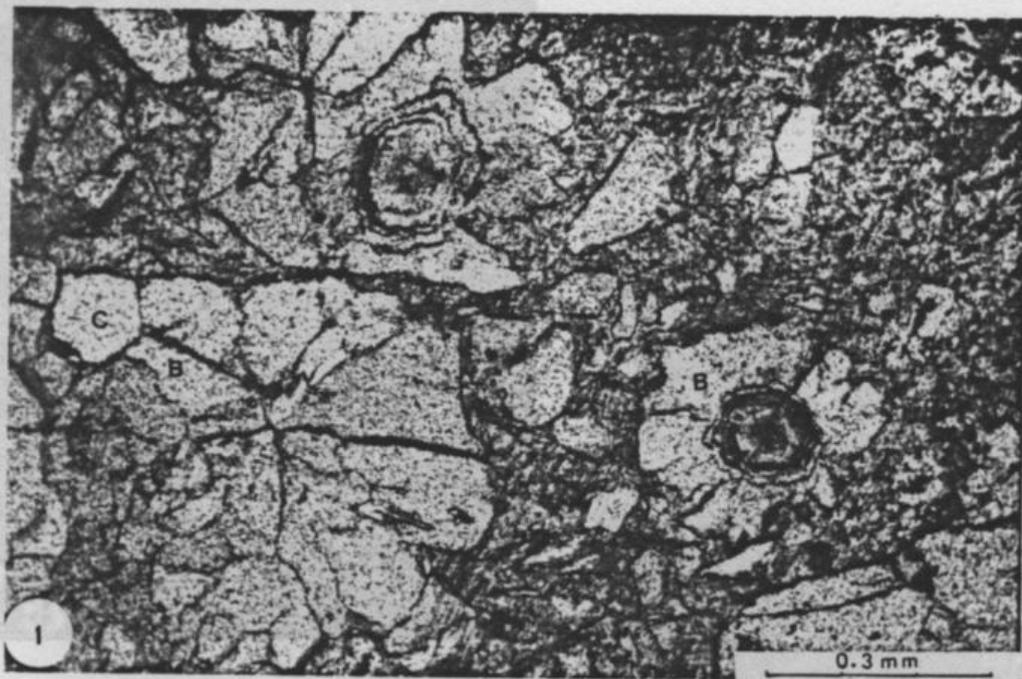
C : section de quartz bipyramidé.

- 2 - plages de quartz montrant en A une auréole d'inclusions ,
soulignant un stade de croissance ; en B des inclusions
éparses.

Ces quartz sont corrodés.

- 3 - plage de quartzine .

- 4 - section hexagonale de quartz bipyramidé fissuré.



... des lamelles de calcite présentant des lamelles
 ... aux différents stades de croissance
 ... correspondant à des stades de croissance
 ... impose une dissolution (d).

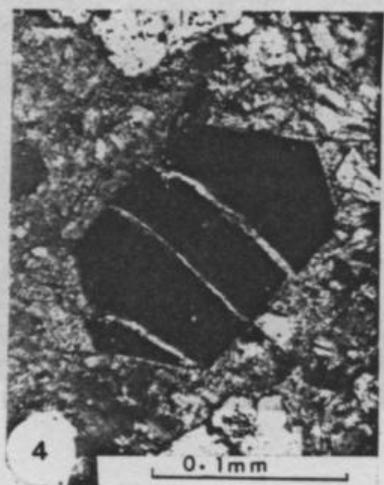
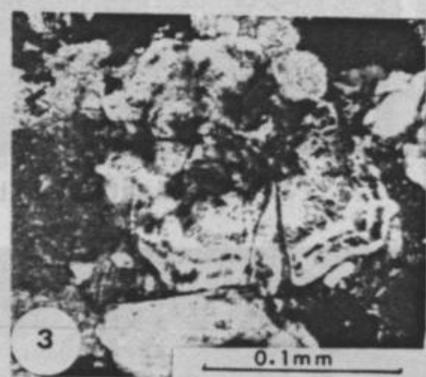
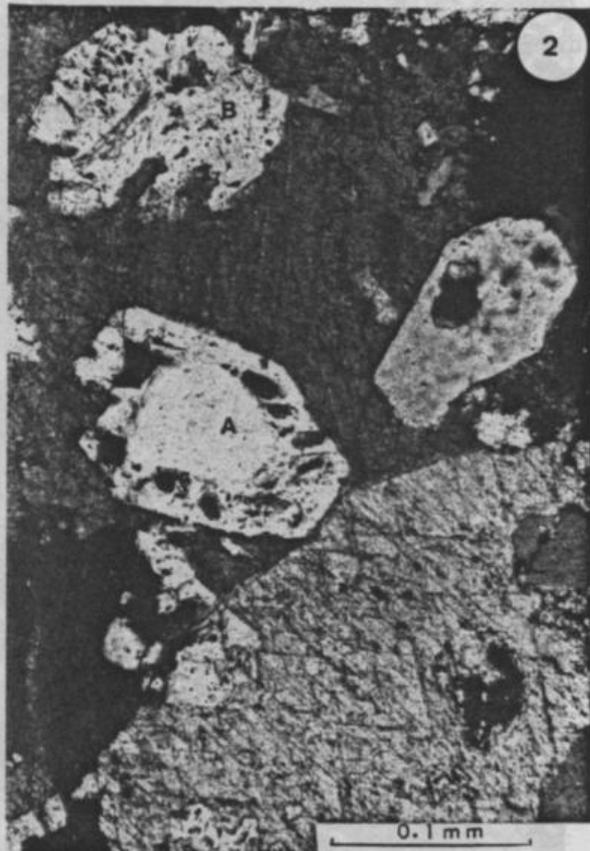
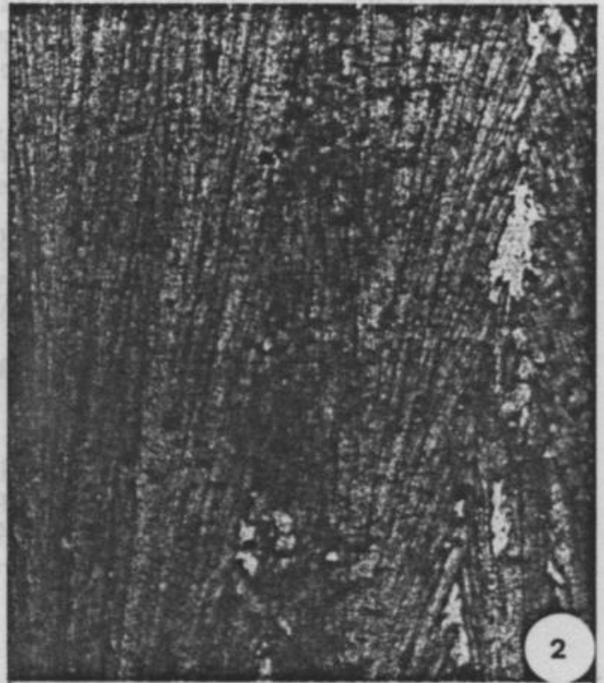
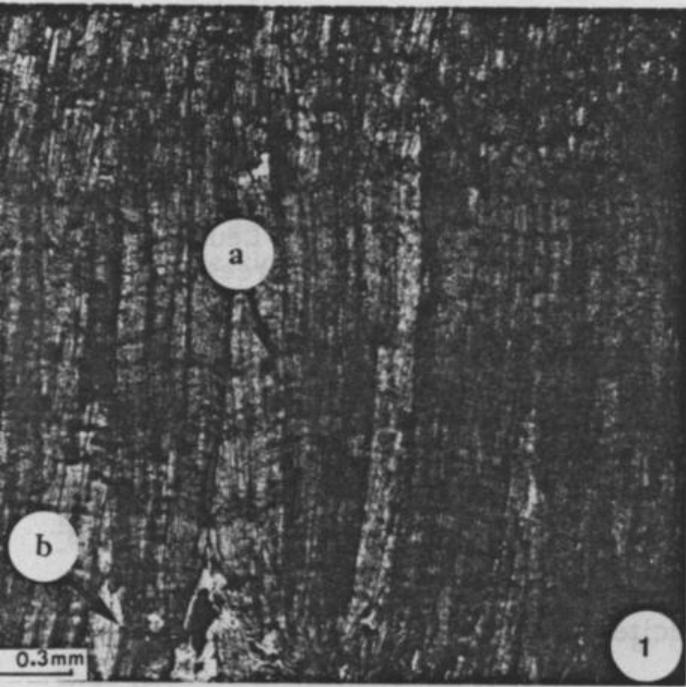


PLANCHE 13 : MICROFACIES DES FACIES LITHOLOGIQUES E_E ET E_F.

Calcite lamellaire et niveaux silicifiés associés aux calcaires finement recristallisés.

- 1 à 3 - Microfaciès du faciès lithologique E_F.
 - 1. niveaux lités. Les phénocristaux de calcite présentent des laminations internes soulignant les différents stades de croissance des fibres, (a); d'autres correspondent à des arrêts de croissance des fibres auxquels se surimpose une dissolution (b).
 - 2 et 3. nodules fibroradiés.
 - .2. partie externe des nodules.
 - .3. organisation fibroradiée de la base des fibres.
- 4 - Microfaciès des niveaux silicifiés associés aux calcaires finement recristallisés.
Microbrèche à éléments de quartz microcristallin cimentés par une calcite poecilitique.



3.1.2. - Cathodoluminescence

La cathodoluminescence (C.L.) est la luminescence émise par un solide lorsqu'on le bombarde avec un faisceau d'électrons. Elle est induite par les défauts cristallins dans les minéraux ; ces défauts sont générés en majorité par les éléments chimiques métalliques de transition et des Terres Rares. Leur répartition en trace dans la maille cristalline provoque des images colorées qui sont la résultante de l'émission photonique des ions activateurs, des ions inhibiteurs et du cristal lui-même (luminescence intrinsèque).

Dans le cas des carbonates, l'activateur principal est Mn^{2+} , l'inhibiteur principal Fe^{3+} .

Toute phase cristalline présente une couleur, une intensité et une structure qui définissent un faciès C.L., dont les variations sont un reflet des fluctuations géochimiques du milieu de cristallisation.

L'interprétation des couleurs de la calcite est basée sur le modèle proposé par P. AMIEUX (1982) [Fig. 55].

L'étude des faciès par cathodoluminescence a été réalisée dans le but de préciser la succession des phases diagénétiques ayant affecté le sédiment. Elle porte sur 20 échantillons dont 13 concernent la séquence élémentaire précédemment décrite ; les autres se rapportent aux faciès calcitisés (F) du sommet de la série.

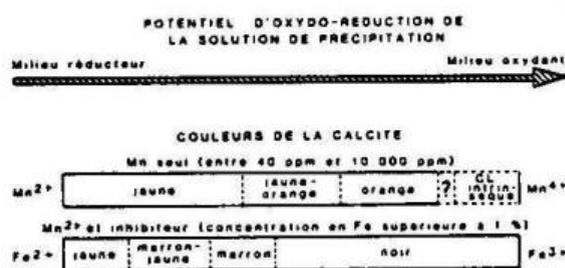


FIG.55 - Relations entre les couleurs de cathodoluminescence de la calcite et l'état physico-chimique de la solution de précipitation. D'après P. AMIEUX, 1982.

REPARTITION DES COULEURS C.L. A TRAVERS LES FACIES LITHOLOGIQUES [Fig. 56].

Lithofaciès EA/ (dolo)micrites : elles émettent une seule teinte C.L. homogène, rose/mauve (1), d'intensité faible.

Lithofaciès EB / pel(dolo)micrites : elles sont hétérogènes en C.L., et comprennent [pl. 14] :

- a- des pellesoïdes micritiques de teinte C.L. (1) ;
 - b- une matrice micritique de teinte C.L. (1) ;
 - c- une sparite (rare) de teinte C.L. bleu nuit (2), homogène et d'intensité faible. Elle présente très rarement une structure zonée avec :
 - un liseré de teinte C.L. (1) ;
 - une fin de remplissage de teinte C.L. (2).
- Elle est parfois tachetée d'inclusions micritiques de teinte C.L. (1).

Les inclusions argileuses, préférentiellement réparties au centre des pellesoïdes, induisent des teintes C.L. plus lumineuses.

Lithofaciès EC/ calcite poecilitique : elle possède une teinte C.L. (2), localement tachetée d'inclusions micritiques à couleur C.L. (1) [pl. 15]. Elle présente au moins en partie les caractéristiques d'un ciment vrai, à savoir : une zonation soulignée par des variations de couleur. Les zonations sont de deux types :

- a) un liseré de teinte C.L. orange (3) d'intensité forte ;
- une fin de cimentation de teinte C.L. (2).
- b) un liseré de teinte C.L. (3)
- un liseré sombre ;
- une fin de cimentation à C.L. (3).

Au sommet du lithofaciès, ces zones C.L. ont disparu des vacuoles, et seule une teinte C.L. (3), beaucoup plus diluée, persiste.

Lithofaciès ED/ cargneules : elles sont constituées : [5.6 pl. 16]

- d'éléments siliceux évoluant depuis des teintes C.L. bleues pâles au centre des sphérolites (quartzine) vers des teintes brun-rouges à leur pourtour (méga-quartz pétalloïdes).
- d'un ciment de calcite poecilitique à couleur C.L. (2), rarement de teinte C.L. (1).

Lithofaciès EE/ calcite lamellaire [1.2, 16] : elle a une teinte C.L. (1) homogène de très faible intensité. Les nodules fibroradiés montrent depuis leur centre, le développement progressif de teinte C.L. (2) puis C.L. (1) vers une couleur C.L. (3) à leur périphérie. De plus les fibres sont généralement soulignées par un mince liseré de teinte C.L. (3).

Lithofaciès EF/ faciès calcitisés [3.4 pl. 16] : ils ont généralement des teintes C.L. (2) incluant quelques taches diffuses à couleur C.L. (3).

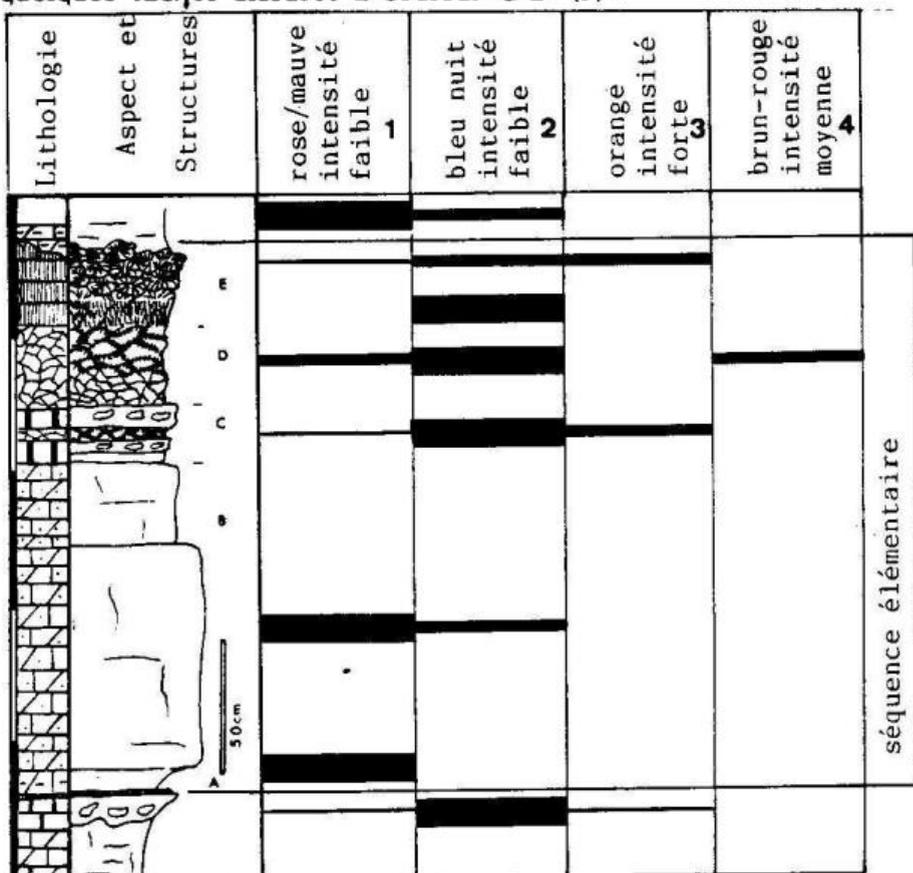


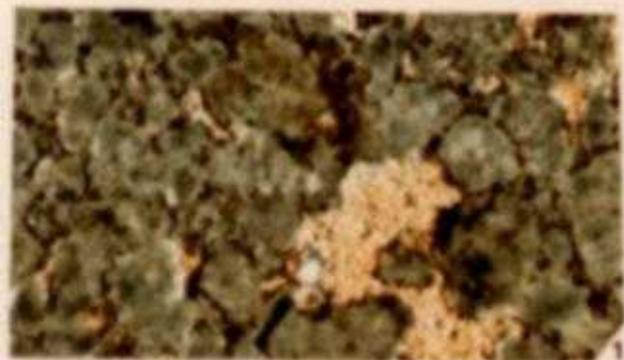
FIG. 56 - Répartition des couleurs de cathodoluminescence à travers les faciès lithologiques. l'épaisseur du trait est fonction de la proportion de chacune des couleurs au sein d'un même faciès.

PLANCHE 14 : Couleurs de cathodoluminescence des faciès lithologiques

E_A et E_B de base de séquence (peldolomicrites à microsparites)

- 1 § 2 - Les pelletoides ont une couleur C.L. (1), mauve-rose, d'intensité faible qui représente le stock originel en Mn^{2+} .
(x60). 1 : lumière naturelle; 2 : cathodoluminescence.
- 3 § 4 - La matrice micritique a une teinte C.L. (1), bleu-nuit, homogène et d'intensité faible. Elle présente localement une structure vaguement zonée (plage sparitique centrale), avec :
 - un liseré de teinte C.L. (1);
 - une fin de cimentation à C.L. (2).(x150). 3 : L.N. ; 4 : C.L.
- 5 § 6 - La sparite de teinte C.L. (2) englobe des plages micritiques et des pelletoides de teinte C.L. (1). Dans ce cas, elle résulte d'une transformation.
Rq. le centre des pelletoides, souvent plus chargé en matière organique, est localement plus lumineux.
(x150). 5 : L.N. ; 6 : C.L.

- Rq : les taches très lumineuses sont dues à des résidus d'abrasifs.



PL. 14

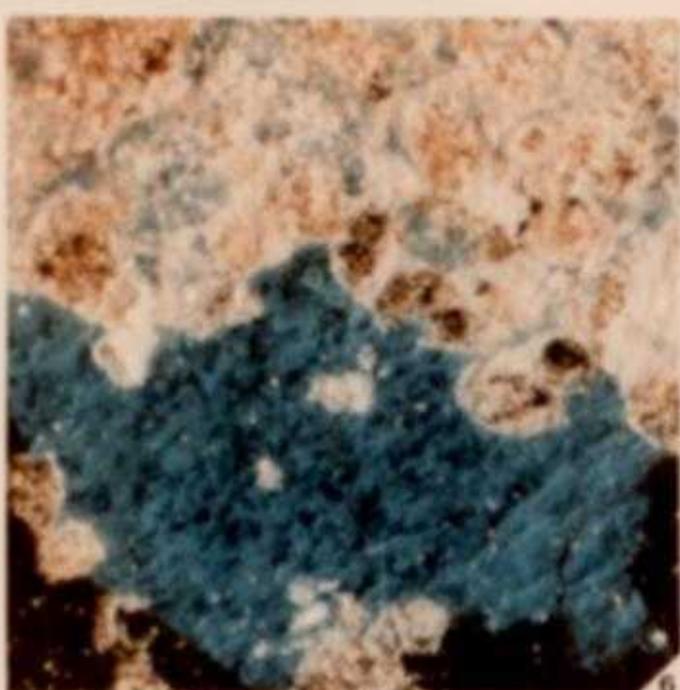
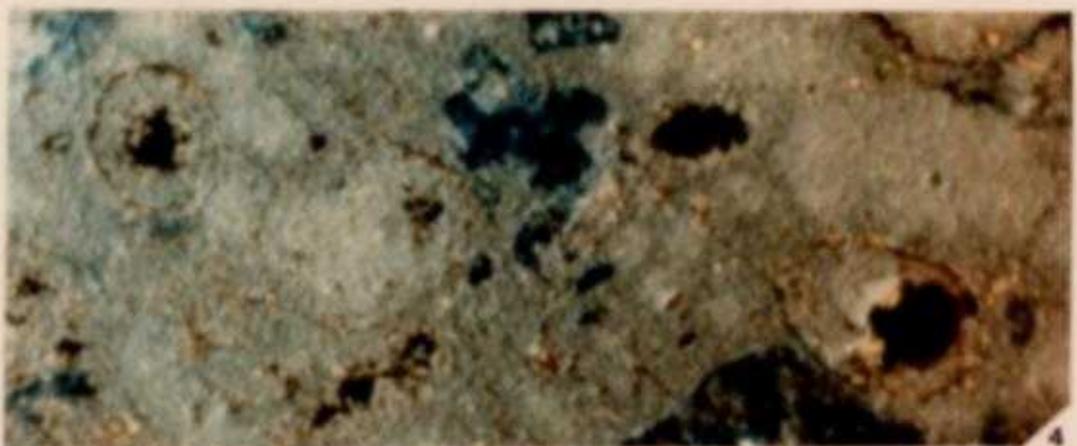


PLANCHE 15 : Couleurs de cathodoluminescence des faciès calcitisés
(faciès E_C : Calcite poecilitique)

- 1 § 2 - La sparite a une teinte C.L. (2).
 - A : résidu de teinte C.L. (1); la sparite résulte d'une transformation
 - B : zonation de type :
 - liseré à couleur C.L. (3);
 - fin de cimentation de teinte C.L. (2).

La sparite résulte d'une cimentation qui colmate le réseau poreux (la cicatrice du pore apparaît en noir).
(x60). 1 : L.P.; 2 : C.L.

- 3 § 4 / 5 § 6 - Zonations intracristallines de type :
 - zone à C.L. diffuse;
 - liseré à teinte C.L. (3);
 - liseré sombre;
 - fin de cimentation de teinte C.L. (3).

Ces zonations sont induites par les variations de la teneur en Mn^{2+} en fin de cimentation; les fortes teneurs en Mn^{2+} (couleur C.L. (3)) sont indicatrices d'un milieu confiné.
(x150). 3 et 5 : L.N.; 4 et 6 : C.L.

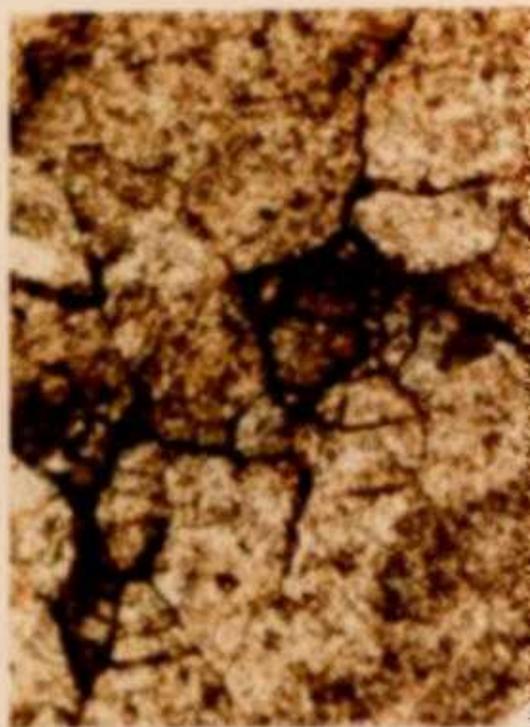
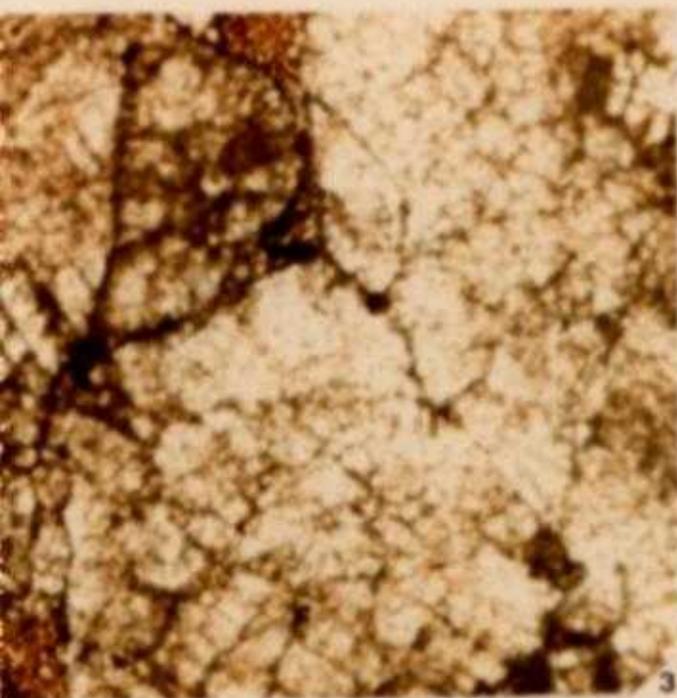
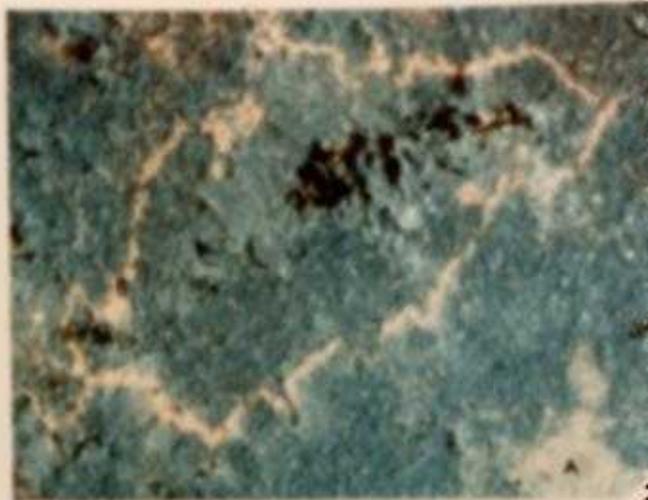
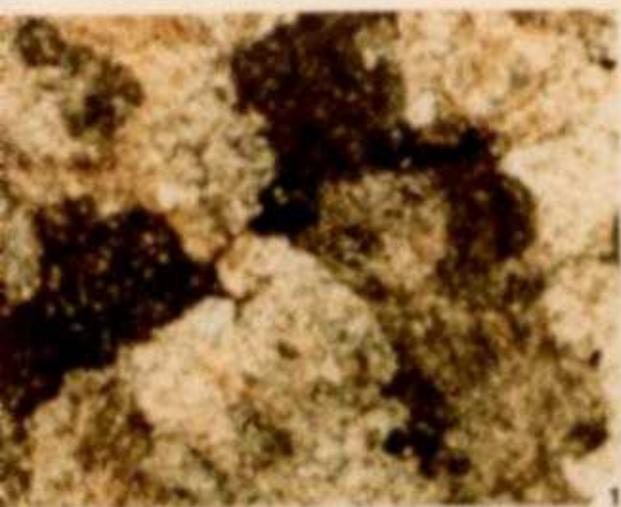


PLANCHE 16 : Couleurs de cathodoluminescence des faciès calcitisés
Faciès E_D : Cargneules;
 E_E : Calcite lamellaire;
 E_F : Calcaires finement recristallisés.

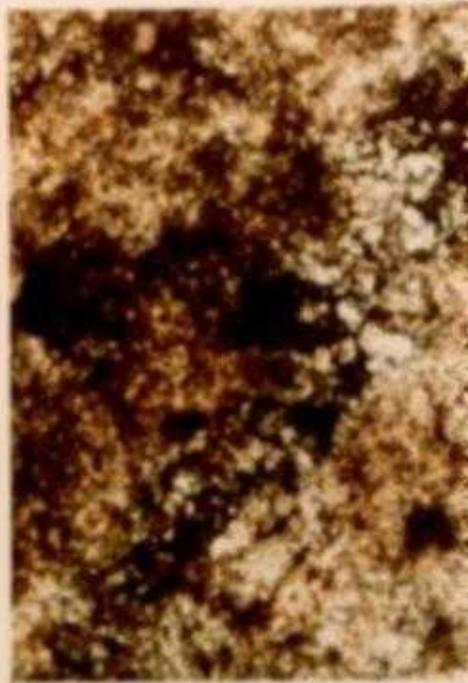
- 1 § 2 - Calcite lamellaire E_E ; détail de la partie externe des fibres d'un nodule fibroradié. Deux plages à couleur C.L. distinctes apparaissent:
A. une plage à couleur C.L. bleu nuit vers le centre du nodule;
B. une plage à couleur C.L. orange vers sa périphérie.
Les fibres sont soulignées au centre du nodule par de fins liserés de teinte C.L. (3).
(X60). 1, L.N.; 2, C.L.

- 3 § 4 - Calcaires cristallins E_F : de teinte C.L. bleu nuit prédominante, ils admettent de rares plages à couleur C.L. (3).
(X150). 3, L.N.; 4, C.L.

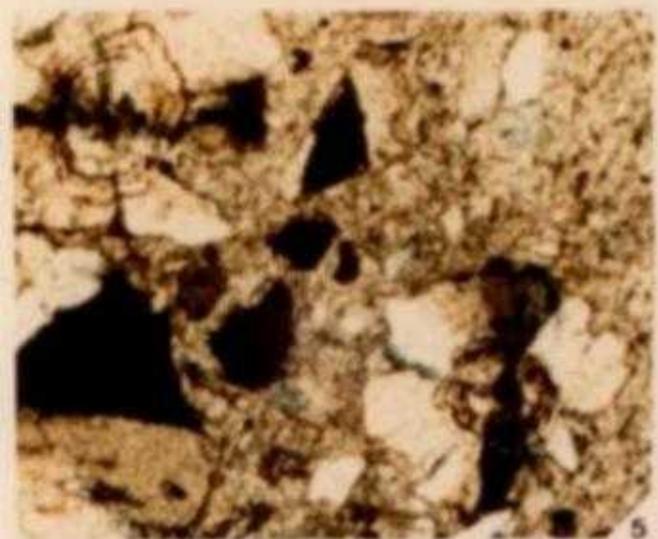
- 5 § 6 - Cargneule E_D : Silice authigène cimentée par une calcite poecilitique. En C.L. la silice présente les teintes brun-rouges caractéristiques de la silice authigène. Le centre des sphérolites apparaît néanmoins en bleu; cette couleur serait liée aux formes de silice mal cristallisées
(X60). 5, L.p.; 6, C.L.



1



2



5



6

3.1.3. - Interprétation de la séquence élémentaire de type Cassagnau

La séquence élémentaire montre la superposition suivante [cf. fig. 52].

- à la base : des faciès sédimentaires E (A et B) ;
- au sommet : des faciès calcitisés E (C, D, E et F).

FACIES SEDIMENTAIRES E (A et B)

EA : (Dolo)micrites : Elles caractérisent des milieux de faible énergie. La dolomie est ici précoce, liée à un confinement du milieu. Les couleurs C.L. (1) sont susceptibles de représenter ici le stock en Mn^{2+} plus ou moins originel des micrites.

EB : Pel(dolo)micrites :

- Les éléments figurés :

- . La faune : par sa faible diversité spécifique, sa nature (Ostracodes, Miliolidés et Foraminifères arénacés) et localement sa densité, indique un milieu confiné.
- . Les pseudomorphoses de cristaux de gypse et les quartz bipyramidés attestent de conditions de sursalure.
- . Les éléments se caractérisent surtout par l'abondance des pelletoides dont l'évolution, avec une diminution de taille et un meilleur classement, témoigne d'une augmentation de l'hydrodynamisme, elle-même liée à une diminution bathymétrique du milieu de dépôt dans une lagune sub- à intertidale.

- La phase de liaison : elle se compose :

- . d'une matrice : micrite (dolomitique ou non), indicatrice d'un milieu confiné d'énergie faible.
- . d'un ciment : sparite, très peu développée.

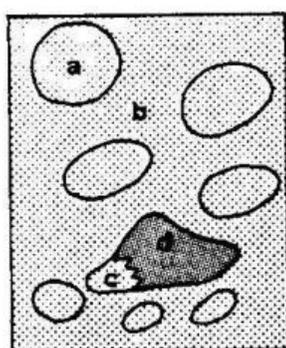
. L'identité des couleurs C.L. des pelletoides, de la matrice micritique et d'une première phase de cimentation sparitique indique qu'ils sont originaires d'un même milieu géochimique. La première phase de cimentation est alors relativement précoce. Leur couleur mauve/rose (1), représente, ici encore, le stock originel en Mn^{2+} [a, b, c, fig. 57].

. Par contre la couleur C.L. (2), bleue nuit (couleur intrinsèque) de la seconde phase de cimentation sparitique [d. fig. 57] prouve l'absence de Mn^{2+} dans ces cristaux. Elle peut être due :

- soit à l'absence de Mn^{2+} dans le milieu de cristallisation ;
- soit à sa non coprécipitation avec $CaCO_3$ pour des raisons physico-chimiques.

De toute manière il y a un changement certain de milieu géochimique au cours de la diagenèse de ce faciès.

La dolosparitisation locale de l'ensemble matrice-ciment est probablement relativement précoce, liée à des conditions supratidales dans une lagune ou une sebkha, suivant le modèle de pompage par évaporation proposé par K.J. HSU et C. SIEGENTHALER (1969). Cette hypothèse aurait le mérite d'expliquer la répartition séquentielle de ce faciès et non la dolomitisation massive de la série suivant le modèle de reflux (J.E. ADAMS et M.L. RHODES, 1960).



□ C.L. (1) : mauve/rose;

■ C.L. (2) : bleu nuit.

a) pelletoides micritiques;

b) micrite à C.L. (1). ciment ou matrice;

c) sparite de cimentation à C.L. (1);

d) sparite de cimentation à C.L. (2).

FIG. 57 - Faciès C.L. des dolomicrosparites (faciès lithologique E_B)

FACIES CALCITISES E (C, D, E, F)

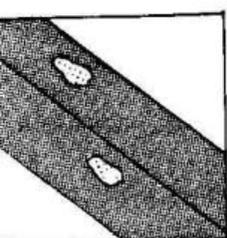
E C. Calcite sphatique : l'abondance des Ostracodes, à la base de ce faciès témoigne d'une sédimentation dans un milieu lagunaire certainement proche de celui du faciès B.

Les sparites de recristallisation : (de type cross-cutting et en plages équantes et engrenées) seraient caractéristiques d'une calcitisation en milieu phréatique d'eau douce (N.E. PINGITORE, 1976 ; N.W. LONGMAN, 1980 ; L.S. LAND, 1970). D'autre part, les organisations en rosace, lamellaire ou fibroradiée, préservées au sommet de ce faciès, évoquent à une échelle différente les structures développées dans le faciès E : elles témoignent probablement de la pseudomorphose d'anciens niveaux sulfatés.

Les teintes C.L. (2) ont la même signification que précédemment. Ici deux types de sparite sont encore présentes :

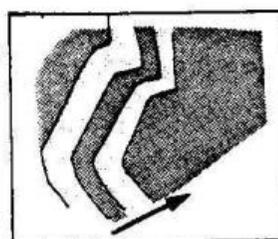
- une sparite de transformation, la plus répandue, contenant des témoins des faciès micritiques à C.L. (1) [Fig. 58a] ; l'absence de Mn²⁺ est probablement due à son lessivage au cours d'une transformation minérale (par exemple il semble que la maille de l'Anhydrite et celle du Gypse n'accepte pas l'ion Mn²⁺). On peut alors supposer que la sparite résulte d'une recristallisation de sulfates ; ces derniers ayant eux-mêmes, et au préalable, épigénisé la matrice interpellet.

- une sparite de cimentation [fig. 58b] dont l'existence est démontrée par le premier type de zonation (a), avec le développement final d'un ciment à couleur C.L. (2). Les zonations intercrystallines centrifuges (b), avec le développement d'une nouvelle couleur C.L. (3), liée à une forte concentration en Mn²⁺, témoignent d'une dernière phase de cimentation calcitique en milieu confiné. Elle pourrait cependant résulter de la remobilisation de cet élément lors de la dissolution du faciès originel de couleur C.L. (1) et de sa recristallisation préférentielle en fin de colmatage du réseau poreux. Les plages à teinte C.L. (3) plus diluées où les zonations C.L. ont disparu, témoignent d'un dernier stade de recristallisation sans déplacement majeur des éléments.



□ C.L. (1) : mauve/rose;

■ C.L. (2) : bleu nuit.



■ C.L. (2) : bleu nuit.

□ C.L. (3) : orange.

FIG. 58a - Sparite de transformation.

FIG. 58b - Sparite de cimentation à zonation intercrystalline.

E D. Cargneules : le type de minéralogie que présente la silice, associée à ces faciès, se retrouve fréquemment en milieu sulfaté.

- la quartzine est commune dans les nodules évaporitiques ;
- les mégaquartz pétaoloïdes à allongement positif et extinction onduleuse sont considérés comme un produit typique de la recristallisation d'évaporites (F. ARBEY, 1980).
- les quartz bipyramidés sont néoformés, ils sont très couramment associés à des dépôts évaporitiques, tant dans les milieux actuels que fossiles (F. ARBEY, 1980).
- les plages organisées depuis leur centre suivant une séquence du type : quartzine, mégaquartz pétaoloïde, quartz bipyramidés ; reflètent l'évolution chimique des solutions interstitielles ; elles traduiraient une baisse de la concentration de la silice en solution. De telles séquences, agencées de l'extérieur vers l'intérieur de nodules siliceux ont été décrites par K.L. MILLIKEN ; elles sont considérées comme syndrome d'évaporites silicifiées. Les golfes de corrosion affectant les quartz témoignent d'une phase de dissolution par des solutions agressives basiques ou chargées en cations catalyseurs de la dissolution, en milieu acide.

En cathodoluminescence, la silice (mégaquartz et quartz bipyramidés) possède les teintes brun-rougeâtres caractéristiques de la silice authigène. Les teintes C.L. bleues pâles développées au centre des sphérolites seraient liées aux formes de silice moins bien cristallisées.

Le ciment de calcite poecilitique est légèrement chargé en Mn^{2+} , il est alors possible qu'il remplace directement une micrite préexistante. Cette calcite cimente les éléments et comble les golfes de corrosion et les fissures.

E E⁻ : Calcite lamellaire : les formes cristallines développées par la calcite -laminations intracristallines au sein des niveaux lités soulignant des stades de dissolution et de croissance des fibres ; chevrons dans les nodules fibroradiés - sont identiques à celles décrites pour le gypse de type Sélénite. La plupart des auteurs s'accordent pour assigner à ce gypse une origine par précipitation directe à partir d'une certaine tranche d'eau à saturation. Les laminations intracristallines soulignent les stades d'arrêt de croissance et/ou de dissolution, elles témoigneraient de fluctuations de la concentration des saumures.

Les niveaux noduleux sus-jacents résulteraient, dans le cas d'un gypse de précipitation directe, d'une concentration croissante des saumures et/ou d'une diminution de l'épaisseur de la tranche d'eau, comme le montrent, en particulier N. DULAU et N. TRAUTH (1982), dans les marais salants de Giraud. En outre, l'aspect mamelonné des nodules est semblable à celui développé par le gypse dans les parties hautes de ces marais salants (N. DULAU et N. TRAUTH, 1982 ; D. GEISLER, 1982 ; G. BUSSON et al. 1982).

De toute manière la tranche d'eau lors de la formation du gypse devait être excessivement faible, puisque des figures d'émersion se développent localement [cf. pl. 7].

Une calcitisation plus tardive affecte l'ensemble de ce faciès.

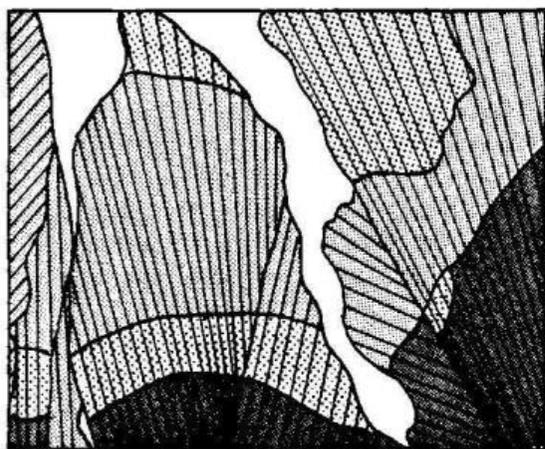
La cathodoluminescence montre que Mn^{2+} a imprégné ces nodules depuis l'extérieur vers l'intérieur [fig. 59]. Ceci est vérifié par la séquence des couleurs C.L. évoluant depuis C.L. (3) à forte teneur en Mn^{2+} vers C.L. (2) au centre par l'intermédiaire de C.L. (1). Les liserés à C.L. (3) au centre des nodules résultent de l'imprégnation préférentielle de Mn^{2+} le long des fibres.

Ce stade de calcitisation s'est donc effectué sur un matériau originel où Mn^{2+} était absent et dans un milieu géochimique où Mn^{2+} était fortement concentré, c'est à dire dans un milieu réducteur.

Une recristallisation ultérieure induit un lessivage local de Mn^{2+} dans la partie externe des fibres, donnant des teintes à C.L. (1).

Le centre des nodules ainsi que les niveaux lités ne sont que peu ou pas chargés en Mn^{2+} . Il y a donc eu :

- soit un lessivage des activateurs au cours d'un premier stade de dissolution recristallisation ;
 - soit recristallisation à partir d'un matériau initialement dépourvu de Mn^{2+} , hypothèse s'accordant avec l'existence d'un précurseur de type anhydrite gypse
- Une imprégnation ultérieure, puis un lessivage de Mn^{2+} a lieu au cours de la calcitisation ; elle implique l'existence d'au moins deux stades de dissolution recristallisation afin d'incorporer puis d'exclure Mn^{2+} du réseau cristallin.



- ▨ C.L. (1) : mauve/rose;
- C.L. (2) : bleu nuit;
- ▨ C.L. (3) : orange.

FIG.59 - Séquence : C.L. (2), C.L. (1), C.L. (3) de l'intérieur vers l'extérieur des fibres des nodules de calcite lamellaire (faciès lithologique E_F). Cette séquence met en évidence la proportion croissante en Mn^{2+} dans la partie externe des fibres.

La présence de plages à C.L. (1) dans la partie externe des fibres est due à un lessivage postérieur de Mn^{2+} .

E F : Sparites de recristallisation à silicifications : Les critères macroscopiques définis par K.H. WOLF (1972) permettent d'attribuer aux silicifications une origine diagénétique précoce ; la précipitation de la silice est ici probablement facilitée par la présence des sulfates (D.M. RUBIN et G.M. FRIEDMANN, 1982).

La calcitisation comme pour les faciès précédents est postérieure à une phase de dissolution dont résulte la corrosion des quartz. Elle témoigne encore d'une calcitisation en milieu phréatique d'eau douce.

Les couleurs de luminescence témoignent toujours de l'absence de Mn^{2+} dans les cristaux, soit par lessivage, soit par son absence du milieu de cristallisation soit par non-coprecipitation.

Le Mn^{2+} se concentre en plages diffuses ou bien le long de fissures.

. CONCLUSION A L'ETUDE DE LA SEQUENCE ELEMENTAIRE

Nous pouvons distinguer la succession de deux principaux types de faciès ; ce sont :

- des faciès sédimentaires proprement dits ; faciès E A et E B de (dolo)micrites et pel(dolo)micrites à microsparites, déposés en domaine sub- à intertidal de faible hydrodynamisme dans un milieu confiné de type lagune sursalée. Les couleurs C.L. des micrites représentent ici le stock originel en Mn^{2+} dans le milieu. D'autre part, elles mettent en évidence un changement certain dans le type de cimentation de ces faciès au cours de leur histoire diagenétique. De plus, elles permettent de supposer qu'au moins une partie de la sparite résulte de la transformation de gypse ayant lui-même épigénisé préférentiellement la matrice inter-pellet.

- des faciès calcitisés ; faciès E C, E D, E E et E F qui résultent de transformations diagenétiques interférant avec la séquence sédimentaire proprement dite. Ils préservent cependant des traces des faciès épigénisés, témoins d'une genèse en milieu de type évaporitique.

- le faciès E C : il présente des fantômes d'éléments du faciès sous-jacent à la base, des structures fibroradiées et lamellaires évoquant celles des sulfates au sommet ; des traces d'une sparitisation en milieu phréatique d'eau douce. Les couleurs C.L. ont permis de mettre en évidence 2 types de sparites : une sparite de transformation, avec des résidus de micrites ; une sparite de cimentation, qui avec des structures zonées, témoigne d'un dernier stade de cimentation en milieu confiné. Le ciment est lui-même repris par une dernière phase de recristallisation avec remobilisation de Mn^{2+} .

- le faciès E D : la minéralogie de la silice est typique d'une précipitation en milieu sulfaté. Ce faciès témoigne également d'une phase de dissolution par des solutions agressives et d'une dernière sparitisation en milieu phréatique d'eau douce.

- le faciès E E : il préserve les structures et textures des faciès sulfatés originaux ; résultant probablement d'une précipitation directe sous une très faible tranche d'eau ; La succession niveau laminé, nodule fibroradié traduirait alors une augmentation de la concentration des saumures et/ou une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau.

Ce faciès est également ultérieurement calcitisé ; l'une des phases de dissolution -recristallisation s'effectue en milieu réducteur, les activateurs sont ensuite remobilisés lors d'une dernière phase de recristallisation.

- la calcitisation : elle affecte préférentiellement les faciès originellement sulfatés ; la répétition séquentielle des faciès calcitisés n'est alors que le reflet de celle des faciès sulfatés originaux.

Elle remplace au niveau des faciès E A, E B et base de E C des critères sulfatés ayant eux-même épigénisés la matrice inter-pellet ; au niveau des faciès E C, E D, E E et E F l'ensemble des niveaux originellement sulfatés.

Une dernière phase de cimentation sparitique colmate les pores du faciès E C en milieu confiné ; un dernier stade de recristallisation affecte le faciès E E, en milieu confiné. Ces calcites sont ensuite reprises par une ultime phase de recristallisation avec remobilisation de Mn^{2+} .

Ce type de sparitisation est absent des faciès E A et E B, de base de séquence et peut être alors d'origine relativement précoce (avant le dépôt de la séquence sus-jacente).

A titre d'hypothèse, on peut évoquer une dissolution du gypse par des bactéries sulfato-réductrices qui ont un rôle considérable dans la destruction des croûtes gypseuses de ce type de milieu (N. DULAU et N. TRAUTH, 1982).

3.2. - Interprétation des faciès E dans l'Anticlinal de St. Marcet-St. Martory

3.2.1. - La barre de Chirette [fig. 60], montre des faciès de type évaporitique (argiles à nodules, cargneules, dolomies cristallines) recoupés par des niveaux lenticulaires, érosifs de haute énergie ; d'évolution positive ces derniers peuvent être interprétés comme résultant du comblement de chenaux de marée, divaguant au sein d'une plaine supratidale. En effet, ils sont relayés latéralement par des brèches monogéniques qui résultent d'une émergence/dissolution des sédiments sulfatés originels.

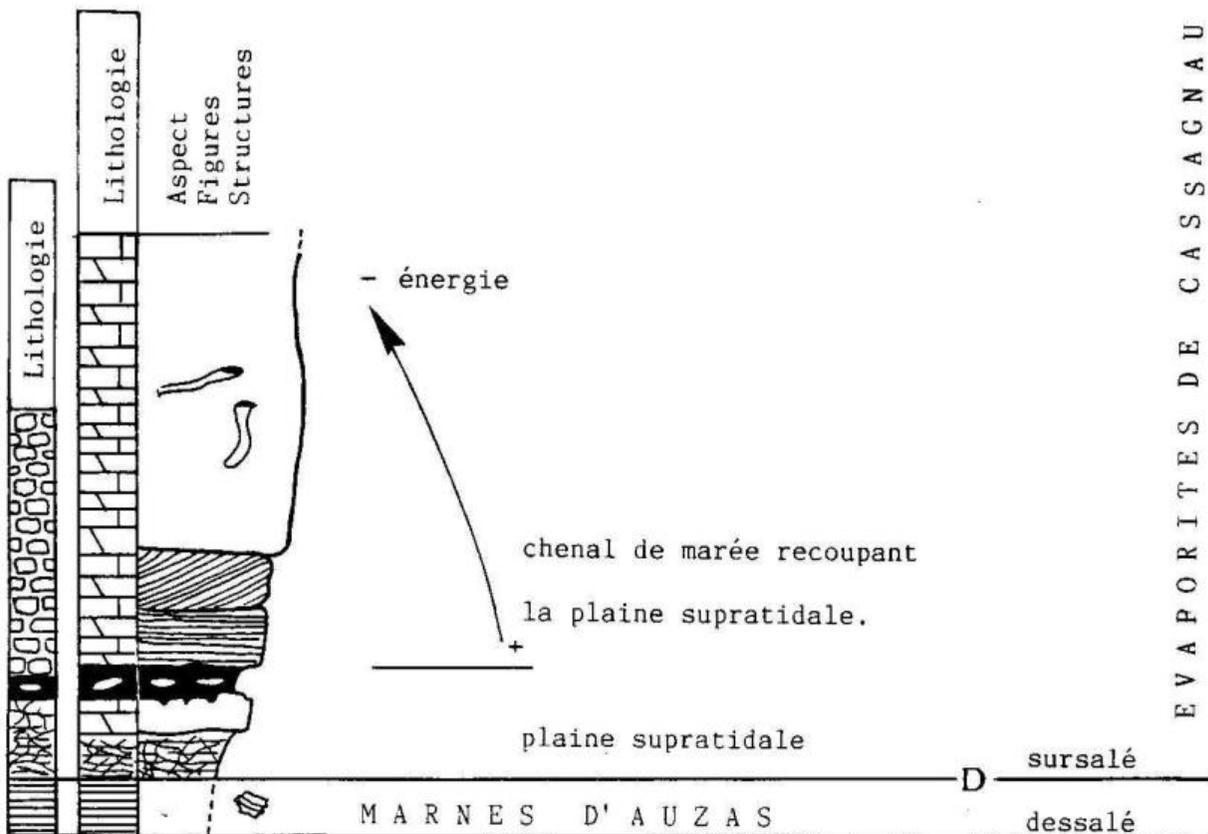


FIG.60 - Les faciès de la barre de Chirette (Auzas).

3.2.2. - Coupe de Pèlerin

Dans les 4 principaux types de faciès recensés, dans la coupe de Pèlerin [cf. fig. 51] on distingue :

- . d'une part des faciès préservant des structures originelles avec :
 - . **E C_I** laminites onduleuses et structures en coupelles de type biscuit algair ('algal chips'). Elles suggèrent une origine de type stromatolithique : "films algaires" à structure dominante horizontale pouvant être affectés par la dessiccation ; ils donnent alors lieu au développement de structures en coupelles. Milieu : intertidal supérieur à supratidal.
 - . **E H** argiles rousses à nodules crayeux diagénétiques et cristaux de gypse isolés. Ces faciès rappellent ceux décrits par J.P. BERTRAND et A. JELISSEF (1974) en zone supratidale dans les sebkhas actuelles du golfe persique.
- . d'autre part des faciès oblitérés par une diagenèse intense :
 - . **E C** : en tout point identique au faciès C décrit à Cassagnau, il témoignerait d'un dernier stade de sparitisation en milieu phréatique d'eau douce. La sparitisation est probablement liée à la recristallisation préférentielle d'anciens niveaux sulfatés (cf. coupe de Cassagnau).
 - . **E F_I** 'pseudobrèches de dissolution'. L'origine de ces faciès est probablement liée à l'émerision-dissolution de couches évaporitiques, et collapse des sédiments carbonatés associés sous l'action d'eaux douces continentales sous-saturées.

. LA SEQUENCE VIRTUELLE

Elle comprend [Fig. 61]

- à la base, les faciès E C et E C_I : films algaires associés à des niveaux initialement riches en sulfates de milieu intertidal à supratidal,
- au dessus, les faciès E H : argiles à nodules diagénétiques encore associés à quelques niveaux laminés ; ils illustrent des dépôts de plaine supratidale.
- au sommet, le toit de la séquence est constitué de pseudobrèches monogéniques E F_I issues de dissolution-émersion de produits évaporitiques.

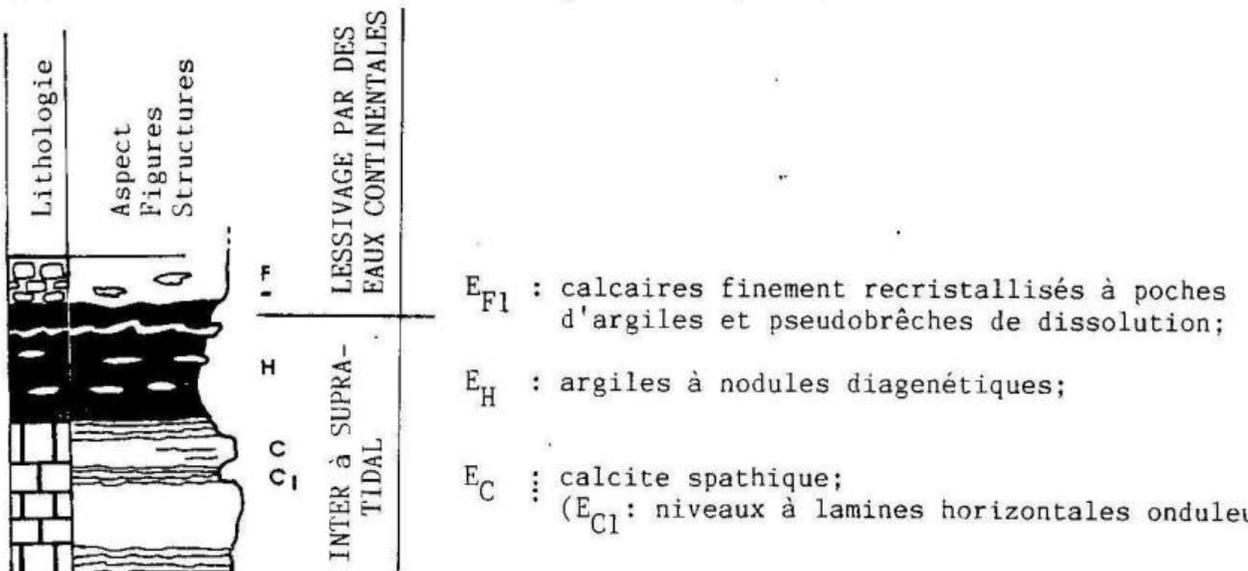


FIG. 61 - Séquence virtuelle de Pèlerin (Auzas).

3. - Evolution du milieu de dépôt

son interprétation résulte de la comparaison des 2 coupes préalablement décrites.

3.1. - Série de Cassagnau : elle peut être subdivisée en 2 sous-ensembles, sont :

à la base : un ensemble constitué par la répétition séquentielle des faciès (A, B, C, D, E), dont l'organisation type est celle de la séquence élémentaire qui a été détaillée. Cependant les séquences les plus représentées sont le plus souvent incomplètes, mais traduisent la même évolution avec [fig. 62] :

des faciès E A et/ou E B de milieu sub- à intertidal de lagune confinée à base, puis des faciès E D et E E, ou E C, ou E D préservant les témoins d'une agénèse précoce en milieu évaporitique : lagune très peu profonde (playa) sebkha supratidale.

cet ensemble se définit par le développement préférentiel des carbonates de lagon, faciès E (A et B) ; il évolue vers des faciès évaporitiques, faciès (C, D et E), lessivés et calcitisés [fig. 62 b].

caractérise ainsi un domaine marin de faible énergie, à tendance sursalée.

au sommet. L'évolution séquentielle est oblitérée par une calcitisation très poussée. On peut cependant mettre en évidence :

la disparition des faciès marins E (A et B)
le développement des faciès évaporitiques calcitisés, cargneules E D, calcite mellaire E E, calcaires recristallisés à niveaux silicifiés E F.
l'apparition et la proportion croissante des bancs silicifiés dont le développement souligne le passage au domaine continental,
développement de micrites lacustres au toit de la série.

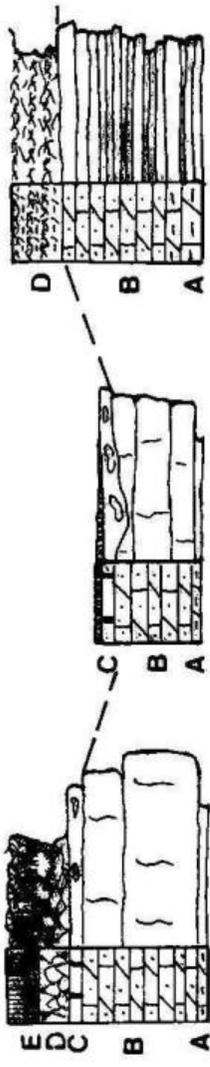
l'intensité de la cargneulisation qui affecte cet ensemble est liée à l'abondance des sels solubles dans le sédiment. Ce dernier ensemble peut être défini par la prédominance des faciès évaporitiques calcitisés.

caractérise ainsi soit un domaine de lagune très peu profonde épisodiquement soumise à émergence, soit de sebkha côtière supratidale ; la première hypothèse aurait le mérite d'expliquer l'épaisseur de "l'accumulation évaporitique".

les influences continentales s'accroissent avec le développement croissant des niveaux silicifiés préluant à l'instauration du régime lacustre développé dans les calcaires lithographiques du Tucaou sous-jacents.

3.2. - Série de Peyrecave

l'ensemble inférieur, à dominante carbonatée, témoigne comme à Cassagnau de dépôts lagunaires sub- à intertidaux à tendance sursalés.



SEQUENCE 1 SEQUENCE 2 SEQUENCE 3

Différents types de séquences élémentaires

Lithologie	Aspect Structures	Couleur	Faciès	Environnement
		Blanc Rose Orange	A B C D E	Lagon Sebkha

FIG.62 - Organisation séquentielle de l'ensemble inférieur (Cassagnau).

Le pôle évaporitique se développe dans la partie médiane avec la superposition de séquences identiques à celles définies à Cassagnau.

Au sommet la proportion croissante des faciès calcitisés et silicifiés marque encore le passage au domaine continental.

3.3.3. - Séries d'Auzas

La barre de Chirette et la succession de Pèlerin.

Les faciès évaporitiques sont recoupés, à la base de la série, par des séquences positives de chenaux de marée (Chirette).

A Pèlerin, le membre évaporitique ne montre pas d'évolution particulière il s'est déposé, dans son ensemble, en milieu de sebkha inter- à supratidale.

La tendance continentale semble plus accentuée au niveau de cette coupe, puisque les faciès marins lagunaires sont absents et que seul le pôle évaporitique se développe conjointement avec des faciès de dissolution.

La prépondérance des pseudobrèches de dissolution à la base de la succession est probablement liée à des circulations d'eau tardives, au dessus des couches imperméables des Marnes d'Auzas.

La série est surmontée par des micrites à **Microcodium**, typiques des milieux lacustres-palustres des Calcaires du Tucauou.

3.3.4. - Conclusion

Au-dessus de la formation terrigène des Marnes d'Auzas, caractérisée par ses environnements paraliques dessalés à continentaux ; les évaporites de Cassagnau traduisent, en raison de leur caractère carbonaté, une rupture de sédimentation nette dans une évolution globale régressive. Par l'intermédiaire de dépôts évaporitiques développés en milieu de lagune sporadiquement soumise à émerision ou de sebkha supratidale, elles assurent une progression régulière et ménagée vers la continentalisation [fig. 63]

Le développement de ces dépôts a, en outre, une signification d'ordre paléogéographique et climatologique puisque leur développement caractérise un bassin à bilan hydrique positif où l'évaporation est supérieure aux apports d'eau douce ; de ce fait, leur formation nécessite un confinement géographique et une aridification climatique.

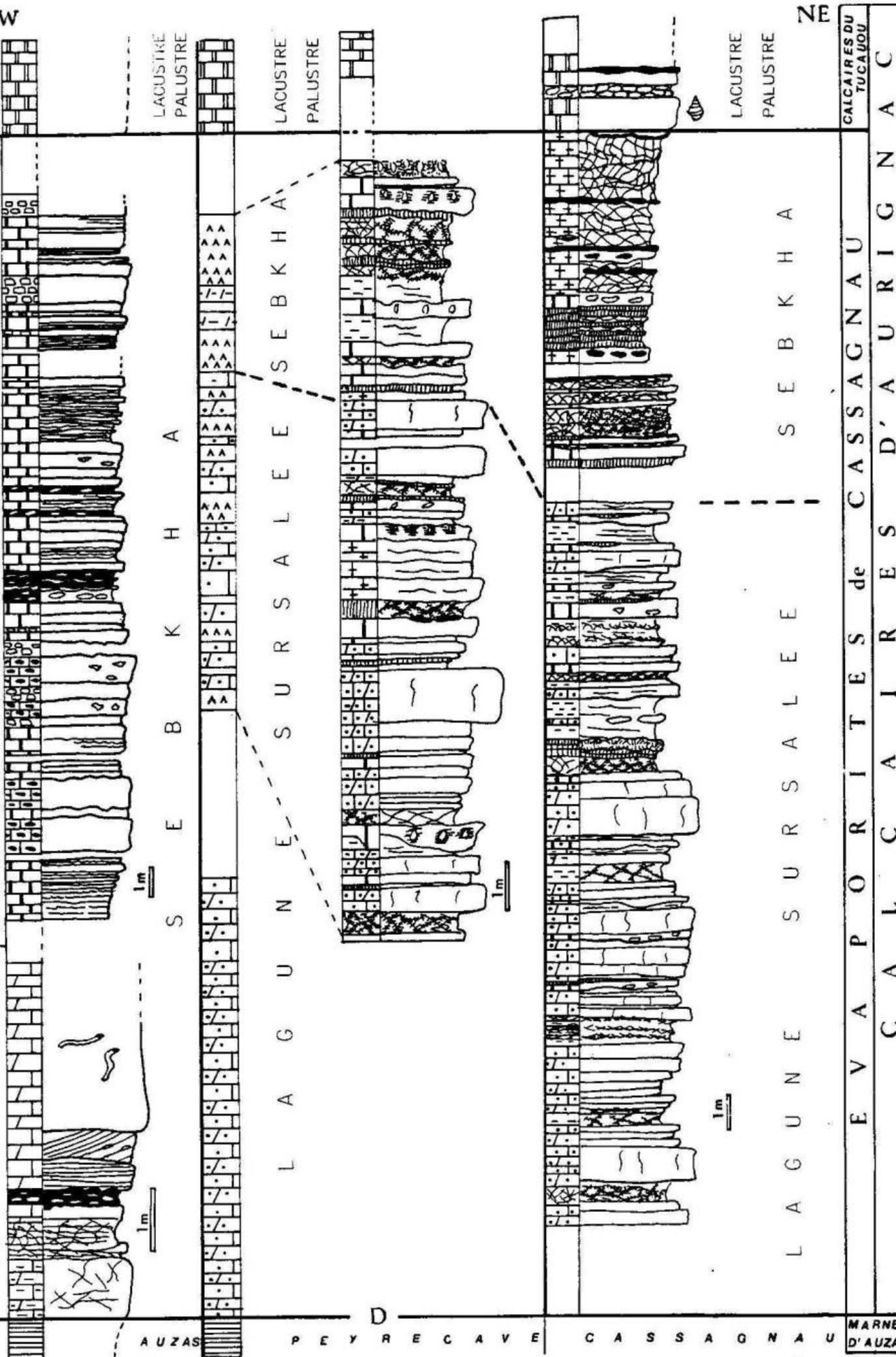


FIG.63. Synthèse des coupes levées dans les Evaporites de Cassagnau. Evolution du milieu de dépôt.

Calcaires lithographiques du Tucauou

Les Calcaires Lithographiques du Tucauou affleurent largement dans la partie orientale du domaine d'étude. Dans l'Anticlinal d'Aurignac, où ils sont activement exploités en carrière pour l'empierrement et la cimenterie, ils constituent une unité lithologique homogène, épaisse en moyenne de 30 m, qui se caractérise par une structure massive.

P. FREYTET (1975) a reconnu dans cette unité :

- des calcaires brêchiques lacustres dont le ciment, totalement ou partiellement micritique, présente des vides étoilés ;
- des calcaires palustres : calcaires nébuleux à fissures planes et calcaires graveleux-grumeleux à vides étoilés, et fissures planes et ramifiées.

Nous nous limiterons à l'étude de quelques uns des faciès lacustres et palustres relevés dans trois coupes [fig. 64] : la série du Tucauou (1) et d'Aurignac (2) dans l'Anticlinal d'Aurignac, et la succession de Cazeneuve-Montaut (3) dans l'Anticlinal de St. Marcet - St. Martory.

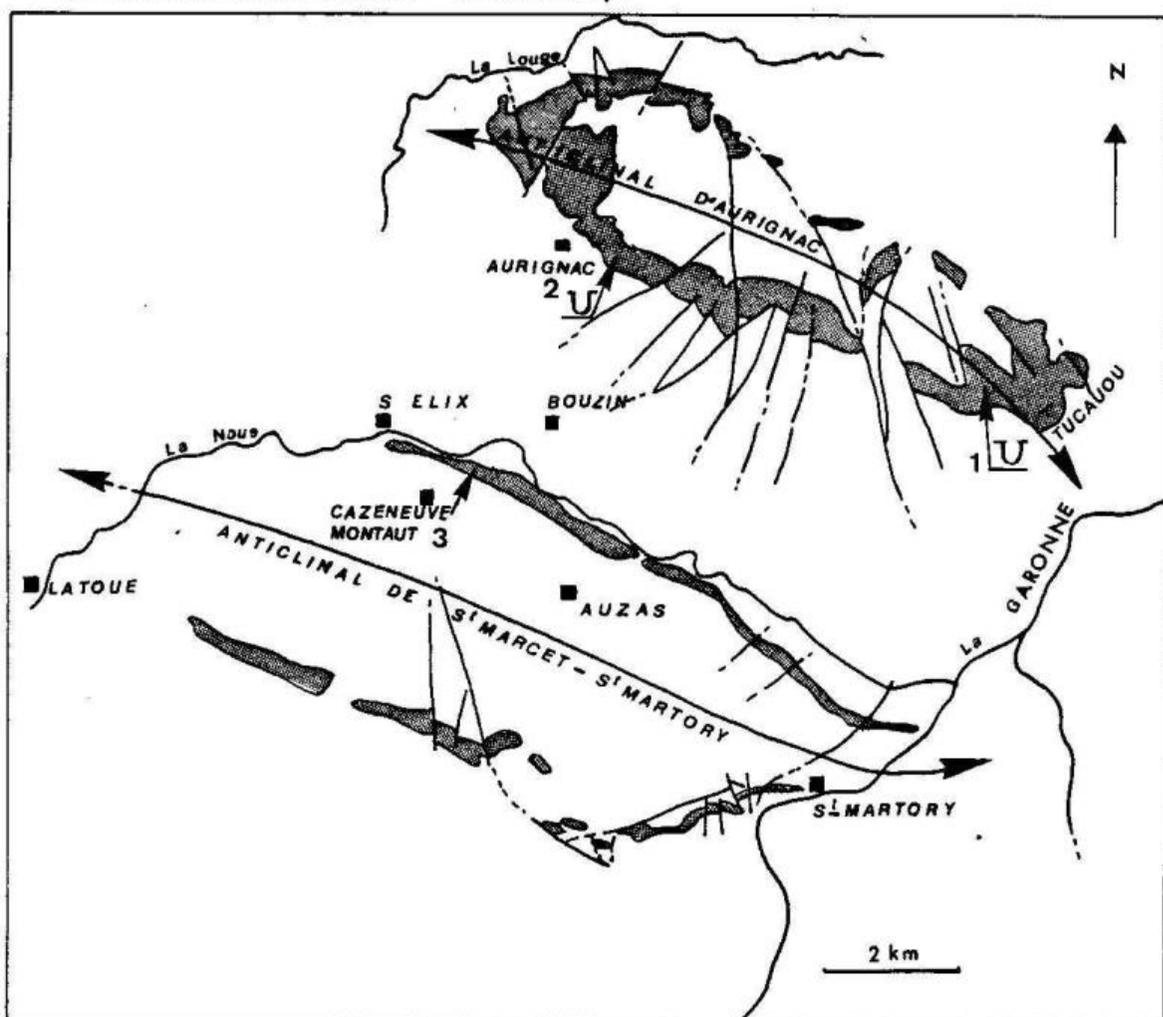


FIG. 64 Localisation des coupes levées dans les Calcaires lithographiques du Tucauou.
1, Tucauou; 2, Aurignac; 3, Cazeneuve-Montaut.
D'après les feuilles géologiques Le Fousseret et S^E Gaudens au 1/50.000.

■ 1. - DESCRIPTION DES LITHOFACIES

1.1. - Anticlinal d'Aurignac

1.1.1. - La série type du Tucaou [1. fig. 65].

Plongeant à 30° vers le Sud, la partie sommitale des Calcaires affleure en surface structurale ; leur masse apparaît largement à la faveur des fronts de taille réalisés pour leur exploitation par la société des ciments Lafarge. Les niveaux recoupés sont relativement constants ; nous y avons relevé les faciès suivants [fig. 65].

. Calcaires grumeleux à fissures planes et nodules siliceux. Les bancs sont massifs d'ordre demi-métriques à métriques, à surfaces de stratification nettes, parfois soulignées par des encroûtements de calcite lamellaire.

Les fissures planes, comblées de sparite ou de microsparite, sont orientées horizontalement, plus rarement verticalement.

. Calcaires micritiques sombres, homogènes, en bancs massifs décimétriques à demi-métriques. Ils sont très rares, et livrent des Gastéropodes et des Charophytes. Au sommet de certains bancs, peuvent se surimposer des fissures verticales de taille décroissante vers le bas, avec encroûtements ferrugineux (traces de racines).

. Calcaires pseudoconglomératiques ("bréchiques à éléments arrondis"). Les microfaciès sont ceux de microsparites de recristallisation à éléments de micrite blanche, grumeleuse, à fissures planes.

La taille des éléments varie de quelques millimètres à quelques centimètres. La matrice, microsparitique à sparitique peut renfermer des colonies de **Microcodium** en rosettes, alors que les éléments ne contiennent le plus souvent que des cellules isolées. Certains bancs présentent la surimposition de fissures planes. Ces faciès sont les plus représentatifs des Calcaires du Tucaou.

. Marnes silteuses grises à Gastéropodes, Charophytes et Ostracodes. Elles sont extrêmement rares et passent latéralement soit à des niveaux riches en matière organique, soit à des calcaires macroscopiquement pseudoconglomératiques, liés ou non par une matrice argileuse.

. Calcaires bréchiques à éléments anguleux monogéniques, déformés à leurs points de contacts. Les éléments sont de taille pluricentimétrique, à décimétrique.

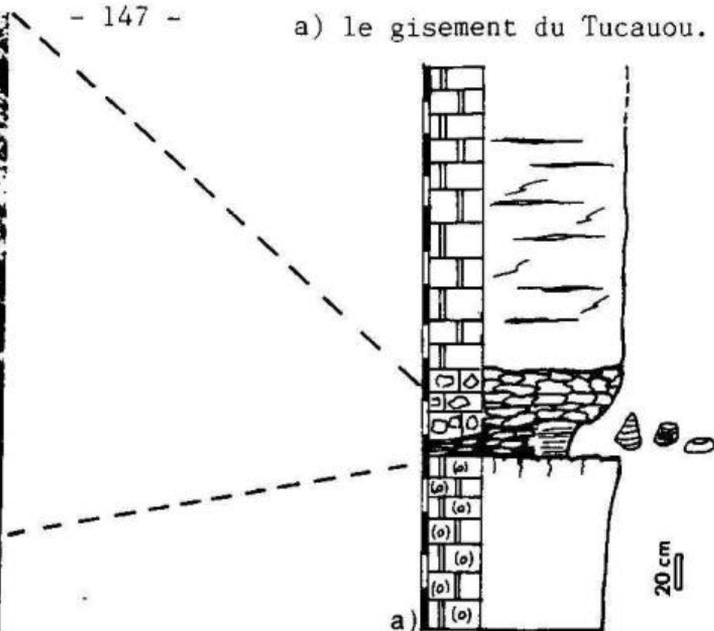
1.1.2. - La série d'Aurignac [2 fig. 64]

Nous y avons relevé les faciès suivants [fig. 66].

. Calcaires crayeux dolomitiques à fissures planes comblées de microsparite et de sparite.

. Calcaires micritiques sombres à Gastéropodes. Le toit de certains bancs est constitué de calcaires pseudoconglomératiques ; et présente des fissures planes ou ramifiées.

a) le gisement du Tucauou.



- Marnes
- Calcaires brêchiques
- Calcaires noduleux
- Calcaires pseudoconglomératiques
- Micrites
- Fissures planes
- Silex

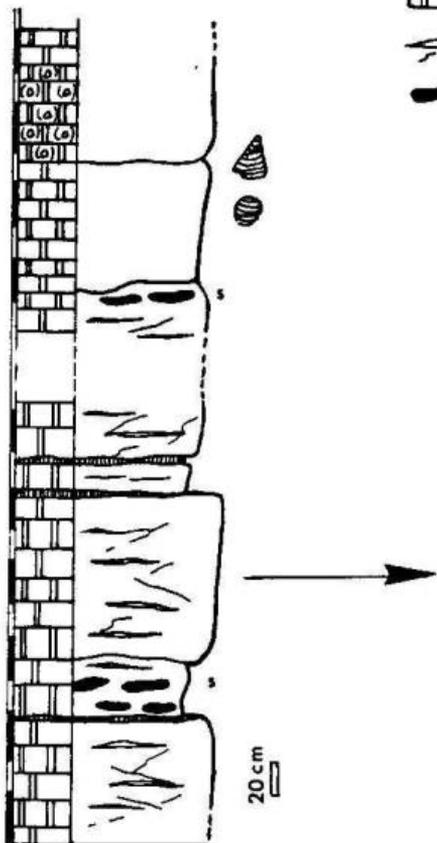


FIG.65.-La série du Tucauou;

1. Micrites à fissures planes.



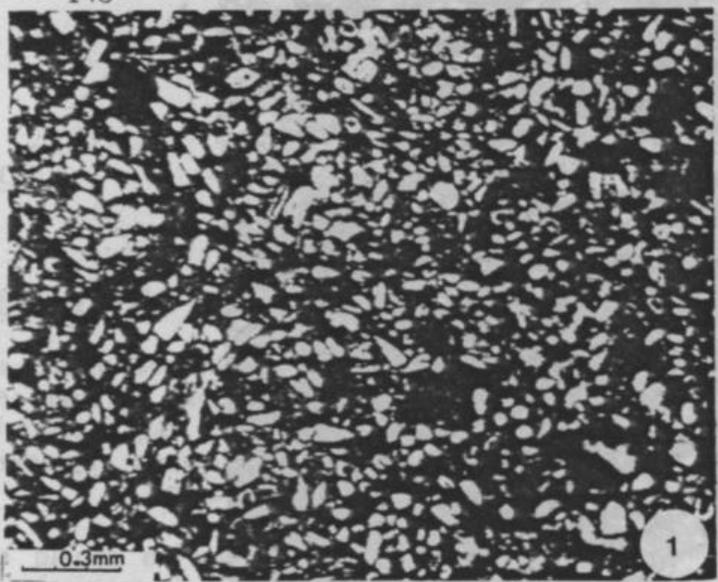
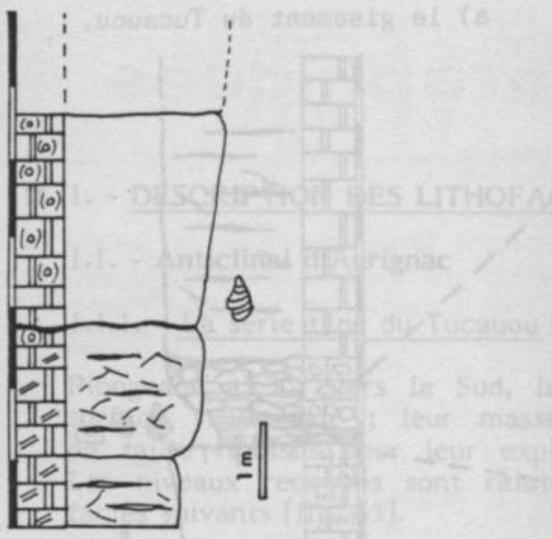
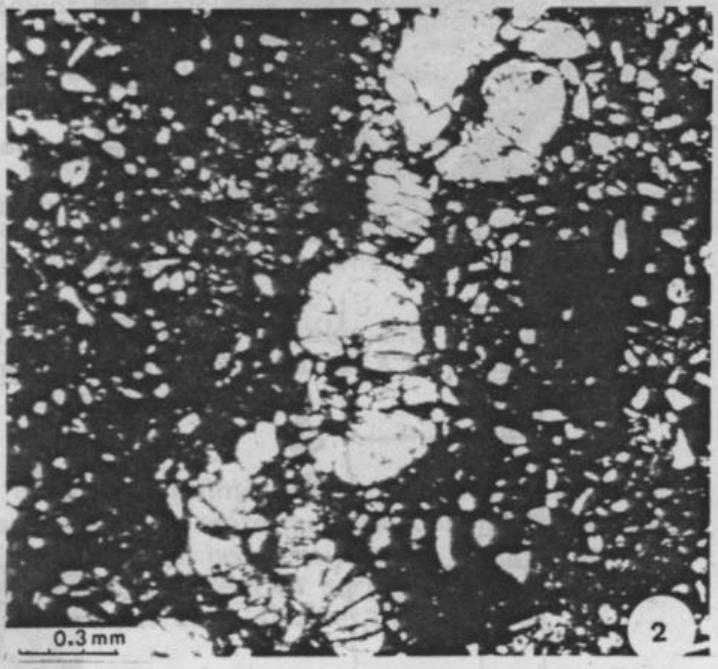
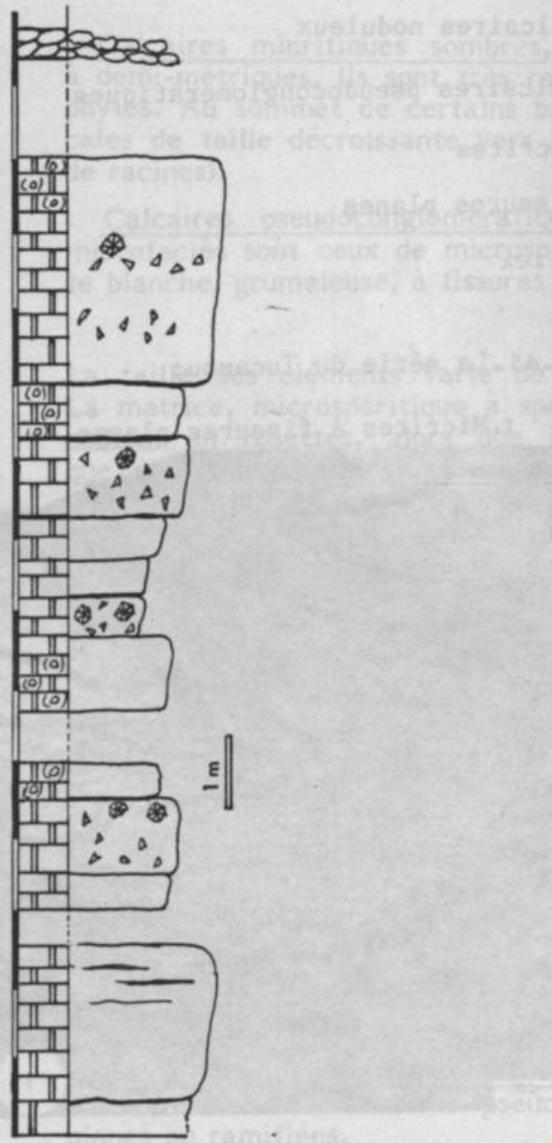


FIG. 66 - La série d' Aurignac



Micrites à *Microcodium*

1. micrite à cellules isolées.
2. une fissure est colonisée par des *Microcodium* en rosettes.

FIG. 67 - La série de Cazeneuve-Montaut

. Calcaires pseudoconglomératiques à nodules blanchâtres millimétriques.

1.2. - Anticlinal de St. Marcet - St. Martory

. La SERIE DE CAZENEUVE-MONTAUT [3 fig. 64]

On y reconnaît les faciès suivants [fig. 67].

. Calcaires micritiques sombres

. Calcaires micritiques brêchoïdes

. Calcaires micritiques à fissures planes. Ils contiennent d'abondantes cellules de **Microcodium** éparses et des colonies en épis de maïs fragmentées. Les fissures comblées de microsparite et de sparite, sont fréquemment colonisées par des **Microcodium** en rosettes, en particulier en toit de banc.

. Calcaires pseudoconglomératiques à nodules blanchâtres centimétriques. Les éléments sont des micrites sombres à fissures planes et cellules de **Microcodium** éparses ; le ciment une microsparite de recristallisation à cellules de **Microcodium** éparses et colonies en rosettes.

. Calcaires macroscopiquement noduleux, d'aspect ruiniforme.

Les nodules sont liés par une matrice argileuse roussâtre à verdâtre très riche en colonies et prismes de **Microcodium**.

2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

La première datation directe des calcaires lithographiques du Tucauou vient d'être réalisée (B. LEPICARD, M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU, M. MASSIEUX, J. VILLATTE, 1985), à la suite de la découverte de faunes et de flores dans la série du Tucauou. Cette découverte revêt un intérêt particulier puisque le calcaire lithographique sensu LEYMERIE n'était daté jusqu'alors dans ce secteur, que sur des arguments géométriques. En effet, rappelons que J. VILLATTE dès 1962 l'attribuait au Dano-Montien, par sa position entre les Marnes d'Auzas maastrichtiennes et les Calcaires à Milioles et **Echinanthus** du Thanétien.

. LE CONTENU PALEONTOLOGIQUE DU GISEMENT DU TUCAUOU

(X : 488,5 ; Y : 100,5)

- Les Charophytes (détermination M. MASSIEUX). Le gisement livre une population importante de **Dughiella bacillaris** FEIST-CASTEL, 1975.

- Les Ostracodes (détermination Y. TAMBAREAU). Trois espèces ont été différenciées ; ce sont : **Frambocythere tumiensis** cf. **Ludi** TAMBAREAU, 1984 ; **Paracandona aff. belgica** TAMBAREAU 1984 ; **Indet. gen. sp. 1** TAMBAREAU. En outre, le gisement du Tucauou renferme au moins deux autres espèces indéterminables en raison de leur mauvais état de conservation, Y. TAMBAREAU les rapporte pour certaines, au genre **Candona**.

- Les Gastéropodes (Détermination J. VILLATTE). Ils sont représentés par six taxons : *Islamia* gr ? *indecisa* (COSSMANN, 1921) ; *Parateinostoma* sp. *Campylostylus* ? sp. ; *Dissostoma pyrenaicum* VILLATTE, 1983 ; *Palaeostoa* ? sp. ; *Proalbinaria* (*Proalbinaria*) sp.

La présence de *Dughiella bacillaris* dans le gisement du Tucaouou permet, selon M. MASSIEUX, de confirmer l'attribution des Calcaires lithographiques du Tucaouou au Tertiaire ; en effet cette espèce décrite dans le Thanétien (M. FEIST-CASTEL, 1975) est considérée comme caractéristique du Paléocène.

L'Ostracofaune se compose, selon Y. TAMBAREAU, de genres déjà présents au Maastrichtien supérieur, mais d'espèces nouvelles plus proches du Montien belge que du Maastrichtien supérieur pyrénéen et provençal ; ce sont *Frambocythere tumiensis* cf. *ludi* et *Paracandona* aff. *belgica*.

Quant aux Gastéropodes, J. VILLATTE met en évidence l'existence d'Hydrobiidés (*Parateinostoma* et *Islamia* ?) qui ne se distinguent pas significativement de leurs précurseurs crétacés, par contre elle note une spéciation des genres *Proalbinaria* et *Dissostoma*.

L'inventaire paléontologique détaillé du gisement du Tucaouou permet ainsi d'attribuer un âge paléocène certain aux Calcaires lithographiques de l'Anticlinal d'Aurignac.

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT

L'interprétation des faciès est essentiellement fondée sur les travaux de P. FREYTET (1973, 1975, 1982, 1984).

3.1. - Les faciès lacustres

L A. Les Micrites sombres à Gastéropodes et Charophytes : elles représentent des dépôts lacustres "vrais" c'est à dire formés en zones profondes toujours submergées.

L B. Les Micrites à cellules de *Microcodium* éparses. Les cellules de *Microcodium* se comportent comme des éléments détritiques. Si les micrites ne présentent pas de traces d'émersion, elles peuvent alors être considérées comme d'origine lacustre. Elles sont bien représentées à Cazeneuve-Montaut.

L C. Les brèches monogéniques à éléments anguleux sont interprétées par P. FREYTET comme le résultat d'un remaniement mécanique sous-aquatique, dont le processus est encore mal connu.

L D. Les Marnes à Gastéropodes, Ostracodes et Charophytes. Selon J. VILLATTE, les populations de Gastéropodes se composent à part égale de formes terrestres et de formes aquatiques ; ces derniers avec des Hydrobiidés et en particulier le genre *Islamia* seraient préférentiellement répartis en bordure de lac sous une tranche d'eau de quelques centimètres d'épaisseur.

Le passage latéral des marnes à des calcaires macroscopiquement noduleux, témoins d'une pédogénèse longue et intense, confirme l'interprétation paléoécologique: les marnes à Gastéropodes, Ostracodes et Charophytes se sont déposées en bordure du domaine lacustre.

3.2. - Les faciès palustres

L. E. Les calcaires crayeux (dolomitiques) à fissures planes sont probablement en relation avec des processus évaporitiques en milieu lacustre (processus de pompage par évaporation). Elles seraient alors d'origine primaire. Leur formation implique l'existence d'une nappe phréatique enrichie en magnésium et sulfates. Ces derniers proviennent du lessivage des dépôts évaporitiques sous-jacents. Les nodules silicifiés associés à ces faciès correspondent encore, du moins en partie à la recristallisation d'amas sulfatés.

Les fissures planes sont des figures communes des sols hypercalcimorphes ; ils indiquent, selon P. FREYTET, une exposition subaérienne.

Les calcaires crayeux caractérisent ainsi des conditions palustres. Ils sont préférentiellement répartis à la base des Calcaires lithographiques à Aurignac.

L. F. Les calcaires pseudoconglomératiques, sont les faciès les plus représentatifs du Calcaire lithographique.

La matrice (microsparite) correspond au produit de recristallisation incomplet d'une boue lacustre originelle dont témoignent les éléments noduleux micritiques. Cette interprétation peut être étayée par la présence de *Microcodium* en place (colonies en rosettes) dans la matrice, alors qu'ils sont à l'état détritique dans les résidus de boue lacustre originelle.

Les fentes planes qui se surimposent parfois à ce faciès proviennent de la dessiccation.

Les calcaires pseudoconglomératiques résultent d'une émerision ou émerision-submersion répétée des boues lacustres originelles ; ils correspondent à des faciès palustres typiques.

L. G. Le calcaire noduleux d'aspect ruiniforme témoigne d'une pédogénèse longue et intense ; il rend compte d'une émerision prolongée ;

Ce faciès n'a été relevé qu'au toit des calcaires lithographiques à Cazeneuve-Montaut.

3.3. - Reconstitution d'un milieu de dépôt

Le gisement du Tucauou [cf. fig. 65]. Il correspond à une lentille marneuse de 30 cm d'épaisseur environ. Latéralement, elle peut se charger en matière organique ou bien être remplacée par un calcaire macroscopiquement noduleux, à matrice argileuse qui, selon P. FREYTET (1975) résulte d'une pédogénèse intense.

Cette lentille est comprise entre :

- à la base, un banc de calcaire lithographique à éléments arrondis et fissurés ; la matrice (microsparite de recristallisation à rosettes de **Microcodium**) représente le produit de recristallisation incomplet d'une boue lacustre originelle dont témoignent les éléments noduleux (micrites fissurées à cellules de **Microcodium** éparées). Ce faciès est typique de milieu palustre (FREYTET, 1973 ; FREYTET et PLAZIAT, 1982).

- au sommet, un banc de calcaire lithographique brêchique produit de remaniement sous-aquatique, passant progressivement à une micrite à fissures planes, toujours caractéristique de milieu palustre.

L'horizon marneux du Tucauou appartient ainsi au terme de base d'une séquence lacustre-palustre telle qu'elle a été définie par P. FREYTET (1984) et, dans cette séquence correspond à un dépôt de marge lacustre [fig. 69].

3.4. - Conclusion

Les calcaires lithographiques du Tucauou sont constitués par l'alternance de dépôts lacustres et palustres, avec la prédominance des faciès palustres. Ce modèle sédimentologique s'intègre dans un type de lac très peu profond à vaste bordure marécageuse tel que le définit P. FREYTET (1982-1984). Une variation de quelques mètres de la nappe phréatique entraîne l'émergence de grandes surfaces qui sont soumises à la pédogenèse. Les faciès palustres laissent çà et là des étendues d'eau plus profondes, non soumises à l'émergence, comblées par des dépôts lacustres vrais (micrites à Gastéropodes, Charophytes ; brèches de remaniement sous-aquatique, marnes silteuses à Gastéropodes, Ostracodes et Charophytes).

Il est à noter que la base de cette série avec des intercalations de Calcaires crayeux dolomitiques à nodules siliceux, confirme le caractère progressif d'une évolution qui débute dans les dépôts lagunaires des Evaporites de Cassagnau et s'achève par les dépôts lacustres-palustres des calcaires du Tucauou.

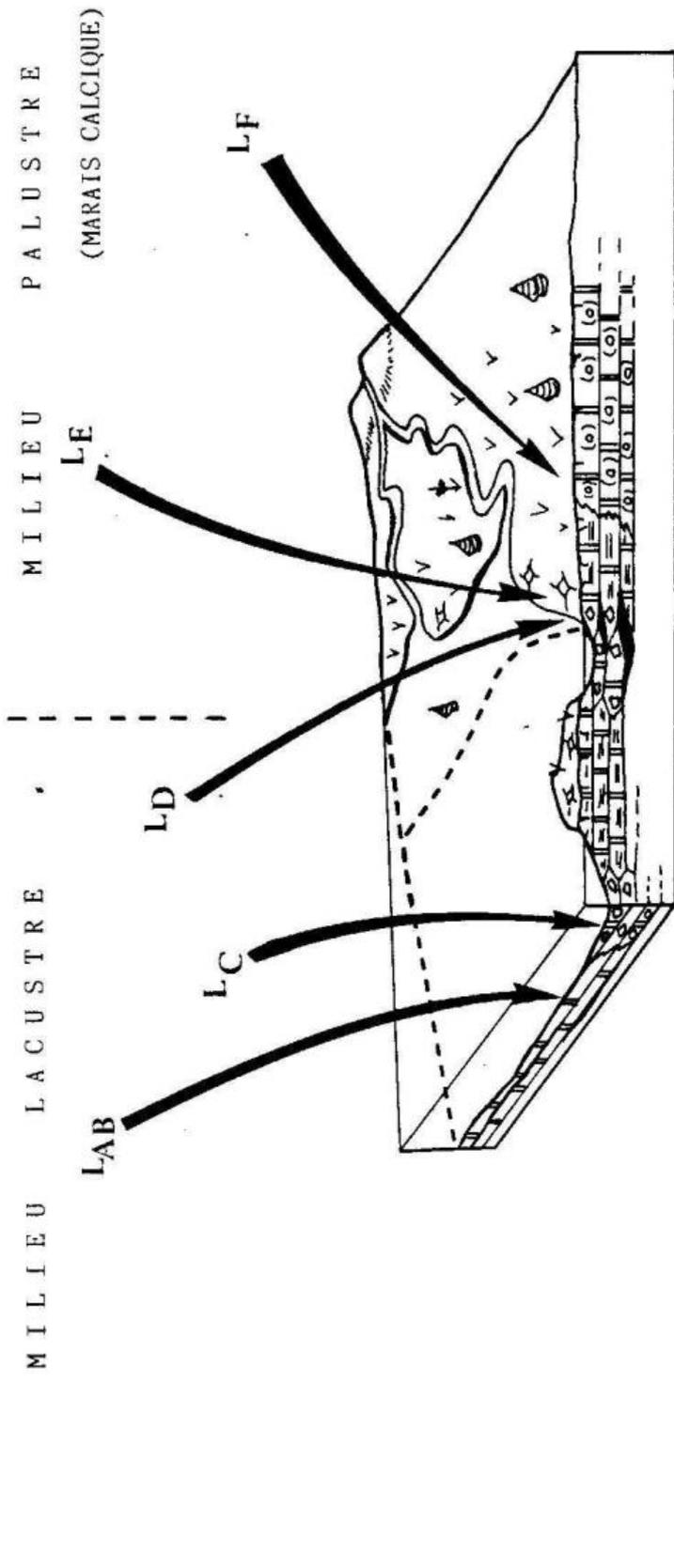


FIG. 69 - Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt des Calcaires lithographiques du Tucaou. D'après P.FREYTES 1984, modifié.

- ▣ LAB Micrites
- ▣ LC Brèches monogéniques
- LD Marnes
- ▣ LE Micrites à fissures planes
- ▣ LF Calcaires pseudoconglomératiques

HISTORIQUE

A Larcen et à l'Ouest de la vallée de la Louge, la description originelle des formations désignées ici sous les termes de Marnes et Marno-calcaires de Blajan-Bazordan, Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen-Nizan, Calcaires de Lespugue, est toujours due à A. LEYMERIE (1851, 1881), [fig. 70].

. LES MARNES ET MARNO-CALCAIRES DE BLAJAN-BAZORDAN

A. LEYMERIE (1851) dans son "Mémoire sur un nouveau type pyrénéen parallèle à la craie proprement dite" reconnaît 2 unités lithologiques différentes :

- Les Marnes grises inférieures ;
- Les Marnes et Calcaires marneux jaunâtres.

Les localités types de ces unités sont constituées d'affleurements ponctuels situés dans la vallée de la Gesse et la région de Monléon-Magnoac, pour les Marnes grises ; dans le bois de la Barade aux environs de Gensac, pour les Marno-calcaires. L'auteur donne dans son mémoire une description détaillée des faunes et établit d'ores et déjà un parallélisme avec la craie de Maestricht.

Pour CAREZ (1905), les Marnes grises seraient l'équivalent stratigraphique du Calcaire nankin, d'âge danien.

M. CASTERAS (1957) rapporte les Marnes bleues de St. Loup (= Marnes grises inf. sensu LEYMERIE) au Maastrichtien moyen, les Marno-calcaires jaunes au Maastrichtien supérieur ; il considère ces derniers comme équivalents occidentaux des Marnes d'Auzas.

M. GRAMONT (1958) attribue à l'ensemble des 2 unités lithologiques un âge maastrichtien sensu lato ; par ailleurs il définit des faciès latéraux aux marno-calcaires jaunes, et en particulier le calcaire compact des sources de LERD.

M. CASTERAS (1961) révisé ses interprétations ; les Marnes bleues sont équivalentes des Marnes de Plagne-Saint Martory ; les Marno-calcaires jaunes correspondent au Calcaire nankin. Il les rapporte respectivement au Maastrichtien inférieur (Marnes bleues) et moyen et supérieur (Marno-calcaires jaunes).

Dans la notice de la feuille de Boulogne/Gesse au 1/50.000, A. CAVAILLE et Y. TERNET (1977) attribuent les Marnes bleues au Maastrichtien moyen, les Marno-calcaires jaunes et ses équivalents latéraux, au Maastrichtien supérieur.

. LES CALCAIRES DE LESPUGUE

En 1881, A. LEYMERIE signale la présence de Calcaires blancs compacts dans les affleurements annexes des Petites Pyrénées ; il les rattache au "Calcaires à Miliolites", c'est à dire à la base de sa formation nummulitique.

M. CASTERAS (1957, 1961) considère ces calcaires comme un terme intermédiaire entre le Calcaire Lithographique sensu LEYMERIE et les faciès marins de l'Aquitaine (calcaire de Tercis). Il leur attribue un âge danien en raison de leur position entre les "Marnes d'Auzas" maastrichtiennes et les sables montiens.

Ils sont décrits sous le terme de Calcaires daniens par M. GRAMONT (1958). J. VILLATTE (1962) les corrèle aux zones 1 et 2 du Paléocène, définies par J. FABER (1961) dans la région de Pau ; la zone 1 correspond à la zone à **Globigerina daubjergensis**, **Globorotalia compressa** de LOEBLICH et TAPPAN d'âge danien s.s., la zone 2 à la sous-zone à **Globorotalia pseudobulloides** de la zone à **Globorotalia angulata** du Paléocène. Les zones 1 et 2 sont équivalentes de l'intervalle dano-montien. J. VILLATTE (1962) considère les Calcaires de Lespugue comme équivalents du Calcaire lithographique et des argiles versicolores subordonnées des Petites Pyrénées.

Ce sont ces données qui sont reprises par A. CAVAILLE et Y. TERNET (1977) dans la notice de la feuille de Boulogne/Gesse au 1/50.000.

La formation du Calcaire de Lespugue est surmontée par les sables de Montmaurin attribués au Thanétien par J. VILLATTE (1962).

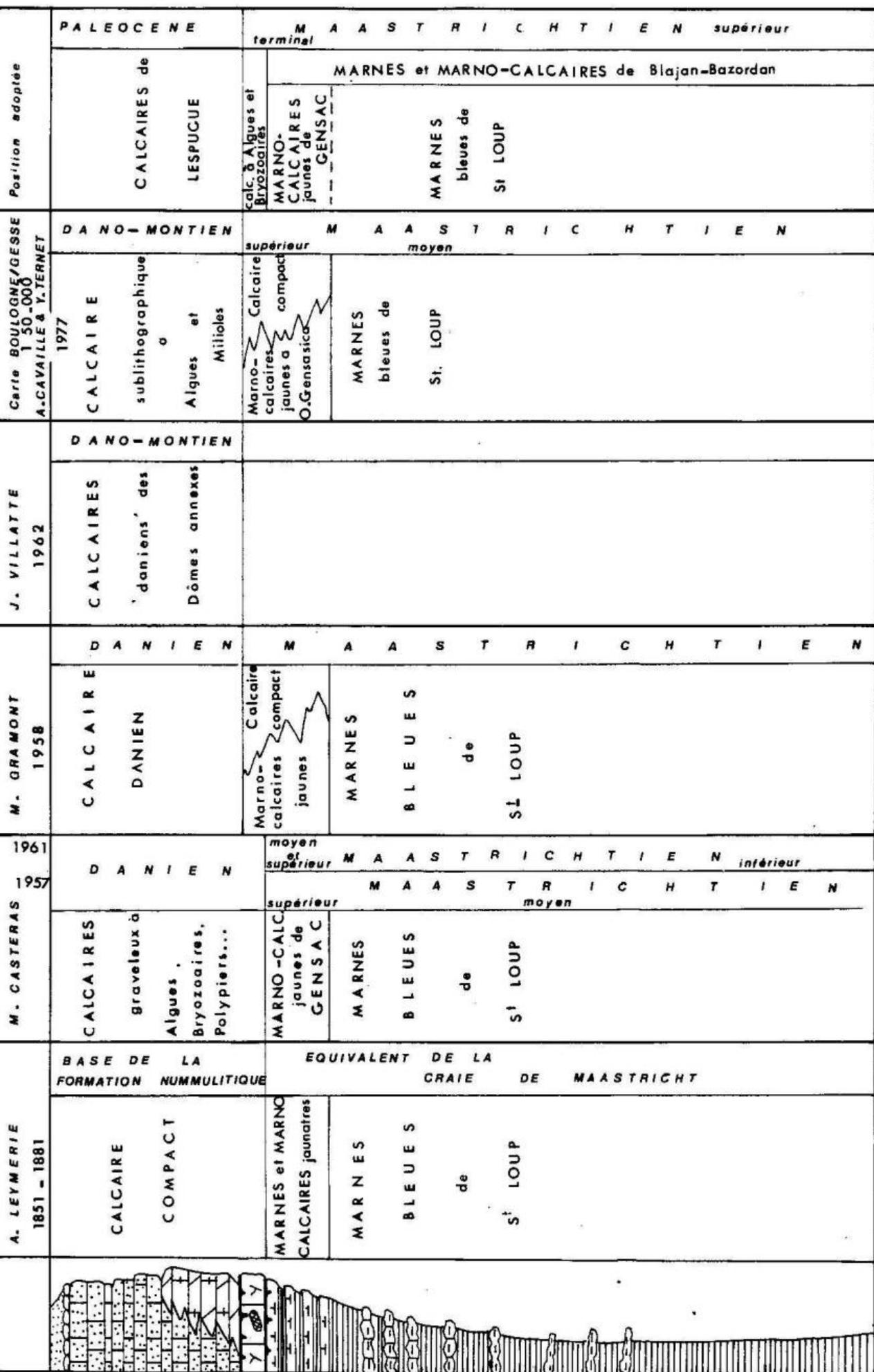


FIG.70 - Principales attributions stratigraphiques des formations du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur dans les Dômes annexes des Petites Pyrénées.

Marnes et
Marno-calcaires
de
Blajan-Bazordan

La formation des Marnes et Marno-calcaires de Blajan-Bazordan comprend deux membres qui sont : les Marnes bleues de St. Loup à la base, et les Marno-calcaires jaunes de Gensac au sommet. Ces deux unités lithologiques sont généralement considérées comme deux formations distinctes, mais en raison du passage progressif de l'une à l'autre et de leur évolution continue, nous préférons les considérer comme deux membres d'une même formation ce qui rend mieux compte de l'évolution d'ensemble de la série.

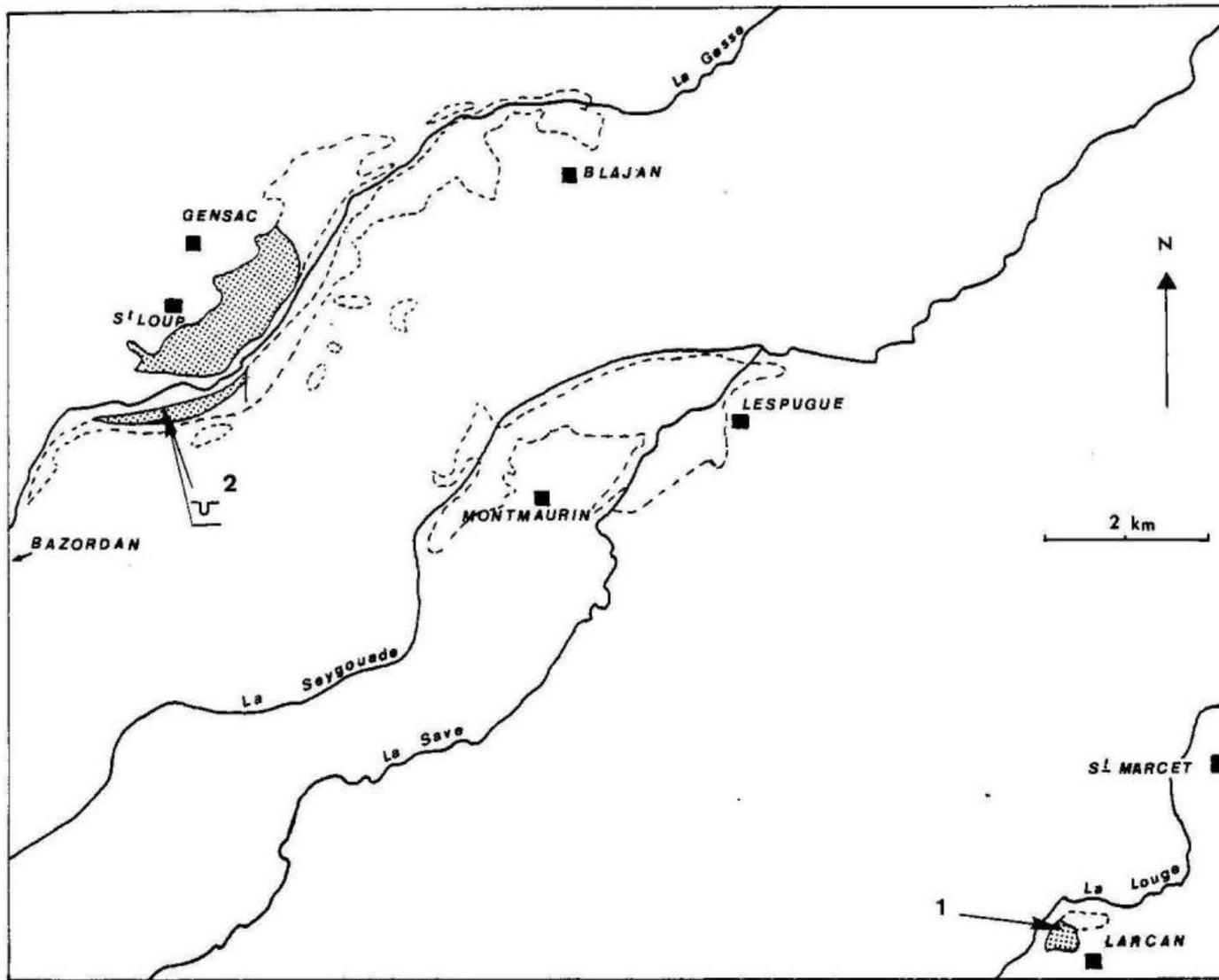


FIG. 71 - Localisation des coupes levées dans les Marnes bleues de S^t Loup. 1, Larcans; 2, S^t Loup. D'après les feuilles géologiques Boulogne/Gesse et S^t Gaudens au 1/50.000.

	1	2	3	niveaux
Foraminifères planctoniques	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>G. rosetta insignis</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>G. bulloides</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>G. gr. contusa</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>G. arca</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>G. fornicata</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>G. falsostuarti</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>G. stuartiformis</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>P. elegans</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>Heterohélix sp.</i>
Nannofossiles	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>Ceratolithoides aculeus</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>Watznaueria barnesae</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>Eiffelithus turriseiffeli</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>Cribocorona gallica</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>L. praequadratus/ L. quadratus/</i>
	[Horizontal bars representing species distribution]			<i>L. carriolensis</i>
[Horizontal bars representing species distribution]			<i>L. quadratus</i>	
	<i>L. praequadratus</i>	<i>L. quadratus</i>		Zones Nannofossiles

FIG. 72 - Répartition des Foraminifères planctoniques et des principaux Nannofossiles dans les marnes de Larcans.

Marnes bleues

de St LOUP

Elles affleurent largement dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan [fig. 71] où elles ne constituent que la partie supérieure d'une épaisse série marneuse, (≈ 2000 m) reconnue en sondage, et qui s'étage du Santonien au Maastrichtien (feuille Boulogne/Gesse, 1/50.000).

Les Marnes bleues de St. Loup sont actuellement considérées comme équivalentes des Marnes de Plagne-St. Martory des Petites Pyrénées (feuille Boulogne/Gesse, 1/50.000). Elles livrent une abondante microfaune à la fois de milieu épicontinental et pélagique.

Les Marno-calcaires jaunes les surmontent directement ; le passage d'un membre à l'autre est progressif ; le peuplement de cette dernière unité est essentiellement benthique.

1. - DESCRIPTION

1.1. - Les Marnes bleues à Larcen

La partie supérieure des Marnes bleues, d'une épaisseur de 100 m environ, affleure ponctuellement sur le flanc sud de la colline de la Périsole [1. fig. 71]. Elle se compose de l'alternance de marno-calcaires et de calcaires marneux gris noduleux organisés en niveaux décimétriques aux limites diffuses, et faiblement bioturbés.

- Ces niveaux ont fourni quelques rares Foraminifères planctoniques [fig. 72] (détermination F. CALANDRA, S.N.E.A.P.) : *Globotruncana gr. contusa*, *G. fornicata*, *G. arca*, *G. bulloides*, *G. rosetta insignis*, *G. falsostuarti*, *G. stuartiformis*, *Heterohelix sp.*. Ils sont associés à de nombreux petits Foraminifères benthiques (*Lenticulina*, *Robulus*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Lagenoglandulina*, *Frondicularia*, *Neoflabellina reticulata*, *Allomorphina*, *Bolivina*, *Bolivinoidea aff. draco*, *Gavelinopsis*, *Gavelinella*, *Gyroidinoidea*, *Textularia*, *Tritaxia*, *Marsonella*, *Batysiphon*, *Gaudryina*, *Dorothia...*), des Ostracodes, Bryozoaires et débris d'Echinodermes.

- Le cortège des associations nannofloristiques est relativement homogène avec les espèces suivantes [fig. 72] :

Prediscosphaera cretacea, *Eiffelithus turriseiffeli*, *Broinsonia lata/Arkangelskiella cymbiformis* ?, *Watznaueria barnesae*, *Zygodiscus spiralis*, *Zygodiscus minimus*, *Micula staurophora*, *Cribocorona gallica*, *Ceratolithoides aculeus*, ainsi que des formes intermédiaires entre *Lithraphidites carniolensis*, *L. praequadratus*, et *L. quadratus*. Elles s'associent à *Eiffelithus eximius* et *Lithrastrinus floralis* qui sont remaniées.

Au sommet les associations s'enrichissent des espèces : *Corrolithion exiguum*, et les *Litraphidites quadratus* deviennent abondants.

1.2. - Les Marnes bleues dans leur localité type de St. Loup

Entre Nizan et St. Loup, les Marnes bleues sont exploitées en carrière par la tuilerie de Blajan [2. fig. 71]. Elles affleurent sur une épaisseur de 100 m environ, suivant une direction W.N.W.-E.S.E, et un pendage moyen de 45°S [fig. 74].

Elles sont constituées de l'alternance rythmique de marnes finement litées et de marno-calcaires noduleux gris bleuâtres, organisés en couches décimétriques (10 à 30 cm). Les marnes prédominent dans le 1/3 inférieur alors que les marno-calcaires prennent une importance croissante vers le sommet [fig. 73]. Elles sont riches en pyrite (cubes automorphes et tests pyritisés) dans la moitié inférieure, puis se chargent progressivement en sphérules limoniteux. Les teintes jaunâtres typiques des Marno-calcaires apparaissent au toit de la série.

La bioturbation se marque préférentiellement dans la moitié supérieure avec de gros terriers subverticaux et des traces de reptation.

Les Marnes bleues sont ici directement surmontées par le calcaire à Bryozoaires de Nizan.

. CONTENU PALEONTOLOGIQUE

1.2.1. - Macrofaune

Elle se développe et se diversifie surtout dans la partie supérieure de l'unité [fig. 73]. M. GRAMONT (1958) en a réalisé un relevé détaillé et cite dans la marnière de St. Loup, les espèces suivantes :

- Brachiopodes : *Terebratulina tenuistriata* LEYMERIE ;
- Echinodermes : *Echynochorys tenuituberculatus* LEYMERIE, Radioles de *Cidaris* ;
- Lamellibranches : *Neithea striata-costata* GOLDFUSS, *Pycnodonta vesicularis* LAMARCK, *Plicatula plicatuloides* LEYMERIE, *Crassatela dufresnoyi* LEYMERIE, *Venus* cf. *Lapeyrusiana* LEYMERIE, *Arca* cf. *pyrenaica* LEYMERIE, *Glycimeris* sp., *Lima* sp., *Mytilus* sp., *Cardium* sp. ;
- Gastéropodes : *Turitella dietrichi* LEYMERIE, *Cerithium* sp.,
- Céphalopodes : *Hoploscaphites constrictus* SOWERBY, *Nautilus charpentieri* LEYMERIE.

Outre ces espèces, l'inventaire de la macrofaune peut être complété des espèces suivantes :

- . *Hemiaster punctatus*, *Exogyra pyrenaica*, *Alectryonia larva*, *Thecidea* sp. ;
- . Par ailleurs certains niveaux (4 et 5 cf. fig. fig. 73] se sont révélés particulièrement riches en Céphalopodes, déterminés par W.J. KENNEDY. On y reconnaît : *Hoploscaphites constrictus* SOWERBY (37 exemplaires), et *Eubaculites lyelli* (D'ORBIGNY, 1847) (10 exemplaires) dans les deux niveaux, avec en plus *Baculites vertebralis* et *Hoploscaphites constrictus* var. *crassus* LOPUSKI dans le niveau supérieur (niveau 5) [pl. 17].

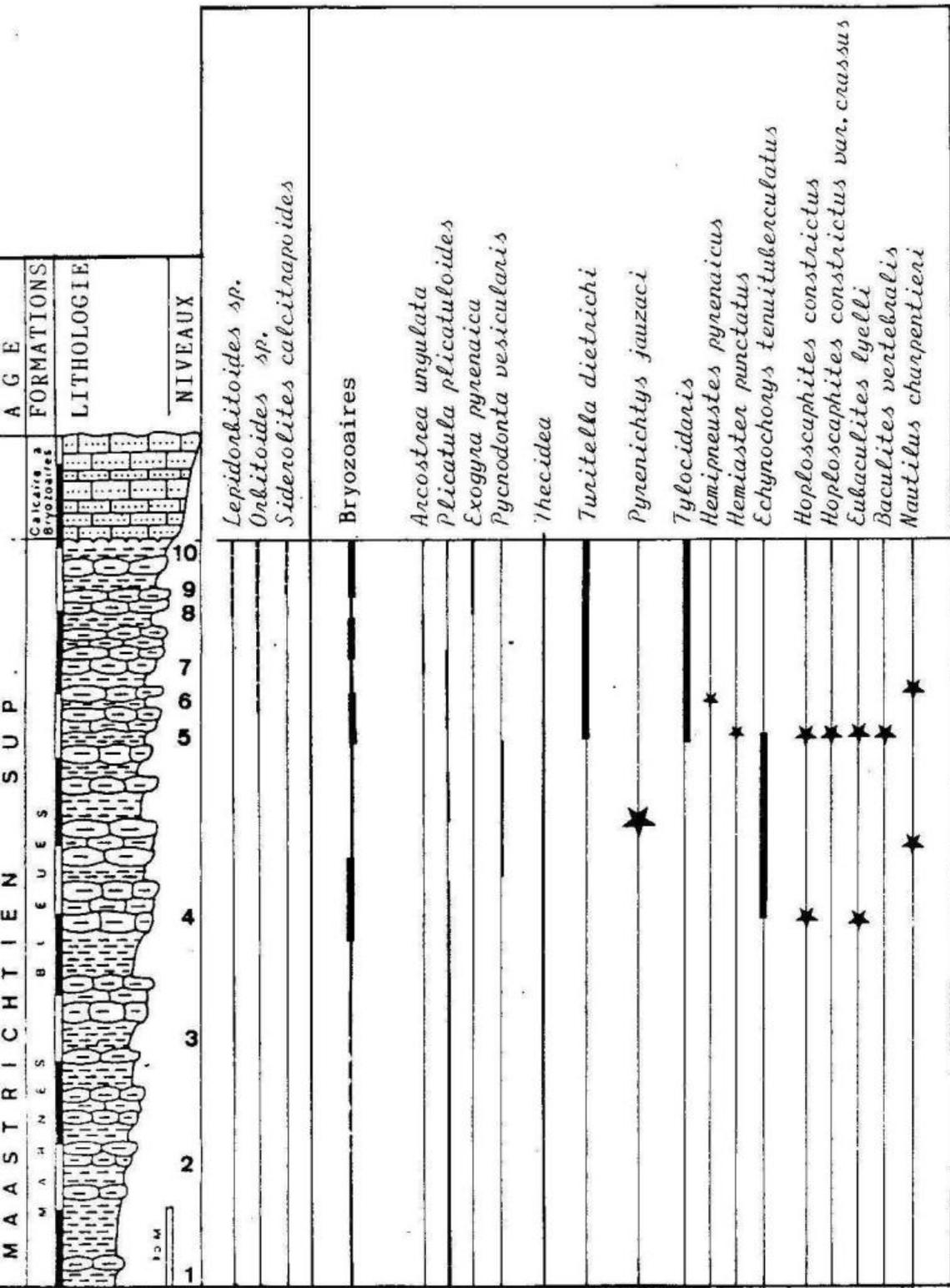


FIG. 73. Répartition de la macrofaune (principales espèces) et des mésofossiles dans la marnière de St. Loup.

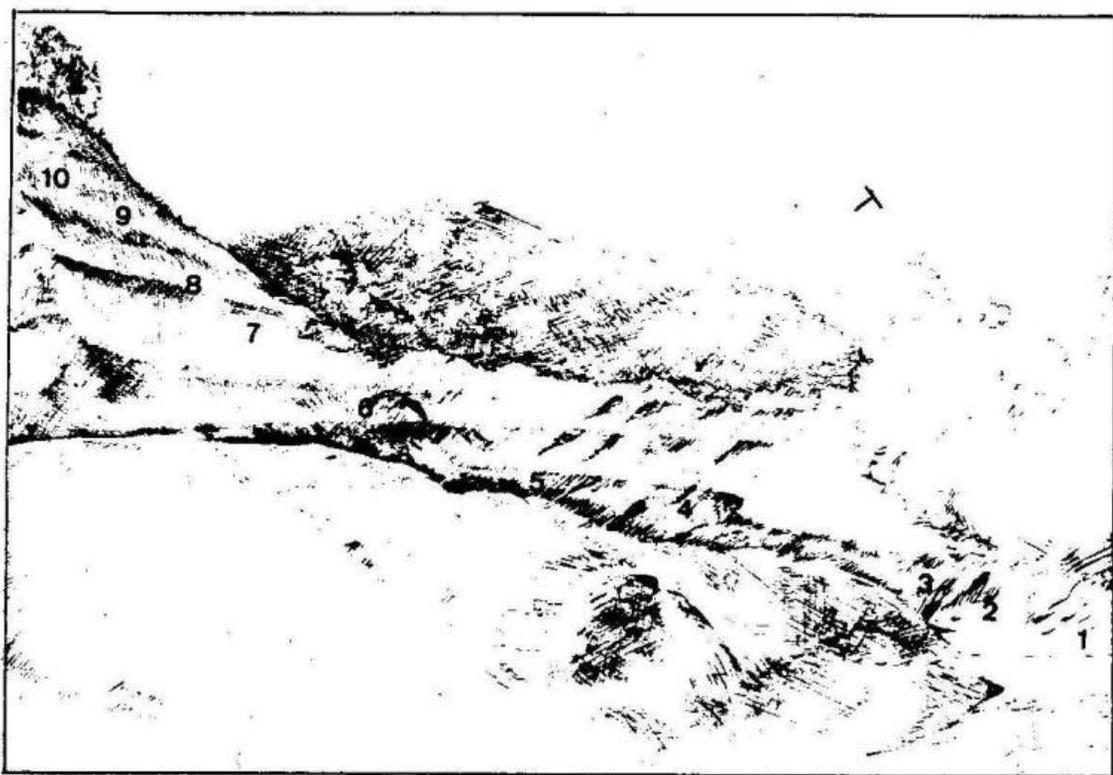
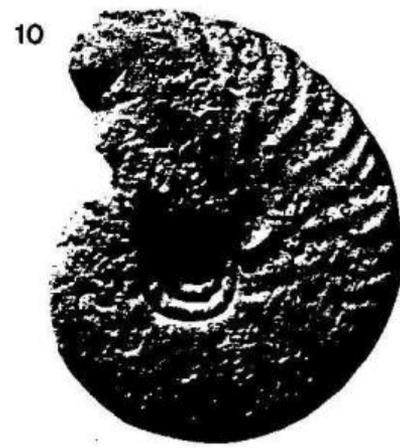
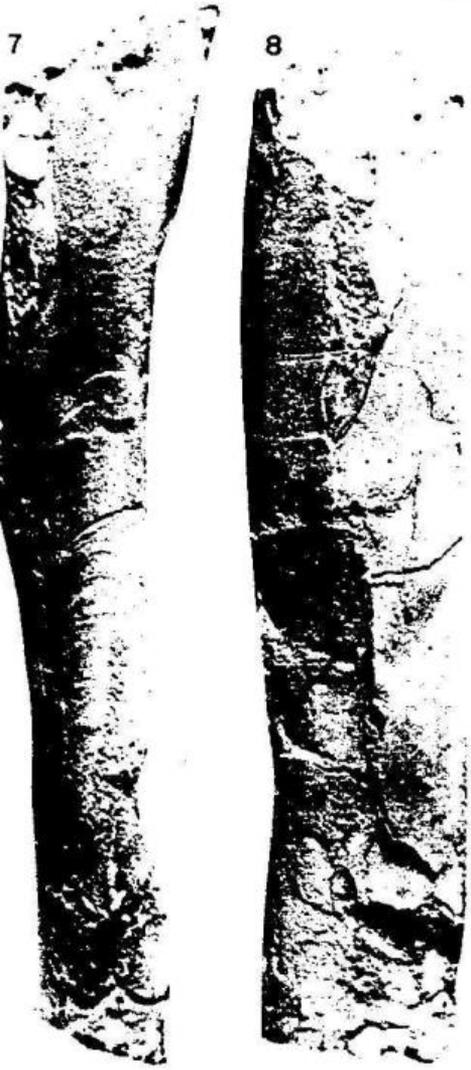
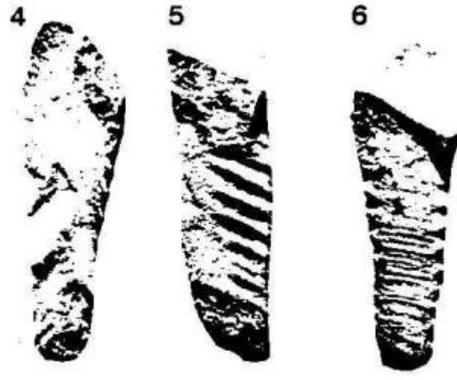
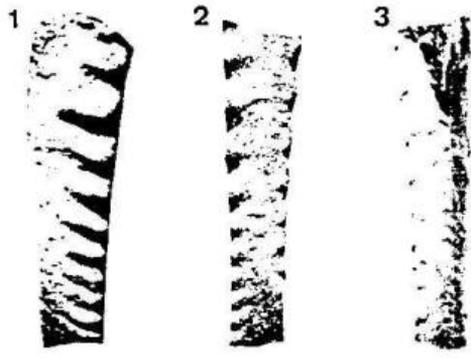


FIG. 74. La marnière de St. Loup. Dessin d'après photo E. LEPICARD.

PLANCHE 17 : Les Céphalopodes de la marnière de S^t Loup.
Déterminations et clichés W.J. KENNEDY.

- 1. à 3. - *Eubaculites lyelli*. Niveau 4
- 4. à 6. - *Eubaculites lyelli*. Niveau 5.
- 7. et 8. - *Baculites vertebralis*. Niveau 5.
- 9. et 10. - *Hoploscaphites constrictus*. Niveau 5.
- 11. à 13. - *Hoploscaphites constrictus* var. *crassus*. Niveau 5.



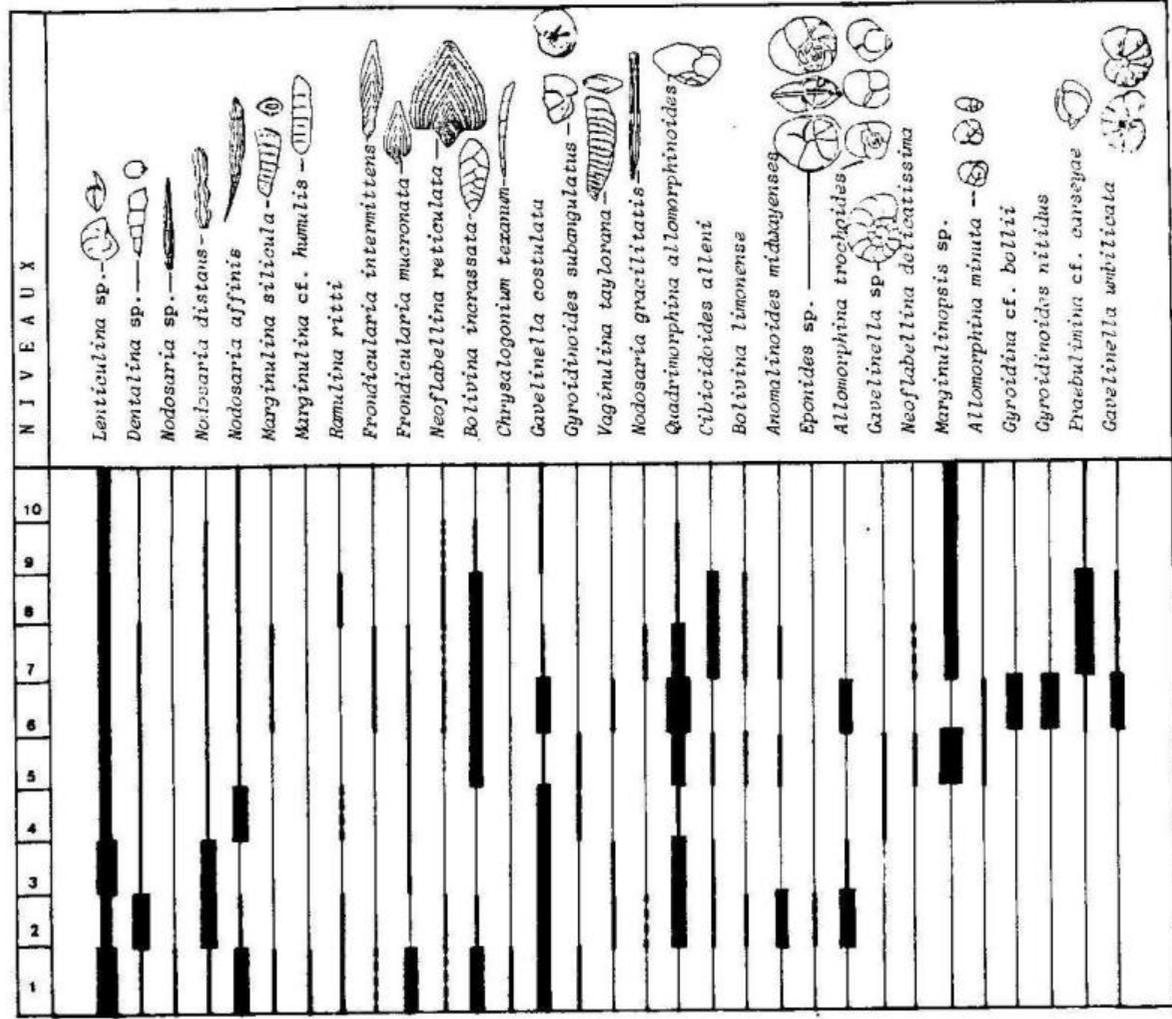


FIG.75. Répartition des Foraminifères benthiques hyalins dans la marnière de St. Loup.

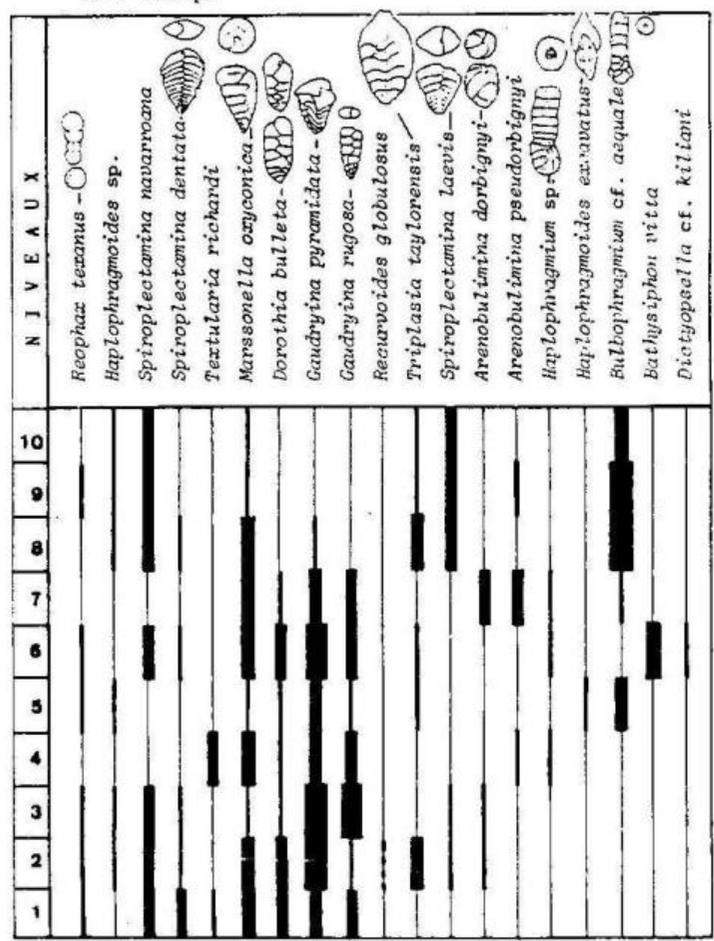


FIG.76. Répartition des Foraminifères benthiques arénacés dans la marnière de St. Loup.

Ph. JAUZAC a récemment découvert entre les niveaux 4 et 5, un poisson déterminé par M. GAYET comme *Pyrenichtys jauzaci* nov. gen. nov. sp. (M. GAYET et B. LEPICARD, 1985).

1.2.2. - Microfaune

a) LES FORAMINIFERES BENTHIQUES (déterminations F. CALANDRA, S.N.E.A.P)

Seules ont été prises en compte, les formes dont la taille est comprise entre 200 μ et 1250 μ .

La répartition des espèces énumérées ci-dessous, est représentée fig. 75 pour les Foraminifères hyalins ; fig. 76 pour les Foraminifères arénacés.

Foraminifères hyalins : *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Nodosaria distans* REUSS, *Nodosaria affinis* REUSS, *Marginulina silicula* PLUMMER, *Marginulina* cf. *humilis* (REUSS), *Ramulina ritti* RHEZAK, *Frondicularia intermittens* REUSS, *Frondicularia mucronata* REUSS, *Neoflabellina reticulata* (REUSS), *Bolivina incrassata* REUSS, *Chrysalogonium texanum* CUSHMAN, *Gavelinella costulata* (MARIE), *Gyroidinoides subangulatus* (PLUMMER), *Vaginulina taylorana* CUSHMAN, *Nodosaria gracilitatis* CUSHMAN, *Quadriformina allomorphinoides* (REUSS), *Cibicidoides alleni* (PLUMMER), *Bolivina limonense* CUSHMAN, *Anomalinoidea midwayenses* (PLUMMER), *Eponides* sp., *Allomorphina trochoides* (REUSS), *Gavelinella* sp., *Neoflabellinella delicatissima* (PLUMMER), *Marginulinopsis* sp., *Allomorphina minuta* CUSHMAN, *Gyroidinoida* cf. *bollii* (CUSHMAN et RENZ), *Gyroidinoides nitidus* (REUSS), *Praebulimina* cf. *carseyae* (PLUMMER), *Gavelinella umbilicata* (MJATLIUK).

Foraminifères arénacés : *Reophax texanus* CUSHMAN et WATERS, *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectamina navarroana* CUSHMAN, *Spiroplectamina dentata* (ALTH), *Textularia richardi* MC LEAN, *Marsonella oxyconica* (REUSS) *Dorothia bulleta* (CARSEY), *Gaudryina pyramidata* CUSHMAN, *Gaudryina rugosa* (D'ORBIGNY), *Recurvoides globulosus* (GRZYBOWSKI), *Triplasia taylorensis* (CUSHMAN et WATERS), *Spiroplectamina laevis* ROEMER, *Arenobulimina pseudorbigny* MARIE, *Haplophragmium* sp., *Haplophragmoides excavatus* CUSHMAN et WATERS, *Bulbophragmium* cf. *aequale* MAINC, *Batysiphon vitta* NAUSS, *Dictyosella* cf. *kiliani* SCHLUMBERGER.

b) LES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

Ils sont présents dans l'ensemble de la coupe, et représentés par les espèces suivantes [fig. 77]. (détermination F. CALANDRA, S.N.E.A.P.).

Globotruncana contusa (CUSHMAN), *G. esnehensis* NAKKADY, *G. falsostuarti* SIGAL, *G. stuarti* (de LAPPARENT), *G. rosetta* (CARSEY), *G. aegyptica* NAKKADY, *G. arca* (CUSHMAN), *Heterohelix globulosus* (ERHENBERG), *Heterohelix striatus* (ERHENBERG), *H. navarroensis* LOEBLICH, *Racemiguembelina fructicosa* EGGER, *Pseudotextularia elegans* (RHEZAK), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER), *R. rotundata* BRONNIMAN *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI) *Trinitella scotti* (BRONNIMAN) (= *Rugoglobigerina scotti*), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER).

c) NANNOFLORE (détermination B. LAMBERT, C.F.P.).

Les associations se caractérisent par les espèces suivantes :

Lithraphidites quadratus abondant, *Lithraphidites praequadratus* rares, *Arkhangelskiella cymbiformis* abondant, *ceratolithoides kamptneri* abondant.
Micula mura apparaît au toit de la série (niveau 9).

■ 2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

2.1. - La série de Larcen

2.1.1. - Foraminifères planctoniques

Les associations de Foraminifères planctoniques, caractérisées en particulier par l'absence de *Racemiguembelina fructicosa*, la présence de *Globotruncana falsostuarti* et de *G. gr. contusa* permettent, malgré l'incertitude qui subsiste sur la détermination de cette dernière espèce, de situer les Marnes bleues de Larcen dans un intervalle stratigraphique compris dans le Maastrichtien inférieur (zones à *G. falsostuarti* et zone à *G. contusa* cf. fig. 78).

2.1.2. - Nannoflore

A la base, la présence de *Cribocorona gallica*, et de formes intermédiaires entre *Lithraphidites carniolensis*, *L. praequadratus* et *L. quadratus*, ainsi que l'absence d'*Eiffelithus eximius* permettent de proposer un âge Maastrichtien sans grande précision qui correspond vraisemblablement à la zone à *L. praequadratus*. Au dessus, la présence et la proportion croissante de *Lithraphidites quadratus* permet d'attribuer les associations à la zone à *L. quadratus*.

2.2. - La série de St. Loup

2.2.1. - Céphalopodes

Les associations à *H. constrictus* et *E. lyelli* (niveau 4), sont, d'après J.W. KENNEDY, caractéristiques dans leur intégralité de la zone à *Belemnella junior*, marquant le Maastrichtien supérieur en domaine boréal, de plus la présence de *B. vertebralis* et de *H. constrictus* var. *crassus* dans le niveau 5 permet d'individualiser un Maastrichtien supérieur élevé puisque ces espèces sont strictement limitées à la zone à *Belemnella casimirovensis*, elle-même équivalente de la zone à *Abatomphalus mayaroensis* dans la zonation standard des Foraminifères planctoniques [cf. fig. 8].

2.2.2. - Foraminifères benthiques

Leur pouvoir de séparation est faible, comparé à celui de la Nannoflore, des Céphalopodes et des Foraminifères planctoniques. Il faut toutefois signaler - la présence de *Neoflabellina reticulata* et *Bolivina incrassata* espèces considérées comme typiquement maastrichtiennes, dès la base de la coupe.
- l'apparition des grands Foraminifères benthiques, liée à celle des faciès marno-calcaires, avec *O. apiculata*, dans le niveau 6, *Lepidorbitoides* sp. dans le niveau 8 et *Siderolites calcitrapoides* dans le niveau 9.

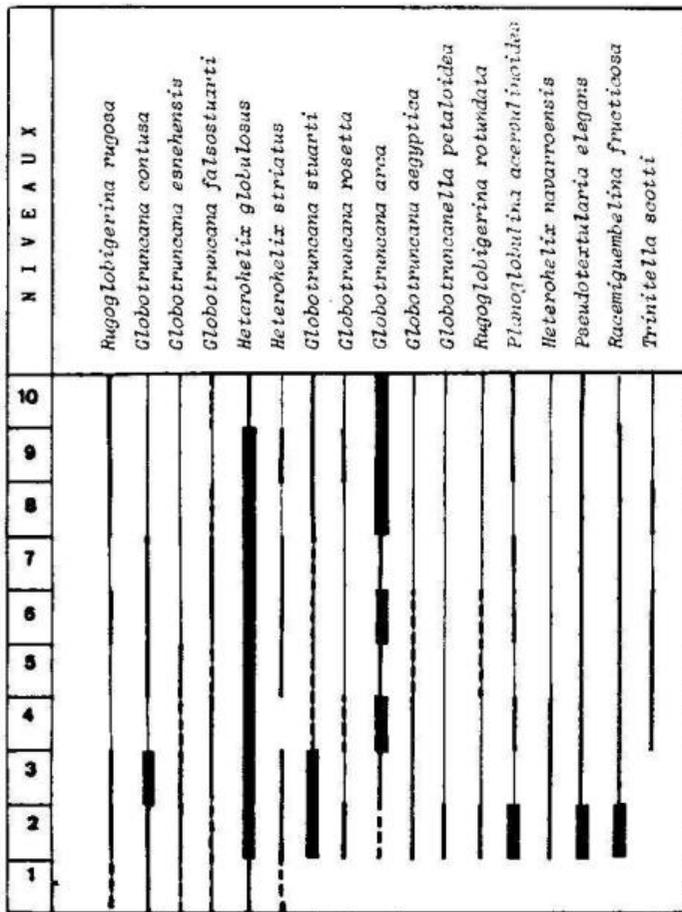


FIG.77 Répartition des Foraminifères planctoniques dans la marnière de St. Loup.



FIG.78 Les Foraminifères planctoniques de Larcen. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASYNSKI et al., 1984. 1 : intervalle stratigraphique maximum dans lequel sont comprises les Marnes bleues à Larcen.

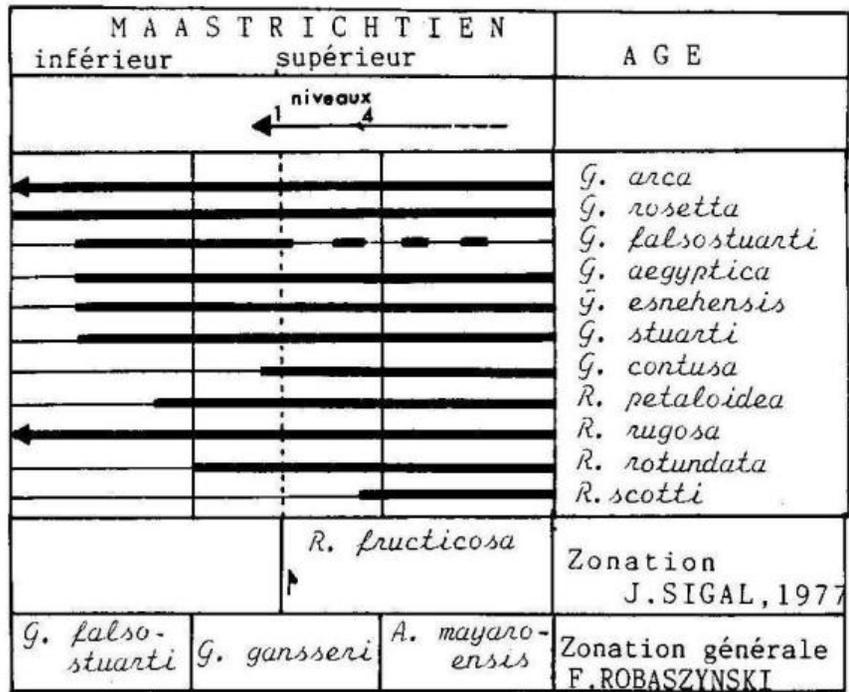


FIG. 79a - Les Foraminifères planctoniques des Marnes bleues de St Loup. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASZYNSKI et al., 1984, et J. SIGAL, 1977.

← -- : intervalle stratigraphique maximum dans lequel sont comprises les Marnes bleues de St Loup.

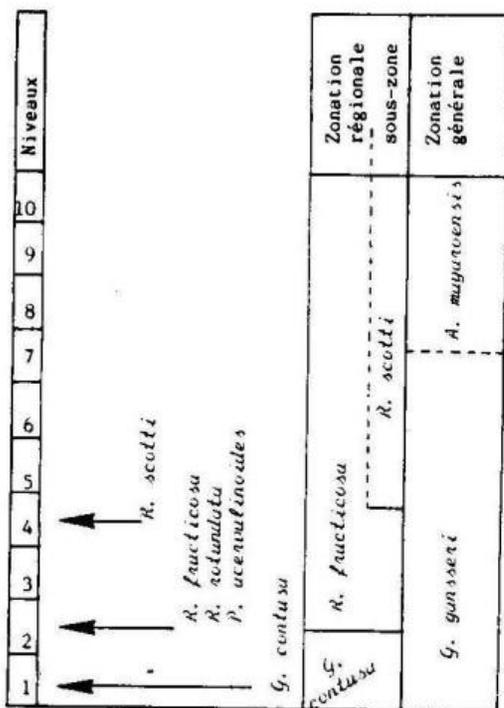


FIG. 79b. Apparition des espèces marqueurs, dans les différents niveaux de la coupe de St. Loup. Zonation régionale et comparaison à la zonation générale.

2.2.3. - Foraminifères planctoniques

La confrontation des espèces planctoniques présentes à St. Loup, aux schémas de répartition proposés en particulier par F. ROBASZYNSKI et al. (1984) et J. SIGAL (1977) fait apparaître 4 formes qui sont significatives dans le contexte régional ; ce sont : *G. contusa*, *R. fructicosa*, *P. acervulinoides* et *R. scotti* [fig. 79].

- la présence de *G. contusa* et l'absence de *R. fructicosa* dans le niveau 1, permet de situer cette première association dans un intervalle stratigraphique compris dans la partie inférieure de la zone à *G. gansseri* de la zonation standard et de proposer un âge encore maastrichtien inférieur,

- *R. fructicosa*, marquant le Maastrichtien supérieur pour J. SIGAL (1977), apparaît dès le niveau 2 [fig. 77, 79] ; il en est de même pour *P. acervulinoides* dont la limite inférieure d'extension se situe dans la partie médiane de la zone à *G. gansseri* (S.E. MARTIN, 1972), et confirme la correspondance entre la partie inférieure de la zone à *R. fructicosa* et la partie supérieure de la zone à *G. gansseri*,

- *R. scotti* (= *Trinitella scotti*) dans la niveau 4 [figs. 77 et 79] indique au plus bas le sommet de la zone à *gansseri*.

2.2.4. - Nannoflore

L'abondance de *L. quadratus* corrélativement à la rareté de *L. praequadratus* ainsi que l'abondance d'*A. cymbiformis* et de *C. kamptneri* caractérisent dès la base de la coupe, et par comparaison aux zonations établies au Kef et à Maastricht, la zone à *Tetralithus sp.* de B. LAMBERT (1980).

A Maastricht, cette zone recouvre les niveaux Mb et Mc du tuffeau, elle correspond ainsi au Maastrichtien sensu stricto [cf. fig. 10].

Dans la partie supérieure de l'unité, l'apparition de *M. mura* marque un Maastrichtien supérieur élevé puisque la zone à *M. mura* correspond à la zone à *A. mayaroensis* de l'échelle générale des Foraminifères planctoniques et au niveau Md de Maastricht [cf. fig. 10].

2.2.5. - Conclusion

Les indications fournies par l'ensemble des marqueurs biostratigraphiques s'accordent et permettent d'attribuer un âge maastrichtien supérieur à la quasi totalité des Marnes bleues de St. Loup affleurante dans la carrière ; la partie inférieure de la série montre le passage du Maastrichtien inférieur à supérieur.

2.3. - Conclusions biostratigraphiques [fig. 80].

La région de Larcen-St. Loup possède la particularité de fournir de nombreux outils biostratigraphiques - Ammonites, Foraminifères planctoniques, Nannofossiles - qui permettent de proposer une subdivision biostratigraphique fine du Maastrichtien, et de comparer diverses échelles biostratigraphiques.

Cette région offre en outre le privilège de livrer *Hoploscaphites constrictus* SOWERBY dont c'est ici l'un des deux seuls gisements connus en France (W.J.

KENNEDY, 1983). *Hoploscaphites constrictus* est généralement retenu comme le marqueur de zone de l'échelle de référence des Céphalopodes.

Son extrême rareté dans la partie inférieure de sa zone d'extension, le rend peu utile dans l'individualisation du Maastrichtien inférieur. En son absence nous avons utilisé les données fournies par les Foraminifères planctoniques qui constituent un bon outil pour cet intervalle en domaine tethysien (colloque sur le Sénonien, Marseille, 1983).

- Le Maastrichtien inférieur (relativement élevé, puisqu'équivalent de la partie inférieure de la zone à *G. gansseri*) a été individualisé à Larcan, sur la base des associations de Foraminifères planctoniques à *G. falsostuarti* - *G. contusa* et en l'absence de *R. fructicosa*.

Les associations de Nannofossiles se caractérisent d'abord par les espèces *C. gallica* et des *Lithraphidites* intermédiaires entre les formes *Praequadratus* - *carniolensis* - *quadratus*; elles sont ensuite typiques de la zone à *L. quadratus*. Les Nannofossiles rendent possible une comparaison directe avec le Maastrichtien stratotypique puisque cette dernière zone correspond au Calcaire de Maastricht inférieur (niveau Cr4 : craie grossière du Maastrichtien sensu lato), [cf. fig. 10, fig. 12].

- Le Maastrichtien supérieur peut être distingué à St. Loup sur la base des :
 - Céphalopodes, en effet les Marnes bleues livrent ici des formes d'*Hoploscaphites constrictus*, associées à *Eubaculites lyelli* (niveau 4), qui sont selon W.J. KENNEDY, typiques de la zone à *B. junior* marquant le Maastrichtien supérieur en domaine boréal.
 - des Foraminifères planctoniques, les associations se caractérisent dès le niveau 2 par la présence de *R. fructicosa*, généralement reconnu comme un bon marqueur du Maastrichtien supérieur.

Les associations de Nannofossiles avec l'abondance des espèces *A. cymbiformis*, *C. kamptneri* et *L. quadratus* sont typiques de la zone à *Tetralithus* sp. Cette dernière recouvre les niveaux Mb et Mc du Calcaire de Maastricht supérieur (Maastrichtien sensu stricto) [cf. fig. 10, fig. 12].

D'autre part, les grands Foraminifères benthiques apparaissent à Larcan comme à St. Loup, au toit de la série ; au toit du Maastrichtien inférieur à Larcan et au Maastrichtien terminal à St. Loup. Le diachronisme des apparitions est lié à celui des faciès favorables.

Si l'ensemble des indications fournies par les marqueurs biostratigraphiques s'accordent quant à l'identification du Maastrichtien supérieur ; la comparaison des différents groupes de marqueurs fait apparaître une distorsion dans la correspondance entre les échelles de Céphalopodes-Foraminifères planctoniques et Nannoflores au Maastrichtien terminal. En effet, *Rugoglobigerina scotti*, marquant le passage du Maastrichtien supérieur au Maastrichtien terminal apparaît dans le niveau 4 ; *Hoploscaphites constrictus* var. *crassus* et *Baculites vertebralis* permettent d'individualiser le Maastrichtien terminal dès le niveau 5 ; par contre *M. mura* n'apparaît qu'au niveau 9.

- Il faudrait donc inclure une partie de la zone à *Tetralithus* sp. dans le Maastrichtien terminal, en référence aux échelles de Foraminifères planctoniques et de Céphalopodes.

M A A S T R I C H T I E N										A G E	
inférieur			supérieur				terminal				
1 L A R C A N			1 2 St. 3 L O U P				4 5 6 7 8 9 10			N I V E A U X	
<i>Hoploscaphites constrictus</i> <i>Buculites lyelli</i>							Répartition		A M M O N O I D E S		
<i>H. constrictus</i> var. <i>crassus</i> <i>Buculites vertebralis</i>											
<i>Hoploscaphites constrictus</i>							Zonation locale				
<i>B. junior</i> <i>B. casimirvensis</i>							Equivalence aux zones de Bélemnités		F O R A M S P L A N C T O N I Q U E S		
							<i>G. rosetti</i>				
							<i>G. bulloides</i>				
							<i>G. arcu</i>				
							<i>G. forniculu</i>				
							<i>P. elegans</i>				
							<i>G. falsostuanti</i>				
							<i>G. stuartiformis</i>				
							<i>G. contusa</i>				
							<i>G. esnehensis</i>				
							<i>R. rugosu</i>				
							<i>H. globulosus</i>				
							<i>H. striatus</i>				
							<i>G. stuarti</i>				
							<i>G. aegyptica</i>				
							<i>Gl'ella petaloidea</i>				
							<i>R. rotundata</i>				
							<i>P. acervulinoides</i>				
							<i>H. navarroensis</i>				
							<i>R. fructicosa</i>				
							<i>Rugoglobigerina scotti</i>				
<i>G. falsostuanti</i> / <i>G. contusa</i>			<i>Racemiguembelina fructicosa</i>				Zonation locale				
			<i>R. scotti</i>								
<i>G. gansseri</i>			<i>A. mayaroensis</i>				Comparaison à la zonation générale				
<i>C. gallica</i> sp. de passage : <i>L. carniolensis</i> / <i>praequadratus</i> / <i>quadratus</i> .		<i>L. quadratus</i>		<i>L. quadratus</i> <i>A. cymbiformis</i> <i>C. kumptneri</i> abondants		↑ <i>Miculomura</i>		Espèces caractéristiques des associations		N A N N O P O S S I L E S	
<i>L. praequadratus</i>	<i>L. quadratus</i>	<i>Tetralithus</i> sp.				<i>M.</i> <i>mura</i>		Zonation			
		M_{b+c}				M_d		Comparaison au Maastrichtien strato.			
St. Loup							↑ <i>Siderolites calcitrupides</i> <i>Lepidorbitoides</i> sp. <i>O. apiculata</i>		F O R A M S B E N T H I Q U E S		
L A R C A N	↑	<i>Orbitoides</i> sp.	<i>O. gensusica</i>	<i>Lepidorbitoides</i> sp.	<i>Clypeorbis mamillatu</i>	<i>Siderolites</i> sp.					

FIG. 80.- Synthèse des données biostratigraphiques fournies par les Marnes bleues de St. Loup.

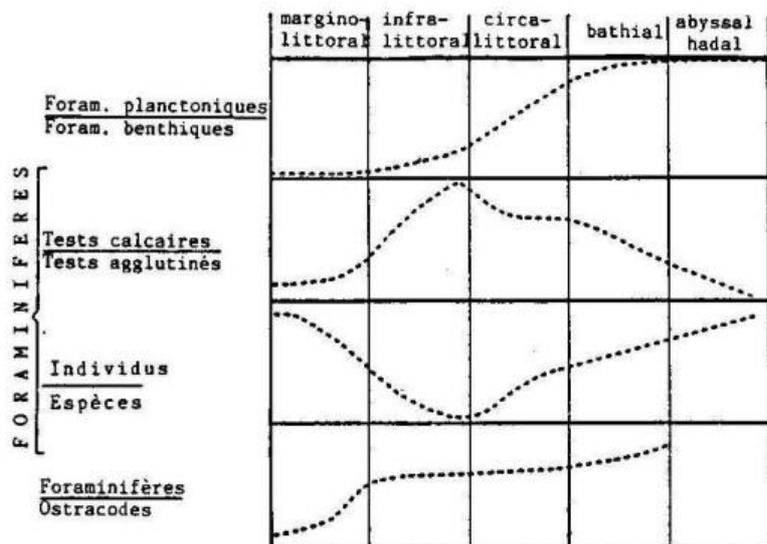


FIG.81a. Variations du contenu micropaléontologique en domaine marin, par différents rapports. D'après J. REY, 1983.

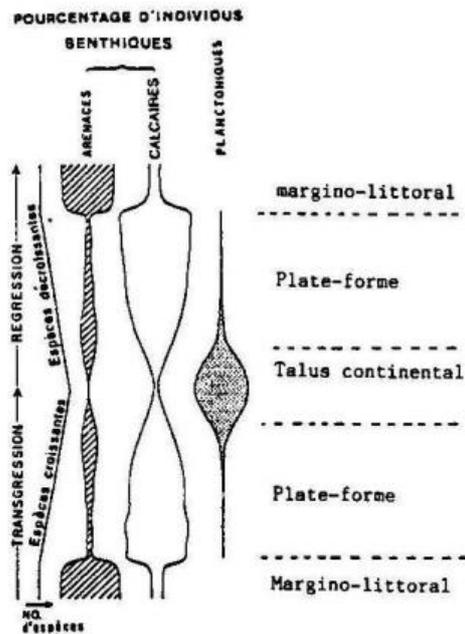


FIG.81b. Séquence de Foraminifères sur une plate-forme continentale actuelle dans un contexte transgressif-régressif. D'après EICHER, 1969 (cf. J. REY, 1983).

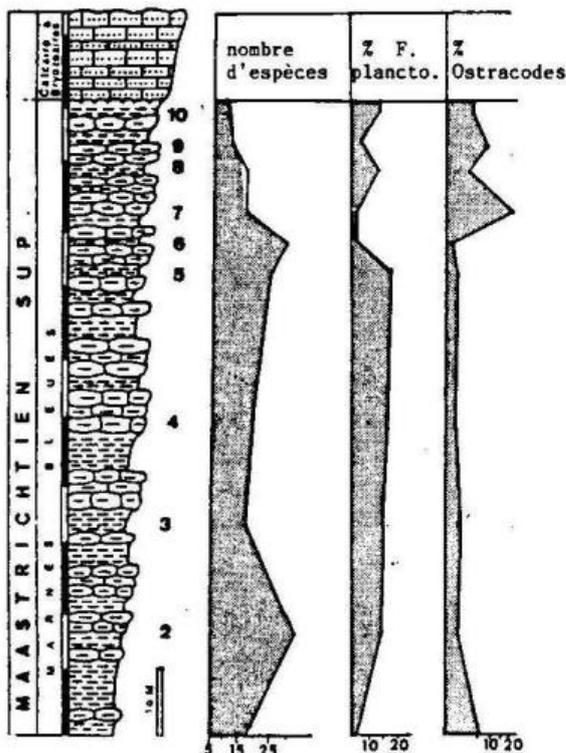


FIG.82. Evolution: 1, du nombre des espèces de petits Foraminifères benthiques; 2, de la proportion de Foraminifères planctoniques; 3, de la proportion d'Ostracodes dans les Marnes bleues de St. Loup.

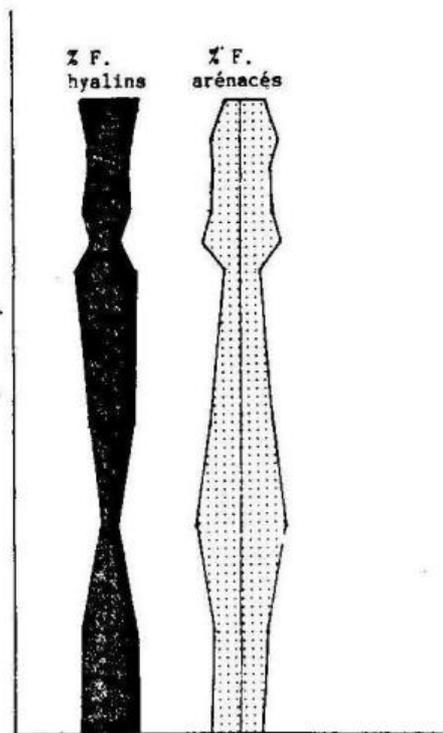


FIG.83. Evolution de la proportion des Foraminifères benthiques hyalins et arénacés dans les Marnes bleues de St. Loup.

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT

3.1. - Caractères généraux

Les Marnes bleues de St. Loup se sont déposées :

- en milieu marin franc, comme le montrent :
- . la présence de Foraminifères planctoniques, de Céphalopodes et de nombreux Echinodermes ;
- . la bonne diversité spécifique de la microfaune et de la macrofaune ;
- de faible hydrodynamisme ; en raison de la prédominance des marnes sur les marno-calcaires.

Dans la partie supérieure de l'unité, la proportion croissante des marno-calcaires et des sphérules limoniteux, par opposition à une proportion décroissante des marnes et de la pyrite, témoignent d'une meilleure oxygénation du fond, probablement liée à une diminution bathymétrique du milieu de dépôt. Cette hypothèse semble confirmée par l'apparition des macroforaminifères et par la diversification de la macrofaune au sommet de la série.

En ce qui concerne le fer, il ne faut pas négliger la possibilité d'une remobilisation tardive par des écoulements superficiels.

3.2. - Paleoécologie

L'étude des associations microfaunistiques des Marnes bleues a été réalisée dans le but de préciser la nature et l'évolution du milieu de dépôt qu'une étude sédimentologique seule ne permettait pas de dégager, en raison de l'absence de critères au sein de cette unité dans l'ensemble homogène.

Les interprétations paléoécologiques et paléobathymétriques concernant les diverses associations sont fondées sur la distribution de la microfaune par comparaison aux variations des proportions des principaux groupes actuels [fig. 81, d'après J. REY, 1983], et à des associations maastrichtiennes similaires décrites par D. SCHNITKER (1969, 1972), V.W. SLITER et R.A. BAKER (1972), P. SPRECHMAN (1981) W. ELSER (1984) et R.K. OLSONN et E.E. NYONG (1984).

3.2.1. - Proportions de Foraminifères planctoniques et d'Ostracodes

a) Les Foraminifères planctoniques : Le rapport des Foraminifères planctoniques à l'ensemble de la microfaune benthique est relativement faible, n'excédant pas 20 % [2. fig. 82] avec :

- . 15 à 17 % dans les niveaux 1 à 5 ;
- . 2 à 10 % dans les niveaux 6 à 10.

Ces valeurs indiquent, conformément au diagramme de Hay, un milieu relativement peu profond, dont la bathymétrie est inférieure à 200 m et diminue à partir du niveau 6. De la même façon, la forte proportion d'Hétérohélicidés (≈ 75 % des Foraminifères planctoniques) témoigne d'une profondeur relativement faible (SLITER et BAKER, 1972 ; WALLEZ-FONDECAVE, 1975).

b) Les Ostracodes : Leur quantité relative (inférieure à 20 %) est identique à celle des Foraminifères planctoniques, mais elle varie en sens inverse avec [3, fig. 82] :

- . 2 à 10 % dans les niveaux 1 à 6 ;
- . 10 à 20 % dans les niveaux 7 à 10.

Ces données s'accordent dans le sens d'une diminution bathymétrique du milieu à partir du niveau 6 -en accord avec les variations des divers rapports exprimés Fig. 81a- dans un milieu circalittoral à infralittoral. Elles confirment la tendance déjà signalée par l'apparition des macroforaminifères, par la diversification croissante de la macrofaune, par la proportion croissante des marno-calcaires et des sphérules limoniteux.

La diminution bathymétrique s'accompagne d'une diminution de la diversité spécifique des petits Foraminifères benthiques [1. fig. 82] conformément au schéma proposé par EICHER (1969), [cf. fig. 81].

3.2.2. - Distribution des principales familles de Foraminifères benthiques

La classification utilisée pour les Foraminifères est celle proposée par LOEBLICH A.R.J. et TAPPAN A. (1974).

Le rapport des Foraminifères hyalins aux arénacés est, à l'exception des niveaux 3 et 6, relativement constant ; leurs proportions sont sensiblement égales ($\approx 40\% - 60\%$) [fig. 83].

a) Les Foraminifères hyalins

La famille la mieux représentée et la plus diversifiée est celle des Nodosariidés [cf. fig. 84 et Fig. 85]. Elle se développe préférentiellement à 2 niveaux :

- . niveau 1, avec la prédominance du genre **Lenticulina**,
- . niveaux 5 et 9, où le genre **Marginulinopsis** est prépondérant, toujours associé à **Lenticulina**.

Viennent ensuite -les Buliminacés [fig. 85] : ils sont à peu près constants en nombre, mais surtout représentés par peu d'espèces : **Bolivina incrassata** dans les 2/3 inférieurs de la série et **Praebulimina carseyae** au sommet [fig. 84].

- les Nonionacés ; ils sont également constants en nombre [fig. 85], mais avec un renouvellement des familles au niveau 6 [fig. 84] :

- . Alabaminidés, Osangularidés et Nonionidés sont diversifiés des niveaux 1 à 6 ;
- . dans les niveaux 7 à 10, ces familles sont relayées par celle des Anomalinidés avec pour principaux genres **Gavelinella** et **Cibicides**.

b) Les Foraminifères arénacés

Dans les 2/3 inférieurs de la coupe, les Ataxophragmiidés dominent largement les associations [fig. 85], niveaux 1 à 7 ; les genres les plus représentés sont : **Gaudryina** et **Dorothia** [fig. 84].



	<i>Orbitoides apiculata</i> <i>Lepidorbitoides socialis</i> <i>Siderolites</i> sp.
	NODOSARIIDAE <i>Chrysalogonium texanum</i> <i>Marginulina</i> cf. <i>humilis</i> <i>Marginulina silicula</i> <i>Dentalina</i> sp. <i>Fronicularia intermittens</i> <i>Fronicularia mucronata</i> <i>Neoflabellina reticulata</i> <i>Nodosaria</i> sp. <i>Nodosaria distans</i> <i>Nodosaria affinis</i> <i>Lenticulina</i> sp. <i>Vaginulina taylorana</i> <i>Nodosaria gracilitatis</i> <i>Neoflabellina delicatissima</i> <i>Marginulopsis</i> sp.
	BULMINACEA <i>Bolivina incrassata</i> <i>Bolivina limonense</i> <i>Præbulimina</i> cf. <i>carsoyae</i>
	NONIONACEA -Anomalinidae <i>Gavelinella costulata</i> <i>Cibicidoides alleni</i> <i>Anomalinoidea midwayenses</i> <i>Gavelinella</i> sp. <i>Gavelinella umbilicata</i> - Alakaminidae <i>Gyroldina</i> cf. <i>hollii</i> - Osangulariidae <i>Gyroldinoidea subangulatus</i> <i>Gyroldinoidea nitidus</i> - Nonionidae <i>Allomorphina trochoidea</i> <i>Allomorphina minuta</i> <i>Quadriformina allomorphinoidea</i>
	Divers <i>Eponides</i> sp. <i>Ramulina ritti</i>
	ATAXOPHRAGMIIDAE <i>Dorothis bulleta</i> <i>Gaudryina rugosa</i> <i>Gaudryina pyramidata</i> <i>Arenobulimina dorbignyi</i>
	TEXTULARIIDAE <i>Textularia richardi</i> <i>Marsonella oxyconica</i> <i>Spiroplectamina dentata</i> <i>Spiroplectamina navarroana</i> <i>Spiroplectamina laevis</i>
	LITUOLIDAE <i>Haplophragmoides</i> sp. <i>Recurvoidea globulosus</i> <i>Triplasia taylorensis</i> <i>Haplophragmium</i> sp. <i>Haplophragmoides excavatus</i> <i>Bulbophragmium</i> cf. <i>aequale</i> <i>Dictyopsella</i> cf. <i>kiliani</i>
	Divers <i>Reophax texanus</i> <i>Bulysiphon vitta</i>

FIG. 84.- Répartition des Foraminifères benthiques dans les marnes bleues de St. Loup.

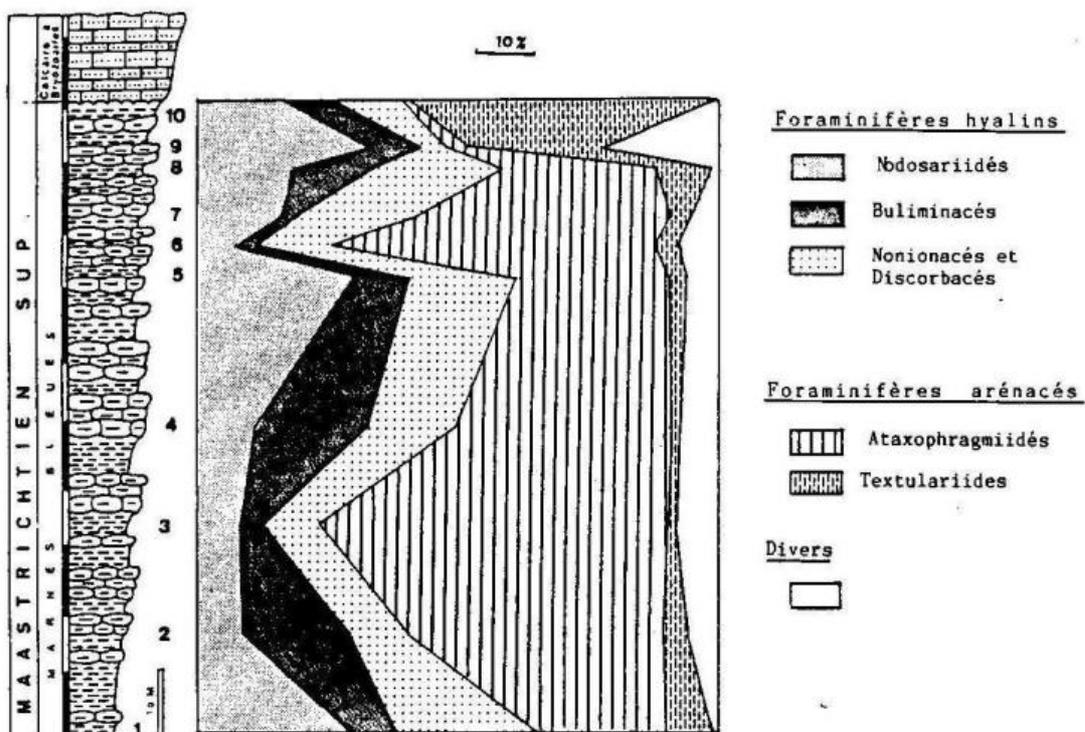


FIG.85 Distribution des principales familles de Foraminifères benthiques présentes dans les niveaux 1 à 10 de la marnière de St. Loup.

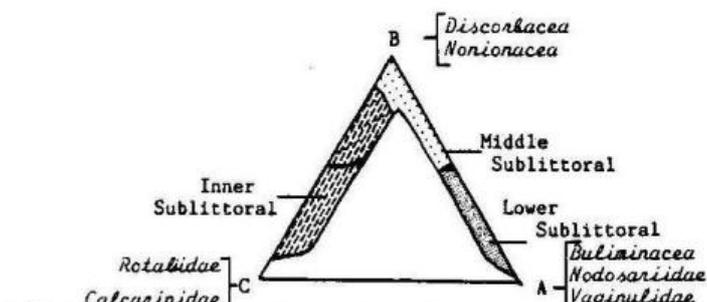


FIG.86 Summary triangular plot showing the percentile occurrences of Foraminifera in different Maastrichtian tropical and subtropical environments. D'après P. SPRECHMAN, 1981.

Diagramme triangulaire montrant les proportions de Foraminifères dans différents milieux tropicaux et subtropicaux, au cours du Maastrichtien.

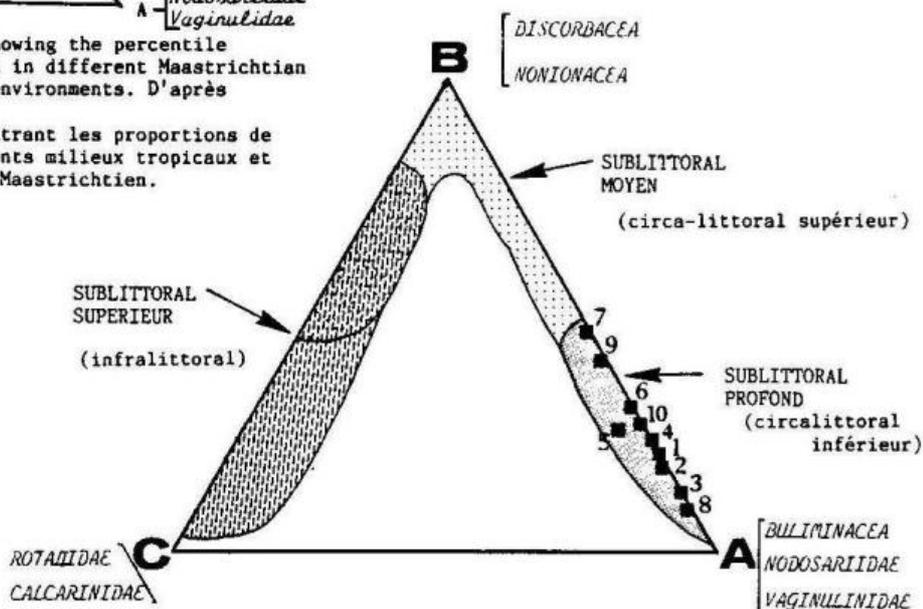


FIG.87 Répartition des associations de Foraminifères hyalins des niveaux 1 à 10 de la marnière de St. Loup, dans le diagramme triangulaire de P. SPRECHMAN, 1981.

On assiste cependant dans les niveaux 3 et 6, au développement quasi exclusif de l'espèce *Gaudryina pyramidata*. La prolifération locale de ces formes résistantes et spécialisées suggère l'existence de conditions écologiques spécifiques et défavorables. D'autre part, la présence de pyrite dans ces échantillons met en évidence le caractère réducteur du milieu, néfaste au développement des espèces benthiques.

Au sommet de la coupe, niveaux 8 à 10, les Textulariidés deviennent prépondérants, avec pour l'essentiel le genre *spiroplectamina*. Ils sont associés à des Lituolidés surtout représentés par le genre *Bulbophragmium*.

c) Interprétation

La partie inférieure de la coupe, niveaux 1 à 8, se caractérise par des associations à Nodosariidés diversifiés et arénacés simples (Ataxophragmiidés avec principalement les genres *Gaudryina* et *Dorothia*). Ces associations sont d'après W.V. SLITER et R.A. BAKER typiques des milieux de plate-forme externe et de la partie supérieure du talus.

La prolifération locale de l'espèce *Gaudryina pyramidata*, dans les niveaux 3 et 6, est interprétée comme résultant de conditions réductrices temporaires ; elle est due à un confinement des eaux profondes.

Au sommet de la série, on assiste à un renouvellement des faunes de Nonionacés, et des faunes de Foraminifères arénacés (relai des Ataxophragmiidés par les Textulariidés et Lituolidés).

3.2.3. - Le diagramme triangulaire de P. SPRECHMAN

P. SPRECHMAN (1981) a établi un diagramme triangulaire illustrant la distribution des groupes de Foraminifères hyalins maastrichtiens dans les environnements sublittoraux (circa- et infralittoraux), ce diagramme [fig. 86] est fondé sur l'étude de la répartition des microfaunes benthiques dans le Maastrichtien, en Hollande, en Allemagne et en Espagne. Il permet d'appréhender la bathymétrie des milieux de dépôt des environnements tropicaux et subtropicaux sur la base des groupes dominants suivants :

- . Rotaliidés - Calcarinidés : typiques des milieux sublittoraux supérieurs (= infralittoraux).
- . Discorbidés - Nonionacés : caractéristiques des milieux sublittoraux moyens (= circalittoraux supérieurs),
- . Buliminacés-Nodosaridés-vaginulinidés : représentatifs des milieux sublittoraux inférieurs (= circalittoraux inférieurs).

La répartition des points représentatifs des associations microfaunistiques des niveaux 1 à 10 étudiés dans les Marnes bleues de St. Loup se limite à une aire relativement étroite, correspondant à l'environnement sublittoral inférieur (= circalittoral inférieur), sans qu'aucune évolution verticale nette se dégage [fig. 87].

3.2.4. - Répartition de quelques espèces index de milieu

W.V. SLITER et A. BAKER (1972), et D. SCHNITKER (1978) proposent un modèle de distribution bathymétrique pour certaines espèces du Crétacé terminal :

. Les *Gyroidinoides* indiquent des profondeurs relativement importantes, hormis l'espèce *nitidus* qui peut apparaître en domaine de plate-forme. Dans la coupe de St. Loup, l'espèce *subangulatus* apparaît dans la partie inférieure, l'espèce *nitidus* à partir du niveau 6 [fig. 88] ;

. *Bolivina incrassata* marque la bordure externe de la plate-forme. A St. Loup, elle est bien représentée dans les 2/3 inférieurs de la coupe-niveau 1 à 8- [fig. 88].

. *Praebulimina cf. carseyae* caractérise un domaine de plate-forme peu profonde ; elle se distribue préférentiellement au sommet de la coupe de St. Loup. niveaux 6 à 10 [fig. 88].

D'autre part, d'après les études menées par R.K. OLSONN et E.E. NYONG (1984) sur la distribution bathymétrique de Foraminifères benthiques maastrichtiens, ces diverses espèces indiqueraient une profondeur de dépôt comprise entre 100 et 200 m.

Ce modèle de distribution bathymétrique s'applique relativement bien aux espèces présentes à St. Loup [fig. 88]. Il confirme la diminution bathymétrique du milieu lors du dépôt des Marnes bleues.

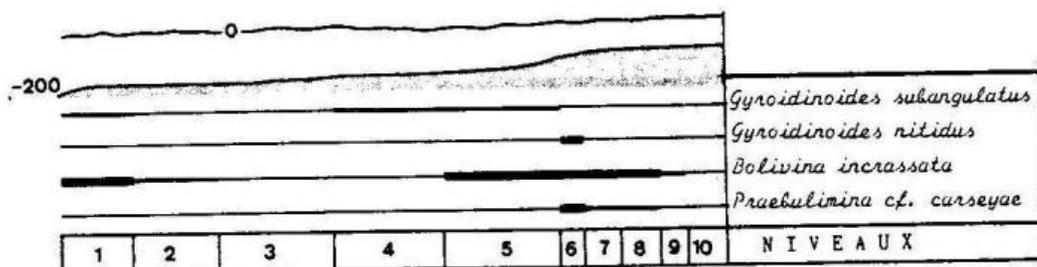


FIG.88 - Répartition de quelques espèces index de milieu dans les niveaux 1 à 10 des Marnes bleues de St. Loup.

3.3. - Evolution du milieu de dépôt

Les Marnes bleues de St. Loup se sont déposées globalement en milieu sublittoral (= circalittoral à infralittoral).

La partie inférieure de l'unité, niveaux 1 à 6, correspond à un domaine circalittoral (sublittoral inf.), relativement peu profond en raison de la faible proportion de planctoniques, corrélativement à l'abondance des Hétérohélicidés ; elle témoigne d'un milieu de plate-forme externe et de la partie supérieure du talus ; elle est caractérisée par des associations à Nodosariidés diversifiés et arénacés simples.

Des conditions réductrices s'établissent ponctuellement au fond, induisant la prolifération de l'espèce *Gaudryina pyramidata*.

La partie supérieure, niveaux 7 à 10, enregistre une diminution bathymétrique qui se marque par plusieurs paramètres lithologiques et biologiques ;

- . augmentation de la fraction détritique carbonatée ;
- . proportion croissante des sphérules limoniteux ;
- . diminution globale des planctoniques ; et inversement, augmentation de la proportion d'Ostracodes ;
- . apparition des macroforaminifères ;
- . renouvellement des associations de petits Foraminifères benthiques (relai des faunes d'Ataxophragmiidés par les Textulariidés, apparition des Lituolidés...)
- . diminution du nombre d'espèces.

Il est possible que des facteurs autres que la diminution bathymétrique, tels que des courants littoraux, agissent ici conjointement ; par des apports de matériaux détritiques et une meilleure oxygénation du fond, ils conduisent à la réalisation d'un milieu dont les paramètres biotiques sont différents.

Conclusion

Les Marnes bleues de St. Loup se sont déposées en milieu de plate-forme externe et de partie supérieure de talus ; elles enregistrent un amincissement relatif de la tranche d'eau lors de leur dépôt.

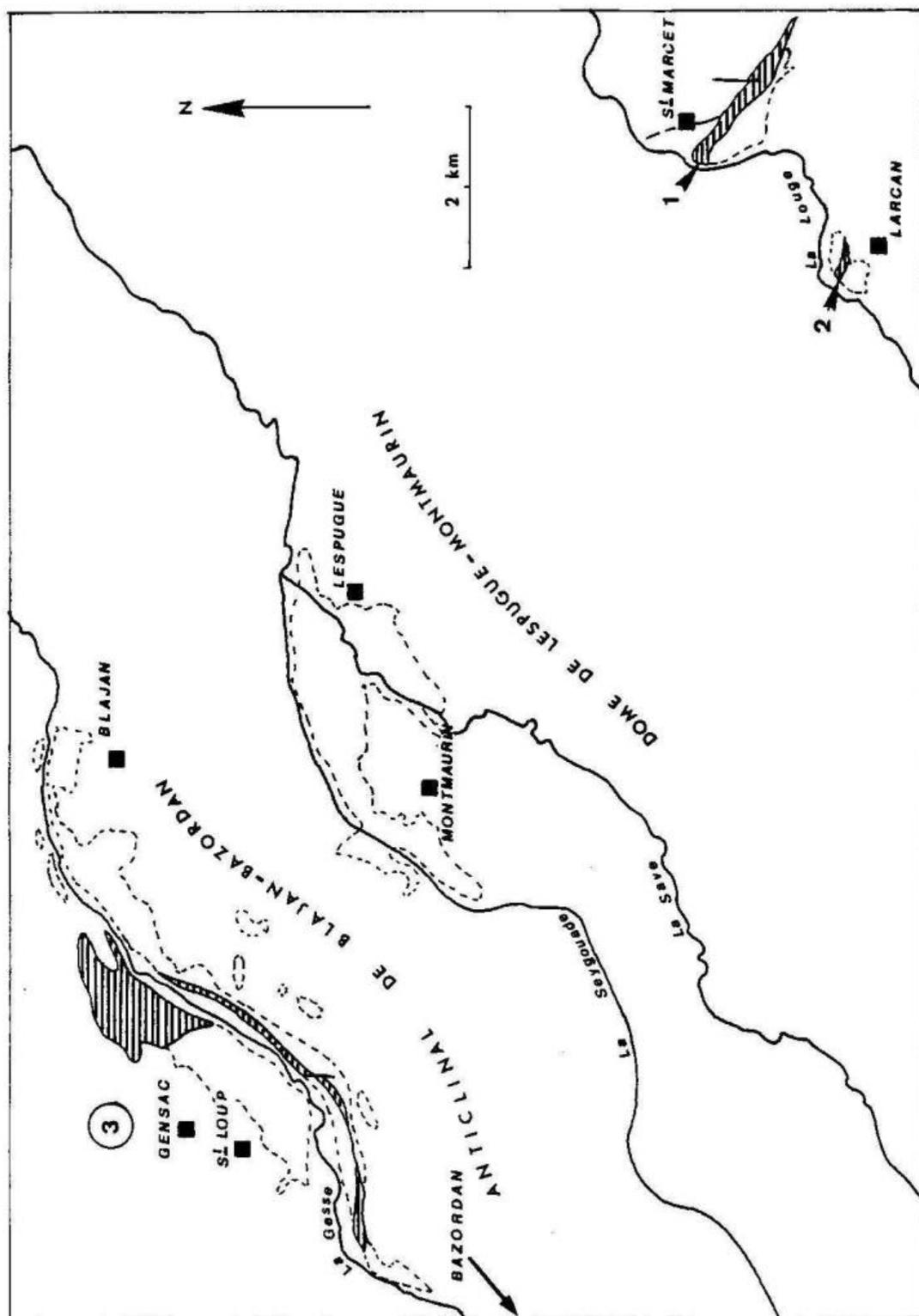


FIG.89 - Localisation des coupes levées dans les Marno-calcaires de Gensac. 1, St. Marcet; 2, Larcen; 3, Anticlinal de Blajan-Bazordan. D'après les feuilles géologiques au 1/50.000, Boulogne/Gesse et St. Gaudens.

Marno-calcaires jaunes

de GENSAC

Ils ont été définis par A. LEYMERIE (1851) près de Gensac où ils se distinguent par l'abondance de leurs faunes d'Orbitoidés. Jusqu'alors, les Marno-calcaires jaunes n'étaient reconnus que dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan, cependant des niveaux identiques, auparavant rattachés aux Marnes d'Auzas affleurent à Larcen et dans les Petites Pyrénées occidentales, dans le secteur de St. Marcet.

Les variations latérales de faciès, calcaires compacts, calcaires crayeux..., sont considérées comme fréquentes et progressives. En réalité, cette unité, est constituée d'un ensemble relativement homogène de marnes et de marno-calcaires jaunes, déposés en milieu marin néritique, très peu profond.

Les Marno-calcaires jaunes seront décrits successivement et d'W. en E. [fig. 89]:

- . dans l'Anticlinal de St. Marcet - St. Martory, à St. Marcet (1) ;
- . dans la série de Larcen (2) ;
- . dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan (3) au bois de la Barade aux sources de Lerd sur la route de Monplaisir à Gensac , et aux Arroques.

■ 1. - DESCRIPTION DES BIO- ET LITHOFACIES

1.1. - La série de St. Marcet

Au-dessus des Calcarénites gréseuses rousses, développées dans la partie supérieure de la formation du Calcaire nankin à St. Marcet, les Marno-calcaires jaunes se composent de la base vers le sommet de [fig. 90 et pl. 18].

-a- Calcaires bioclastiques argileux, gris (\approx 7 m). Ils se caractérisent par l'abondance des grands Lamellibranches, - *Alectryonia larva* - des Echinodermes et surtout d'*Orbitoides gensasica* dont c'est ici l'un des gisements types (A. LEYMERIE, 1881, p. 775) - L'association micropaléontologique de cet ensemble est très riche : *O. gensasica*, *Lepidorbitoides socialis*, *Hellenocyclina beotica*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* associés à d'abondants *Calcisphaerulidés*.

-b- Marnes grises (\approx 10 m), finement litées, il s'y intercale trois minces niveaux centimétriques de calcaires gréseux. Les marnes livrent :

- . de riches associations à Bryozoaires et Calcarinidés, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, auxquels se mêlent en moindre proportion *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata* et quelques *Orbitoides* ;

FIG. 90. Coupe des Marno-calcaires jaunes à St. Marcet.

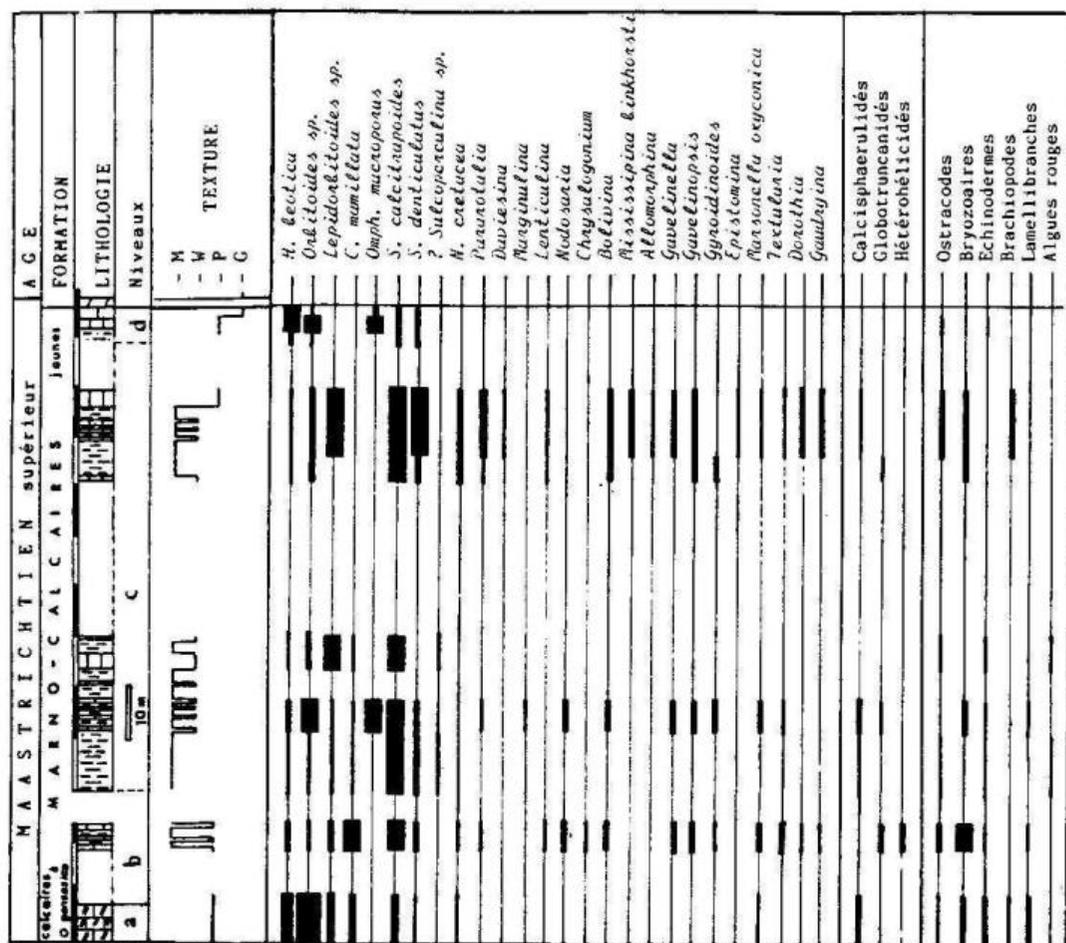
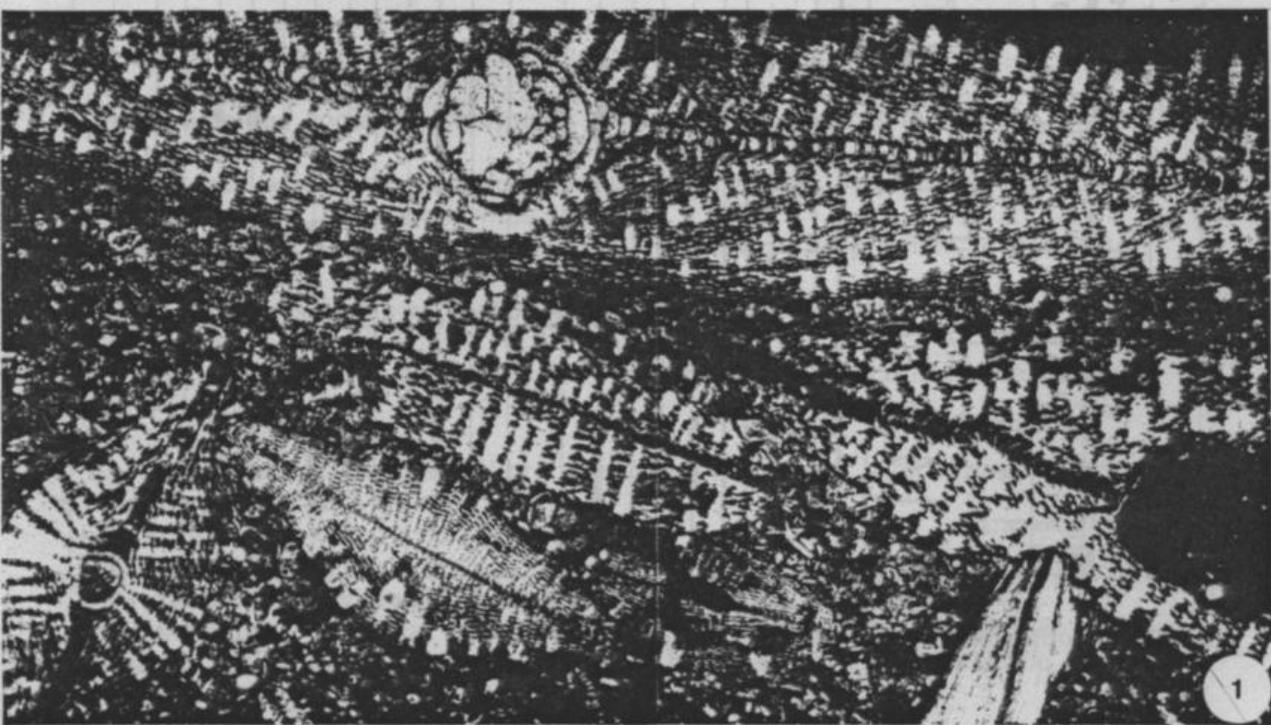
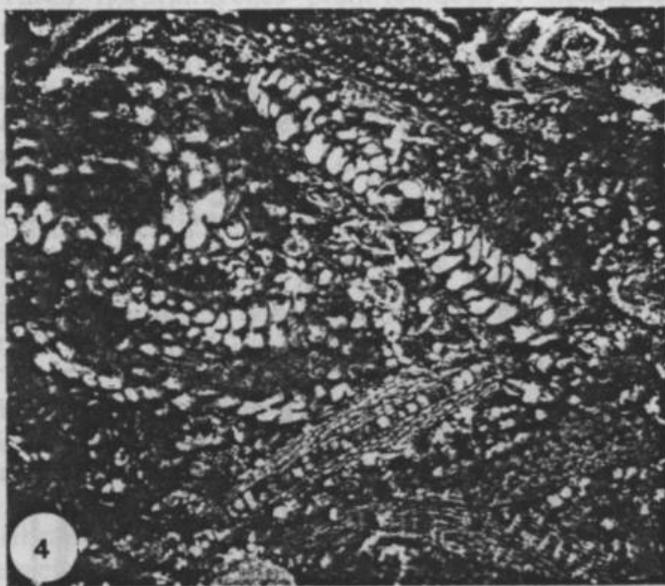


PLANCHE 18 : Microfaciès des Marno-calcaires jaunes à St. Marcet. (X18)

- 1- Biomicrosparite argileuse à *O. gensasica*, *Orbitoides sp.*, *Lepidorbitoides sp.*.
Niveaux de base des Marno-calcaires jaunes à St. Marcet. (niveau a).
- 2- Packstone à *L. socialis*, *Nodosariidae*.
- 3- Packstone à *Siderolites sp.*, *Orbitoides sp.*, *Hellenocyclus beotica*.
- 2 § 3 - Microfaciès des calcaires intercalés dans les marnes grises (niveau b).
- 4- Packstone à *Omphalocylus macroporus*, *Orbitoides sp.*. Microfaciès des calcaires marneux ocres bioturbés (niveau d).
- 5- Packstone à abondantes *Hellenocyclus beotica* et débris d'Echinodermes.
Microfaciès des niveaux calcaires sommitaux (niveau d).



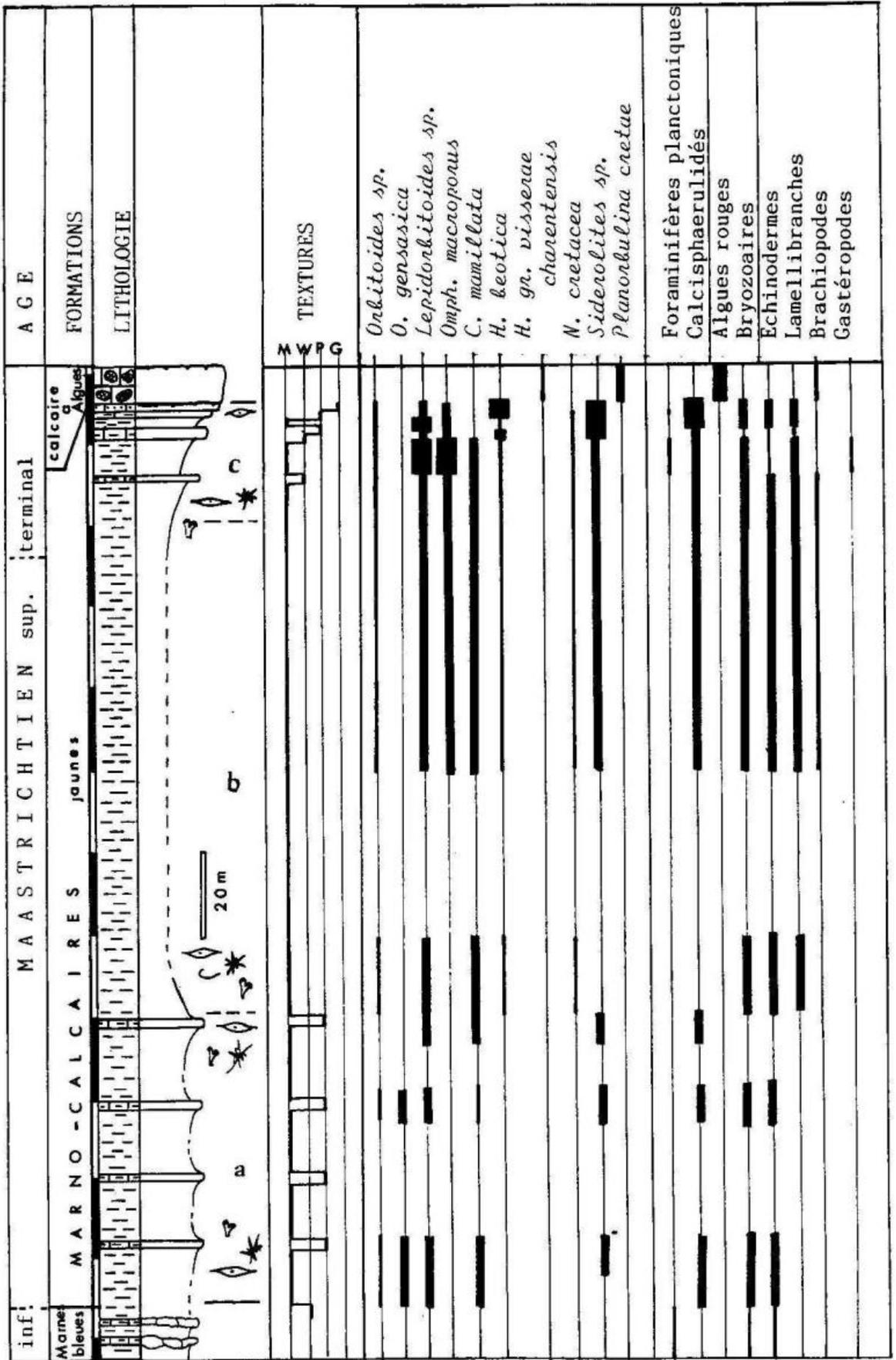


FIG.91-Coupe des Marno-calcaires jaunes à Larcan.

. de rares Foraminifères planctoniques : *Globotruncana arca*, *G. Falsostuarti*, *G. stuartiformis*,

. des Nannofossiles avec, pour les principaux : *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lithraphidites praequadratus*, *Lithraphidites quadratus*, *Eiffelithus turriseiffeli*, *Prediscosphaera spinosa*, *Micula staurophora*.

-c- Alternance de marno-calcaires et de calcaires argileux (≈ 40 m) qui apparaît au-dessus d'une lacune d'observation. Les microfaciès des calcaires sont ceux de biosparites d'énergie modérée à *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* et : Bryozoaires dominants, associés à *Orbitoides* sp. et à des *Calcisphaerulidés*.

Les Marnes livrent encore :

- *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, *Lepidorbitoides socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides* sp. et des Bryozoaires ;

- des Nannofossiles avec : *Prediscosphaera cretacea*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lithraphidites praequadratus*, *Watznaueria barnesae*, *Eiffelithus turriseiffeli*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cribocorona gallica*, *Micula mura*, *Micula staurophora*, pour les principaux.

-d- Calcaires marneux ocres bioturbés (≈ 2 m) à abondants *Omphalocyclus macroporus*, associés à *Hellenocyclina beotica*, *Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, d'énergie forte (packstone).

1.2. - La série de Larcen [2. fig. 89].

A Larcen, la série se dilate (≈ 160 m). Elle se compose de la base vers le sommet de [fig. 91, pl. 19].

a) Marnes argileuses jaunes à intercalations de calcaires argileux bioclastiques (≈ 70 m). Ils affleurent sporadiquement sur le flanc nord-est de la colline de la Périssole.

Les microfaciès des calcaires sont ceux de biosparites d'énergie modérée à forte (Packstone à grainstone). La microfaune se compose de :

- *Lepidorbitoides socialis*, *Orbitoides gensasica*, *Clypeorbis mamillata*, *Siderolites* sp. abondants ;

- *Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Calcisphaerulidés*, débris de Bryozoaires, et d'Echinodermes ;

- *Hellenocyclina beotica* n'apparaît qu'au sommet de ce premier terme.

b) Marnes argileuses jaunes à abondants Orbitoididés (≈ 80 m).

Elles correspondent à la dépression située entre les collines de Lapeyre et de La Périssole.

- La macrofaune : les Lamellibranches sont fréquents avec *Exogyra pyrenaica* et *Alectryonia larva* ;

- La microfaune : elle se compose de :

. *Lepidorbitoides* sp. abondants ;

. *Orbitoides* sp., *Clypeorbis mamillata* fréquents ;

. *Hellenocyclina beotica*, *Nummofallotia cretacea* (?), *Daviesina*, *Bolivina*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Frondicularia* et de rares arénacés (*Marsonella*, *Gaudryina*, *Dorothia*)

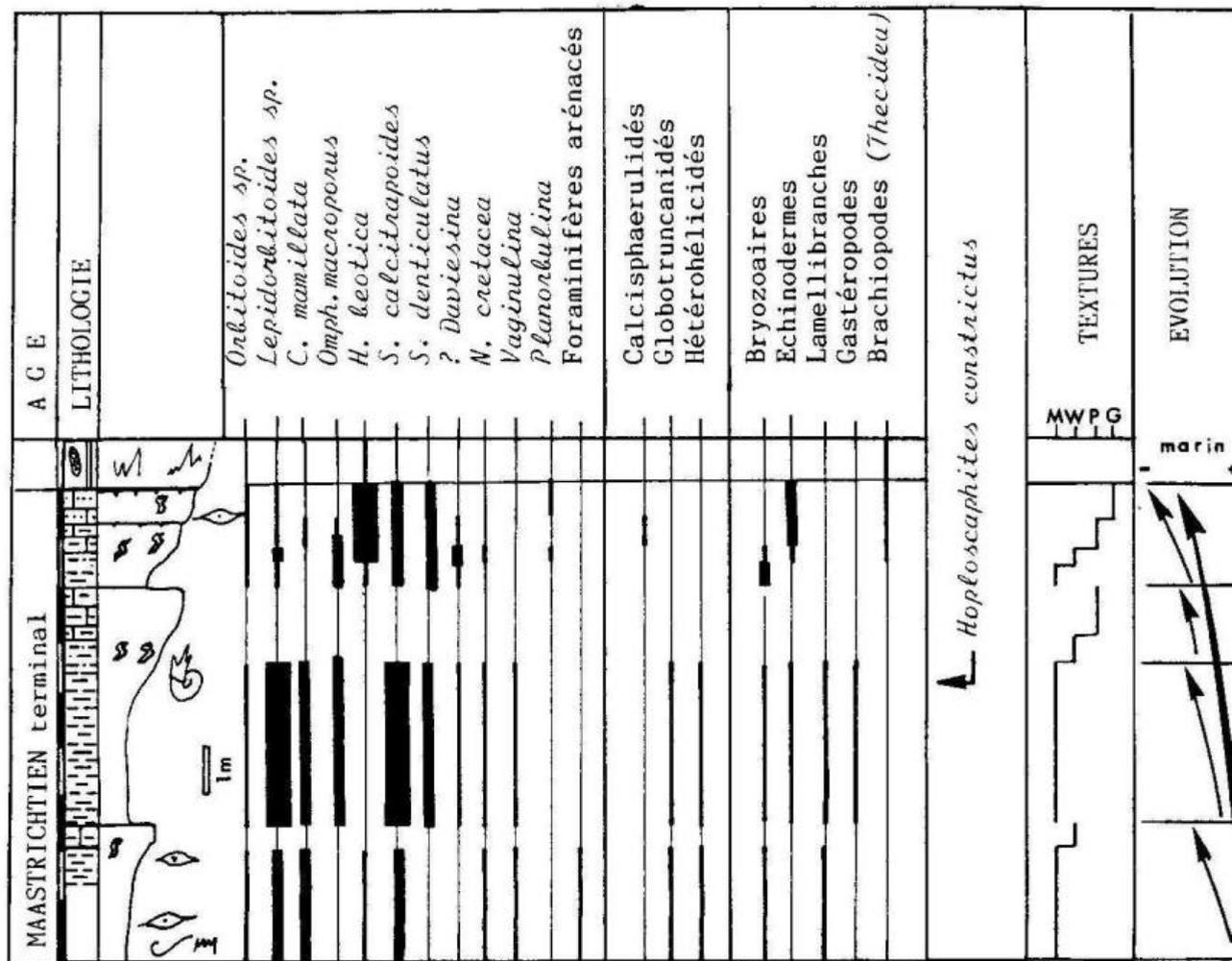
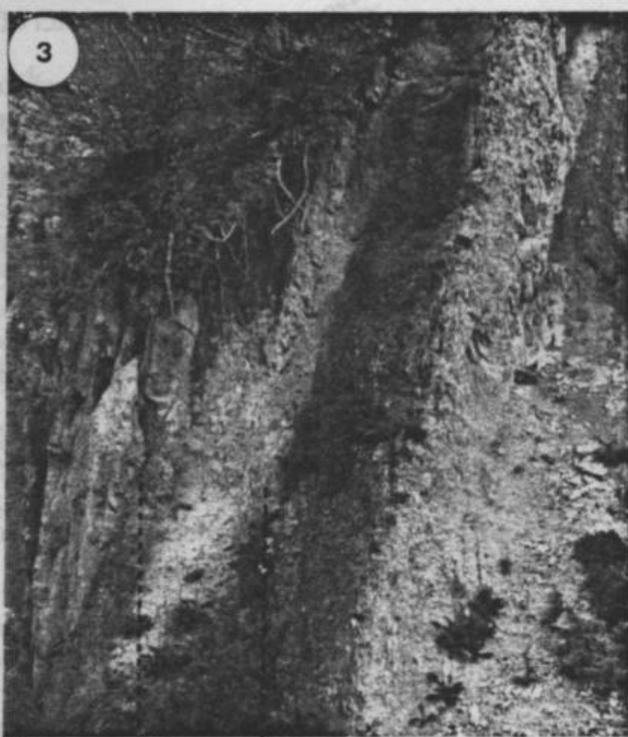


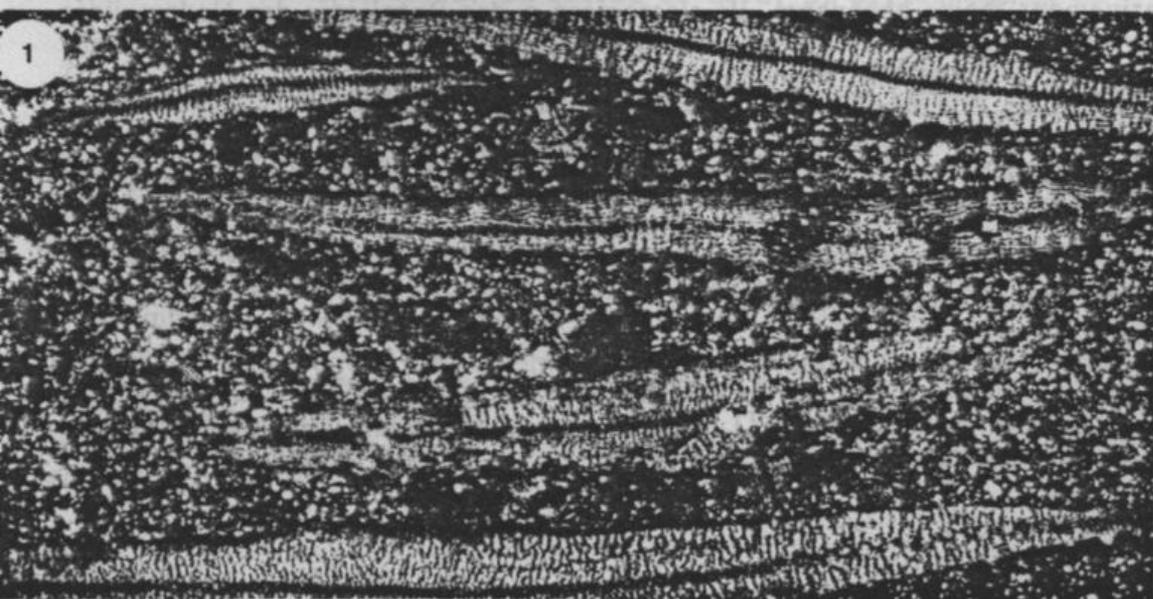
FIG.92. - Détail des niveaux sommitaux des Marno-calcaires jaunes de Larcan (niveaux c, cf. fig. 91).

PLANCHE 19 : Les Marno-calcaires jaunes à Larcan.

- 1- Packstone à *Lepidorbitoides sp.*. Niveaux carbonatés intercalés dans la partie inférieure de la formation. (X18)
- 2- Grainstone à *O. apiculata*, *Lepidorbitoides sp.*. Niveaux carbonatés intercalés dans la partie inférieure de la formation. (X18)
- 3- Les niveaux sommitaux des Marno-calcaires jaunes. Ils sont organisés en 3 séquences élémentaires : marnes, silts, calcaires ; les calcaires prennent une importance croissante vers le sommet.
- 4- Biosparite à *Hellenocyclina beotica*, *Siderolites sp.*, bras de *Siderolites calcitrapoides*. Niveaux sommitaux. (X30)



D | séquence 3 | séquence 2 | séquence 1



- La Nannoflore. Le cortège nannofloristique est relativement pauvre, en raison d'un abondant matériel détritique carbonaté. B. LAMBERT y a cependant reconnu : *Eiffelithus turriseiffeli*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Lithraphidites quadratus*, *Cribocorona gallica*, pour les espèces les plus importantes.

c) Les termes sommitaux (≈ 10 m), colline de Lapeyre, sont organisés en 3 séquences élémentaires [fig. 92]. Chacune comprend de la base vers le sommet :

- . marnes argileuses grises à riches associations d'Orbitoididés, et de Nannofossiles ; elles renferment également quelques Foraminifères planctoniques ;
- . silts calcaires bioturbés ;
- . calcaires bioclastiques.

- Les Marnes, livrent de riches microfaunes benthiques et pélagiques.

. Foraminifères benthiques : *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites sp.*, *Clypeorbis mamillata*, auxquels se joignent *Orbitoides sp.*, *Hellenocyclina beotica*, *Nummofalotia cretacea*, des Rotaliidés (*Daviesina*), des Nodosariidés (*Vaginulina*) et des Arénacés (*Marsonella*, *Gaudryina*, *Dorothia*).

Au sommet, les associations s'enrichissent avec *Omphalocyclus macroporus* qui devient abondant.

. Foraminifères planctoniques (détermination F. CALANDRA, S.N.E.A.P.) *Globotruncana falsostuarti*, *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. contusa*, *G. mariei*, *G. aegyptica*, *Pseudotextularia elegans*, *Hétérohélix globulosa*, *Racemiguembelina fructicosa*.

. Nannoflore (déterminations B. LAMBERT, C.F.P.), le cortège de nannofossiles est riche et comprend en particulier les espèces suivantes : *Prediscosphaera cretacea*, *Watznaueria barnesae*, *Eiffelithus turriseiffeli*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Ceratolithoides kamptneri*, *Lithraphidites quadratus*, *Micula mura*.

Du point de vue de la macrofaune, ces niveaux ont fourni à F. SEGURA un exemplaire d'*Hoploscaphites constrictus* et des Baculites.

Les calcaires : les microfaunes sont dominées par *Hellenocyclina beotica*, *Siderolites calcitrapoides* et *Siderolites denticulatus* ; *Lepidorbitoides sp.*, *Orbitoides sp.*, *Clypeorbis mamillata* et *Omphalocyclus macroporus* deviennent corrélativement moins abondants. Ils s'associent à des Rotaliidés, des Nodosariidés avec surtout *Vaginulina* des arénacés et des Calcisphaerulidés. Les débris d'Echinodermes sont toujours très abondants.

Les niveaux calcaires prennent une importance croissante vers le sommet ; le dernier s'achève sous une légère surface de discontinuité. Il est surmonté par le Calcaire à Algues de Larcen.

1.3. - Anticlinal de Blajan-Bazordan

A. LEYMERIE (1851) a défini paléontologiquement, les Marno-calcaires jaunes de Gensac à l'Est-Nord-Est de Gensac au bois de la Barade dans les affleurements de Sartine et la Coulane [l. fig. 93], qui constituent les localités types de nombreuses espèces, à savoir :

- . pour la microfaune : *Orbitoides gensasica* et var. LEYMERIE et *Lepidorbitoides socialis* et var. LEYMERIE...
- . pour la macrofaune : des Bryozoaires et des Lamellibranches dont *Exogyra pyrenaica*, *Ostrea plicatuloides*...

La richesse de la microfaune et de la macrofaune est le principal intérêt de ces affleurements qui n'apparaissent qu'à la faveur d'arrachements ponctuels. Aucune coupe ne peut être levée dans la localité type et les limites des Marno-calcaires jaunes y sont très imprécises.

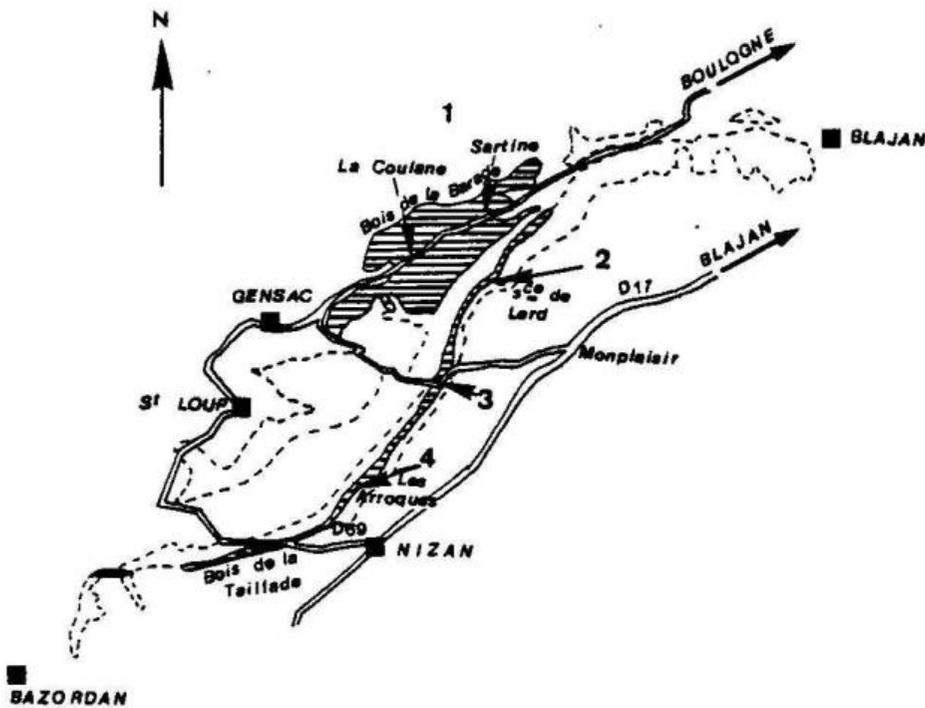


FIG. 93. Localisation des coupes levées dans les Marno-calcaires jaunes de l'Anticlinal de Blajan-Bazordan. 1, localités types de Sartine et de la Coulane; 2, source de Lerd; 3, affleurements de la route de Monplaisir à Gensac; 4, Les Arroques.

1.3.1. - Contenu paléontologique des localités types de Sartine et la Coulane

La Macrofaune : les travaux les plus récents sont ceux de M. GRAMONT (1958) qui décrit les faunes suivantes :

- Lamellibranches :

Neithea striata costata GOLDFUSS ; *Pycnodonta vesicularis* LAMARCK ; *Arcostrea ungulata* SCHLOTHEIM ; *Neithea aequicostata* LAMARCK ; *Exogyra* cf. *columbella* LEYMERIE ; *Plicatula plicatuloides* LEYMERIE ;

- Gastéropodes :

Ostotoma (Nerita) rugosa HONAU ; (?) *Natica*

- Echinodermes

Spatagoides pyrenaicus HEBERT ; *Orthopsis miliaris* D'ARCHIAC ; *Tylocidaris ramondi* LEYMERIE ;

Les formes les plus abondants sont *Exogyra pyrenaica*, *Alectryonia larva* et les radioles de *Tylocidaris ramondi*.

La Microfaune : les associations microfaunistiques se caractérisent par les genres et espèces suivantes :

- . grands Foraminifères benthiques :
Orbitoides gensasica, *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* très abondants ;
Orbitoides apiculata, *Clypeorbis mamillata*, *Omphalocyclus macroporus* fréquents ;
Hellenocyclina beotica rare.
- . Petits Foraminifères benthiques : ils sont encore diversifiés mais peu abondants ; les plus fréquents sont *Marsonella oxyconica* et *Nummofallotia cretacea* auxquels s'associent *Mississipina binkhorsti*, *Textularia* sp., des lenticulines, des Nonionidés et de petits Rotaliidés.

Les débris de Bryozoaires sont présents en très grand nombre.

1.3.2. - Affleurements des sources de Lerd [2. fig. 93]

Les Marno-calcaires (≈ 2 m) sont de couleur jaunâtre à violacée, mal stratifiés, très bioturbés ; ils deviennent progressivement plus carbonatés vers le sommet. Ils surmontent ici directement les Marnes bleues ; le passage d'un membre à l'autre, visible à l'affleurement, est progressif [fig. 94].

D'un point de vue micropaléontologique, les Marnes bleues livrent *Lepidorbitoides socialis* en abondance, associé à *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclina beotica*, *Nummofallotia cretacea* (?) *Daviesina* ; les petits Foraminifères benthiques sont encore diversifiés

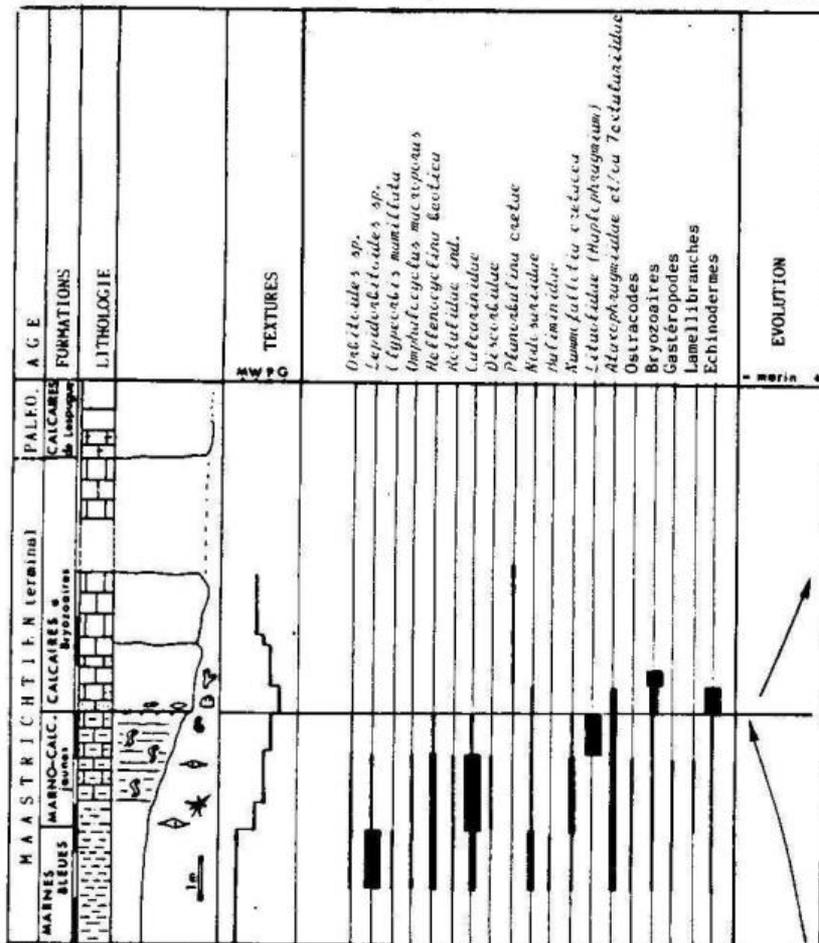


FIG. 94. Coupe des Marno-calcaires jaunes aux sources de Lerd. Relations avec les formations sous-jacentes.

mais peu abondants avec surtout des Nodosariidés (*Lenticulina*, *Dentalina Marginulina*), le genre *Bolivina*, et des Foraminifères arénacés (*Marsonella*, *Textularia*, *Gaudryina*, *Dorothia*, *Haplophragmoides*), et quelques rares Foraminifères planctoniques.

Les Marno-calcaires renferment de riches microfaunes avec

. à la base :

- *Siderolites calcitrapoides* et *Siderolites denticulatus* très abondants
- *Hellenocyclina beotica*, *Nummofallotia cretacea*, *Textularia* et Bryozoaires fréquents ;
- les Orbitoididés (*Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Omphalocyclus macroporus*) sont rares ;
- Les petits Foraminifères benthiques sont peu diversifiés et peu abondants, avec pour l'essentiel : *Bolivina*, *Gavelinella*, *Haplophragmoides*, *Dictyopsella*, *Gaudryina* et des Nodosariidés ;
- Les Foraminifères planctoniques sont surtout représentés par des Hétérohélicidés

. au sommet : Les grands Foraminifères benthiques sont absents, seuls *Hellenocyclina beotica*, (?) *Daviesina* et des Calcarinidés avec *Siderolites calcitrapoides* et *Siderolites denticulatus*, sont représentés en faible proportion. Les associations se caractérisent par le développement quasi exclusif des genres *Bulbophragmium* et *Haplophragmium*.

La macrofaune se répartit de façon homogène ; elle se compose pour l'essentiel de Gastéropodes et d'Echinodermes. M. GRAMONT (1958) cite : *Terebratella divaricata* LEYM., *Otostoma (Nerita) rugosa* HONAU, *Spatagoides leymeriei* HEBERT.

Les Marno-calcaires jaunes supportent, au dessus d'une surface de discontinuité, les Calcaires à Bryozoaires de Nizan.

1.3.3. - Affleurements de la route de Monplaisir à Gensac [3. fig. 93].

Les Marno-calcaires sont très peu épais (≈ 2 m), de teinte ocre à rouge violacée, mal stratifiés et fortement bioturbés. Ici encore, ils surmontent directement les Marnes bleues [fig. 95]. Le passage d'un membre à l'autre est toujours progressif. La microfaune se compose de :

- . *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* et Bryozoaires très abondants
- . Les Orbitoididés, *Orbitoides apiculata*, *Clypeorbis mamillata*, *Lepidorbitoides socialis*, rares ;
- . Les petits Foraminifères benthiques sont peu diversifiés et peu abondants avec surtout : *Nummofallotia cretacea*, *Bolivina*, *Lenticulina*, *Gavelinella*, *Gavelinopsis*, *Gaudryina*, *Dorothia*, *Marsonella oxyconica* et *Haplophragmium*.

Les Marno-calcaires deviennent progressivement plus carbonatés vers le sommet où les microfaciès sont ceux de biomicrosparites à *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* et Bryozoaires.

Les Marno-calcaires sont ici encore surmontés, au dessus d'une discontinuité sédimentaire, par des calcaires bioclastiques à abondants débris de Bryozoaires et d'Echinodermes.

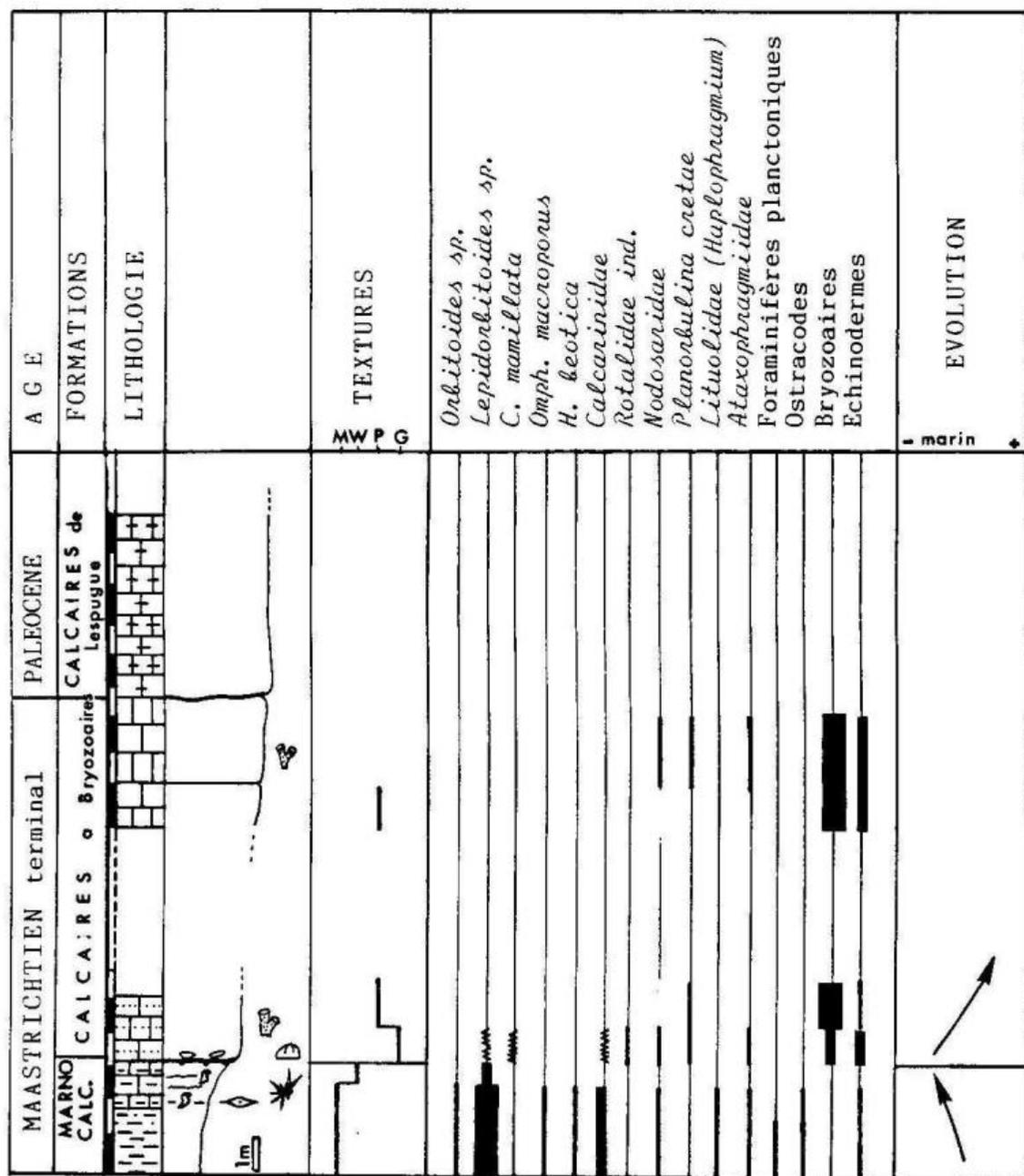


FIG.95a. Coupe des Marno-calcaires jaunes sur la route de Monplaisir à Gensac (Anticlinal de Blajan-Bazordan). Relation avec les formations encaissantes.



FIG.95b - Surface de discontinuité au toit des Marno-calcaires jaunes aux sources de Lerd. Les Marno-calcaires sont ici surmontés par des calcaires à Bryozoaires.

1.3.4. - Les Arroques [4. fig. 93].

Cet affleurement est très réduit, il ne montre que la partie sommitale des marno-calcaires qui renferment une association caractérisée par les genres *Haplophragmium* et *Textularia* associés à *Gaudryina*, *Marsonella*, *Haplophragmoides* et de très rares *Siderolites*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Gavelinella*, *Allomorphina* et *Nodosariidés*.

Au-dessus le contact avec les calcaires bioclastiques à Bryozoaires est net et érosif.

2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

2.1. - La série de St. Marcet

Les Marno-calcaires jaunes surmontent ici le Calcaire nankin dont l'âge maastrichtien supérieur est probable mais non démontré. En outre les associations de Foraminifères planctoniques ou de Nannoflore sont trop pauvres pour caractériser une biozone quelconque du Maastrichtien.

Par contre, les niveaux sommitaux, grâce à la présence de *Micula mura* peuvent être attribués au Maastrichtien terminal.

2.2. - La série de Larcan

La position stratigraphique des Marno-calcaires jaunes au-dessus des Marnes bleues datées d'un Maastrichtien inférieur élève par les associations de Foraminifères planctoniques de la zone à *G. falsostuarti*, *G. contusa* et par les associations de nannofossiles de la zone à *Lithraphidites quadratus* - dans le cadre d'une évolution sédimentaire continue - permet de supposer qu'ils débutent au plus tôt vers la fin du Maastrichtien inférieur.

Les grands Foraminifères benthiques ; ici encore leur apparition est synchrone de celle des faciès marno-calcaires. Ainsi *Orbitoides* sp. *O. gensasica*, *Clypeorbis mamillata*, *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites* sp. qui apparaissent dès leur base, sont peut être encore d'âge maastrichtien inférieur élevé.

La partie supérieure des Marno-calcaires a livré *Hoploscaphites constrictus* et une association de Foraminifères planctoniques de la zone à *R. fructicosa* qui permettent de dater le Maastrichtien supérieur [fig. 96].

<i>G. falsostuarti</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>A. mayarcensis</i>	Zonation générale
←	←	←	<i>G. stuartiformis</i>
←	←	←	<i>G. falsostuarti</i>
←	←	←	<i>G. arca</i>
←	←	←	<i>G. contusa</i>
←	←	←	<i>G. murex</i>
←	←	←	<i>G. scyphica</i>
←	←	←	<i>G. funiculata</i>
		←	<i>Microquadrina fructicosa</i>
		←	1
Maastrichtien inf.	Maastrichtien sup.		A G E

Les Foraminifères planctoniques des niveaux sommitaux des Marno-calcaires jaunes de Larcan. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASZYNSKI et al. 1984, et J. SIGAL, 1977.

1. intervalle stratigraphique maximum dans lequel sont compris les niveaux sommitaux des marno-calcaires jaunes à Larcan.

En outre, la Nannoflore avec la présence de l'espèce index de zone *Micula mura* permet de préciser un âge Maastrichtien terminal.

2.3. - Anticlinal de Blajan-Bazordan

La position stratigraphique des Marno-calcaires au-dessus des Marnes bleues datées déjà du Maastrichtien supérieur à terminal dans leur partie sommitale, leur confère un âge Maastrichtien terminal. Ils appartiennent dans leur intégralité à la zone à *Micula mura* de la Nannoflore.

Les grands Foraminifères benthiques qui sont liés aux faciès marno-calcaires : *Orbitoides gensasica*, *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, *Orbitoides apiculata*, *Clypeorbis mamillata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclus beotica* ; apparaissent ici dans le Maastrichtien terminal.

2.4. - Conclusion

Les faciès marno-calcaires apparaissent de manière plus précoce à Larcan (Maastrichtien inférieur élevé ou base du Maastrichtien supérieur) qu'à St. Marcet (au sein du Maastrichtien supérieur) et St. Loup (Maastrichtien terminal).

Par contre au sommet, ils sont partout datés du Maastrichtien terminal : zone à *Micula mura* de la Nannoflore.

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE SEDIMENTATION

La formation des Marno-calcaires jaunes témoigne dans son ensemble d'un milieu de faible hydrodynamisme, à l'exception des niveaux sommitaux qui, à St. Marcet comme à Larcan, sont plus énergétiques. Les associations faunistiques, se caractérisent par l'omniprésence du genre *Siderolites* associé aux Orbitoididés, pour les grands Foraminifères benthiques (pl. 20); par une abondante macrofaune de Lamellibranches dominée par *Exogyra pyrenaica* et *Alectryonia larva* ; ainsi que par de nombreux Bryozoaires. Ces associations permettent de préciser le milieu de sédimentation.

- Le genre *Siderolites* appartient au morphotype des *Rotaliina* à piliers qui sont, d'après la classification de P. SPRECHMAN (1981), typiques des milieux sublittoraux supérieurs (= infralittoraux).

- De la même façon la prédominance des *Rotaliidae* - *Calcarinidae* situerait le point représentatif des associations microfaunistiques vers le pôle c dans le diagramme triangulaire proposé par P. SPRECHMAN (1981), [cf. fig. 97] ; il indique des milieux sublittoraux supérieurs (= infralittoraux).

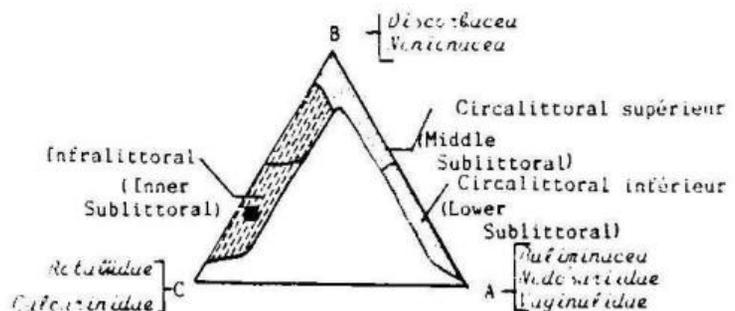


FIG. 97. Position schématique du point représentatif des associations de Foraminifères hyalins des Marno-calcaires jaunes dans le diagramme triangulaire de P. SPRECHMAN.

Les Marno-calcaires jaunes se sont déposés dans un milieu de plate-forme ouverte, peu profonde et de faible hydrodynamisme permettant l'implantation d'abondantes colonies de Bryozoaires branchus et la colonisation du milieu par de nombreux organismes benthiques.

- Le toit de la formation est plus hétérogène avec :

. dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan, le développement d'associations dominées par les Foraminifères arénacés, principalement représentés par les genres **Bulbophragmium** et **Haplophragmoides**. Ces faunes ne montrent pas de similitudes avec les précédentes, et indiquent l'instauration d'un milieu défavorable en relation probable avec l'augmentation de la fraction détritique carbonatée.

. à Larcan, trois séquences élémentaires s'individualisent, elles sont grano- et stratocroissances pour la fraction carbonatée. A travers l'hydrodynamisme croissant du milieu de sédimentation, elles traduisent la progradation des aires de sédimentation littorales.

La répartition des divers genres d'Orbitoididés montre une zonation de leur distribution ; elle est liée au moins en partie à l'hydrodynamisme du milieu, et par conséquent à sa bathymétrie. Les espèces dominantes qui caractérisent les associations sont successivement [fig. 98] :

- 1) **Lepidorbitoides socialis**, **Orbitoides gensasica**, **Clypeorbis mamillata** ;
- 2) **Lepidorbitoides socialis**, **Clypeorbis mamillata** ;

Ces 2 premières associations sont liées aux faciès marneux, milieux de faible hydrodynamisme.

- 3) **Omphalocyclus macroporus** et **Hellenocyclina beotica** prennent une importance croissante dans les niveaux sommitaux ; **H. beotica** prolifère au toit des Marno-calcaires dans les calcaires d'énergie forte [cf. pl. 18, 19].

Il se dégage ainsi schématiquement [fig. 98] que les espèces :

. **L. socialis**, **C. mamillata**, **O. gensasica** sont préférentiellement liées aux faciès marneux de faible hydrodynamisme,

. **Omph. macroporus** et **H. beotica** prolifèrent dans les silts calcareux et dans les Calcaires d'hydrodynamisme plus élevé, inversement **L. socialis**, **C. mamillata** et **O. gensasica** deviennent moins abondants ou disparaissent.

La distribution des principaux genres d'Orbitoididés est identique à St. Marcet et Larcan et en accord avec la répartition proposée par J.T. VAN GORSEL (1977) qui souligne le développement d'associations, à **L. socialis** - **C. mamillata** dans les faciès les plus profonds et la présence d'**Omphalocyclus macroporus** dans les zones littorales.

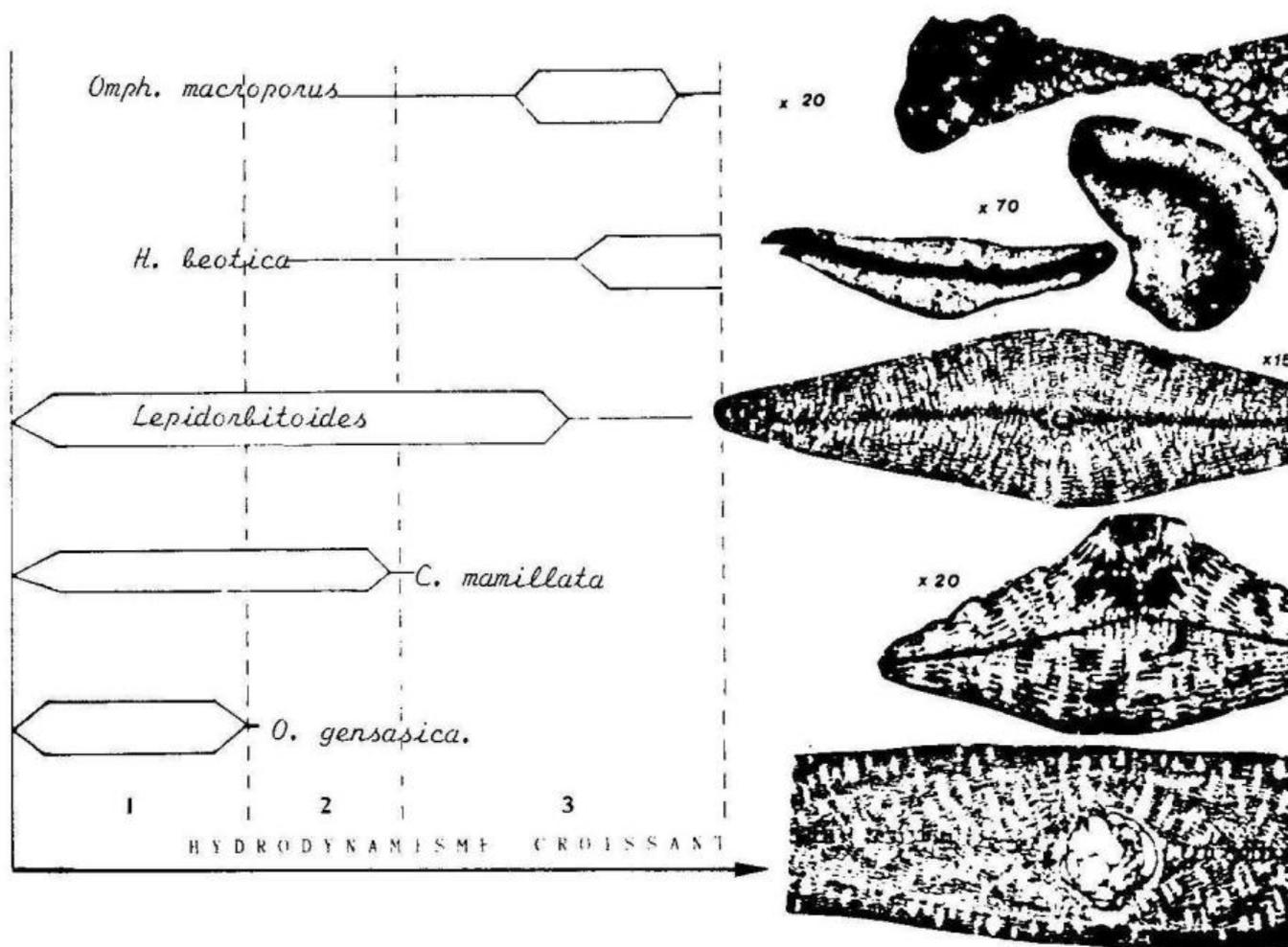


FIG.98.-Répartition schématique des principaux genres d'Orbitoididés en fonction de l'hydrodynamisme du milieu à Larcen.

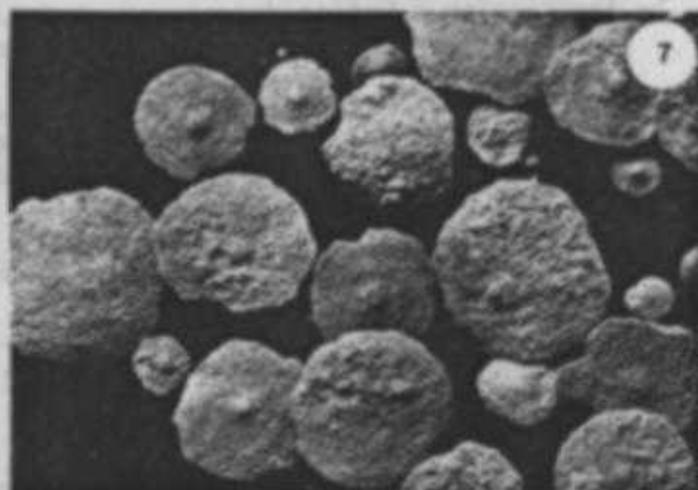
4. - CONCLUSION

Les Marno-clacaires jaunes constituent une unité lithologique homogène ; très peu épaisse (≈ 2 m) dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan, elle se dilate dans la région de St. Marcet Larcen où elle atteint environ 150 m.

Sa limite avec les Marnes bleues est progressive ; elle se marque lithologiquement par une proportion croissante des termes marno-calcaires et le développement des teintes jaunes à roussâtres ; faunistiquement, elle se traduit dans le relai des associations à petits benthiques des Marnes bleues par celles à grands Foraminifères. Les faunes sont très riches et dominées par les espèces *L. socialis*, *O. gensasica*, *C. mamillata*, *S. calcitrapoides*, *S. denticulatus* associés à d'abondants Bryozoaires et à des Lamellibranches (*E. pyrenaica*, *A. larva*) qui témoignent d'un milieu de dépôt sublittoral moyen à supérieur (infrallittoral).

Le sommet de la série se distingue dans la région de Gensac par le développement d'associations de Foraminifères arénacés traduisant un confinement du milieu à Larcen et St. Marcet par une proportion croissante des genres *Omph. macroporus* puis *H. beotica* liés à des niveaux d'hydrodynamisme plus élevé.

Le toit de la série est limité par une discontinuité nette dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan, qui s'estompe à l'Est, à Larcen.



1 cm

PLANCHE 20 : Micro. et Macrofaunes caractéristiques des
Marno-calcaires jaunes.

- 1- *Otostoma (Nerita) rugosa* .Niveaux à *O. gensasica*. St. Marcet .
- 2- *Exogyra pyrenaica*.
- 3- *Alectryonia larva*.
- 4, 5 § 6 - Associations de grands Foraminifères benthiques des Marno-calcaires jaunes à St. Marcet.
- 4- Association à *L. socialis*, *C. mamillata*, *Orbitoides sp.*, *Siderolites denticulatus*, Bryozoaires; partie inférieure de l'unité.
- 5- Association à *Orbitoides sp.*, *L. socialis*, *C. mamillata*, *Siderolites denticulatus* et Bryozoaires . Partie inférieure de l'unité.
- 6- Association à *Orbitoides sp.*, *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* et Bryozoaires, Brachiopode (*Thecidea*). Partie supérieure de l'unité.
- * 7 § 8 - Associations de grands Foraminifères benthiques des Marno-calcaires jaunes à Larcan.
- 7- Association à *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*. Partie inférieure de l'unité.
- 8- Association à *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides sp.*, *Siderolites denticulatus* et Bryozoaires. Partie supérieure de l'unité.

Calcaires à Algues et
Bryozoaires de
Larcq - Nizan

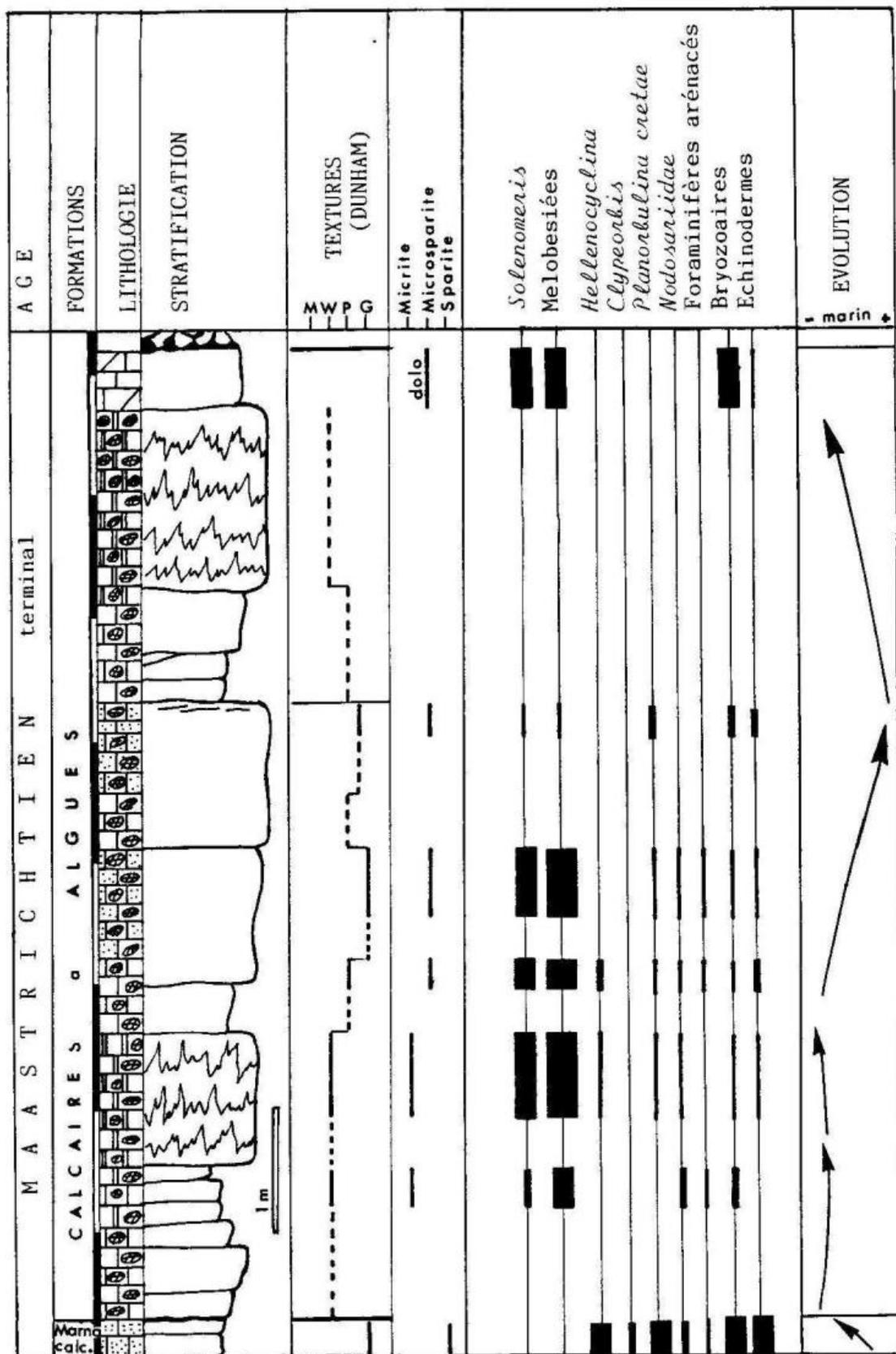
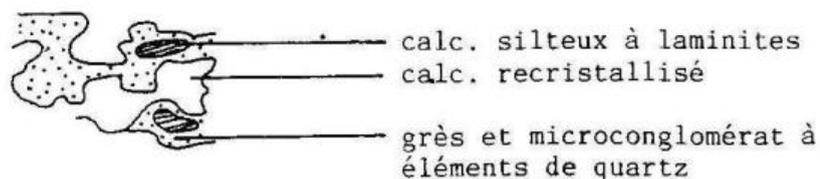


FIG. 99a. Coupe des Calcaires à Algues de Larcan.



1 cm

FIG. 99b. Détail de la discontinuité du toit des Calcaires à Algues.

Au dessus des Marnes et Marno-calcaires de Blajan-Bazordan et par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité qui s'atténue d'Ouest en Est viennent :

- des Calcaires à Algues dans le secteur de Larcen ;
- des Calcaires bioclastiques à Bryozoaires qui affleurent surtout dans la région de Nizan (Anticlinal de Blajan-Bazordan).

Nous considérons les Calcaires à Algues de Larcen et les calcaires à Bryozoaires de Nizan comme les faciès latéraux d'une même unité lithostratigraphique en raison d'une datation semblable par leur position au dessus des Marno-calcaires jaunes ; de la similitude des faciès bioclastiques dominés soit par les Algues soit par les Bryozoaires ; et de l'existence de faciès intermédiaires entre ces faciès extrêmes, dans le Dôme de Lespugue-Montmaurin.

■ 1. - DESCRIPTION DES BIO- ET LITHOFACIES

1.1. - Le calcaire à Algues de Larcen

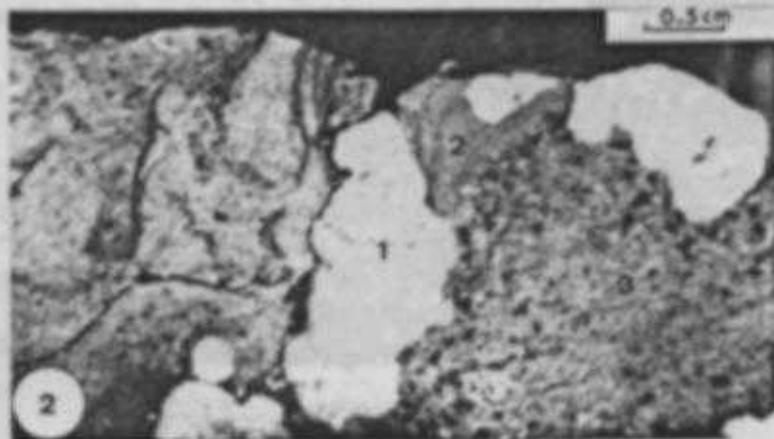
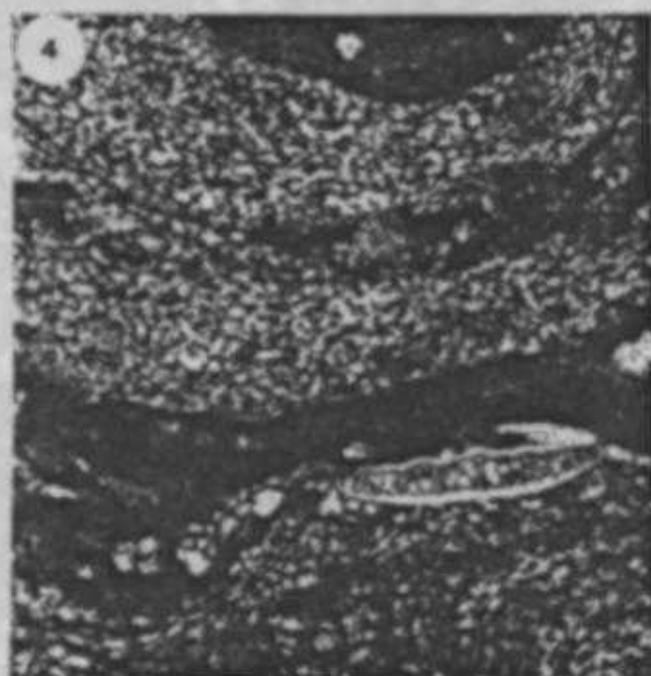
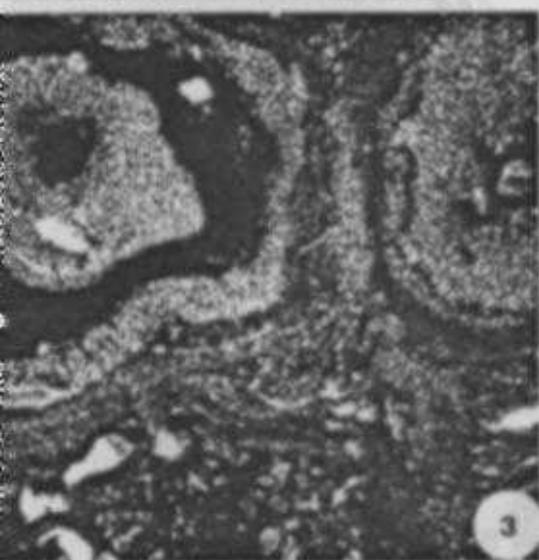
Le Calcaire à Algues (\approx 6 m) est exploité en carrière ; il est séparé des Marno-calcaires jaunes sous-jacents par une surface de discontinuité onduleuse, soulignée par de minces lits argileux. Il est constitué d'un ensemble de calcaires francs à casure conchoïdale ; les bancs sont d'ordre décimétriques à métriques (10 cm à 1,20 m) [fig. 99a].

Les microfaciès sont ceux de biomicrites à biomicrosparites à Algues rouges, débris de Bryozoaires et d'Echinodermes [pl. 21]. La microflore se compose de : *Lithothamnium* aff. *villaegranis*, POIGNANT et BLANC, *Solenomeris O'gormanii* DOUVILLE, *Archaeolithothamnium*. Les Foraminifères benthiques sont peu abondants avec malgré tout, *Hellenocyclina beotica*, *H. gr. charentensis visserae*, *Planorbulina cretae* associés à des Nodosariidés, de rares Foraminifères arénacés, et des Brachiopodes - *Thecidea papillata* -.

La formation est limitée au toit par une importante surface de discontinuité marquée par un niveau bréchique à élément anguleux de calcaires silteux laminés, de calcaires finement recristallisés et de microconglomérats à éléments quartzeux, liés ou non par une matrice argileuse roussâtre très peu abondante [fig. 99b].

PLANCHE 21 : Les Calcaires à Algues de Larcán.

- 1- Vue d'ensemble de la série à Larcán. Les niveaux exploités (\longleftrightarrow) correspondent aux calcaires à Algues; les couches sont subverticales.
 - a) niveaux sommitaux des Marno-calcaires jaunes,
 - b) base des Calcaires de Lespugue.
- 2- Détail de la discontinuité située au toit des Calcaires à Algues.(cf. fig.99)
 - 1) calcaires recristallisés;
 - 2) calcaire silteux à laminites;
 - 3) grès et microconglomérat à éléments de quartz.
- 3 - Biomicrosparite argileuse à Algues:*Solenomeris* et Corallinacée.Larcán.(x18)
- 4- *Hellenocyclina* incluse dans le tissu algaire.Lespugue.(x50)
- 5- Corallinacée montrant les deux types de tissus : Hypothalle (H), et perithalle (P). Lespugue.
- 6- *Archaeolithothamnium*, section de périthalle montrant des rangées de sporanges isolés.Larcán. (x70)
- 7- *Hellenocyclina* incluse dans le thalle d'une Corallinacée.Lespugue.(x90)



1.2. - Le calcaire à Algues et Bryozoaires de Lespugne

Des calcaires à Bryozoaires et Algues rouges affleurent sur une épaisseur de 8 à 10 m sous le château de Lespugne, dans les gorges de la Save [fig. 100] les microfaciès sont ceux de biosparites à biomicrosparites à abondantes Algues rouges et débris de Bryozoaires [pl. 21]. Les Algues, *Lithothamnium* sp., *Archaeolithothamnium*, *Lithophyllum*, *Solenomeris O'gormanii* sont associées à *Hellenocyclina* sp. et à *Planorbulina cretae* qui sont souvent inclus dans le thalle des Algues.



FIG. 100 - Localisation des affleurements du Calcaire à Algues et Bryozoaires dans le Dôme de Lespugne-Montmaurin.

1.3. - Le calcaire à Bryozoaires dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan

M. GRAMONT (1958) décrit sous le terme de calcaire compact l'ensemble des calcaires bioclastiques jaunes roussâtres riches en Bryozoaires qui affleurent dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan ; n'ayant jamais observé leur superposition aux Marno-calcaires jaunes, il les considère comme des faciès latéraux d'une même unité lithostratigraphique. Le terme même de calcaire compact porte à confusion puisqu'il a été utilisé en 1881 par A. LEYMERIE pour désigner l'ensemble de la série carbonatée des Dômes annexes des Petites Pyrénées. A. CAVAILLE et Y. TERNET (1977) ont repris la terminologie et l'interprétation de M. GRAMONT dans la notice de la carte géologique de Boulogne/Gesse au 1/50.000.

L'unité du Calcaire à Bryozoaires (= Calcaire compact sensu GRAMONT) d'âge encore maastrichtien, est constituée de calcaires bruns clairs à sombres ou lie de vin ; ce sont des calcaires bioclastiques argileux à abondants débris de Bryozoaires et d'Echinodermes associés à quelques Textulariidés et Rotaliidés [pl. 21]. Ils correspondent à la partie basale de l'épaisse série carbonatée affleurant dans les Dômes annexes des Petites Pyrénées.

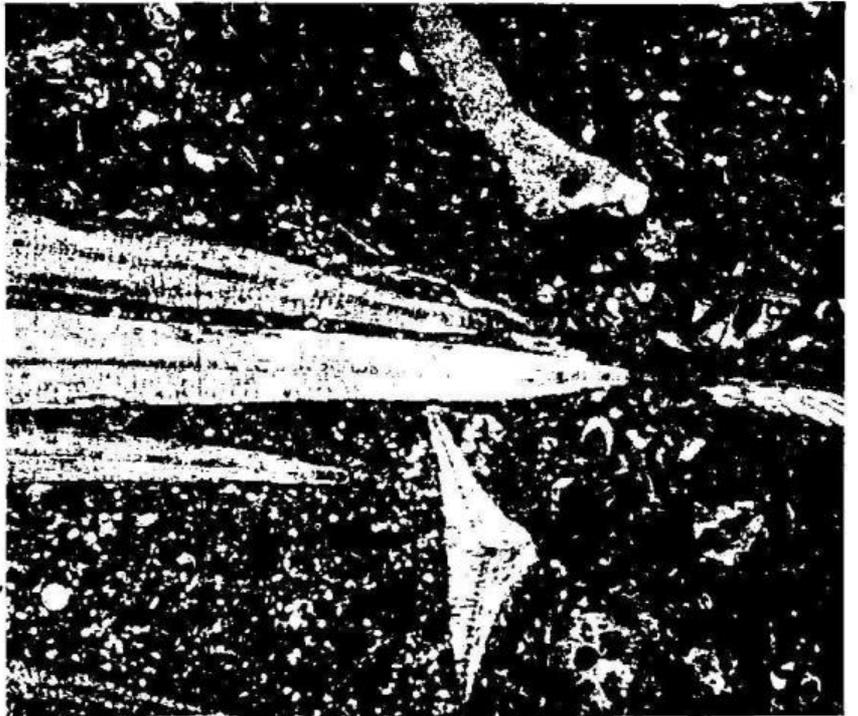
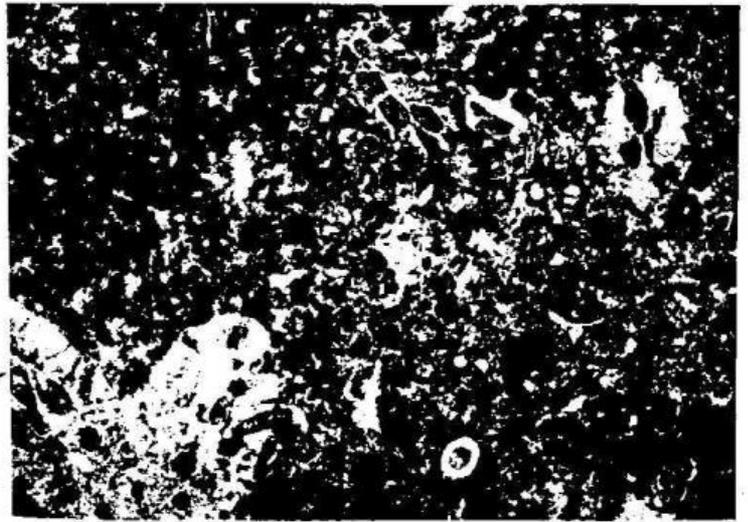
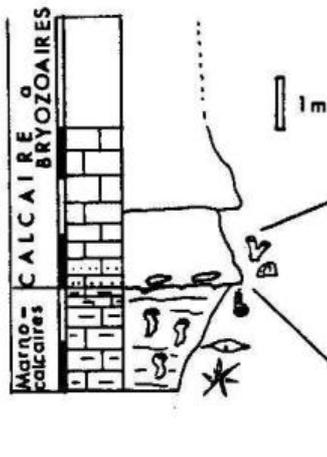
1.3.1. - La base de la série aux sources de Lerd

Seuls les 3 premiers mètres son observables [fig. 101] ; les calcaires sont de couleur jaunâtre, organisés en bancs massifs d'ordre métrique, de granulométrie décroissante.

Le premier banc présente :

. à la base un microfaciès de biosparites glauconieuses de haute énergie (grains-tone) à abondants débris d'Echinodermes et de Bryozoaires ; il renferme en outre *Hellenocyclina beotica*, des Rotalidés ind. et de nombreux fragments d'*Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., et *Siderolites* sp.

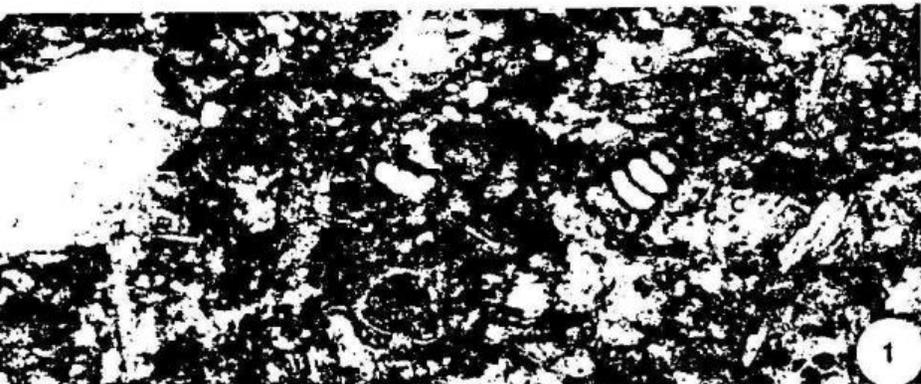
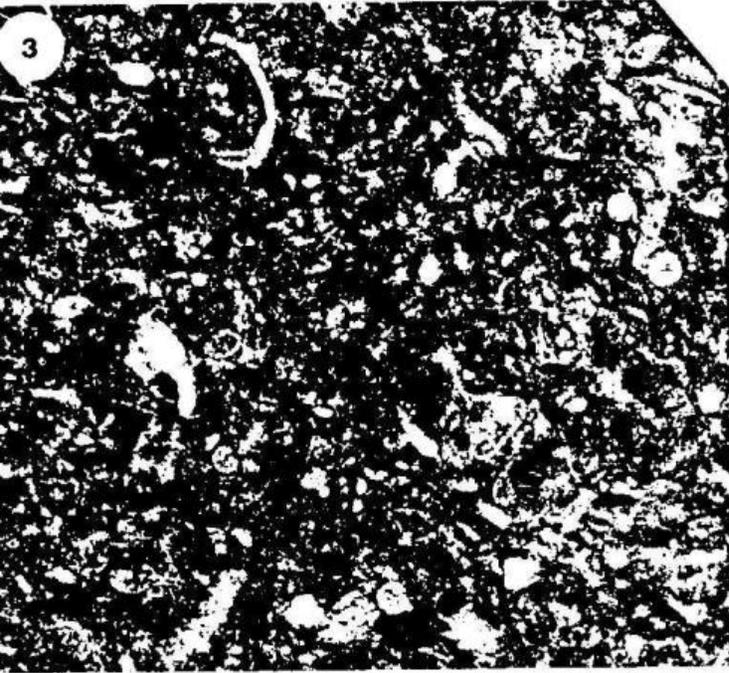
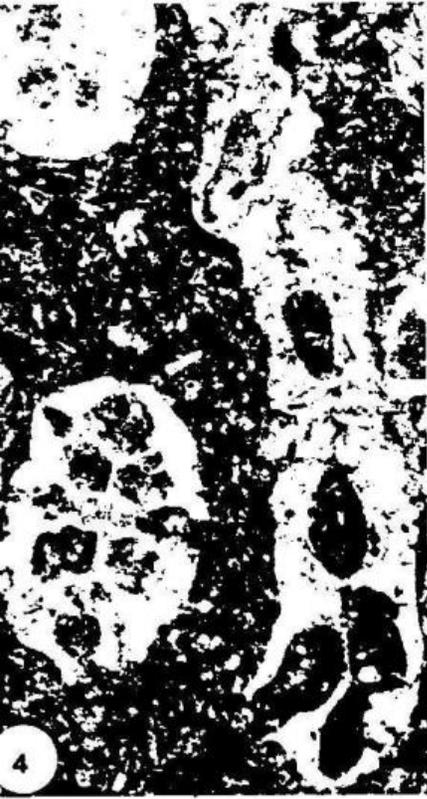
. puis viennent des biomicrites à biomicrosparites d'énergie modérée à faible où dominant les colonies de Bryozoaires.



G.101. La base des Calcaires à Bryozoaires aux sources de Lerd.
1. Intraclaste à *L. socialis*, *C. mamillata*.
2. Packstone à Bryozoaires
(x 18)

PLANCHE 22 : Microfaciès des Calcaires à Bryozoaires de Nizan.

- 1- Biosparite gréseuse à radioles et plaques d'Echinodermes, débris de *C. Mamillata (C)*. Nizan, base de la formation. (x18)
- 2- Biosparite à Bryozoaires et débris d'Echinodermes. Lespugue. (x18)
- 3- Biomicrite à spicules. Nizan, partie médiane de la formation. (x18)
- 4- Biomicrosparite argileuse à Bryozoaires. Nizan, partie supérieure de la formation. (x18)
- 5- Foraminifère arénacé à agglutinat grossier, paroi simple. *Haplophragmium?* Nizan,
- 6- Foraminifère arénacé , Nizan.
- 7- *Planorbulina cretae*. Lespugue. (x120)



1.3.2. - Affleurements de la route de Monplaisir à Gensac

Le Calcaire à Bryozoaires de couleur rouge sombre à lie de vin, affleure en falaise sur 8 à 10 m d'épaisseur [cf. fig. 95]

- Sa base se caractérise par l'abondance des débris d'Echinodermes - les micro-faciès sont ceux de biosparites gréseuses, à débris de Bryozoaires, d'Echinodermes, *Planorbulina cretae*, Ataxophragmiidés, Rotaliidés, Nodosariidés et intraclastes de calcaires gréseux renfermant *L. socialis* et *C. mamillata*.

- La partie supérieure de la formation, mal stratifiée, est constituée de biosparites à biomicrosparites à abondants débris de Bryozoaires et d'Echinodermes associés à *P. cretae*, à des Nodosariidés et des Ataxophragmiidés.

1.3.3. - Affleurements du bois de la Taillade

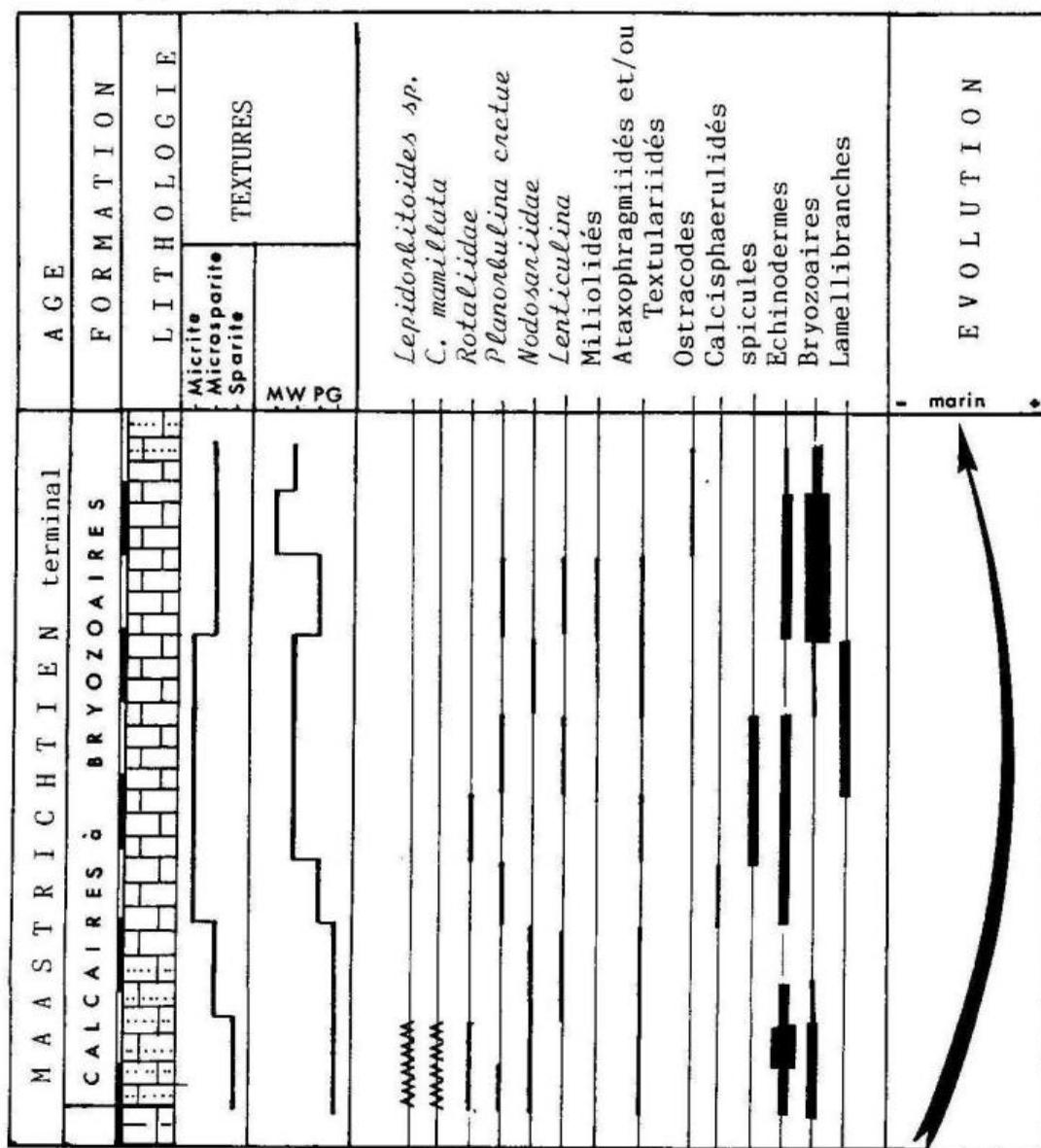


FIG.102.-Les Calcaires à Bryozoaires au Bois de la Taillade.

Le Calcaire à Bryozoaires affleure ponctuellement dans le bois situé au-dessus des manières de St. Loup. Il se présente sous forme de calcaires compacts ou de calcaires crayeux blanchâtres [fig. 102]. L'étude des microfaciès permet de distinguer [pl. 22] :

- à la base et au sommet : des biosparites de haute énergie (grainstone) à abondants débris d'Echinodermes et de Bryozoaires associés à **Planorbulina cretae**, à des Ataxophragmiidés, des Textulariidés et de rares Nodosariidés et Rotaliidés.

- dans la partie médiane : des biomicrites à biomicrosparites d'énergie faible qui présentent des associations faunistiques identiques mais beaucoup plus pauvres en individus ; elles contiennent en outre des spicules et débris de Mollusques.

2. - ELEMENTS DE DATATION

2.1. - Le Calcaire à Algues de Larcen

Cette unité a été décrite par E. SZOTS (1967) dans une note relative à la limite Maastrichtien-Danien dans les Petites Pyrénées ; il la considère comme le niveau de base du Danien. Par la suite, M. BILOTTE et F. SEGURA ont repris son étude et aboutissent à des conclusions différentes (non publiées). Pour eux le calcaire à Algues de Larcen est encore d'âge maastrichtien.

Ils invoquent à l'appui de cette attribution stratigraphique les éléments paléontologiques suivants :

. L'association alguaire avec **Solenomeris O'gormani** DOUVILLE, **Archaeolithothamnium aff. gosaviense** ROTHPLETZ, **Lithothamnium aff. villaegrans** POIGNANT et BLANC est identique à celle décrite par A.F. POIGNANT et P. BLANC (1974) dans le Crétacé supérieur des rides de Villagrains landiras et Roquefort-Créon-Lavardens.

. La microfaune peu abondante, est composée d'**H. beotica** et **H. gr. charentensis visserae**.

Ces divers arguments confirment un âge maastrichtien supérieur et non danien comme le proposait E. SZOTS (op. cit.).

2.2. - Le Calcaire à Algues et Bryozoaires de Lespugue

Il contient encore la même association alguaire avec **Lithothamnium**, **Solenomeris o'gormani**, **Archaeolithothamnium** et de Foraminifères benthiques : **Hellenocyclina gr. visserae charentensis**.

2.3. - Le Calcaire à Bryozoaires de Nizan

Les grands Foraminifères benthiques sont vraisemblablement remaniés de la formation sous-jacente puisqu'ils ne sont présents qu'à l'extrême base de la formation, et qu'ils sont soit réduits à l'état de fragments, soit inclus au sein de galets mous.

Seule l'espèce **Planorbulina cretae** est très fréquente dans ces faciès, mais de peu de précision stratigraphique puisque sa répartition couvre, d'après G. BIGNOT et C. LARSONNEUR (1969), l'intervalle Maastrichtien-Thanétiens. En outre M. GRAMONT (1958) cite la présence de **Globotruncana** sp. dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan.

L'âge Maastrichtien ou Paléocène inférieur du Calcaire à Bryozoaires ne peut être tranché sur la base de ces seuls arguments micropaléontologiques.

2.4. - Conclusion

Les données micropaléontologiques apportées en particulier par l'étude de la formation à Larcen et à Lespugue, avec la présence d'**Hellenocyclina beotica**, permet de proposer un âge encore Maastrichtien.

Sa position stratigraphique au dessus des Marno-calcaires jaunes, attribués à la zone à **Micula mura** dans leur partie sommitale, lui confère un âge maastrichtien terminal.

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT

Les Calcaires à Algues et les Calcaires à Bryozoaires correspondent à des dépôts de plate-forme ouverte (présence d'organismes sténohalins : Echinodermes, Bryozoaires, Algues rouges...). Les Bryozoaires prennent le relai des Algues dans les faciès les plus chargés en matériel détritique argileux et vraisemblablement plus externe, comme en témoignent les microfaciès.

L'hydrodynamisme du milieu est :

. soit élevé, packstone à grainstone, pour :

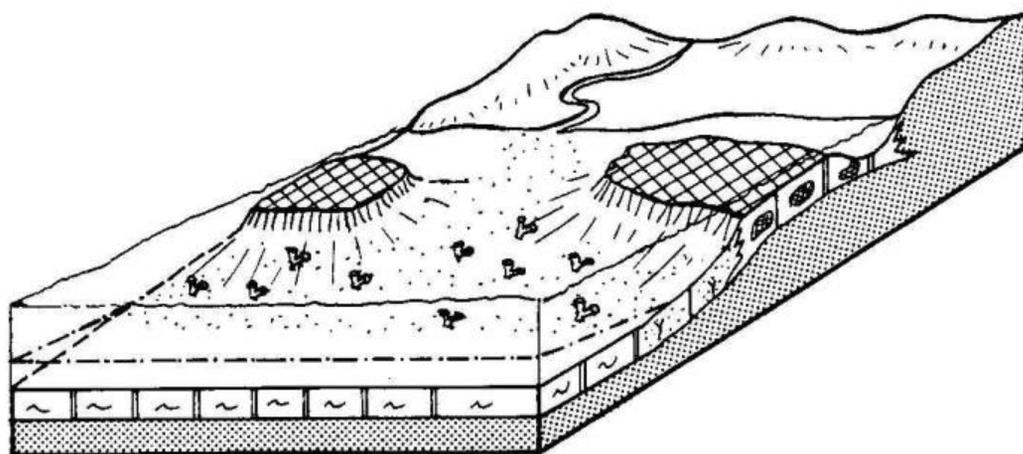
- les biosparites gréseuses ou argileuses à Bryozoaires développées à la base et au sommet de la formation à Nizan ;
- les biosparites gréseuses à Algues rouges développées dans la partie médiane de la série à Larcen.

Il indique un milieu de plate-forme ouverte, relativement peu profonde, puisqu'affectée par la dynamique littorale. Par ailleurs les Algues rouges se présentent sous forme de nodules algaires et témoignent d'un milieu d'hydrodynamisme élevé.

. soit modéré, wackstone, pour :

- les biomicrites à biomicrosparites à Algues de milieu récifal plus interne, développées à la base et au sommet de la série à Larcen ;
- les biomicrites argileuses à spicules et débris de Mollusques, dans la partie médiane de la série de Nizan, attestent d'un milieu de plate-forme externe non soumis à la dynamique littorale et plus distal que les faciès précédents.

La fréquence de l'espèce **Planorbulina cretae** s'explique aisément par ses exigences écologiques, qui sont ici optimales puisque ce Foraminifère vivait fixé sur des organismes, dans des mers chaudes et peu profondes (BIGNOT et LARSONNEUR, 1969).



- limite de base d'action des vagues
[Algae symbol] Calcaires à Algues
[Bryozoans symbol] Calcaires à Bryozoaires

FIG.103. Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt des Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcan/Nizan.

. Evolution du milieu de dépôt. Il est délicat de dégager l'évolution générale de cette unité sur la seule base de 2 coupes concernant chacune un des 2 faciès distincts.

. Le calcaire à Algues de Larcan

Les biomicrites à Algues rouges de faible énergie (wackstone) se répartissent préférentiellement à la base et au sommet de la formation [fig. 99]. Elles témoignent de milieux récifaux plus internes que les biomicrosparites à Algues et Bryozoaires traduisant un hydrodynamisme plus élevé, développées dans la partie médiane de la formation ; ces dernières illustrent vraisemblablement des milieux plus ouverts.

. Le Calcaire à Bryozoaires de Nizan

La coupe la plus complète est celle de Nizan ; elle montre à la base et au sommet les faciès les plus énergétiques et vraisemblablement les plus proximaux, en milieu de plate-forme ouverte, chargée en matériel détritique. Dans sa partie médiane, l'énergie est moindre, et ce sont des biomicrosparites argileuses à spicules qui se déposent ; traduisant un milieu de plate-forme plus externe et ainsi une augmentation bathymétrique.

4. - CONCLUSION

Le Calcaire à Algues de Larcan et le Calcaire à Bryozoaires de Nizan correspondent à des faciès latéraux d'une même unité lithostratigraphique. Outre les Algues et les Bryozoaires, elle se caractérise par la fréquence des Planorbulines.

Elle est limitée par deux surfaces de discontinuité inégales :

- à la base : une surface nette, surtout marquée à l'Ouest à la base des calcaires à Bryozoaires de l'Anticlinal de Blajan-Bazordan ;
- au sommet : une surface de discontinuité importante, bien visible à Larcen, au toit du Calcaire à Algues dont la signification est vraisemblablement celle d'une émergence/érosion.

L'âge maastrichtien terminal de la formation du Calcaire à Algues et Bryozoaires de Nizan/Larcen, est prouvé par sa position stratigraphique au-dessus des Marno-calcaires jaunes dont l'âge maastrichtien supérieur (zone à *Micula mura*) est bien établi, et la présence d'*Hellenocyclina beotica* à Larcen.

L'absence des grands Foraminifères benthiques trouve peut être alors son explication dans des conditions écologiques particulières de milieux récifaux et de plate-forme externe ; ou bien faut-il envisager déjà une période de raréfaction des grandes espèces crétacées.

Calcaires de
Lespugue

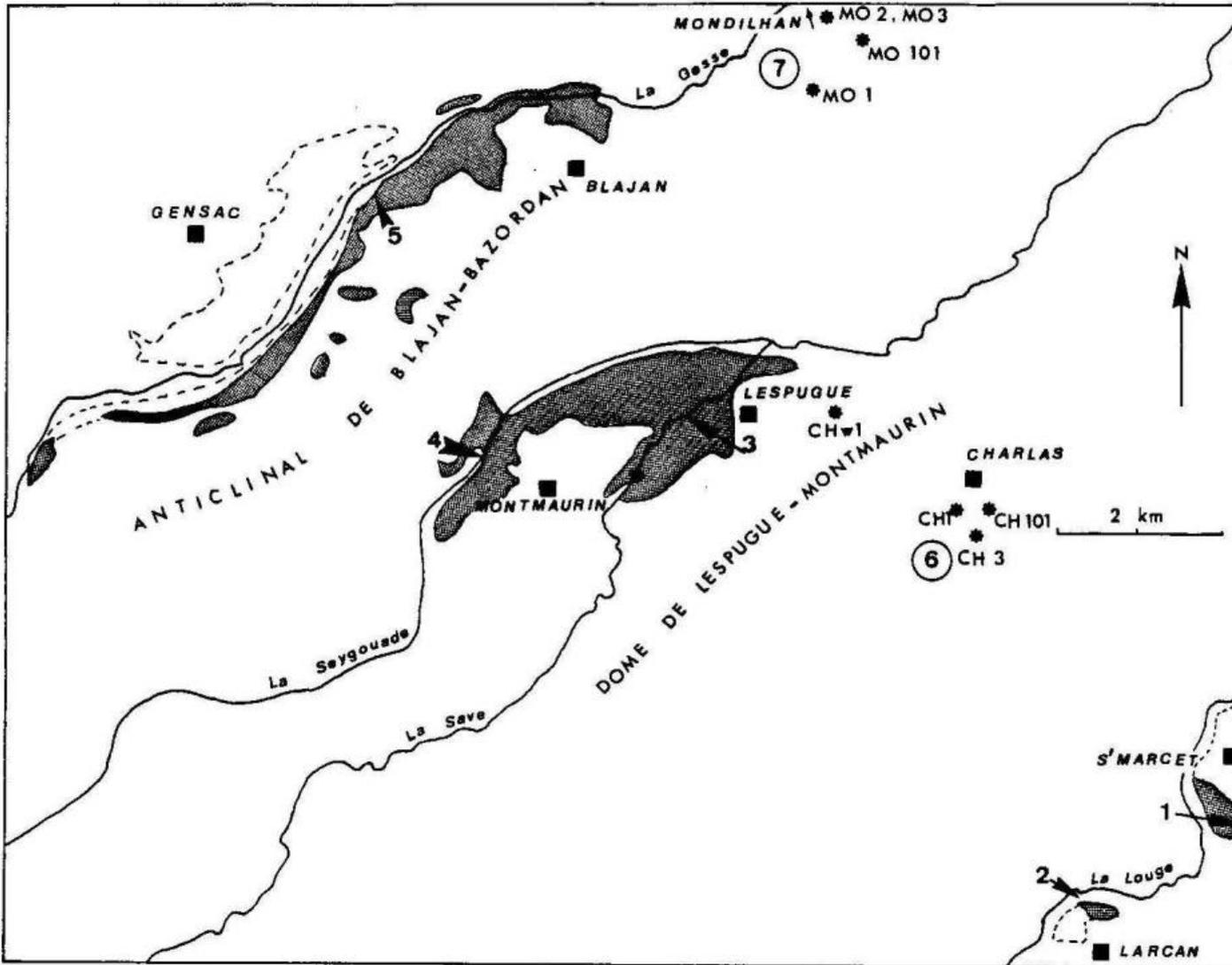


FIG.104.- Localisation des coupes levées dans la formation des Calcaires de Lospugue. 1, St. Marcet; 2, Larcen; 3, Vallée de la Save; 4, Vallée de la Seygouade; 5, Anticlinal de Blajan-Bazordan; 6 et 7, sondages de Charlaz et Mondilhan. D'après les feuilles géologiques au 1/50.000, Boulogne/Gesse et St. Gaudens.

A. LEYMERIE (1881) a reconnu, dans la vallée de la Gesse, entre Blajan et Bazordan, et dans la vallée de la Seygouade, entre Lespugue et Montmaurin, un calcaire blanc compact, à allure parfois suboolithique, concrétionnée ou cristalline. M. GRAMONT (1958) désigne sous le terme de "Calcaires daniens", cette unité constituée pour l'essentiel de calcaires graveleux à Algues, Bryozoaires et Miliolites, mais aussi de calcaires lithographiques à Miliolites, Bryozoaires et Gastéropodes, caractéristiques d'une sédimentation très littorale. Enfin, A. CAVAILLE et Y. TERNET (1977) dans la notice de la feuille de Boulogne/Gesse au 1/50.000 les appellent du nom de calcaires sublithographiques à Algues et Miliolites.

Rappelons que J. VILLATTE (1961) les rapporte au Dano-Montien après avoir établi l'âge thanétien des sables de Montmaurin, sus-jacents.

Les Calcaires de Lespugue ont été successivement analysés [fig. 104]

- . dans l'Anticlinal de St. Marcet St. Martory, à St. Marcet (1) ;
- . dans la série de Larcac (2)
- . dans le Dôme de Lespugue-Montmaurin, dans la vallée de la Save, puis dans la vallée de la Seygouade (coupes du Ruisseau de l'Arbre vert, coupe du Ber) (3) ;

Une succession globale des lithofaciès sera succinctement décrite dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan (4), une autre à partir des données de sondages provenant de la région des Dômes annexes des Petites Pyrénées (5).

■ 1. - DESCRIPTION DES BIO- ET LITHOFACIES

1.1. - La série de St. Marcet [1. fig. 104]

Malgré les mauvaises conditions d'affleurement, on peut schématiquement distinguer 3 lithofaciès distincts qui sont de la base vers le sommet, et séparés par des lacunes d'observation [fig. 105] :

- a - dolosparites et dolomicrosparites à fantômes de Gastéropodes ;
- b - biosparites à biomicrosparites d'énergie faible à modérée (texture mudstone à wackstone), fournissant d'abondants Miliolidés, des Ataxophragmiidés et/ou Textulariidés, de rares Rotaliidés et des Dasycladacées ;
- c - Calcaires microscopiquement pseudoconglomératiques ; les éléments contiennent des cellules de *Microcodium*, la matrice est une microsparite de recristallisation.

L'ensemble est ici surmonté par les sables attribués au Thanétien par J. VILLATTE (1961).

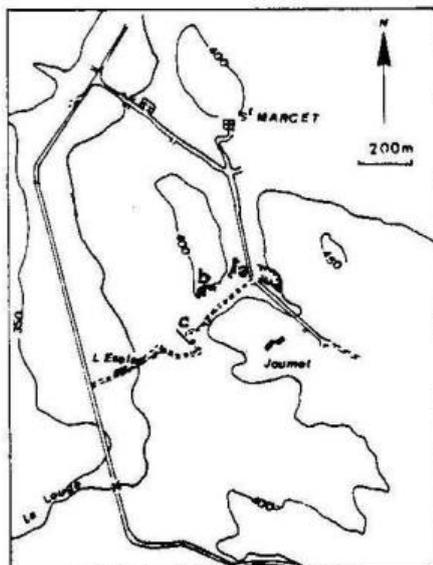
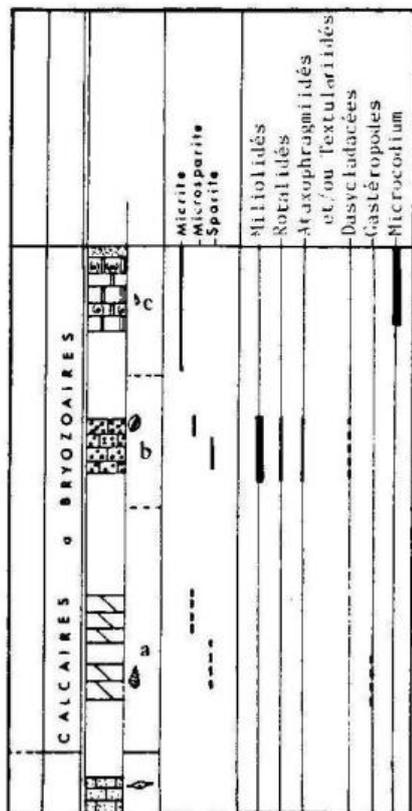


FIG.105 - a) Coupe des Calcaires de Lespugue à St. Marcet
b) localisation des affleurements.

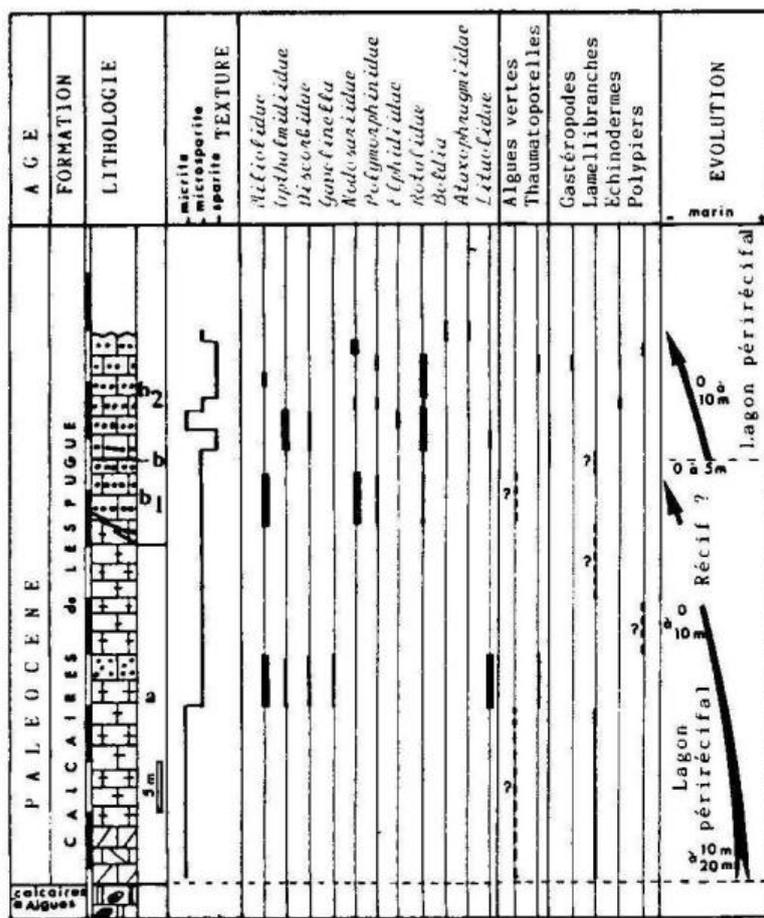


FIG.106 - Coupe des Calcaires de Lespugue à Larcan.

1.2. - La série de Larcen [2 fig. 104]

Au-dessus des Calcaires à Algues maastrichtiens qu'elle surmonte par l'intermédiaire d'une importante surface de discontinuité, la succession se compose de [fig. 106] :

-a) Calcaires microcristallins et/ou Dolomies (30 m). Ils sont fortement karstifiés. Les microfaciès (examinés par J.M. VILLAIN, C.F.P.) sont ceux de (dolo)-microsparites de recristallisation à débris de Mollusques et fantômes de Dasycladacées (?) et de Polypiers (?).

Ils admettent un horizon de calcaire graveleux à microfaciès de microsparite à Miliolidés, Ophthalmidiidés, Discorbidés, Gavelinelles, Ataxophragmiidés et Thaumatoporelles.

-b- Calcaire graveleux (20 m). Deux ensembles, séparés par une surface de discontinuité rubefiée, peuvent être distingués :

b1 - un ensemble inférieur à microfaciès de biomicrosparite à Miliolidés, Nodosariidés, Polymorphiniidés, Rotaliidés et fantômes de Dasycladacées (?).

b2 - un ensemble supérieur qui évolue depuis des biomicrites à biosparites à Ophthalmidiidés, Discorbidés, Rotaliidés, et Lituolidés ou Elphidiidés ; vers des biosparites à Polymorphiniidés, Nodosariidés, et débris d'Echinodermes, et des biosparites à Miliolidés et Rotaliidés ou à Polymorphiniidés et Rotaliidés.

Les Rotaliidés, avec en particulier le genre **Boldia**, peuvent dominer ponctuellement les associations ; ils sont alors associés à des Ataxophragmiidés et à des fantômes de Polypiers (?).

1.3. - Dôme de Lespugue-Montmaurin

Les Calcaires graveleux de Lespugue affleurent largement dans les vallées de la Save et de la Seygouade.

1.3.1. - Vallée de la Save

Les calcaires apparaissent en falaise, orientés N.60° et affectés d'un pendage de 20°SE. Une coupe levée sous le château de Lespugue a permis de limiter la formation à sa base, au-dessus des Calcaires à Algues rouges et Bryozoaires maastrichtiens dont l'identification et la description viennent d'être réalisés [cf. fig. 100], les affleurements bien qu'interrompus par de nombreuses lacunes d'observations, permettent toutefois d'appréhender la succession globale des lithofaciès sur une épaisseur de 60 m environ. Ainsi ont été successivement reconnus [fig. 107], de bas en haut :

-a- Calcaires microcristallins et/ou dolomies (20 m) ; les microfaciès sont ceux de microsparites de recristallisation ou de dolosparites à rares fantômes de Nodosariidés, Foraminifères arénacés et Gastéropodes ;

-b- Calcaires à Algues et Polypiers (25 à 30 m) ; les microfaciès sont d'abord des biomicrites à Dasycladacées avec (Det. R. DELOFFRE) : **Cymopolia elongata** (DE FRANCE, 1825) ; **Cymopolia mayaense** JOHNSON et KASKA 1965 (?)

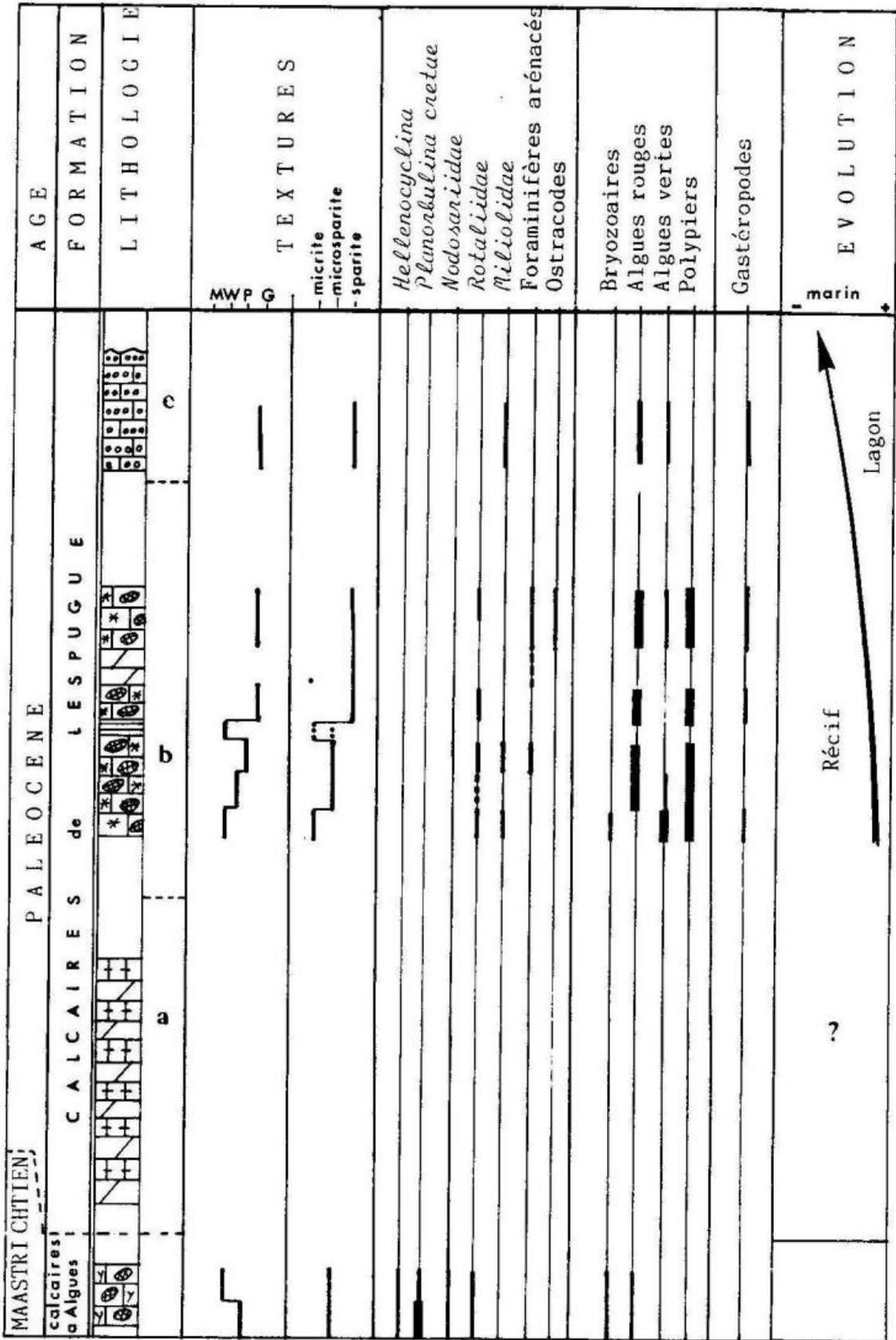


FIG.107. Coupe des Calcaires de Lespugue dans la vallée de la Save.

Rostroporella oviformis SEGONZAC, 1971 ; **Neomeris aff. herouvalensis** MOU-
NIER CHALMAS, 1899 ; **Neomeris plagnensis** DELOFFRE, 1970. Elles sont
associées à des Rotaliidés et Miliolidés. L'énergie est faible (texture wackstone).

. puis des biomicrosparites à biosparites à Algues rouges et Polypiers, d'énergie
élevée (texture : packstone). Les Algues rouges comprennent pour l'essentiel
Pseudolithothamnium album PFENDER et **Elianella elegans** PFENDER et BASSE ;
elles sont encore associées à quelques Dasycladacées **Cymopolia mayaense**,
Cymopolia elongata, des débris d'**Orioporella sp.** et à des Foraminifères benthiques
- Rotaliidés Miliolidés, arénacés.

Ces calcaires à Algues et Polypiers admettent de minces niveaux de dolosparites
à rares fantômes de Foraminifères arénacés.

-c- Au dessus d'une importante lacune d'observation vient un ensemble de
calcaires graveleux à Miliolidés. Ce sont des biosparites d'énergie forte (texture :
packstone) renfermant encore quelques Algues - **Elianella elegans**, **Pseudolitho-**
thamnium album, **Cymopolia mayaense**.

1.3.2. - Vallée de la Seygouade

Les Calcaires de Lespugue sont recoupés par de très nombreuses carrières
mais sont, le plus souvent, très recristallisés (fracturation, Karstification...).
Seule la carrière située près du Ruisseau de l'Arbre vert [3. fig. 104] permet
l'étude de la série sur 30 m d'épaisseur environ. Sa localisation dans le Dôme
de Lespugue-Montmaurin permet de la situer stratigraphiquement dans la partie
supérieure de la formation.

. Coupe du Ruisseau de l'Arbre vert

Les couches subhorizontales en bancs massifs d'ordre métrique sont constituées
de 5 principaux types de faciès [fig. 108] qui se répètent en séquences plus
ou moins complètes.

. Faciès Lg A : biosparites graveleuses à texture packstone-grainstone, grossières
et mal triées ou de granulométrie fine et bien triées. La microfaune est abondante,
elle comprend des Miliolidés, des Foraminifères arénacés et des petits
Rotaliidés.

. Faciès Lg B : biomicrosparites à biomicrites à petits Polypiers et Gastéropodes,
associés à des Miliolidés, Nodosariidés et Rotaliidés ;

. Faciès Lg C : biomicrites à abondants petits Rotaliidés et Miliolidés parfois
associés à des Foraminifères arénacés et à des Discorbidés. L'énergie est faible
(texture : wackstone) ;

. Faciès Lg D : biomicrites massives. Ils comprennent plusieurs sous-faciès ;
ce sont :

- Lg D1 : calc.lithographique pseudoconglomératique ;

. Lg D2 : micrites à cellules de **Microcodium** éparses ou colonies en rosettes ;

. Lg D3 : sparites de recristallisation de teinte jaunâtre.

Les faciès de biosparites à biomicrosparites graveleuses et à polypiers isolés
(faciès Lg A et Lg B) sont d'abord prédominants par rapport aux biomicrites
(faciès Lg C). Ces dernières prennent une importance croissante vers la partie
médiane de la coupe, tandis qu'apparaissent les micrites (faciès Lg D) avec
surtout les faciès pseudoconglomératiques [fig. 109] (sous faciès Lg D1) et
à **Microcodium** (sous-faciès Lg D2) au niveau 20 m.

Au sommet de la série, les faciès graveleux Lg A affleurent de nouveau et les associations micropaléontologiques se complètent avec l'apparition des Dasycladacées.

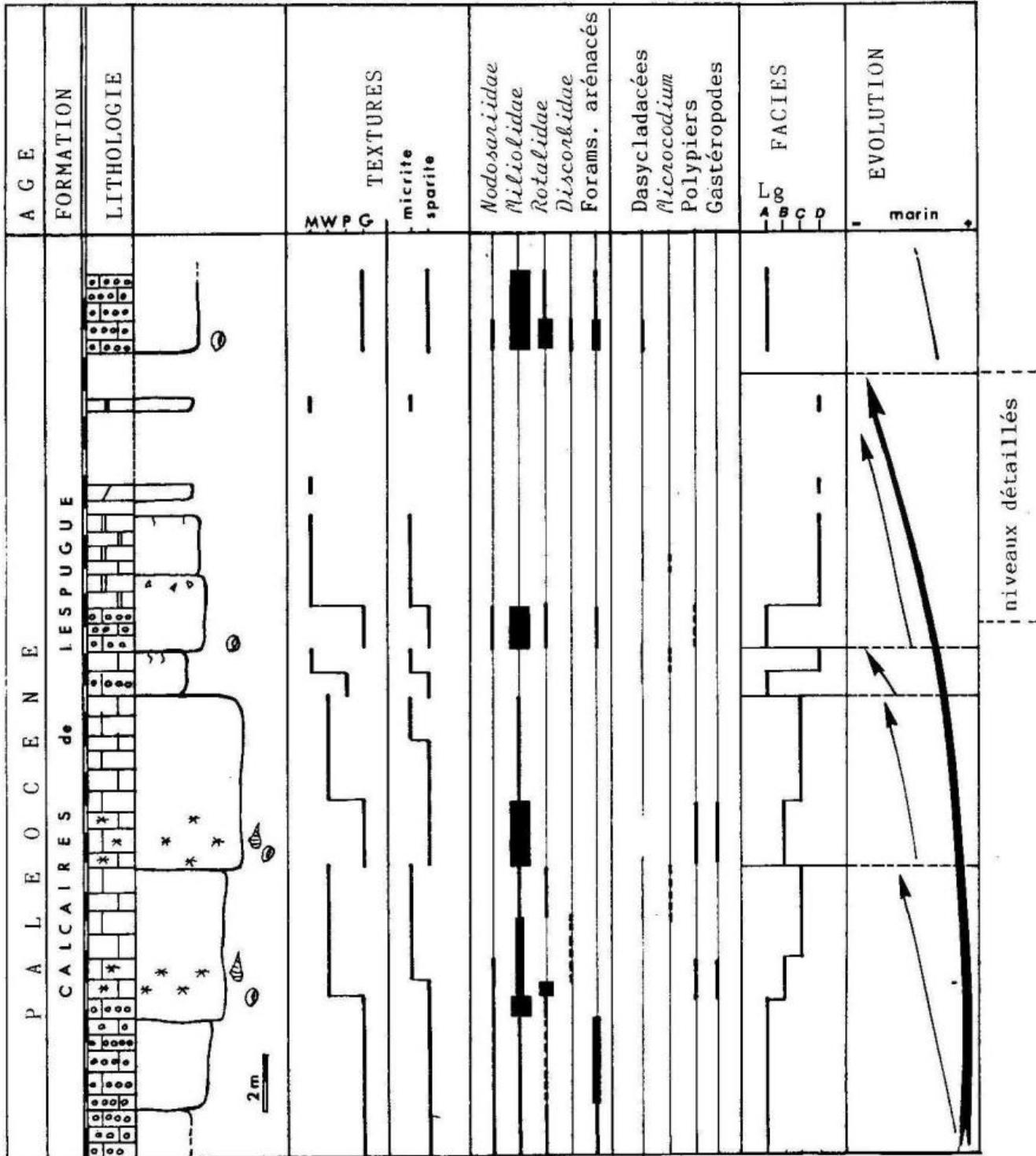


FIG.108_Coupe des Calcaires de Lespugue dans la carrière du Ruisseau de l'Arbre vert. (Vallée de la Seygouade).

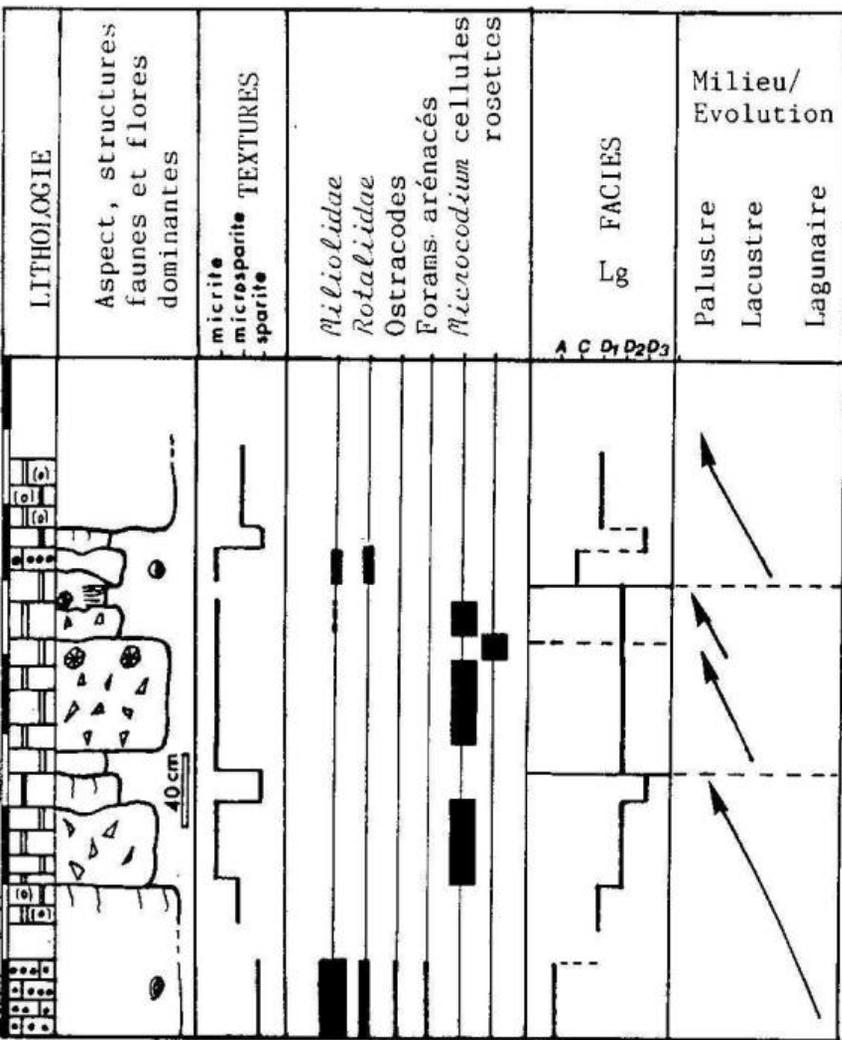


FIG.109. Détail des faciès LgD levés dans la coupe du Ruisseau de l'Arbre vert. cf. fig. 108.

. Les affleurements du Ber [fig. 110], permettent d'observer le toit de la formation sur le chemin reliant la ferme Le Ber à la N. 633 [4. fig. 104]. Les calcaires montrent l'alternance de 3 principaux lithofaciès très proches de ceux définis auparavant mais qui se distinguent toutefois au niveau des associations micropaléontologiques :

- . faciès Lg A : absence des Nodosariidés ; présence d'Arénacés et de Gastéropodes ;
- . faciès Lg B : absence des Polypiers ; présence de Dasycladacées et Discorbidés, parfois associés à des Valvulinidés et à des Gastéropodes ;
- . faciès Lg C : présence de Dasycladacées - **Neomeris sp.**, **Neomeris plagnensis**, **Cymopolia sp.**.

Le sous-faciès Lg D3 de sparite de recristallisation est représenté très ponctuellement.

Le sommet de l'affleurement se caractérise par un niveau conglomératique d'aspect ruiniforme découvert par M. GRAMONT (1958) les éléments sont constitués de biomicrosparites plus ou moins recristallisées à Miliolidés, Rotaliidés et Gastéropodes ; la matrice argileuse livre d'abondants **Microcodium** et de très rares Charophytes indéterminables.

P. FREYTET (1975) qui a décrit le passage aux sables de Montmaurin, sus-jacents cite respectivement au dessus des calcaires ruiniformes, un horizon à **Microcodium**, une croûte à Attapulгите, des marnes grises et enfin un niveau de gravier quartzeux.

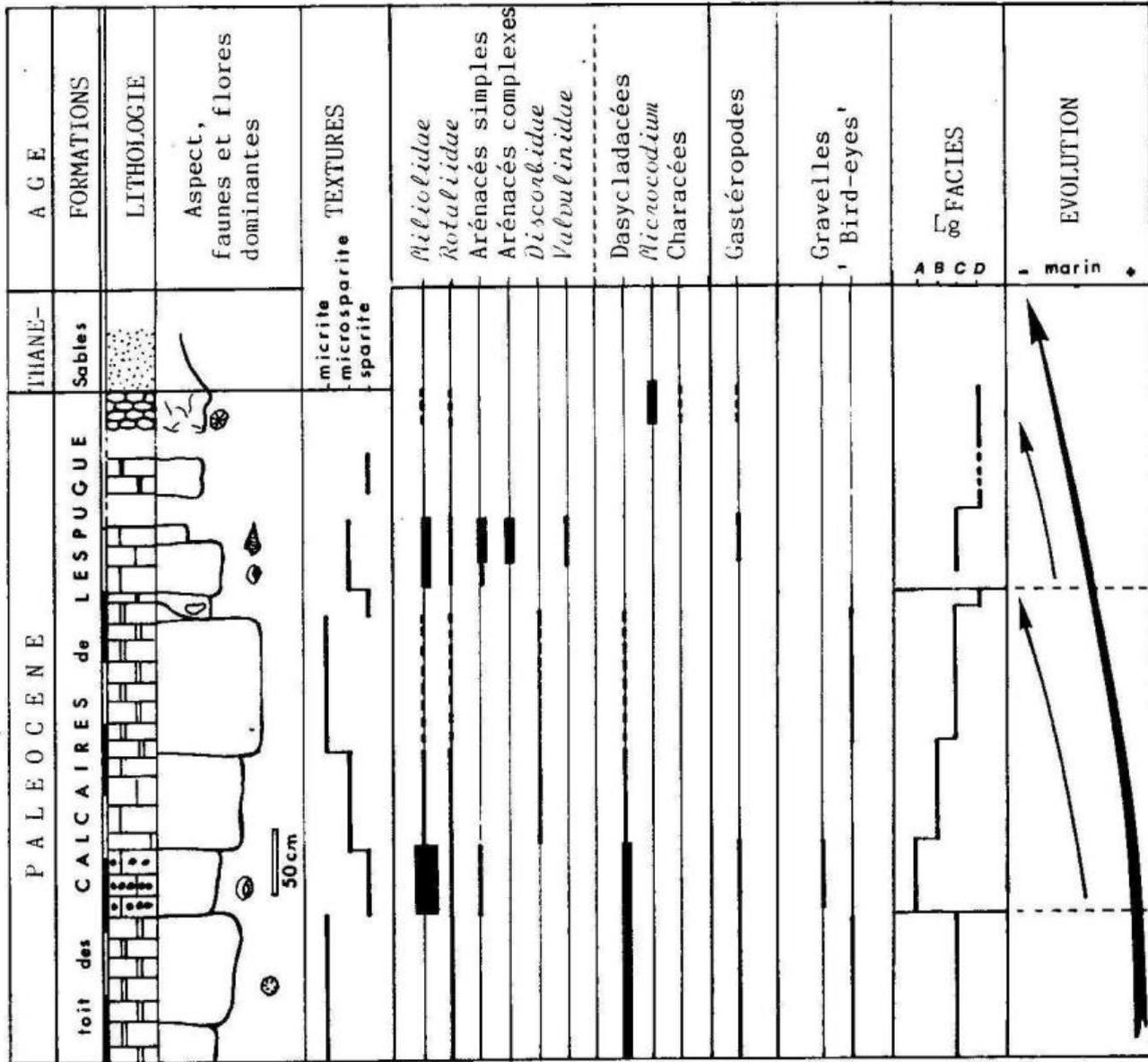


FIG.110 - Coupe du toit de la formation des Calcaires de Lespugue au Ber. Vallée de la Seygouade.

1.4. - Anticlinal de Blajan-Bazordan

La succession suivante peut être distinguée :

- à la base : un ensemble de calcaires microcristallins (microsparites de recristallisation) et de dolomies préservant ponctuellement des fantômes de Gastéropodes (≈ 50 m).
- puis des calcaires graveleux à Miliolidés, à microfaciès de biosparites d'énergie forte (packstone), renfermant des Miliolidés, des Dasycladacées, des Foraminifères arénacés, associés à de plus rares Discorbidés, Rotaliidés, Gastéropodes et fragments d'Algues rouges.
- Le toit de la formation voit encore le développement de calcaires pseudoconglomératiques, d'aspect ruiniforme, cités par M. GRAMONT (1958) au lieu dit le "refuge des oiseaux".

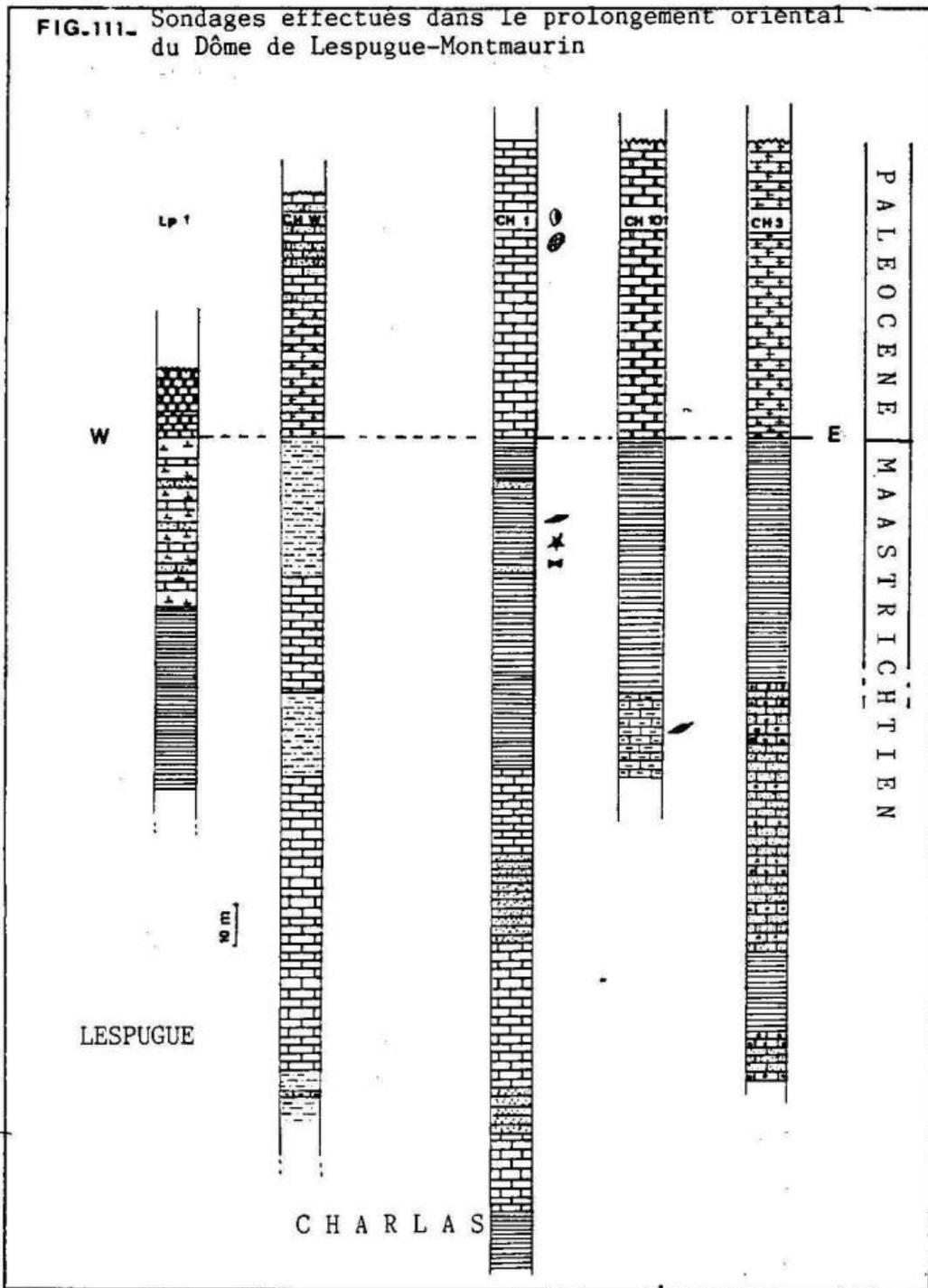
1.5. - Données de sondages [fig. 111 et 112]

Des sondages ont été effectués dans le prolongement oriental du Dôme de Lespugue-Montmaurin et de l'Anticlinal de Blajan-Bazordan.

1.5.1. - Prolongement oriental du Dôme de Lespugue-Montmaurin

Les sondages de Lespugue et Charlas, recoupent une épaisse série carbonatée (≈ 100 m) attribuée aux Calcaires de Lespugue, au-dessus des marnes et marno-calcaires maastrichtiens qui livrent *Omph. macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, et des Orbitoidés.

La série débute par des calcaires microcristallin (≈ 40 à 70 m). (absents des sondages Charlas 1, Charlas 101, Lespugue). ; elle se poursuit par des calcaires graveleux ou micritiques à Algues rouges et Miliolidés [fig. 111].



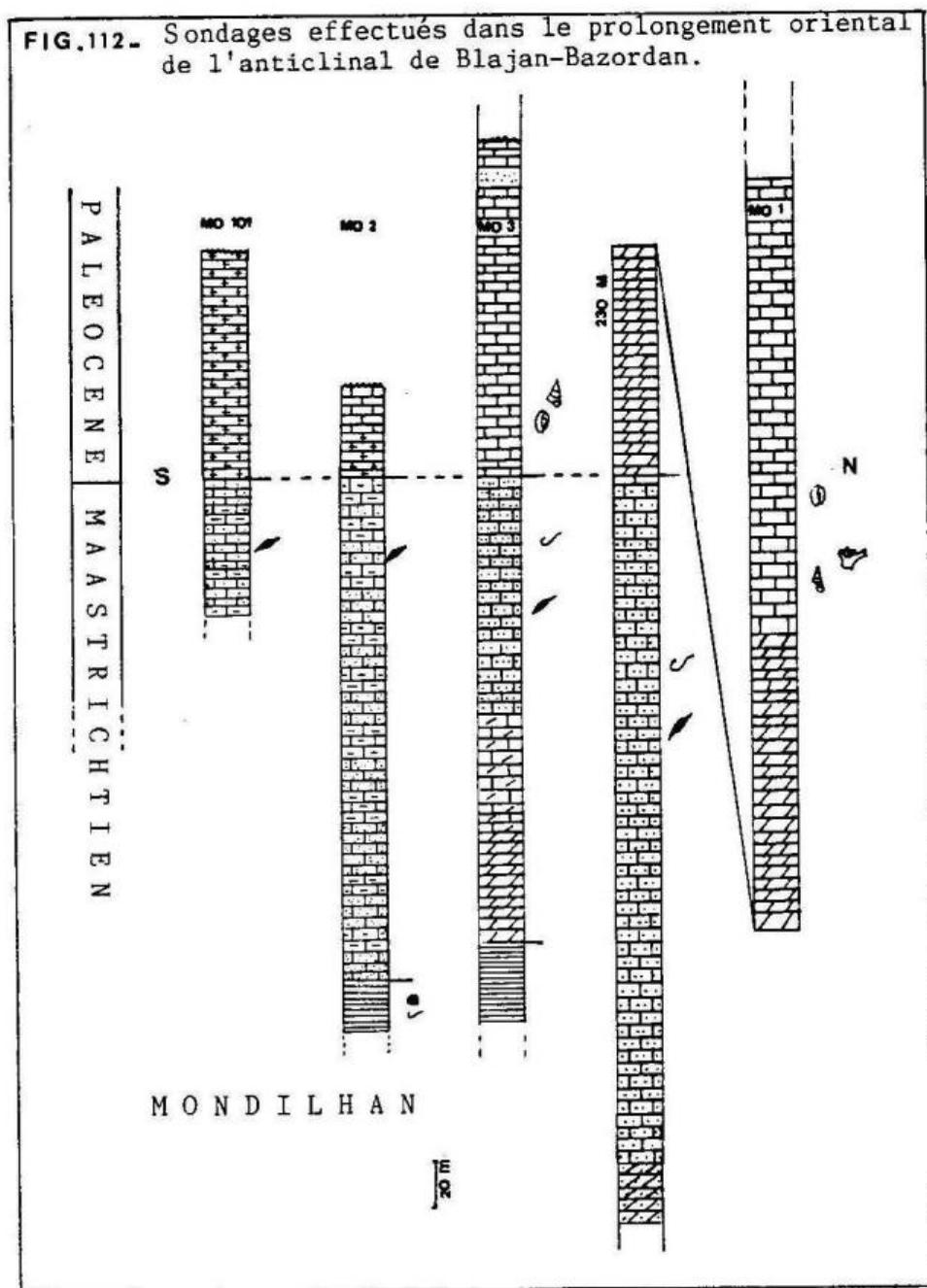
1.5.2. - Prolongement oriental de l'Anticlinal de Blajan-Bazordan

Dans ce secteur, les Calcaires de Lespugue surmontent directement un ensemble de calcaires gréseux lithologiquement et paléontologiquement assimilables à la formation du Calcaire nankin ; en effet, ils renferment des Orbitoidés, des Huitres et des Echinodermes.

Dans les sondages de Mondilhan, les calcaires paléocènes sont plus dilatés (230 m), toujours très recristallisés et/ou dolomitisés dans leur partie inférieure. La partie supérieure est encore constituée de calcaires à Algues rouges, Miliolidés et Gastéropodes [fig. 112].

Les sondages qui ont été réalisés dans le prolongement oriental du Dôme de Lespugue-Montmaurin et de l'Anticlinal de Blajan-Bazordan montrent toujours la même succession avec :

- . à la base un ensemble fréquemment dolomitisé et/ou recristallisé ;
- . au sommet des calcaires graveleux à Miliolidés ou micritiques.



2. - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

La partie inférieure de la formation est le plus souvent finement recristallisée et/ou dolomitisée ; elle ne fournit aucun argument paléontologique pour une datation directe.

La partie supérieure contient, par contre, des associations algaires caractéristiques [fig. 113], en particulier dans le Dôme de Lespugue-Montmaurin où les flores de Dasycladacées sont bien représentées. L'association à *Cymopolia morelletorum*, *Cymopolia mayaense*, *Cymopolia elongata*, *Neomeris aff. herouvalensis*, *Rostroporella oviformis*, *Orioporella sp.*, se situe dans le Paléocène en référence à la répartition stratigraphique des espèces proposée par R. DELOFFRE et P. GENOT (1982 cf. fig. 15 p.). L'association de Lespugue contient, en outre, l'espèce *Neomeris plagnensis* qui n'était jusqu'alors signalée que dans le Thanétien et le Sparnacien.

D'autre part A. CAVAILLE et Y. TERNET (1977) signalent la présence de *Broeckella belgica* qui pour R. DELOFFRE (1964, 1980) est typique du Danien récifal, du moins en Aquitaine.

Parmi les Foraminifères benthiques, seul le genre *Boldia*, représenté dans la partie supérieure de la formation à Larcen serait significatif. En effet, il n'est connu qu'au Tertiaire (Paléocène - Eocène moyen) ; et certaines espèces sont considérées comme typiques du Montien dans le bassin de Paris par Y. GUILLEVIN (1977).

Le Calcaire de Lespugue est rapporté au Paléocène sur la base de ses flores de Dasycladacées. Cette datation est conforme à l'attribution stratigraphique proposée par J. VILLATTE (1961) et aux données de la carte géologique de Boulogne/Gesse au 1/50.000.

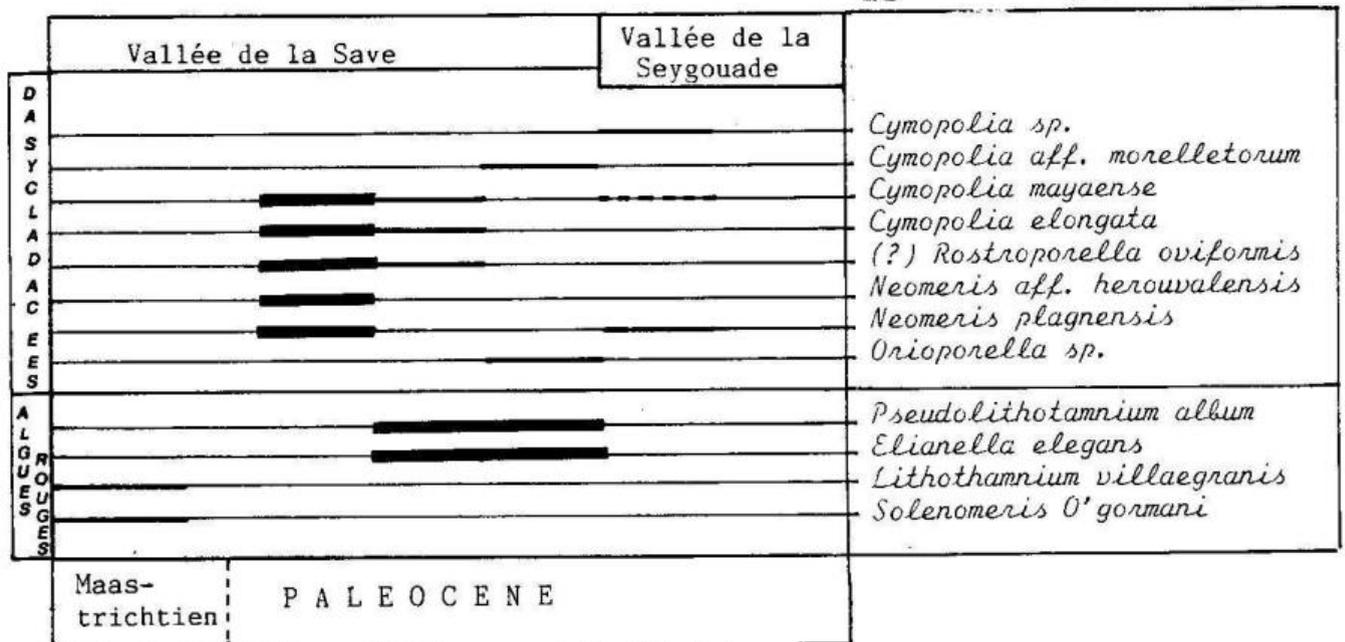


FIG.113. Distribution des Dasycladacées et des Algues rouges dans les Calcaires de Lespugue (Calcaires à Algues maastrichtiens, compris).

■ 3. - CARACTERISATION DU MILIEU DE SEDIMENTATION

3.1. - Dolomies et Calcaires microcristallins

Les rares fantômes d'organismes : Discorbidés, Gavelinelles, Ataxophragmiidés, Miliolidés et surtout Ophalmidiidés indiquent un milieu de sédimentation très littoral de type lagune confinée.

D'autre part, les Dolomies constituent un bon indicateur sédimentologique. Bien qu'elles se forment dans de nombreux milieux, elles semblent limitées dans le domaine littoral à des environnements confinés et surtout aux milieux inter- à supra-tidaux. Deux principaux mécanismes sont généralement évoqués quant à leur formation :

- . un modèle de pompage par évaporation en milieu de lagune confinée ;
- . un modèle de dolomitisation par reflux des saumures s'appliquant surtout aux dépôts de barrière. Ce dernier modèle aurait le mérite d'expliquer d'une part la dolomitisation massive de la partie inférieure de la série et d'autre part la répartition non uniforme de ces faciès (cf. sondages).

Les Calcaires microcristallins trouvent probablement leur origine dans une dédolomitisation résultant d'une diagenèse tardive ; en effet, certains cristaux de calcite contiennent des fantômes de rhomboèdres [pl. 23].

3.2. - Calcaires à Algues

Les calcaires à Algues rouges, de haute énergie, témoignent d'un milieu de plate-forme récifale externe ;

Les micrites à Dasycladacées, d'un milieu de lagon interne.

3.3. - Calcaires graveleux et sublithographiques

Une séquence virtuelle peut être proposée sur la base de l'analyse de la répartition des faciès relevés dans la carrière du ruisseau de l'Arbre vert et du bois du Pélouat. Elle comprend, de la base vers le sommet, les faciès suivants [fig. 114] :

- Lg A : biosparites graveleuses de haute énergie, grossières, ou de granulométrie fine et bien triées. La microfaune comprend des Miliolidés, des Arénacés et des Rotaliidés de petite taille. (1.2 pl. 24).

- Lg B : biosparites à biomicrosparites à Polypiers et Gastéropodes, parfois graveleuses, d'énergie modérée (3 pl. 24).

Les faciès Lg A et Lg B sont les termes les plus marins de la séquence. Ils se sont déposés en lagon subtidal de haute énergie.

- Lg C : biomicrites à abondants Rotaliidés nains et Discorbidés associés à quelques Miliolidés et Foraminifères arénacés. Les fenestrees sont fréquentes. (4.5 pl. 24).

Les faciès Lg C correspondent encore à des faciès de lagon mais de faible énergie avec une tendance plus confinée et, ponctuellement, à l'émersion. Ils se sont déposés en milieu de vasière inter- à supratidale.

- Lg D : biomicrites massives à traces d'émerision : faciès pseudoconglomératiques, résultant de la remobilisation des carbonates en milieu palustre ; les traces de racines, la présence de colonies de *Microcodium* en rosettes, témoignent de la surimposition de la pédogenèse sur une boue carbonatée originelle. Certains éléments des faciès pseudoconglomératiques peuvent être des micrites à Miliolidés (pl. 25).

Ils permettent donc de conclure à une émerision prolongée en milieu supratidal à continental.

La séquence virtuelle a une évolution positive ; d'énergie décroissante, elle réalise le passage depuis des dépôts sub- à intertidaux de lagon vers des faciès d'émerision.

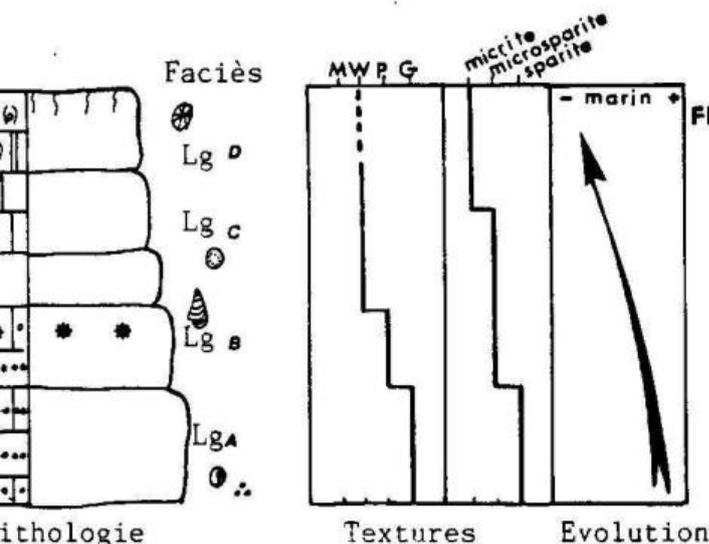


FIG.114_a

Séquence virtuelle des Calcaires graveleux de la vallée de la Seygouade.

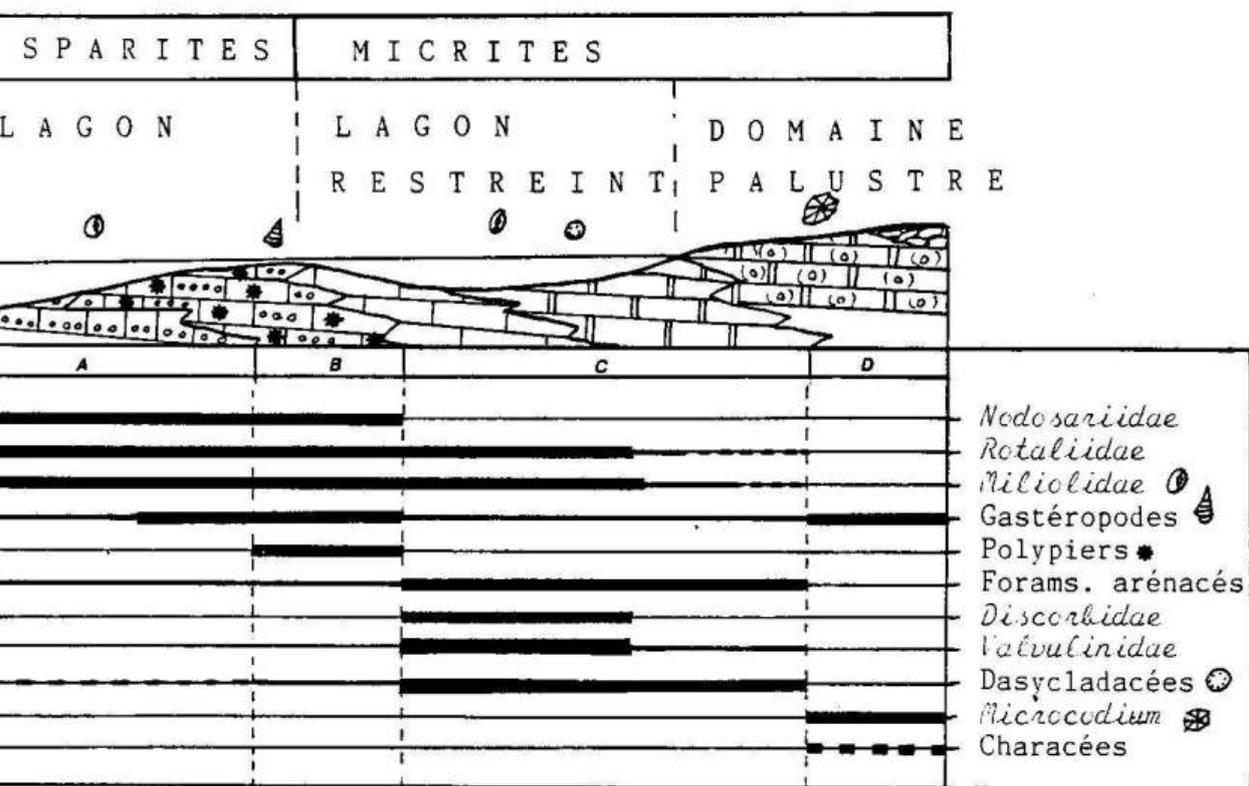


FIG 114 b) Séquence paysage.

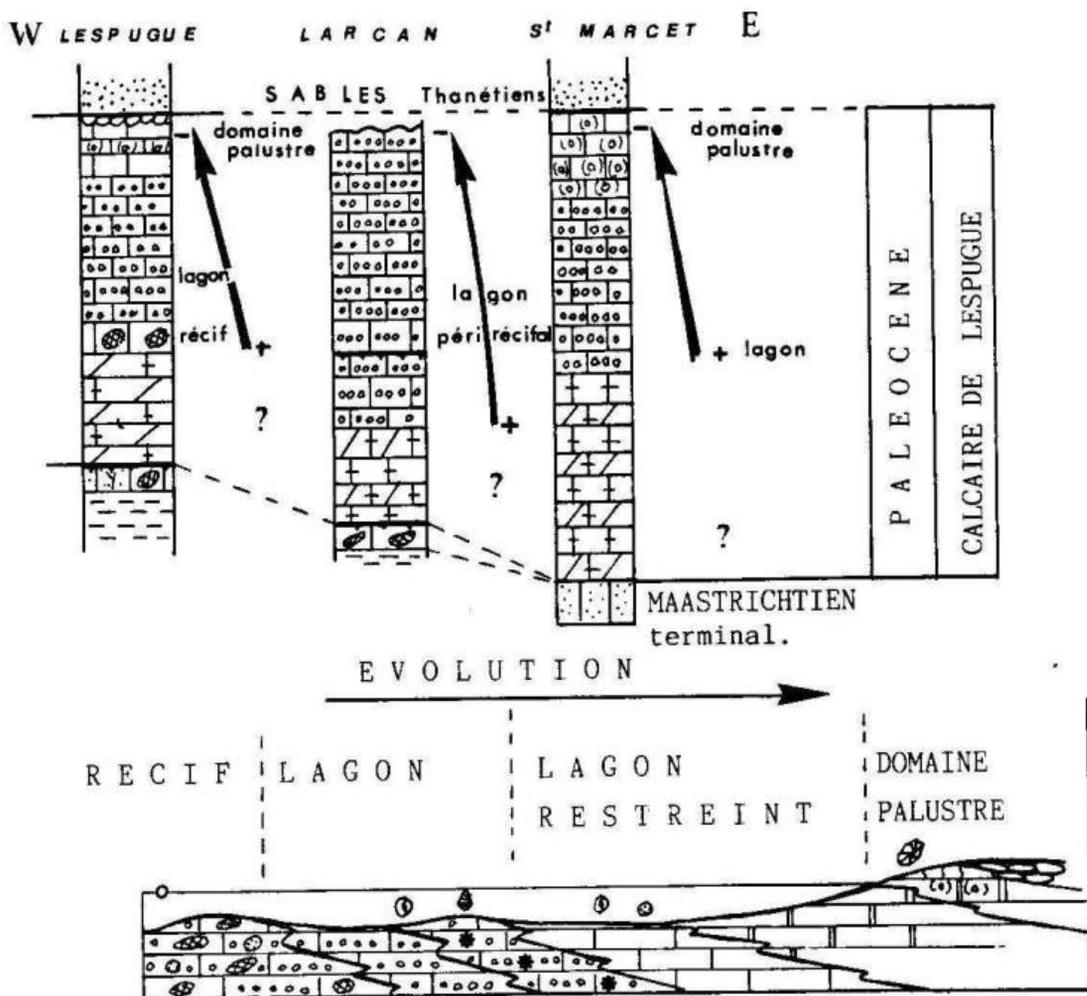


FIG. 115. Evolution des milieux de dépôt dans la partie supérieure des Calcaires de Lespugue.

3.4. - Les faciès noduleux d'aspect ruiniforme

Ils se localisent au toit de la formation (bois du Pélouat, Refuge des oiseaux) et résultent d'après P. FREYTET (1975) d'une pédogénèse longue et intense.

3.5. - Evolution du milieu de dépôt

La base de la formation est fréquemment constituée de dolomies et/ou de calcaires microcristallins d'origine secondaire, mais vraisemblablement pénécontemporaine. Les dolomies résultent probablement d'une recristallisation par reflux de saumures et/ou d'une diagenèse en milieu de lagon confiné très peu profond.

La formation des Calcaires de Lespugue est dominée par les faciès graveleux à Algues et Miliolidés (Lg A et Lg B) de lagon ; les faciès (Lg C) prennent une importance croissante vers le sommet de la formation qui s'achève par des faciès d'émersion (Lg D). L'enchaînement vertical des faciès dans la partie supérieure de la formation (non affectée par la recristallisation) indique globalement une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau lors de leur dépôt [fig. 115].

L'enchaînement horizontal des faciès indique toujours une ouverture de l'aire de sédimentation vers l'Ouest ; en effet les faciès à Algues rouges et graveleux (Lg A - Lg B) prédominent dans le secteur de Lespugue tandis qu'à St. Marcet ils sont moins représentés et que les faciès micritiques et pseudoconglomératiques (Lg C, Lg D) se développent.

PLANCHE 23 : Microfaciès des calcaires de Lespugue.
Partie inférieure de la formation.

- 1- Dolosparite à cristaux automorphes. Quelques rhomboèdres ont un nucleus sombre. St. Marcet. (x 65)
- 2- Calcaire recristallisé à fantôme de Foraminifère. St. Marcet. (x 50)
- 3- Calcaire recristallisé ; un fantome de rhomboèdre est entièrement contenu dans une plage de sparite. Les calcaires recristallisés proviendraient au moins en partie d'une dédolomitisation. St. Marcet. (x 65)
- 4- Calcaire recristallisé montrant un fantome de petit Foraminifère arénacé. Lespugue. (x 50)

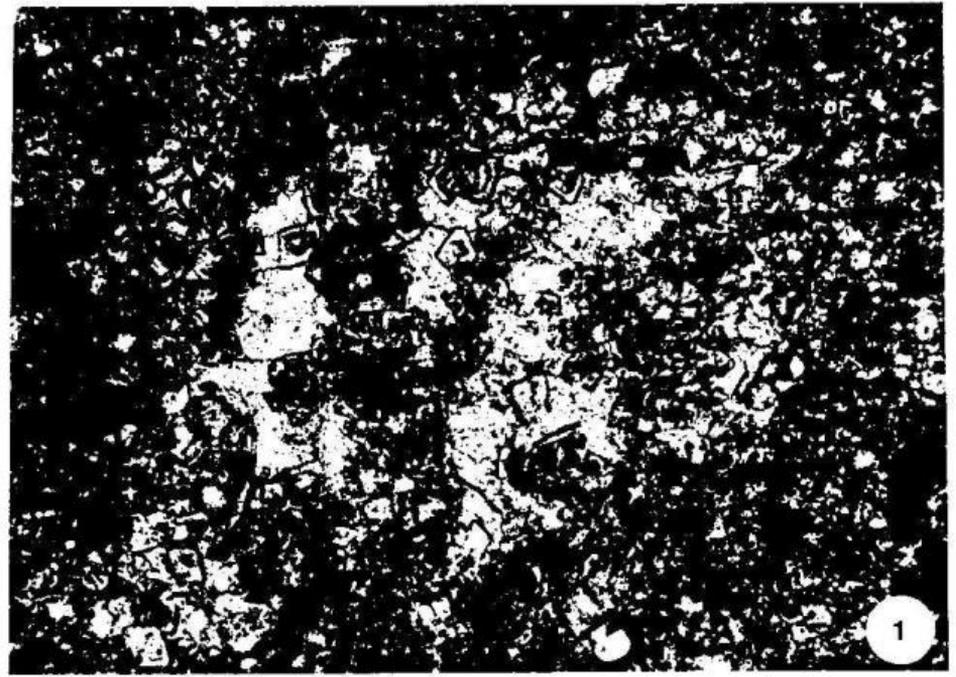
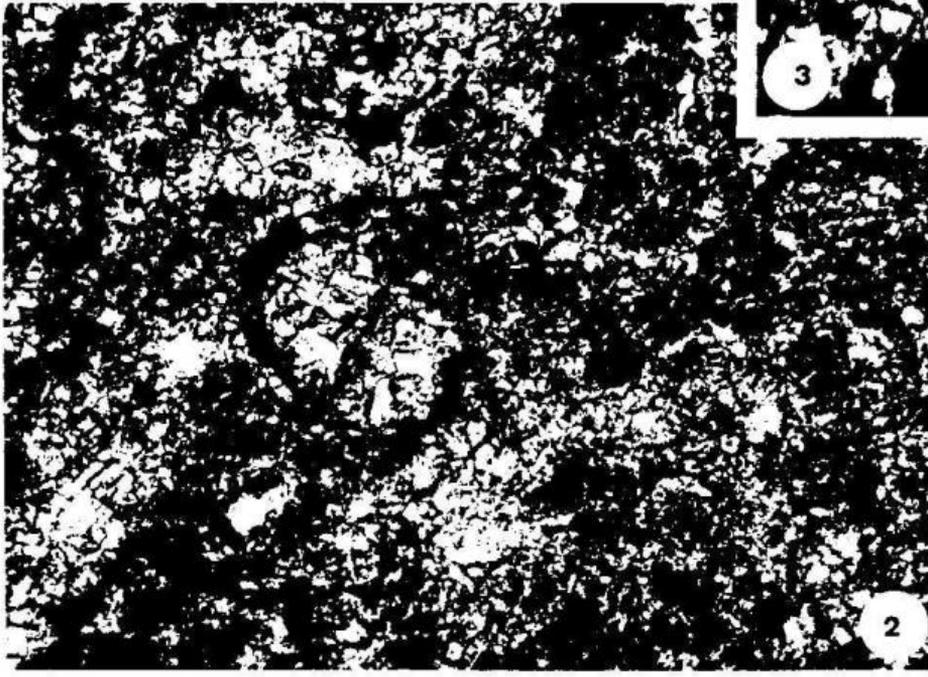


PLANCHE 24 : Microfaciès des Calcaires de Lespugue. (Faciès LgA, LgB, LgC.).

- 1 § 2 - Biosparites à Miliolidés, Nodosariidés et petits Rotaliidés.
Faciès LgA. (x 18)
- 3 - Biosparite graveleuse passant à une biomicrite à petits Polypiers
isolés. Faciès LgB. (x 18)
- 5-§ 6 - Biomicrites à Miliolidés, Foraminifères arénacés et petits Rotaliidés.
Faciès LgC. (x 40)
- 4 - Rotaliidé : *Boldia?* (x).

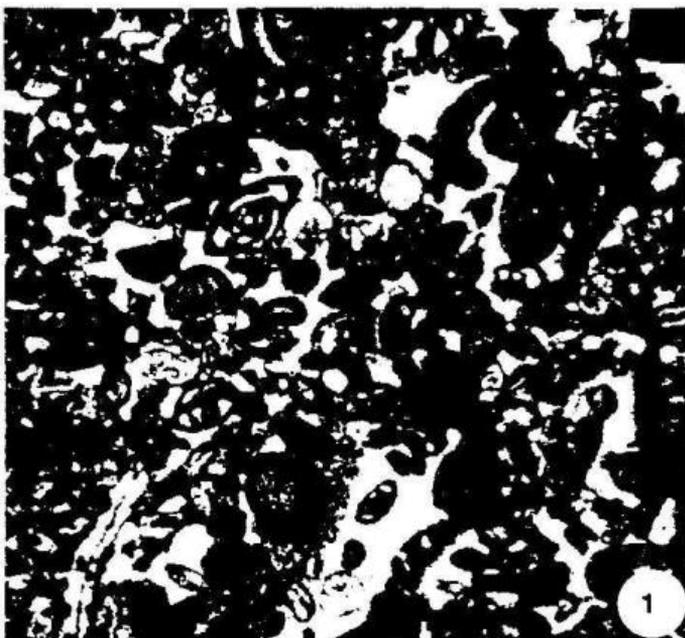
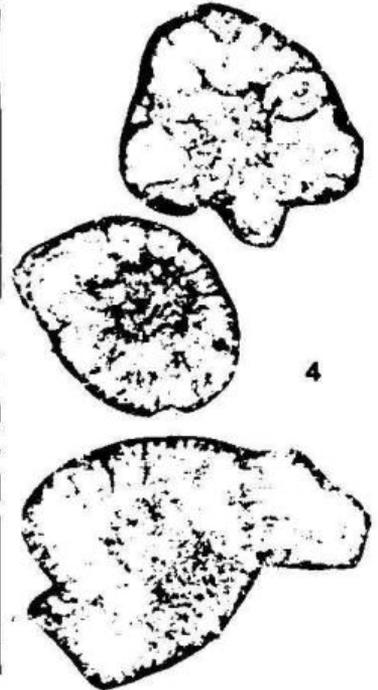
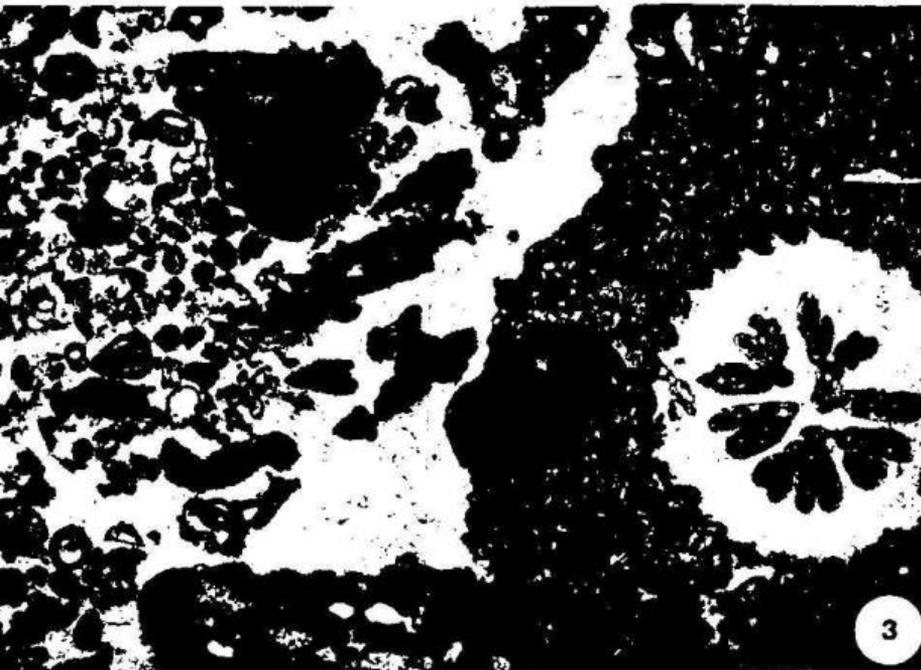
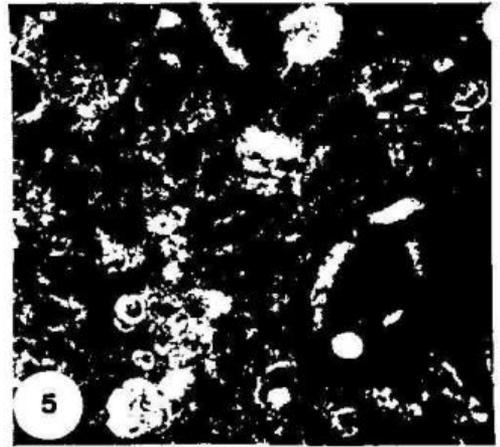
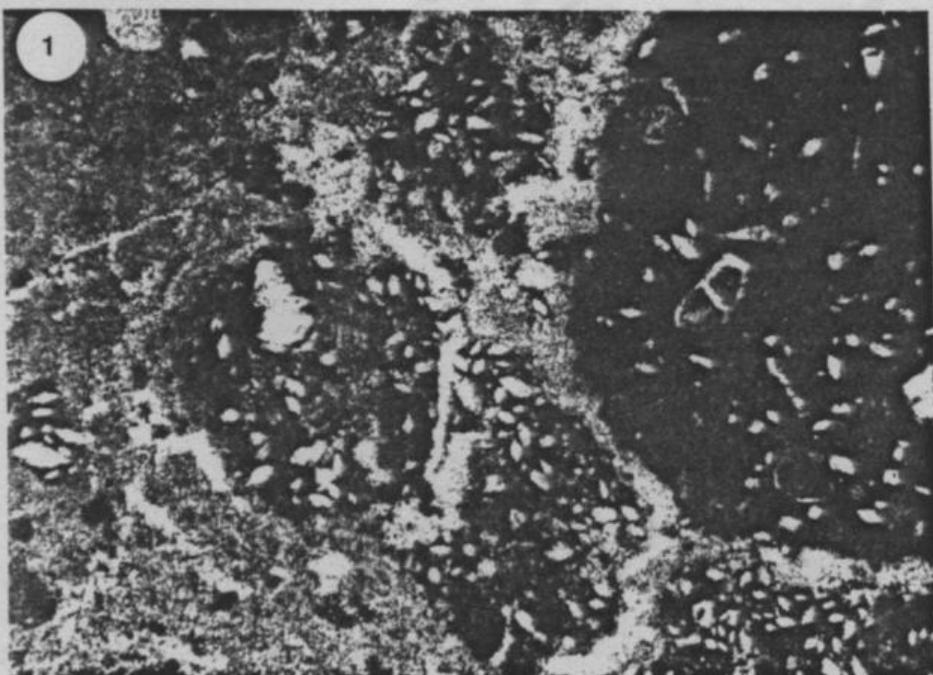


PLANCHE 25 : Microfaciès des Calcaires de Lespugue. (Faciès LgD).

- 1- Faciès pseudoconglomératiques: éléments de biomicrites à cellules de Microcodium et cristaux lenticulaires de gypse, cimentés par une microsparite de recristallisation. Carrière du Ruisseau de l'Arbre vert. (x18)
- 2- Micrite à fenestrées. Le Ber. (x18)
- 3- Micrite à Microcodium. (x18)
 - a) cellules isolées dans un fond micritique;
 - b) colonies remaniées, les rosettes sont tronquées à leur périphérie.
 - c) colonies en place.
- 4- Détail d'une colonie de Microcodium en rosette. (x45)



1. - RAPPEL DES DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET LITHOSTRATIGRAPHIQUES. LES SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES SYNTHETIQUES

L'étude biostratigraphique et sédimentologique des unités lithostratigraphiques des Petites Pyrénées occidentales et de leurs Dômes annexes fait apparaître les caractères originaux de chacun de ces deux domaines. Cependant l'analyse des enchaînements verticaux des formations et des schémas d'extension paléogéographique de chacune d'elles [fig. 116] montre que cette distinction est schématique et qu'il existe en réalité un domaine intermédiaire, illustré en particulier par la série de St. Marcet, où les successions présentent à la fois des caractères des séries orientales et occidentales.

1.1. - Les Petites Pyrénées

Dans les Petites Pyrénées, la série du Campano-Maastrichtien et du Paléocène inférieur se compose de 4 formations dont les caractéristiques principales sont les suivantes [fig. 118, et fig. 119].

1.1.1. - Les formations Crétacées

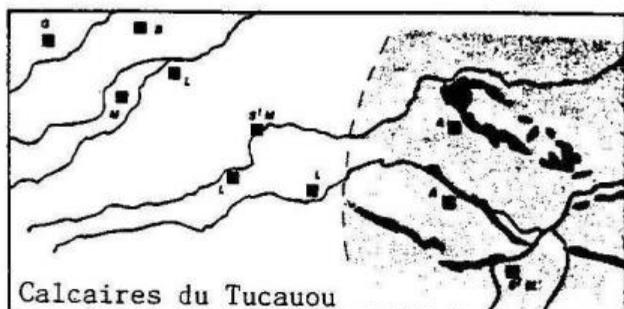
■ LES MARNES DE PLAGNE - SAINT MARTORY

Cette épaisse série qui est marno-silteuse à l'Est de la Garonne est essentiellement marno-calcaire à l'Ouest. Dans sa partie sommitale, son caractère carbonaté s'affirme (série de transition) assurant ainsi un passage progressif à la formation sus-jacente du Calcaire nankin.

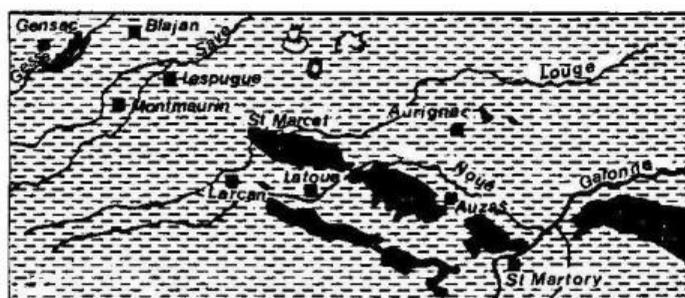
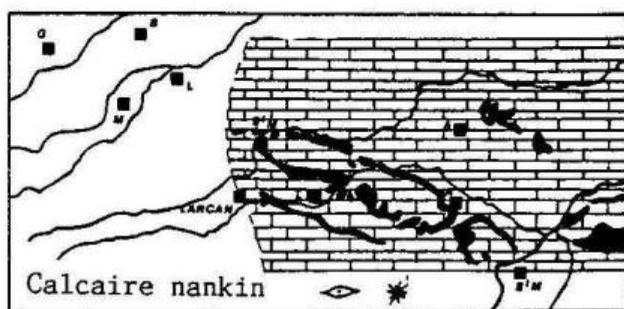
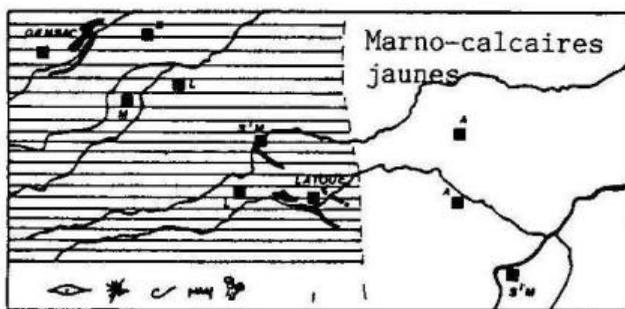
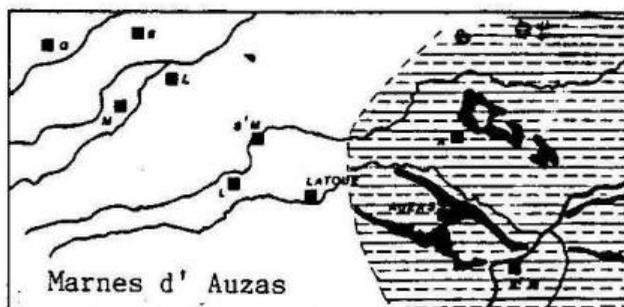
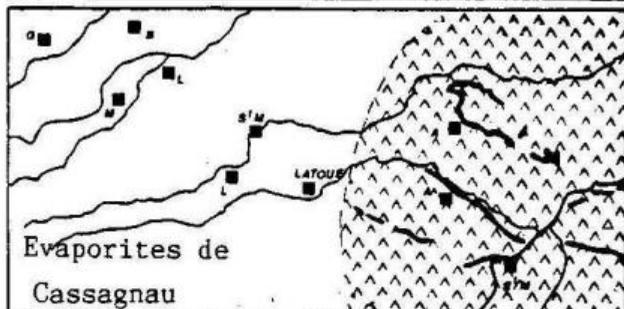
Les Marnes de Plagne-St. Martory ont une vaste répartition paléogéographique puisqu'elles couvrent un territoire allant du Plantaurel à l'Est, au méridien de St. Marcet à l'Ouest [fig. 116].

. Datation [fig. 117] : A l'Est de la Garonne, les associations de Foraminifères planctoniques de la zone à *G. contusa* datent leur partie sommitale du Maastrichtien inférieur (F. SEGURA, 1979). Les Céphalopodes avec *Sphenodiscus ubaghsi* *Pseudokossmaticeras tercense* et *Baculites leopoliensis* maintiennent cet âge pour le niveau de transition.

Dans la partie occidentale le niveau de transition livre à St. Marcet des associations de Nannofossiles de la zone à *L. praequadratus* puis à *L. quadratus* du Maastrichtien inférieur.



2) PALEOCENE



Marnes de Plagne St. Martory, St. Loup.

1) MAASTRICHIEN

FIG.116. Schémas d'extension paléogéographique des unités lithostratigraphiques du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur dans les Petites Pyrénées et leurs Dômes annexes.

. Milieu de dépôt : Les Marnes de Plagne St. Martory correspondent à des dépôts de plate-forme externe.

■ LE CALCAIRE NANKIN, est composé d'un ensemble de calcarénites ocres, de granulométrie très homogène, associées à des niveaux bioclastiques grossiers. Il s'achève localement par des calcarénites gréseuses roussâtres. C'est dans cette formation que prolifèrent les *Orbitoididae* et les *Calcarinidae*.

Le Calcaire nankin n'est présent que dans les Petites Pyrénées occidentales [fig. 116] et dans l'Anticlinal de Plagne pour les Petites Pyrénées orientales ; il passe à l'Est aux Grès de Labarre [cf. fig. 6], (A. LEYMERIE, 1862).

. datation : Si dans son ensemble, le Calcaire nankin paraît d'âge Maastrichtien supérieur par les associations à *Orbitoididae* - *Calcarinidae* avec en particulier *Orbitoides apiculata*, *O. gensasica*, *Lepidorbitoides socialis*, *Hellenocyclina beotica*, *Omphalocyclus macroporus*, *Clypeorbis mamillata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* ; sa base, par contre, n'est pas précisément datée et il n'est pas exclu que le Calcaire nankin débute dans le Maastrichtien inférieur [fig. 117].

. Milieu de dépôt : Le Calcaire nankin correspond à des dépôts de plate-forme subtidale, ouverte, de faible profondeur et d'hydrodynamisme élevé ; au sommet de la formation se différencient des milieux variés du type île-barrière plage et estuaire.

■ LES MARNES D'AUZAS, surmontent directement le calcaire nankin ; le contact entre les 2 formations est net ; cette unité lithostratigraphique est essentiellement formée de marnes et d'argiles versicolores, mais elle admet des niveaux carbonatés et gréseux.

La formation s'étend à l'Ouest de la Garonne jusqu'au méridien de Latoue [fig. 116] ; à l'Est elle est connue dans le Plantaurel jusqu'au Mas d'Azil [cf. fig. 6] où F. SEGURA (1979) a reconnu 2 passées de calcaires bioclastiques marins au sein d'un ensemble à dominante marneuse, lagunaire à fluviatile.

. Datation : ces marnes sont encore datées du Maastrichtien supérieur [fig. 117] par les Foraminifères benthiques avec en particulier *Hellenocyclina beotica* et *Laffiteina mengaudi* ; leurs flores de charophytes avec *Septorella ultima* sont identiques aux flores du Rognacien provençal.

. Milieu de dépôt : Les Marnes d'Auzas se sont déposées en domaine paraliqne à tendance dessalée. Nous avons reconnu des milieux de lagon infralittoral, de chenaux de marées, de marais littoraux, de vasière tidale, de marais d'eau douce, de barre fluviatile et de paléosols ; les marnes d'Auzas renferment des faunes et flores typiques de ces milieux (Cyrènes, Laffiteines, Charophytes).

1.1.2. - Les unités Paléocènes

■ LES CALCAIRES D'AURIGNAC, comprennent 2 membres qui sont à la base, les Evaporites de Cassagnau ; au sommet les Calcaires lithographiques du Tuccau.

la formation s'étend approximativement à l'Ouest de la Garonne jusqu'au méridien de Latoue [fig. 116] ; à l'Est, les Evaporites de Cassagnau trouvent leur

prolongement dans les Dolomies d'Hauruc [cf. fig. 6],

- LES EVAPORITES DE CASSAGNAU

. Datation : Bien que ne livrant aucun élément de datation caractéristique elles sont rapportées à la base du Paléocène en raison de la transition progressive entre cette série et les Calcaires lithographiques du Tucaou.

. Milieu de dépôt : Les Evaporites de Cassagnau évoluent depuis des carbonates pelletés à Ostracodes et Miliolides de lagune confinée à tendance sursalée vers des faciès calcifiés et silicifiés préservant les traces d'une sédimentation de type évaporitique développée dans une lagune très peu profonde, sporadiquement soumise à émergence, ou de sebkha supratidale.

- LES CALCAIRES LITHOGRAPHIQUES DU TUCAOU

. Datation : Ils fournissent au Tucaou une flore caractérisée par l'espèce **Dughiella bacillaris** considérée comme typique du Paléocène ; une Ostracofaune dominée par **Frambocythere tumiensis** cf. **ludi** et **Paracandona aff. belgica**, qui montre un renouvellement spécifique de genres déjà connus au Maastrichtien ; des Gastéropodes dont les genres **Dissostoma** et **Proalbinaria**, qui franchissent un stade de spéciation par rapport à leurs précurseurs crétacés.

. Milieu de dépôt : Les Calcaires lithographiques du Tucaou sont constitués de calcaires lacustres et palustres, avec la prédominance des faciès palustres. Ils témoignent d'un environnement lacustre très peu profond à vaste bordure marécageuse. Le toit de la série atteste d'une période d'émergence prolongée.

1.2. - Les Dômes annexes

A l'Ouest de la vallée de la Louge, trois formations relèvent du Crétacé supérieur et du Paléocène inférieur. Ce sont respectivement [fig. 120 et fig. 121]:

1.2.1. - Les formations Crétacées

■ LES MARNES ET MARNO-CALCAIRES DE BLAJAN-BAZORDAN

Ils sont constitués de 2 membres : Les Marnes bleues de St. Loup à la base, et les Marno-calcaires jaunes de Gensac au sommet.

Les Marnes bleues de St. Loup se substituent progressivement aux Marnes de Plagne - St. Martory des Petites Pyrénées, et sont un équivalent au moins chronologique des Marnes de Nay de la région de Pau. Par contre, les Marno-calcaires jaunes de Gensac sont limités à l'Est au méridien de Latoue ; ils atteignent leur développement maximal dans la région de St. Marcet-Larcen.

- LES MARNES BLEUES DE SAINT LOUP, il s'agit d'un ensemble de marnes gris bleuâtres finement litées et de marno-calcaires noduleux.

. datation : la base de la formation n'est nulle part affleurante, son toit est diachrone. Il est en effet daté [fig. 117]

- à Larcen du Maastrichtien inférieur élevé, avec une Nannoflore de la zone à *Lithraphidites quadratus* et les Foraminifères planctoniques de la zone à *G. falsostuarti* - *G. contusa* ;

- à St. Loup du Maastrichtien supérieur élevé par les associations nannofloristiques de la zone à *Micula mura*, les Foraminifères planctoniques de la zone à *Racemiguembelina fructicosa*, et les Céphalopodes qui avec *Hoploscaphites constrictus* var. *crassus* et *Baculites vertebralis*, seraient à rattacher à la zone à *Belemnella casimirovensis* des Belemnitidés ou à la zone à *Abatomphalus mayaroensis* des Foraminifères planctoniques, du Maastrichtien terminal.

. Milieu de dépôt : Les Marnes bleues de St. Loup correspondent à des milieux de plate-forme externe et à la partie supérieure du talus. Elles enregistrent une diminution bathymétrique du milieu de dépôt dans leur partie sommitale et passent progressivement aux Marno-calcaires jaunes sus-jacents.

- LES MARNO-CALCAIRES JAUNES DE GENSAC

Ils apparaissent de manière progressive au toit des Marnes bleues de St. Loup. Ils sont constitués de marnes et de marno-calcaires argileux jaunâtres qui se caractérisent par de riches associations de grands Foraminifères benthiques dominés par les *Orbitoididae* et les *Calcarinidae*.

Les Marno-calcaires jaunes s'étendent à l'Est jusqu'au méridien de Latoue [fig. 116].

. Datation : cette unité qui se substitue aux Marnes bleues de St. Loup est diachrone par sa base : Maastrichtien inférieur élevé à Larcen, Maastrichtien supérieur à St. Marcet, Maastrichtien terminal à St. Loup [fig. 117].

Sa partie sommitale est partout datée du Maastrichtien terminal : zone à *Micula mura* de la Nannoflore.

. Milieu de dépôt : les Marno-calcaires jaunes se sont déposés en milieu de plate-forme ouverte, très peu profonde, infralittorale.

■ LES CALCAIRES A ALGUES ET BRYOZOAIRES DE LARCEN/NIZAN

Les Calcaires à Bryozoaires sont connus dans l'Anticlinal de Blajan-Bazordan, le calcaire à Algues dans la série de Larcen ; l'intrication entre ces deux faciès se réalise au niveau du Dôme de Lespugue-Montmaurin [fig. 116].

Une surface de discontinuité sépare cette formation des Marnes et Marno-calcaires de Blajan-Bazordan sous-jacents.

. Datation : Leur position stratigraphique au dessus des Marno-calcaires jaunes dont l'âge Maastrichtien terminal est bien établi, ainsi que la présence d'*Hellenocyclina beotica* et d'Algues encore crétacées a permis de les attribuer au Maastrichtien terminal [fig. 117].

. Milieu de dépôt : Les Calcaires à Bryozoaires et Algues de Nizan/Larcen correspondent à des dépôts de plate-forme externe, et à des bioconstructions.

1.2.2. - La formation du Paléocène inférieur

■ LES CALCAIRES DE LESPUGUE

Ils se développent au-dessus d'une importante surface de discontinuité. Les faciès les plus représentatifs sont ceux de biosparites graveleuses à Miliolidés, Rotaliidés et Foraminifères arénacés ; mais ce sont aussi à Lespugue, des faciès à Rhodophycées et Dasycladacées.

La partie inférieure de la formation est fréquemment dolomitisée ou constituée de calcaires microcristallins.

Le Calcaire de Lespugue s'étend à l'Est jusque dans la région de Latoue [fig. 116]

. Datation : Les associations de Dasycladacées avec *Cymopolia morelletorum*, *Cymopolia mayaense*, *Cymopolia elongata*, *Neomeris aff. herouvalensis*, *Rostroporella oviformis*, *Orioporella sp.*, *Neomeris plagnensis* et *Broeckella belgica* sont typiques du Paléocène [fig. 117].

. Milieu de dépôt : Les Calcaires de Lespugue se sont déposés pour l'essentiel en domaine de Lagon ; des faciès d'émersion apparaissent au toit de la série.

La dolomitisation est pénécemporaine, résultant vraisemblablement d'une diagenèse par reflux de saumures ; quant aux calcaires microcristallins, leur origine par dédolomitisation tardive est probable.

1.3. - Le domaine intermédiaire : la série de St. Marcet

L'originalité de la série de St. Marcet [fig. 122] réside dans le fait qu'elle présente à la fois des faciès types Petites Pyrénées et d'autres caractéristiques des Dômes annexes.

- Les faciès Petites Pyrénées : ils correspondent à la succession Marnes de Plagne - St. Martory, niveau de transition, Calcaire nankin.

- Les faciès Dômes annexes : ce sont les Marnes et Marno-calcaires de Blajan-Bazordan puis les Calcaires de Lespugue, avec toutefois absence des Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen/Nizan.

Le changement de province de dépôt se réalise au toit du Calcaire nankin ce qui permet de constater une fois encore l'importance de la discontinuité qui se situe à ce niveau dans la partie orientale et méridionale du domaine étudié.

CAMPANIEN pro parte	inférieur <i>Spondyliacus ulughisi</i>	Céphalopodes	Forams. planctoniques	Nannoflore	Foraminifères benthiques	Ostracodes	Dasycladacées	Characées	DOMES ANNEXES	LARCAN	PETITES PYRENEES	St. MARCET	LAFFITE	AUZAS	AURIGNAC
	supérieur <i>Hoplodiscophites constictus</i> <i>H. const.</i> <i>nat. curusou</i>								SABLES THANETIENS						
C. <i>uculeus</i>	<i>G. laksoistantsi</i> / <i>G. contusa</i>	<i>R. fauaticosa</i>	<i>L. prae-</i> <i>quadentus</i> (<i>dratus</i>)	<i>Tetra-</i> <i>litibus</i> sp.	<i>N. muu</i>	Associations à <i>Orbitoididae-</i> <i>Calcarinidae</i>	<i>Taurocythere tumiensis</i> <i>fauxi</i>	<i>Broeckella setyica</i> <i>Neomenis plagenensis</i>	<i>Dughiella lucitana</i>	CALCAIRES DE LESPUGUE		CALCAIRES LITHOGRAPHIQUES DU TUCAUOU			
										Calcaire à Bryo. Calcaire à Algues de Nizan de Larcan		Evaporites de Cassagnau			
MARNES BLEUES de St. LOUP	MARNES DE St. MARTORY	MARNES D'AUZAS	MARNES JAUNES	CALCAIRE NANKIN	CALCAIRES MARNOS	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Larcan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Nizan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Larcan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Nizan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Larcan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Nizan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Larcan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Nizan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Larcan	CALCAIRE à Bryo. Calcaire à Algues de Nizan

G.117. Rappel des datations des unités lithostratigraphiques des Petites Pyrénées et des Dômes annexes.

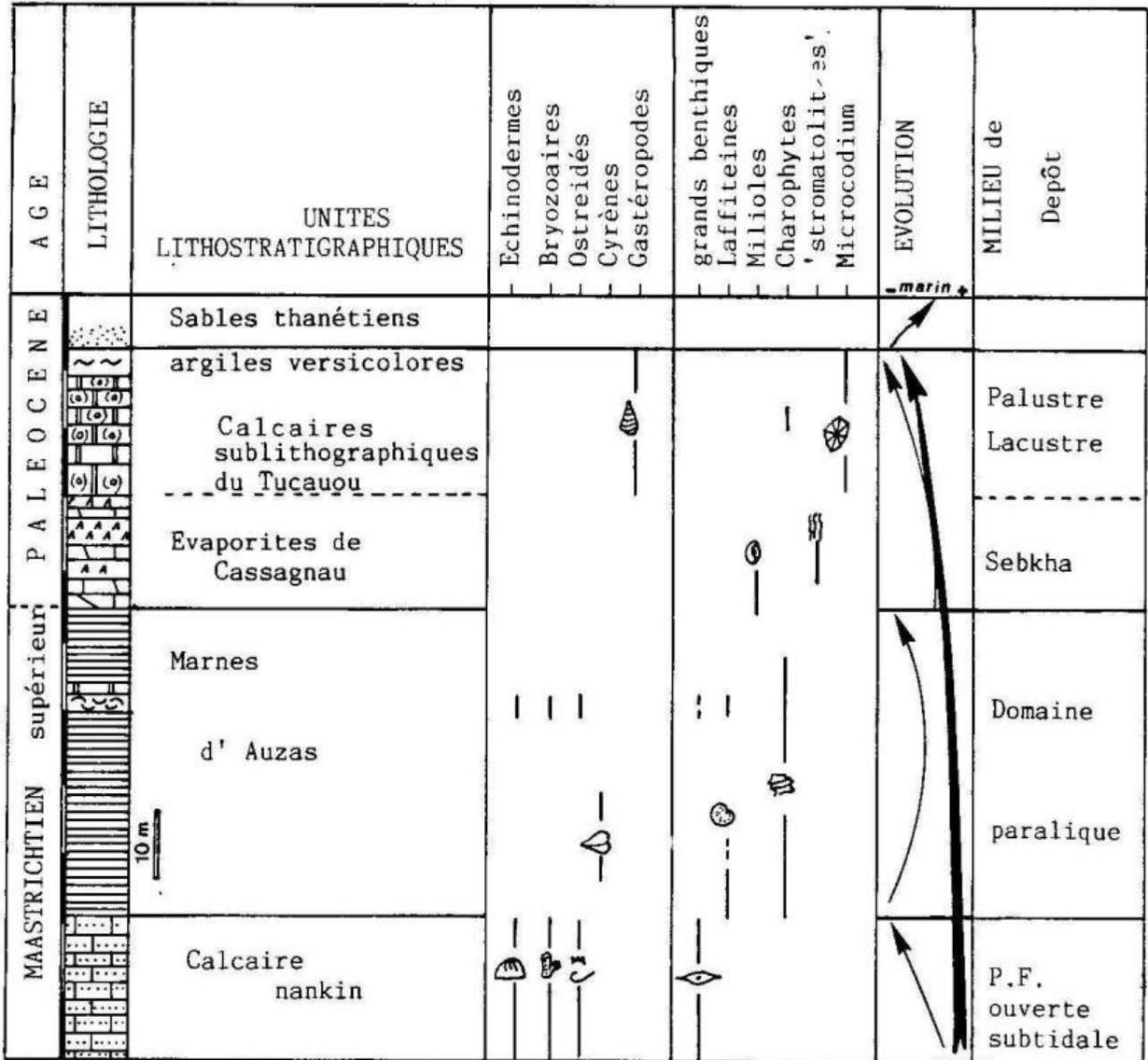


FIG.118. Coupe synthétique dans l'Anticlinal d'Aurignac.

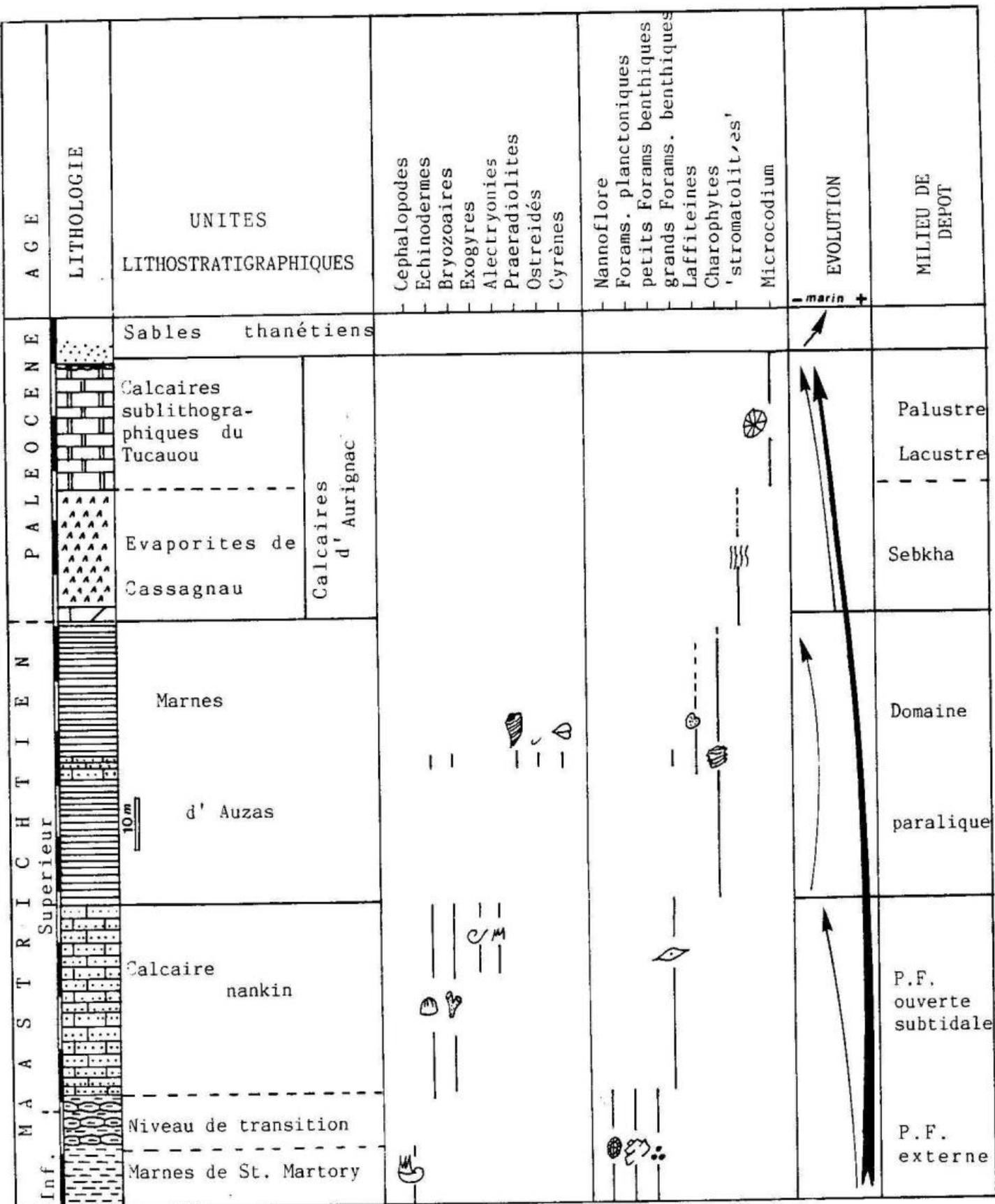


FIG. 119. Coupe synthétique de l' Anticlinal de St. Marcet- St. Martory; extrémité périclinale Est : secteur de Laffite-Auzas.

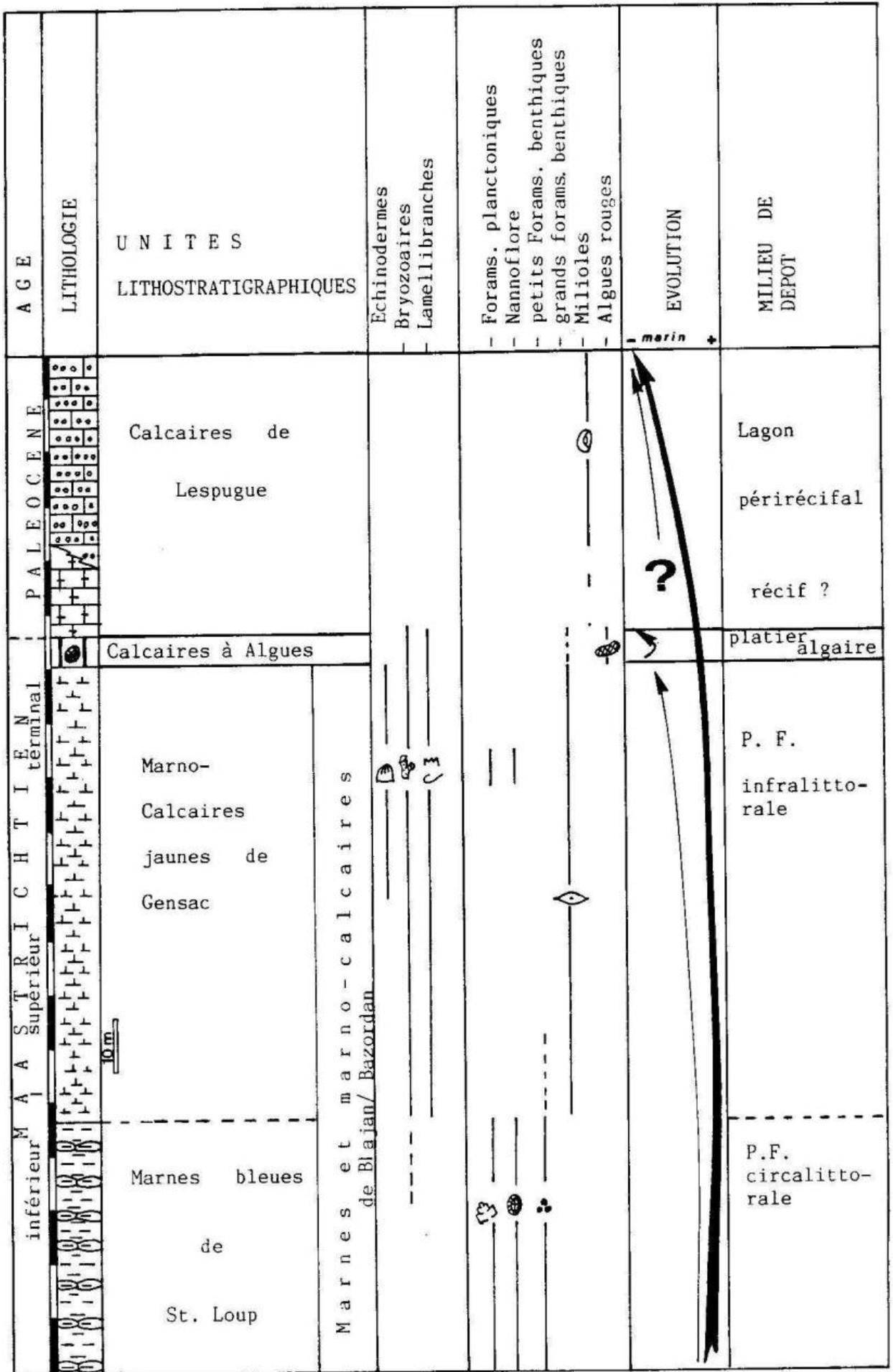


FIG.120.-Coupe synthétique de Larcen.

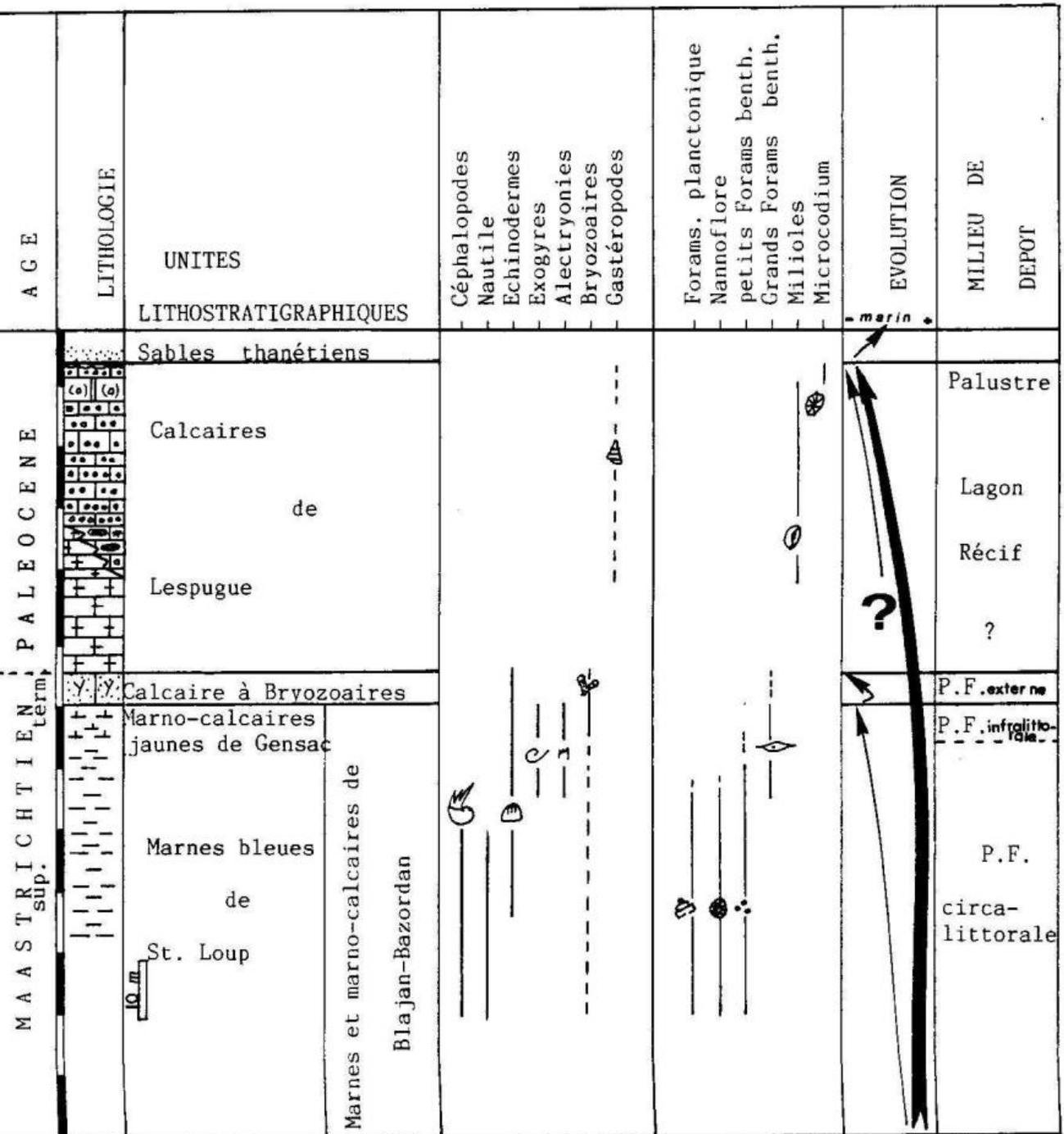


FIG. 121. Coupe synthétique des Dômes annexes des Petites Pyrénées.

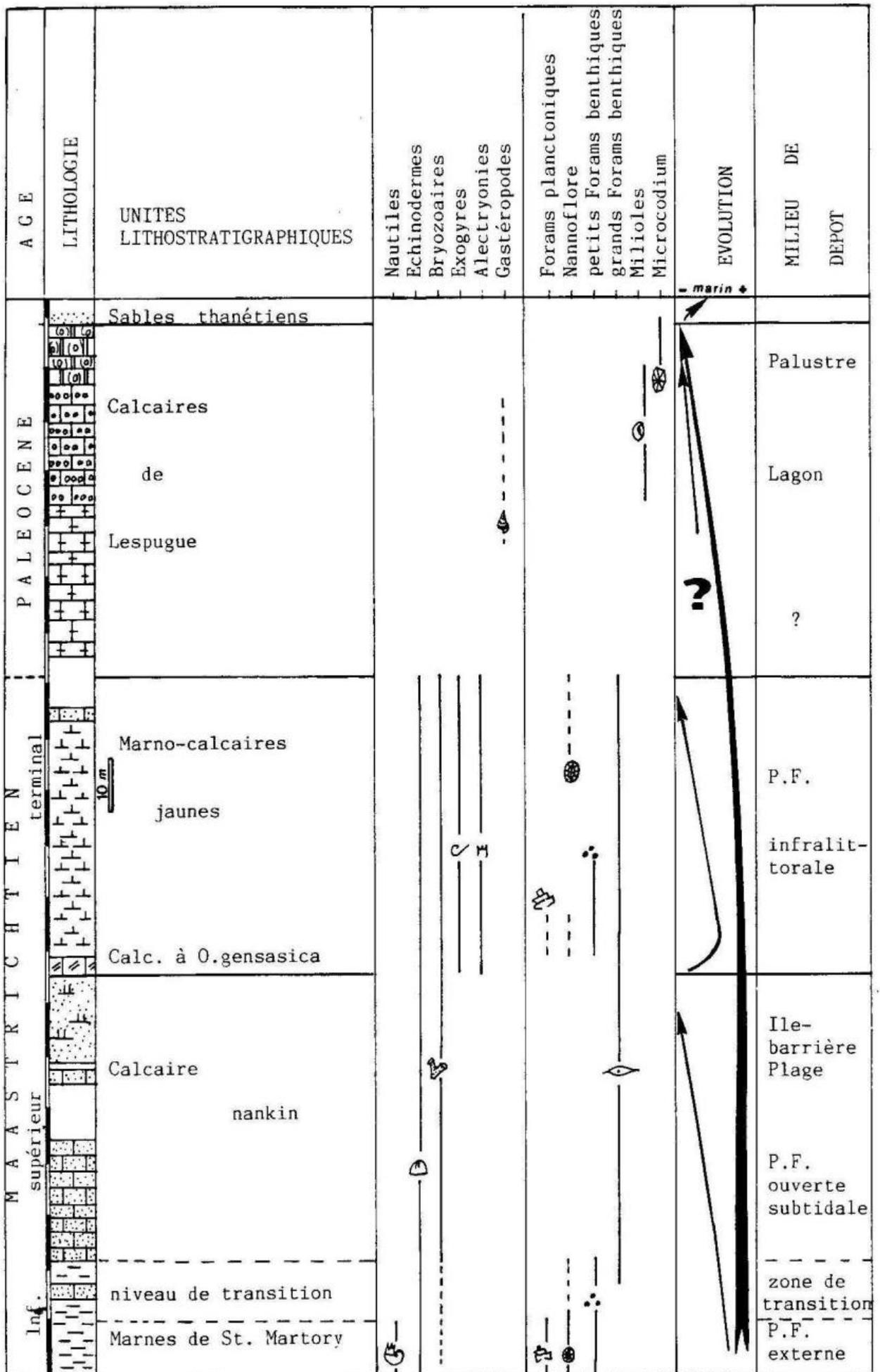


FIG.122. Coupe synthétique de St. Marcet.

2. - SEQUENCES DE DEPOT ET DISCONTINUITES

La série du Campano-Maastrichtien et du Paléocène inférieur des Petites Pyrénées et de ses Dômes annexes a une évolution générale de tendance régressive depuis des marnes de plate-forme externe (Marnes de Plagne - Saint Martory Saint Loup) à la base, vers des calcaires palustres ou de lagon au sommet (Calcaires d'Aurignac - Calcaires de Lespugue) .

L'analyse des enchaînements verticaux des unités lithostratigraphiques permet de mettre en évidence des ruptures dans l'évolution séquentielle d'ensemble de la série. Ces ruptures correspondent à des discontinuités d'échelle locale ou régionale qui, d'une manière générale, ne sont pas directement appréhendables en raison des mauvaises conditions d'affleurement.

2.1. - Les séquences de dépôt

2.1.1. - Au Campano-Maastrichtien

■ SEQUENCES A CAMPANO MAASTRICHTIEN SUPERIEUR PRO PARTE

Les unités lithostratigraphiques qui la composent diffèrent par leur nature, leurs limites chronologiques et leurs relations suivant les domaines considérés, nous avons ainsi été amenés à distinguer :

- . une séquence A1 dans les Petites Pyrénées ;
- . une séquence A2 à Larcq et dans les Dômes annexes.

- SEQUENCE A1 - PETITES PYRENEES - CAMPANIEN A MAASTRICHTIEN SUPERIEUR pro parte

La séquence A1 comprend les unités lithostratigraphiques suivantes : Marnes de Plagne - St. Martory, niveau de transition, Calcaire nankin. Leur enchaînement vertical traduit l'évolution progressive du milieu de dépôt depuis un domaine de plate-forme externe vers des environnements côtiers par l'intermédiaire de dépôts subtidaux.

D'évolution négative et de tendance régressive, la séquence A1 enregistre un amincissement progressif de la tranche d'eau qui semble principalement lié au comblement de l'aire de sédimentation.

- SEQUENCE A2 - LARCAN - DOMES ANNEXES CAMPANIEN (?) A MAASTRICHTIEN TERMINAL pro parte

Avec la succession Marnes bleues de St. Loup, Marno-calcaires jaunes de Gensac, la formation des Marnes et Marno-calcaires de Blajan-Bazordan témoigne de l'évolution progressive d'une plate-forme depuis un pôle circo-littoral à la base, à infralittoral au sommet.

D'évolution négative et de tendance régressive, la séquence A2 rend également compte d'une diminution progressive de l'épaisseur de la tranche d'eau lors de son dépôt. De la même façon que la séquence A1 des Petites Pyrénées, son évolution est principalement due au comblement de l'aire de sédimentation.

■ SEQUENCES B. - MAASTRICHTIEN SUPERIEUR pro-parte, à terminal

Leur nature lithologique et leur limite chronologique inférieure varient suivant les domaines considérés ; ainsi ont été individualisées :

- . une séquence B1 dans le secteur Aurignac-Auzas ;
- . une séquence B2 dans le secteur de St. Marcet ;
- . une séquence B3 à Larcán et dans les Dômes annexes.

- SEQUENCE B1 - SECTEUR AURIGNAC-AUZAS-MAASTRICHTIEN SUP. pro-parte à terminal

la séquence B1 recouvre la formation des Marnes d'Auzas ; elle correspond au comblement d'un domaine paralique fortement subsident si l'on considère l'épaisseur des dépôts accumulés. L'individualisation d'une évolution séquentielle est rendue difficile dans ce type de milieu en raison du caractère discontinu des corps sédimentaires. Toutefois, les Marnes d'Auzas témoignent dans leur partie médiane d'une brève incursion marine qui, connue depuis A. LEYMERIE, était sensée prouver le caractère distinct des séries de part et d'autre de la vallée de la Garonne. En réalité, M. BILOTTE (1978) a reconnu à l'Est de la Garonne, l'existence d'un niveau marin semblable (calcarénites de Ste. Croix) et F. SEGURA (1979) a démontré que dans la partie la plus orientale des Petites Pyrénées, ces calcarénites étaient précédées d'un autre niveau marin.

Sur le domaine d'étude, l'évolution sédimentaire des Marnes d'Auzas sera considérée comme cyclique (transgressive puis régressive).

- SEQUENCE B2 : SECTEUR St. MARCET MAASTRICHTIEN SUP. pro parte à terminal

La séquence B2 correspond aux Marno-calcaires jaunes du secteur de St. Marcet. La formation y évolue depuis les dépôts infralittoraux des Calcaires à *O. gensasica* vers des marnes à microfaune pélagique pour aboutir au sommet aux marno-calcaires à Orbitoïdés plus littoraux.

La séquence B2 a, ici encore, une évolution cyclique, transgressive puis régressive.

- SEQUENCE B3 - LARCAN DOMES ANNEXES MAASTRICHTIEN TERMINAL

La séquence B3 est constituée de la formation des Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcán-Nizan.

La séquence B3 a toujours une évolution cyclique de tendance transgressive puis régressive.

- 2.1.2. - Au Paléocène

■ SEQUENCES C : PALEOCENE

La nature des unités lithostratigraphiques qui la composent, est propre à chacun des domaines distingués, ce qui nous amène à définir :

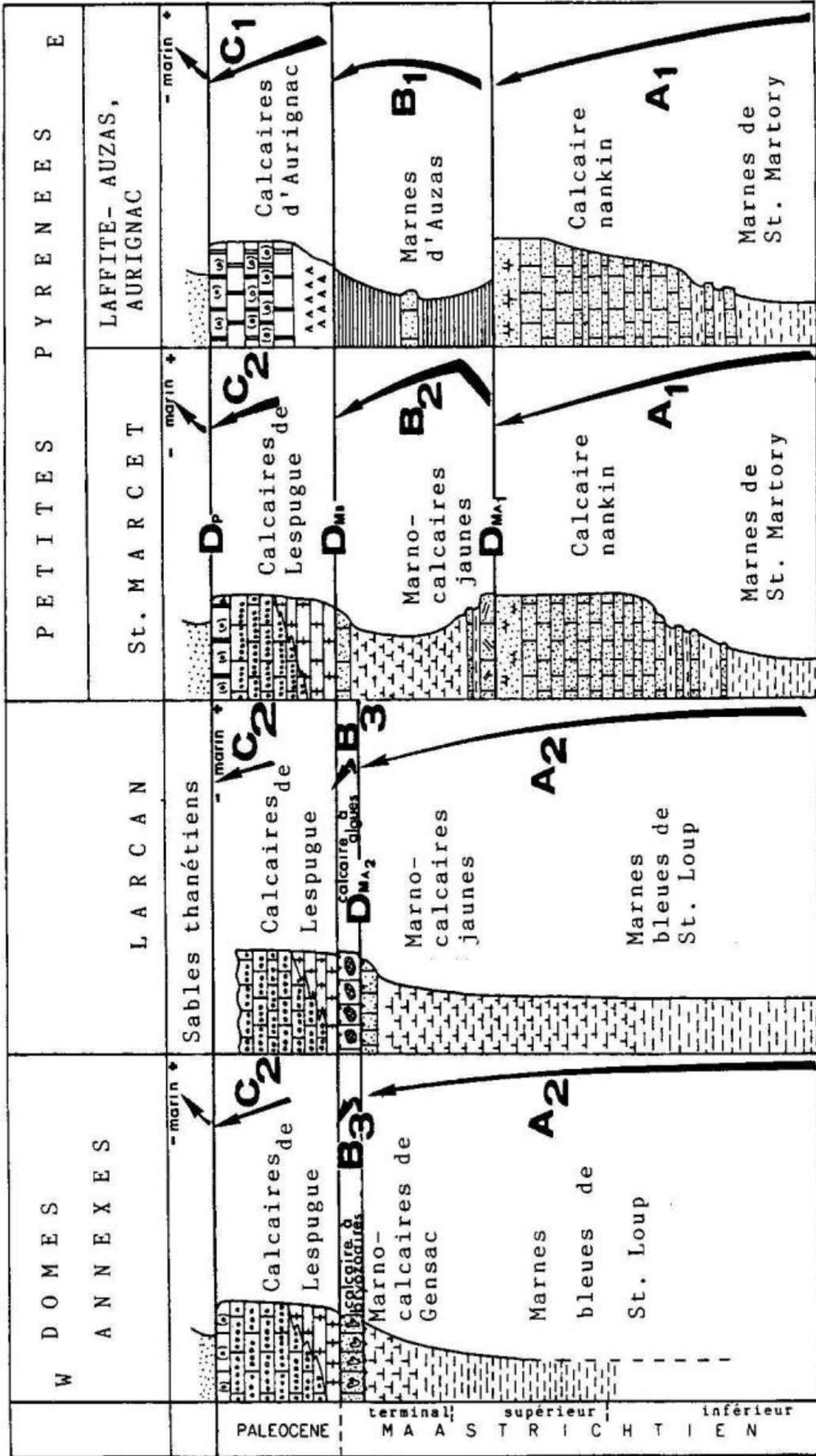


FIG.123.- Séquences de dépôt et discontinuités.

- . une séquence C1, dans le secteur Aurignac-Auzas ;
- . une séquence C2, dans la région occidentale : à St. Marcet Larcen et dans les Dômes annexes.

- SEQUENCE C1 : SECTEUR AURIGNAC-AUZAS

La séquence C1 recouvre la formation des Calcaires d'Aurignac. Elle réalise le passage continu et progressif depuis les faciès de lagune confinée des Evaporites de Cassagnau vers le pôle dulçaquicole des Calcaires lithographiques du Tucauou.

- SEQUENCE C2 : REGIONS OCCIDENTALES

La séquence C2 correspond à la formation des Calcaires de Lespugue dont la base a subi des transformations par dolomitisation, puis dédolomitisation ; l'évolution de la série paléocène ne peut ainsi être appréhendée qu'à partir des niveaux non transformés. Ceux-ci montrent dans le secteur de Lespugue, le passage depuis des dépôts périrécifaux externes vers des calcaires graveleux de lagon sub- à intertidal, pour aboutir à des calcaires fortement affectés par la pédogenèse qui matérialisent ainsi un stade final d'émersion.

Dans sa partie supérieure, la séquence C2 a une évolution de tendance régressive. Après un premier stade d'amincissement de la tranche d'eau, la continentalisation s'amorce progressivement pour aboutir à l'émersion de l'aire de sédimentation.

2.2. - Les Discontinuités

Dans chacun des domaines considérés, l'évolution séquentielle d'ensemble de la série a pu être décomposée en 3 séquences qui mettent ainsi en évidence 3 discontinuités majeures :

- les séquences A et B campano-maastrichtiennes, sont séparées par des discontinuités d'échelle locale DM A :

- . DM A1 : intra-Maastrichtien supérieur, située au toit du Calcaire nankin dans les Petites Pyrénées ;
- . DM A2 : intra-Maastrichtien terminal, au mur des calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen/Nizan dans les Dômes annexes.

- La séquence C, paléocène, est encadrée par deux discontinuités d'échelle régionale :

- . DM B : au toit du Maastrichtien terminal, se retrouve dans les Petites Pyrénées et les Dômes annexes ;
- . D P : au sein du Paléocène (ante-Thanétiens (?)), encore, commune à l'ensemble du domaine étudié.

2.2.1. - Les Discontinuités locales DM A : intra-Maastrichtien supérieur et intra-Maastrichtien terminal

■ DISCONTINUITÉ DM A1. Intra-MAASTRICHTIEN SUPERIEUR - PETITES PYRENEES

Elle se marque très nettement dans le secteur de St. Marcet par la substitution brutale des dépôts d'île barrière plage du toit du Calcaire nankin, par ceux de plate-forme infra- à circo-littorale des Marno-calcaires jaunes. La discontinuité DM A1 est moins perceptible dans le secteur Aurignac-Auzas où elle ne s'exprime que par la simple superposition des dépôts de domaine paralique dessalé des Marnes d'Auzas, à ceux de milieux subtidaux et estuariens du Calcaire nankin.

La discontinuité DM A1, limitant la séquence A1 à son sommet, interrompt l'uniformité de la première phase de comblement du bassin. Elle traduit, en outre, un changement de l'aire paléogéographique puisque deux domaines de sédimentation distincts s'individualisent de part et d'autre d'une ligne qui suit schématiquement la vallée de la Noue dans son trajet N.S. Elle témoigne ainsi vraisemblablement d'un affaissement rapide de la partie occidentale des Petites Pyrénées (secteur de St. Marcet), par opposition à une stabilité apparente de la partie orientale (secteur Aurignac-Auzas).

Restreinte aux Petites Pyrénées, son absence du domaine occidental peut trouver son explication dans sa non-expression en domaine de bassin, ou encore dans une stabilité apparente de ce secteur.

■ DISCONTINUITÉ DM A2 - Intra-MAASTRICHTIEN TERMINAL - LARCAN DÔMES ANNEXÉS

Dans les Dômes annexes, la discontinuité DM A2 est matérialisée par une surface de ravinement ; elle aboutit en outre au remplacement des dépôts infralittoraux des Marno-calcaires jaunes par ceux de plate-forme externe des Calcaires à Bryozoaires de Nizan. Elle s'estompe à Larcan où elle n'est marquée que par le développement de bioconstructions, vraisemblablement à la suite de l'instauration d'une zone haute.

La discontinuité DM A2 couronnant la séquence A2 interrompt, comme DM A1 dans les Petites Pyrénées, la première phase de remblayage de l'aire de sédimentation. Elle est cependant plus tardive et ne conduit pas à des modifications fondamentales de l'aire de sédimentation ; son origine doit être vraisemblablement recherchée dans un basculement relatif du secteur le plus occidental du domaine considéré.

Uniquement reconnue à Larcan et dans les Dômes annexes, l'absence de la discontinuité DM A2 dans les Petites Pyrénées peut provenir d'une stabilité de ce domaine, ou encore d'une lacune du Maastrichtien tout à fait terminal (Les données biostratigraphiques sont malheureusement insuffisantes pour caractériser une éventuelle lacune) ; dans cette dernière hypothèse, on doit alors admettre que dans les Petites Pyrénées les discontinuités DM A2 et DM B sont confondues au toit de la série maastrichtienne.

- 2.2.2. - Les Discontinuités régionales : DM B et D P

■ DISCONTINUITÉ DM B - AU TOIT DU MAASTRICHTIEN TERMINAL

La discontinuité DM B est commune à l'ensemble du domaine considéré, elle s'exprime partout par un arrêt brutal de la sédimentation calcaréodétritique, et le développement d'une sédimentation purement carbonatée. En outre :

. dans le secteur Aurignac-Auzas, elle est suivie d'un épaissement relatif de l'épaisseur de la tranche d'eau puisqu'au-dessus des paléosols (Aurignac) et des marais d'eau douce (Auzas), se développent des milieux de lagune à Miliolidés ; d'un changement de régime hydrique du bassin avec la substitution brutale des milieux paraliques dessalés des Marnes d'Auzas, vers ceux, sursalés des Evaporites de Cassagnau.

La discontinuité DM B enregistre ainsi une aridification du climat qui s'associe à une montée relative du niveau des eaux.

. dans la région occidentale : - à Larcans, la discontinuité DM B se matérialise par un niveau bréchiqne rubéfié dont l'origine est vraisemblablement celle d'une émergence/érosion, - à St. Marcet et dans les Dômes annexes, elle se marque par le remplacement rapide des calcaires bioclastiques par des dolomies.

Ici encore, la discontinuité DM B, outre une aridification du climat, témoigne d'une modification paléogéographique de l'aire de sédimentation : mise en place généralisée d'une plate-forme carbonatée très peu profonde à topographie uniformisée par la phase de comblement du Campano-Maastrichtien.

- DISCONTINUITÉ DP Intra-PALEOCENE (ante-Thanétiens ?)

La discontinuité D P est encore commune à l'ensemble du domaine considéré, elle aboutit au remplacement de la sédimentation carbonatée continentale, développée dans la partie supérieure des Calcaires d'Aurignac et au toit des Calcaires de Lespugue, par la sédimentation terrigène uniforme, médio-à infralittorale, des sables thanétiens.

Les discontinuités DM B et D P, communes à l'ensemble du domaine étudié, peuvent être considérées comme isochrones à cette échelle. Elles justifient ainsi les corrélations proposées, en particulier entre Calcaires de Lespugue et Calcaires d'Aurignac, et sont en accord avec les données biostratigraphiques.

3. - EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET COMPORTEMENT DES ASSOCIATIONS ORGANIQUES

Les séries du Campano-Maastrichtien et du Paléocène inférieur des Petites Pyrénées et de leurs Dômes annexes, ont une évolution d'ensemble de tendance régressive. Celle-ci s'effectue suivant 3 stades principaux qui mettent en évidence 3 discontinuités majeures [fig. 124]. Ces discontinuités s'accompagnent de changements de faciès liés à des modifications de la configuration paléogéographique du domaine étudié. Elles témoignent d'événements tectoniques pour les unes (discontinuités régionales DM A1 et DM A2), d'une empreinte eustatique pour les autres (discontinuités à valeur globale DM B et D P).

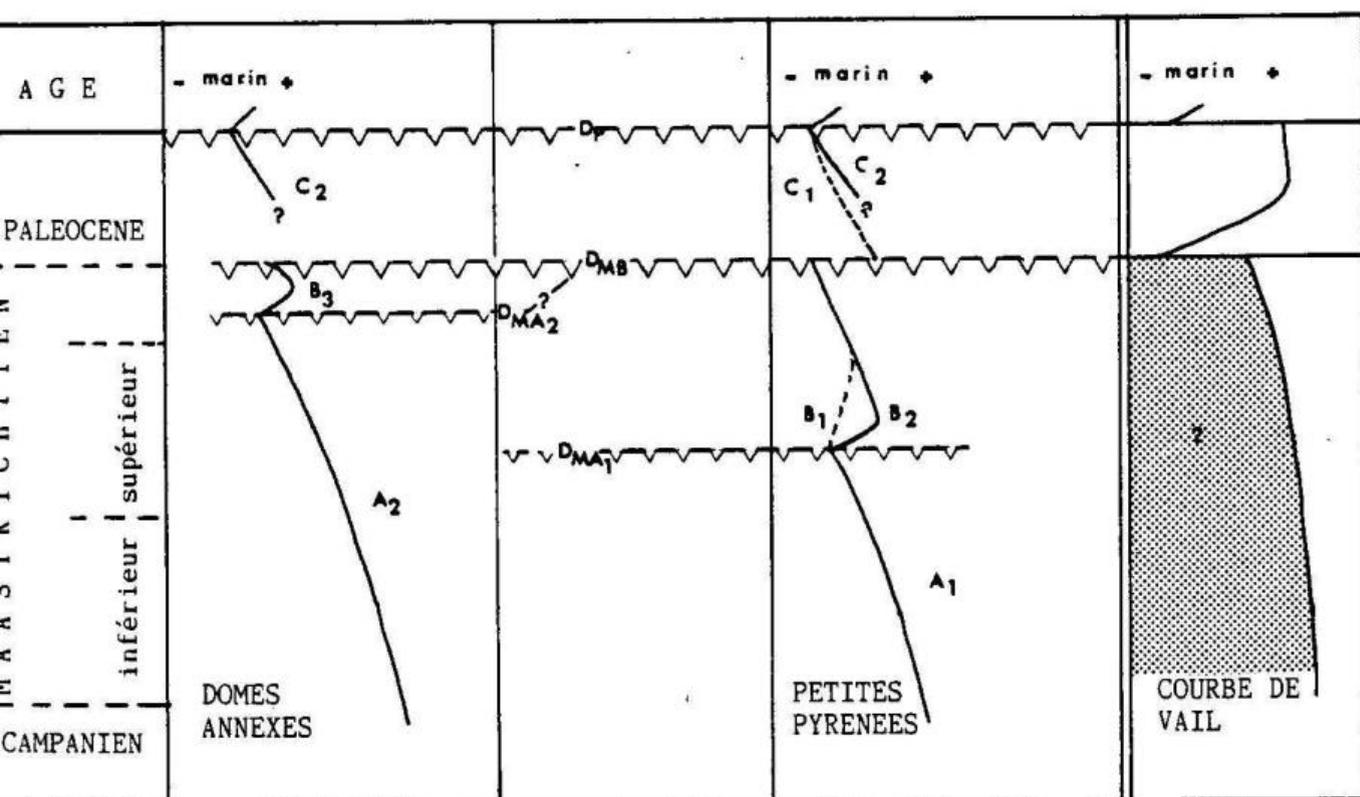


FIG.124. Principales discontinuités et étapes de l'évolution sédimentaire. Comparaison à la courbe de Vail et al. 1977.

■ 3.1. - Premier stade : Campano-Maastrichtien supérieur pro-parte à Campano-Maastrichtien terminal pro-parte.

Le premier stade (séquences A, négatives et de tendance régressive) correspond à une phase de comblement par progradation schématiquement NE-SW des corps sédimentaires littoraux (calcaire nankin, Marno-calcaires jaunes) dans un bassin ouvert à l'Ouest [1, fig. 125].

Le diachronisme de l'instauration des faciès de plate-forme peu profonde induit une hétérochronie dans l'apparition des grands Foraminifères benthiques inféodés à ces milieux. Ainsi la prolifération des *Orbitoididae* - *Calcarinidae* qui dominent les associations microfaunistiques, s'amorce de plus en plus tardivement, du Maastrichtien inférieur (zone à *L. praequadratus*) à l'Est au Maastrichtien terminal à l'Ouest (zone à *Micula mura*).

La première phase de comblement commune à l'ensemble du domaine considéré, est interrompue par les discontinuités DM A1 et DM A2, de manière plus précoce à l'Est dans les Petites Pyrénées (au cours du Maastrichtien supérieur) qu'à l'Ouest à Larcan et dans les Dômes annexes (au cours du Maastrichtien terminal).

- Au Maastrichtien supérieur, la discontinuité DM A1 induit la différenciation de deux aires de sédimentation par affaissement relatif du secteur de St. Marcet, ce sont [2. fig. 125] :

- . un domaine paralique subsident à l'Est, dans le secteur Aurignac-Auzas ;
- . un domaine infra- à circo-littoral à l'Ouest, dans le secteur de St. Marcet à Larcan et dans les Dômes annexes ;

- Au Maastrichtien terminal, le basculement vers l'Ouest de la région de Larcan et des Dômes annexes, exprimé par la discontinuité DM A2, conduit à une modification des paysages avec [3 fig. 125] :

- . le développement de bioconstructions dans le secteur de Larcan ;
- . l'instauration d'un domaine de plate-forme externe dans les Dômes annexes.

les discontinuités DM A, expriment ainsi un stade de morcellement de l'aire de sédimentation probablement sous contrôle tectonique dont les manifestations sont diachrones, plus précoces à l'Est dans les Petites Pyrénées qu'à l'Ouest à Larcan et dans les Dômes annexes. Elles pourraient être liées aux jeux d'accidents transverses au bassin, passant par les méridiens de Larcan et Latoue.

■ 3.2. - Second stade : Maastrichtien sup. pro-parte à Maastrichtien terminal.

Dans chacun des secteurs individualisés, l'évolution est ensuite cyclique (séquences B), transgressive puis régressive. Les deux premières B1 et B2, sont probablement du même type, la troisième B3 de durée plus brève, s'amorce plus tardivement.

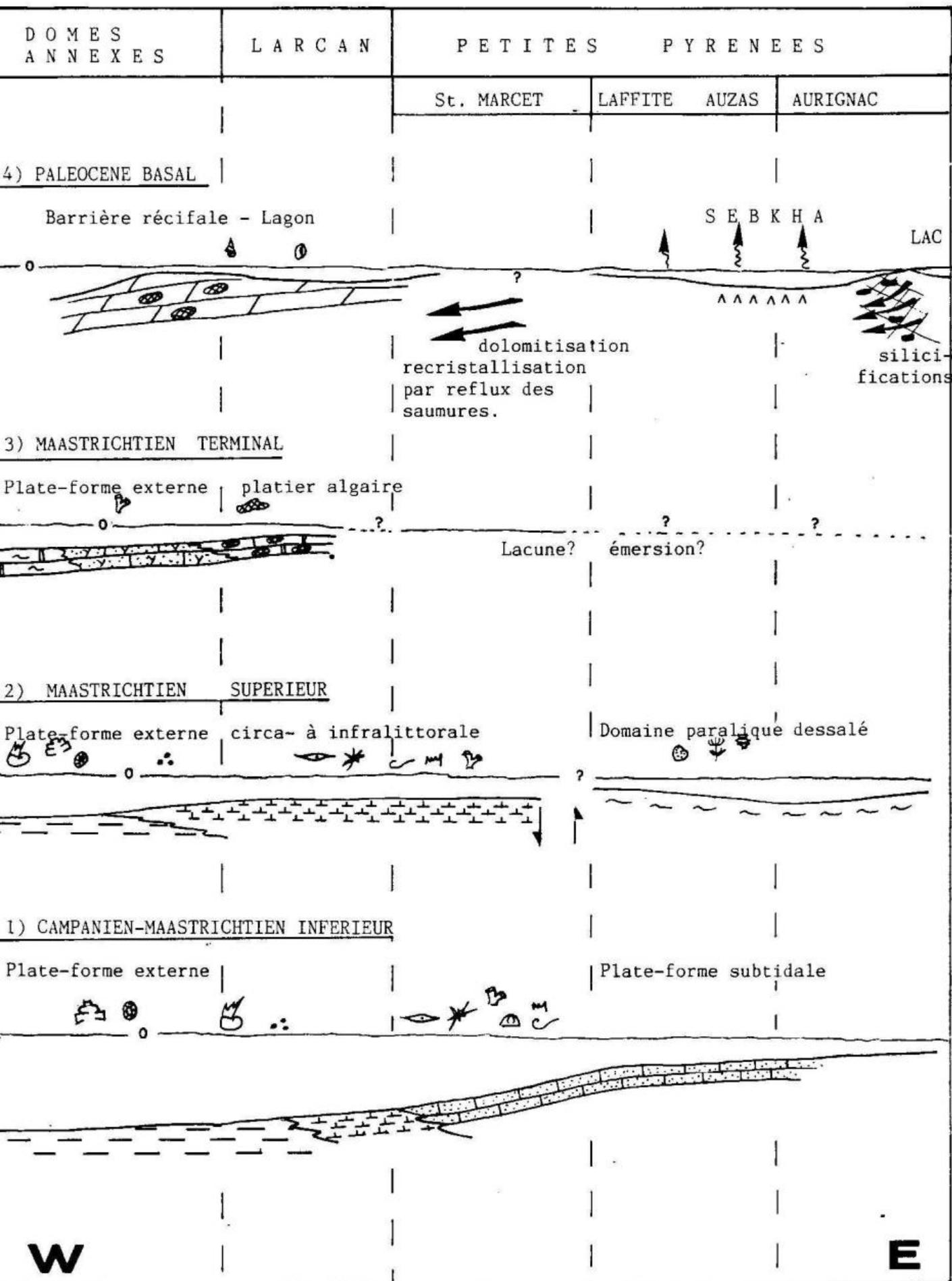
* A l'Ouest, à St. Marcet Larcan et dans les Dômes annexes, il est difficile d'évoquer une origine précise quant à la phase initiale d'épaississement de la tranche d'eau : subsidence tectonique à la suite du brusque affaissement ou basculement matérialisé par la discontinuité DM A (hypothèse pouvant être envisagée pour les secteurs de St. Marcet - Dômes annexes), ou variations du flux sédimentaire...

La phase suivante de tendance régressive témoigne d'une nouvelle étape de remblayage qui se combine dans sa phase finale aux mouvements eustatiques globaux [cf. fig. 124]. Elle se traduit par une diminution importante de l'épaisseur de la tranche d'eau, matérialisée en particulier par la discontinuité avec émergence/érosion de Larcan.

Les grands Foraminifères benthiques, *Orbitoididae* et *Calcarinidae* - à l'exception d'*H. beotica* et *H. gr. visserae - charentensis* - sont absents des faciès de plate-forme externe et bioconstruits qui leur sont a priori favorables. Il est ainsi permis d'envisager l'existence d'un bref intervalle stratigraphique au cours duquel s'observe une raréfaction des grandes espèces crétacées.

* A l'Est dans le secteur Aurignac-Auzas, il est difficile d'évoquer une origine précise à cette évolution cyclique (variation du taux de subsidence tectonique

Fig. 125 - Evolution paléogéographique



ou sédimentaire, augmentation puis diminution du flux sédimentaire...).

Cette seconde phase de remblayage, pouvant éventuellement mener à une uniformisation de l'aire de sédimentation, est interrompue par la discontinuité DM B, synchrone sur les limites du domaine étudié. Sa valeur est plus générale puisqu'elle est vraisemblablement située à la limite Crétacé - Tertiaire.

La discontinuité DM B, en plus d'un changement climatique certain (aridification) doit témoigner de l'intervention d'une composante eustatique, modifiant les paysages.

■ 3.3. - Troisième stade : Paléocène.

Après les phases de remblayage successives du Campano-Maastrichtien et au-dessus de la discontinuité DM B, il ne subsiste plus dans le domaine considéré qu'une vaste plate-forme carbonatée très peu profonde, ou s'individualisent [4 fig. 125].

. dans un premier temps : un environnement lagunaire à sédimentation évaporitique dans le secteur Aurignac-Auzas ; un milieu récifal (?), périrécifal (?), ou lagunaire (?) dans le domaine occidental dont la dolomitisation/recristallisation résulte vraisemblablement du reflux des saumures, provenant des lagunes évaporitiques orientales.

. dans un second temps : un système lacustre - palustre à l'Est ; et un domaine périrécifal externe et de lagon à l'Ouest.

Les deux domaines distingués ont, du moins dans leur partie supérieure, une même évolution de tendance régressive (séquences C) ; elle conduit à la continentalisation progressive de l'aire de sédimentation. Celle-ci s'instaure de manière diachrone, toujours plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest.

La comparaison des variations régionales de l'épaisseur de la tranche d'eau au cours du Paléocène (diminution progressive du moins dans sa partie sommitale) avec la courbe globale proposée par VAIL et al. (1977), cf. fig. 124, montre une évolution en sens inverse, en relation probable avec un fort taux de sédimentation.

. D'un point de vue biologique :

- chez les organismes marins ; les changements radicaux de milieu de sédimentation depuis les environnements infralittoraux et périrécifaux du Maastrichtien terminal vers ceux de lagon du Paléocène, en raison d'événements tectoniques globaux et/ou régionaux, déterminent la superposition de micro-organismes de biotopes différents indépendamment de toute considération d'ordre évolutif. Le domaine considéré ne permet pas la comparaison des Foraminifères benthiques du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur dans un milieu de sédimentation continu. La coupure biologique de la limite Crétacé-Tertiaire est ici avant tout le reflet d'une discontinuité sédimentologique,

- chez les organismes continentaux ; l'existence de milieux paraliques et continentaux au Maastrichtien et au Paléocène dans le secteur Aurignac-Auzas a permis cette confrontation entre peuplement de Gastéropodes, Ostracodes et Charophytes. Si la limite Crétacé - Tertiaire se marque par un certain nombre d'extinctions (septorelles et quelques Charophytes pour l'essentiel), il n'y a pas de renouvellement spectaculaire des organismes puisque de

nombreux genres franchissent cette limite et que le renouvellement des populations s'effectue, au plus, au niveau spécifique.

Après une émergence généralisée de l'aire de sédimentation, la discontinuité D P, synchrone sur le domaine considéré définit une nouvelle étape dans l'évolution du bassin puisqu'elle correspond à la base de la transgression thanétienne reconnue dans tout le domaine pyrénéen ; elle possède encore une composante eustatique.

Les sables thanétiens traduisent une reprise de l'érosion de l'arrière pays.

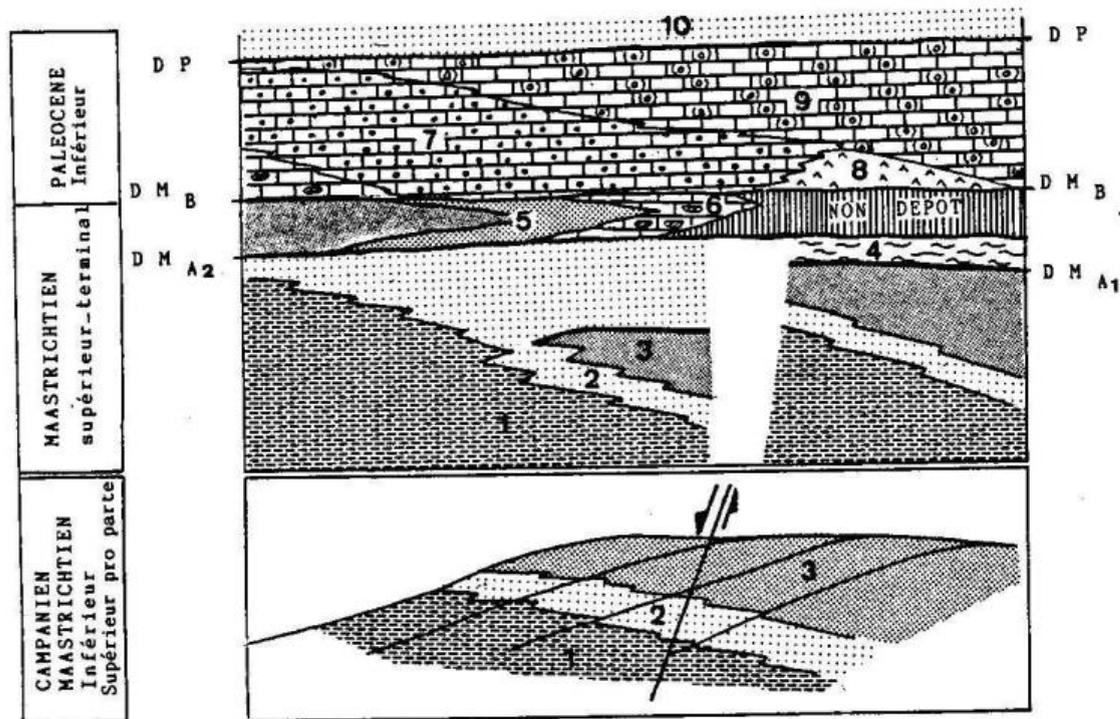


FIG.126. Relations des corps sédimentaires; les principales étapes de l'évolution du domaine de sédimentation.

1, Marnes de Plagne-St.Martory, St.Loup, 2, Marno-calcaires jaunes, niveau de transition; 3, Calcaire nankin; 4, Marnes d'Auzas; 5,6, Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcac-Nizan; 7, Calcaires de Lespugue; 8, Evaporites de Cassagnau; 9, Calcaires lithographiques du Tucauou; 10, sables thanétiens.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La révision systématique bio- et lithostratigraphique des séries du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur des Petites Pyrénées et des Dômes annexes, apporte des données nouvelles qui ont des implications :

- de portée régionale :

. datation précise des formations du Crétacé terminal (Campanien et Maastrichtien) ; preuve de l'âge paléocène des Calcaires lithographiques de l'Anticlinal d'Aurignac par la découverte de faunes et flores au Tucauou, confirmant ainsi le diachronisme de l'instauration des faciès lacustres depuis les Corbières jusqu'aux Petites Pyrénées ;

. proposition de nouvelles corrélations des ensembles sédimentaires maastrichtiens ;

. interprétation de l'évolution géodynamique du domaine sous-pyrénéen à l'Ouest de la Garonne.

- de portée plus générale, concernant :

. la biostratigraphie du Crétacé terminal : la région étudiée offre la particularité de posséder des faunes communes au domaine boréal et téthysien. C'est en particulier le cas des Ammonoidés du Maastrichtien stratotypique, **Hoploscaphites constrictus** SOWERBY, qui ne sont connus en France qu'en deux régions, le Cotentin et les Petites Pyrénées ("In France the species is known only in the Cotentin Peninsula and the Petites Pyrénées" W.J. KENNEDY, 1983).

Cette particularité a donc permis de comparer et d'étalonner avec précision différentes échelles biostratigraphiques : Ammonites de la zone à **Hoploscaphites constrictus**, Nannoflore, Foraminifères planctoniques, et de tester la fiabilité de certaines échelles de Foraminifères benthiques [fig. 127]. L'une des conséquences fondamentale a été de montrer le diachronisme de l'apparition des grands Foraminifères benthiques (Orbitoididés - Calcarinidés) en fonction de l'instauration des faciès favorables ; ceci démontre leur dépendance étroite aux facteurs du milieu et affaiblit considérablement leur valeur chronostratigraphique.

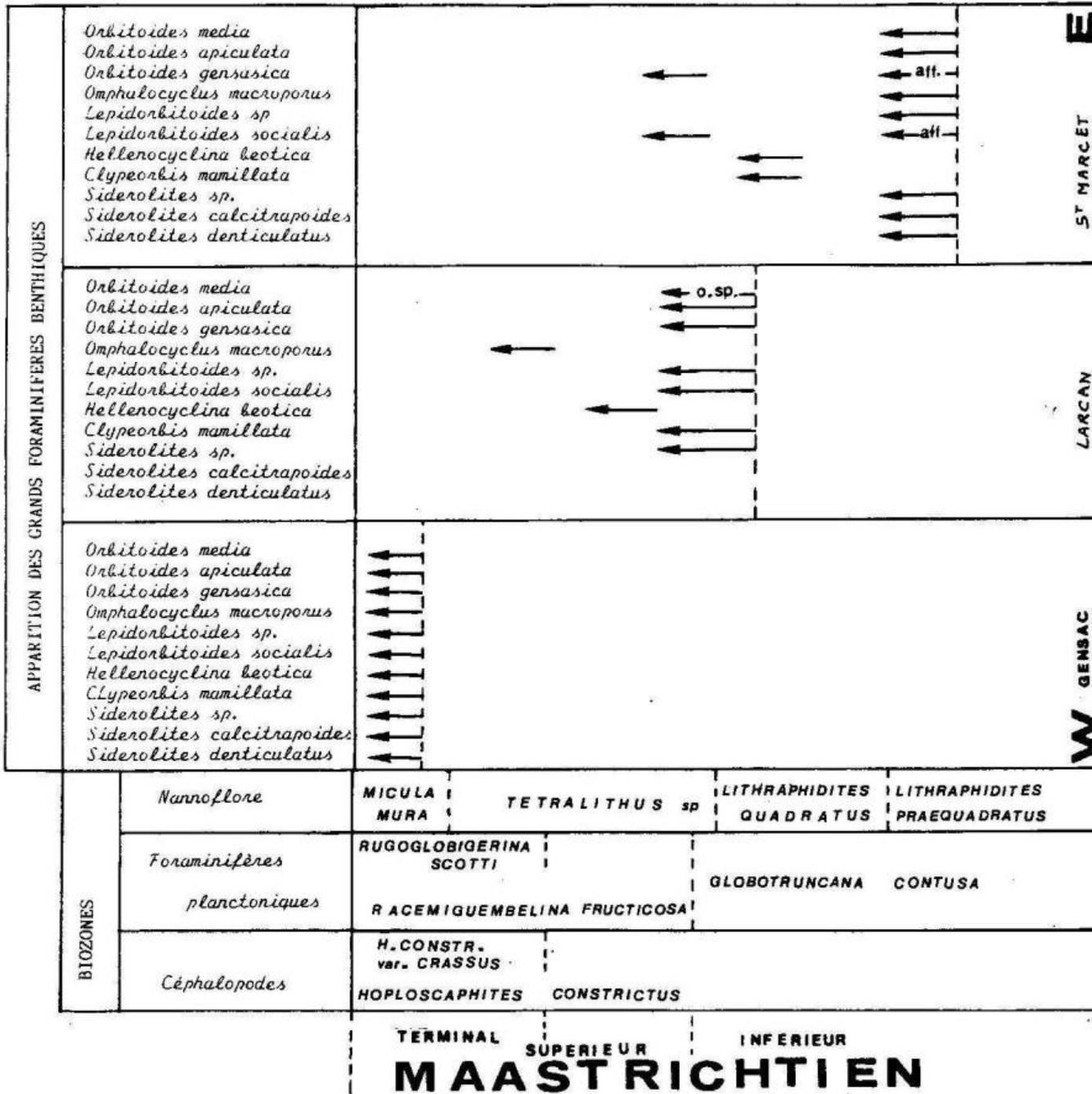


FIG.127- Comparaison des échelles biostratigraphiques du Maastrichtien: Ammonites de la zone à *Hoploscaphites constrictus*, Foraminifères planctoniques, et Nannoflore. Diachronisme de l'apparition des grands Foraminifères benthiques: Orbitoididés et Calcarinidés.

La limite Crétacé-Tertiaire. Elle est localisée avec précision pour la première fois dans cette région.

D'un point de vue sédimentologique, cette limite coïncide avec des événements géodynamiques globaux ou régionaux :

- . baisse du niveau marin dont la preuve est fournie par la discontinuité avec érosion de Larcan ;
- . changement climatique avec aridification qui se manifeste par une modification du régime hydrique du bassin ;
- et ceci indépendamment de facteurs cosmiques qui ont pu s'y ajouter (?).

D'un point de vue paléontologique, elle se marque par

- . un renouvellement limité des paléofaunes et paléoflores continentales fossilisées : disparition des Septorelles (Charophytes), spéciation chez les Characées, les Ostracodes, et les Gastéropodes ;
- . la disparition des peuplements faunistiques marins - Ammonoidés, Globotruncanidés, Orbitoididés - Calcarinidés - est ici avant tout lié aux changements radicaux de milieu de sédimentation. La disparition des Orbitoididés semble précédée d'une période de raréfaction au Maastrichtien terminal.

L'ensemble des observations d'ordre paléontologique concourent à confirmer que si de nombreux taxons disparaissent au niveau de la limite Crétacé-Tertiaire, celle-ci n'a pas un caractère catastrophique, mais plutôt "catastrophique modéré" ou gradualiste, ce qui rejoint les idées actuellement émises sur la disparition d'autres groupes, tels les Dinosauriens.

* * *

B I B L I O G R A P H I E

- ADAMS J.E. & RHODES M.L. (1960) - Dolomitization by seepage refluxion. *A.A.P.G.*, vol.44, p.1912-1920.
- AIGNER T. (1982) - Calcareous tempestites :Storm-dominated stratification in upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW - Germany) . *In* : Cyclic and event stratification (ed. by EINSELE/SEILACHER). Springer-Verlag ed. , p.180-198, 10 fig.
- AMIEUX P. (1980) - Exemple d'un passage des blackshales aux évaporites dans le Ludien (Oligocène inférieur) du bassin de Mortmoiron. *Bull. Cent. Rech. Explor-Prod., Elf-Aquitaine*, Vol.4, n°1, p. 281-307.
- AMIEUX P. (1981) - La cathodoluminescence dans les roches sédimentaires. Applications sédimentologiques et diagenétiques. *Thèse 3ème cycle Sci.*, Lyon 1, 212p.
- AMIEUX P. (1982) - La cathodoluminescence : Méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, Vol.6, n°2, p.437-483, 11 fig., 3 tab.
- ANDREIFF P. & NEUMANN M. (1984) - Nouveau Siderolites du Campanien stratotypique. *Rev. Micropal.*, Vol. 26, n°1, p. 3-14, 3 pl.
- ARBET F. (1980) - Les formes de la Silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, Vol.4, n°1, p.309-365.
- BABINOT J.F. & DURAND J.P. (1980) - Articles Valdonien, Fuvélien, Bégudien, Rognacien. *cf.* Les étages français et leurs stratotypes. *Mem. B.R.G.P.*, n°109, p.171-188.
- BASSOULET J.P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R., JAFFREZO M. (1978) - Les Algues Dasycladacées du Jurassique et du Crétacé. *Geobios*, mém. spéc.2, 330p., 1 tab., 40 pl.
- BELLIER J.P. & VILLAIN J.M. (1975) - *Globotruncanidae* de la série type du Maastrichtien (Limbourg méridional). *Cah. Micropal.*, n°2, p.3-14, 3 pl.
- BERTRAND J.P. & JELISSEF A. (1974) - Formation d'évaporites par des processus d'évaporation capillaire. *Rev. géograph. phys. Geol. dyn.*, (2), Vol.XVI, Fasc.2, p.161-170;
- BIGNOT G. (1972) - Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. *Thèse Doct. es Sci. nat.*, Univ. Paris, 345p., 50pl., 264 fig.
- BIGNOT G. & LARSONNEUR C. (1969) - Etude du Crétacé supérieur au large du Cotentin et remarques sur les Planorbulines du Crétacé supérieur et du Paléocène. *Rev. Micropal.*, Vol.12, n°1, p.25-39.
- BILOTTE M. (1978) - Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t.XX, n°5, p.649-655.
- BILOTTE M. (1980) - Le gisement d'Auzas (Maastrichtien des Petites Pyrénées). Stratigraphie- Environnements. *Bull. Soc. Hist. nat., Toulouse*, p.57-63.
- BILOTTE M. (1984) - Biozonation des séries de plate-forme du Sénonien et du Maastrichtien est-pyrénéen. *Geol. Med.*, t.X, n°3-4, p.99-102.
- BILOTTE M. (1984) - Les grands Foraminifères benthiques du Crétacé supérieur pyrénéen. Réflexions sur les corrélations mésogéennes. *Benthos'83, 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera*, Pau et Bordeaux 1983, p.61-67, 1 fig., 3 tab.
- BILOTTE M. (1984) - Le détroit des Aspres : nouvel élément de la paléogéographie est-pyrénéenne. *Strata*, Vol.1, ser.1, p.23-31, 1 fig., 1 tab.
- BILOTTE M. (1984) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Atlas. *Strata*, Vol.2, ser.2, 45 pl.
- BILOTTE M., SOUQUET P., WALLEZ-FONDECAVE M.J. (1975) - Echelles de Foraminifères planctoniques et benthiques dans le Campanien et le Maastrichtien sud-pyrénéen. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t.280, ser.D, p.255-258.
- BILOTTE M., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1983) - Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans le versant nord des Pyrénées. *Geol. Med.*, t.X, n°3-4, p.269-276, 1 tab., 1 pl., 1 fig. .
- BLANC P.L. (1973) - Le Crétacé terminal des rides de Villagrains-Landiras (Gironde) et Roquefort-Créon (Landes)-Cézan-Lavardens (Gers). *Thèse spéc. Paris*, 193p.
- BLANC P.L. & COLIN J.P. (1975) - Etude micropaléontologique et paléocéologique du Maastrichtien de Cézan-Lavardens (Gers). *Paläontographica Stuttgart*, Abt.A, Bd.148, p.109-131.
- BOSSELINI A. & HARDIE L.A. (1971) - Depositional theme of a marginal marine evaporite. *Sedimentology*, V.20, p. 5 - 27.

- BOUROULLEC J. § DELOFFRE R. (1982) - Paléosebkhas du Jurassique terminal en Aquitaine (S.W., France). *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, (6), 1, p.227-255, 5 fig., 8 pl.
- BUFFETAUT E. (1984) - L'extinction des Dinosaures. *Geochronique* n°12, p.16-19.
- BISSON G. (1974) - Sur les évaporites : Sites actuels ou récents de dépôts évaporitiques et leur transposition dans les séries du passé. *Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn.*, (2), Vol.XVI, Fasc.2, p.189-208.
- BUSSON G. § PERTHUISOT J.P. (1977) - Intérêt de la sebkha el Melah (Sud tunisien) pour l'interprétation des séries anciennes. *Sed. Geol.*, 19, p.139-164.
- BUSSON G. (1982) - Transposition des données sur les marais salants aux grandes accumulations évaporitiques du passé. *Geol. Med.*, t.IX, n°4, p.563-591.
- BUTTERLIN J. (1967) - Au sujet de la présence en Europe du genre *Sulcoperculina* THALMANN, 1939. *Rev. Micropal.*, Vol.10, n°1, p.61-64.
- CAMPBELL C.V. (1971) - Depositional model- Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, ship rock area, northwestern New Mexico. *J.S.P.*, Vol.41, n°2, p.395-409, 6 fig.
- CARTES GEOLOGIQUES DE LA FRANCE :
- Feuille de St.Gaudens à 1/80.000 (1961);
 - Feuille de St.Gaudens à 1/50.000 (1971);
 - Feuille Le Fousserat à 1/50.000 (1974);
 - Feuille de Boulogne/Gesse à 1/50.000 (1975);
 - Feuille de Montréjeau à 1/50.000 (1975), ed. B.R.G.M., Orléans.
- CARTER C.H. (1978) - A regressive barrier and barrier protected deposit : Depositional environments and geographic setting of the late Tertiary Cohansey sand. *J.S.P.*, Vol.48, n°3, p.933-950, 7 fig.
- CASSAN G. § SIGAL J. (1961) - Un cas de schizogonie intrathalame chez un Orbitoïde. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 96, Fasc.1-2, p.153-156, 1 pl.
- CAVELIER C. § POMEROL CH. (1983) - Echelle de corrélations stratigraphiques du Paléogène. Stratotypes, étages standards, biozones, chimiozones, et anomalies magnétiques. *Géologie de la France*, n°3, p.261-262, 1 tab.
- CHATELET H. (1972) - Etude stratigraphique et paléoécologique du Rognacien en Provence. *Thèse 3ème cycle Marseille*, 95p., 5pl.
- CASTERAS M. (1957) - Articles Auzas (Marnes d') p.37, Calcaire nankin p.75, Gensac (Marnes de) p.160, St.Martory (Marnes de) p.307, cf. *Lexique stratigraphique international*, Vol.1, Fasc.4a.
- CHOWNS T.M. § ELKINS S.E. (1974) - The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silification of anhydrite nodules. *J.S.P.*, Vol.44, n°3, p.885-903.
- CORROY G. (1957) - La limite entre le Crétacé et le Tertiaire en Provence occidentale. *C.R.Soc.Geol.Fr.* n°13, p.286.
- CUSSEY R. (1979) - Anhydrite diagenétique de sebkha carbonatée dans le Tertiaire d'Irak. cf. *Dépôts évaporitiques : Illustrations et interprétations de quelques séquences*. ed. Technip, p.51-56, Pl.65-69.
- CUVILLIER J., DALBIEZ F., GLINTZBOECKEL C., LYS M., MAGNE J., PEREBASKINE V., REY M. (1955) - Etudes micropaléontologiques de la limite Crétacé-Tertiaire dans les mers mésogéennes. *Proc. 4th World petrol. Congress - section I/D*, preprint 6, 27p., 6tab., 2pl.
- DELFAUD J. (1984) - Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèle d'organisation. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 8, 1, p.27-53, 16fig., 2tab.,
- DELOFFRE R. (1967) - Les Algues du Danien de Bastennes-Lonné (Aquitaine, France S.W.). *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, p.45-53, 1tab., 2pl.
- DELOFFRE R. (1980) - Dasycladales du Danien récifal d'Aquitaine occidentale (France S.W.). *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 4, 2, p.609-631, 2fig., 2tab., 3pl.
- DELOFFRE R. § POIGNANT A.F. (1978) - Détermination générique d'Algues mésozoïques : Floridées et Dasycladales. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 2, 1, p.39-60, 2tab.
- DELOFFRE R. § RADOICIC R. (1978) - Algues calcaires Dasycladales du Paléocène de Slovénie, Yougoslavie. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 2, 1, p.61-95, 9pl.
- DELOFFRE R. § GENOT P. (1982) - Les Algues Dasycladales du Cénozoïque. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, Mem.4, 247p., 7fig., 20pl., 1tab.
- DULAU N. § TRAUTH N. (1982) - Etude des dépôts superficiels des marais salants de Salin de Giraud. Relation avec le soubassement, minéralogie et dynamique sédimentaire. *Geol. Med.*, t.IX, n°4, p.501-520.

- Elf-AQUITAINE (1975) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Vol.1, Eléments d'analyse. 172 p., 61 pl., 7 tab.
- Elf-AQUITAINE (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Vol.2, Eléments d'interprétation. 231 p., 16 pl., 76 fig., 28 tab.
- ELIOTT F.G. (1964) - Tertiary Solenoporacean algae and the reproductive structure of the Solenoporaceae. *Paleontology*, Vol.7, part 4, p.695-702, pl.104-108.
- ELSER W. (1984) - Quantitative biofacies analysis of Maastrichtian foraminiferal faunas from the southern pyrenees. *Benthos'83*, 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera, Pau et Bordeaux, p.199-206, 5 fig.
- EGGINK J.W. & BAUMFALK Y.A. (1983) - The exceptional reproduction and embryonic morphology of *Orbitoides (Simplorbites) gersasicus* LEYMERIE. Late Cretaceous, S. France. *Jour. of Forum. Res.*, Vol.13, n°3, p.179-190, 5 pl.
- FABER J. (1961) - Paléogéographie et sédimentologie du Danien et du Paléocène de la région de Pau. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, Vol.XVI, n°9, p.907-921, 4 fig.
- FABRE-TAXY S. & CHATELET H. (1971) - Précisions paléontologiques sur les Algues *Muniera* DEECKE et *Septorrella* GRAMBAST. *C.R.Acad. Sci.*, t.272, p.3021-3023.
- FEIST-CASTEL M. (1975) - Répartition des Charophytes dans le Paléocène et l'Eocène du bassin d'Aix en Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t.17, n°1, p.88-97.
- FLEURY J.J. (1970) - Le Sénonien et l'Eocène à micro-organismes benthoniques du Klokova (zone de Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). *Rev. Micropal.*, Vol.13, n°1, p.30-44.
- FLOQUET M. (1984) - Discontinuités sédimentaires et corrélations : exemples dans le Crétacé supérieur mésogéen et atlantique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t.XXVI, n°6, p.1211-1221, 2 fig.
- FOLK R.L. & PITTMAN J.S. (1971) - Length slow chalcidony : a testament for vanished evaporites. *J.S.P.* Vol.41, n°4, p.1045-1058.
- FONDECAVE M.J. (1974) - Etude micropaléontologique du Sénonien sud-pyrénéen dans le bassin de Tresp (Province de Lerida). *Thèse 3ème cycle Toulouse*, 122p.
- FONDECAVE M.J. (1975) - Essai de biozonation par les Foraminifères pélagiques du Sénonien sud-pyrénéen. Description d'une nouvelle espèce : *Hedbergella aubertae*. *Geol. Med.*, t.II, n°1, p.5-10.
- FREYET P. (1973) - Petrography and paleoenvironment of continental deposits with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sed. Geol.*, 10, p.25-60.
- FREYET P. (1975) - Le Danien (Dano-Montien) des Petites Pyrénées et du Plantaurel: Etude pétrographique des faciès "lacustres". *Geol. Med.*, t.II, n°4, p.159-178.
- FREYET P. (1984) - Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émerision et pédogénèse. importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod.*, Elf-Aquitaine, 8, 1, p.223-247, 9 fig., 3 pl.
- FREYET P. & PLAZIAT J.C. (1982) - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *Contr. Sed.*, 12, Schweizerbart ed., Stuttgart, 217p., 49pl.
- FRIEDMAN G.M., ALI S.A. & KRINSLEY D.M. (1976) - Dissolution of quartz accompanying carbonate precipitation and cementation in reefs : example from the red-sea. *J.S.P.*, Vol.46, n°4, p.970-973.
- GAYET M. & LEPICARD B. (1985) - Salmoniforme nouveau du Maastrichtien des Petites Pyrénées (Haute-Garonne, France). *Pyrenichtys jauzaci* nov. Gen. nov. sp. *Bull. Mus. Hist. nat., Paris*, (à l'impression).
- GILLAVRY H.J. MAC. (1963) - Phylomorphogenesis and evolutionary trends of Cretaceous orbitoidal Foraminifera. Evolutionary trends in Foraminifera. *Elsevier publishing company*, p.139-197, 9 fig. 8 pl., 2 tab.
- GILLAVRY H.J. MAC (1955) - Two evolving species of the genus *Lepidorbitoides* SILVESTRI, a biometrical study. *Overdruck mit : Mededelingen van de geologische stichting*, N.S., n°9, p.11-43.
- GINSBURG L. (1984) - Théories scientifiques et extinction des Dinosaures. *C.R.Acad. Sci., Paris*, t.298, ser.II, n°7, p.317-320.
- GOHARIAN F. (1971) - Etude micropaléontologique du Campanien type des Charentes, conséquences stratigraphiques. *Rev. Micropal.*, 14, n°1, p.20-34.
- GORSEL J.T. Van (1973) - The type Campanian and the Campanian-Maastrichtian boundary in Europe. *Geol. en Tijds.*, 52, (3), p.141-146.

- GORSEL J.T. Van (1978) - Late Cretaceous orbitoidal Foraminifera. In *Foraminifera.*, Academic press. Inc. (London) Ltd., 3, p.1-20.
- GORSEL J.T. Van (1975) - Evolutionary trends and stratigraphic significance of the late Cretaceous *Helicorbuloidea-Lepidocorbuloidea* lineage. *Utrecht Micropal. Bull.*, 12, p.1-99.
- GRAMBAST L. (1971) - Remarques phylogénétiques sur les *Septorella* du Crétacé terminal de Provence et les Charophytes associées. *Paléobiologie continentale*, Vol.II, n°2, p.1-38, 29 pl.
- GRAMBAST L. (1974) - Les dernières Clavatoracées (Charophytes) et la zonation du Maestrichtien continental. *2ème R.A.S.T.*, p.196.
- GRAMONT M. (1958) - Etude des terrains crétacés situés à l'Ouest des Petites Pyrénées. *D.E.S. manuscript, Toulouse*, 154p.
- GROVER G. § READ J.F. (1983) - Paleoaquifer and deep burial related cements defined by cathodoluminescence patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia. *A.A.P.G. Bull.*, Vol.67, n°8, p.1275-1303.
- GRÜNIG A. § HERB R. (1980) - Paleocology of late eocene benthonic Foraminifera from Pessagno (Treviso, Northern Italy). *Cush. Found. Foram. Res.*, n°18, p.68-85.
- GUELORGUET O. § PERTHUISOT J.P. (1983) - Le domaine paralique, expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. *Travaux du laboratoire de Géologie E.N.S.*, 136p.
- GUILLEVIN Y. (1977) - Contribution à l'étude du Montien du bassin de Paris. *Cah. Micropal.*, n°4, p.5-79, 24 pl.
- HAGDORN H. § MUNDLOS R. (1982) - Allochthonous coquinas in the upper Muschelkalk caused by storm events? In *Cyclic and event stratification*, G. Einsele and A. Seilacher ed., Verlag, Berlin.
- HANDFORD C.R. (1981) - A process sedimentary framework for characterizing recent and ancient sebkhas. *Sed. Geol.*, Vol.30, p.255-265.
- HINTE J.T. Van (1965) - The type Campanian and its planktonic Foraminifera. *Kon. Neder. Akad. van Wetens. Aust., Proc.*, ser.B, 68, n°4, p.498-516.
- HOLLIDAY D.W. (1970) - The petrology of secondary gypsum rocks : a review. *J.S.P.*, Vol.40, n°2, p.734-744.
- HOTTINGER L. (1972) - Campanian larger Foraminifera from site 98 Leg 11 of the deep sea drilling project (Northwest providence channel, Bahama islands.) Reprint from HOLLISTER C.D., EWINGIN J.I. § al. 1972, *Initial reports of the deep sea drilling projects*, Vol.11, p.
- HOTTINGER L. (1981) - Fonctions de la disposition des loges alternantes chez les Foraminifères et la structure d'*Omphalocyclus*. *Cah. Micropal.*, 4, p.45-54, 2pl.
- HSÜ K.J. § SIEGENTHALER C. (1969) - Preliminary experiments and hydrodynamic movements induced by evaporation and their bearing on the dolomite problems. *Sedimentology*, V.12, n°1-2, p.11-25.
- JOHNSON H.D. (1978) - Shallow siliclastic seas. In H.G. Reading ed., *Sedimentary environments and faciès* Blackwell, Oxford, p.207-258.
- KENDALL A.C. (1979) - Subaqueous evaporites. In *Faciès models*, ed. by R.G.WALKER, *Geoscience Canada*, reprint ser.1, p.159-174.
- KENDALL A.C. (1979) - Continental and supratidal (sebkhas) evaporites. In *Faciès models*, ed. by R.G.WALKER, *Geoscience Canada*, reprint ser.1, p.145-158.
- KENZIE J.A. Mc, HSÜ K.J., SCHNEIDER J.F. (1980) - Movement of subsurface waters under the sabkha Abu Dhabi, U.A.E., and its relation to evaporite dolomite genesis. *E.N.S.P.M., spec. pub.*, n°28, p.11-30.
- KINSMAN D.J.J. (1969) - Modes of formation of shallow water and supratidal evaporites. *A.A.P.G. Bull.*, Vol.53, p.830-840.
- KLAPPA C.F. (1978) - Biolithogenesis of *Microcodium* : elucidation. *Sed.*, 25, p.489-522.
- KREISA R.D. (1981) - Storm generated sedimentary structures in subtidal marine faciès with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia. *J.S.P.*, Vol.51, n°3, p.823-848.
- KUMAR N. § SANDERS J.E. (1976) - Characteristic of shoreface storm deposits, modern and ancient examples. *J.S.P.*, Vol.46, n°1, p.145-162.
- LAGNEAU-HERENGER L. (1959) - Les spongiaires siliceux du Crétacé supérieur français. *Cl. Colloque sur le Crétacé supérieur français.*, p.399-413.

- LAMBERT B. (1980) - Etude de la Nannoflore du Campanien charentais. *Cah. Micropal.*, 3, p.39-53, 1 pl.
- LAMOLDA M.A. (1983) - Biostratigraphie du Maastrichtien basco-cantabrique; ses Foraminifères planctoniques. *Geol. Med.*, t.X, n°3-4, p.121-127.
- LAMOLDA M.A., ORUE ETXEBARRIA X. & PROTO DECIMA F. (1983) - The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque country). *Zitteliana*, 10, p.663-670.
- LAND L.S. (1970) - Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones : evidence from a fossil water table. *Sed.*, Vol.14, n°3-4, p.175-187.
- LEPICARD B., BILOTTE M. & REY J. (1984) - Environnements confinés et évaporitiques du Paléocène basal dans les Petites Pyrénées. 5^{ème} congrès Eur. sédim., p. 257-258.
- LEPICARD B., BILOTTE M., MASSIEUX M., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1985) - Faunes et Flores au passage Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans les Petites Pyrénées. (Zone sous-pyrénéenne). *Geobios* (à l'impression).
- LEVY A. (1971) - Eaux saumâtres et milieux margino-littoraux. *Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn.*, 2, Vol.XIII, Fasc.3, p.269-278.
- LEVY A. & LUCAS G. (1971) - Remarque sur le rôle des Charophytes dans les milieux margino-littoraux. *C.R.Acad.Sci., Paris*, t.272, p.2527-2530.
- LEYMERIE A. (1853) - Note sur le Massif d'Ausseing et du Sabboth (Haute-Garonne), ou l'on démontre l'existence stratigraphique des types épi-crétacés et Crétacé supérieur. *B.S.G.F.*, 2, t.10, p.251.
- LEYMERIE A. (1862) - Esquisse géognostique de la vallée de l'Ariège. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2, t.XX, p.245-291.
- LEYMERIE A. (1862) - Compte-rendu de la course d'Aurignac et d'Auzas. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2, t.XX, p.1117-1132.
- LEYMERIE A. (1877) - Description succincte des fossiles garumniens de la faune d'Auzas. *Ann. des Sci. Geol.*, 9, p.47-54, 2 pl.
- LEYMERIE A. (1881) - Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. ed. Privat, Toulouse, 1010 p., 51 pl., 1 carte.
- LONGMANN M.W. (1980) - Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *A.A.P.G. Bull.*, Vol. 64, p.461-487.
- MARLIERE R. (1962) - Le Montien de Mons, état de la question. Colloque sur le Paléogène. *Mem. B.R.G.M.* n°28, p.875.
- MARTIN S.E. (1972) - Reexamination of the upper Cretaceous planktonic foraminiferal genera *Planoglobulina* and *Verilythrella* CUSHMAN. *Jour. of Foram. Res.*, Vol.2, n°2, p.73-92, 4 pl.
- MASSIEUX M., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1979) - Découverte de *Septorella bruchycera* GRAMBAST et *Septorella ultima* GRAMBAST (Charophytes, Clavatoracées). dans le Maastrichtien supérieur des Petites Pyrénées. Conséquences stratigraphiques. *Geobios*, Lyon, n°12, fasc.6, p.69-82.
- MEYER R. (1983) - Fixation de la silice dans les environnements continentaux. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod., Elf-Aquitaine*, Vol.8, n°1, p.195-207.
- MIALL A.D. (1982) - Analysis of fluvial deposits systems. Education course notes, ser.20, A.A.P.G. fall education conference in Calgary, Canada.
- MUIR M., LOCK D. & BOCH C. Van der (1980) - The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the middle Proterozoic Mc Arthur group, northern territory. Australia. *S.E.P.M. spec. pub.*, n°28, p.51-67.
- MURRAY R.C. (1964) - Origin and diagenesis of gypsum and Anhydrite. *J.S.P.*, Vol.34, n°3, p.512-523.
- NEUMANN M. (1958) - Révision des Orbitoididés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale. *Mem. Soc. Geol. Fr.*, nlle série, n°83, 174 p., 36 pl.
- NEUMANN M. (1972) - A propos des Orbitoididés du Crétacé supérieur et de leur position stratigraphique. 1- Genre *Orbitoides* d'ORBIGNY (1847). *Rev. Micropal.*, 14, n°4, p.197-226.
- NEUMANN M. (1972) - Sur les Orbitoididés du Crétacé supérieur et du Tertiaire. 2- Structure et classification. *Rev. micropal.*, 15, n°1, p.163-189.

- NEUMANN M. (1980) - Observations micropaléontologiques à propos du Campanien et du Maastrichtien. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H7, p.417-427.
- NEUMANN M., ANDREIFF P., LAMBERT B., PLATEL J.P. (1984) - Un exemple précis du passage Campanien Maastrichtien en faciès néritique : la région de Maurens, Dordogne (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.298, ser.II, n°19, p.845-850.
- NEUMANN M., PLATEL J.P., ANDREIFF P., BELLIER J.P., DAMOTTE R., LAMBERT B., MASURE E., MONCIARDI C. (1983) - Le Campanien stratotypique : étude lithologique et micropaléontologique. *Geol. Med.*, t.X, n°3-4, p.41-59.
- NEUMANN M. § ROBASZYNSKI F. (1983) - Tentative de comparaison entre la limite supérieure du Campanien stratotypique. *Geol. Med.*, t.X, n°3-4, p.73-83.
- OLSSON R.K. § NYONG E.E. (1984) - A paleoslope model for Campanien-Lower Maastrichtien Foraminifera of New Jersey and Delaware. *Jour. of Foram. Res.*, Vol.14, n°1, p.50-68, 5 pl.
- PARIS J.P. § TAQUET P. (1973) - Découverte d'un fragment de dentaire d'Hadrosaurien (reptile Dinosaurien) dans le Crétacé supérieur des Petites Pyrénées (Haute-Garonne). *Bull. Mus. Hist. Nat., Paris*, 3ème ser., n°130, p.17-27.
- PERTHUISOT J.P. (1974) - Les dépôts salins de la sebkha El Melah de Zarzis : Conditions et modalités de la sédimentation évaporitique. *Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn.*, (2), Vol. XI, Fasc.2, p.177-188.
- PERTHUISOT J.P. (1975) - De la signification du mot sebkha en géologie. Exemples tunisiens. *Ass. Senegal Et. Quatern. Afr., Bull. Liaison, Sénégal*, n°44-45, p.67-75.
- PERTHUISOT J.P. (1977) - La sebkha de Doukhane (Qatar) et la transformation gypse → Anhydrite + eau. *B.S.G.F.*, (7), t.XIX, n°5, p.1145-1149.
- PERTHUISOT J.P. (1980) - Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 4, 1, p.207-233.
- PERTHUISOT J.P. § GUELORGUET O. (1984) - Etude comparée de deux bassins paraliques actuels, l'étang de l'Or (Languedoc) et le marais salant de Giraud (Camargue). *Livret guide excursion, 5ème congrès Eur. Sedim., Marseille*, 47 p.
- PHILIP J. § BILOTTE M. (1983) - Les Rudistes du Sénonien de la France. Précisions stratigraphiques sur le Dordonnien. *Geol. Med.*, t.X, n°3-4, p.183-193.
- PINGITORE N.E. (1976) - Vadose and phreatic diagenesis processes, products and their recognition in Corals. *J.S.P.*, Vol.46, n°4, p.985-1006.
- PLATEL J.P. (1977) - Le Campanien stratotypique dans le synclinal de Saintes (Charentes) : Lithostratigraphie, géomorphologie, et biozonation. *Bull. B.R.G.M.*, section I, n°4, p. 261-276, 3 fig.
- PLAZIAT J.C. (1982) - Introduction à l'étude de la transition eau douce - eau salée pour l'identification des paléoenvironnements correspondants - Critique de la notion de domaine margino-littoral. *Mem. Soc. Geol. Fr.*, N.S., n°4, 144 p.
- PLAZIAT J.C. § ELLENBERGER F. (1982) - A propos de la limite Crétacé-Tertiaire : La réconciliation des conceptions continues et discontinues en stratigraphie et en tectonique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, XXIV, 4, p. 831-841, 1 fig.
- PLAZIAT J.C., TOUMARKINE M., VILLATTE J. (1975) - L'âge des calcaires pélagiques et néritiques de la base du Tertiaire (Danien, Paléocène), bassin basco-cantabrique et béarnais (Espagne, France). Mise au point sur leurs faunes d'Echinides. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 68/3, p.613-647, 10 fig., 2 pl.
- POIGNANT A.F. § BLANC P.L. (1974) - Les Algues calcaires du Crétacé supérieur des rides de Villagrains-Landiras et Roquefort-Créon (Aquitaine centrale). *Géobios*, Vol.7, Fasc.1, p.71-75.
- POIGNANT A.F. § DU CHAFFAUT S.A. (1970) - Les Algues des formations transgressives maastrichtiennes, paléocènes et yprésiennes de la côte sud-orientale de la Corse. *Rev. micropal.*, Vol.12, n°4, p.202-208.
- POSTUMA J.A. (1971) - Manual of planktonic Foraminifera. *Elsevier publishing company*, 417p.
- PURSER B.H. (1980) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *ed. Technip*, t.I, 366p.
- PURSER B.H. (1983) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents; application à l'interprétation des calcaires anciens. *ed. Technip*, t.2, 389p.
- READING H.G. (1978) - Clastic shoreline. Shallow siliclastic seas. *In Sedimentary environments and faciès. Blackwell, Oxford*, p.143-177.
- REINECK H.E. § SINGH I.B. (1973) - Depositional sedimentary environments. *Springer-Verlag ed., Berlin*, 439p.
- REINSON G.E. (1979) - Barrier island systems. *In Faciès models, ed. by R.G. Walker, Geoscience Canada*, reprint ser.1, p. 57-74.

- REY J. (1983) - Biostratigraphie et Lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et applications. *ed. Technip*, 181p., 105 fig., 10 pl.
- RICATEAU R. § VILLEMIN (1973) - Evolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t.XV, n°1, p.30-39.
- ROBASZYNSKI F. (1975) - Les faciès du Sénonien (Maastricht - Mons - Lille) ; quelques aspects de la transgression crétacée. *Livret guide des excursions dans le Crétacé du Limbourg, de la région de Mons et du Nord de la France*. 39p., 41 fig.
- ROBASZYNSKI F., BLESS M.J.M., FELDER P.J., FOUCHER J.C., LEGONK O., MANIVIT H., MEESEN J.P.Th., Van der TUUCK L.A. (1983) - La limite Campanien-Maastrichtien dans le Limburg belgo-néerlandais. *Geol. Med.*, t.X, n°3-4, p.59-73.
- ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ-DONOSO J.M., WONDERS A. A. H., E.W.G. P.F. (1984) - Atlas of late Cretaceous Globotruncanids. *Rev. Micropal.*, Vol. 26, n°3-4, 145 p., 54 pl.
- ROUCHY J.M. (1976) - Sur la genèse de 2 principaux types de gypse (finement lité et en chevron) du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne méridionale. *Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn.*, Vol.XVIII, Fasc.4, p.347-364.
- RUBIN D.M. § FRIEDMANN G.M. (1982) - Origin of chert grains and a halite silcrete bed in the Cambrian and Ordovician whitehall formation of eastern Newyork state. *J.S.P.*, Vol.51, n°1, p.69-72.
- SARG J.F. (1981) - Petrology of the carbonate-evaporite faciès transition of the seven rivers (Guadalupean, Permian), Southern Mexico. *J.S.P.*, Vol.51, n°1, p.73-96.
- SCHEARMAN D.J. (1975) - Origin of marine evaporites by diagenesis. Reprint from *Inst. Mining, Met., Trans.*, 1966, p.208-215.
- SCHNITKER D. (1972) - Paleocology of the "Marnes de Nay" (Upper Maastrichtien) in the region of Pau (Southwestern France). *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 6, 2, p.289-312.
- SCHREIBER B.C. § KINSMANN D.C. J. (1975) - New observations on the pleistocene evaporites of Montallegro Sicily, and a modern analog. *J.S.P.*, Vol.45, n 1, p.469-479.
- SEGONZAC G. (1979) - Algues calcaires du Thanétien d'Esperaza (Aude). Dasycladacées - Corallinacées. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t.115, Fasc.3-4, p. 493-467.
- SEGURA F. (1979) - Etude géologique de la partie orientale des Petites Pyrénées. Zones sous-pyrénéennes. *Thèse 3ème cycle, Toulouse*, 143p., 35 fig.
- SEILACHER A. (1982) - Distinctive features of sandy tempestites. In : Cyclic and event stratification. G.Einsele and A. Seilacher eds, Springer-Verlag, p.333-349.
- SERONIE-VIVIEN M. (1972) - Contribution à l'étude du Sénonien en Aquitaine septentrionale. Ses stratotypes : Coniacien, Santonien, Campanien. *Ed. C.N.R.S., Les stratotypes français*, 2, 195p.
- SIEDLECKA A. (1972) - Length slow calcedony and relicts of sulphates. Evidences of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of bear islands Svalbard. *J.S.P.*, Vol.42, n°4, p.812-816.
- SIEDLECKA A. (1976) - Silicified Precambrian evaporite nodules from northern Norway : a preliminary report. *Sed. Geol.*, 16, p.161-175.
- SIGAL J. (1977) - Essai de biozotation du Crétacé méditerranéen à l'aide des Foraminifères planctoniques. *Geol. Med.*, 4, n°2, p. 99-108.
- SLITER W.V. § BAKER R. (1972) - Cretaceous bathymetric distribution of benthic Foraminifera. *Jour. of Foram. Res.*, Vol.2, n°4, p.167-183.
- SMIT J. § TEN KATE W.G.H.Z. (1982) - Trace element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary. Consequences of a large impact. *Cretaceous Res.*, 3, p.307-332.
- SMITH A.C. § PESSAGNO E.A. (1973) - Planktonic Foraminifera and stratigraphy of the Corsicana formation (Maastrichtian), North central Texas. *Cush. Found. Foram. Res.*, spe. pub., n°12, 65p.
- SOLAKIUS N (1983) - Maastrichtien planktonic Foraminifera from northeastern Tunisia. *Lund publications in Geology*, n°2, p. 1-22.
- SOLAKIUS N. (1983) - Biozotation of the Maastrichtian of section II at Kef en Nsoura, Tunis ia, and taxonomy of some Globotruncanidae. *Rev. Esp. Micropal., Madrid*, Vol.X, n°2, p.221-241.
- SORNAY J. (1957) - Articles Campanien et Danien. *Cl. Lexique stratigraphique international*, vol.1, Fasc.4a, p.79-80 et 120-122.
- SOUQUET P., BILOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.J., PEYBERNES B., REY J. (1975) - Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t.281, s.D., p.609-612.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M., DEBROAS E.J. (1977) - Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées. *ed. C.R.D.P., Toulouse*, 17p., 4pl., 1 carte.

- SOUQUET P., PEYBERBES B., BILOTTE M., DEBROAS E.J. (1977) - La chaîne alpine des Pyrénées. *Geol. Alpine*, Grenoble, t. 53, Fasc.2, p.139-216.
- SOUQUET P., REY J., PEYBERNES B., BILOTTE M. (1979) - Notice de la feuille géologique au 1/50.000 du Mas d'Azil. Ed. B. R. G. M., Orléans.
- SPECHT R.W. § BRENNER R.L. (1979) - Storm wave genesis of bioclastic carbonates in Upper jurassic epicontinental mudstones, east central Wyoming. *J.S.P.*, Vol.49, n°4, p.1307-1322, 15 fig.
- SPRECHMAN P. (1981) - Paleocommunities and paleobathymetry of Maastrichtian sublittoral benthonic Foraminifera from western Europe. *N. Jk. Geol. Paläont. Abh.*, p.188-230.
- STORM R.N. § UPCHURCH S.B. § ROBENZWEIG A. (1981) - Paragenesis of "boxwork geodes", Tampa bay, Florida. *Sed. Geol.*, 30, 4, p.275-289.
- SZÓTS E. (1969) - Un contact intéressant entre le Maestrichtien et le Danien dans les Petites Pyrénées. *Proc. of the first Int. conf on planktonic microfossils, Geneva, 1967*, Vol.2, p.672-674, 2pl.
- TAMBAREAU Y (1984) - Les Ostracodes du "Montien continental" de Hainin, Hainaut, Belgique. *Rev. Micropal.* Vol.27, n°2, p.144-156, 2pl.
- TOULEMONT M. (1980) - Les gypses lutétiens du bassin de Paris. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 4, 1, p.245-279.
- TRIAT J.M. § TRUC G. (1974) - Evaporites paléogènes du domaine rhodanien. *Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn.* Vol.XVI, 2, p.235-262.
- TUCKER M. (1976) - Replaced evaporites from the late precambrian of Finmark, Arctic, Norway. *Sed. Geol.* 16, p.193-204.
- VAIL P.R., MITCHUM Jr.R.M. § THOMPSON III S. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3 : Relative change of sea level from coastal onlap. *Mem. A.A.P.G.*, 26, p.63-81.
- VILLAIN J.M. (1975) - "Calcisphaerulidae" (*incertae sedis*) du Crétacé supérieur du Limbourg (Pays-bas) et d'autres régions. *Paleontographica Abt. A*, 149, p.193-242.
- VILLAIN J.M. (1977) - les *Calcisphaerulidae* : Architectures, calcification de la paroi et phylogénèse. *Paleontographica, Abt. A*, 159, p.139-177.
- VILLATTE J. (1962) - Sur l'âge des couches rapportées dans les Petites Pyrénées et le Plantaurel au Danien et au Montien. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux. *Mem. B.R.G.M.*, n°28, p.859-863.
- VILLATTE J. (1962) - Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. *Thèse Sci., Toulouse*, 331p.
- WANNIER M. (1983) - Evolution, biostratigraphie et systématique des *Siderolittinae* (Foraminifères). *Rev. Esp. Micropal.*, Vol.XV, n°1, p.5-37, 7pl.
- WALKER R.G. (1979) - Shallow marine sands. In *Faciès models*. ed. by R.G. WALKER, *Geoscience, Canada*, reprint ser.1, p.75-90.
- WALKER R.G. § DOUGLAS J. CANT (1979) - Sandy fluvial systems. In *Faciès models*. Ed. by R.G. WALKER, *Geoscience, Canada*, reprint ser.1, p.23-32.
- WINNOCK E., FRIED E. § KIEKEN M. (1973) - Les caractéristiques des sillons aquitains. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XV, n°1, p.51-60.
- WOLF. K.H. (1972) - Field criteria for epigenetic supergene versus sedimentary-diagenetic silica concentrations in Cretaceous limestones, Chihuahua, Mexico. *Sed. Geol.*, Vol.8, p.225-237.
- YAPAUDJIAN L. (1972) - Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme). *Mem. B.R.G.M.*, n°77, p.715-744.

LISTE DES FIGURES

Figure:

1	- Contexte géologique du domaine étudié.....	11
2	- Schéma structural des Petites Pyrénées et de leurs Domes annexes.....	12
3	- Les unités lithostratigraphiques du Crétacé terminal et du Paléocène Inférieur dans les Petites Pyrénées et leurs Domes annexes.....	14
4	- Bloc diagramme du sillon sous-pyrénéen à l'Est de Pau vers la fin du Maastrichtien (WINNOCK, FRIED, KIEKEN, 1973).....	16
5	- Coupe longitudinale de la zone flysch (RIFICATEAU, VILLEMINE, 1973).....	16
6	- Relations entre les diverses formations du Sénonien et du Paléocène in- férieur du sillon sous pyrénéen (BILOTTE, TAMBAREAU, VILLATTE, 1983)...17	
7	- Le Campanien stratotypique.....	18
8	- Biozonations de Foraminifères planctoniques du Crétacé terminal: Corrél- ations avec les biozones de Céphalopodes, de Bélemnites et de Forami- nifères benthiques (ROBASZYNSKI et al., 1984).....	20
9	- Biozonations comparées de Foraminifères planctoniques.....	20
10	- Le Maastrichtien dans sa région stratotypique.....	23
11	- Essai de zonation du Crétacé des régions méditerranéennes à l'aide des Foraminifères planctoniques (SIGAL, 1977).....	24
12	- Comparaison du Campanien et du Maastrichtien stratotypiques à l'aide des biozonations de Nannofossiles établies par B.LAMBERT,1980.....	26
13	- Biozonations du Begudo-Rognacien (BABINOT, FREYTET et al. 1983).....	27
14	- Echelle de corrélation stratigraphique du Paléocène. CAVELIER,POMEROL, 1983).....	28
15	- Distribution des Dasycladacées (BASSOULET,1978 et DELOFFRE, GENOT,1982)	29
16	- Répartition stratigraphique des espèces de Characées dans la zone sous- pyrénéenne (MASSIEUX, TAMBAREAU, VILLATTE, 1981).....	30
17	- Mode de représentation des coupes.....	33
18	- Figurés communs aux coupes.....	35
19	- Historique de l'attribution stratigraphique des formations du Crétacé..38 terminal et du Paléocène inférieur dans les Petites Pyrénées (SEGURA,1978)	
20	- Localisation du gisement du Paillon et des niveaux échantillonnés pour l'étude de la Nannoflore.....	41

21	- Répartition des principales espèces de Nannofossiles dans les Marnes de St.Martory et le niveau de transition.(Coupes du Paillon et de St. Marcet).....	44
22	- Les Foraminifères planctoniques du niveau de transition à St.Marcet. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASZYNSKI et al.1984....	45
23	- Séquences élémentaires de dépôt dans le niveau de transition à St. Marcet.....	46
24	- Localisation des coupes levées dans la formation du Calcaire nankin.	49
25	- Coupe dans le Calcaire nankin au bois Dulay.....	50
26	- Coupe dans le Calcaire nankin à Peyrecave.....	52
27	- Coupe dans le Calcaire nankin à Laffite-toupière.....	54
28	- Coupe du Calcaire nankin au Jadet.....	56
29	- Coupe du Calcaire nankin à St.Marcet.....	60
30	- Détail des calcarénites gréseuses rousses (St.Marcet).....	61
31	- Diachronisme de la base de la formation du Calcaire nankin.....	62
32	- Principaux types de faciès présents dans la formation du Calcaire nankin.....	64
33	- Séquence élémentaire à la base des calcarénites gréseuses (St.Marcet)	66
34	- Séquences élémentaires au sein des calcarénites gréseuses (St.Marcet)	68
35	- Synthèse des coupes levées dans le niveau de transition et dans le Calcaire nankin. Evolution.....	70
36	- Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt dans la formation du Calcaire nankin.....	71
37	- Localisation des coupes levées dans la formation des Marnes d'Auzas..	78
38	- Les Marnes d'Auzas dans leur localité type.....	81
39	- Coupe des Marnes d'Auzas à Peyrecave.....	83
40	- Coupe des Marnes d'Auzas à Cassagnau, 1er tronçon.....	85
41	- Coupe des Marnes d'Auzas à Cassagnau. 2nd tronçon.....	86
42	- Principaux types de faciès définis dans la formation des Marnes d'Auzas.....	89

43	- Calcaires bioclastiques d'Auzas : Faciès P Al.....	90
44	- Séquence élémentaire de barre de méandre, Cassagnau.....	95
45	- Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt de la formation des Marnes d'Auzas.....	97
46	- Répartition des faciès dans la formation des Marnes d'Auzas. Evolution.....	98
47	- Localisation des coupes levées dans les Evaporites de Cassagnau....	103
48	- Les Evaporites de Cassagnau dans leur localité type.....	106
49	- Coupe des Evaporites de Cassagnau à Peyrecave.....	109
50	- La barre de Chirette.....	110
51	- Coupe de la série de Pèlerin.....	111
52	- Séquence élémentaire de type Cassagnau.....	112
53	- Différents types d'organisation cristalline de la calcite poecilitique.....	114
54	- Différentes formes cristallines de la silice authigène.....	114
55	- Relations entre les couleurs de cathodoluminescence de la calcite et l'état physico-chimique de la solution de précipitation.....	126
56	- Répartition des couleurs de cathodoluminescence à travers les faciès lithologiques.....	127
57	- Faciès C.L. des dolomicrosparites (faciès lithologique E B).....	135
58	- Faciès C.L. de la calcite spathique.....	135
59	- Séquence de couleur C.L. de la calcite lamellaire.....	137
60	- Les faciès de la barre de Chirette.....	139
61	- Séquence virtuelle de Pèlerin.....	140
62	- Organisation séquentielle de l'ensemble inférieur (Cassagnau) et les différents types de séquences élémentaires.....	142
63	- Synthèse des coupes levées dans les Evaporites de Cassagnau. Evolution du milieu de dépôt.....	144
64	- Localisation des coupes levées dans les Calcaires lithographiques du Tucauou.....	145

65	- La série du Tucauou.....	147
66	- La série d'Aurignac.....	148
67	- La série de Cazeneuve-Montaut.....	148
69	- Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt des Calcaires lithographiques du Tucauou.....	153
70	- Principales attributions stratigraphiques des formations du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur dans les Domes annexes des Petites Pyrénées.....	157
71	- Localisation des coupes levées dans les Marnes bleues de St.Loup..	162
72	- Répartition des Foraminifères planctoniques et des principaux Nanofossiles dans les Marnes bleues à Larcan.....	162
73	- Répartition de la macrofaune et des mésofossiles dans la marnière de St.Loup.....	165
74	- La marnière de St.Loup.....	166
75	- Répartition des Foraminifères benthiques hyalins dans la marnière de St.Loup.....	168
76	- Répartition des Foraminifères benthiques arénacés dans la marnière de St.Loup.....	168
77	- Répartition des Foraminifères planctoniques dans la marnière de St.Loup.....	171
78	- Les Foraminifères planctoniques de Larcan. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASZYNSKI et al., 1984.....	171
79	- Les Foraminifères planctoniques des Marnes bleues de St.Loup. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASZYNSKI et al., 1984. - Apparition des espèces marqueurs dans les différents niveaux de la coupe de St.Loup. Zonation régionale et comparaison à la zonation standard.....	172
80	- Synthèse des données biostratigraphiques fournies par les Marnes bleues de St.Loup.....	175
81	- Variations du contenu micropaléontologique en domaine marin, par différents rapports.(J.REY, 1983). - Séquence de Foraminifères sur une plate-forme continentale actuelle dans un contexte transgressif-régressif (EICHER, 1969).....	176
82	- Evolution du nombre d'espèces de petits Foraminifères benthiques, de la proportion de Foraminifères planctoniques et de la proportion d'Ostracodes dans les Marnes bleues de St.Loup.....	176

83	- Evolution de la proportion de Foraminifères benthiques hyalins et arénacés dans les Marnes bleues de St.Loup.....	176
84	- Répartition des Foraminifères benthiques dans les Marnes bleues de St.Loup.....	179
85	- Distribution des principales familles de Foraminifères benthiques présentes dans les niveaux 1 à 10 de la marnière de St.Loup.....	180
86	- Diagramme triangulaire montrant les proportions de Foraminifères dans différents milieux tropicaux et subtropicaux, au cours du Maastrichtien (SPRECHMAN, 1981).....	180
87	- Répartition des points représentatifs des associations de Foraminifères benthiques hyalins des niveaux 1 à 10 de la marnière de St.Loup, dans le diagramme triangulaire de P.SPRECHMAN.....	180
88	- Répartition de quelques espèces index de milieu dans les niveaux 1 à 10 des marnes bleues de St.Loup.....	182
89	- Localisation des coupes levées dans les Marno-calcaires jaunes de Gensac.....	184
90	- Coupe des Marno-calcaires jaunes à St.Marcet.....	186
91	- Coupe des Marno-calcaires jaunes à Larcan.....	188
92	- Détail des niveaux sommitaux des Marno-calcaires jaunes à Larcan.....	190
93	- Localisation des coupes levées dans les Marno-calcaires jaunes de l'anticlinal de Blajan-Bazordan.....	193
94	- Coupe des Marno-calcaires jaunes aux sources de Lerd.....	194
95	- Coupe des Marno-calcaires jaunes de la route de Monpaisir à Gensac.....	196
96	- Les Foraminifères planctoniques des niveaux sommitaux des Marno-calcaires jaunes de Larcan. Comparaison aux répartitions proposées par ROBASZYNSKI et al. et SIGAL.....	197
97	- Position schématique du point représentatif des associations de Foraminifères hyalins des marno-calcaires jaunes, dans le diagramme triangulaire de P.SPRECHMAN.....	198
98	- Répartition schématique des principaux genres d'Orbitoididés en fonction de l'hydrodynamisme du milieu, à Larcan.....	200
99	- Coupe des Calcaires à Algues de Larcan. - Détail de la discontinuité du toit des Calcaires à Algues.....	204
100	- Localisation des affleurements du Calcaire à Algues et Bryozoaires dans le Dôme de Lespugue-Montmaurin.....	208

101 - La base des Calcaires à Bryozoaires aux sources de Lerd.....	209
102 - Les Calcaires à Bryozoaires au bois de la Taillade.....	212
103 - Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt des Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen/Nizan.....	215
104 - Localisation des coupes levées dans la formation du Calcaire de Lespugue.....	218
105 - Coupe de St. Marcet	220
106 - Coupe de Larcen.....	220
107 - Coupe des Calcaires de Lespugue dans la vallée de la Save.....	222
108 - Coupe des Calcaires de Lespugue dans la carrière du ruisseau de l'arbre vert (vallée de la Seygouade).....	224
109 - Détail des faciès Lg D levés dans la coupe du ruisseau de l'arbre vert.....	225
110 - Coupe du toit de la formation des Calcaires de Lespugue au Ber....	226
111 - Données des sondages effectués dans le prolongement oriental du Dôme de Lespugue-Montmaurin.....	227
112 - Données des sondages effectués dans le prolongement oriental de l'Anticlinal de Blajan-Bazordan.....	228
113 - Distribution des Dasycladacées et des Algues rouges dans les Calcai- res de Lespugue.....	229
114 - Séquence virtuelle des calcaires graveleux de la vallée de la Sey- gouade.....	231
- Séquence paysage.....	231
115 - Evolution des milieux de dépôt dans la partie supérieure des Calcai- res de Lespugue.....	232
116 - Schémas d'extension paléogéographique des unités lithostratigraphi- ques du Crétacé terminal et du Paléocène inférieur dans les Petites Pyrénées et leurs Dômes annexes.....	242
117 - Rappel des datations des unités lithostratigraphiques des Petites Pyrénées et de leurs Dômes annexes.....	241
118 - Coupe synthétique de l'anticlinal d'Aurignac.....	248
119 - Coupe synthétique de l'Anticlinal de St.Marcet-St.Martory; extrémité périclinale Est : secteur Laffite-Auzas.....	249

120 - Coupe synthétique de Larcan.....	250
121 - Coupe synthétique des Dômes annexes des Petites Pyrénées.....	251
122 - Coupe synthétique de St.Marcet.....	252
123 - Séquences de dépôt et discontinuités.....	255
124 - Principales discontinuités et étapes de l'évolution sédimentaire. Comparaison à la courbe de Vail.....	259
125 - Evolution paléogéographique.....	261
126 - Relations des corps sédimentaires; les principales étapes de l'évo- tion du domaine de sédimentation.....	263
127 - Comparaison des échelles biostratigraphiques du Maastrichtien.....	266

LISTE DES PLANCHES

Planche

1 - Le Calcaire nankin au Jadet.....	57
2 - Microfaciès des calcarénites ocre et des niveaux bioclastiques associés.....	73
3 - Faciès de domaine proche paraliqye moyennement confiné : P A.....	90
4 - Faunes typiques des Marnes d'Auzas.....	92
5 - Faciès P C3 : Biomicrites à Charophytes.....	94
6 - Corps gréseux à stratifications obliques (Cassagnau).....	95
7 - Les Evaporites de Cassagnau dans leur localité type.....	107
8 - Les Evaporites de Cassagnau à Peyrecave.....	108
9 - Microfaciès des faciès lithologiques E A et E B.....	117
10 - Microfaciès du faciès lithologique E B	119
11 - Microfaciès du faciès lithologique E C	121
12 - Microfaciès du faciès lithologique E D	123
13 - Microfaciès des faciès lithologiques E E et E F	125
14 - Couleurs de cathodoluminescence des faciès lithologiques E A et E B.....	129

15 - Couleurs de cathodoluminescence des faciès calcitisés E C	131
16 - Couleurs de cathodoluminescence des faciès lithologiques E D, E E et E F	133
17 - Les Céphalopodes de la Marnière de St.Loup.....	167
18 - Microfaciès des Marno-calcaires jaunes à St.Marcet.....	187
19 - Les Marno-calcaires jaunes à Larcen.....	191
20 - Micro- et macrofaunes caractéristiques des Marno-calcaires jaunes..	201
21 - Les Calcaires à Algues de Larcen.....	207
22 - Microfaciès des Calcaires à Bryozoaires de Nizan.....	211
23 - Microfaciès des Calcaires de Lespugue, partie inférieure de la for- mation.....	235
24 - Microfaciès des Calcaires de Lespugue (faciès Lg A, Lg B, Lg C)....	237
25 - Microfaciès des Calcaires de Lespugue (faciès lg D)	239