

LE JURASSIQUE  
DU  
QUERCY

GENERALITES

LIVRET-GUIDE D'EXCURSION

René CUBAYNES, Philippe FAURE, Pierre HANTZPERGUE,  
A. LEFAVRAIS-RAYMOND, Thierry PELISSIE et Jacques REY

avec la contribution de Jean DELFAUD.

---

Strata

Série 2, Vol. 7

p. 1 - 159, 57 fig., 4 tab.

1987

---

## LES AUTEURS

René CUBAYNES

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,  
Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules Guesde  
31062 Toulouse Cédex

Philippe FAURE

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,  
Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules-Guesde  
31062 Toulouse Cédex

Pierre HANTZPERGUE

Laboratoire de Géologie stratigraphique et structurale  
Université de Poitiers, 40 avenue du Recteur Pineau  
86022 Poitiers Cédex

A. LEFAVRAIS-RAYMOND

Mas de la Croix, BEDUER, 46100 Figeac

Thierry PELISSIE

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,  
Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules Guesde  
31062 Toulouse Cédex

Jacques REY

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,  
Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules Guesde  
31062 Toulouse Cédex

## LISTE DES PARTICIPANTS

B. ALABOUVETTE	Th. DUMONT
J. ALLEMAN	S. ELMI
Y. ALMERAS	R. ENAY
J.G. ASTRUC	M.C. ENRIQUES
F. ATROPS	Ph. FAURE
J.C. BARFETY	A. FELZINES
P. BERNIER	Ch. GAILLARD
M. BILOTTE	J. GEYSSANT
Y. BODEUR	A. DE GOER DE HERVE
A. BOULLIER	P. HANTZPERGUE
J. BOURQUIN	M. HANZO
R. BROSSÉ	A. HARY
P. BULARD	G. LAFAURIE
M.C. CARAPITO	B. LATHUILIERE
E. CARIOU	A. LEFAVRAIS-RAYMOND
D. CONTINI	Cl. LORENZ
Th. CHEVALIER	J. LORENZ
P. CLARI	J. MAGNE
R. CUBAYNES	Ch. MANGOLD
G. DARDEAU	L. MARTIRE
S. DEBRAND-PASSARD	R. MOUTERDE
E.J. DEBROAS	Th. PELISSIE
H. DELANCE	R. REY
J. DELFAUD	C. RUGET
F. DEPECHE	
O. DUGUE	

Les auteurs . . . . .	p.	2
Les participants . . . . .	p.	3
Le programme . . . . .	p.	7

## LE JURASSIQUE DU QUERCY - GENERALITES

1. Aperçu sur la géologie du Quercy . . . . .	p.	11
2. Les travaux sur le Jurassique du Quercy . . . . .	p.	18
3. Les unités lithostratigraphiques . . . . .	p.	19
4. Les principales discontinuités sédimentaires . . . . .	p.	35
5. L'organisation séquentielle . . . . .	p.	38
6. L'évolution paléogéographique . . . . .	p.	43
7. Les principaux facteurs de l'évolution géodynamique . . . . .	p.	58
 Bibliographie . . . . .	p.	61
 Proposition d'organisation scalaire des séquences sédimentaires du Jurassique du Quercy (contribution de J. DELFAUD) . . . . .	p.	69

## LIVRET-GUIDE DE L'EXCURSION

### 1. PREMIERE JOURNEE

Le Lias du Quercy méridional (région de la Grésigne et des Gorges de l'Aveyron) . . . . .	p.	77
----------------------------------------------------------------------------------------------	----	----

### 2. DEUXIEME JOURNEE

Le Lias réduit de la région de Figeac - Capdenac . . . . .	p.	115
La sédimentation synrift du Dogger inférieur et l'épisode évaporitique du Kimméridgien basal dans la vallée du Lot . . . . .	p.	127

### 3. TROISIEME JOURNEE

Le Jurassique supérieur entre le Lot et la Dordogne . . . . .	p.	143
---------------------------------------------------------------	----	-----

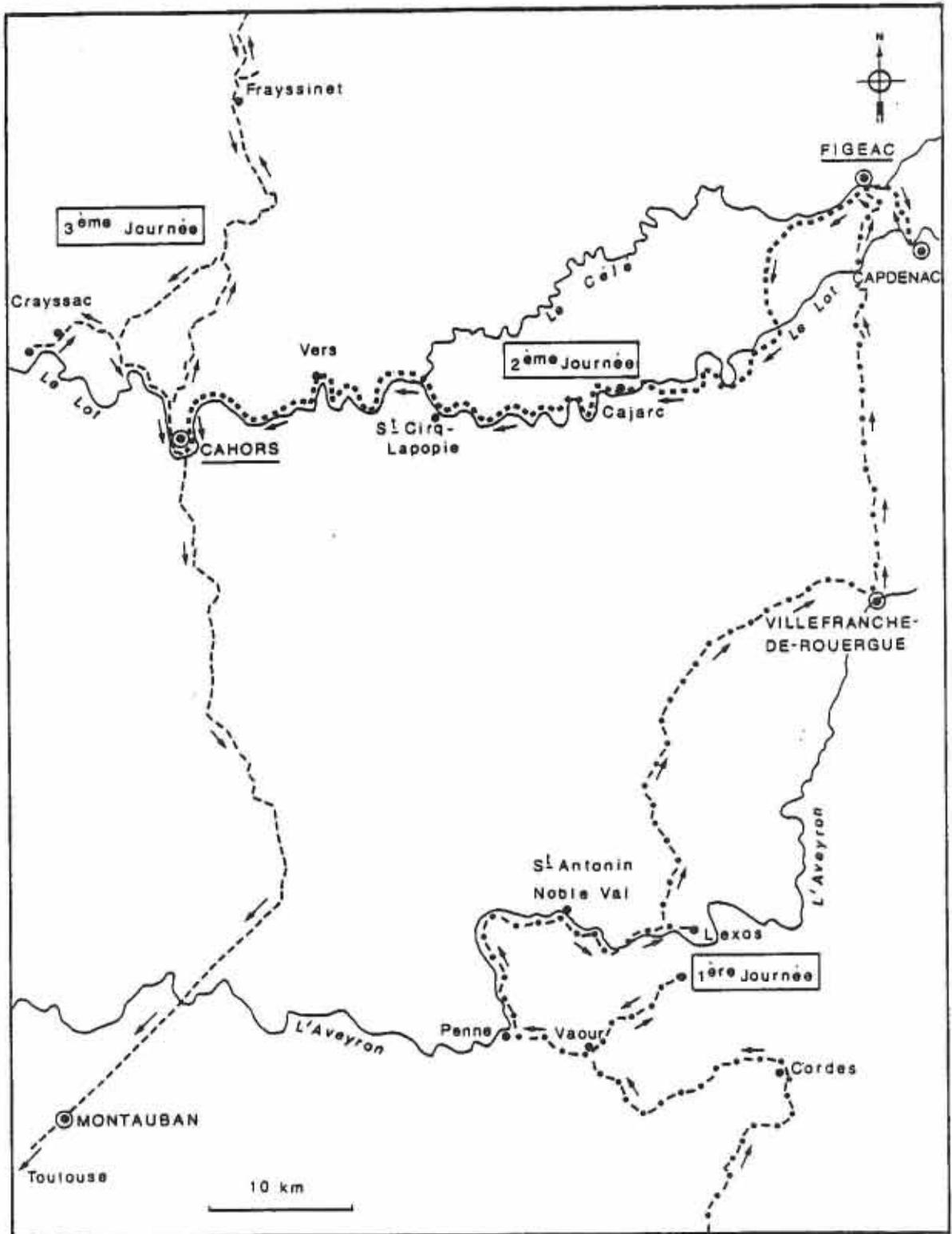


Fig. 1: Itinéraire de l'excursion.

## LE PROGRAMME

(Fig. 1)

### 1. Première Journée (Vendredi 2 Octobre 1987)

Toulouse - Figeac (250 km) : le Lias du Quercy méridional (région de la Grésigne et des Gorges de l'Aveyron), par R. Cubaynes et Ph. Fauré.

- 1.1. Carrière des Cabannes : formation des Dolomies du Maillet (Hettangien).
- 1.2. Carrière de Campagnac : formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles (Sinémurien).
- 1.3. Coupe de Milhars : formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac (Lotharingien) et discontinuités D3 et D4.
- 1.4. Arrêt - repas, à Vaour.
- 1.5. Carrière de Penne - Château <sup>a</sup>Grénier : la Barre à Pecten (Domérien) et les Schistes carton (membre inférieur de la formation toarcienne des Marnes et calcaires de Penne).
- 1.6. Penne : les Marnes et calcaires à Hildoceras (membre médian de la formation toarcienne des Marnes et calcaires de Penne).
- 1.7. Carrière de Lexos : les Marnes noires à Pseudogrammoceras, la formation toarcienne des Marnes et calcaires de Lexos, les calcaires aaléniens à Leioceras opalinum.

Le soir, à Figeac, visite de l'exposition des Ammonites du Quercy collectées par G. Lafaurie.

Coucher à Figeac (Hôtel Paramelle et du Pont du Pin).

### 2. Deuxième Journée (Samedi 3 Octobre 1987)

Figeac - Cahors (105 km) : le Lias réduit de la région de Figeac - Capdenac, par R. Cubaynes et A. Lefavrais-Raymond ; la sédimentation synrift du Dogger inférieur et l'épisode évaporitique du Kimméridgien basal dans la vallée du Lot, par Th. Pélissié.

- 2.1. à 2.4. Sortie Nord de Capdenac : le Lias réduit de Capdenac.
- 2.5. Le saut de la Mounine : observation générale de la succession lithostratigraphique du Dogger et Arrêt - repas.
- 2.6. Coupe du Pech Affamat (vallée du Lot) : la sédimentation au sommet du Bajocien.
- 2.7. Anticlinal de la Toulzanie - Analyse du paysage
- 2.8. Coupe de Saint-Martin-Labouval . Les séries réduites du Toarcien.
- 2.9. Coupe du Moulin de Nouaillac. Les brèches polygéniques de la formation de Cras (kimméridgien inférieur).

Coucher à Cahors (Hotel La Chartreuse), après réception par le Sénateur-Maire de Cahors et l'Assemblée Générale du Groupe Français d'Etude du Jurassique.

### 3. Troisième Journée (Dimanche 4 Octobre 1987)

Cahors - région de Frayssinet et de Crayssac. - Cahors - Toulouse (230 km) : Le Jurassique supérieur entre le Lot et la Dordogne, par P. Hantzpergue.

- 3.1. Coupe de Roquedure : contact entre la formation des "Calcaires bioturbés à galets mous" et les "Calcaires argileux" de la sous-zone à Chatellaillonensis (Kimméridgien inférieur) - Discontinuité D 23.
- 3.2. Coupe de Pond de Rhodes : Les "Calcaires noduleux à Nanogyra virgula". Discontinuité D 26.
- 3.3. Coupe de Gaboulet : Discontinuité D 27 et base de la formation de Parnac.
- 3.4. coupe de la R.N. 20, à Peyrebrune : les bancs repères à Vertébrés de la formation de Parnac.
- 3.5. Coupe du Mas de Maury : la limite Kimméridgien - Portlandien (Discontinuité D 30). La base de la formation de Salviac.

Arrêt - repas

- 3.6. Coupe de la Cévenne de Crayssac : la succession du Kimméridgien inférieur.
- 3.7. Coupe de la Carrière Meneses Luis, à Crayssac : les faciès intertidaux de la partie inférieure de la formation de Cazals.

Retour à Toulouse.



LE JURASSIQUE DU QUERCY

GENERALITES



## 1. - APERCU SUR LA GEOLOGIE DU QUERCY

### 1.1. Esquisse géographique et structurale

Formant la bordure nord-occidentale du bassin d'Aquitaine, le Quercy correspond à une bande de terrains jurassiques longue de 200 km, large de 10 à 80 km (fig. 2,3), qui sépare le socle hercynien du Massif Central, au Nord-Est et à l'Est, des terrains crétacés et tertiaires du Périgord (à l'Ouest) et de l'Agenais (au Sud). Cette bande s'amincit progressivement vers le Nord-Ouest, en bordure du bassin permien de Brive. D'un point de vue géomorphologique s'opposent deux domaines de composition différente :

- la dépression liasique du Limargue et du Terrefort, à l'Est. La dépression du Terrefort est dominée par l'escarpement du socle hercynien, à dénivélé de près de 200 m, créé par la faille de Villefranche-de-Rouergue. Au Sud de l'Aveyron, les affleurements du Lias quercynois s'achèvent dans la région très accidentée de la Grésigne, comprise entre la faille de Villefranche-de-Rouergue, à l'Est, et les terrains tertiaires du bassin d'Aquitaine, au Sud et à l'Ouest.

- les Causses du Quercy (ou "Causses mineurs"), à l'Ouest et au Sud-Ouest, à modelé typiquement karstique (dolines, poljé, vallées sèches, "igues"), entaillées par des rivières profondément encaissées qui différencient plusieurs entités géographiques :

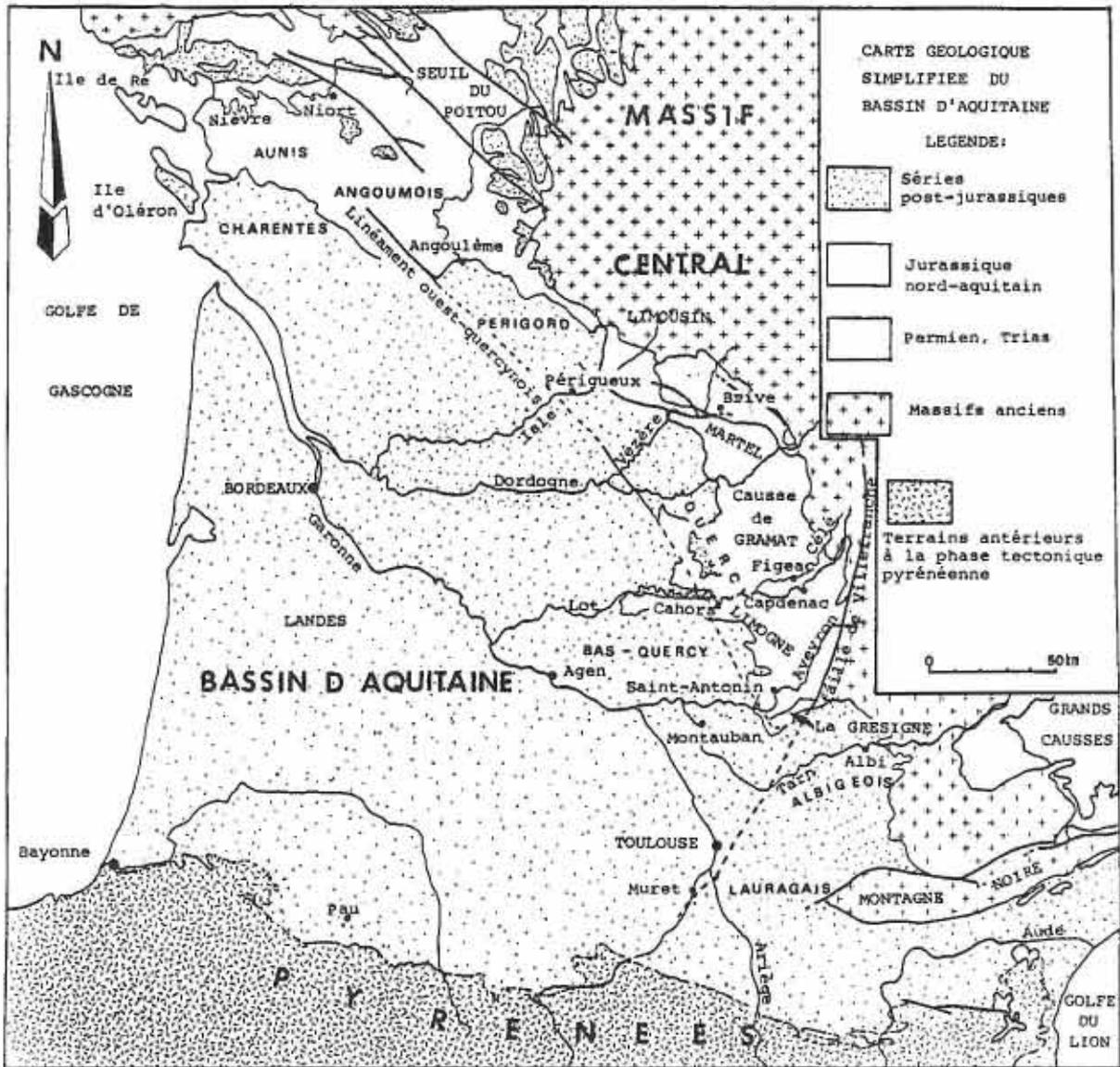
- . Causse de Martel, au Nord de la Dordogne ;
- . Causse de Gramat, entre la Dordogne et le Célé, puis le Lot ;
- . Causse de Saint-Chels, entre le Célé et le Lot ;
- . Causse de Limogne, entre le Lot et l'Aveyron.

Grâce à cette disposition géographique des affleurements, l'itinéraire de l'excursion empruntant un tracé général Sud-Nord (de la Grésigne à Figeac) puis Est-Ouest (de Figeac à la région de Cahors) nous permettra de recouper successivement et dans leur ordre chronologique les divers termes stratigraphiques du Jurassique.

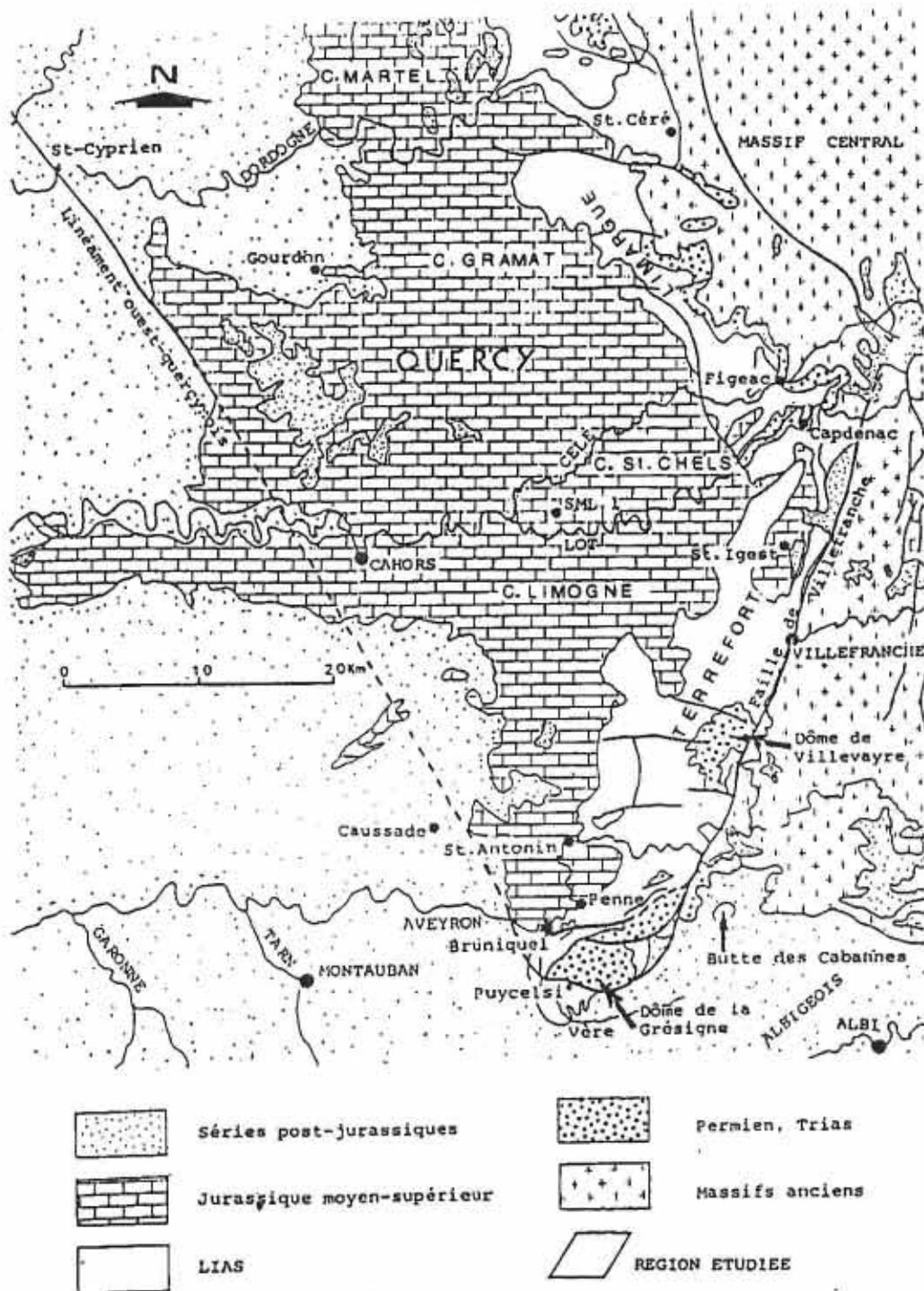
Par sa composition sédimentaire et son évolution structurale, le Quercy fait partie de la plate-forme nord-aquitaine, caractérisée par sa grande stabilité (toit du socle rarement à plus de 2 km de profondeur, épaisseur du Trias et du Jurassique atteignant 1000 à 1700 m d'épaisseur) et par un faible pendage général (2 à 3%) vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Ainsi cette plate-forme descend lentement de la surface (affleurements du Limousin) jusqu'à 2000 m de profondeur à son extrémité méridionale. Cette plate-forme est séparée des bassins sud-aquitains, plus méridionaux, mobiles et à forte subsidence, par la flexure celtaquittaine [Winnock, 1973]. Cet accident majeur, orienté N 120° E, qui va d'Arcachon à Toulouse et Carcassonne, abaisse le tréfonds hercynien de - 2000 m à - 5000 m selon une pente qui atteint 10 à 20 % ; il se prolonge actuellement par la pente continentale sud-armoricaine.

Le Quercy est affecté par trois directions majeures de fracturation (fig. 4) :

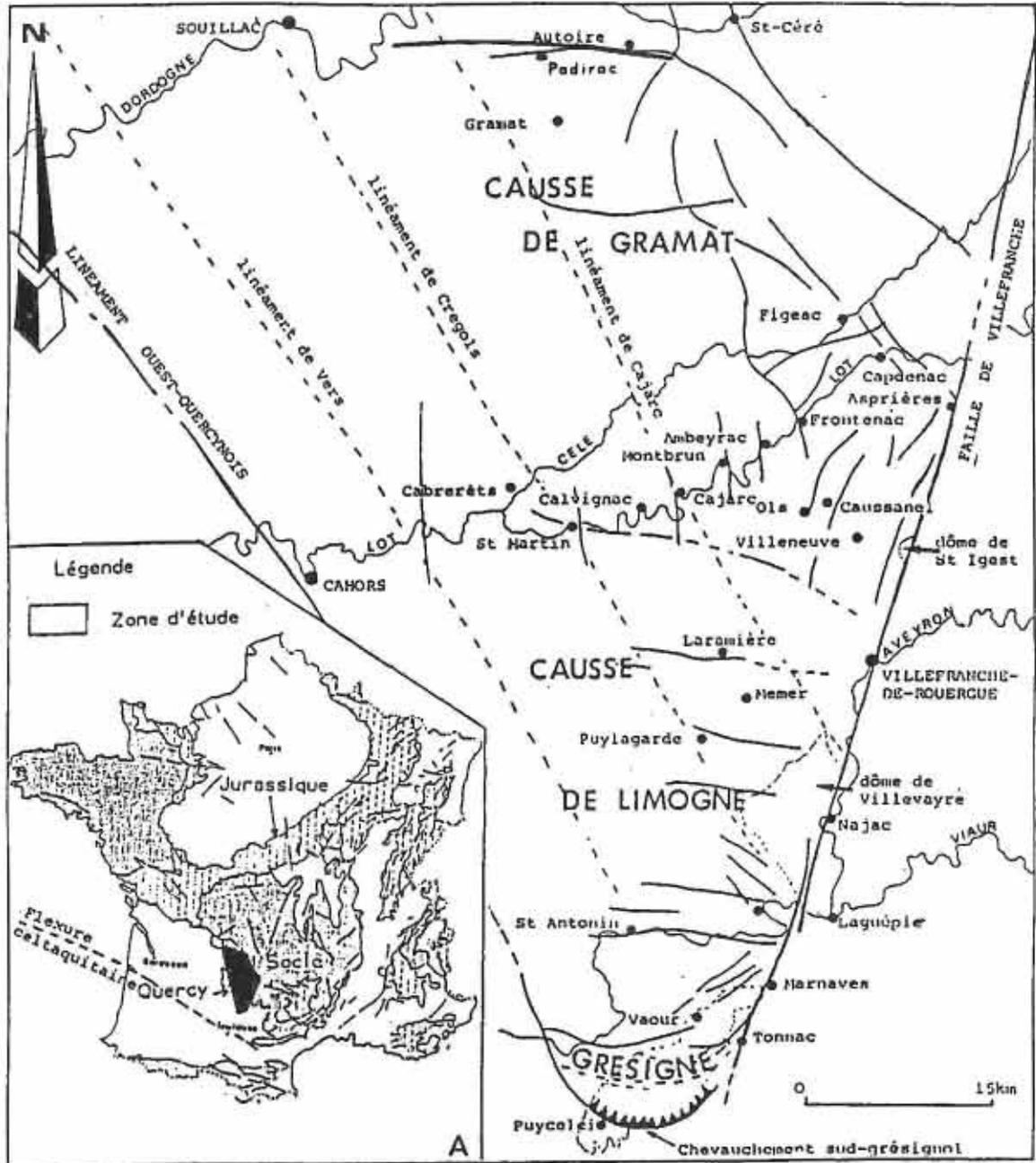
- la direction NNE - SSW, plus particulièrement exprimée par la faille de Villefranche-de-Rouergue (N 20° E) qui sépare le socle rouergat du Jurassique quercynois. Prolongement de la zone faillée du grand sillon houiller qui traverse le Massif Central, elle se poursuivrait plus au Sud par un système d'accidents emprunté, de Saint-Martory à Toulouse, par le tracé de la Garonne. Ce faisceau



**Fig. 2 :** Carte géologique simplifiée du Bassin d'Aquitaine.



**Fig.3** : Cadre géologique et structural du Quercy.  
 (les principaux éléments tectoniques : failles, linéaments, dômes ...  
 sont rapportés sur la figure 4). (R. CUBAYNES, 1986)



**Fig.4** : Structures tectoniques de la partie sud de la plate-forme quercynoise. (d'après R. Cubaynes, 1986).

de fractures, long de 400 km, révèle dans sa partie affleurante un important jeu sénestre tardi-hercynien, suivi de reprises jusqu'au Quaternaire [J.G. Astruc, 1987]. Cette direction possède de multiples repliques, discontinues, sur les Causses jurassiques [Th. Pelissié, 1982 ; D. Bonijoli et A. Lefavrais-Raymond, sous-presse].

- la direction NW - SE, correspondant principalement au tracé du linéament ouest-quercynois. Cet accident est connu en gravimétrie et magnétométrie sur 150 km de long, entre Lavarat et la région de Cahors, délimitant au Sud la structure de la Grésigne. Il se poursuivrait vers le NW jusqu'en Charentes, par le pli-faille de Saint-Cyprien et l'alignement de la Tour Blanche, à Périgueux et à Cognac, avec des jeux tardi-hercyniens, anté-cénomaniens et tertiaires. Cette grande discontinuité pourrait marquer dans le socle la limite sud-ouest de la ceinture orogénique d'âge dévonien Vendée-Rouergue [M. Durand-Delga, 1980]. La même direction se manifeste sur le Causse de Limogne par plusieurs linéaments qui jalonnent des bandes tectonisées [Th. Pelissié, 1982] : linéaments de Vers, Crégols, Cajarc.

- la direction E - W matérialisée par des linéaments qu'empruntent en partie les tracés des grandes rivières (Dordogne, Lot, Aveyron) et soulignée par différentes failles, en particulier dans la région de la Grésigne mais aussi sur les Causses de Gramat (faille de Padirac) et de Limogne.

Si les phénomènes cassants sont prépondérants dans le Quercy, du fait de la compétence élevée de la masse carbonatée, il existe cependant diverses structures plissées cartographiables. Les plus importantes d'entre elles sont :

. l'anticlinal très dissymétrique de la Grésigne, à l'extrémité méridionale, chevauchant vers le Sud les conglomérats éocènes. Ce pli résulterait [M. Durand-Delga, 1979] du coulisement vers le Sud, à l'Eocène d'un bloc crustal en coin, compris entre deux linéaments convergents vers le Sud, la faille de Villefranche-de-Rouergue et le linéament Ouest-quercynois.

. l'anticlinal de Saint-Martin-Labouval, entre les vallées du Lot et du Célé qui résulterait lui-aussi de la réactivation de deux familles d'accidents (N 140° E, jouant en décrochement dextre et N 20° E, jouant en décrochement sénestre) engendrant le pli par blocage à leur intersection.

## 1.2. L'évolution paléogéographique

Six étapes peuvent être reconnues dans l'évolution paléogéographique de la plate-forme nord-aquitaine au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque [R. Curnelle, P. Dubois, J.C. Seguin, 1980 ; R. Curnelle et P. Dubois, 1986] :

A. La création du bassin d'Aquitaine au Trias, avec sédimentation sur sa bordure septentrionale et orientale (fig.5) de dépôts peu épais (100 à 300 m), terrigènes et évaporitiques, dans des environnements de cônes alluviaux, plaines d'inondation et sebkhas, localisés dans une succession de petits grabens d'orientation générale NE - SW.

B. L'installation et le développement de la plate-forme marine aquitaine. L'ensemble du bassin d'Aquitaine (avec sa bordure quercynoise au NE) est progressivement mis en eau au cours du Lias inférieur, puis très généralement immergé du Lias moyen au Jurassique supérieur. Le bassin d'Aquitaine se présente

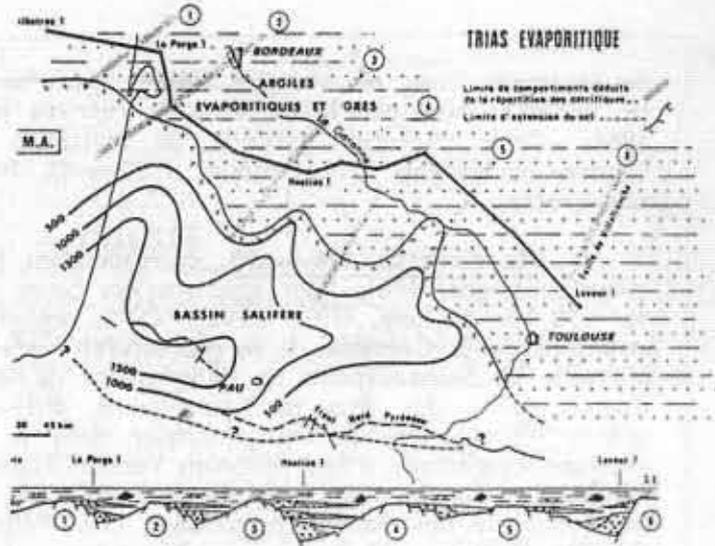


Fig. 5 : Schéma des zones de sédimentation du Trias évaporitique.



Fig. 6 : Schéma des zones de sédimentation du Lias inférieur.

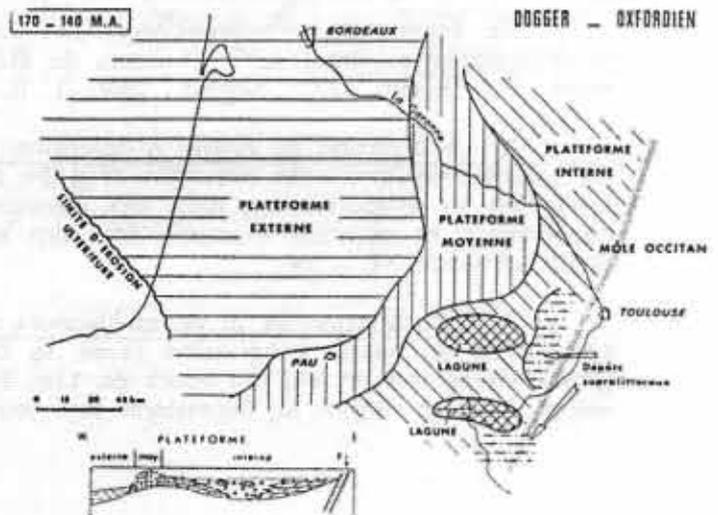


Fig. 7 : Schéma des zones de sédimentation au Dogger-Oxfordien.

(R. CURNELLE, P. DUBOIS, J.C. SEGUIN, 1980)

alors comme une plate-forme marine, relevée vers l'Est en direction du haut-fond ou môle occitan (approximativement aligné le long de la faille de Villefranche-de-Rouergue), et s'abaissant à l'Ouest pour s'ouvrir sur la marge stable du proto-Atlantique. Sur cette plate-forme se différencient, d'une manière générale, des lignes de faciès dirigées N - S (fig. 6,7). Ce dispositif, notamment sensible au Carixien [A. Lefavrais-Raymond et G. Lafaurie, 1980], pourrait résulter d'une évolution extensive de l'ouverture atlantique et avec l'ouverture et l'expansion Téthys ligure [B. Peybernès, Th. Pélissié, 1985].

C. La dislocation de la plate-forme aquitaine au Jurassique terminal - Crétacé inférieur. Amorcée à l'Oxfordien supérieur, une importante phase de différenciation morphologique par distension crustale du bassin d'Aquitaine se développe au cours du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. La polarité sédimentaire passe progressivement de la disposition Nord-Sud (Atlantique) des lignes d'isofaciès à une polarité Est-Ouest (pyrénéenne). Au Sud de la flexure celtaquittaine s'ouvrent alors les divers bassins sédimentaires sud-aquitains. Mais la plate-forme nord-aquitaine reste un domaine stable, avec une évolution sédimentaire sous contrôle eustatique et une polarité atlantique lors du Kimméridgien - Portlandien. Au crétacé inférieur, elle est exondée.

D. Les submersions de la plate-forme nord-aquitaine au Crétacé supérieur. Au Crétacé supérieur, alors qu'au Sud de la flexure celtaquittaine se créent et se comblent divers sillons de flyschs en relation avec la structuration des Pyrénées, la plate-forme nord-aquitaine remarquablement stable est partiellement recouverte par des eaux marines transgressives depuis le Sud-Ouest. La submersion en plusieurs étapes scande probablement les variations globales du niveau des mers : au Cénomanién, la mer envahit les zones basses de la topographie précédente [J.G. Astruc, 1986] ; avec le Turonien, la transgression s'affirme ; la mer s'approfondit, et recouvre probablement la majeure partie du Quercy [J.G. Astruc, 1987]. Au cours du Coniacien, la tranche d'eau diminue par comblement et la mer quitte définitivement le Quercy.

E. Les répercussions de l'orogénèse pyrénéenne sur la plate-forme nord-aquitaine, au Crétacé terminal - Éocène. Du Maastrichtien à l'Éocène inférieur, la bordure nord-orientale du bassin d'Aquitaine va se soulever, en écho à la tectorogénèse pyrénéenne. Le littoral marin est d'abord repoussé vers le Sud, le long de la flexure celtaquittaine, puis vers l'Ouest. Sur la plate-forme nord-aquitaine, les accidents du socle sont réactivés et induisent la formation des plis (Grésigne, Saint-Martin-Labouval... ).

Durant cette période, une altération ferrallitique kaolinisante affecte préférentiellement les calcaires gréseux coniaciens [J.G. Astruc, 1987]. Les altérites silicifiées forment de véritables cuirasses ferrugineuses.

F. L'évolution post-pyrénéenne de la plate-forme nord-aquitaine. A la fin du Bartonien, les molasses d'origine pyrénéenne progradent sur les Causses Jurassiques du Quercy et commencent à bloquer les écoulements du réseau hydrographique en direction du bassin. Des lacs s'installent alors au pied des reliefs calcaires. Au Sud-Est du Quercy (Causses de Limogne et de Saint-Chels principalement) des paléokarsts se développent dans les formations jurassiques, avec un remplissage d'argiles phosphatées (phosphorites du Quercy).

A l'Oligocène, les altérites sont localement reprises en dépôts alluviaux [J.G. Astruc, 1987] : formation de Saint-Denis-Catus. Les molasses poursuivent leur progradation vers le Nord. Au Miocène, l'ensemble du Causse Jurassique est

recouvert par des molasses à dominante carbonatée ; les Karsts sont complètement fossilisés.

Au Pliocène et au Quaternaire, la bordure nord-orientale du bassin d'Aquitaine se soulève. Les vallées s'encaissent (parfois de plus de 100 m) et la morphologie acquiert ses traits majeurs actuels.

L'évolution géodynamique de la plate-forme nord-aquitaine est ainsi ponctuée par différentes phases d'événements tectoniques récemment révélées par plusieurs travaux d'analyses structurales [D. Bonijoly, 1980 ; R. Boichard, G. Druillion, 1982 ; Th. Pélissié, 1982] :

- distension WNW - ESE dans l'intervalle Jurassique inférieur à Jurassique moyen, avec paroxysme au Lias moyen ;
- distension NNE-SSW dans l'intervalle Jurassique supérieur à Crétacé ;
- compression N - S à l'Eocène ;
- distension E - W à l'Oligocène ;
- compression E - W au Miocène.

## 2. - LES TRAVAUX SUR LE JURASSIQUE DU QUERCY

A la suite des premières observations dues à [Dufrenoy et Elie-de-Beaumont, 1841 ; Magnan, 1869 ; Glangeaud, 1895] et des premiers levés de cartes géologiques au 1/80.000 (Vasseur, Fournier, Mouret ... ), c'est à [Thevenin, 1903] que l'on doit la première synthèse sur le Jurassique du Quercy dans son "Etude géologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central". Les données essentiellement stratigraphiques qui y figurent ont ensuite servi de base à tous les travaux portant sur cette région.

Le regain d'intérêt pour la géologie du Quercy qui s'est manifesté dans les années 1940 est lié à la révision des cartes géologiques au 1/80.000 de Gourdon [Bergounioux, 1948], Montauban [Geze, 1949], Cahors [Geze, Cavaillé et Durand-Delga, 1942-1946], Rodez [Geze et Cavaillé, 1942, 1946, 1948], Figeac [Geze et Cavaillé, 1956, 1964]. Il convient de citer aussi la mise en évidence des cycles sédimentaires dans le Lias [Geze, Durand-Delga et Cavaillé, 1947], les premières études tectoniques par [Ellenberger, 1937, 1938] et [Geze, 1947]. Les premières recherches micropaléontologiques sont l'oeuvre de [Dufaure, 1958] qui, dans le cadre d'une étude sur les microfossiles du Sud de la France, décrit quelques Foraminifères et Algues du Quercy. Les thèses de 3ème cycle de F. Depeche sur la stratigraphie du Causse de Saint-Chels (1967) et de J. Fabre sur la Géologie de la Grésigne (1971) ont contribué au développement des connaissances sur le Jurassique quercynois. L'étude de nombreux sondages implantés dans la région de Figeac pour la recherche minière a permis à A. Lefavrais-Raymond et Y. Le Calvez de présenter des études stratigraphique et micropaléontologique détaillées sur le Lias (1970 à 1975).

Une nouvelle approche des ensembles sédimentaires est proposée par J. Delfaud. Dans de nombreuses publications (en particulier 1967, 1972, 1975, 1980) ; il analyse sous l'angle séquentiel l'ensemble des séries jurassiques du Quercy, et les intègre dans le cadre plus vaste de l'évolution géodynamique du bassin d'Aquitaine. Cette fructueuse démarche est poursuivie par d'autres travaux, plus localisés ou concernant un intervalle de temps plus limité : [Th. Pélissié, 1982] ; [S. Megelink-Assenat, 1982, 1983] ; [C. Grignac, 1983] ; [R. Cubaynes, Cl. Boutet, J. Delfaud et Ph. Fauré, 1984] ; [J. Rey, B. Peybernès et Ph. Fauré, 1981] ; [P. Hantzpergue et G. Lafaurie, 1983].

Nous mentionnerons par ailleurs les aspects tectoniques développés par [F. Arthaud et P. Choukroune, 1972] ; [M. Durand-Delga, 1979] ; [E. Poitevin, 1979] ; [D. Bonijoly, 1980] ; les recherches sur l'évolution diagenétique de [R. Boichard et G. Drullion, 1982], les études palynologiques de [Cl. Boutet, 1981], les apports cartographiques et stratigraphiques des géologues du B.R.G.M. (A. Lefavrais-Raymond et J.G. Astruc) dans le cadre de levés de feuilles au 1/50.000 et les récoltes d'amateurs éclairés, tel G. Lafaurie.

Les recherches les plus récentes sur le Jurassique quercynois ont eu pour ambition d'associer un examen approfondi et renouvelé du contenu macro et micropaléontologique à une analyse lithostratigraphique et sédimentologique détaillée, prenant en compte l'examen des faciès et séquences aux diverses échelles. Les analyses et synthèses ont été publiées dans divers mémoires exhaustifs, dans le cadre de thèses d'Etat ou de 3ème Cycle :

- . R. Cubaynes (1986), sur le Lias du Quercy méridional ;
- . Th. Pélissié (1982), sur le Dogger et le Malm du Causse de Limogne ;
- . P. Hantzpergue (1987), sur le Malm du Quercy et des Charentes.

Ces travaux ont servi de trame pour l'élaboration de l'excursion 1987 du Groupe Français d'Etude du Jurassique.

### 3. - LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

#### 3.1. Lias

Nous avons décomposé le Lias quercynois en 10 formations et 16 membres (Tab.1, 2) à dominante calcaire pour le Lias inférieur et marneuse pour le Lias moyen et supérieur (Fig. 8) :

- La formation des Grès de la Madeleine (0 à 90 m)

Reposant en discordance sur le Paléozoïque de la bordure sud-ouest du Massif Central et sur des formations molassiques du Carbonifère supérieur - Permien, cet épandage fluviatile, essentiellement grés-argileux, précède la sédimentation lagunaire de l'Hettangien. L'épaisseur de cette série détritique est très variable. Nulle à l'Est de Capdenac où l'Hettangien dolomitique repose directement sur le substratum, elle atteint 80 m à 90 m au Sud-Ouest, dans la vallée du Lot. Cet ensemble silico-clastique diminue progressivement d'épaisseur vers le SSW (40 à 50 m dans le dôme de la Grésigne, 10 m dans le sondage de Nègrepelisse). La granulométrie des dépôts décroît dans le même sens (Grignac, 1983).

Les éléments de datation, fournis essentiellement par des microflores continentales, révèlent le diachronisme de cette formation qui semble d'autant plus récente que l'on se déplace du Sud (région de la Grésigne) vers le Nord (région de Figeac-Capdenac) :

- . microflore d'âge Norien à Classopollis sp. et Ovalipollis pseudoalatus (Thiegart) dans les grès du sondage de Nègrepelisse (Grignac, 1983) ;

- . microflore d'âge Carnien-Norien à Camosporites, Enzonasporites, Ovalipollis, Duplicisporites et Paracirculina dans la base des grès de la Grésigne (Boutet, 1980) ;

. microflores hettangiennes à Classopollis dans les grès des sondages de la région de Figeac (Grignac et Taugourdeau-Lantz, 1982 ; Grignac, 1983) ;

. macroflore hettangienne à Voltzia ribeiroi, Equisetites cf. pseudo-hoerensis, Otozamites conimbricensis dans les grès fins au sud-ouest de Figeac (Doublinger et al, 1985).

- La formation des Dolomies du Maillet (60 m)

Elle est limitée à sa base par les Grès de la Madeleine et, à son sommet, par les Brèches calcaréo-dolomitiques. Elle se divise en deux membres qui sont, de la base au sommet : le membre des Dolomies en dalles (40 m dans la Grésigne) puis le membre des Dolomies et argiles vertes (20 m dans la Grésigne).

- Les Dolomies en dalles sont disposées en bancs centimétriques à décimétriques avec de rares passées marno-dolomitiques finement laminées. Cette unité montre une évolution verticale avec la succession de quatre types de séquences tidalitiques métriques, ordonnées du domaine infralittoral au domaine médiolittoral. Le développement des biofaciès à Eomiodon (Freneix et Cubaynes, 1984) puis des faciès laminés stromatolithiques, puis des faciès à évaporites ou des brèches de dissolution, caractérise un milieu marin de faible énergie, avec des tendances au confinement.

Le seul élément de datation nous est fourni par une association hettangienne de Lamellibranches à Cuneigervillia et Eimiodon.

- Le membre des Dolomies et argiles vertes tire son originalité du développement, en sommet de séquence tidale, des argiles supralittorales à Classopollis. Les faciès sont ceux de lagunes ouvertes, de marais maritime voire de sebkha, avec des mouchetures d'évaporites et des brèches de dissolution.

Ce membre est daté de l'Hettangien par des faunes de Lamellibranches à Parallelodon hettangiensis (Terquem), Cuneigervillia, Modiolus et Pteromya (Freneix et Cubaynes, 1984) et par des microflores continentales à Classopollis et Araucariacites suggérant un climat chaud et sec de type tropical (Boutet, 1981).

Nous envisageons des passages latéraux de faciès entre la formation des Dolomies du Maillet et la formation des Grès de la Madeleine. Dans les 20 km qui séparent le dôme de Najac-Villeveyre des affleurements les plus méridionaux de la vallée du Lot, la totalité du membre des Dolomies en dalles disparaît. Les passages latéraux de faciès entre ces Dolomies en dalles et les Grès de la Madeleine pourraient se faire par l'intermédiaire de sédiments argilo-dolomitiques. La discontinuité n° 2 interrompt cette formation.

- La formation des Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac  
(de 70 m en Grésigne à plus de 100 m, dans la région de Figeac-Capdenac)

La majeure partie de cette formation est constituée d'un ensemble de Brèches calcaréo-dolomitiques (30 m d'épaisseur en Grésigne) qui s'organisent en séquences tidales de comblement. De telles séquences, avec précipitation de l'anhydrite au sein de boues carbonatées, évoquent les sebkha côtières du Golfe persique. Ces brèches correspondraient donc à des brèches de dissolution - tassement en milieu supralittoral. Au-dessus, les Dolomies litées (20 à 25 m) se disposent en bancs centimétriques à décimétriques. Les séquences élémentaires se complètent, à leur base, par des faciès de plus en plus marins (infralittoral) et se terminent d'abord par des recurrences d'évaporites puis par des tidalites.

- La formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles (30 à 60 m)

Ces calcaires gris clairs, en bancs bien réglés, atteignant 0,50 à 1 m d'épaisseur, sont caractérisés par des microrhythmes (à l'échelle centimétrique) d'origine stromatolitique. La limite inférieure de cette formation reste incertaine et nous l'avons fixée à l'apparition des calcaires francs. La limite supérieure est, au contraire, très nette : une surface durcie, tarraudée, percée de nombreux terriers interrompt la formation (discontinuité n° 3). L'épaisseur de la formation varie de 60 m dans la région grésignole à 30 m, dans la coupe de Capdenac.

Comme dans la formation sous-jacente, les divers faciès s'agencent en séquences tidales de comblement. Chaque séquence débute par un grainstone oolithique (tapis sableux du domaine infralittoral) puis se poursuit par un mudstone à bird-eyes, des niveaux stromatolithiques (médiolittoral) et se termine parfois par des argiles à Latochara durand-degai (Feist et Cubaynes, 1984) et à Ostracodes. De tels faciès sont assimilables aux environnements actuels à Cyanophycées du Golfe persique et des Bahamas. Les microflores continentales à Classopollis et Pteridophytes indiquent un climat tropical, avec une certaine humidification par rapport à l'Hettangien.

Les éléments de datation restent rares :

- à 21 m sous le sommet des Calcaires à microrhythmes de Planioles, une microflore continentale à Lycopodiacidites rugulatus (coupe d'Aussevaysse) indiquerait un âge Sinémurien supérieur (Boutet, 1981) ;

- à 4,50 m et à 7 m sous la discontinuité n° 3, deux associations d'Ostracodes (coupe de Milhars) à Klinglerella luxuriosa Apostolescu et Pleurifera présentent plus d'affinités lotharingiennes que sinémuriennes ;

- tout au sommet de la formation, un niveau d'argile (coupe de la carrière de la commune de Campagnac) renferme une association de Nodosariidés avec Dentalina multicostata Terquem et D. matutina d'Orb. et des Ostracodes dont Klinglerella undata (Apostolescu). Ces microfaunes indiquent le Lotharingien.

- La formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac (qq cm à 7 - 8 m)

Cet ensemble de calcaires bioclastiques roux, gréseux et oolithiques à leur sommet est compris entre la discontinuité n° 3 qui interrompt la formation sous-jacente et la discontinuité post-lotharingienne (n° 4) qui clôture le Lias inférieur calcaire.

L'épaisseur de ces Calcaires de Cavagnac varie de 7 à 8 m, en Grésigne, à quelques centimètres dans la région de Figeac. L'unité résulte d'un épandage de bioclastes, de gravelles, de pellets et d'oolithes sur une plate-forme marine de faible profondeur, dans le domaine infralittoral.

A l'extrême base de la formation, un mince (10 à 15 cm) niveau de marnes ocre est daté du Lotharingien supérieur (Milhars) par une microfaune de Nodosariidés à Dentalina multicostata Terquem, D. paucicostata, Terquem, D. clavata, Terquem, D. inaequistriata Terquem mg. P. et Marginulina burgundiae Terquem. La présence d'un Paltechioceras (Bédier) sur la surface durcie sommitale (Lefavrais-Raymond, 1950) confirme l'âge Lotharingien [zone à Raricostatum] de ces calcaires.

AGE	ELEMENTS DE DATATION		FORMATIONS ET MEMBRES	DISCONTINUITES	SEQUENCES MAJEURES	SUPER-SEQUENCES
CARIXIEN	Jamesoni	Ammonites (voir tableau Lias moyen-supérieur)	CALCAIRES DE BRIAN-DE-VERE (membre des Calcaires marneux à <u>Platyleuroceras</u> )	4	L4	
LOTHARINGIEN	Raricostatum	<u>Paltechioceras</u>  Microfaune de <u>Nodosariidae</u> d'Age <u>Jamesonien</u> élevé  Ostracodes à cachet lotharingien : <u>Klingerella undata</u> , <u>Pleurifera sp. ?</u> <u>Nodosariidae lotharingiens</u> (Dentalines).	CALCAIRES OOLITHIQUES DE CAVAGNAC (50 à 60 cm à 8 m)	3	L3	JII
		Microflore à <u>Lycopodiacidites rugulatus</u>	CALCAIRES A MICRORHYTHMES DE PLANIOLES ( de 40 à 60-70 m)			
SINEMURIEN					L2	
HELTANGIEN			BRECHES CALCAREO- DOLOMITIQUES ET DOLOMITES DE CAPDENAC  Dolomies litées (15 à 50 m)  Brèches calcaréo-dolomitiques (20 à 165 m) (zone à anhydrite)	2		J I
		Microfiores hettangiennes à <u>Classopollis</u>  Faunes de Lamellibranches d'Age Hettangien  Microfiores hettangiennes à <u>Classopollis</u>  Microfiores hettangiennes à <u>Classopollis</u>	DOLOMITES DU MAILLET  Dolomies et argiles vertes (15 à 20 m)  Dolomies en dalles (0 à 40 m)			
TRIAS		Microfiores triasiques à <u>Classopollis</u> , <u>Ovalipollis</u> ...	GRES DE LA MADELEINE (50 à 90 m)	1	L1	
SOCLE OU MOLASSES PERMO-CARBONIFERES						

Tab. 1 : Les formations du Lias inférieur carbonaté dans le Quercy méridional.

AGE	ZONES	SOUS-ZONES	HORIZONS RECONNUS LOCALEMENT	FORMATIONS	MEMBRES	Discontinuités	SEQUENCES MAJEURES	SUPER-SEQUENCES	
A ALENIEN	Opalinum	Opaliniforme		Calcaires à oncolithes de La Touzanté					
	Aalensis	Buckmani Aalensis Celtica Maetra	XXX XXIX XXV à XXVIII XXIII et XXIV	MARNES ET CALCAIRES DE LEXOS de 0 m à 18-20 m	Assise à Gryphées	9	L 6	J II	
	Pseudoradiosa	Pseudoradiosa Levesquei	XXI et XXII XX			8			
	Insigne	Gruneri Insigne Fallaciosum	XIX XVIII XVII			7			
	Y OARCIEN	Thouarsense	Fascigerum Thouarsense Bingmanni	XVI XIV et XV XIII	MARNES ET CALCAIRES DE PENNE de 33 à 59-60 m	Marnes noires à <u>Pseudogrammoceras</u> 25 à 28 m	DI-B		L 7
		Variabilis	Illustris Variabilis	XII XI		Marnes et calcaires à <u>Hildoceras</u> de 8 à 25-26 m			
		Bifrons	Semipolitus Bifrons Lusitanicum Sublevisoni	X IX VIII VII		Schistes carton de 0,70 à 5 m			
		Serpentinus	Falciferum Pseudoserpentinum Strangewaysi	VI V III et IV					
Tenuicostatum		Semicelatum	II Semicelatum I Paltus						
Spinatum		Solare							
D OMERIEN	Margaritatus	Gibbosus Subnodosus	Depressum	MARNES DE VALEIRES de 20 à 40 m	Marnes à téphoséquences de pente	DS-M	L 8		
	Stokesi	Celebratum	Celebratum		Argillites grises			6	
		Monestieri	Monestieri Occidentale Stokesi						
C ARIXIEN	Davoel	Figulinum	Figulinum Davoel Crescens	CALCAIRES DE BRIAN DE VERE de quelques cm à 60 m	Calcaires en rangs de pavés	5	L 5		
		Capricornum	Capricornum						
	Maculatum	Latacosta							
L OTHARINGIEN	Ibox	Valdani			Calcaires à chailles		L 4		
	Jamesoni	Jamesoni	Lata Tenuiloba Submuticum Oblongum Rotundum	Calcaires marneux à <u>Platylunoceras</u>	4				
		Brevispina Polymorphus Taylori	Polymorphus Muticum Nodogigas						
Raricostatum				CALCAIRES OOLITHIQUES DE CAVAGNAC		L 3			

Tab. 2 : Les formations du Lias moyen et du Lias supérieur dans le Quercy méridional

- La formation des Calcaires de Brian-de-Vère (qq décimètres à 55 m)

Elle comprend trois membres qui sont, de la base au sommet : les Calcaires marneux à Platyleuroceras, les Calcaires à chailles, les Calcaires en rangs de pavés. L'épaisseur de la formation varie de 55 m dans la Grésigne à quelques décimètres d'épaisseur sur les hauts-fonds de la région de Figeac-Capdenac.

Cet ensemble est compris entre la discontinuité post-lotharingienne (n° 4) et la discontinuité post-Davoei (n° 6) qui l'interrompt au sommet.

- Les Calcaires marneux à Platyleuroceras [zone à Jamesoni] sont des biomicrites et des biopelmicrites, mudstone à wackestone. Elles présentent un palynofaciès caractérisé par la première apparition d'un microplancton marin, l'abondance de la matière amorphe non sapropélique et une microflore continentale à Cheirolépidiacées et à Ptéridophytes.

- Les Calcaires à chailles [zone à Jamesoni et à Ibex] ont un microfaciès dominant et une biopelmicrite (wackestone à packestone) à spicules de Démospoges. Le matériel ligno-charbonneux, l'apparition des Tasmacacées et la diminution du microplancton d'Acritarches marquent le retour d'une période plus agitée et des influences terrestres. Ces deux membres s'organisent en une mésoséquence klupfélienne d'échelle décamétrique.

- Les Calcaires en rangs de pavés (biomicrites mudstone pyriteuses) à nombreux Aegoceras [Zone à Davoei] puis à Amaltheus stokesi (Sowerby), [zone-sous-zone et horizon à Stokesi] et à Protogrammoceras [horizons à Occidentale et à Monestieri] se composent d'une alternance rythmique de bancs calcaires décimétriques et de marnes. Le palynofaciès, avec la présence des Tasmanacées et l'apparition dans la zone à Davoei, des Spheripollenites, suggère un paysage de zones côtières peuplées de Cheirolépidiacées et d'un arrière pays couvert de Ptéridophytes. Le climat chaud, sans doute humide, de type tropical persistera pendant tout le reste du Lias.

- La formation des Marnes de Valeyres (15 à 35 m)

Nous avons distingué deux membres : le membre des Argilites grises qui correspond à la plus grande partie de la zone à Stokesi et à la partie inférieure de la zone à Margaritatus, le membre des Marnes à taphoséquences de pente qui englobe la partie supérieure de la zone à Margaritatus et l'extrême base de la zone à Spinatum.

La formation des Marnes de Valeyres conserve une épaisseur relativement constante de la Grésigne (30 - 35 m) à la région de Figeac (20 - 25 m) puis se réduit rapidement vers Capdenac (15 m).

- Les Argilites grises, avec un mélange de matériel amorphe non sapropélique et de matériel ligno-charbonneux, correspondent à la première arrivée massive de colloïdes dans le bassin quercynois. La succession de trois écozones de Crinoïdes (à Chadocrinus, puis à Chadocrinus et à Balanocrinus enfin à Balanocrinus) souligne l'approfondissement calme et progressif du Bassin quercynois. La réalisation de vasières circalittorales à Crinoïdes correspond à une phase d'homogénéisation de ce bassin.

- Les Marnes à taphoséquences de pente signalent une déstabilisation du bassin avec des glissements de sédiments sur une pente sédimentaire. La microflore continentale s'enrichit des premières Pinacées.

- La formation de la Barre à Pecten (10 à 20 m)

Elle apparaît le plus souvent, comme un ensemble massif de bancs décimétriques, gris ou roux, interrompu à son sommet, par la discontinuité post-domérienne (n° 7). Ces calcaires bioclastiques sont datés à leur base par Pleuroceras solare (Phillips), [zone à Spinatum, sous-zone à Solare] puis, tout au sommet, par Paltarpites paltus Buckman, [zone à Tenuicostatum, sous-zone à Paltus]. Les biomicrites, wackestone à packestone, représentent des dépôts bioclastiques du domaine infralittoral, colonisé par les grands Pectinidés tels Pseudopecten (Pseudopecten) aequivalvis (Sowerby) ou par des Pinna. Le palynofaciès se caractérise par un intervalle à Tasmanacées (Cubaynes et al., 1984) et l'abondance des Ptéridophytes.

- La formation des Marnes et Calcaires de Penne (60 à 33 m)

Elle est limitée par deux discontinuités sédimentaires : à sa base, la discontinuité post-domérienne (n° 7) qui clôture la Barre à Pecten, au sommet la discontinuité post-Fallaciosum (n° 8). Cette formation, dont l'épaisseur varie de 60 m (Grésigne) à 33 m (Capdenac), se compose de trois membres qui sont, de la base au sommet : le membre des Schistes carton, le membre des Marnes et Calcaires à Hildoceras, le membre des Marnes noires à Pseudogrammoceras.

- Les Schistes carton [zone à Serpentinum, sous-zone à Strangewaysi, horizon à Elegantulum] indiquent les fonds réducteurs, sans brassage, où règne une intense activité anaérobie ; ils représentent le seul faciès sapropélique algaire du Lias quercynois. Ce membre se termine par un mince (10 à 15 cm) niveau de condensation à Harpoceratoides strangewaysi (Sowerby), [horizon à Strangewaysi].

- Les Marnes et Calcaires à Hildoceras [zone à Serpentinum, sous-zone à Pseudoserpentinum et à Falcilerum, zone à Bifrons, zone à Variabilis] correspondent d'abord à une alternance de bancs calcaires décimétriques et de marnes puis à des marnes. Ces dépôts du domaine infralittoral se caractérisent par le développement du microplancton algaire, leur richesse en Nodosariidés et en Ostracodes.

- Les Marnes noires à Pseudogrammoceras [zone à Thouarsense] indiquent le développement d'une vasière circalittorale avec des fonds réducteurs. Une oolithe ferrugineuse, couronnée par un banc de calcaires oolithiques, packestone à grainstone, lui-même interrompu par la discontinuité post-Fallaciosum [zone à Insigne, sous-zone et horizon à Fallaciosum] clôture la formation.

- La formation des Marnes et Calcaires de Lexos (0 à 18 m)

Elle se place entre la discontinuité post-Fallaciosum (n° 8) à sa base, et les calcaires aaléniens à Leioceras opalinum (Reinecke) et Pseudommatoceras sp., au sommet. Son épaisseur se réduit du Sud (18 m en Grésigne) au Nord (1,50 à 2 m à Figeac) avant de disparaître (Capdenac). Le développement des faunes benthiques (Lamellibranches et Brachiopodes de l'assise à Gryphées), des Tasmanacées, du matériel ligno-charbonneux, traduit le retour à des conditions plus agitées dans le domaine infralittoral et souligne de nettes tendances régressives. Cette formation évolue donc du domaine circalittoral (marnes noires) au domaine infralittoral.

### Jurassique moyen

Reprenant les trois formations définies par J. Delfaud (1969), nous avons subdivisé le Jurassique moyen quercynois en 10 membres (Fig. 9) - (Pélissié, 1982). La série, déposée en milieu restreint, est essentiellement carbonatée.

#### - La formation d'Autoire

Elle se compose de 3 membres :

. - Les calcaires oncolites de la Toulzanie (4 à 10 m). Aux alternances marno-calcaires à L. opalinum de la base succèdent progressivement des calcaires bioclastiques, caractérisés par l'abondance de petits oncolites millimétriques réguliers, à Monsardithyris trilineata Young et Bird \*, Serpula (Tetraserpula) quadricristata Parsh et Sarfatiella dubari Conrad et Peybernès. Ces dépôts aaléniens de milieu de milieu marin ouvert forment la base d'une importante barrière oolithique. Ils s'organisent en une séquence klupfélienne couronnée par un fond durci ou une croûte ferrugineuse (discontinuité D 10) considérée comme marqueur de la limite Aalénien / Bajocien.

. - Les calcaires oolithiques de Calvignac (50 à 80 m). La partie basale de cette unité est formée de dolomies macrocristallines ruiniformes présentant des fantômes d'oolites. La dolomitisation secondaire s'estompe ensuite et des calcaires oolithiques à structures botryoides renfermant des niveaux à gros oncolites centimétriques irréguliers deviennent alors visibles. Vers le sommet s'y développent des phénomènes de cimentation précoce précédant l'apparition de micrites à lamines planes parallèles puis de sparites et dolosparites cargneuliformes. Les Foraminifères benthiques sont largement dominants avec Planinivoluta carinata Leischner et Mesoendothyra croatica Gusić.

Cette unité traduit le développement d'une barrière oolithique frangeante puis, par diminution de la tranche d'eau, de milieux margino-littoraux sous climat aride.

. - Les dolomies bréchiques du Pech Affamat (10 m). Cet ensemble, remarquablement constant le long de la vallée du Lot, débute par des calcaires granulaires à stratifications entrecroisées, cimentations précoces et traces d'émersion renfermant Limognella dufareii Pélissié et Peybernès. Au-dessus, viennent des lentilles ligniteuses et des micrites à fenestrae, paléosols et tapis algaires surmontés de 5 m de dolomies et calcaires recristallisés à structure bréchique et nodules décimétriques de calcite fibroradiée. Cette série, considérée comme pouvant représenter la partie supérieure du Bajocien, traduit le passage d'un cordon oolithique littoral à une sebkha ; elle est couronnée par la discontinuité D 12 qui sépare les formations d'Autoire et de Cajarc.

#### - La formation de Cajarc

5 membres ont été distingués :

. - Les calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol (0 à 25 m). Aux alentours de l'anticlinal de Saint-Martin Labouval, l'épaisseur de cette unité varie

\* Les Brachiopodes cités dans ce travail ont été aimablement déterminés par Y. Almeras.

rapidement de zéro à une vingtaine de mètres. Les dépôts débutent alors par 5m de micrites massives auxquelles succèdent divers faciès se relayant de façon rapide et brutale par l'intermédiaire d'innombrables discontinuités : calcaires granulaires, micrites massives ou laminées à fenestrae, brèches de dessiccation, tapis stromatolitiques, etc...

Plus en amont de la vallée du Lot, l'épaisseur reste voisine de 25 m avec une nette prédominance des micrites au sein de séquences élémentaires positives séparées par de nombreux fonds durcis. Ces dépôts indiquent une évolution régressive allant d'un lagon à des environnements intertidaux dans un contexte instable traduit par la forte densité des ruptures sédimentaires et les rapides variations d'épaisseur à proximité de la zone plus mobile de Saint-Martin Labouval. En l'absence d'arguments paléontologiques, cette unité est classiquement considérée comme appartenant au Bathonien basal.

. - Les Calcaires massifs de la Bouye (20 à 30 m). Essentiellement micritiques, ils présentent vers le sommet de fréquentes intercalations stromatolitiques et, localement, des lentilles de microbrèches à Gastéropodes pulmonés reposant sur des surfaces cariées par le karst. Cette unité attribuée au Bathonien inférieur a livré des oursins (Acrosalenia pustulosa Forbes) et des brachiopodes (Aulacothyris sp.).

Les faciès s'organisent en séquences métriques régulières cloturées par des fonds durcis encroûtés d'Huitres ou de spectaculaires niveaux à terriers. Les environnements sédimentaires sont semblables à ceux de l'unité précédente mais, établis dans un contexte plus stable, ils vont plus loin dans la tendance régressive puisqu'ils s'étendent jusqu'aux limites du domaine supratidal. L'ensemble est couronné par un important fond-durci matérialisant la discontinuité D 14.

. - Les Calcaires et Marnes de la Bouye (20 à 45 m). Au-dessus d'alternances marno-calcaires à Brachiopodes du Bathonien inférieur (Burmihynchia termierae Rousselle, Arceythyris veziani Rollet et Contini, Tubithyris whatleyensis (Walker), Millithyris arvierensis Almeras) viennent des calcaires recristallisés surmontés d'alternances de tapis stromatolitiques, microbrèches à cailloux noirs, micrites à fenestrae et abondantes pseudomorphoses d'évaporites, assises calcaireo-marneuses à nodules centimétriques de calcite fibroradiée. Le dernier terme de l'ensemble correspond à 1 mètre de brèches à matrice marneuse et à éléments décimétriques de micrites laminées.

Les environnements sédimentaires s'étendent d'un lagon à des milieux franchement supratidaux et confinés correspondant selon le déficit hydrique à des sebkhas ou à des étangs saumâtres (Guelorget O. et Perthuisot J.P., 1983 ; Dhiersat G. et Pélissié T., 1985).

. - Les brèches et évaporites de Saint-Chels (0 à 20 m). Cette unité qui se biseaute vers Cabrerets débute par une passée à oolites ferrugineuses et stratifications entrecroisées renfermant Kallirhynchia concinna (Sow.) du Bathonien moyen. Au-dessus viennent des micrites constellées de pseudomorphoses d'évaporites puis des brèches indentiques à celles clôturant l'unité précédente ou des marnes à nodules de calcite fibroradiée. Les 2/3 supérieurs de l'ensemble correspondent à des calcaires recristallisés et des dolomies à structure bréchique. La discontinuité D 16 clôture cet ensemble qui témoigne de l'important développement des conditions de sebkha.

. - Les Calcaires et Marnes de Saint-Chels (0 à 30 m). Aux calcaires granulaires bréchifiés à leur base se superposent progressivement des micrites laminées à fenestreae et pseudomorphoses d'évaporites puis des calcaires marneux et marnes à faune et flore dulçaquicoles, connus dans tout le Quercy, et matérialisant la discontinuité D 17 qui sépare les mégaséquences JIII et JIV ainsi que les formations de Cajarc et de Rocamadour. La citation de Meyendorffina bathonica Aurouze et Bizon au sein de cet ensemble (Dépêche F., 1968) permet de l'attribuer au Bathonien supérieur.

- La formation de Rocamadour

Elle est constituée de 2 membres :

. - Les calcaires massifs de Cabrerets (90 m). La base de l'ensemble se caractérise par de nettes variations latérales de faciès : calcaires oolithiques et microbréchiques à cimentation précoce vers Saint-Chels, micrites massives ou laminées au niveau de la vallée du Lot, calcaires granulaires à Hexacoralliaires sur le Causse de Limogne. Les faciès s'homogénéisent par la suite avec des calcaires oolithiques à Trocholina gigantea Pélissié et Peybernès puis un ensemble de micrites massives en bancs métriques avec quelques récurrences de faciès granulaires à Trocholines. Vers la base, une riche faune de Brachiopodes (B. proteiformis Laurin, Ornithella (Digonella) digonoides Buckman, A. diptycha (Oppel), T. globata (Sow.) et de Foraminifères benthiques (Pseudocyclammina maynci Hottinger, Pfenderina salernitana Sartoni et Crescenti, "Lituonella" mesojurassica Maync, Tr. palastiniensis Henson) caractérise le Bathonien terminal alors que toute la partie supérieure attribuée au Callovien sur la base de la présence de Praekurnubia crusei Redmond.

L'ensemble esquisse une tendance transgressive entre des environnements intertidaux puis de lagon, le tout dans un cadre paléogéographique très stable comme l'atteste l'absence de ruptures sédimentaires nettes.

. - Les calcaires massifs de Marcilhac (25 à 30 m). Pratiquement identiques aux précédents, ils en constituent l'équivalent latéral pour la base et n'en diffèrent que par la présence au sommet de faciès traduisant le retour à des conditions de dépôts intertidales : micrites laminées à pseudomorphoses d'évaporites couronnées par un fond durci. La discontinuité D 18 ainsi mise en évidence n'est connue que dans le nord du Quercy, à partir de la vallée du Célé.

Jurassique supérieur

Reprenant en partie les unités lithostratigraphiques définies par J. Delfaud, 1969, nous avons subdivisé le Jurassique supérieur quercynois en onze formations (Fig. 10), (Pélissié, 1982 et 1985 ; Hantzpergue et Lafaurie, 1983). La série est marquée par l'opposition entre un ensemble déposé en milieu restreint (Oxfordien, Kimméridgien inférieur), et des dépôts à dominante marneuse, ouverts sur le domaine océanique, renfermant épisodiquement de nombreux céphalopodes (Kimméridgien supérieur). Le retour à une sédimentation intertidale à supratidale s'effectue ensuite dès la base du Portlandien et conduit alors rapidement à l'émergence fini-jurassique.

- La formation des calcaires oolithiques et graveleux à grands Trocholines de Saint-Géry (90 m)

Ensemble monotone et mal stratifié de calcaires granulaires à cimentation sparitique livrant une abondante microfaune benthique (Pr. crusei, Kurnubia palastiniensis Henson, Valvulina lugeoni Septfontaine, Chablaisia chablaisensis Septfontaine) généralement tenue pour caractéristique de l'Oxfordien. Cette unité témoigne du développement d'une importante barrière oolithique succédant aux lagons calloviens.

- La formation de Vers

Elle a été décomposée en deux membres :

. - Les calcaires à Astartes de Vers (20 à 30 m). Débutant par des micrites massives à P. crusei et K. palastiniensis, ces faciès de lagon passent à des dépôts intertidaux avec des micrites laminées à Astartes et fenestrae. Ils sont interrompus par une surface ravinée soulignant la discontinuité D 19.

. - Les brèches à cailloux noirs de Vers (10 m). Cette unité débute par des microconglomérats à cailloux noirs suivis de brèches polygéniques à clastes parfois plurimétriques variés : calcaires granulaires, micrites, micrites à laminations algaires, microconglomérats à cailloux noirs, sparites et dolosparites noires. La base renferme une faune et une flore d'affinités dulçaquicoles : Porochara sp. troncs de végétaux supérieurs, Gastéropodes pulmonés alors que le ciment sparitique de la brèche n'a livré que de rares Alveosepta jaccardi (Schrodt). Ces sédiments, déposés à l'articulation mer/continent, ont ultérieurement été morcelés par altérations en milieu supra à adlittoral puis cimentés per descendum lors du retour des eaux marines (Pélissié T., 1985). Cette nette tendance émergitive est fréquemment citée en France (Enay R., 1980) au passage Oxfordien/ Kimméridgien.

- La formation de Cras

Elle comprend également deux membres :

. - Les brèches polygéniques de Cras (50 à 60 m). Essentiellement formée de brèches polygéniques hétérométriques à ciment sparitique, cette unité peut être subdivisée en deux séquences positives séparées par la discontinuité D 21. Les clastes sont de nature variée (dolomies, sparites et dolosparites noires, calcaires granulaires, micrites, etc...) mais, tout-à-fait au sommet, apparaît une brèche monogénique puis des micrites massives morcelées par un réseau tridimensionnel de fissures sparitiques et couronnées par un fond durci formant la discontinuité D 22, articulation entre les superséquences J IV et JV.

. - Les calcaires bioturbés à galets mous de Nouaillac (40 m). La base correspond à des brèches analogues aux précédentes passant de façon progressive à des micrites à oncolites et Salpingoporella annulata Carozzi puis à des micrites massives bioturbées dont la monotonie n'est interrompue que par de rares passées à galets mous et gravelles. Le passage d'une sebkha à des environnements inter puis subtidaux dessine ainsi l'évolution transgressive caractérisant la base de la mégaséquence JV. Un fond durci (discontinuité D 23) sépare cette unité de la suivante.

- La formation de Roquedure (39 m)

Elle correspond à un ensemble de calcaires argileux. Le tiers inférieur de cette formation présente de fréquentes intercalations marneuses à Pholadomya protei (Brong.) et Nanogyra virgula (Defr.), tandis que sa partie supérieure, plus homogène, est composée de calcaires argileux massifs. A dix mètres de la base, un banc de calcaire bioclastique, d'un mètre d'épaisseur, est particulièrement riche en ammonites : Eurosenia gr. manicata (Schneid), Rasenioides chatelaillonensis (M et m) (Hantzpergue) et Streblites sp. Cette association dominée par R. chatelaillonensis (Hantzpergue) indique l'horizon à Chatelaillonensis et précise l'âge de la reprise de la sédimentation terrigène dans la partie terminale et de la zone à Cymodoce.

La formation de Roquedure se termine par un banc à terriers (discontinuité D 24) qui souligne probablement la limite entre les sous-étages inférieur et supérieur du Kimméridgien.

- La formation de Cahors (33 m)

Les vingt premiers mètres de cette formation sont constitués par des calcaires argileux gris bleutés, se débitant en plaquettes et parcourus par de nombreuses pistes (Scolia). La faune qu'ils contiennent est peu abondante. On peut cependant reconnaître la superposition de trois niveaux : le premier avec Aulacostephanoides sosvaensis (Sasonov), le second avec Aulacostephanoides desmonotus (Opp.) et le troisième livrant Aulacostephanoides attenuatus Ziegler.

La partie terminale de la formation de Cahors devient plus carbonatée. C'est un ensemble de calcaires fins, faiblement argileux, disposés en bancs réguliers, qui s'achève par un hard-ground couvert d'huîtres (discontinuité D 25). Ce dernier niveau contient de rares Aulacostephanoides du groupe de A. mutabilis (Sow.), espèce indice de l'horizon terminal de la sous-zone à Mutabilis.

- La formation de Pont-de-Rhodes (35 m)

Le "faciès virgulien" devient typique à ce niveau. Il s'agit d'une alternance de marnes lumachelliques à Nanogyra virgula (Defr.) et de calcaires argileux noduleux. Au sein de cet ensemble, un hard-ground (discontinuité D 26) sépare une unité basale calcaréo-marneuse, du tiers supérieur de la formation qui est plus carbonaté. Les marnes et calcaires argileux de la base livrent sur plusieurs niveaux Orthaspidoceras lallierianum (d'Orb.), puis à leur sommet : O. gr. schilleri (Opp.), tandis que les calcaires argileux et noduleux terminaux ne renferment qu'Orthaspidoceras orthocera (d'Orb.), espèce-indice du premier horizon de la zone à Eudoxus.

- La formation de Saint-Martin-de-Vers (15 m)

Elle regroupe une alternance de lits marneux lumachelliques et de bancs noduleux de calcaires argileux comparable à celle des couches à O. lallierianum (d'Orb.) de la formation de Cahors. Deux niveaux à céphalopodes s'individualisent nettement dans la partie médiane de la formation, l'un avec Pararasenia hybridus Ziegler et Aulacostephanus pinguis Ziegler, l'autre avec Pararasenia calvescens Ziegler.

Cette alternance s'achève par un mince banc de calcaire graveleux, dont la surface perforée est recouverte d'une croûte ferrugineuse (discontinuité D 27).

- La formation de Parnac (52 m)

Elle est caractérisée par une abondante faune d'Aspidoceras et d'Aulacostephanus, elle présente une succession complète des différents horizons ammonitiques des sous-zones à Caletanum et à Contejeani (zone à Eudoxus). Cette formation débute par une dizaine de mètres de calcaires bioclastiques à N. virgula (Defr.) et Sellythiris subsella (Leym.), formant une barre facilement repérable dans la morphologie locale. A sa base, le premier banc renferme Aulacostephanus eudoxus (M et m) (d'Orb.), tandis qu'une faune d'Aspidoceras se répartit dans la masse sus-jacente : les formes typiques d'Aspidoceras caletanum (Opp.) sont abondantes dans la moitié inférieure de la barre carbonatée alors que, dans la partie supérieure, l'espèce est représentée par des individus à section subquadratique plus épaisse.

La série se poursuit avec 6 mètres de calcaires bioclastiques et de marnes terminées par un hard-ground (discontinuité D 29). A ce niveau, Aspidoceras quercynum Hantzpergue est associé à de rares Tolvericeras gr. sevogodense (Contini et Hantzpergue). La formation de Parnac s'achève par 35 mètres de dépôts à dominante marneuse. Dans les douze premiers mètres, ces marnes sont feuilletées et particulièrement riches en matière organique. Quelques bancs carbonatés s'y intercalent : l'un d'eux, plus massif et bioclastique, livre de fréquents restes de vertébrés, dont Steneosaurus sp. (Hantzpergue et al., 1982). Puis d'épaisses couches de marnes feuilletées alternent avec de minces bancs calcaires. Six mètres au-dessus du banc à vertébrés, un autre banc repère renferme de nombreux Aulacostephanus contejeani (Thur.). L'alternance calcaire-marne se poursuit et présente encore deux bancs à ammonites : l'un avec Aulacostephanus yo (d'Orb.), l'autre avec l'association d'Aulacostephanus autissiodorensis (Cotteau) et Aspidoceras gr. catalaunicum (de Loriol).

- La formation de Saint-Chamarand (15 m)

Elle est constituée d'épais niveaux de calcaires argileux plaquetés, alternant avec de minces bancs de calcaires fins, bioclastiques. Cette formation s'achève par un banc perforé et encroûté, couvert d'huîtres (discontinuité D 30).

A la base de la formation de Saint-Chamarand, dans une barre plus carbonatée (4 mètres), les premières faunes de Gravesia apparaissent ; on y distingue deux niveaux monospécifiques superposés : l'un à Gravesia lafauriana Hantzpergue, l'autre à Gravesia irius (d'Orb.). Au-dessus, dans l'alternance marno-calcaire terminale, deux bancs fossilifères livrent respectivement, de bas en haut, Aulacostephanus gr. autissiodorensis (Cotteau) et Gravesia gr. irius (d'Orb.).

Au toit de la formation, sous le hard-ground terminal, un dernier niveau fossilifère renferme Aspidoceras catalaunicum (de Lor.).

- La formation de Salviac

Elle correspond en partie seulement à la formation de Peyrilles définie antérieurement par J. Delfaud. Elle regroupe vingt à trente mètres de calcaires micritiques en "petits bancs" à surfaces de stratification ondulées. Les seize premiers mètres de la formation de Salviac sont constitués de calcaires fins, sub-lithographiques, crème, en bancs décimétriques réguliers, avec intercalation de quelques bancs massifs à tubulures. Les premiers bancs de cette unité livrent de rares Tolvericeras (Pseudogravesia) hahni Hantzpergue.

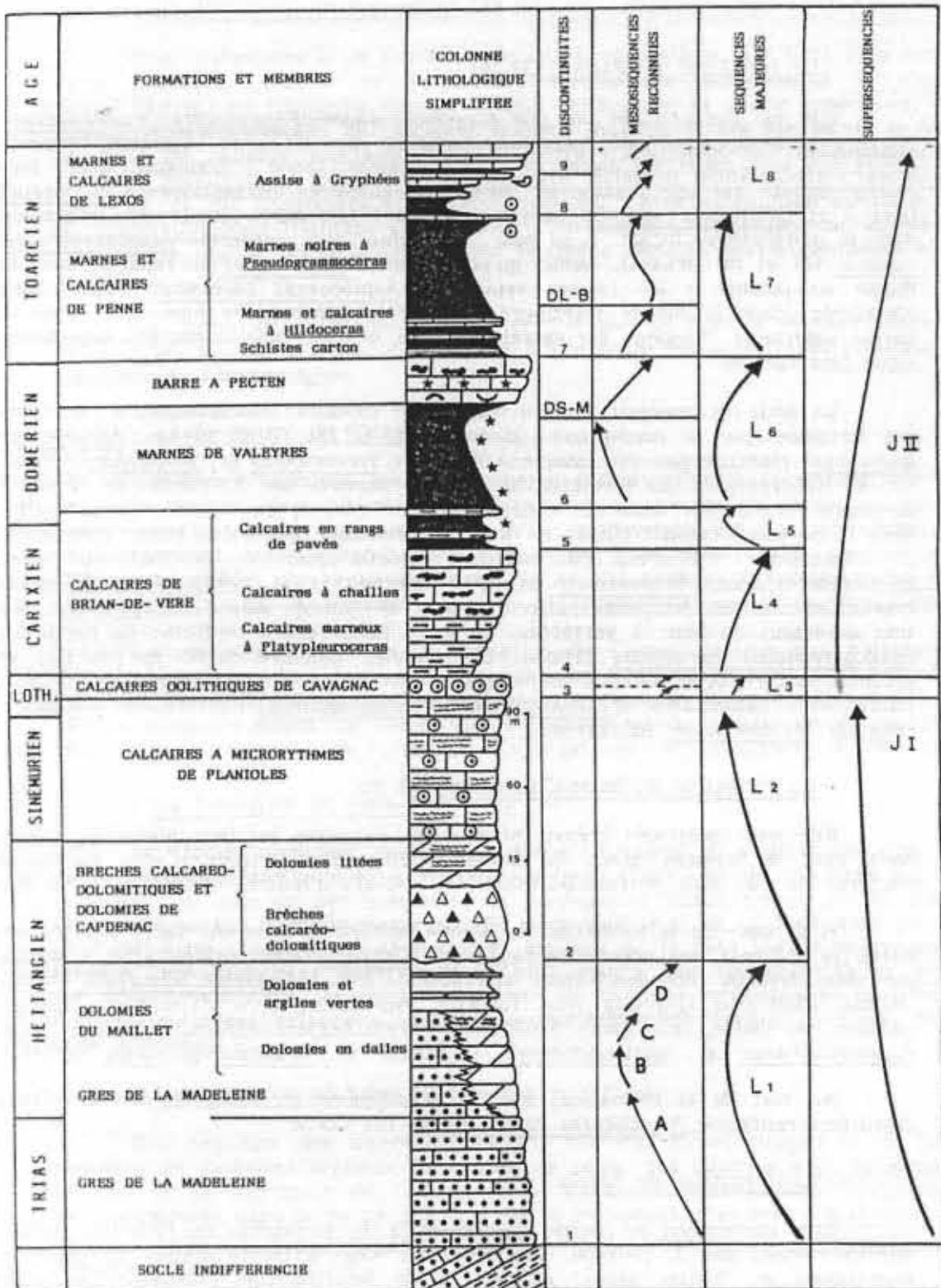


Fig. 8 : Le Lias sud-quercynois.

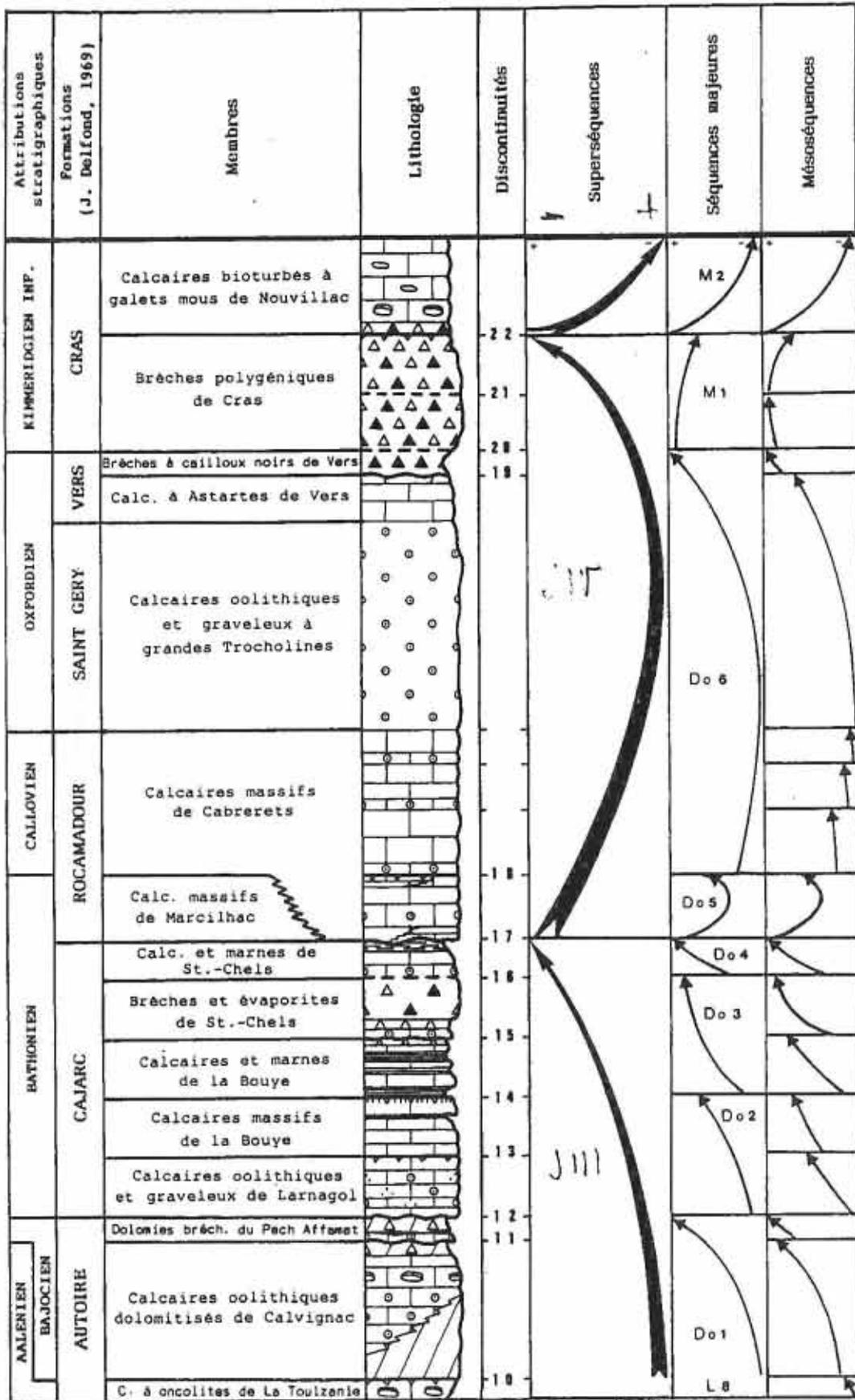


Fig. 9 : Le Dogger et le Malm basal de la Vallée du Lot.

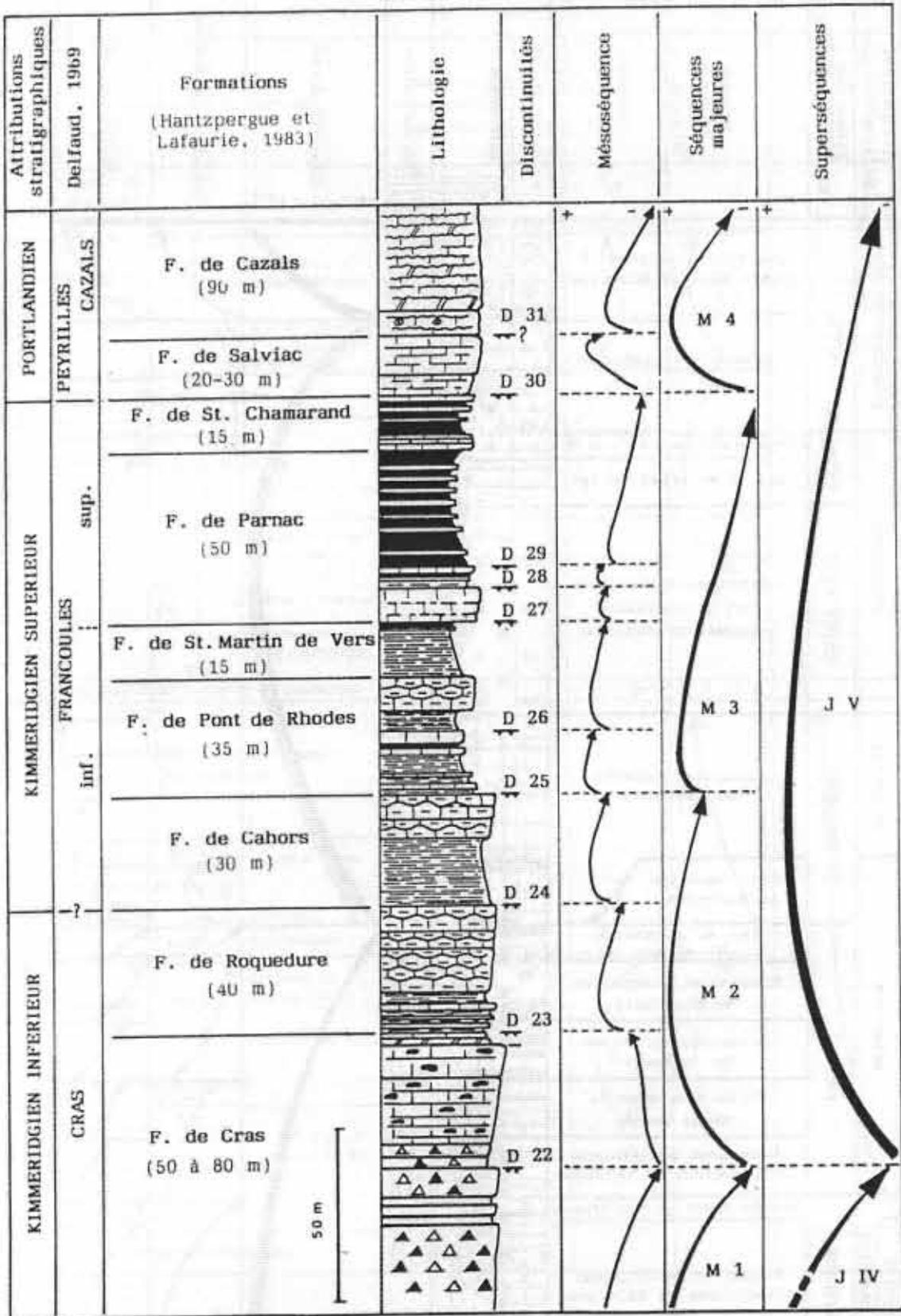


Fig. 10 : Le Jurassique supérieur entre Lot et Dordogne.

Puis se succèdent des calcaires fins, crème, en bancs massifs, plus ou moins graveleux et bioclastiques dans la partie supérieure de la formation. Deux niveaux d'ammonites se distinguent nettement : le premier avec uniquement Gravesia gigas (Ziet.), le second avec G. gigas gigas (Ziet.) et G. gigas intermedia Hantzpergue.

- La formation de Cazals (90 m)

Elle débute par une dizaine de mètres de laminites dolomitiques riches en figures d'émergence : fentes de dessiccation, traces de gouttes de pluie, fenestras (Delfaud et Gottis, 1966), exploitées comme pierre de dallage sous le terme de "pierre de Cahors". Cette unité s'achève par une surface plane oxydée et encroûtée par des Nanogyra. Elle est surmontée par cinq mètres de calcaires micritiques, finement grenus ou plus ou moins bioclastiques à Gravesia gigas intermedia Hantzpergue et G. gravesiana (d'Orb.), puis par une dizaine de mètres de calcaires fins, en bancs décimétriques réguliers, renfermant uniquement Gravesia gravesiana (d'Orb.) dans leur partie inférieure. Ces dépôts datés du Portlandien basal par les ammonites précèdent une épaisse série de calcaires micritiques et de dolomies (Pélicissé, 1982) traduisant la régression fini-jurassique.

#### 4. - LES PRINCIPALES DISCONTINUITÉS SEDIMENTAIRES

##### 4.1. Le Lias

Nous avons reconnu 11 discontinuités dans le Lias quercynois (Tab. 1, 2 ; Fig. 8).

- Discontinuité D1, correspondant à la surface post-hercynienne. Les premiers termes de la séquence (grès triasiques ou hettangiens) reposent en discordance sur tous les niveaux antérieurs (socle primaire, molasses permo-carbonifères).

- Discontinuité D2, intra-hettangienne. Elle est constituée d'un ensemble de petites surfaces durcies situées au toit des dolomies et argiles vertes (membre supérieur de la formation des dolomies du Maillet).

- Discontinuité D3, intra-lotharingienne. La formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles est interrompue par une surface durcie. Cette rupture sédimentaire, annoncée par de petits hard-grounds locaux, souligne une phase de distension suivie d'un approfondissement du bassin. Elle tronque la toute dernière séquence élémentaire de chenal de marée et correspond à de possibles lacunes de sédimentation pendant le Lotharingien.

- Discontinuité D4, post-lotharingienne (discontinuité D2 de Gabilly et al.). Cette rupture sédimentaire correspond à de profonds changements dans la sédimentation et dans les biocénoses. Elle sépare le Lias inférieur calcaire du Lias moyen à dominante argileuse.

- Discontinuité D5 post-Ibex. Cette discontinuité clôture, au toit des Calcaires à chailles, une séquence klupfeliennne d'échelle décamétrique.

- Discontinuité D6, post-Davoei. Dans les parties les plus subsidentes du bassin quercynois (Grésigne) cette discontinuité, très peu marquée et souvent imperceptible, est soulignée par des changements dans le palynofaciès (intervalle à Tasmanacées, Cubaynes et al., 1984).

Dans les zones de hauts-fonds (Figeac-Capdenac) ces deux discontinuités tendent à se télescoper avec de possibles lacunes.

- Discontinuité D S M, intra-stokesi. Elle se matérialise au sein du membre inférieur des Marnes de Valeyres (Argilites grises) par une croûte ferrugineuse de 5 à 1,5 mm d'épaisseur, avec arrêt de sédimentation et concentration de faune.

- Discontinuité D7, post-domérienne, superposant brutalement les Schistes carton à la Barre à Pecten (discontinuité D3 de Gabilly).

- Discontinuité D L B, post-lusitanicum. Elle correspond à la surface indurée d'un double banc carbonaté à condensation d'Hildocératidés au sein du membre des Marnes et calcaires à Hildoceras (formation des Marnes et Calcaires de Penne).

- Discontinuité D8, post-Fallaciosum. Cette discontinuité intra-toarcienne interrompt la formation des Marnes et calcaires de Penne. Nous l'avons retrouvée sur toute l'étendue du bassin quercynois ainsi qu'au nord de Figeac, dans les coupes de Théminettes, Autoire, etc...

Sur le seuil du Poitou elle se traduit par des remaniements, voire des lacunes, au sein des horizons à Fascigerum et à Falaciosum (Gabilly, 1976). Elle pourrait marquer une très légère phase de distension suivie d'une montée eustatique des eaux.

- Discontinuité D9, post-Mactra. Cette discontinuité interrompt une mésoséquence klupfélienne décamétrique clôturée par l'assise à Gryphées.

Nous n'avons pas retrouvé les discontinuités post-variabilis (n° 4 de Gabilly et al.) et post-Gruneri (N° 5 de Gabilly et al.). Ces deux ruptures sédimentaires, mises en évidence dans le Centre-Ouest de la France, n'apparaissent pas dans les séries quercynois beaucoup plus dilatées. Tout au plus, la crise de la zone à Variabilis se matérialise-t-elle par le dépôt d'oolithes ferrugineuses sur les zones de hauts-fonds et de seuils (Capdenac).

Les discontinuités D4 et D7 apparaissent nettement plus marquées dans le bassin quercynois.

#### 4.2. Jurassique moyen

9 discontinuités sédimentaires principales ont été identifiées (Fig. 9 ).

- Discontinuité D 10. Elle coïncide avec la discontinuité N° 7 de Gabilly et al. et marque un changement dans la sédimentation, l'évolution diagénétique (surface formant le mur de la dolomitisation secondaire affectant le Bajocien) et les biocénoses (apparition des Foraminifères benthiques).

- Discontinuité D11. Elle s'accompagne d'un approfondissement minime et marque l'apparition de L. Dufaurei. Elle pourrait correspondre à la discontinuité n° 8 de Gabilly et al. et marquer ainsi la limite Bajocien inférieur/supérieur.

- Discontinuité D 12. Liée à un nouvel approfondissement brutal et plus conséquent que dans le cas précédent, elle coïncide avec des mouvements tectoniques sur d'anciens accidents hercyniens N 160° tels l'anticlinal de St-Martin Labouval ou celui du Mas de Mouysset (Pélissié T. et Astruc J.G., en préparation)

où elle peut former une surface de discordance. Contemporaine de la discontinuité n° 9 de Gabilly et al. et du 1er niveau à indices d'émersion de Foucher, elle constitue la limite entre le Bajocien et le Bathonien.

- Discontinuité D 13. Manifestant toujours une saccade dans le comblement de la plate-forme quercynoise, elle se confond localement (La Toulzanie) avec la D12.

- Discontinuité D 14. Correspondant à une surface durcie taraudée en Quercy ou à une croûte dolomitique en Grésigne, elle s'accompagne de nouveau d'un approfondissement brutal mais suffisant pour permettre le développement de biocénoses à Brachiopodes.

- Discontinuité D 15. Vers le nord-ouest elle se confond avec la D 16 alors que vers le sud ces deux ruptures sédimentaires ne sont séparées que par une série très réduite. Cela tendrait à prouver que le bassin quercynois était alors soumis à une subsidence plus importante que ses bordures.

- Discontinuité D 16. Correspondant au 2ème niveau à indices d'émersion de Foucher elle s'accompagne de nouveaux mouvements tectoniques sur les mêmes zones que la D 12. Elle coïncide avec l'apparition de P. maynci et marque également un changement climatique, la disparition des faciès de sebkha dans tout le Quercy pouvant être mis en parallèle avec une diminution du déficit hydrique (Dhiersat G. et Pélissié T., 1985).

- Discontinuité D 17. Datée du Bathonien terminal, elle correspond à la discontinuité n° 10 de Gabilly et al. et au 3ème niveau à indices d'émersion de Foucher. L'approfondissement se réalise de façon moins brutale que précédemment ce qui peut être mis en parallèle avec une atténuation de l'activité tectonique. Elle s'accompagne d'un important renouvellement faunique (Pélissié T. et Rey J., 1984) : disparition de L. dufaurei, apparition de Tr. gigantea, Tr. palastiniensis, Pf. salernitana et "Lituonella" mesojurassica. Elle est également citée dans les Grands Causses et les Pyrénées (Peybernès B. et Pélissié T., 1985) où elle coïncide avec la fin de la période de rifting de la Téthys ligure et marque alors une discordance postrifting. Elle sépare les superséquences J III et J IV.

- Discontinuité D 18. Visible seulement au nord du Célé, elle marque dans tout le Quercy la disparition du Pf. salernitana, P. maynci, L. mesojurassica et l'apparition de P. crusei. Elle pourrait correspondre à la discontinuité n° 11 de Gabilly et al. et marquer la limite Bathonien / Callovien.

#### 4.3. Jurassique supérieur

12 discontinuités sédimentaires ont été mises en évidence (Fig. 10) :

- Discontinuité D 19. Accompagnée d'une émersion généralisée du Quercy, elle peut constituer l'équivalent de la discontinuité n° 21 de Gabilly et al. et constituer la limite Oxfordien/Kimméridgien. Elle est soulignée par un nouveau changement faunique : disparition de P. crusei et K. palastiniensis, apparition de A. jaccardi.

- Discontinuité D 20. Du fait de la bréchification, elle n'est pas directement visible sur le terrain mais coïncide avec un important changement climatique (Pélicissé T., 1985) et correspond à la discontinuité n° 22 de Gabilly et al.

- Discontinuité D 21. Elle constitue le prolongement de la discontinuité D 23 de Gabilly et al.

- Discontinuités kimméridgiennes D 22 à D 30. Dans la série kimméridgienne nord-aquitaine, treize discontinuités sédimentaires ont été mises en évidence et rigoureusement situées dans l'échelle biostratigraphique d'ammonites (Hantzpergue, 1985a, 1987 ; Gabilly et al., 1985). La datation des discontinuités sédimentaires par les ammonites permet d'identifier la plupart d'entre elles dans le Kimméridgien quercynois. En effet, à partir de la sous-zone à Chatellaillonensis, les discontinuités reconnues sont isochrones entre les Charentes et le Quercy.

L'importance de ces discontinuités paraît différente selon que l'on envisage leur signification en sédimentologie ou leur incidence sur les peuplements d'ammonites.

D'un point de vue sédimentologique, nous retiendrons l'importance de la discontinuité D 22 dans la partie médiane de la formation de Cras. Elle limite les superséquences J IV et J V qui marquent l'évolution sédimentaire du Jurassique supérieur. De même, la discontinuité D 25, au toit de la formation de Cahors, sépare les séquences M2 et M3 qui composent le "cycle virgulien". Enfin, la discontinuité D 30, à la base des calcaires à *Gravesia* de Salviac, paraît pouvoir être raccordée à la discontinuité globale reconnue en sismostratigraphie à la limite Kimméridgien-Tithonique, entre les supercycles LZ A4 et LZ B1 (Haq et al., 1987).

D'un point de vue paléobiogéographique, les discontinuités D 23 (à la base de la formation de Roquedure) et D 27 (à la base de la formation de Parnac) coïncident en Europe occidentale avec d'importantes modifications dans la répartition des ammonites subboréales et subméditerranéennes (Hantzpergue, 1987).

## 5. - L'ORGANISATION SEQUENTIELLE

### 5.1. Les superséquences

En Aquitaine, les sédiments du Jurassique s'organisent en 5 superséquences (Fig. 8, 9 et 10).

- La superséquence J I englobe le Trias et le Lias inférieur carbonaté. Elle présente la succession transgressive suivante (de la base au sommet) : des dépôts margino-littoraux (les Dolomies du Maillet), un complexe évaporitique (les Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac), et des tidalites calcaréo-dolomitiques avec développement de faciès stromatolithiques (les Calcaires à microrhythmes de Planioles). Elle est interrompue au sommet par la discontinuité D3, intra-lotharingienne.

- La superséquence J II est limitée à sa base par la discontinuité D3 et, à son sommet, par la discontinuité D 10. Elle s'étend donc du Lotharingien à l'Aalénien. Elle englobe donc le Lotharingien et tout le Lias moyen et supérieur à dominance marneuse. Elle s'exprime par la succession des formations suivantes: Calcaires oolithiques de Cavagnac, Calcaires de Brian-de-Vère, Marnes de Valeyres, Barre à Pecten, Marnes et Calcaires de Penne, Marnes et Calcaires de Lexos.

Cette succession témoigne de l'alternance d'environnements infralittoraux et circalittoraux. Elle montre l'approfondissement du bassin sédimentaire et sa différenciation topographique par des mouvements distensifs s'atténuant progressivement.

- La superséquence J III s'inscrit entre les discontinuités D 10 et D 17. Elle correspond donc à la majeure partie du Dogger (formations d'Autoire pro-partie et de Cajarc). Elle exprime une évolution régressive, avec la mise en place de cordons littoraux, puis de mangroves et enfin de lagunes sursalées (brèches et évaporites de Saint-Chels).

- La superséquence J IV se développe du Bathonien terminal (base de la formation de Rocamadour) au Kimméridgien inférieur (partie médiane de la formation de Cras). Elle correspond à un cycle transgression-régression aboutissant dans le Quercy, à une sédimentation intertidale et supratidale contemporaine des formations coralliennes de la bordure nord-aquitaine (Hantzpergue et Maire, 1981).

- La superséquence V est constituée par deux cycles sédimentaires (IVa et IVb, in Hantzpergue et Maire, 1981) qui aboutissent à l'exondation fini-jurassique.

Le premier (cycle "virgulien") traduit initialement un approfondissement des milieux de dépôt (membre supérieur de la formation de Cras, calcaires argileux et marnes des formations de Roquedure et de Cahors) qui s'exprime en Aquitaine par l'apparition diachrone puis par la généralisation des faciès marneux à Nanogyra virgula (Defr.). Puis, dans la zone à Mutabilis, cette tendance s'inverse, les dépôts "virguliens" devenant progressivement plus carbonatés. Dans la partie inférieure de la zone à Eudoxus, au-dessus de la discontinuité D 27 (tab. ) une barre carbonatée, appartenant à la sous-zone à Caletanum, constitue un repère constant dans le Kimméridgien d'Aquitaine.

Le second cycle sédimentaire (cycle "portlandien") débute par les assises carbonatées à Gravesia de la formation de Salviac. Il devient rapidement régressif avec les laminites et les dolomies de la formation de Cazals qui conduisent à l'émersion fini-jurassique.

Ces 5 superséquences coïncident très généralement avec des supercycles ou groupes de supercycles de Vail. Mais il n'y a pas parfaite corrélation entre le nombre des supercycles et celui des superséquences, entre les limites majeures dans un cas et dans l'autre. Cela s'explique par le fait que les superséquences sont définies à partir de l'analyse régionale et rendent compte des événements majeurs intervenus dans la région (telles les phases distensives du Lias et du Dogger), et non sur les seules variations globales du niveau des mers. Il n'en reste pas moins que les coupures des superséquences coïncident toujours avec des coupures de supercycles ou de cycles de 3ème ordre, les événements tectoniques créant des fluctuations eustatiques.

## 5.2. Les séquences majeures

Les cinq superséquences se subdivisent en 18 séquences majeures (Fig.8,9,10).

- . 2 séquences pour la superséquence JI (L1 et L2)
- . 6 séquences pour la superséquence JII (L3 à L8 -
- . 4 séquences pour la superséquence JIII (D 0 1, D 0 2, D 0 3 et D 0 4)
- . 2 séquences pour la superséquence J IV (D 0 5 - D 0 6)
- . 4 séquences pour la superséquence JV ( M1 à M4).

- Séquence L1 (Trias - Hettangien pro-parte) - Cette séquence traduit, dans son ensemble une première mise en eau du bassin quercynois. Elle correspond au cycle UAB 1.1. de Haq, Hardenbol et Vail, 1987 et s'étendrait sur environ 10 millions d'années. Son évolution d'ensemble apparaît cyclique avec la succession de quatre mésoséquences décamétriques notées L 1A et L 1D.

a - Mésoséquence L1 A - Elle correspond à la formation des Grès de la Madeleine (Trias supérieur - Hettangien inférieur). Cette formation essentiellement argilo-gréseuse, discordante sur les terrains sous-jacents, est globalement granodécroissante. Elle traduit l'effacement de reliefs et le comblement progressif d'un bassin subsident au pied d'une zone haute. Les paysages sédimentaires sont ceux d'une vaste plaine margino-littorale parcourue par un réseau de rivières en tresse.

b - Mésoséquence L1 B - A des faciès continentaux détritiques succèdent des faciès marins. Rapidement, l'évolution séquentielle à l'échelle métrique, soulignée par des biofaciès particuliers, annonce des tendances régressives. Une surface ferrugineuse, observée dans la coupe des Cabannes et signalée par Megelink-Assenat (1982) dans les Dolomies en dalles de la coupe de St-Gauzy, clôture cette mésoséquence.

c - Mésoséquence L1 C - Le développement des faciès laminés, stromatolithiques, puis des faciès à anhydrite ou des brèches de dissolution, caractérise un milieu marin de faible énergie, avec des tendances au confinement et à une sursalure.

d - Mésoséquence L1 D - Les dolomies et argiles vertes présentent des faciès de lagunes ouvertes, de marais maritime voire de sebkha avec des mouchetures d'anhydrite et des brèches de dissolution. Enfin, les brèches de dissolution - remaniement suggèrent un domaine supralittoral à continental, avec une reprise de l'activité fluviale et une dispersion limitée des éléments des brèches de dissolution (zone de wadi-fan).

Les mésoséquences L1 B, L1 C et L1 D correspondent à une série carbonatée qui évolue progressivement du domaine infralittoral au domaine médiolittoral, puis du domaine médiolittoral au domaine supralittoral. La progradation et le comblement développent graduellement une tendance continentale, bien soulignée par le relais des séquences tidales de type I à VI. Au terme de cette évolution, les données sédimentologiques et palynologiques imposent l'image de vastes étendues plates et basses - lagunes, mangroves, marais maritimes parcourus par des chenaux de marée redistribuant les sables du large et des chenaux fluviaux apportant des sédiments détritiques.

Séquence L 2 (Hettangien pro-parte - Lotharingien). Cette deuxième séquence hectométrique s'inscrit entre les discontinuités D2 et D3. Elle débute à l'Hettangien moyen - supérieur (?) et se termine au Lotharingien. Elle correspondrait au cycle UAB 2 - 1 de Haq, Hardenbol et Vail, 1987 et durerait 5 à 6 millions d'années.

Cette séquence L2 débute par une phase évaporitique ou d'ambiance évaporitique (Brèches calcaréo-dolomitiques), se poursuit par une phase post-évaporitique (Dolomies litées puis Calcaires à microrhythmes) avant d'être interrompue par la discontinuité D3.

Séquence L3 (Lotharingien). Cette petite séquence métrique à décamétrique, le plus souvent organisée en séquences métriques de type klupfélien, marque le passage de la plate-forme proximale à la plate-forme distale. Limitée par les discontinuités D3 et D4 elle équivaldrait au cycle UAB 2 - 2 de Haq, Hardenbol et Vail, 1987.

Séquence L4 (Carixien pro-parte : zones à Jamesoni et Ibex) - Cette séquence décamétrique limitée par les discontinuités D4, à sa base, et D5 à son sommet englobe les deux premiers membres de la formation des Calcaires de Brian-de-Vère : les Calcaires marneux à Platypleuroceras [zone à Jamesoni] et les Calcaires à chailles [zone à Jamesoni, partie supérieure, et zone à Ibex].

Cette séquence de type klupfélien est le premier ensemble de plateforme distale et correspond à une période de différenciation du bassin liée à une phase de rifting. Cette phase s'accompagne de dépôts particuliers sur les zones de hauts fonds (phosphates dans la région de Figeac - Capdenac). La séquence L3 équivaldrait au cycle UAB 3 - 1 de Haq, Hardenbol et Vail, 1987.

Séquence L5 (Carixien supérieur : [zone à Davoei] et base du Domérien inférieur [zone à Stokesi pro-parte]). Cette séquence eustatique d'ouverture, d'échelle décamétrique, s'exprime par les Calcaires en rangs de pavés (membre supérieur de la formation des Calcaires de Brian-de-Vère). Limitée, à sa base, par la discontinuité D5 post-Ibex et tronquée, à son sommet, par la discontinuité D6 post-Davoei, cette cinquième séquence correspondrait au cycle UAB 3 - 2 de Haq, Hardenbol et Vail, 1987.

Séquence L6 (Domérien) - Nous avons reconnu dans cette séquence hectométrique de type klupfélien, deux mégaséquences décamétriques notées L6 A et L6 B.

Mésoséquence L6 A (zone à Stokesi pro-parte) comprise entre la discontinuité post-Davoei (n° D6) et la discontinuité DM.S. Cette phase d'homogénéisation du bassin quercynois voit l'engorgement des paléoreliefs sous-marins du Carixien sous un apport massif d'illites (Argilites grises). Elle correspond à la réalisation des varières circalittorales à Balanocrinus et, probablement, aux eaux les plus profondes de tout le Lias quercynois.

Mésoséquence L6 B (Domérien moyen - supérieur, extrême base du Toarcien) s'inscrit entre la discontinuité DS - M, à sa base, et la discontinuité post-domérienne (D), à son sommet. Cette séquence se caractérise d'abord par une phase de déstabilisation du bassin (Marnes à taphoséquences de pente) puis évolue vers des conditions plus littorales (Barre à Pecten).

L'ensemble de la séquence L6 semble correspondre aux cycles UAB 4-3 et 4-4 de Haq, Hardenbol et Vail. La mésoséquence L6 A équivaldrait alors au cycle UA 4-3 et la mésoséquence L6 B serait l'équivalent du cycle UAB 4-4.

Séquence L7 (Toarcien). Cette séquence, d'échelle pluridécamétrique, englobe toute la formation des Marnes et Calcaires de Penne. Elle présente la succession de trois types de dépôts.

a - Membre des Schistes carton : dépôt de sédiments varvés sur des fonds anoxiques [horizons III et IV],

b - Membre des Marnes et Calcaires à Hildoceras : dépôt de vases carbonatées sur des fonds bien oxygénés et éclairés de l'étage infralittoral avec des faunes benthiques développées [horizon V à X], puis accélération du taux de sédimentation et passage à des sédiments laminés sur des fonds semi-réducteurs [horizons XI et XII].

c - Membre des Marnes noires à Pseudogrammoceras : dépôt d'argilites laminées sur des fonds semi-réducteurs [horizons XIII à XV] avec un fort taux de sédimentation, ces faciès confinés étant peu propices au développement de la vie benthique.

La séquence L7 correspond aux cycles UAB 4-3 et UAB 4-4 de Haq, Hardenbol et Vail, 1987.

Séquence L 8 - (Toarcien - Aalénien). Comprise entre les discontinuités D9, post-Fallaciosum et D 10, elle serait l'équivalent des cycles UAB 4-5 - 4-6. La discontinuité D9, post-Mactra correspondrait alors à la limite entre ces deux cycles.

Cette séquence traduit l'installation de la vaste plate-forme carbonatée occitane (Delfaud, 1973) qui perdurera en Quercy pendant tout le Dogger. Cette séquence de comblement conduit de faciès circo-littoraux (marnes noires de la zone à Insigne) à des dépôts plus littoraux (Calcaires à Oncolithes).

Séquence D0 1 (Bajocien). Limitée à la base par la discontinuité D 10 et au sommet par la discontinuité D 12, elle traduit le passage en évolution régressive de dépôts de barrière oolithique à des sédiments de milieux margino-littoraux.

Séquence D0 2 (partie basale du Bathonien). Elle présente une évolution régressive succédant à un léger approfondissement contemporain de mouvements tectoniques. Elle s'étend des environnements subtidiaux jusqu'aux limites du domain supratidal sous un climat relativement humide.

Séquence D0 3 (fin du Bathonien inférieur et Bathonien moyen). Elle forme une nouvelle séquence de comblement analogue à la précédente mais sous un climat plus aride comme l'atteste la généralisation des faciès de sebkha.

Séquence D0 4 (Bathonien supérieur pro-parte). Elle termine en Quercy la superséquence JIII. Elle passe de milieux subtidiaux au domaine supratidal sous climat humide comme l'indiquent les faciès dulçaquicoles généralisés à cette époque à l'ensemble du Quercy. Comme la séquence D0 2 elle succède à un brutal enfoncement associé à des mouvements tectoniques.

Séquence D0 5 (Bathonien terminal). Elle ne s'individualise nettement qu'au Nord du Célé où elle dessine alors une biséquence d'abord transgressive puis régressive. Au niveau de la vallée du Lot et jusqu'en Grésigne, elle est uniquement transgressive et forme la base de la superséquence J IV. Dans tous les cas, elle débute par une augmentation de la tranche d'eau qui, à l'inverse des séquences précédentes, se réalise progressivement. Ce phénomène est à mettre en relation avec la disparition des mouvements tectoniques et le début de la période post-rifting.

Séquence D0 6 (Callovien - Oxfordien). Elle présente une évolution d'abord transgressive, allant de dépôts intertidaux à une barrière oolithique, puis régressive avec retour aux conditions intertidales suivies d'une importante période d'émer-sion.

Séquence M1 (Oxfordien - Kimméridgien inférieur). Elle débute par un retour de la mer et une aridification du climat. La tranche d'eau reste faible et soumise à de fréquentes fluctuations comme l'indique la bréchification éogénétique par dissolution de niveaux évaporitiques. Bien que clôturant la superséquence J IV elle esquisse déjà, par sa légère tendance transgressive au sommet où apparaissent des faciès de lagon, la superséquence J V.

Séquence M2 - suite au maximum régressif de la superséquence J IV, cette séquence correspond à la partie transgressive du cycle "Virgulien" qui se développe durant la zone à Cymodoce et la sous-zone à Mutabilis. Passant de dépôts de sebkha à des dépôts franchement subtidiaux, elle marque une ouverture progressive sur le domaine océanique attestée par le retour des céphalopodes sur la bordure orientale du bassin d'Aquitaine (formations de Roquedure et de Cahors).

Séquence M3. Elle correspond à la partie régressive du cycle "Virgulien" qui se développe au cours des zones à Eudoxus et à Autissiodorensis (formations de Pont de Rhodes, de St Martin-de-Vers, de Parnac et de St Chamarand). Elle débute avec le dépôt des calcaires argileux noduleux, à Nanogyra virgula (Defr.) et Orthaspidoceras (formation de Pont de Rhodes), et conduit par une suite de saccades à l'installation d'une sédimentation de plus en plus carbonatée (barre à A. caletanum de la formation de Parnac, barre à G. irius dans la formation de St Chamarand).

Séquence M4. Elle représente le "cycle portlandien". Les calcaires fins, à Gravesia, font débiter cette séquence de comblement dont l'évolution traduit un développement rapide et généralisé à l'ensemble du Bassin d'Aquitaine, d'une sédimentation intertidale et supratidale. Les termes évaporitiques qui terminent la séquence M4 sur la bordure nord-aquitaine ne paraissent pas être représentés dans le département du Lot. Des placages argileux continentaux qui clôturent cette succession ne sont pas datés et pourraient peut-être appartenir au Crétacé inférieur (J. Delfaud, 1978).

On constate donc une très bonne adéquation entre les séquences majeures reconnues sur le terrain et les cycles de 3ème ordre de Vail. Les limites de cycles correspondent toutes à des discontinuités bien identifiées sur le terrain et parfaitement calées chronologiquement pour le Lias et le Kimméridgien. Leur position dans l'échelle stratigraphique est un peu plus incertaine pour le Jurassique moyen - base du Jurassique supérieur, faute de bons outils de datation.

## 6. - L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE

### 6.1. La création d'une plate-forme carbonatée proximale au Lias inférieur

(Séquences L1, L2 - Trias à Lotharingien pro-parte).

La dislocation du continent hercynien s'amorce probablement dès le Stéphanien et se poursuit au cours du Permien. Au Permo-Trias, cette phase taphrogénique, contrôlée par la transformante "Biscaye - Baffin" provoque l'accumulation de molasses post-orogéniques. Selon Curnelle, 1983, les sédiments s'organisent en semi-grabens d'orientation N 20 - N 30° E avec :

a - un bassin méridional bien délimité par l'extension des dépôts salifères et présentant, en forage, deux termes distincts :

. à la base, des dépôts (de 0 à 500 m d'épaisseur) de type cônes alluviaux formés à proximité de reliefs actifs, passant latéralement à un milieu de plaine alluviale à chenaux fluviaux, puis à des environnements de type évaporitique (sebkha-playa).

. au sommet, une puissante série évaporitique (1500 m d'épaisseur) constituée par des successions séquentielles dolomies - argiles anhydritiques - anhydrite et sel. L'épaisseur cumulée de sel atteint 600 m avec de fréquentes intercalations d'ophite.

b - une large bordure Nord et Est, où la sédimentation se réalise dans des paysages de types cônes alluviaux, plaine d'inondation et sebkha avec le dépôt d'une série réduite (100 à 300 m d'épaisseur) grès - silts - carbonates - évaporites.

La formation des Grès de la Madeleine se réduit progressivement du NNE (90 m d'épaisseur dans la vallée du Lot) et de l'Est (au moins 40 m dans le dôme de St-Igest et 70 à 80 m dans le dôme de Najac-Villevayre) vers le SSW (Grésigne).

La granulométrie des dépôts décroît dans le même sens et Grignac (1983), propose un schéma paléogéographique complétant celui de Curnelle (1980, 1982 et 1983) : les zones nourricières se situeraient au Nord et au Nord-Est (région de Figeac), à l'Est (plateaux cristallins du Massif Central) et, probablement, au Sud-Est (région d'Albi). Toutes les directions de paléocourant mises en évidence soulignent des apports de ces zones vers le bassin quercynois. La nature du matériel clastique (Megelink-Assenat, 1982) confirme cette hypothèse. Ce matériel, très hétérométrique et évolué, comprend de 60 à 70 % de galets de quartz et de quartzites associés à des galets lithiques qui portent l'empreinte de leur province distributrice. Ainsi trouve-t-on :

- . une proportion élevée (35 %) de galets de micaschistes et de gneiss dans les zones à substratum métamorphique (au sud de Figeac).

- . des galets de diorite quartzique dans les affleurements de Capdenac (cette diorite forme, là, le substratum).

- . des galets de granite (35 à 40 %) à proximité des massifs granitiques (région de St-Igest).

Ainsi, les sédiments détritiques, déposés dans le bassin quercynois pendant le Trias supérieur et l'Hettangien inférieur, ont une origine relativement peu éloignée (quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres).

Les structures sédimentaires abondantes témoignent d'une sédimentation fluviale : d'une façon constante, les grès se disposent en chenaux de largeur décamétrique, épais de 2 à 5 m. Chaque chenal présente des bords abrupts et, le plus souvent, ravine les niveaux sous-jacents sur quelques dizaines de centimètres. A l'intérieur du chenal, les stratifications obliques sont la règle : grandes stratifications entrecroisées soulignées par des lits de galets en base de séquence, puis petits lits obliques centimétriques en sommet de séquence. Le gradoclasement vertical indique le remplissage de ces chenaux, avec de la base au sommet : des conglomérats, des grès grossiers puis des grès fins, des argiles bariolées enfin.

Ces argiles portent des paléosols alluviaux (traces de racines, pédotubules) développés à la surface de la plaine d'inondation fluviale. La continuité de sédimentation entre Trias et Hettangien est de règle sur toute l'étendue du bassin avec la persistance d'un régime érosif et d'une sédimentation fluviale pendant le début de l'Hettangien.

A l'Hettangien, nous retrouvons l'opposition entre ces deux grands domaines, séparés l'un de l'autre par l'axe "Le Verdon - Montauban" (orienté N 140°E).

#### - Dans le bassin méridional

La sédimentation reste de caractère argilo-évaporitique et carbonatée, semblable à celle de la partie terminale du Trias. Les dépôts pré-évaporitiques, dolomitiques (Curnelle, 1983), la formation de la Dolomie de Carcan se déposent sous forme d'un bassin concentrique, dans lequel se distinguent quatre types de faciès qui sont, du centre vers les bordures de ce bassin :

- . des dolomies associées à du sel et de l'anhydrite,

- . des calcaires plus ou moins argileux et dolomitiques, à nodules d'anhydrite et fines intercalations d'argiles noires et de dolomie. Localement, ces carbonates renferment des fantômes d'oolithes ainsi que des pellets, réalisant des faciès tout-à-fait comparables à ceux de la base du membre des Dolomies en dalles dans la région grésignole.

- . des dolomies compactes.
- . au-delà, sur la bordure Nord-Est, la Dolomie de Carcans est mal différenciée avec des alternances dolomie-anhydrite. Des apports détritiques (grès et argiles), issus probablement du Massif Central, se manifestent dans les dolomies.

L'âge de la Dolomie de Carcans évolue du Rhétien moyen à supérieur à l'Hettangien, du centre du bassin vers les bordures.

- Sur la bordure Nord et Nord-Est

L'installation de la sédimentation calcaréo-dolomitique hettangienne est d'autant plus récente que l'on se dirige vers le NNE. Ainsi, la transgression marine hettangienne semble arriver du S et du SSW.

Au S et au SW (régions de Nègrepelisse, de la Grésigne et jusqu'aux abords du dôme de Najac-Villevayre), se développe une sédimentation calcaréo-dolomitique avec le dépôt des Dolomies en dalles, puis une sédimentation argilo-dolomitique avec le dépôt des Dolomies et argiles vertes. Les faciès, d'abord franchement marins, témoignent ensuite d'influences continentales de plus en plus marquées (stromatolithes, vacuoles et dissolution, brèches de dessiccation, argiles à Classopollis). Le remplacement des biofaciès à Eomiodon par des faciès à Cuneiger-villia-Pteromya souligne le confinement progressif, avec une augmentation de la salinité des eaux.

Dans la région de Nègrepelisse, à l'Ouest du linéament ouest-quercynois, la série hettangienne apparaît légèrement plus épaisse (70 m) que dans la Grésigne (60 m) située 20 km plus à l'Est.

Au N et au NE (dans les régions de St-Igest, de St-Martin-Labouval et de Figeac Capdenac) la sédimentation hettangienne reste d'abord de caractère détritique puis devient argilo-dolomitique.

Les grès hettangiens (formation des Grès de la Madeleine) traduisent l'effacement de reliefs relativement peu éloignés (socle du Rouergue et du Limousin). Ils s'accumulent dans une zone de forte subsidence (l'actuelle vallée du Lot), au pied d'une zone haute située à l'Est de Capdenac.

Les sédiments argilo-dolomitiques indiquent l'extension des environnements de marais maritime et de lagunes, qui se généralisent à toute la plate-forme quercynoise.

Il faut donc envisager des passages latéraux de faciès entre la formation des Dolomies du Maillet et la formation des Grès de la Madeleine. Dans les 20 km qui séparent le dôme de Najac-Villevayre des affleurements les plus méridionaux de la vallée du Lot, la totalité du membre des Dolomies en dalles disparaît. Les passages latéraux de faciès entre Dolomies en dalles et Grès de la Madeleine pourraient se faire par l'intermédiaire de sédiments argilo-dolomitiques. Nous aurions ainsi, du S au N et au NE, une séquence-paysage, avec dans l'ordre : le domaine marin plus ou moins confiné, le marais maritime, la plaine alluviale margino-littorale.

- A l'Hettangien supérieur

Le développement des évaporites et la généralisation des faciès de type sebka semblent indiquer une baisse générale du niveau des eaux. L'axe Le Verdon - Montauban (N 140° E), sépare maintenant un bassin méridional salifère de la bordure Nord et Nord-Est.

Le bassin salifère correspond à un vaste domaine évaporitique où se développe l'anhydrite ("zone à anhydrite") avec :

. un axe de subsidence maximale orienté N 140° E où se déposent plus de 900 m de formations évaporitiques. L'anhydrite s'associe à d'importants dépôts de halite et parfois de sylvinite.

. des axes N 50° - N 60° formant des digitations subsidentes vers le Nord-Est :

- suivant un axe Pau - Agen,

- suivant un axe Salies-de-Béarn, Marmande, qui semble se prolonger selon une direction N 80 - 90 E jusqu'à Figeac. Cet axe subsident mettrait en continuité la "zone à anhydrite" du bassin aquitain avec les séries évaporitiques de Saint-Martin-Labouval, Ceint-d'Eau, Camboulit et Saint-Igest 3.

- Sur la bordure Nord et Nord-Est de l'Aquitaine

Dans le même temps, se développent des brèches calcaréo-dolomitiques ("cargneules" des auteurs) et des dolomies à niveaux bréchiques subordonnés. Ces faciès représentent des brèches de dissolution-tassement. La dissolution affecte le toit des séquences élémentaires, caractérisées par le développement relatif des évaporites.

Au Nord-Est, dans le secteur compris entre St-Igest (sondage S 2) et Figeac, se développent des évaporites (de 10 à 165 m d'épaisseur). Nous proposons d'assimiler ces évaporites à la "zone à anhydrite" (Curnelle, 1983) du bassin méridional. Les sédiments caractérisant les séries quercynaises associent l'anhydrite à des faciès stromatolithiques, des brèches de dessiccation, qui indiquent des milieux médio à supralittoraux.

L'organisation séquentielle de la série évaporitique révèle, dans notre secteur d'étude, la succession de séquences élémentaires associant le couple dolomie plus ou moins argileuse - anhydrite. Cette anhydrite apparaît soit en couches massives (un à plusieurs mètres d'épaisseur), soit en nodules dont la taille et le nombre augmentent vers le toit de la séquence.

Ces faits suggèrent une origine secondaire de l'anhydrite avec précipitation secondaire au sein de boues argileuses ou carbonatées.

Ces évaporites "capillaires" prendraient naissance, dans un sédiment préexistant, à partir de saumures interstitielles et dans des conditions sub-aériennes. L'image de vastes platiers évaporitiques, sous une très faible tranche d'eau, ou même de platiers supralittoraux semble s'imposer. Les sebkhas côtières du Golfe persique (Abou Dhabi) en fournissent actuellement un exemple. Dans de telles conditions, la forte épaisseur de la série évaporitique nécessite une importante subsidence.

L'existence de telles sebkhas suppose d'une part un confinement et d'autre part, un climat aride et chaud.

Le confinement pourrait être provoqué par une zone de "hauts-fonds" ou un seuil : seuil Castelsarrasin-Muret (Curnelle, 1983) qui se prolongerait vers le Nord-Ouest suivant l'axe Montauban - Le Verdon.

Dans ce bassin quercynois, les limites entre les différentes unités lithologiques : Dolomies et argiles vertes, Brèches calcaréo-dolomitiques ou zone à anhydrite, Dolomies litées, apparaissent diachrones. De même, le passage latéral entre "Formation de Capdenac" et "Formation de Camboulit" est-il très progressif.

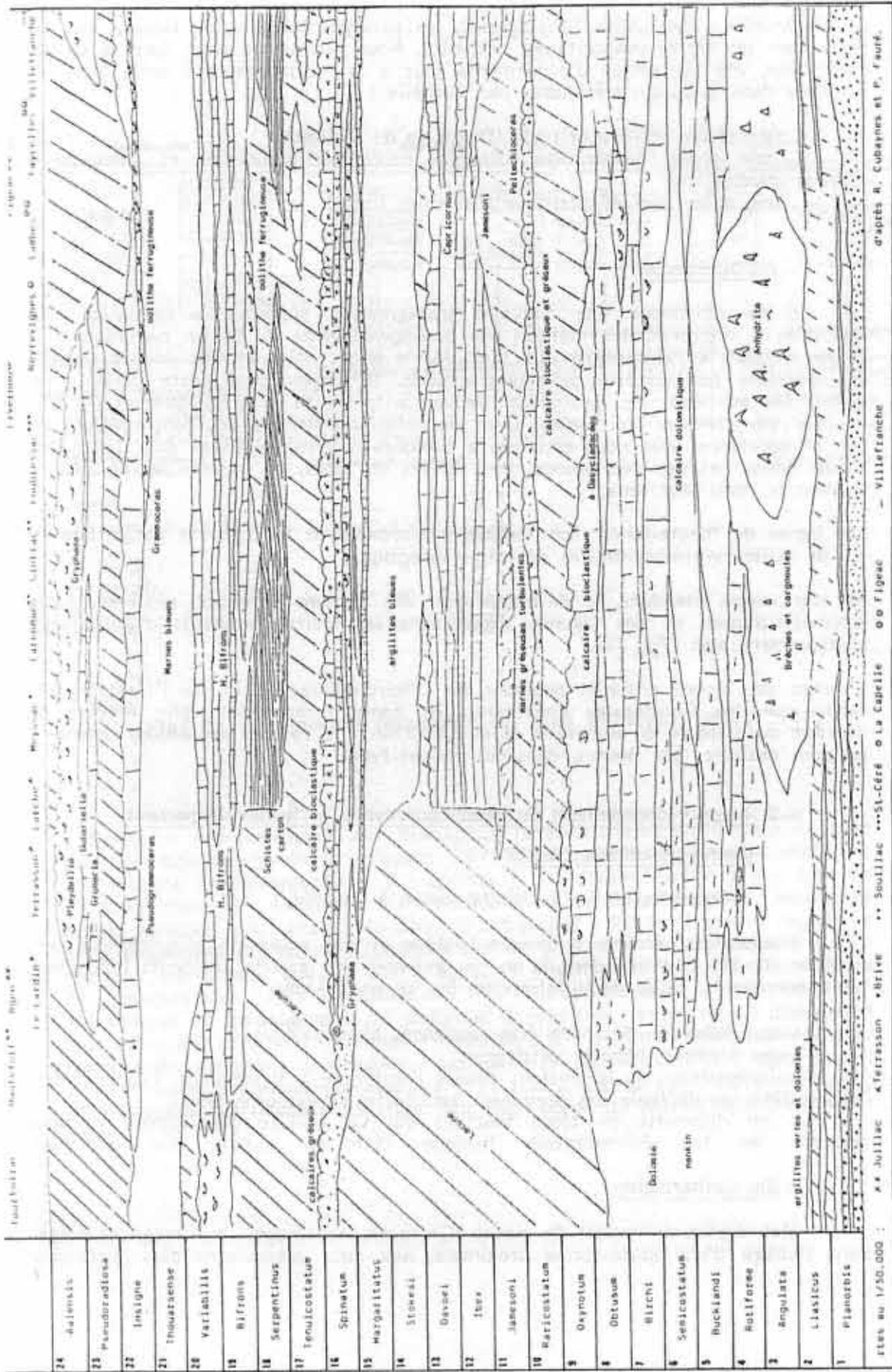


Fig. 11 : La répartition des Faciès liasiques, à la bordure orientale et septentrionale du Bassin d'Aquitaine (A. Lefavrais - Raymond)

Le diachronisme des unités lithologiques, les passages latéraux de faciès, sont de règle dans les séries évaporitiques actuelles. Nous retrouvons donc, dans le bassin quercynois, une succession d'événements tout à fait comparable à celle mise en évidence dans le bassin méridional par Curnelle :

- . une phase pré-évaporitique (Dolomies du Maillet),
- . une phase évaporitique (Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies à niveaux d'anhydrite),
- . une phase post-évaporitique (Dolomies litées).

#### - Au Sinémurien

Il se développe une nouvelle transgression marine. La formation des Calcaires à microrhythmes marque une homogénéisation du bassin par rapport à ce qui existait à l'Hettangien. La plate-forme quercynoise semble donc présenter une certaine homogénéité paléogéographique. Il s'agit d'une vaste plate-forme carbonatée aux eaux peu profondes, souvent à la limite de l'émersion et parcourue par des chenaux oolithiques. Dans de telles conditions, des dénivellations de peu d'importance (que nous estimons à quelques mètres) suffisent pour créer des "hauts fonds" et des dépressions. Les termes de talus, de plateau ou de bassin, perdent ici tout leur sens.

Les lignes de "hauts-fonds" sont orientées Nord-Sud et leur genèse paraît liée au jeu de failles synsédimentaires de même direction.

Sur ces vastes étendues, le développement des cordons littoraux, celui des tapis stromatolithiques et des lagunes, constituent les traits dominants d'un paysage pratiquement plat (Fig. 12).

L'image des zones côtières peuplées de Cheirolépidiacées et de Ptéridophytes, tandis que les Coniférales couvraient les zones relativement plus élevées de l'arrière pays (socle du Rouergue et du Limousin ? ), ressort des études palynologiques réalisées par Boutet, dans nos coupes-types.

### 6.2. L'approfondissement du bassin quercynois et le développement d'environnements distaux

(séquences L3 à L8 ; Lotharingien à Toarcien).

L'approfondissement du bassin liasique et son extension géographique vers le N et le NE correspondent à un jeu extensif des grands accidents (linéament ouest-quercynois, faille de Villefranche) qui se traduit par :

- . la réalisation des premières séquences klupféliennes,
- . les premiers apports détritiques,
- . l'apparition des premières faunes benthiques : Spongiaires, Brachiopodes, Nodosariidés et l'arrivée des premières ammonites (Polymorphitinae),
- . un dispositif en blocs basculés qui va ensuite conditionner certains aspects de la sédimentation liasique (Schistes carton par exemple).

#### - Au Lotharingien

Des dépôts d'éventail de marée (Calcaires oolithiques de Cavagnac) suggèrent l'image d'une plate-forme proximale, aux eaux légèrement plus profondes.

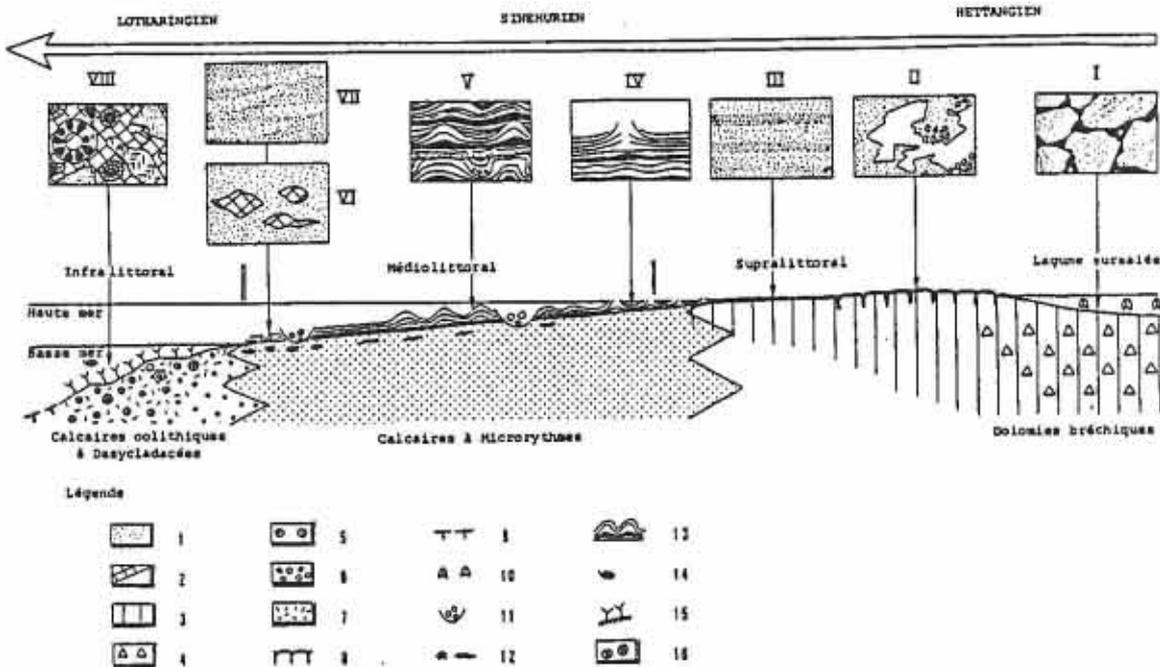


Fig. 12 : Paléoenvironnements du Lias inférieur (Rey, 1981).

- Essai de reconstitution des principaux paléoenvironnements dans le Lias inférieur aquitano-pyrénéen (d'après PEYBERNES, 1979, légèrement modifié); 1 : micrite à microsparite ; 2 : sparite ; 3 : dolomitisation ; 4 : brèches de dissolution ; 5 : oolithes ; 6 : intraclastes et proto-oolithes ; 7 : bioclastes (usure variable) ; 8 : croûte de dolomie vacuolaire ; 9 : hard-ground régional ; 10 : évaporites primaires (éliminées par les processus de dissolution) ; 11 : chenaux interditchaux ; 12 : bird's eyes et fenestrae ; 13 : stromatolites ; 14 : Brachiopodes ; 15 : Dasycladales ; 16 : Madréporaires.

**Microfaciès et structures :** I : dolomies bréchiques, issues de la dissolution d'un complexe alternant dolomies/évaporites ; II : dolomies vacuolaires jaunes formant des croûtes ; III : dolomicrites litées en plaquettes ; IV : algal-chips ; V : stromatolites pseudo-columnaires ; VI : bird's eyes sur fond micritique ; VII : tentative de litage mécanique (?) ; VIII : oosparite bioclastique à Dasycladales.

#### - Au Carixien

La distension conduit à une forte différenciation du bassin qui prend une structure en héli-graben (Fig. 13).

. Au Nord, une zone peu subsidente et des séries réduites (de quelques centimètres à 16 m) dans les coupes de Saint-Igest, Saint-Martin-Labouval, Figeac, Bel-Air, Capdenac... Dans toute cette région des failles synsédimentaires, orientées N-S à N 20°E, isolent des compartiments géographiques mineurs, orientés parallèlement à la faille de Villefranche-de-Rouergue (lignes de hauts-fonds).

. Au Sud, les Calcaires de Brian-de-Vère, s'accumulent dans une gouttière subsidente limitée, au Sud-Ouest, par le linéament ouest-quercynois. Dans les coupes de la Grésigne, des micrograbens synsédimentaires orientés N 130° E et N 20° E soulignent le fonctionnement de cet accident et de la faille de Villefranche-de-Rouergue. Au Sud du linéament ouest-quercynois, la région de Nègrepelisse apparaît comme une zone de haut-fond, avec un Carixien relativement réduit (23 m).

#### - Au Domérien

Les Marnes à Amalthées de Valeyres représentent la première arrivée massive de colloïdes dans le bassin quercynois.

Ces boues argileuses, pauvres en quartz et faiblement carbonatées, sont de vraies argilites composées d'illites (dominantes), de chlorite puis d'illites, chlorite et kaolinite.

Le terme inférieur (argiles à Stokesi) correspondent à une séquence d'approfondissement régulier, le maximum de profondeur serait atteint dès le milieu de la zone à Stokesi avec la réalisation d'une écozone à Balanocrinus sp., Mactromya sp., et à Lagénidés déroulés : Lenticulina mg. Astaculus, L. mg. Marginulinopsis, L. mg. Planularia, L. mg. Falsopalmula (rares) associés à des populations de Bolivina.

Après une phase de différenciation carixienne, le développement des vasières circalittorales, parcourues par des courants laminaires, en-dessous de la zone d'action des vagues, marque une période d'homogénéisation du bassin. La plate-forme quercynoise apparaît ainsi faiblement différenciée sur le plan écologique. Les faciès plus réducteurs des régions de Figeac et de Capdenac seraient des milieux d'herbiers flottants.

Plus haut, les marnes à taphoséquences de pente signalent une déstabilisation de la plate-forme avec la destruction périodique des biocénoses par l'arrivée de "turbidites" (sensu-lato). La présence de kaolinite (formée par altération superficielle) et de quartz, indique une reprise notable des apports détritiques.

Selon G. Bardossy (com. orale), ces boues argileuses résulteraient d'apports de grands fleuves, traversant un arrière-pays relativement plat, des plaines avec des sols constitués. En effet, si les illites peuvent provenir de l'érosion de schistes et de micaschistes, la kaolinite témoignerait d'une altération superficielle très poussée sous un climat chaud de type tropical.

La Barre à Pecten marque la réinstallation d'une plate-forme distale carbonatée avec des dépôts infralittoraux d'énergie moyenne à faible. Le retour à de telles conditions est souligné par des données paléocéologiques, telles que :

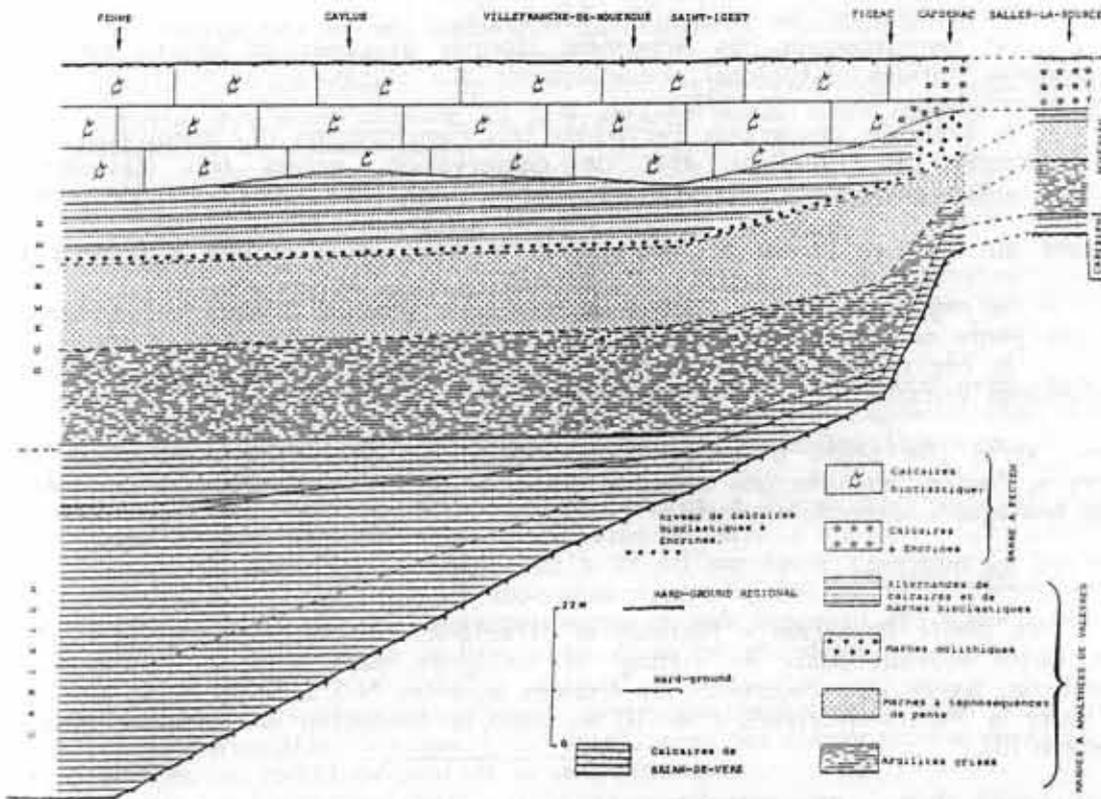


Fig. 13 : La structure en héli-graben du bassin liasique du Quercy méridional au Carixien - Domérien.

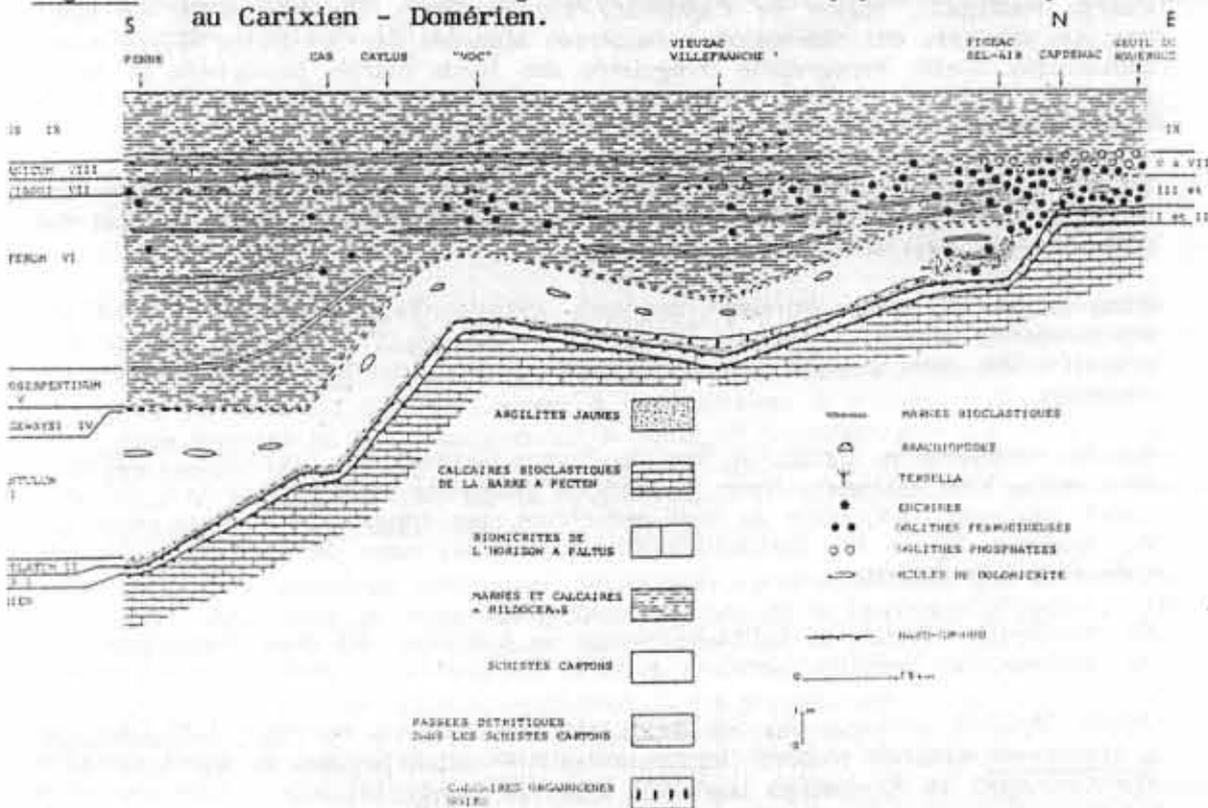


Fig. 14 : La structure en héli-graben du bassin liasique du Quercy méridional au Toarcien inférieur-moyen.

- . l'accroissement en nombre des Bélemnites,
- . le remplacement des Amaltheus (formes oxycônes de bassin) par les Pleuroceras (formes platycônes) mieux adaptés aux plates-formes néritiques (Tintant, Marchand et Mouterde, 1982),
- . la présence des grands Pectinidés tels Pseudopecten (P.) aequivalvis qui se retrouvent en excellent état de conservation, valves non dissociées.
- . la présence de grandes Pinna sp., en position de vie.

Comme au Carixien [zones à Jamesoni et à Ibex], deux régions s'opposent :

- la région de Figeac - Capdenac avec des chenaux à entroques divagant sur une pente de plate-forme externe,
- la région de Caylus à la Grésigne, relativement plus profonde, domaine des prairies infralittorales à Pseudopecten, Pinna et Brachiopodes.

Ainsi, après une phase d'homogénéisation du bassin (Marnes à Amalthées), la Barre à Pecten, souligne une nouvelle phase de différenciation, moins marquée, mais analogue à celle du Carixien.

#### - Au Toarcien

La limite Domérien - Toarcien se caractérise par des mouvements extensifs. Cette nouvelle phase de "rifting" est soulignée, dans la partie la plus subsidente du bassin, par l'existence de fissures ouvertes N-S à N 20° E au toit de la Barre à Pecten [horizons I et II] et dans la formation des Schistes carton [horizon III].

La distension E-W à ENE-WSW (probablement couplée avec un faible allongement de direction N-S) provoque un encaissement du bassin par rapport à ses marges (marge rouergate, région de Capdenac) avec toujours une tectonique en blocs basculés qui crée des dépressions subsidentes séparées par des zones hautes moins subsidentes. Cette topographie irrégulière des fonds marins perturbera la circulation des courants de fond et contribuera à isoler des secteurs du bassin où le renouvellement des eaux de fond ne pourra s'effectuer.

En même temps, le bassin quercynois se trouverait momentanément séparé des mers épicontinentales par une ligne de seuils Nègrepelisse - Castelsarrasin qui fonctionnerait déjà au Carixien.

Dans un tel contexte, l'arrivée des eaux toarciennes provoquerait d'abord une sédimentation marneuse normale [horizon II - base de l'horizon III], puis la stratification des eaux s'opérant, les conditions de dépôt des Schistes carton seraient obtenues.

Sur les bordures du bassin et sur les "zones-hautes", les conditions euxiniques sont moins bien réalisées. Après un épisode carbonaté se développe une sédimentation argileuse réductrice ou semi-réductrice, les apports en matière organique ne dépassant guère les possibilités d'oxydation des eaux de fond (Saint-Martin-Labouval, Saint-Igest).

Sur les seuils (Capdenac, Salles-la-Source) où circulent des eaux bien oxygénées se déposent des argilites jaunes à oolites phosphatées et oolites ferrugineuses.

Après l'épisode anoxique des Schistes carton, le membre des Marnes et Calcaires à Hildoceras apparaît d'abord comme une alternance rythmique de bancs calcaires décimétriques et de marnes [horizons V à VIII pro-parte] puis comme une série exclusivement marneuse [horizons VIII pro-parte à XII].

Les microfaciès et les biocénoses caractérisent des milieux de plate-forme distale, largement ouverte, à la base du domaine infralittoral en Grésigne et dans l'étage photique pour la région de Villefranche-de-Rouergue (algueraies). La profondeur des eaux diminue du Sud vers le Nord. Trois régions s'individualisent alors (Fig. 14).

- une région Grésigne (Penne) où la sédimentation marneuse plus développée enregistre tous les événements du bassin quercynois.,

- une région Quercy (Villefranche - Figeac) à sédimentation plus réduite, plus carbonatée et plus détritique, avec déjà une condensation des horizons V à VII, soulignée par des oolites ferrugineuses et phosphatées,

- une région de seuil (Capdenac - Salles-la-Source), avec deux niveaux importants de condensation : l'oolithe ferrugineuse de Capdenac [horizons VI à IX pro-parte] et l'oolithe de la zone à *Variabilis* [horizons XI à XII].

Pendant le Toarcien moyen (Marnes noires à *Pseudogrammoceras*) s'opère une nouvelle homogénéisation du bassin avec le dépôt d'argilites noires circalittorales dont l'épaisseur est constante (25 à 28 m) sur toute l'étendue de notre secteur d'étude. Ces argilites nous apparaissent comme des faciès semi-confinés, relativement peu profonds. L'équilibre entre la subsidence et les apports doit assurer une relative constance de l'épaisseur de la tranche d'eau.

Au Toarcien supérieur, le bassin quercynois évolue à nouveau vers une plate-forme carbonatée. L'assise à *Gryphées*, avec ses condensations de faune, marque un très net ralentissement de la sédimentation.

Une baisse générale du niveau des eaux provoque l'érosion d'une partie des dépôts toarciens dans les zones de hauts-fonds : c'est le début de la plate-forme occitane (Delfaud, 1973).

### 6.3. Le développement d'une nouvelle plate-forme carbonatée proximale

(séquences L5, DO 1 à M1 ; Aalénien à Kimméridgien basal).

\* La mise en place de la plateforme carbonatée (séquences L5 - DO 1, Aalénien et Bajocien).

Les calcaires à oncolites traduisent une reprise de la sédimentation succédant aux séries réduites du Toarcien terminal. Ces faciès, connus jusque dans les Pyrénées, disparaissent au niveau du seuil de Villefranche-de-Rouergue et passent dans les Grands Causses à des calcaires à chailles traduisant un milieu plus ouvert ; ils sont inconnus sur le môle de Castelsarrasin qui constitue le prolongement oriental de l'axe Montauban - Gironde. La répartition des dépôts est sous la dépendance d'accidents N 20° induisant une topographie en blocs basculés (Peybernès et Pélissié, 1985).

Les calcaires oolithiques dolomités correspondent à une barrière oolithique connue vers le Nord-Ouest jusqu'au Nord de la Dordogne (Foucher, 1986) où ils sont relayés par des calcaires fins déposés sur la plate-forme distale. Dans les Pyrénées persistent encore les faciès à oncolites et dans les Grands Causses les calcaires à chailles et à *Cancellophycus*. La dolomitisation augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche des zones de haut-fond (seuil de Villefranche et seuil de caussenard, môle de Castelsarrasin) mettant en évidence une structuration selon la direction N 20°. On remarque également de légers changements de faciès et d'épaisseur selon la direction N 110° au niveau de la faille de Padirac (Boichard et Drullion, 1982).

Les dolomies bréchiques concluent une première phase de comblement de la plate-forme. Ces faciès de sebkha sont localisés au Sud du Lot ; au Nord du Quercy ils passent à des niveaux dolomitisés tendant à l'émersion alors que, vers le Nord-Ouest, persiste une barrière se développant jusqu'au Sud de la Charente mais présentant au sommet un niveau à indices d'émersion.

\* La généralisation des environnements proximaux (séquence DO 2, Bathonien basal).

La poursuite du comblement de la plate-forme est d'abord associée à un enfoncement brutal des fonds sédimentaires accompagné de mouvements tectoniques selon les directions N 160° (anticlinaux de St-Martin-Labouval et de Varaire) et N 110° (faille de Padirac). Ces manifestations tectoniques ont également connues dans les Corbières (Almeras et Peybernès, 1979) avec lacune du Bajocien et du Bathonien inférieur et pourraient coïncider avec la mise en place de la coulée de basalte alcalin des Vignes dans les Grands Causses (Baudron, Defaut, Demange et Maury, 1978).

Les calcaires oolithiques et graveleux traduisent, par leur succession sédimentaire anarchique, l'instabilité du substrat au niveau des zones mobiles précitées. Vers le nord du Quercy prédominent les faciès de lagon avec des micrites massives alors qu'une barrière oolithique est connue dans le Nontronais.

Les calcaires massifs de la Bouye se développent dans les mêmes environnements que les précédents mais avec un contexte plus stable : les faciès varient peu à l'échelle du Quercy hormis l'intercalation de marnes au Nord-Ouest du Causse de Martel et une nette réduction d'épaisseur assortie de dolomitisation en Grésigne.

\* Les environnements très proximaux, confinés et sursalés (séquence DO 3, Bathonien inférieur et moyen).

Avec les calcaires et marnes de la Bouye débute une nouvelle phase de comblement faisant suite à un nouvel enfoncement brutal du bassin enregistré dans tout le Quercy. Se développe alors un complexe évaporitique du Sud du Causse de Limogne jusque sur le Causse de Gramat, plus précisément la faille de Flaujac. Au niveau du Causse de Martel subsistent les faciès de lagon eux-mêmes relayés vers le Nord-Ouest par une barrière oolithique dans la région de Terasson.

Les brèches et évaporites de St-Chels forment un second complexe évaporitique limité au seul Quercy. Inconnu vers Terasson, son épaisseur diminue fortement en Grésigne. Il semble que le Quercy correspondait alors à une zone subsidente structurée à la fois selon la direction N 20° (séries réduites sur le seuil de Villefranche et le môle de Castelsarrasin) et la direction N 110° (variations d'épaisseur au niveau des failles de Meyssac, Padirac, Laramière et St-Antonin).

\* La tendance généralisée à l'émersion (séquence DO 4, Bathonien supérieur pro parte).

Les dépôts de base, traduisant le retour de conditions marines franches, sont rapidement remplacés par des faciès intertidaux puis des séries lacustres généralisées à tout le Quercy. Vers le Nord-Ouest du Causse de Martel se localisent des niveaux recristallisés passant dans le Nontronais au 3ème niveau à indice d'émersion. L'organisation des faciès est toujours sous la dépendance des directions N 20° et N 160°, cette dernière se manifestant par une nouvelle période d'instabilité au niveau de l'anticlinal de St-Martin-Labouval. Un changement climatique est également perceptible avec le retour de conditions plus humides limitant le développement des sebkhas malgré un degré de confinement analogue à celui de la séquence précédente (Fig. 15).

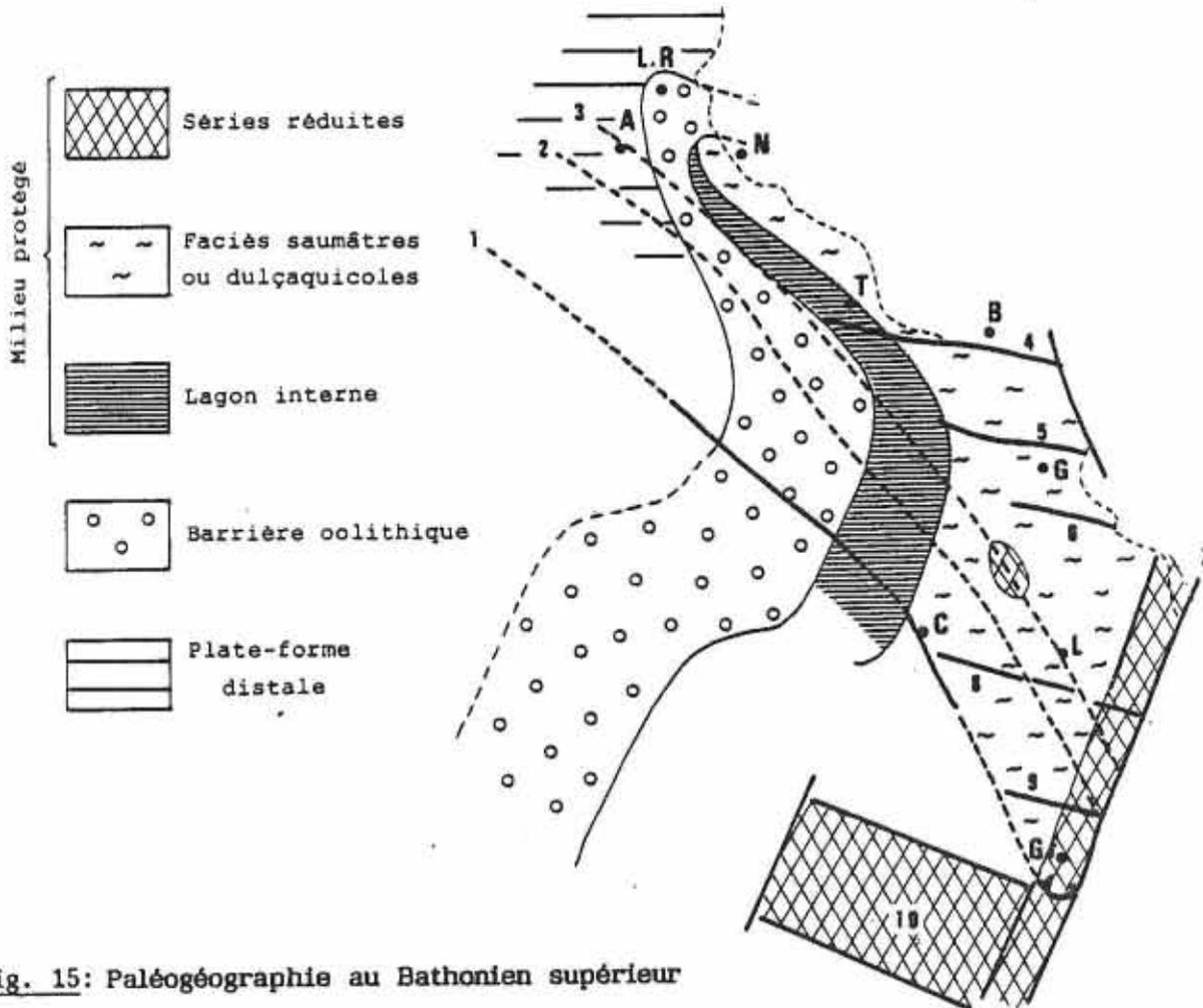


Fig. 15: Paléogéographie au Bathonien supérieur

- A : Angoulême ; LR : La Rochefoucauld ; N : Nontron ; T : Terrasson ;  
B : Brive ; G : Gramat ; C : Cahors ; L : Limogne ; Gr : Grésigne.  
1 : Linéament Ouest-Quercynois ; 2 : Linéament de Rochefort-Saint Cyprien ;  
3 : Linéament d'Angoulême-Saint Martin Labouval ; 4 : Faille de Meyssac ;  
5 : Faille de Padirac ; 6 : Faille de Flaujac ; 7 : Faille de Villefranche ;  
8 : Faille de Laramière ; 9 : Faille de Saint-Antonin ; 10 : Môle de  
Castelsarrasin.

\* La plate-forme carbonatée proximale du Dogger supérieur - Malm inférieur (séquences DO 5 et DO 6, Bathonien terminal à Oxfordien).

Le retour des conditions marines s'effectue progressivement avec apparition de faciès de lagon puis de barrière oolithique au-dessus de dépôts intertidaux. Au Nord de la vallée du Célé une pulsation dans cette évolution régulière est décelable et constitue la seule rupture sédimentaire enregistrée dans le Quercy durant cette longue période contrairement aux séries charentaises (Gabilly et al., 1985) ou à celles des Grands Causses (Marchand et al., 1983). Les calcaires à *Astartes* traduisent un nouveau recul de la mer se terminant par une émergence généralisée du Quercy.

\* Le complexe évaporitique du Kimméridgien (séquence M1, Kimméridgien basal).

Les brèches polygéniques soulignent le retour d'environnements très proximaux assortis d'un assèchement du climat permettant le développement de sebkhas. Des brèches du même type se forment de façon contemporaine dans les Pyrénées centrales (Peybernès, 1976) et l'Aquitaine méridionale (Bouroullec et Deloffre, 1982) où elles accompagnent des mouvements tectoniques. En Charentes se développe au cours de cette période un important épisode corallien.

#### 6.4. Le retour aux conditions de mer ouverte

(séquences M2, M3 ; Kimméridgien). (Fig. 16)

Les Calcaires bioturbés à galets mous font débiter la superséquence JV. Ils se sont déposés, dans des environnements inter puis subtidaux, sur un littoral non barré. La tendance transgressive s'accroît ensuite rapidement. Elle s'accompagne d'une grande homogénéisation des sédiments : les faciès caractéristiques des différentes formations du Kimméridgien quercynois s'étendent sans changements importants sur la totalité du département du Lot. Ainsi, les niveaux repères, comme le "banc à vertébrés" dans la zone à *Eudoxus*, les bancs à *Aulacostephanus contejeani* (Thur.) et *A. Yo* (d'Orb.) se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres sans la moindre modification. On note toutefois une augmentation progressive de l'épaisseur des différentes formations en direction du Sud-Ouest. Cet appauvrissement paraît s'accroître en relation avec la structure profonde du socle, notamment exprimée par le linéament de Vers et le linéament ouest-quercynois.

Le dépôt des Marnes et Calcaires argileux à *Nanogyra virgula* (Defr.), au Kimméridgien supérieur, traduit un maximum transgressif et contribue à un comblement rapide des bassins, en Aquitaine comme dans le Bassin de Paris. Le contrôle de la sédimentation paraît encore lié aux variations eustatiques. L'élévation du niveau de la mer dans le Quercy exprimée par la séquence M2 semble bien correspondre à la montée eustatique mentionnée par Vail et al., 1977.

Cependant, le retour des détritiques dans la "vasière à *N. virgula*" correspond probablement au lessivage des zones émergées et semblent traduire également l'intervention de déformations épirogéniques (Enay et al., 1980). Avec la séquence de comblement M3, les dépôts indiquent une diminution progressive de la profondeur, alors les peuplements d'ammonites deviennent très épisodiques.

Ces deux étapes de l'évolution sédimentaire du Kimméridgien se retrouvent aux détails près, depuis les Charentes jusqu'en Aquitaine méridionale, avec les mêmes faciès et les mêmes faunes que dans le Sud du Bassin de Paris. "A l'approche des Pyrénées, la série devient plus calcaire, légèrement bio-détritique, avec *Lituolidés*" (Enay, in Enay et al., 1980).

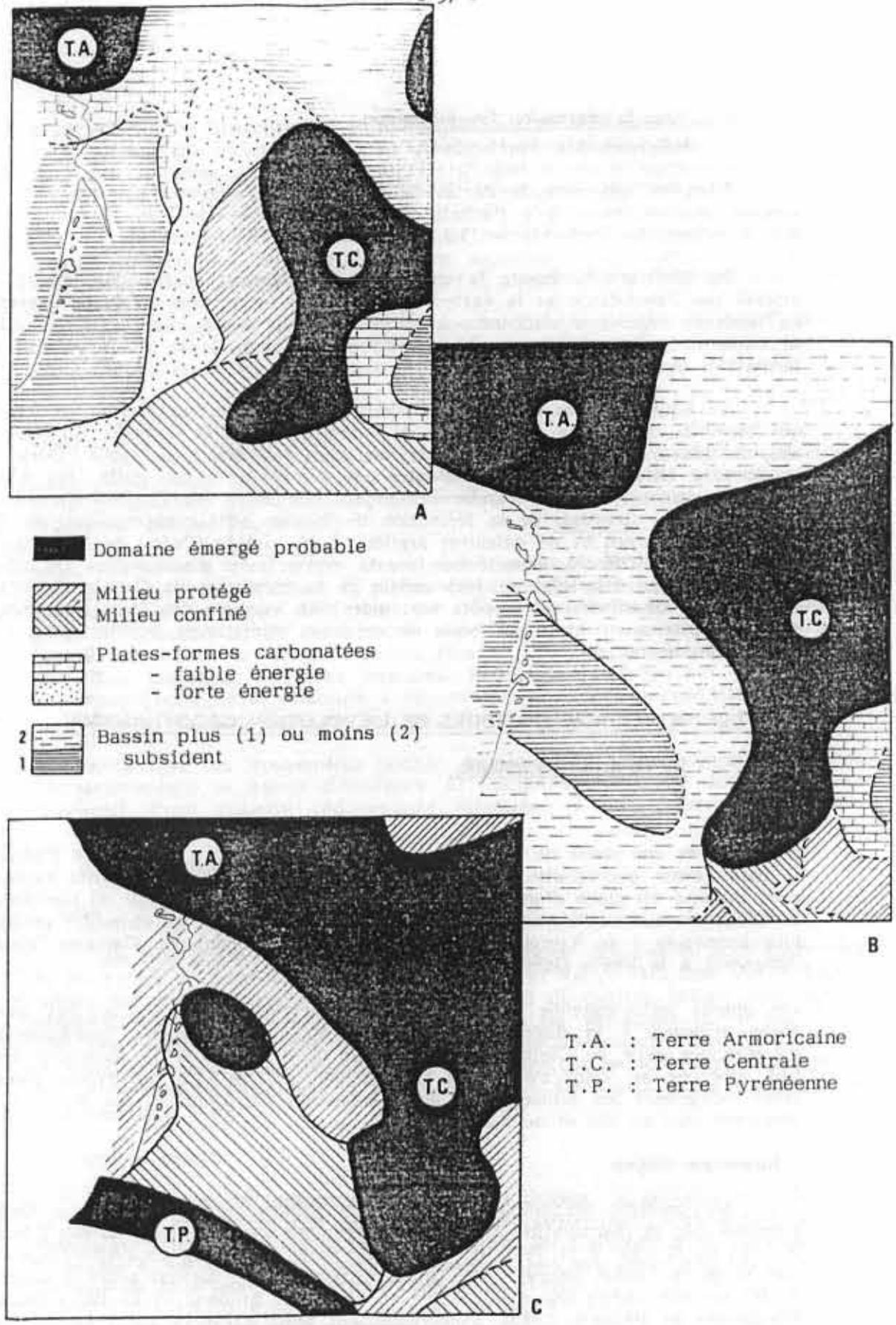


Fig. 16 : Paléogéographie de l'Aquitaine au Kimméridgien inférieur (A), au Kimméridgien supérieur (B) et au Portlandien (C) - d'après G.F.E.J. (Géobios, 1980).

### 6.5. Vers la régression fini-jurassique

(séquence M4, Portlandien).

Dans son ensemble, le Portlandien aquitain correspond à un régime de régression marine, alors qu'à l'échelle globale cette période présente une élévation du niveau des mers (cycle J3.2 in Vail et al., 1977).

Au Portlandien basal, le caractère franchement marin des dépôts est attesté par l'abondance et la vaste répartition des ammonites du genre *Gravesia*. La tendance régressive s'accroît ensuite et conduit à une importante restriction des aires à sédimentation marines et corrélativement, à un développement des formations de dessalures.

En Aquitaine, des mouvements positifs du socle se manifestent au Jurassique terminal, suivant un axe orienté de Montauban vers la Gironde. Au Nord de l'axe, du Quercy aux Charentes, se différencie un golfe étroit, ouvert à l'Ouest sur le domaine atlantique. Situés à l'extrémité orientale de ce golfe, les dépôts quercynois traduisent une moindre profondeur que leurs équivalents charentais : les calcaires à *Gravesia* de la formation de Salviac sont contemporains de l'alternance de marnes et de calcaires argileux à *N. virgula* (DeFr.) de la pointe de Chassiron (Ile d'Oléron), caractérisée par la même faune d'ammonites. De même, la sédimentation intertidale et supratidale de la formation de Cazals s'effectue, tandis qu'en Charentes, les dépôts sont alors plus variés : des formations évaporitiques s'intercalent dans une série de calcaires micritiques, bioclastiques, oololithiques et de marnes.

## 7. - LES PRINCIPAUX FACTEURS DE L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE

### 7.1. Le contrôle tectonique

#### . Lias

Après une phase de distension marquée, d'âge Trias - Hettangien inférieur, la plate-forme quercynoise se caractérise par de faibles mouvements extensifs avec la mise en place d'une série syn-rift peu épaisse (170 à 180 m) limitée par le linéament ouest-quercynois. A trois reprises des phénomènes extensifs semblent plus accentués : au Lotharingien (la crise lotharingienne), au Carixien [zone à Jamesoni], à la limite Domérien - Toarcien.

Les phases lotharingienne et carixienne sont nettement moins marquées que la phase triasique ; la distension domérienne apparaît elle-même beaucoup plus discrète que celle du Carixien. Tout se passe donc comme si la distension WNW-ESE amorcée au Trias s'atténuait progressivement, le Lias quercynois enregistrant faiblement les témoignages des phénomènes paroxysmaux qui se déroulent beaucoup plus au Sud et au Sud-Est.

#### . Jurassique moyen

Le contrôle tectonique se manifeste principalement pendant le Dogger inférieur par la réactivation d'accidents hercyniens d'orientations variées : N 20°, N 110° et N 150° à N 160°, en lien direct avec le rifting de l'Atlantique central et de la Téthys ligurienne. Cette phase distensive agit surtout selon la direction N 20° où elle induit une morphologie en horsts et grabens et en blocs basculés (Peybernès et Pélissier, 1985). S'individualisent ainsi plusieurs zones hautes (seuil de Villefranche de Rouergue, seuil caussenard, môle de Castelsarrasin) dotées de séries réduites et/ou soumises à l'érosion. Cette morphologie s'accompagne d'une subsidence différentielle marquée dans les Pyrénées et les Grands Causses, plus discrète mais néanmoins décelable en Quercy. La direction N 150° qui semble

prédominante en Charentes et en Dordogne jusqu'au nord du Causse de Martel ne se manifeste que ponctuellement en Quercy et perd toute influence plus au Sud. Il en est de même pour la direction N 110° dont le jeu en distension, perceptible en Quercy, ressort peu dans la partie méridionale du "Haut-fond Occitan".

Le contrôle tectonique se manifeste aussi par l'évolution séquentielle : tout le Dogger inférieur est caractérisé par une succession d'enfoncements brutaux dûs à la distension et suivis par un comblement progressif des "bassins" ainsi créés.

En accord avec les données issues des Grands Causses et des Pyrénées, deux phases tectoniques majeures s'individualisent : la première à la base du Bathonien, la seconde au Bathonien terminal.

#### . Jurassique supérieur

Au Jurassique supérieur, une phase distensive NNE-SSW s'amorce en Aquitaine. Cependant, la plate-forme nord-aquitaine, relativement stable durant le Kimméridgien et le Portlandien, présente une évolution sédimentaire dominée principalement par l'eustatisme.

Les modifications structurales s'expriment cependant discrètement, compensées par une importante élévation du niveau de la mer (séquence M2). Elles se traduisent principalement dans le Quercy par un épaississement des dépôts kimméridgiens en direction du SW, en relation avec le linéament ouest-quercynois et les bandes tectonisées de même direction. Plus au Nord, cette distension est à l'origine d'un dispositif de blocs basculés, situés en prolongement du linéament ouest-quercynois. Cette structure a notamment déterminé la répartition des aires coralliennes du Kimméridgien inférieur nord-aquitain (Hantzpergue, 1985 b).

Au Portlandien, les mouvements positifs du socle selon l'axe Montauban-Gironde compartimentent le bassin d'Aquitaine et marquent une étape dans le passage progressif d'une polarité sédimentaire atlantique à une polarité pyrénéenne.

### 7.2. Le contrôle eustatique

#### . Lias

La très bonne adéquation entre les séquences majeures du Lias quercynois et les cycles de 3ème ordre de Haq, Hardenbol et Vail, (1987), ainsi que la localisation des discontinuités majeures à ces limites de cycles, indique bien que la sédimentation est essentiellement rythmée par les variations du niveau de la mer. On soulignera toutefois que les évolutions sédimentaires enregistrées au sein de chaque séquence correspondent, soit à un approfondissement (superséquence J1) soit d'une évolution cyclique ou à une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau (superséquence J II).

#### . Jurassique moyen

Masqué par la tectonique à la base du Dogger, le contrôle eustatique ne se manifeste pleinement que pendant la période post-rifting, c'est-à-dire après le Bathonien terminal. La transgression enregistrée au Callovien et à l'Oxfordien se superpose à une importante montée eustatique alors que l'émersion fini-oxfordienne coïncide avec une chute brutale (Vail et al., 1977).

## . Jurassique supérieur

Une importante élévation globale du niveau des mers marque cette période. Les dépôts sont alors uniformes sur des grandes distances et les paléostructures induisent des variations de faciès peu prononcées.

### 7.3. Le contrôle climatique

L'influence des variations climatiques sur l'évolution sédimentaire a été principalement relevée au Lias et au Jurassique moyen.

Pour le Lias on notera principalement l'opposition (démontrée par les associations palynologiques) entre un climat chaud et sec à l'Hettangien suivi d'une relative humidification au Sinémurien et un climat chaud et humide, de type tropical, au Lias moyen et supérieur.

Pour le Jurassique moyen, le facteur climatique, quoique jouant un rôle minime par rapport aux précédents, imprime sa marque dans les séries sédimentaires en fonction de son aridité : pour un même degré de confinement, le déficit hydrique plus ou moins marqué induit la création d'environnements de sebkha ou, à l'inverse, l'apparition de faciès à faune et flore dulçaquicoles caractéristiques. Telle est la signification qui a été donnée à la discontinuité D 16.

### 7.4. Conclusions

Les séries jurassiques du Quercy, qui s'ordonnent en un cycle sédimentaire majeur, enregistrent les principaux événements préluant et accompagnant la création de l'Atlantique et de la Téthys ligure. Ainsi, on distinguera successivement :

- . une période de rifting avec pulsations tectoniques distensives induisant une morphologie relativement accidentée et s'étendant du Trias au Bathonien terminal,

- . une période post-rifting, presque uniquement placée sous contrôle eustatique. Elle s'exprime, du Bathonien terminal au Kimméridgien supérieur, par une homogénéisation des faciès sur l'ensemble du Quercy,

- . une période de restructuration du bassin d'Aquitaine, amorcée dès le Jurassique terminal et poursuivie durant tout le Crétacé inférieur, en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne et l'activité tectono-sédimentaire du domaine pyrénéen.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALMERAS Y. et PEYBERNES B. (1979) - Les Brachiopodes du Dogger des Pyrénées Navarro-languedociennes (Biostratigraphie et Paléontologie). Doc. Lab. Géol. Lyon, 76, p. 23-113.
- ARTHAUD Ph. et CHOUKROUNE P. (1972) - Méthodes d'analyse de la tectonique cassante à l'aide de microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme nord-aquitaine. Revue I.F.P. n° 5, p. 715-732.
- ASTRUC J.G. (1987) - Le paleokarst quercynois au Paléogène, altérations et sédimentations associées. Diplôme universitaire de Recherches Toulouse.
- BAUDRON J.C., DEFAUT B., DEMANGE J. et MAURY R.C. (1978) - Une coulée sous-marine d'âge Jurassique moyen dans les Causses : le basalte alcalin des Vignes (Massif Central français). C.R. Acad. Sc., (D), 287, p. 225-227.
- BERGOUNIOUX (1948) - Carte géologique au 1/80.000. Gourdon - 2ème édition. Publ. Serv. Carte Géol. Fr.
- BOICHARD R. et DRULLION G. (1982) - Genèse et évolution diagénétique des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy : évolution de leurs propriétés réservoirs. Thèse 3ème Cycle Sciences, Bordeaux III.
- BONIJOLY D. (1980) - Etude structurale et minéralisations d'une plate-forme carbonatée : le Quercy. Thèse 3ème Cycle Sciences, Orléans et Doc. B.R.G.M., n° 26.
- BONIJOLY D. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1987) - Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du bassin d'Aquitaine, entre Brive et Figeac. Bull. Soc. Géol. France (sous-presse).
- BOUROLLEC J., DELFAUD J., GAUTHIER J. et LENGUIN M. (1975) - Etude sédimentologique de la plate-forme carbonatée du Quercy du Bathonien au Callovien. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 6, 1, p. 227-255.
- BOUTET Cl. (1981) - Etude palynoplantologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne, Sud-Quercy. Thèse 3ème Cycle Toulouse.
- CUBAYNES R. et FAURE Ph. (1981) - Première analyse biostratigraphique du Lias supérieur du Sud-Quercy (bordure Nord-Est Aquitaine). C.R. Acad. Sc. Paris, (II), 292, p. 1031-1034.
- CUBAYNES R. et RUGET C. (1983) - *Lenticulina (Marginulinopsis) pennensis*, Foraminifère nouveau du Toarcien de l'Europe occidentale - Géobios, 16, p. 375-379, 1 fig., 1 pl.

- CUBAYNES R. (1984) - Place respective des Communautés de Pectinidés et de Gryphées dans les séquences klupféliennes du Domérien du Quercy. 1er Congrès Int. Paléoécologie (Lyon). Géobios, Mém. spéc. 8, p. 39-45.
- CUBAYNES R., FAURE Ph., BOUTET C. et DELFAUD J. (1984) - La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois (bordure sud-ouest du Massif central français) : rapports entre environnements sédimentaires et palynofaciès, contexte climatique. C.R. Acad. Sc. Paris, (II), 298, p. 83-88.
- CUBAYNES R. et DELOFFRE R. (1984) - *Tersella quercyensis* n. sp., Algue dasycladacée du Toarcién du Quercy (France). Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 8, 2, p. 371-384.
- CUBAYNES R. et RUGET C. (1985) - Les écoséquences de Nodosariidés et d'Ostracodes et leur signification dans les marnes toarciennes du Sud-Quercy, 1er coll. CIEL, Lyon, Cah. Inst. Cath. Lyon, 14, p. 125-134, 4 fig.
- CUBAYNES R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional : étude lithologique, biostratigraphique, paléoécologique et sédimentologique. Thèse Doct. Sc. Nat. Toulouse et Strata, 2, 6.
- CURNELLE R., DUBOIS P., SEGUIN J.C. (1980) - Le bassin d'Aquitaine : substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3, p. 47-58.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull. Soc. Géol. France (8), II, 4, p. 529-546.
- DELFAUD J. (1967) - Les grandes lignes de la stratigraphie et de la paléogéographie du Jurassique nord-Aquitain. Soc. Linn. Bordeaux, 104 B., n° 12.
- DELFAUD J. (1969) - Essai sur la Géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Doct. Sc. Nat., Bordeaux.
- DELFAUD J. et LENGUIN M. (1970) - Introduction à un modèle d'environnements carbonatés des marges continentales. L'exemple de la plate-forme du Bathonien-Callovien du Quercy. C.R. Acad. Sc. (D), t. 271, p. 960-963.
- DELFAUD J. (1972) - Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur d'Aquitaine, Mém. B.R.G.M., 77, p. 593-611.
- DELFAUD J. (1973) - Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France : le Haut-fond Occitan. C.R. Soc. Géol. France (7), 4, p. 102.
- DELFAUD J. (1975) - Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français. Réflexion méthodologique, IXe Congrès Sédim. Inter. Thème, 5, p. 163-175.

- DELFAUD J. (1975) - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. Géol. France (7), XVI, 6, p. 643-650.
- DELFAUD J. (1975) - Les sédiments carbonatés du Jurassique entre le bassin atlantique et la Téthys. Congrès Intern. Sédim. Nice, excursion, n° 21.
- DELFAUD J. (1978) - Géologie du Quercy. Le Jurassique et le Crétacé inférieur. Quercy - Recherche, Cahors, p. 33-57.
- DELFAUD J. (1980) - Le contexte paléogéographique des séquences d'échelle moyenne dans le Jurassique aquitain. Bull. Soc. Géol. Fr., XXII, (7), 4, p. 575-579.
- DEPECHE F. (1967) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique inférieur et moyen des Causses du Quercy, région de Cajarc (Lot). Thèse 3ème Cycle, Paris.
- DEPECHE F. (1968) - Etude micropaléontologique du Bathonien des Causses du Quercy (région de Cajarc). Rev. Micropal., 11, 4, p. 210-216.
- DHIERSAT G. (1984) - Etude sédimentologique et biostratigraphique de l'Aalénien Bajocien et du Bathonien inférieur du Causse de Martel. D.E.A. Univ. P. Sabatier Toulouse (inédit).
- DHIERSAT G. et PELISSIE Th. (1985) - Séquences carbonatées internes régressives du Dogger des Causses du Quercy. Strata, 1, 2, p. 23-45.
- DOUBINGER J., GRAUVOGEL-STAMM L., FELZINES A. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1985) - Découverte d'une macroflore d'âge hettangien dans les grès dits "triasiques" de la région de Figeac (Quercy), Bull. B.R.G.M., 3, p. 323-327, 2 fig., 1 pl. photo.
- DUFAURE Ph. (1958) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence. Revue Micropal., 1, 2, p. 87-115.
- DUFRENOY G.A. et ELIE-DE-BEAUMONT J.B. (1841) - Explication de la carte géologique de la France, tome I, Imprim. Nationale.
- DURAND-DELGA M. (1980) - Grands traits géologiques du Sud-Ouest de la France. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3, p. 1-10.
- DURAND-DELGA M. (1979) - L'anticlinal de la Grésigne (Tarn), Haut-Languedoc, résultat du coulisement d'un bloc crustal quercynois. C.R. Acad. Sc. Paris (D), 289, p. 9-12.
- ELLENBERGER F. (1937) - Recherches tectoniques sur le Massif de la Grésigne. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 71, p. 195-246.
- ELLENBERGER F. (1938) - Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaire : Grésigne et Montagne Noire. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 73, p. 327-364

- ENAY R. (1980) - Indices d'émersions et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur en France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XXII, 4, p. 581-590.
- FABRE J. (1971) - Contribution à l'étude du massif de la Grésigne. Thèse 3ème Paris.
- FABRE J. (1973) - Nouvelles données stratigraphiques, sédimentologiques et paléocéologiques sur le Dogger du massif de la Grésigne. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 109, p. 201-215.
- FAURE Ph. et CUBAYNES R. (1983) - La sous-zone à *Pleydellia celtica* n. sp. (*Dumortierinae*, *Ammonitina*), nouvel élément biostratigraphique de la zone à *Aalensis* dans le Toarcien du Sud du Quercy (bordure Est du Bassin d'Aquitaine). - C.R. Acad. Sc. Paris, (2), 297, p. 681-686.
- FEIST M. et CUBAYNES R. (1984) - Découverte de Charophytes dans le Lias du Sud de la France. Implications paléocéologiques et phyllogénétiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 299, II, 9, p. 593-596, 2 fig.
- FEIST M. et CUBAYNES R. (1984) - Discovery of liassic Charophytes ; paleoecological and phylogenetic implications, Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, W.E. Reif et F. Westphal Ed., Tubingen, p. 85-86, 1 fig.
- FOUCHER N. (1986) - Géodynamique sédimentaire et évolution paléogéographique de la plate-forme nord-est aquitaine au Jurassique moyen (Charente, Dordogne). Thèse 3ème Cycle, Poitiers.
- GABILLY J., CARIOU E. et HANTZPERGUE P. (1985) - Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), 1, 3, p. 391-401.
- GAILLARD M. et MASSE P. (1980) - Un modèle de tectonique de plate-forme : exemple d'un linéament de la bordure nord-aquitaine. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 4, 2, p. 633-647.
- GEZE B. (1949) - Carte géologique au 1/80.000. Montauban, 3ème édition. Publ. Serv. Carte Géol. France.
- GEZE B., CAVAILLE A. et DURAND-DELGA M. (1951) : Carte géologique au 1/80.000. Cahors, 2ème édition. Publ. Serv. Carte Géol. France.
- GEZE B. (1954) - Sur la tectonique des Causses du Quercy. Bull. Soc. Géol. France, (6), 4, 7-9, p. 453-466.
- GEZE B., DURAND-DELGA M. et CAVAILLE A. (1947) - Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. C.R. Acad. Sc. Paris, 224, p. 133-135.
- GEZE B. et CAVAILLE A. (1971) - Carte géologique au 1/80.000. Figeac, 3ème édition. Publ. Serv. Carte Géol. France.

- GEZE B. et CAVAILLE A. (1969) - Carte géologique au 1/80.000. Rodez, 3ème édition. Publ. Serv. Carte Géol. France.
- GLANGEAUD Ph. (1895) - Le Jurassique à l'Ouest du Plateau Central. Contribution à l'étude des mers jurassiques dans le bassin d'Aquitaine. Bull. Serv. Carte Géol. France, 8, 50.
- GRIGNAC C. (1983) - Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure Sud-Ouest du Massif Central (France). Thèse 3ème Cycle, Toulouse.
- GROUPE FRANCAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE ( 1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Docum. Lab. Géol. Lyon, H. S., 5, 210 p., 42 cartes.
- GUELORGET O. et PERTHUISOT J.P. (1983) - Le domaine paraliq. Expressions géologiques, biologiques et écologiques du confinement. Travaux du Lab. de Géol. Presses de l'Ecole Normale Sup., Paris, n° 16.
- HANTZPERGUE P. (1985) - Les discontinuités sédimentaires majeures dans le Kimméridgien français : chronologie, extension et corrélations dans les bassins ouest-européens. Géobios, 18, 2, p. 179-194.
- HANTZPERGUE P. (1985 b) - L'héritage hercynien dans la paléogéographie récifale du Jurassique supérieur nord-aquitain. C.R. Acad. Sc. Paris, 301, II, 15, p. 1147-1150.
- HANTZPERGUE P. (1987) - Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale (*Perisphinctidae*, *Aulacostephanidae*, *Aspidoceratidae*). Biochronologie, Systématique, Evolution, Paléobiogéographie. Thèse Doct. Sc. Nat., Poitiers, 568 p. dact., tab. A.G. et 1-46 fig. I-XIII et 1-141, pl. 1-45.
- HANTZPERGUE P., LAFURIE G. et LANGE-BADRE B. (1982) - Un crocodilien du Jurassique supérieur marin des environs de Cahors. Bull. Soc. Etudes du Lot, Cahors, 4e fasc., t. XIII, p. 375-385.
- HANTZPERGUE P. et LAFURIE G. (1983) - Le Kimméridgien quercynois : un complément biostratigraphique du Jurassique supérieur d'Aquitaine. Géobios Lyon, n° 16, fasc. 5, p. 601-609.
- HANTZPERGUE P. et MAIRE Ph. (1981) - Les plates-formes de l'Aunis et de l'Angoumois au Jurassique supérieur : caractères sédimentologiques et paléogéographiques. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (7), XXIII, 5, p. 493-500.
- HAQ, U.B., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, vol. 35, p. 1156-1166.
- KLINGEBIEL A. et GABILLY J. (1980) - Evolution paléogéographique de la marge continentale aquitaine durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine, Pau, mém. 3, p. 233-276.

- LEFAVRAIS-RAYMOND A. et LE CALVEZ Y. (1963) - Etude détaillée du Lias moyen et supérieur des sondages implantés par l'Asturienne des Mines dans la région de Bel-Air et du Castelet (Sud de Figeac). Rapport B.R.G.M., DS 63 A 43.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. et LE CALVEZ Y. (1964) - Sondage de Théminettes. Rapport B.R.G.M., DS 64 A 94.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. et LAFAURIE G. (1980) - La "crise lotharingienne" sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. Bull. Soc. Géol. France (7), 22, 4, p. 613-621.
- MAGNAN P. (1969) - Etude des formations secondaires des bords sud-ouest du Plateau Central de la France entre les vallées de la Vère et du Lot. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 3, p. 1-83.
- MARCHAND D., PELISSIE T., PEYBERNES B. et THIERRY J. (1983) - Biozonation par Ammonites du Callovien et de l'Oxfordien du Causse Méjean oriental (Lozère, France). C.R. Acad. Sc. Paris, (II), 296, p. 913-916.
- MEGELINK-ASSENAT S. (1982) - Le Trias et le Lias de la bordure aquitaine du Massif Central : fin du remblaiement post-hercynien et modalités d'une transgression dans un contexte pre-atlantique. Thèse Etat, Univ. Claude Bernard, Lyon.
- MEGELINK-ASSENAT S. (1983) - Le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif Central français : premières manifestations de l'ouverture de l'Atlantique. Bull. cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 1, p. 45-67.
- PELISSIE T. (1982) - Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse 3ème Cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse.
- PELISSIE T. et REY J. (1982) - Discontinuités sédimentologiques et fauniques du Dogger et du Malm du Causse de Limogne (Quercy, Lot). 9ème R.A.S.T. Paris, p. 496.
- PELISSIE T. et PEYBERNES B. (1982) - Etude micropaléontologique du Jurassique moyen/supérieur du Causse de Limogne (Quercy). Revue Micropal., 25, 2, p. 111-132.
- PELISSIE T., PEYBERNES B. et REY J. (1984) - Les grands Foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléocéologique et paléobiogéographique. Benthos'83, p. 479-489.
- PELISSIE T. (1985) - Typologie et interprétation génétique des brèches du passage Oxfordien/Kimméridgien dans le Quercy (France, Sud-Ouest). Arch. Sc. Genève, 39, 2, p. 211-224.
- PELISSIE T. et ASTRUC J.G. (à paraître) - La tectonique synsédimentaire dans le Dogger du Quercy : un témoignage du rifting téthysien et atlantique.
- PEYBERNES B. et PELISSIE T. (1985) - Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le "Haut-fond occitan" (SW de la France). C.R. Acad. Sc. Paris, (II), t. 301, p. 533-538.

- POITEVIN E. (1979) - Modifications diagénétiques et déformations tectoniques du Dogger carbonaté de la bordure nord du Causse Martel (France). Application à l'étude de l'évolution des propriétés réservoirs. Thèse 3ème Cycle Bordeaux III
- REY J., PEYBERNES B. et FAURE Ph. (1981) - Les Stromatolites du Lias inférieur aquitano-pyrénéen. Archives Sciences Genève, 34, p. 181-190.
- THEVENIN A. (1903) - Etude géologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. Bull. Serv. Carte Géol. France, 95, XIV.
- VAIL P.R., HARDENBOL J. et TODD R.G. (1981) - Jurassic unconformities chronostratigraphy and sea-level changes from seismic and biostratigraphy. Proceedings of the joint Meeting of the China Geophysical Exploration for Petroleum. Beijing, China, 1981, 17 p., 17 fig.
- WINNOCK E. (1973) - Exposé succinct de l'évolution paléogéologique de l'Aquitaine Bull. Soc. Géol. France, (7), XV, p. 5-12.

ajouter - CHRS.



Proposition d'organisation scalaire des séquences sédimentaires  
du Jurassique du Quercy

Jean DELFAUD

Géodynamique des Bassins Sédimentaires - C.U.R.S. - Université de Pau

-----

Durant les années 60, après la première phase de découverte de gisements d'hydrocarbures en Aquitaine centrale et méridionale, les géologues pétroliers ont parcouru les bordures du bassin afin d'étudier à l'affleurement les séries qu'ils venaient d'explorer en sondage (SERONIE-VIVIEN et al., 1961 ; BUROLLET et al., 1957 ; HENRY et al., 1959). Ils recherchaient deux types d'informations : des "marqueurs" paléontologiques, essentiellement des biozones de Foraminifères calées sur les zones d'Ammonites et une échelle de formation. En Aquitaine Nord et plus particulièrement en Quercy, un découpage lithostratigraphique fut établi (DELFAUD, 1967). L'outil était l'analyse séquentielle qui permettait la définition d'unités non par un critère unique mais par une structure et qui fournissait des graphes comparables aux courbes de diagraphies enregistrées dans les forages.

Après une première ébauche, l'interprétation fut poursuivie selon 3 axes :

- identification des discontinuités diachrones ou non, délimitant des corps sédimentaires (DELFAUD et al., 1975),
- interprétation des séquences en terme de dynamique sédimentaire par référence à des modèles actuels (BOUROULLEC, DELFAUD, GAUTHIER, 1973),
- organisation scalaire de ces séquences en unités de taille croissante (DELFAUD, 1972).

La reprise des analyses dans les années 1980, comportant en particulier une nouvelle étude biostratigraphique, a complété ce schéma, en l'approfondissant, parfois en le modifiant (CUBAYNES, 1984 ; HANTZPERGUE, 1983). Nous nous proposons de rapidement faire le point en insistant sur l'organisation scalaire, passage obligé pour une comparaison avec les courbes d'eustatisme construites par les sociétés d'exploration pétrolière.

## I - PRINCIPES DE HIERARCHISATION DES SEQUENCES

La hiérarchisation des séquences peut et doit être établie selon deux approches : analytique et interprétative.

### A - Approche analytique : l'étude des discontinuités sédimentaires

Cette voie fut celle explorée par un groupe de travail issu de l'A.S.F. à l'occasion du Congrès de Sédimentologie de Nice de 1975.

Très vite, il fut établi que deux critères devaient être écartés :

- l'épaisseur des séquences, qui dépend de la subsidence et du taux d'apport,
- la durée des séquences, variable encore trop aléatoire.

De même, la typologie des discontinuités (surface passive, négative, discordance, etc...) n'est pas le bon critère car des phénomènes spectaculaires comme un chenal sont souvent très locaux alors qu'un grand hiatus temporel peut n'être enregistré que par un simple diasthème.

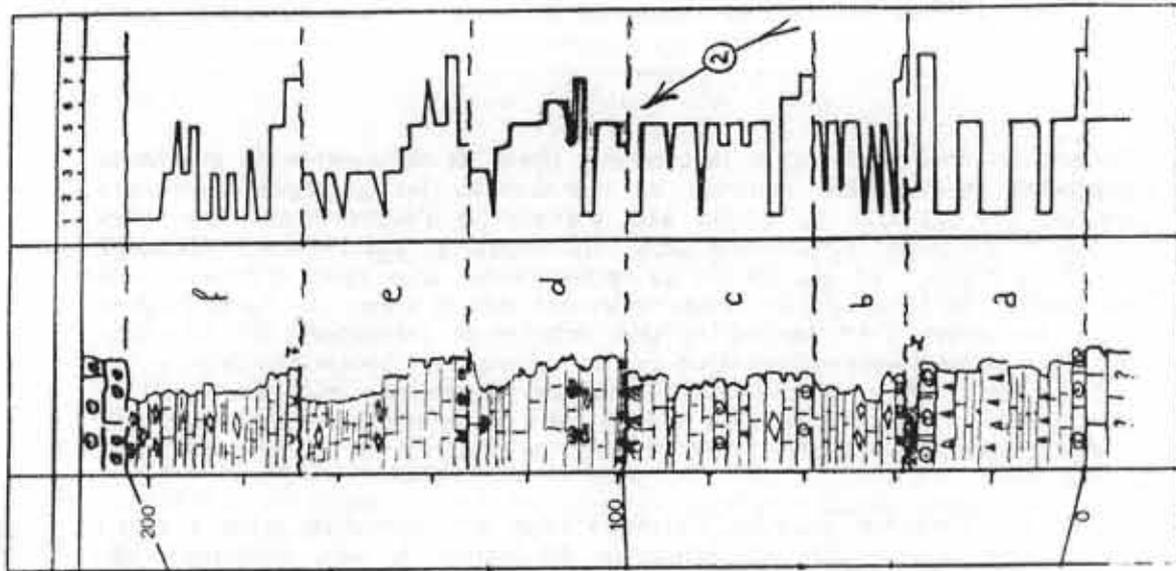


Fig. 2 - Séquences de 2<sup>o</sup> ordre dans le Bathonien inférieur de la Formation de Cajarc (= séquences de 3<sup>o</sup> ordre).

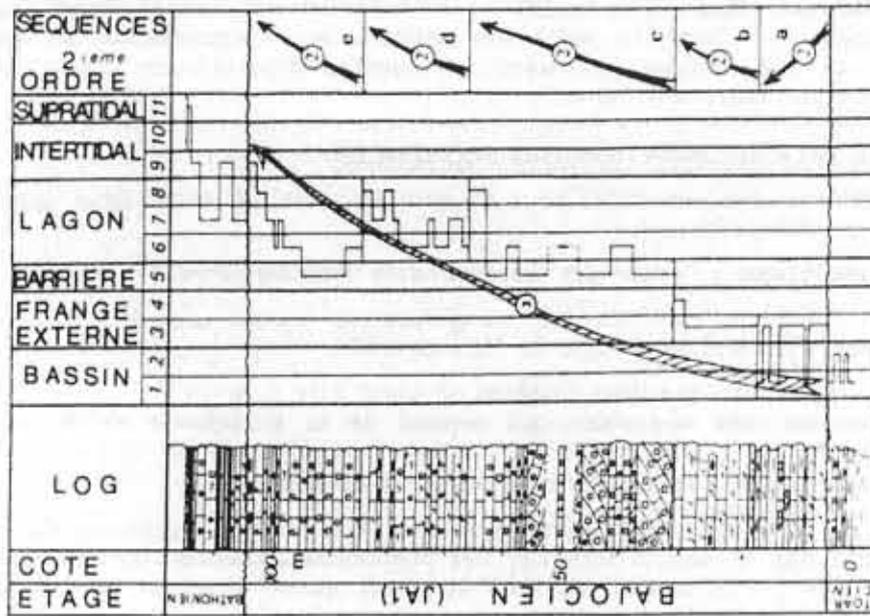


Fig. 1 - Séquences de 2<sup>o</sup> ordre dans le Bajocien de la Formation d'Autoire (= séquence de 3<sup>o</sup> ordre).

Finalement, nous avons retenu comme paramètre essentiel, l'extension géographique (= la dimension horizontale), définissant ainsi des discontinuités :

- locales
- régionales
- provinciales.

C'est sur ces bases que les séquences du Quercy peuvent être structurées, les plus grandes unités (Lias - Jurassique moyen - Jurassique terminal) correspondant à trois organisations paléogéographiques de tout le bassin Aquitain, alors que les unités suivantes sont, tour à tour, limitées à l'ensemble du Quercy (4<sup>o</sup> ordre) puis à des aires plus réduites (3<sup>o</sup> et 2<sup>o</sup> ordres).

### B - Approche interprétative

Une grille interprétative a été proposée (J. DELFAUD, 1986). Dans la sédimentation argilo-carbonatée du Quercy, son application est facile. Prenons comme exemple le Bajo-Bathonien (fig. 1 et 2) :

- 1er ordre : ce sont les bancs, souvent décimétriques, édifiés par un phénomène sédimentologique unique ;
- 2ème ordre : c'est un ensemble de bancs qui correspond à un corps sédimentaire bien caractéristique : un cordon grenu dans le Bajocien par exemple ou une divagation de chenal de marée (formation de Cajarc) ;
- 3ème ordre : ce sont les progradations sédimentaires complexes édifiant des séquences klupféliennes en Quercynois (ex : l'ensemble oolithique d'Autoire) ;
- 4ème ordre : évolution polarisée qui est guidée par un phénomène tectonique ou eustatique. Ces discontinuités traduisent des perturbations du système ;
- 5ème ordre : les grands ensembles qui appartiennent à des organisations paléogéographiques intéressant tout le bassin ;
- 6ème ordre : la totalité du cycle jurassique enfin.

## II - PRESENTATION D'UN TABLEAU

La figure 3 résume cette organisation :

- 6ème ordre : le cycle jurassique dissymétrique = transgression liasique rapide puis stade d'oscillation avant la régression portlandienne ;
- 5ème ordre : les 3 moments du bassin :
  - .le Lias : stade de plate-forme carbonatée pré-rift puis structuration du Lias moyen et supérieur guidés par le basculement de blocs en bordure occidentale du Bassin des Grands Causses ;
  - .le Jurassique moyen (Dogger-Oxfordien) : c'est le stade de la Plate-Forme Occitane, d'organisation méridienne. Sur la bordure est des Grands Causses, la coupure majeure (post-rift) se situe à la base de l'Oxfordien. C'est un phénomène "tethysien". En Aquitaine, l'Oxfordien a la même organisation que le Dogger. La coupure majeure se situe au passage au Kimméridgien. C'est un phénomène de bordure du Proto-Atlantique, visible en Grande-Bretagne, Normandie, Aquitaine, Maroc et Algérie occidentale.
  - .Les courbes isopaques du Jurassique terminal ont une orientation méridienne, dessinant une zone de subsidence qui relie Prentis au Quercy puis au Nord des Grands Causses (Zone Barne - Causses - Diois de DELFAUD, 1975).
- 4ème ordre : nous les notons en A, B, C, D. Dans le Lias (surtout au Lias moyen) ces séquences sont guidées par l'eustatisme actif. Dans le Dogger, elles correspondent à des comblements, favorisés par un mouvement positif d'ensemble eustatique et/ou tectonique. Au Kimméridgien-Portlandien, ce sont des

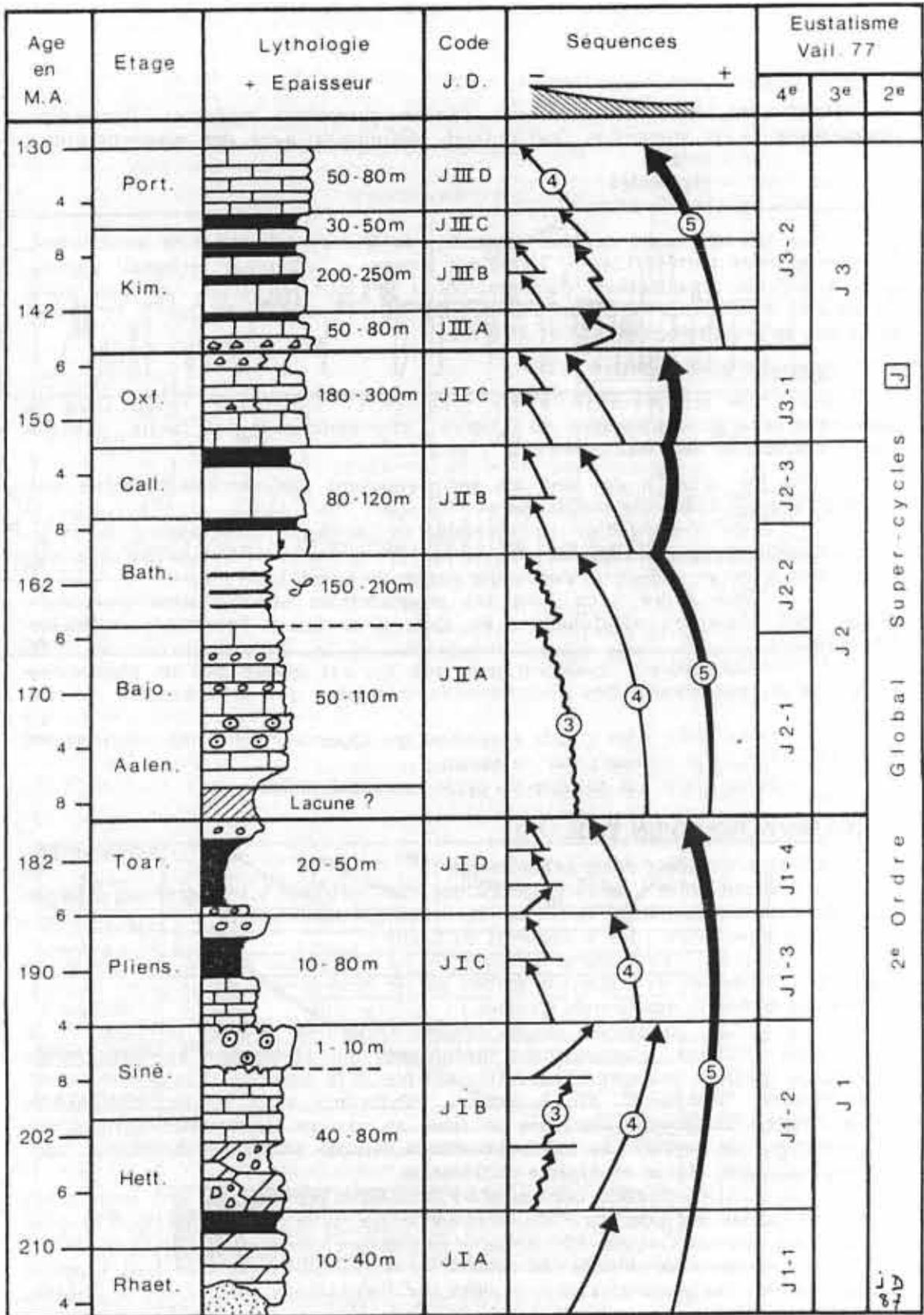


Fig. 3 - Organisation séquentielle du Jurassique du Quercy.

grandes séquences calcaires, marnes, visibles dans tout l'Ouest de la France (voir les travaux de LARDENOIS) et qui peuvent être l'enregistrement de grandes phases d'apport de colloïdes provenant de territoires septentrionaux.

- Les ordres suivants sont uniquement paléogéographiques. Quand il y a des faunes en abondance (Lias moyen-supérieur - Kimméridgien) de bons repères sont fournis par les successions d'Ammonites.

### III - COMPARAISON AVEC LES GRANDS PHENOMENES GEOLOGIQUES

Nous nous bornerons ici à évoquer les interprétations possibles des séquences du Quercy en termes de dynamique des bassins. Ce ne sont que des pistes que doivent être discutées, amendées, corrigées.

#### A - Evolutions paléogéographiques

Il est clair que les trois stades du Bassin d'Aquitaine au Jurassique s'inscrivent dans une dynamique plus large de l'Europe occidentale, en liaison avec le couple Atlantique-Tethys. En particulier l'organisation E-W du Kimméridgien traduit une première ébauche du Golfe de Gascogne, ébauche vite avortée puisque l'ouverture réelle interviendra plus tard (Albien) et plus au Sud (dans la Zone Nord-Pyrénéenne).

#### B - Grands transits océaniques - Migration de faune

Là aussi, il est clair que certains grands rythmes, jalonnés par des avancées de faunes nordiques au mésogéen, sont rythmés par le jeu de seuils (comme celui du Poitou). Grâce à la géochimie on peut aussi distinguer des marnes provenant du Sud (riches en kaolinite comme l'Oxfordien) et des colloïdes venant du Nord.

#### C - Pulsations climatiques

Des pulsations climatiques, à l'intérieur du monde tropical, ont accompagné ces évolutions. Des études fines palyno-planctologiques esquissent des explications. Soulignons ainsi les trois épisodes évaporitiques majeurs (Lias inférieur - Bathonien - Portlandien supérieur) et les phases plus humides (Lias moyen - Kimméridgien).

#### D - Tectonique - Subsidence

Il est clair que la tectonique fut toujours discrète dans le Jurassique du Quercy. Essentiellement de type extensif (ou en transtension), elle est jalonnée par des failles synsédimentaires (Lias, cf. Thèse de CUBAYNES), des flexures (Kimméridgien) et des épisodes bréchiques (DUBREUIL et DELFAUD). Les deux moments les plus intenses sont le basculement de blocs au Lias moyen et l'écroulement de proto-olistolites à la base du Kimméridgien, sur les flancs d'antiformes actifs.

Les variations de la subsidence seraient un bon marqueur de cette dynamique. Leur interprétation passe par une décompaction rigoureuse des séries suivant le modèle appliqué en Aquitaine centrale par M.F. BRUNET.

#### E - Pulsations eustatiques

Le Quercy est un sous-bassin de marge passive, relativement calme pendant le Jurassique. Les pulsations de l'eustatisme mondial ont dû y être enregistrées assez fidèlement. Leur décodage nécessite deux préalables :

- une organisation scalaire des séquences. Dans la figure 3, nous repreneons le parallélisme entre les "cycles" de VAIL et notre échelle des séquences (en rappelant que les polarités de numérotation sont inverses, le 1er ordre étant pour VAIL le plus grand et pour nous le plus petit).

- un modèle clair d'enregistrement sédimentaire des pulsations eustatiques, particulièrement en domaine de plate-forme carbonatée. L'équipe d'Exxon vient de publier un modèle riche et complexe qui devra être confronté aux faits de terrain pour pouvoir replacer les séquences du Jurassique du Quercy dans une échelle eustatique mondiale (fig. 4).

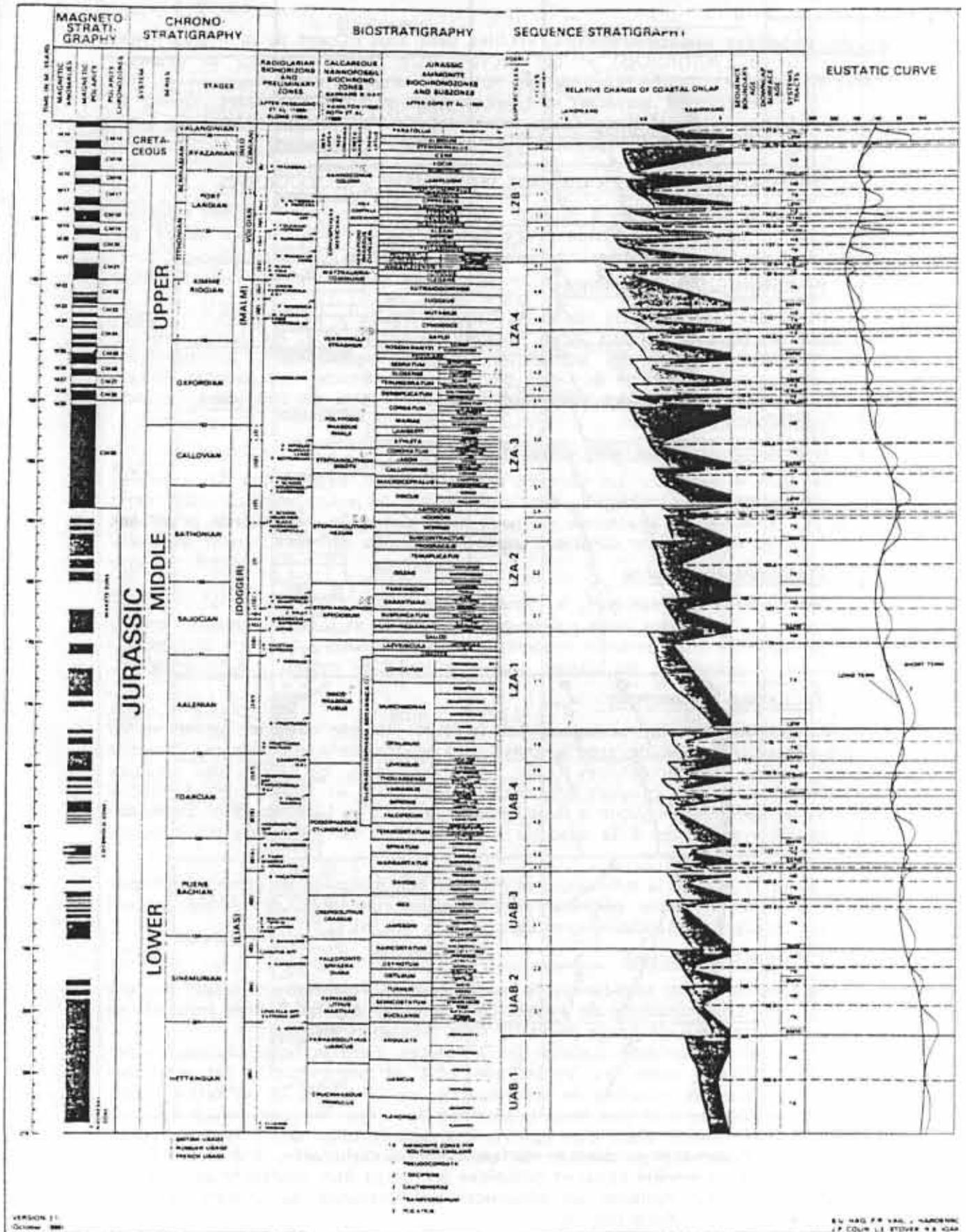


Fig. 4 - L'eustatisme au Jurassique d'après HAG et al., 1987.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOUROULLEC J., DELFAUD, GAUTHIER (1973).- Etude des sédiments carbonatés de la plate-forme interne du Quercy, du Bathonien au Callovien. Bull. Centre Rech. Pau SNPA (7), 2, 18 p.
- BUROLLET P.Ph. (1957).- Etudes stratigraphiques en Aquitaine. R.G. de C.F.P. n° 19.
- CUBAYNES R., FAURE Ph., BOUTET Cl., DELFAUD J. (1986).- La mégaséquence d'ouverture du Lias Quercynois. Bull. Centre Rech. Elf-Aquitaine (8), 2, p. 333-370.
- DELF AUD J. (1967).- Les grandes lignes de la stratigraphie et de la sédimentologie du Jurassique Nord-Aquitain. Actes. Soc. Lin. Bordeaux, t. CIV, SB, n° 12, 21 p.
- DELF AUD J. (1972).- Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur d'Aquitaine. Mém. B.R.G.M. n° 77, p. 593-611.
- DELF AUD J., BEAUDOIN B., BERTRAND J.P. et al. (1975).- Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français. Reflexion méthodologique. IX<sup>e</sup> Congrès int. de Sédim. Nice, Thème 5, p. 163-175.
- DELF AUD J. (1975).- Evolution des Pyrénées et de l'Aquitaine du Jurassique au Crétacé inférieur. Pirineos, n° 116, p. 21-35.
- DELF AUD J. (1986).- Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations Biologiques. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 2, p. 509-535.
- DUBREUIL A. et DELFAUD J. (1985).- Breccian accidents in the carbonate sedimentation of plat form of the Jurassic of Quercy. 6<sup>e</sup> Congrès Européen I.A.S. Lerida, p. 108-110.
- HANTZPERGUE P. et LAFAURIE G. (1983).- Le Kimméridgien quercynois : un complément biostratigraphique du Jurassique supérieur d'Aquitaine. Géobios, Lyon, n° 16, fasc. 5, p. 601-611.
- HENRY J. (1959).- Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées occidentales. R.G. de SNEA(P), n° 239.
- HAG B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels Science the Triassic. Science, vol. 235, p. 1156-1167.
- SERONIE-VIVIEN R.M., MAGNE J. et MALMOUSTIER G. (1961).- Le Lias des bordures septentrionale et orientale de l'Aquitaine. Mém. B.R.G.M., n° 12, p. 757-796.
- VAIL P.R. et al. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Mem. Amer. Ass. Petroleum Geol., n° 26, p. 83-87.



1ÈRE J O U R N E E

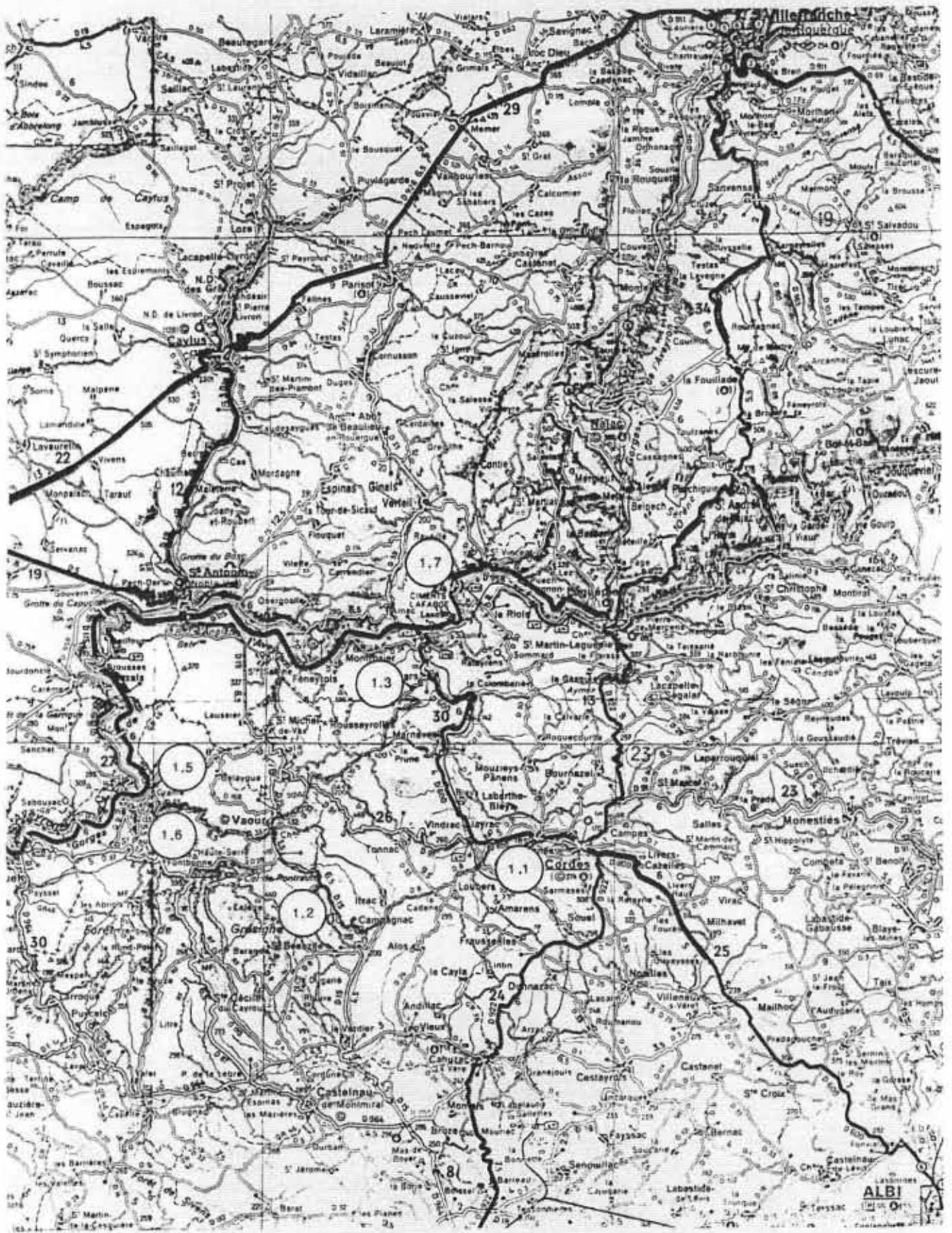


Fig. 17 : Itinéraire de la première journée.

## 1ÈRE JOURNÉE

Le Lias du Quercy méridional (région de la Grésigne et des Gorges de l'Aveyron).

Cette première journée est consacrée au Lias de la région grésignole, entre la basse vallée de la Vère (Bruniquel) et la moyenne vallée de l'Aveyron (Lexos) (Fig. 17).

Le massif de la Grésigne se situe à la limite orientale du Bassin d'Aquitaine, aux confins du Quercy, du Rouergue et de l'Albigeois, à 50 km de Toulouse et de Cahors (Fig. 18). Ce massif, à coeur permo-triasique, sépare les plateaux jurassiques du Quercy (Causses de la Garrigue et d'Anglars) du "golfe tertiaire" de l'Albigeois.

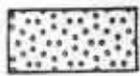
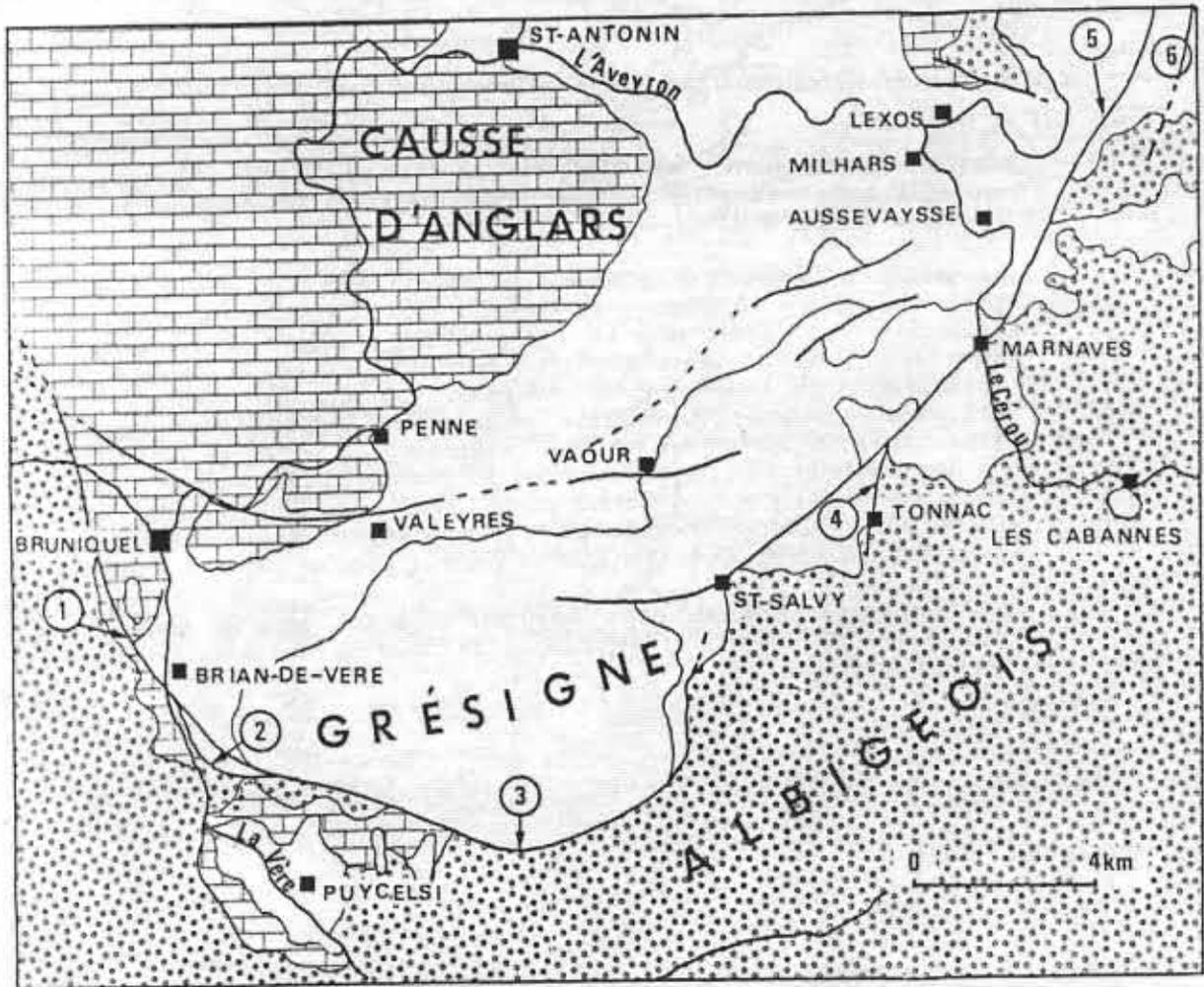
Les terrains liasiques, horizontaux ou faiblement inclinés, s'enfoncent à l'Ouest, sous le Dogger des plateaux caussenards, au Sud et au Sud-Ouest, ils sont recouverts en discordance par les molasses paléogènes de l'Albigeois, dans les régions de Cordes et de Castelnau-de-Montmiral. A l'Est, la faille de Villefranche-de-Rouergue interrompt les affleurements liasiques. Enfin, au Nord-Ouest, le Lias se poursuit jusqu'au "Seuil du Poitou".

Le Lias de la Grésigne, entre Bruniquel et Lexos, apparaît comme le plus dilaté (350 à 400 m d'épaisseur) de toute la marge orientale du bassin d'Aquitaine.

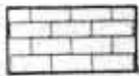
Notre itinéraire sera le suivant :

kilométrage	Arrêts	
0	Cordes	
2	1. Les Cabannes	Formation des Dolomies du Maillet, membre des Dolomies en dalles (Hettangien).
16	2. Campagnac	Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles et formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac (Sinémurien - Lotharingien).
34	3. Milhars	Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac (Lotharingien) et base de la formation des Calcaires de Brian-de-Vère (Carixien).
41	4. Vaour	Arrêt-repas, à côté du dolmen de Peyralade (Bronze final) sur les Calcaires à microrhythmes.
52	5. Penne	Les Marnes à Amalthées (Domérien moyen) le long de la départementale D 33 puis la Barre à Pecten (Domérien supérieur - extrême base du Toarcien) et, dans la même carrière, les Schistes-carton (Toarcien inférieur).
53	6. Penne	Les Marnes et calcaires de Penne, (Toarcien inférieur et moyen), le long de la route reliant la D 33 à Penne.
87	7. Lexos	Les Marnes et calcaires de Penne (Marnes noires à <u>Pseudogrammoceras</u> ) et les Marnes et calcaires de Lexos (assise à Gryphees).

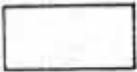
Départ pour Figeac . .



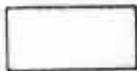
Tertiaire de l'Albigeois



Dogger et Malm inférieur



Lias



Permo-Trias



Principaux accidents tectoniques avec :

1. failles de la Vère (linéament ouest-quercynois).
2. chevauchement de Saint-Martin
3. chevauchement sud-grésignol
4. faille de Tonnac
5. faille de Marnaves
6. faille de Villefranche de Rouergue

Fig. 18 : Carte géologique simplifiée de la Grésigne.

### Arrêt 1.1. - Carrière des Cabannes

Formation des Dolomies du Maillet, membre des Dolomies en dalles, étude séquentielle.

A l'Ouest de Cordes, la butte des Cabannes regroupe les affleurements les plus orientaux du Lias grésinois avec, de la base au sommet et du Nord au Sud, deux formations plongeant monoclinalement d'une dizaine de degrés vers le SSW :

- la formation des Grès de la Madeleine (20 à 30 m d'épaisseur) qui affleure mal le long de la vallée du Cérou (Megelink-Assenat, 1982) ;
- la formation des Dolomies du Maillet (55 à 60) dont nous n'étudierons ici que le membre inférieur, les Dolomies en dalles (40 m).

Les Dolomies en dalles (Fig.19) ou Dolomies en plaquettes" des anciens auteurs sont bien visibles dans les carrières au sud de la butte. Elles se disposent en bancs centimétriques à décimétriques avec de rares passées argilo-dolomitiques. Nous y avons reconnu une organisation séquentielle qui repose sur la succession et l'alternance de quatre type de séquences tidales. Ces séquences d'échelle métrique, notées I à IV, s'ordonnent du domaine infralittoral au domaine médio-littoral.

Les séquences de type I et de type II alternent dans toute la partie inférieure du membre (les 27 premiers mètres). Les séquences de type III et IV caractérisent la partie supérieure des Dolomies en dalles (les 12 à 13 derniers mètres). Une surface ferrugineuse, peu marquée et située juste sous le premier banc de dolomies vacuolaires, sépare ces deux mésoséquences notées LI A et LI B.

#### Séquence de type I (Fig. 20)

Le terme 1, une dolomicrite à larges stratifications entrecroisées, s'est formée en domaine infralittoral.

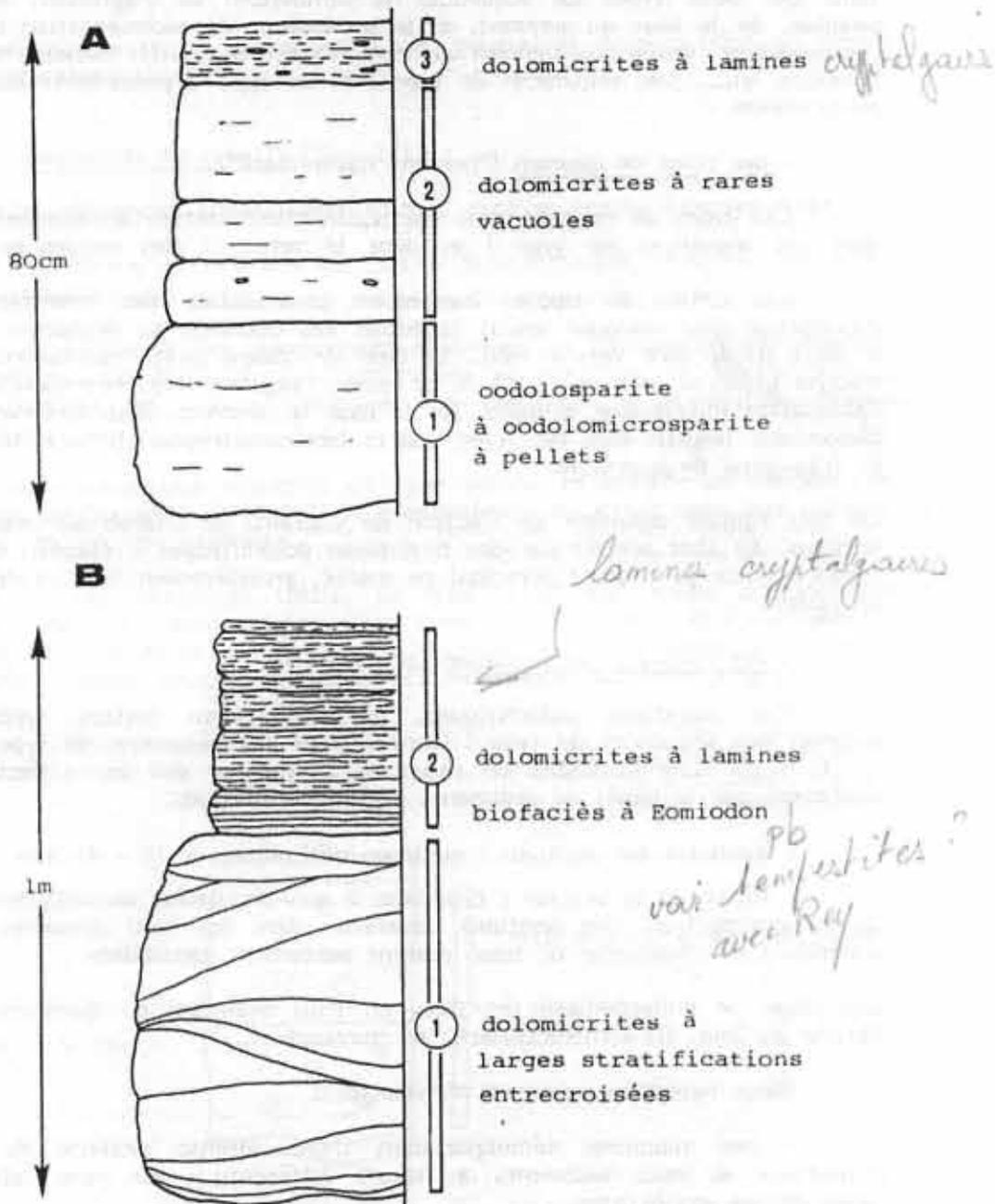
Le terme 2 (dolomicrite) présente tous les caractères de lamines mécaniques (troncatures des lamines, faible pente des feuillets). Les dernières lamines portent des thanatocénoses à Cuneigervillia aff. hagenowi (Dunker), Cuneigervillia ? sp. et Eimiodon aff. menkei (Dunker).

Selon Freinex et Cubaynes (1984) de tels biofaciès à Eimiodon suggèrent des milieux brachyhalins bas (16 - 23 ‰ de salinité) et caractérisent les zones incertaines entre domaines marin et continental. Les lamines planes, interprétées comme d'origine stromatolithique par Megelink-Assenat (1982), ne sont que des lamines mécaniques traduisant l'action de marées dans le domaine médiolittoral.

#### Séquence de type II (Fig. 20)

Le terme 1 est une oodoloparite à oodolomicrosparite à pellets épars. Il correspond soit à un épandage oolithique dans le domaine infralittoral, soit à un chenal oolithique.





**Fig. 20** : Formation des Dolomies du Maillet-membre des Dolomies en dalles, séquence de type I (A) et de type II (B) dans la coupe des Cabannes de Cordes (Tarn) ; les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

Les dolomicrites à rares vacuoles du terme 2 puis les dolomicrites à lamines du terme 3 indiquent des dépôts médiolittoraux. Les lamines mécaniques témoignent d'une énergie hydrodynamique modérée.

Dans ces deux types de séquences la diminution de l'agitation des eaux est sensible, de la base au sommet, et la profondeur de sédimentation décroît. Elles correspondent vraisemblablement au comblement de motifs mineurs tels chenaux, cuvettes, etc... Les séquences de type I et de type II présentent deux structures particulières :

- des rides de courant ("current ripple-mark") :

Ces rides de courant sont particulièrement nettes au sommet du terme 1 dans les séquences de type I et dans le terme 2 des séquences de type II.

Les crêtes de ripples légèrement sinusoidales sont orientées E-W, leur dissymétrie peu marquée trahit toutefois des courants se déplaçant du Sud vers le Nord et du SSW vers le NNE. La base de chaque crête correspond à une dolomicrite gréseuse avec 40 à 50 % de quartz anguleux très hétérométriques et des lithoclastes micritiques ovalisés. De la base au sommet, nous observons un granoclassement négatif très net avec quartz hétérométriques, lithoclastes micritiques et fragments de quartzite.

De tels ripples résultent de l'action de courants de marée sur d'anciens sables argileux. Ils sont scellés par des mudstones dolomitiques à clapotis dus à l'interférence entre le courant principal de marée, grossièrement S-N, et un courant de jusant.

- des tubulures dolomitiques (rhizomes ?)

Ces tubulures dolomitiques, particulièrement nettes, apparaissent au sommet des séquences de type I (terme 2) et des séquences de type II (termes 2 et 3). Elles sont disposées en relief, à la surface des bancs décimétriques et cachetées par le dépôt de sédiments argilo-dolomitiques.

. diamètre des sections : quelques millimètres à 15 - 16 mm

. forme de la section : circulaire à sub-circulaire, souvent ovoïde du fait de la compaction. Les sections observées dans les tout premiers centimètres supérieurs de l'épaisseur du banc restent nettement circulaires.

Les tubes se dichotomisent en deux ou trois branches de diamètre égal ou inférieur au leur. Ils s'entrecroisent, se chevauchent.

Deux hypothèses peuvent s'envisager :

- ces tubulures témoigneraient d'une intense activité de fouissage à l'interface de deux sédiments de nature différente : une vase calcaréo-dolomitique et une argile litée.

Mais nous n'avons observé aucun turricule, aucune trace d'orifice de terrier. La disposition des tubes avec des formes souples, chaque élément épousant les formes de l'autre, semble infirmer cette première hypothèse. De plus, aucune tubulure ne recoupe une autre tubulure... elles se ramifient.

- il s'agirait d'un tissu de rhizomes de plantes aquatiques ou sub-aquatiques. Cette deuxième hypothèse nous apparaît plus logique en raison des formes de ces tubulures qui évoquent à la fois une certaine souplesse et une certaine rigidité.

Des épaisissements, de place en place, pourraient correspondre au départ des tiges verticales.

- Séquences de type IV (Fig. 21)

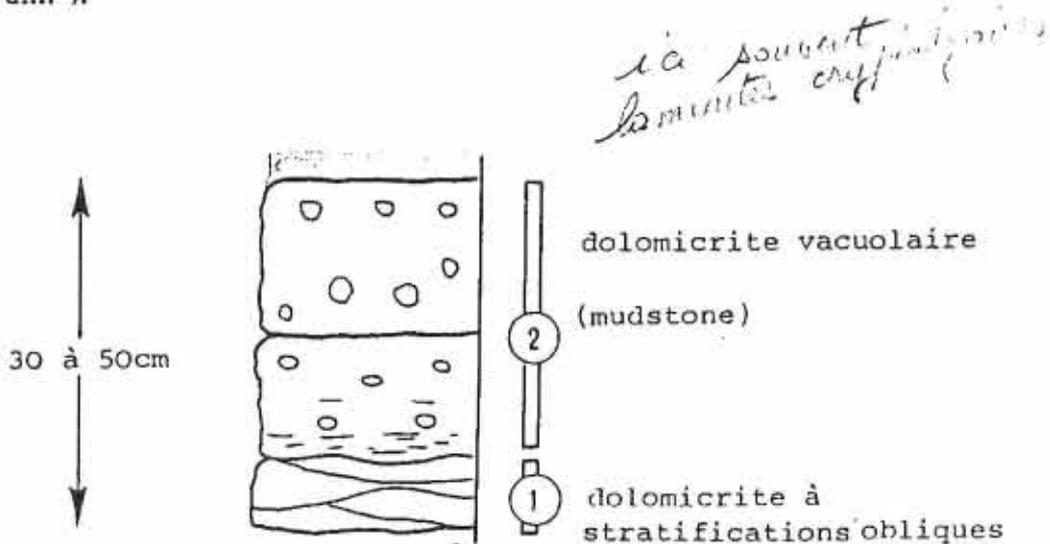
Ces séquences apparaissent surtout dans la partie supérieure du membre.

- le terme 1, des dolomicrites à stratifications obliques, correspond au domaine infralittoral.

- le terme 2, des dolomicrites mudstone, se caractérise par des vacuoles centimétriques de plus en plus nombreuses et de taille croissante remplies de larges cristaux de calcite spathique qui suggèrent la dissolution de nodules d'anhydrite.

Ce terme amorce une séquence de type sebkha et reflète un certain confinement des dépôts avec un début de précipitation du gypse dans des milieux sur-salés ou des lagunes littorales.

L'étude de ces séquences tidales de type IV ("flats" médio à supralittoraux) impose l'image de milieux lagunaires avec une limitation plus ou moins forte, variable et périodique de l'influence directe des eaux marines en raison de structures formant barrière du côté externe (flèche sableuse progradante, cordon littoral... ).



**Fig. 21** : Formation des Dolomies du Maillet-membre des Dolomies en dalles, séquence de type IV dans la coupe des Cabannes de Cordes (Tarn). Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

### Arrêt 1.2. - Carrière de la commune de Campagnac

Cette carrière se situe à 600 - 700 m au SSW de Saint-Salvy.

Les Calcaires à microrhythmes gris de fumée, en bancs bien réglés atteignant 0,50 m d'épaisseur, avec de minces alternances de marnes grises rendant la stratification apparente (Thevenin, 1903), s'étudient dans la partie nord de la carrière. Les bancs orientés N 30° E plongent de 30° au NW. Sur une épaisseur de 45 m cette série calcaire (Fig. 22) montre la succession d'une trentaine de séquences tidales d'échelle métrique.

La séquence-type (Cubaynes et al., 1984) évolue du sable oolithique infralittoral, ou du chenal oolithique, aux brèches de dessiccation, argiles noires ou paléosols du domaine supralittoral.

Cette organisation séquentielle, de règle sur toute la bordure du Bassin aquitain, correspond à une succession de séquences de type III (voir ci-après), alternant avec des séquences de plages ou de cordons littoraux.

#### - Séquence de type III (Fig. 23)

- Terme 1 : une rapide saccade de subsidence intervient à la base de chaque séquence qui ravine le toit de la séquence précédente.

La transgression marine arrache de nombreux éléments au substrat plus ou moins lithifié ou aux sédiments encore meubles : bioclastes, copeaux ou galets hétérométriques de dolomie (claire ou orangée), quartz, pellets, microdébris ligniteux, copeaux d'argiles vertes ou noires... sont étalés sur la plate-forme et constituent un faciès de remaniement.

Les oobiomicrosparites à oobiosparites, les oobiopelmicrosparites à oobiopelsparites, caractérisent la base des séquences.

Les bioclastes sparitiques d'échinodermes (radioles), de lamellibranches, d'ostracodes, de gastéropodes, de rares polypiers solitaires voisinent avec des nodosariidés et des verneuulinidés roulés.

Les oolithes hétérométriques et hétéromorphes, de type (avec un gros nucleus souvent micritique, oolithes tidales), sont associées à des lithoclastes (dolomie), des intraclastes, des agrégats limités par un film algaire.

Le terme 1 correspond donc à un épandage oolithique et bioclastique dans le domaine infralittoral. Ces sédiments meubles, sans cesse remis en mouvement, forment de véritables déserts écologiques.

Le terme 1 peut être chenalisé avec accumulation de grands bioclastes qui donnent aux grainstones oolithiques une structure amygdalaire.

- Terme 2 : les biomicrites mudstone à lamines irrégulières, planes ou obliques, entrecroisées, marquent la base du domaine médiolittoral. La subsidence devient plus lente et l'énergie hydrodynamique décroît.

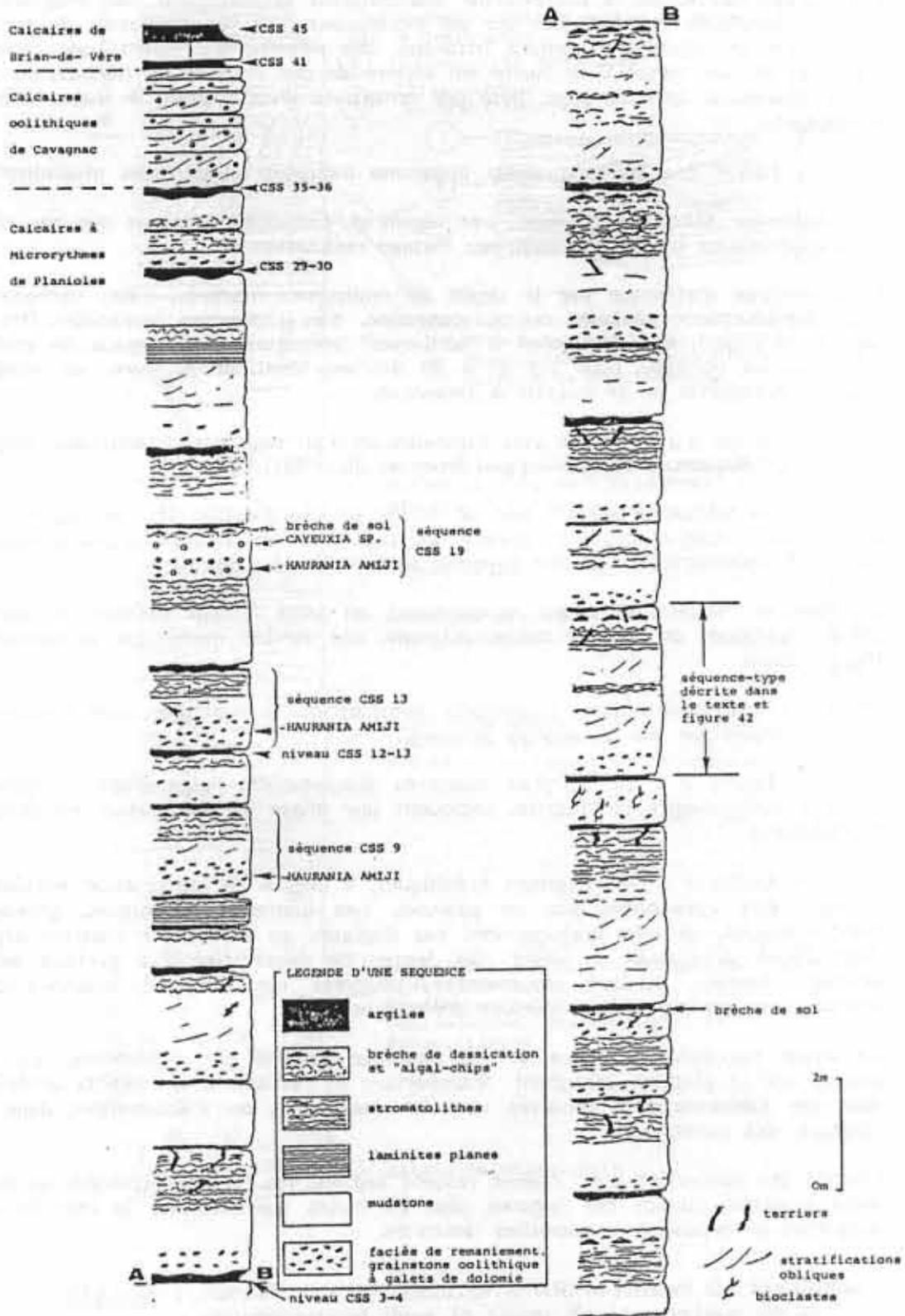


Fig. 22 : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles : coupe de la carrière de la commune de Campagnac.

Les parties hautes de la plate-forme s'accroissent latéralement par progradation et les grainstones s'accumulent sur les pentes externes. Ce processus de progradation met en place des cordons littoraux, des flèches, qui isolent une zone de lagon abrité. Le terme 2 se forme en arrière de ces cordons ou flèches, du côté de la dépression interne, avec déjà des tentatives d'installation de tapis stromatolithiques.

- Terme 3 : les biomicrites mudstone indiquent le domaine médiolittoral.

La subsidence décroît puis cesse. Les lagons se colmatent pendant que des voiles stromatolithiques tentent de coloniser l'étage médiolittoral.

Le colmatage s'effectue par le dépôt de mudstones marbrés, vases carbonatées fines pratiquement azoïques ou, au contraire, très riches en ostracodes (formes lagunaires lisses). Les mudstones à "bird-eyes" présentent des niveaux de terriers verticaux ou obliques dans les 25 à 30 derniers centimètres, avec un remplissage de pelmicrite ou de micrite à fenestrae.

- Terme 4 : ce terme voit l'installation d'un tapis stromatolithique organisé en microséquences centimétriques (Rey et al., 1981).

Chaque microséquence débute par un terme de réactivation (1), se poursuit par des lamines stromatolithiques planes (2), puis par des structures pseudo-columnaires (3) interrompues par une nouvelle surface de réactivation.

Les lamines stromatolithiques apparaissent en lame mince comme de minces films organiques de couleur noire, piégeant une lamine micritique inframillimétrique claire.

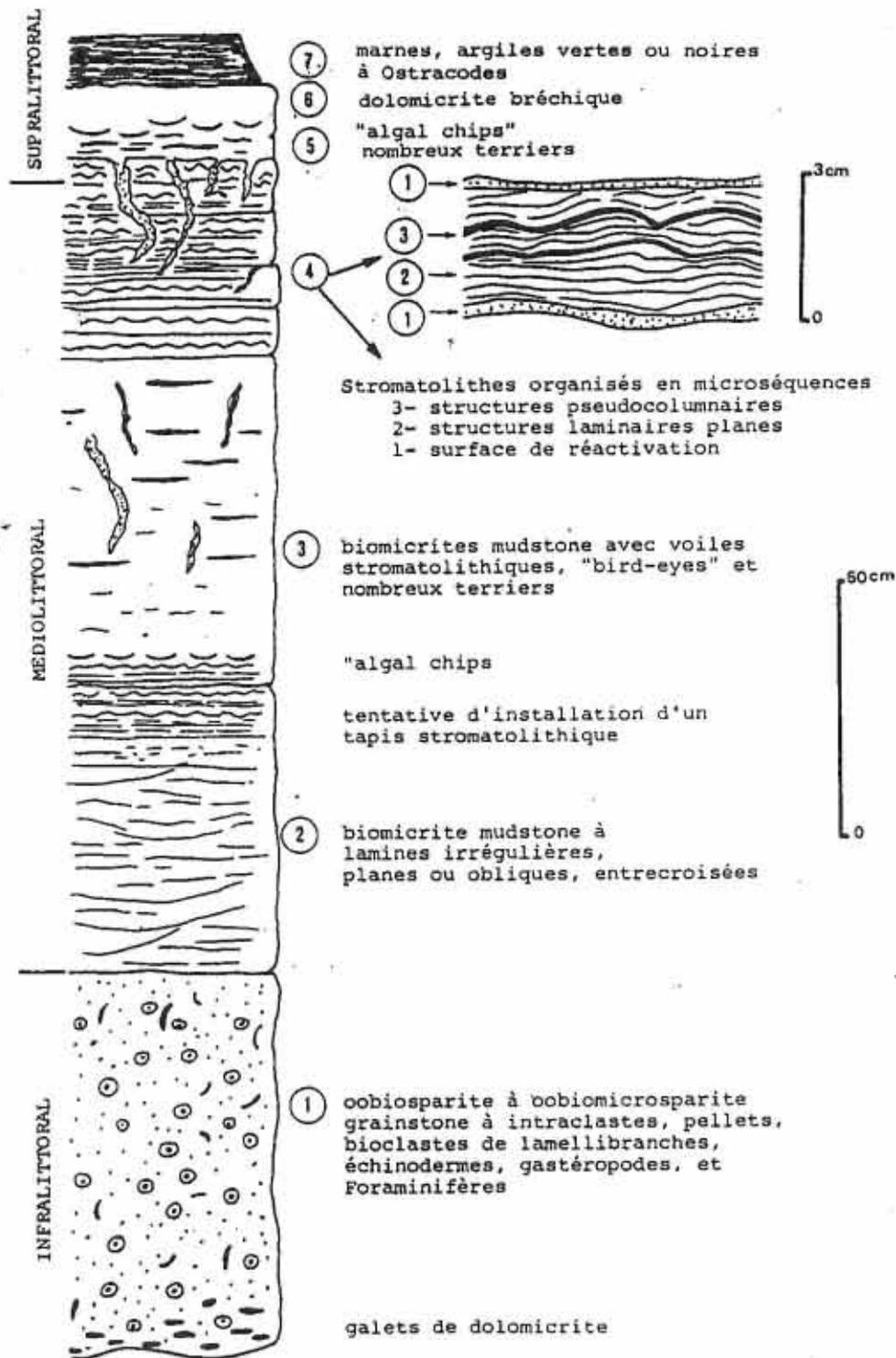
Les tapis stromatolithiques, d'épaisseur décimétrique à métrique, sont fréquemment recoupés par des niveaux de terriers.

- Terme 5 : des lamines concaves discontinues, "algal-chips", découpées par des remplissages de micrite, indiquent une phase de dessiccation en domaine supralittoral.

- Terme 6 : les dolomies bréchiques, à fentes de dessiccation verticales, peuvent être couronnées par un paléosol. Les éléments bréchiques, grossièrement cubiques, ne sont pratiquement pas déplacés au sein d'une matrice argilo-dolomitique développée à partir des fentes de dessiccation. La surface de ce dernier terme, d'allure tourmentée, suggère un modelé paléokarstique immature et témoigne d'une période d'émersion.

Le cycle recommence grâce à une nouvelle saccade de subsidence. La mer avance sur le plateau, arrachant, transportant et remaniant les dépôts antérieurs dont les éléments sont projetés vers les mangroves ou s'accumulent dans des chenaux, des cuvettes...

Comme les dénivelées ainsi créées restent faibles, les cordons littoraux se reforment aussitôt, isolant des lagunes plus ou moins ouvertes sur la mer et dans lesquelles se déposent de nouvelles laminites.



**Fig. 23** : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles, séquence-type dans la coupe de la carrière de la commune de Campagnac. Les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

Séquence de type III

L'évolution théorique de la séquence type III, d'après L'Homer (1977) est figurée sur la figure 24.

La séquence de type III, ainsi réalisée, se retrouve sur toute la bordure orientale du Bassin aquitain mais elle caractérise aussi la sédimentation sinémurienne des Grands Causses du Massif Central (Michard et Coumoul, 1978), des Pyrénées et des Corbières (Rey, Peybernès et Fauré, 1981).

Dans la nature actuelle, le Golfe persique, les Bahamas, l'Australie (Sharkbay), fournissent des modèles d'une telle évolution séquentielle.

#### - Variations des séquences de type III

La séquence complète de type III n'apparaît que rarement. La grande majorité des séquences avortent ou présentent des répétitions de termes.

#### Les tapis stromatolithiques

Les tapis stromatolithiques se développent surtout dans la partie moyenne de la formation, sur une quinzaine de mètres d'épaisseur (Fig. 22). Les calcaires sinémuriens prennent alors le faciès type des "calcaires rubanés".

Ces niveaux présentent des pseudomorphoses de cristaux de gypse isolés dans le sédiment micritique, entre les lamines stromatolithiques, ou à leur sommet.

#### Les faciès à grands Foraminifères

Le terme I se développe sur quelques séquences (CSS 9, CSS 13 et CSS 19, Fig. 22), tandis que les termes supérieurs tendent à se réduire vers le haut.

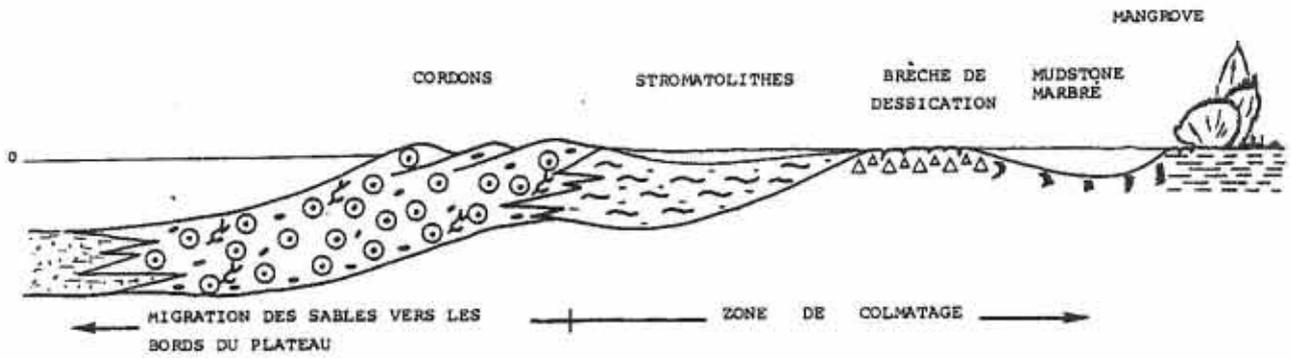
Dans ces séquences, les oopelsparites ou les oobiomicrites présentent de grands Foraminifères tels Haurania amiji Henson signalés, pour la première fois, dans le Sud-Ouest de la France (Lias inférieur du Poitou ; Baloge, 1981). L'aire de répartition de cette forme reste la Mésogée : Iraq, Turquie, Grèce, Italie, Algérie occidentale, Maroc... Sa présence dans le Quercy et le Poitou souligne donc de nettes influences téthysiennes.

#### Les faciès à Cayeuxia sp.

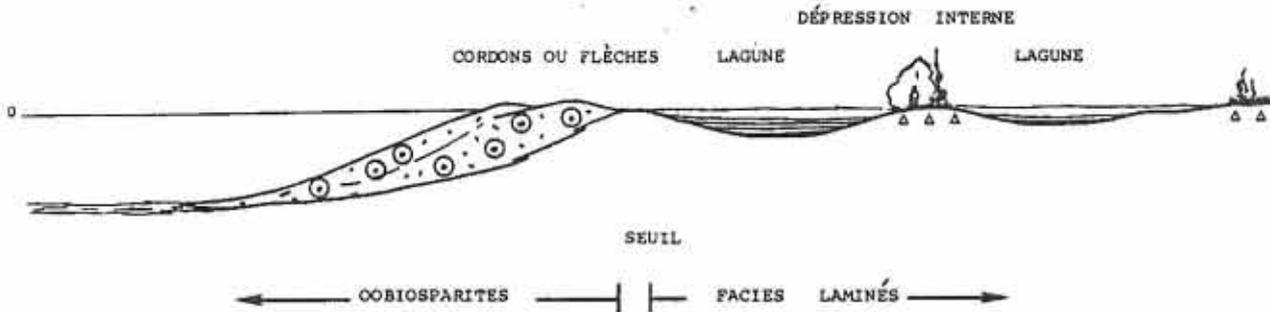
Dans la séquence CSS 19 (Fig. 22) seul apparaît le terme I avec une épaisseur de 0,80 m ; il comprend de la base au sommet :

- 25 à 30 cm d'oobiomicrite à grands lithoclastes centimétriques atteignant 3 à 4 cm de long pour 1 cm d'épaisseur. Ces galets dolomitiques de couleur beige sont disposés parallèlement à la stratification. Les oolithes, hétéromorphes, présentent un cortex laminé autour d'un bioclaste d'organisme benthique ou d'un nucleus complètement micritisé. Les bioclastes sparitiques d'échinodermes, lamellibranches, gastéropodes, ostracodes, foraminifères... sont associés à des spécimens d'Haurania amiji Henson.

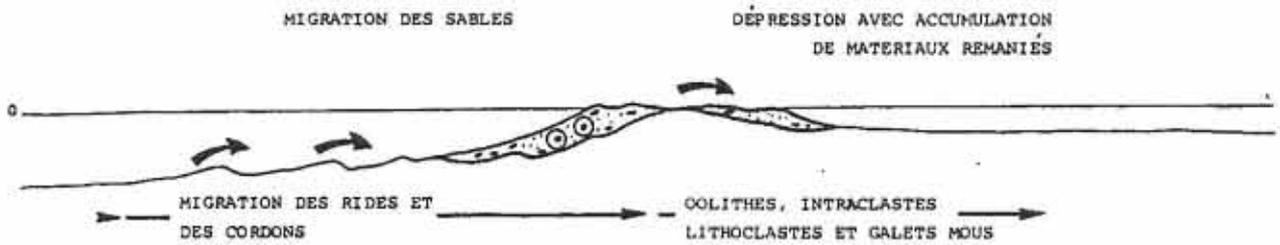
- 30 cm de biopelmicrites à gravelles micritiques et même cortège de bioclastes avec de rares sections de pentacrines, oolithes éparses et Cayeuxia sp.



③ Phase de colmatage par accrétion latérale du rivage  
 Vitesse de subsidence < vitesse de sédimentation



② Phase de progradation avec accumulation verticale  
 Vitesse de subsidence > vitesse de sédimentation



① Phase de subsidence-transgression

**Fig. 24** : Formation des Calcaires à microrhythmes de Planicoles, évolution théorique d'une séquence de type III (d'après l'Homer, 1977)

- 25 cm d'oobiosparite à bioclastes complètement ovalisés et lithoclastes polygéniques : lithoclastes de micrite, de biomicrites à ostracodes, d'oobiomicrite.

- 5 à 10 cm d'une brèche à éléments anguleux de dolomie et à ciment argileux noir (paléosol ?).

Cette séquence montre une énergie croissante vers le haut ; elle diffère donc des séquences de type III et correspond vraisemblablement à la mise en place d'une plage ou d'un cordon oolithique, avec exondation et réalisation d'un paléosol.

#### - Les niveaux d'argiles vertes à noires

Ces argiles sont constituées d'illites associées à une faible proportion de chlorite.

Les lavages systématiques que nous avons réalisés sur toutes les couches d'argiles nous ont livré des ostracofaunes indicatrices de milieux saumâtres. Une forme de grande taille ressemble aux Darwinula actuels (comm. orale de M. l'Abbé Donze).

Deux niveaux méritent une attention particulière : les niveaux CSS 29-30 et CSS 35-36 (Fig. 24).

- niveau CSS 29-30 : ce niveau associe une abondante ostracofaune de milieu saumâtre avec de rares Nodosariidés : Dentalina clavata Terquem et Lenticulina sp. s.s.

- niveau CSS 35-36 : ce niveau apporte la première association à formes marines :

• Nodosariidés : les Dentalines dominent largement avec les Lenticulines et de rares Ichtyolaria. D. multicosata Terquem apparaît au Sinémurien inférieur et D. matutina d'Orbigny à la base du Lotharingien.

• Ostracodes : la présence de Cytherella sp., d'Ogmoconchella sp. et de Klinglerella undata (Apostolescu) montre la rupture totale avec les milieux saumâtres sous-jacents.

Klinglerella undata (dét. de M. l'Abbé Donze) indiquerait le Lotharingien.

Les datations suggérées par les Dentalines et celles fournies par les Ostracodes se confortent. Le cycle lotharingien [zone à Obtusum] débiterait au sommet des Calcaires à microrhythmes.

Au sommet de la formation, la discontinuité intra-lotharingienne (n° 3) tronque la dernière séquence et nous avons, de bas en haut :

- discontinuité intra-lotharingienne,

- les Calcaires oolithiques de Cavagnac (2m) avec dans l'ordre :

• niveau 1 - biomicrites grainstone sableuses à lithoclastes micritiques, bioclastes d'échinodermes (dominants), lamellibranches, brachiopodes, lithoclastes micritiques et oolithes éparses.

• niveau 2 - oobiomicrites grainstone sableuses, à gravelles, lithoclastes d'oobiomicrite et bioclastes d'échinodermes dominants (radioles).

De la base jusqu'à 5 cm de la surface supérieure du banc, la taille et le nombre de grains de quartz augmentent. Puis, les cinq derniers centimètres de biopelmicrites packstone marquent le retour à des milieux plus calmes. La charge détritique de ces calcaires varie de 32 à 33 %.

- la discontinuité post-lotharingienne (n° 4) qui clôture le Lias inférieur carbonaté,

- l'extrême base de la formation des Calcaires de Brian-de-Vère, la base du membre des Calcaires marneux à Platypleuroceras (1 m à 1,50 m visibles).

### Arrêt 1.3. - Coupe de Milhars

Cette coupe, située à 750m au SW du village de Milhars (Tarn), montre le long de la route départementale D 9, et d'Ouest en Est, la formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles, les Calcaires oolithiques de Cavagnac, la base des Calcaires de Brian-de-Vère (Calcaires marneux à Platypleuroceras). Les bancs, orientés N 160° E, plongent de 15 à 20° à l'ENE.

La formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac apparaît plus développée que dans la coupe précédente.

De la base au sommet, la succession est la suivante (Fig. 25) :

- au-dessus d'un hard ground ferrugineux taraudé et criblé de terriers décimétriques, avec une thanatocénose à Bélemnites, Entolium, Chlamys, Crinoides.

- niveau 1 : 6 cm de marnes gréseuses jaunâtres à nodules de calcaires gréseux, bioclastes de crinoides, gastéropodes, dents de poissons, spicules d'holothuries, rotules et radioles d'échinides, osselets d'ophiures... La microfaune de Lagénidés, abondante, livre :

Dentalina arbuscula Terquem

D. clavata Terquem

D. multicostata Terquem

D. paucicosta Terquem

Lenticulina pl. sp. mg. Lenticulina

L. sp. mg. Astacolus

L. sp. mg. Marginulinopsis

L. inaequistriata (Terquem) mg. Planularia

L. ornata (Terquem) mg. Planularia

Lingulina gr. tenera-pupa

Marginulina burgundiae Terquem

associés à Spirillina sp.

Une telle microfaune, à net cachet lotharingien, avec déjà des influences carixiennes, pourrait faire attribuer l'extrême base des Calcaires oolithiques de Cavagnac au Lotharingien supérieur.



- (niveaux 2 à 4), 1 m de calcaires roux, en bancs décimétriques, se terminant par un horizon régulier de chailles.

- niveau 2 : biopelmicrites wackestone à spicules de démosponges, bioclastes d'échinodermes (dominants), d'ostracodes (abondants), Nodosariidés de petite taille associés à Glomospira sp. et Spirillina sp.

- niveau 3 : biopelmicrites wackestone-packstone à pellets de plus grande taille, intraclastes micritiques, spicules, bioclastes mal triés d'échinodermes, brachiopodes, lamellibranches, lagénidés. Abondants Verneulinoides mauritii associés à Glomospira sp. et à des Nodosariidés.

Une importante bioturbation est soulignée par des terriers à remplissage micritique.

- niveau 4 (à chailles) : biopelmicrites packstone se différenciant des précédentes par :

- . de rares oolithes micritisées à gros nucleus
- . 2 à 3 % de quartz anguleux et hétérométriques
- . le développement des Verneulinidae, Glomospira et Lagénidés.

- niveaux 5 à 12 : 6 m de calcaires roux à stratifications obliques, avec Entolium sp.

- niveaux 5 - 6 : biosparites grainstone à ciment très réduit, à lithoclastes et gravelles micritiques, bioclastes remaniés d'échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, bryozoaires et très rares débris de dasycladales. Présence d'oolithes éparses et de quartz de grande taille. Foraminifères très rares.

- niveaux 7 et sq. : oobiosparites grainstone sableuses, à gravelles micritiques et bioclastes ovalisés plus rares.

Oolithes et type avec nucleus développé et cortex dont la lamination concentrique est oblitérée par la micritisation.

Certaines oolithes présentent des perforations algaires.

La charge détritique du grainstone oolithique représente 18 % avec des quartz dont la taille varie de 63 micromètres à plus de 2 mm.

#### Arrêt 1.4. - Arrêt repas

BON APPETIT !

### Arrêt 1.5 - Carrière de Penne

De Vaour à Penne, nous suivons la départementale D 33 jusqu'à la carrière de Penne - Château-Granier.

Avant la carrière, creusée dans les Calcaires bioclastiques à Pectinidés, le talus nord de la route présente la partie supérieure des Marnes-de-Valeyres [zone à *Margaritatus*].

Dans la carrière, située au SSE de Château-Granier nous découvrons, de la base au sommet :

- . la Barre à Pecten
- . la base des Marnes et calcaires de Penne, les Schistes carton.

En nous tournant vers le SSW, nous apercevons le long d'une petite route, le membre des Marnes et calcaires à Hildoceras (arrêt suivant).

#### - La Barre à Pecten

Sur la marge orientale de l'Aquitaine, la séquence majeure L3 est clôturée par un ensemble carbonaté à Pectinidés, Bélemnites et, localement à oolithes, que nous désignerons sous le nom de la Barre à Pecten (Cubaynes et Fauré, 1981).

Bien visible dans la topographie, elle forme un abrupt séparant les marnes du Lias moyen (Domérien) et celles du Lias supérieur (Toarcien).

Cette Barre à Pecten (18 à 19 m d'épaisseur) apparaît comme un ensemble massif de bancs décimétriques, gris ou roux, à stratifications irrégulières, interrompu à son sommet, par un hard-ground ferrugineux d'extension régionale. Cette dernière discontinuité clôture la séquence.

Ces calcaires bioclastiques à Pectinidés présentent 5 unités qui sont, de la base au sommet (Fig. 26) :

A- 5,5 m de calcaires bioclastiques avec des alternances de marnes feuilletées sombres.

De véritables biostromes à Lobothyris punctata (Sowerby) et Lobothyris subpunctata (Davidson) caractérisent la base de ce premier ensemble qui, au-dessus, s'organise en 2 séquences décimétriques à métriques comprenant :

- marnes feuilletées sombres à radioles de Rhabdocidaris aff. moraldina (Cotteau),
- biomicrites à bioclastes d'échinodermes et nodosariidés ravinant les marnes sous-jacentes.

L'état de conservation des Lobothyris, avec des valves en connexion, implique un transport post-mortem nul ou très faible. Ces biostromes reflètent probablement des biocénoses pratiquement monogénériques colonisant des fonds de sables calcaires.

Pleuroceras solare (Phillips) puis P. gr. trapezoidiformis (Maubeuge) datent la base de la Barre à Pecten, de la sous-zone à Solare (Cubaynes et Fauré, 1981).

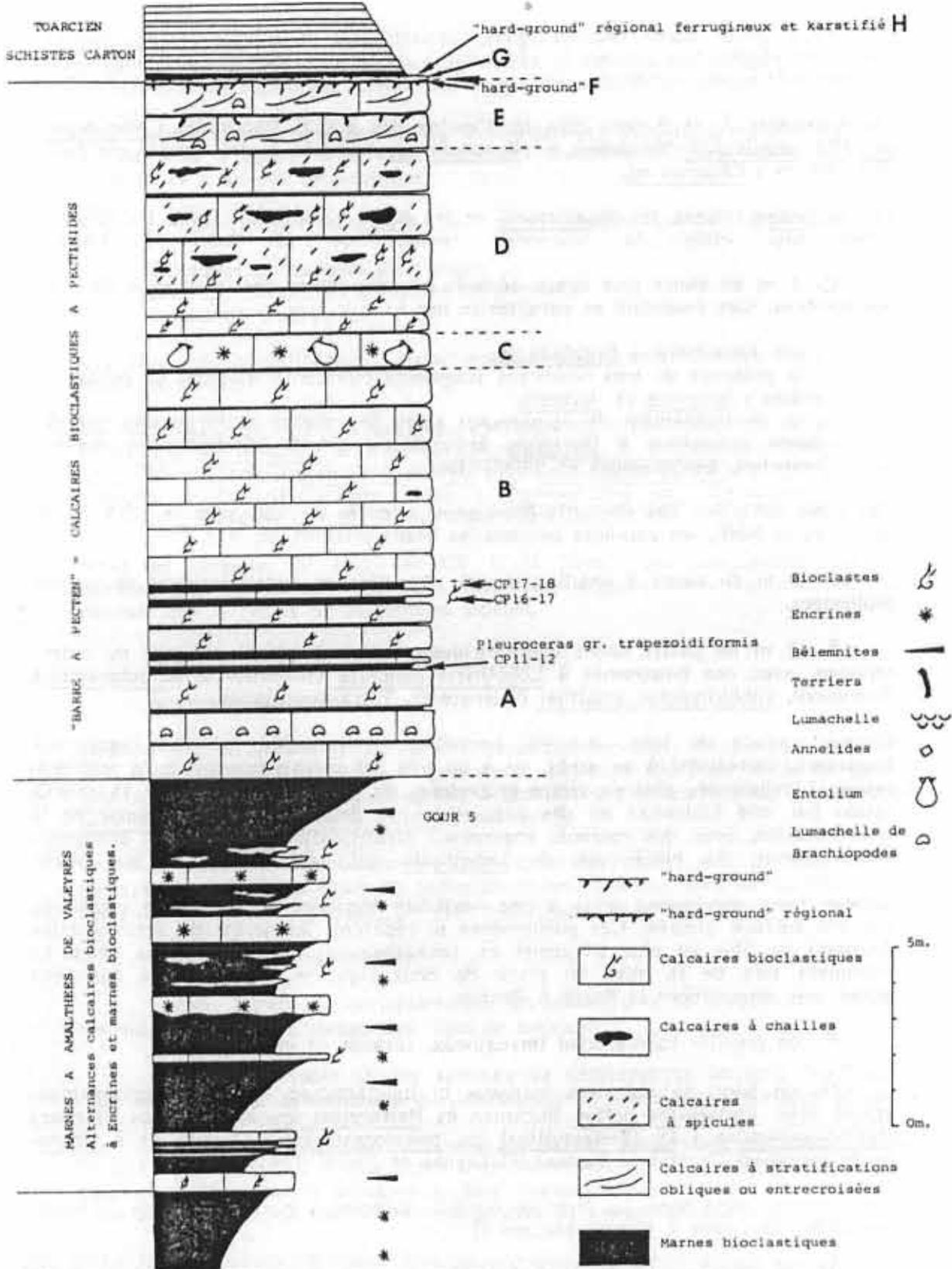


Fig. 26 : Formation de la Barre à Pecten, coupe-type de Penne-Château-Granier. Les lettres A, B ... correspondent aux termes décrits dans le texte.

B- 6 m de bancs décimétriques bioclastiques, lumachelliques et relativement bien réglés. Les marnes se réduisent à de très minces joints millimétriques à centimétriques. Chaque surface de banc apparaît très bioclastique.

Les ensembles A et B sont dans le domaine des grands Pectinidés : Pseudopecten (P.) aequivalvis (Sowerby), et Entolium sp. associés à des formes de taille plus réduite : Chlamys sp.

Les Gryphaea (rares), les Plagiostoma et les Pinna complètent, avec les brachiopodes déjà cités, la biocénose typique de la Barre à Pecten.

C- 1 m en bancs plus épais, séparés par des joints centimétriques de marnes sombres. Cet ensemble se caractérise par :

- . une lumachelle à Entolium sp.
- . la présence de très nombreux fragments pluricentimétriques de pentacrines : Isocrinus cf. jurensis.
- . le développement de nombreuses rides de courant matérialisées par des dunes grainstone à Isocrinus, bryozoaires, grands bioclastes et lamelli-branches, brachiopodes et Bélemnites.

Ces rides indiquent des courants principaux orientés du SSE vers le NNW et du SSW vers le NNE, les courants secondaires étant orientés SE-NW.

D- 4 m de bancs à chailles séparés par des lits centimétriques de marnes feuilletées.

E- 2 m de petits bancs décimétriques à stratifications obliques ou entrecroisées, avec des biostromes à Lobothyris punctata (Sowerby) et L. subpunctata (Davidson), Gibbirhynchia amalthei (Quenstedt), Tetrarhynchia sp.

Chaque surface de banc, indurée, encroûtée et taraudée par des organismes fouisseurs, correspond à un arrêt, ou à un très net ralentissement de la sédimentation. L'induration, plus ou moins prononcée, du paléosubstrat permet sa colonisation par des fouisseurs et des populations de Brachiopodes. La reprise de la sédimentation, avec des courants engendrant stratifications obliques ou entrecroisées, détruit les biocénoses de Lobothyris qui sont remaniées sur place.

Chaque banc correspond ainsi à une véritable séquence décimétrique couronnée par une surface indurée. Ces phénomènes se répètent, les arrêts de sédimentation devenant de plus en plus fréquents et, probablement, de plus en plus longs. Ils culminent lors de la mise en place de deux ruptures sédimentaires que nous allons voir interrompre la Barre à Pecten.

F- un premier hard-ground ferrugineux, taraudé et encroûté.

G- un banc de calcaires marneux et bioclastiques roux (biomicrites mudstone) avec Paltarpites paltus Buckman et Paltarpites sp. associés aux premiers Dactylioceratidae : D. (Eodactylites) gr. pseudocrassulosum Fucini et à Coenoceras fontanesi Choffat in Tintant (Cubaynes et Fauré, 1981).

Cet horizon correspond au premier horizon toarcien : horizon I [zone à Tenuicostatum, sous-zone à Paltus, horizon I].

H- un deuxième hard-ground ferrugineux, avec des encroûtements de pyrite et karstifié.

Les cavités karstiques atteignent 20 cm de diamètre, pour une profondeur de 15 à 20 cm. Elles sont scellées par les marnes grises bioclastiques de l'horizon II et renferment de nombreux bioclastes de pectinidés, de crinoides, des Bélemnites.

Les marnes sombres, grumeleuses, détritiques et bioclastiques, intercalées dans la Barre à Pecten, sont essentiellement formées d'illites associées à de la chlorite et à un peu de kaolinite.

Les Echinodermes fournissent la plus grande partie des bioclastes :

- . plaques et radioles d'échinides
- . articles brisés et émoussés de crinoides
- . osselets d'ophiures.

Les débris de lamellibranches, brachiopodes, crustacés (fragments de pinces), sont moins abondants.

La microfaune se réduit à quelques exemplaires, souvent mal conservés, de Dentalina sp., D. terquemi d'Orbigny, Ichtyolaria sp., I. bicostata (d'Orbigny), I. sulcata (Bornemann), Lenticulina pl. sp. mg., Lenticulina L. sp. mg., Marginulinopsis, associés à des Ostracodes lisses : Ogmoconcha sp., Ogmoconcha amalthei Quenstedt, Pseudoheldia etaulensis (Apostolescu).

Seuls les niveaux CP 16-17 et CP 17-18 livrent des associations comprenant quelques dizaines d'individus mais leur état suggère beaucoup plus des taphocénoses que le reflet de biocénoses locales.

#### - Les microfaciès de la Barre à Pecten

##### **Microfaciès dominant**

Le microfaciès apparaît relativement monotone sur toute l'épaisseur de la formation : biomicrite wackestone à packstone, sableuse (de 3 à 10 % de grains de quartz anguleux et hétérométriques), à bioclastes d'échinodermes, à Nodosariidés, Glomospira sp. et Spirillina infima (Strickland).

Les bioclastes et microbioclastes d'échinodermes constituent la masse du sédiment avec des débris épars de lamellibranches, brachiopodes, annélides, bryozoaires, ostracodes... dans un ciment micritique souvent réduit et ferrugineux.

##### **Variations du microfaciès**

- dans l'unité C, enrichissement en pentacrines et bryozoaires, particulièrement abondants au niveau des rides de courant.
- dans l'ensemble D, les spicules de démosponges forment des plages de "spiculites" autour des chailles qui correspondent à des concentrations de spicules.
- le dernier banc (G) est une biomicrite wackestone pyriteuse, sableuse (5 à 7 % de quartz), à bioclastes d'échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, épars dans un ciment ferrugineux. Elle marque une diminution de l'énergie des eaux par rapport aux biomicrites packstones de l'ensemble D.

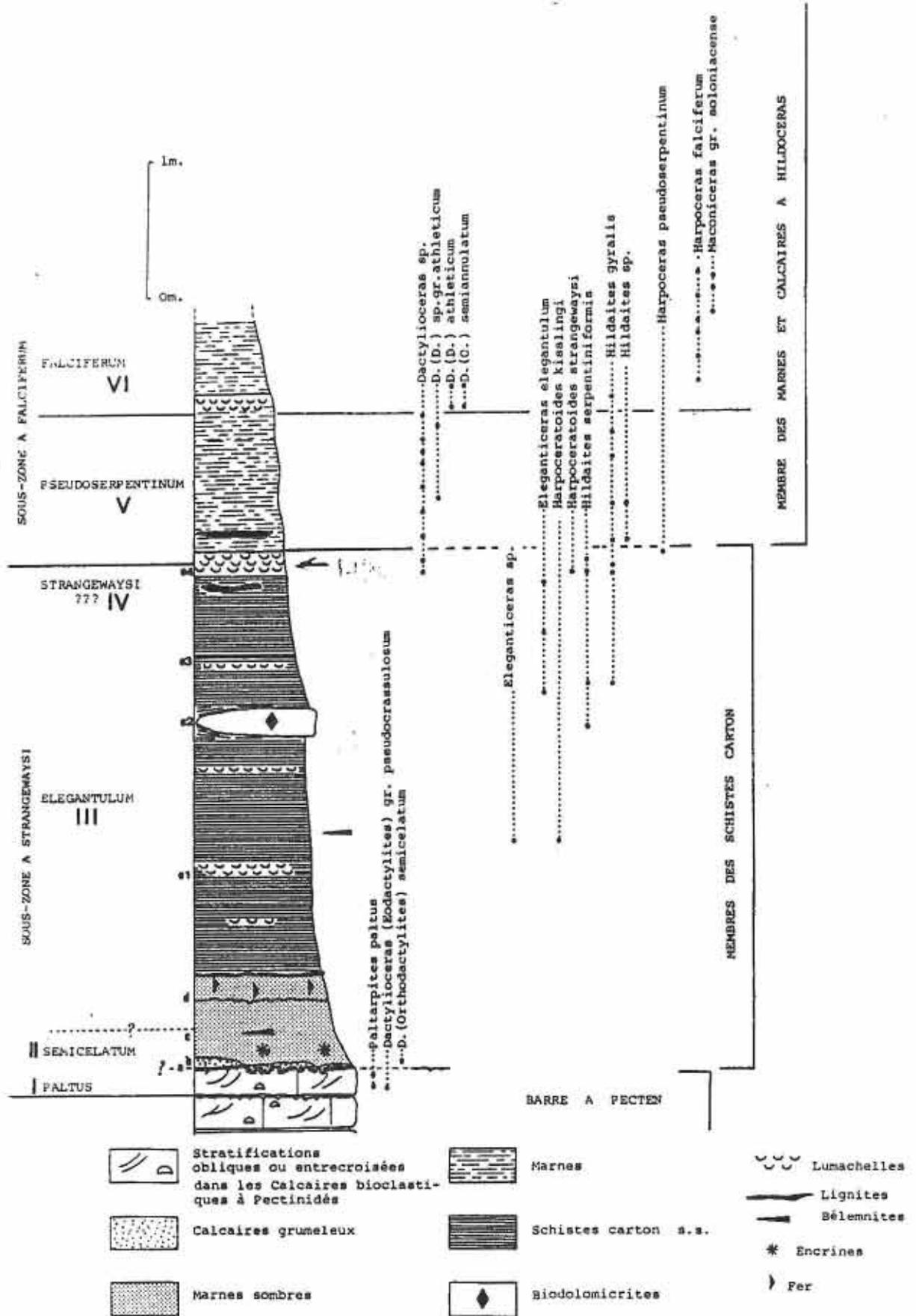


Fig. 27 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Schistes carton dans la coupe-type de Penne-Château-Granier.

- les Foraminifères : les sections de Nodosariidés abondent dans toute l'épaisseur de la formation : Dentalina sp., Lenticulina sp. mg. Lenticulina, L. sp. Marginulinopsis, Nodosaria sp.

Ils sont associés à de très nombreux Glomospira sp., Verneulinidae et à Spirillina infima (Strickland).

- Les Schistes carton

Membre inférieur de la formation des Marnes et Calcaires de Penne.

La coupe présente la succession stratigraphique suivante :

a- le hard-ground karstifié à Dactylioceras (Orthodactylites) gr. semicelatum (Simpson) [horizon II] (Fig. 27).

Ce hard-ground présente des fissures ouvertes orientées N-S à N 20° E.

b- un mince (2 à 5 cm d'épaisseur) niveau lenticulaire de calcaires grumeleux à D. (O.) gr. semicelatum (Simpson) et D. (O.) anguinum (Reinecke) [horizon II]. Une abondante thanatocénose comprend des Bélemnites, des Lamelli-branches : Ceratomya sp., Plicatula spinosa Sowerby, Pseudolimea sp., des Brachiopodes : Gibbirhynchia cf. amalthei, (Quenstedt), Spiriferina nicklesi (Corroy), Tetrahynchia sp. ; des Annélides : Spirorbis sp. ; des Crinoïdes : Isocrinus sp.

c- 0,30 m de marnes (48 % de Ca CO<sub>3</sub>) sombres pyriteuses, sableuses (abondants quartz roulés) et très bioclastiques colmatant les cavités du karst sous jacent quand l'horizon b manque.

Les lavages (refus du tamis de 250 microns) livrent un matériel émoussé, visiblement remanié : grains de quartz, bioclastes de Pectinaceae, de brachiopodes, pinces de crustacés, radioles brisées et plaques d'échinides, osselets d'ophiures, articles de crinoïdes, dents de Palaeospinacidae, d'Orectolobiformes, de Requins ou de Batoides, Ostracodes et Nodosariidés.

Les Ostracodes représentent près de 20 % de la microfaune avec surtout des formes domériennes lisses, Ogmochonca sp. et Ogmochonchella sp., associées à quelques formes ornées : Kinkelinella et Ektyphocythere sp.

Les Nodosariidés sont les héritiers directs des espèces du Domérien et même du Lias inférieur avec le couple Dentalina terquemi d'Orbigny - D. obscura Terquem, Marginulina burgundiae Terquem, M. gr. prima d'Orbigny, et de nombreuses Lenticulina : L. pl. sp. mg. Lenticulina, L. sp. mg. Marginulinopsis, L. aragonensis Ruget mg. Saracenella.

d- 0,25 à 0,30 m de marnes faiblement carbonatées (8,14 % de Ca CO<sub>3</sub>) riches en hydroxydes de fer, pyriteuses, très faiblement sableuses et micacées. La biophase se réduit à quelques bioclastes d'échinides et de crinoïdes, à de rares Ostracodes Kinkelinella, Ogmochonca et Ogmochonchella et à quelques Nodosariidés : Lenticulina sp. mg. Lenticulina, Pseudonodosaria sp.

e- 3 m de Schistes carton.

Les Schistes carton apparaissent comme des argiles grises à brunes, à phase carbonatée peu abondante (13 à 14 %), essentiellement composées d'illites, de chlorite et d'une très faible proportion de kaolinite.

Nous avons distingué dans ces Schistes carton, quatre termes qui sont, de la base au sommet :

e1. - 1,80 m de Schistes carton gris, criblés de restes de Leptolepis coryphaenoides (Bronn) et datés par Eleganticerus sp. et Harpoceratoides kisslingi (Hug) [Horizon III].

Leur varvage parfait est souligné par des lits d'épaisseur millimétrique de fines amygdales blanchâtres. Les analyses réalisées au Museum d'Histoire Naturelle par Denise Noel, sur des échantillons prélevés dans ces feuillettes, révèlent leur richesse en coccolithes. Les nannofossiles se détachent très bien du reste de la roche et apparaissent groupés en amas qui pourraient correspondre à des pelotes fécales de Crustacés.

Les feuillettes blanchâtres présentent de minces lumachelles à Lucinaceae, Astarte sp. et Bositra sp.

De rares Pseudomytiloides dubius (Sowerby), Bositra (Posidonomya) bronni (Voltz), de très rares Bélemnites et dents de Crocodiliens complètent la biophase.

e2. - un niveau repère de meules carbonatées régulièrement espacées tous les 0,50 m à 1 m. Ces nodules ont une forme lenticulaire parfaite avec une épaisseur pouvant atteindre 0,15 à 0,20 m et un diamètre variant de quelques décimètres à 1 m. Ces meules renferment des débris ligniteux, de rares bioclastes de pélicypodes, de nombreux restes de Leptolepis et des Ammonites : Hildaites serpentiformis Buckman et H. sp.

Quelques nodules présentent des condensations de petites Hildaites (formes juvéniles de taille inférieure à 5 mm).

Les nodules carbonatés (75 à 80 % de Ca CO<sub>3</sub>) sont des biodolomicrites à litage horizontal nettement souligné par des variations de couleur : lits de couleur grise alternant avec des lits sombres. Cette stratification, parfaitement horizontale, est parallèle à celle des Schistes carton encaissants, beaucoup plus compactée. Ceux-ci épousent étroitement le contour des meules avec une compaction de l'ordre de 4 à 6 fois plus élevée.

Nos observations s'accordent avec celles de M. Hanzo (1978, 1979) sur les Schistes carton du Grand-Duché de Luxembourg : "la stratification des nodules est toujours très bien conservée et se raccorde à celle déformée, mais toujours régulière, des argilites finement feuilletées".

e3. - 1 m de Schistes carton gris à varvage parfait, puis des Schistes carton bruns à litage plurimillimétrique.

Ce terme livre Eleganticerus elegantulum (Young et Bird), Hildaites gyralis (Buckman) et H. serpentiformis Buckman [Horizon III].

e4. - un niveau décimétrique de condensation avec une thanatocénose de Lamellibranches : Astarte depressa Goldfuss, Bositra sp., Pseudomytiloides dubius (Sowerby), Goniomya rhombifera (Goldfuss), Propeamussium (P.) pumilus (Lamarck) Plicatula sp., (P.) catinus Deslongchamps associés à des poissons de genre Pachycormus.

Ce niveau de condensation présente à sa base un horizon à Harpoceratoides strangewaysi (Sowerby) [horizon IV] et, à sa partie supérieure, un horizon à Harpoceras pseudoserpentinum Gabilly [horizon V, extrême base].

Les Schistes carton correspondent ainsi aux horizons III et IV.

L'étude palynoplantologique de ces Schistes carton (Boutet, 1981) souligne la monospécificité d'une microflore terrestre à petits pollens, avec 80 % de Spheripollenites associés à des spores trilètes et des Classopollis.

Les Acritarches (Michrystridium et Baltisphaeridium) dominent l'association marine avec des Algues telles Cymatiosphaera, Crassosphaera et des Tasmanites, les Nannoceratopsis étant peu représentés. Le microplancton, s'il n'est pas très abondant, apparaît donc très diversifié et le matériel amorphe est ici, pour la seule fois dans tout le Lias quercynois, sapropélique.

### Arrêt 1.6. - Penne

Le membre des Marnes et calcaires à Hildoceras, membre médian de la formation des Marnes et calcaires de Penne.

Nous nous sommes déplacés d'environ 1 km vers le Sud, en nous retournant nous avons un panorama sur la butte témoin de Plantade avec, de bas en haut :

- la carrière d'où nous venons,
- les prés et les champs sur les marnes du Toarcien,
- la "côte" du Jurassique moyen.

Description de la coupe.

Le membre des Marnes et calcaires à Hildoceras comprend, de bas en haut, (fig. 28) :

- . Horizons VI à IX : 11,5 à 12 m d'une alternance marnes grises - bancs calcaires décimétriques ;
- . Horizons X à XII : 12 m de marnes grises à patine jaune.

Dès la base de l'horizon VI, les marnes présentent des marno-calcaires gris en petits bancs de 0,10 cm à 0,15 cm, d'une régularité parfaite.

La régularité et l'étendue de ces bancs, de la vallée de la Vère (Bruniquel) jusqu'à la région de Caylus et de Puylagarde, souligne l'uniformité de la sédimentation dans cette partie du bassin.

Les bancs centimétriques se résolvent latéralement en lits de nodules tandis que les bancs décimétriques prennent l'aspect en "rangs-de-pavés" (Caraven-Cachin, 1898). La base des bancs présente de nombreuses figures de charge et de rares chenaux (N-S à N 20° E).

Du sommet de l'horizon VI à l'horizon VIII, les bancs calcaires se développent, prenant localement une importance comparable à celle des marnes [horizon VI] mais cependant ne deviennent jamais prépondérants.

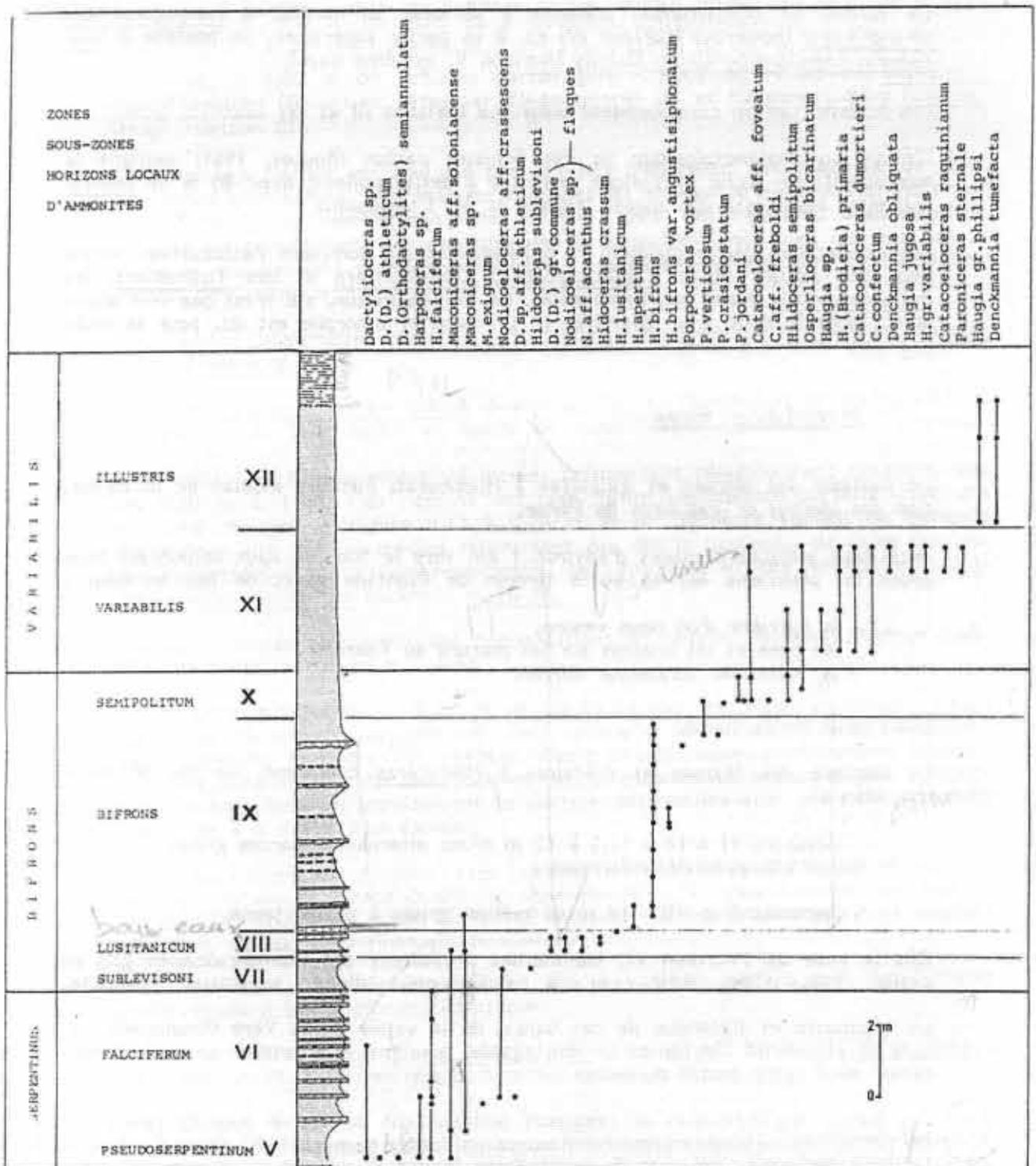


Fig. 28 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Marnes et calcaires à Hildoceras dans la coupe-type de Penne. Répartition stratigraphique des Ammonites et biostratigraphie.

Le microfaciès dominant est une biomicrite mudstone et pyriteuse, à très rares quartz silteux, sections circulaires de tubulures remplies de pyrite (terriers de micro-Annélides ?) ; bioclastes de crinoïdes à réseau pyritisé, de lamellibranches rares filaments, Nodosariidés très bien conservés, à remplissage pyriteux (10 à 20 par lames). Le nombre de bioclastes de crinoïdes diminue progressivement de la base au sommet (il passe de 30 à 5 par lame), les bioclastes de lamellibranches restent rares (2 à 3 par lame) comme ceux de gastéropodes.

A la limite des horizons VII et VIII, un double banc de marno-calcaire à Hildoceratidae forme un niveau repère qui se suit, en affleurement, de Bruniquel à Caylus et à Villefranche-de-Rouergue.

Synchrone sur cette partie du bassin, il permet d'évaluer la condensation progressive des horizons IV à VIII, du SSW vers le NNE. Son microfaciès est une biomicrite mudstone-wackestone, pyriteuse et bioturbée, à rares quartz silteux, sections circulaires de tubulures à remplissage pyriteux et microfilaments. Les traces de fouissage disposent les "filaments" en rhéoglyphes.

Dans l'horizon IX, la sédimentation marneuse devient prépondérante. Les bancs calcaires subordonnés s'espacent ou sont remplacés par des lits réguliers de nodules calcaires renfermant le plus souvent des bioclastes ou un Hildoceras. Le dernier banc calcaire décimétrique de l'horizon IX ravine légèrement les marnes sous-jacentes.

Au sommet de cet horizon, puis dans les horizons X, XI et XII, la sédimentation devient exclusivement marneuse.

#### . Les biocénoses des horizons VI à IX

Les organismes nectoniques sont représentés par de nombreuses Ammonites de toute taille qui ont permis d'établir une zonation précise (Cubaynes et Fauré, 1981), par des Bélemnites essentiellement représentées par Acrocoelites unisulcatus Blainville et Dactyloteuthis irregularis Schlotheim et par des Nautilus (Coenoceras sp.).

#### L'endofaune

Ce sont surtout des fouisseurs légers qui vivent sous la surface des sédiments qu'ils labourent avec leur pied : Leda rostralis Lamarck, Nucula sp., Astarte voltzi Roemer.

Les marnes renferment de nombreuses tubulures à remplissage pyriteux, de diamètre millimétrique, et le plus souvent parallèles à la stratification. Ces "chondrites" pourraient être l'oeuvre de petites Annélides.

#### L'épifaune

L'association de Lamellibranches comprend : Plagiostoma gigantea Sowerby et Plagiostoma sp., de rares Gryphaea sp. et Nanogyra sp., des Plicatula, et des Propeamussium (P.) pumilus (Lamarck).

Les Plagiostomes se présentent avec leurs deux valves en connexion, parfois légèrement entrebaillées. Les Propeamussium ont aussi leurs deux valves en connexion ce qui suggère un transport post-mortem négligeable.

Les brachiopodes n'apparaissent que dans les horizons VI et VIII. Ce sont des espèces de petite taille, à affinités ibériques nettes, avec des individus soit isolés, soit en petits groupes, soit en lumachelles dans l'horizon à Lusitanicum : Pseudogibbirhynchia jurensis (Quenstedt), Homoeorhynchia batalleri (Dubar), Sphaeroidothyris dubari Delance et Telothyris jauberti (Deslongchamps). Les comptages opérés à Penne et à Font-Froïde (Caylus) montrent une certaine stabilité dans cette association.

Les Gastéropodes sont essentiellement du type herbivore brouteur comme Purpurina (Pseudalaria) patroclus (d'Orbigny), Procerithium (Rhabdocolpus) pseudocostellatum (d'Orbigny) et Bathrotomaria sp.

Les Crinoïdes (Pentacrines) : Isocrinus aff. jurensis et I. cf. scalaris suggèrent un approfondissement relatif des milieux de dépôt.

Ces communautés sont indicatrices de milieux marins francs, peu profonds, sur substrats fins. La prédominance d'espèces phytodétritivores modérément fousseuses ou phytophages directes suggère des substrats fins, plus ou moins algaires et des milieux de faible énergie hydrodynamique. La présence des Brachiopodes, dans l'horizon à Lusitanicum, pourrait indiquer de légères tendances à une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau.

. Les biocénoses des horizons X à XII

Dans les marnes de la zone à Variabilis la composition des biocénoses subit des modifications :

- disparition des Brachiopodes,
- développement des populations de Gastéropodes avec Amberleya subduplicata (d'Orbigny) et Procerithium (Xystrella) armatum (Goldfuss),
- présence de Pygaster reynesi Desor (Echinide carnivore fousseur).

Des valves de grands Plagiostoma et de Pinna se retrouvent couchées dans les marnes. Elles forment de petits obstacles contre lesquels des courants locaux abandonnent des débris de crinoïdes (dont des pentacrines), des Belemnites, des Propeamussium (P.) pumilus.

L'endofaune se développe avec une augmentation des fousseurs légers : Leda, Nucula, Astarte.

Dans ces sédiments, la présence d'Isocrinus aff. jurensis indique un approfondissement par rapport aux alternances de marnes et marno-calcaires des horizons VI à IX : des biotopes de 300 m de profondeur seraient envisageables en se référant aux données actuelles mais nous penchons pour des eaux moins profondes (100m?)

Au sommet des marnes à Variabilis, apparaissent des accumulations de Propeamussium (P.) pumilus, de petits Plagiostoma sp., de Camptonectes sp. et de Plicatula sp. ce qui suggère des eaux calmes.

Les Amussium (Pectinaceae) sont connus aujourd'hui dans l'océan Indien et les mers du Japon comme des espèces d'eaux profondes et colonisant les fonds argileux ; toutefois Catzigras, Saubade, Cahuzac et Arnaud (1984) font remarquer que ces espèces s'implantent également dans des biotopes peu profonds. Ils soulignent que les facteurs les plus importants, pour ces Pectinaceae, sont une salinité normale des eaux, le calme relatif, des substrats vaso-sablonneux, soit en

eau profonde, soit dans des vasières protégées, soit dans des lagons.

L'évolution des biocénoses souligne une modification de la sédimentation qui devient exclusivement argileuse vers le haut et une accélération de la vitesse de sédimentation des horizons VI à XII.

### Arrêt 1.7. - Lexos

Lexos - Carrière des cimenteries Lafarge.

La tranchée ouverte le long de la route présente, de bas en haut, la succession suivante :

- les Marnes noires à Pseudogrammoceras, membre supérieur de la formation des Marnes et calcaires de Penne,
- la formation des Marnes et calcaires de Lexos,
- les Calcaires aaléniens à Leioceras opalinum.

Les Marnes noires à Pseudogrammoceras.

Nous avons reconnu de bas en haut (Fig. 29) :

- niveaux 0 à 10 : 20 à 21 m d'argilites noires faiblement carbonatées (3 à 6% de Ca CO<sub>2</sub>), avec un litage millimétrique qui n'est jamais dérangé.

Les faunes de Lamellibranches se réduisent à des individus isolés ou à de minces lumachelles d'Astarte sp., Leda rostralis Lamarck, Nucula sp., Propeamussium (P.) pumilus (Lamarck).

Les Bélemnites ne sont représentées que par Dactylioteuthis irregularis Schlotheim, avec des rostrés de grande dimension (8 à 10 cm de long). Les Ammonites, nombreuses, datent ce premier ensemble des horizons XIII à XIV.

A leur partie sommitale, ces argilites se disposent en couches pluridécimétriques (30 à 50 cm) séparées par des liserés ferrugineux centimétriques.

- niveau 11 : un niveau (P\*) de concrétions pyriteuses brun-rouge, puis un niveau de meules calcaires ovoïdes dont le grand axe atteint 0,60 m. Ces biomicrocrites à biodolomicrites, à rares bioclastes épars, forment un niveau repère qui se suit de la région de Penne jusqu'à Pech-Laumet, au SSW de Villefranche-de-Rouergue.

- niveaux 12 à 16 : 6 à 7 m d'argilites noires à niveaux de lentilles calcaréo-gréseuses (14).

Ces lentilles de biomicrocrites gréseuses (30 à 40% de quartz hétérométriques anguleux à subanguleux) correspondent à des remplissages de petits chenaux à granoclassement décroissant et à fines stratifications obliques ; localement les micas soulignent un litage horizontal.

La surface des chenaux présente de nombreuses traces de courants (N-S à N 20° E), des pistes et des orifices de terriers. Les rostrés de Bélemnites indiquent des courants orientés N-S.

Ces arrivées bioclastiques, repérables sur toutes les coupes, marquent de profonds changements dans la sédimentation avec le retour d'apports détritiques plus grossiers.

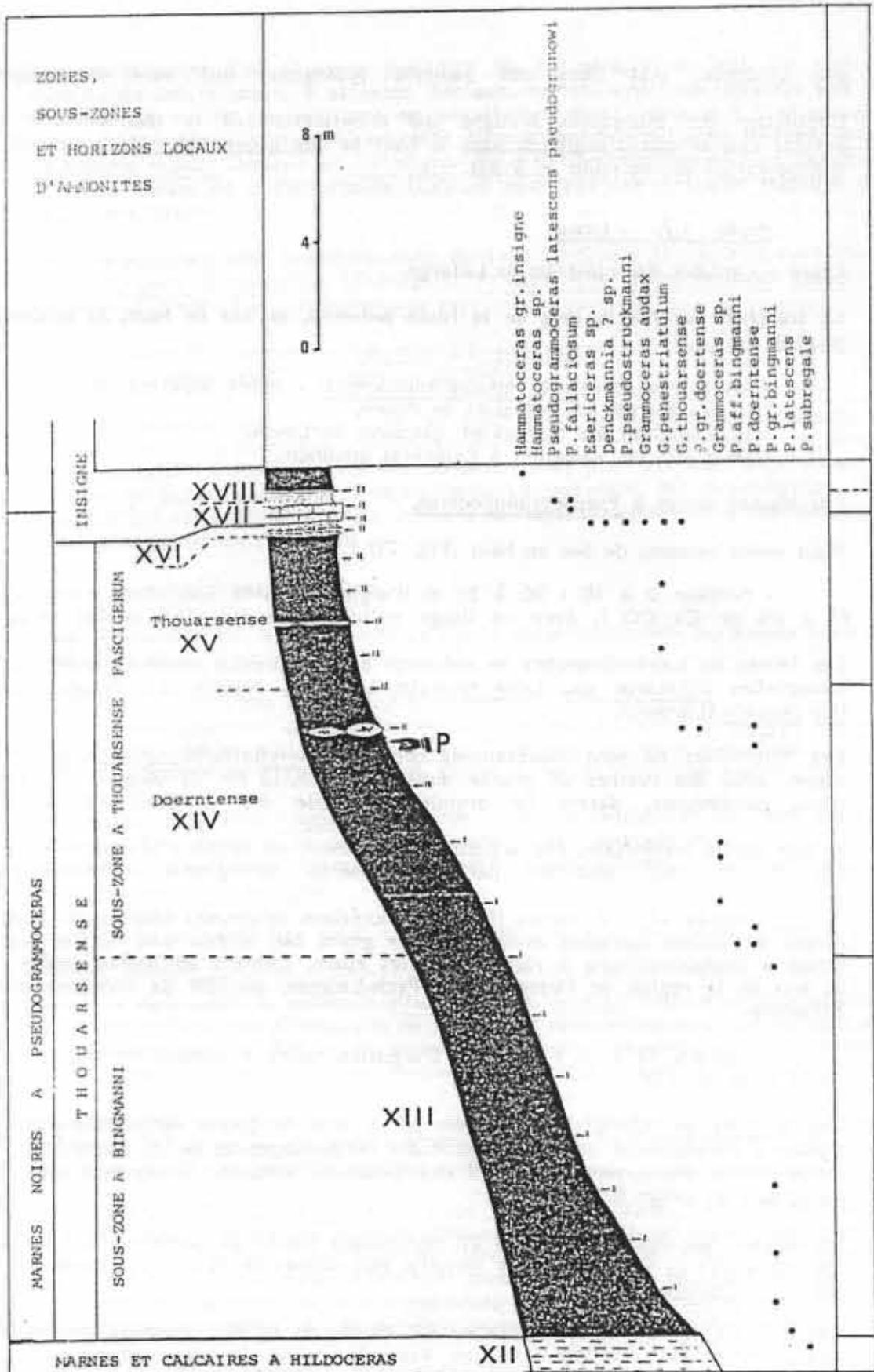


Fig. 29 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Marnes noires à Pseudogrammoceras dans la coupe-type de Lexos, biostratigraphie.

Dans les marnes noires sommitales (niveaux 15 et 16), les orifices de terriers, les terriers obliques ou verticaux, les traces de clapotis et de courants, des petites surfaces durcies, suggèrent un ralentissement de la vitesse de sédimentation.

Des stratifications entrecroisées ou obliques perturbent fréquemment le litage des argilites et indiquent une augmentation relative de l'énergie des eaux.

- niveaux 17 : 0,30 à 0,50 m de marnes sombres, oolithiques, à nodules centimétriques de calcaire oolithique, avec un niveau de condensation à *Bélemnites*, *Lamellibranches* et *Ammonites* [horizon XVI].

Ces nodules calcaires sont des oobiosparites grainstone à oolithes ferrugineuses mal triées, avec de gros nucleus et des laminations concentriques bien développées, à bioclastes très mal triés de lamellibranches, échinodermes, gastéropodes, annélides et nodosariidés (rares).

Certaines oolithes présentent des traces de perforations (Algues ou Spongiaires ?)

La sparite se dispose en frange granulaire autour des oolithes et en mosaïque entre les éléments.

- niveaux 18 à 19 : 0,50 à 0,60 m de calcaires bioclastiques localement oolithiques et plus ou moins ferrugineux ; ce banc calcaire est interrompu par le hard-ground ferrugineux, encroûté et taraudé, à très abondants *Pseudogrammoce- ras fallaciosum* (Bayle) [horizon XVII] qui clôture la formation des Marnes et Calcaires de Penne (Fig. 29).

Les biomicrites packstone à grainstone, pyriteuses, faiblement sableuses (1 à 2% de quartz anguleux et hétérométriques) renferment des fantômes sparitisés d'oolithes mal triés de lamellibranches, échinides, crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et nodosariidés. La taille de ces bioclastes croît vers le sommet du banc, révélant une légère augmentation de l'énergie des eaux.

#### Formation des Marnes et calcaires de Lexos.

##### Séquence T5 - S1 (Fig. 30)

Cette première séquence comprend de la base au sommet :

a - 0,50 m (Lexos) de marnes noduleuses sombres à oolithes ferrugineuses et à condensation de faune (*Lamellibranches*, *Serpuliens*) avec *Hammotoceras gr. insigne* (Schubler) et *H. speciosum* Janensch.

b - 0,10 m à 0,20 m de calcaires (oobiosparite grainstone à oolithes ferrugineuses) interrompus par un hard-ground.

La reprise de la sédimentation marneuse se caractérise par un épandage d'oolithes ferrugineuses qui marque une condensation à la limite des horizons XVII et XVIII [zone à *Insigne*, sous-zone à *Insigne*]. Cette première séquence se présente comme une réplique du dispositif sous-jacent avec les marnes noduleuses à oolithes ferrugineuses de l'horizon XVI [horizon à *Fascigerum*], les calcaires bioclastiques et le hard-ground à *P. fallaciosum* (Bayle) de l'horizon XVII [horizon à *Fallaciosum*].

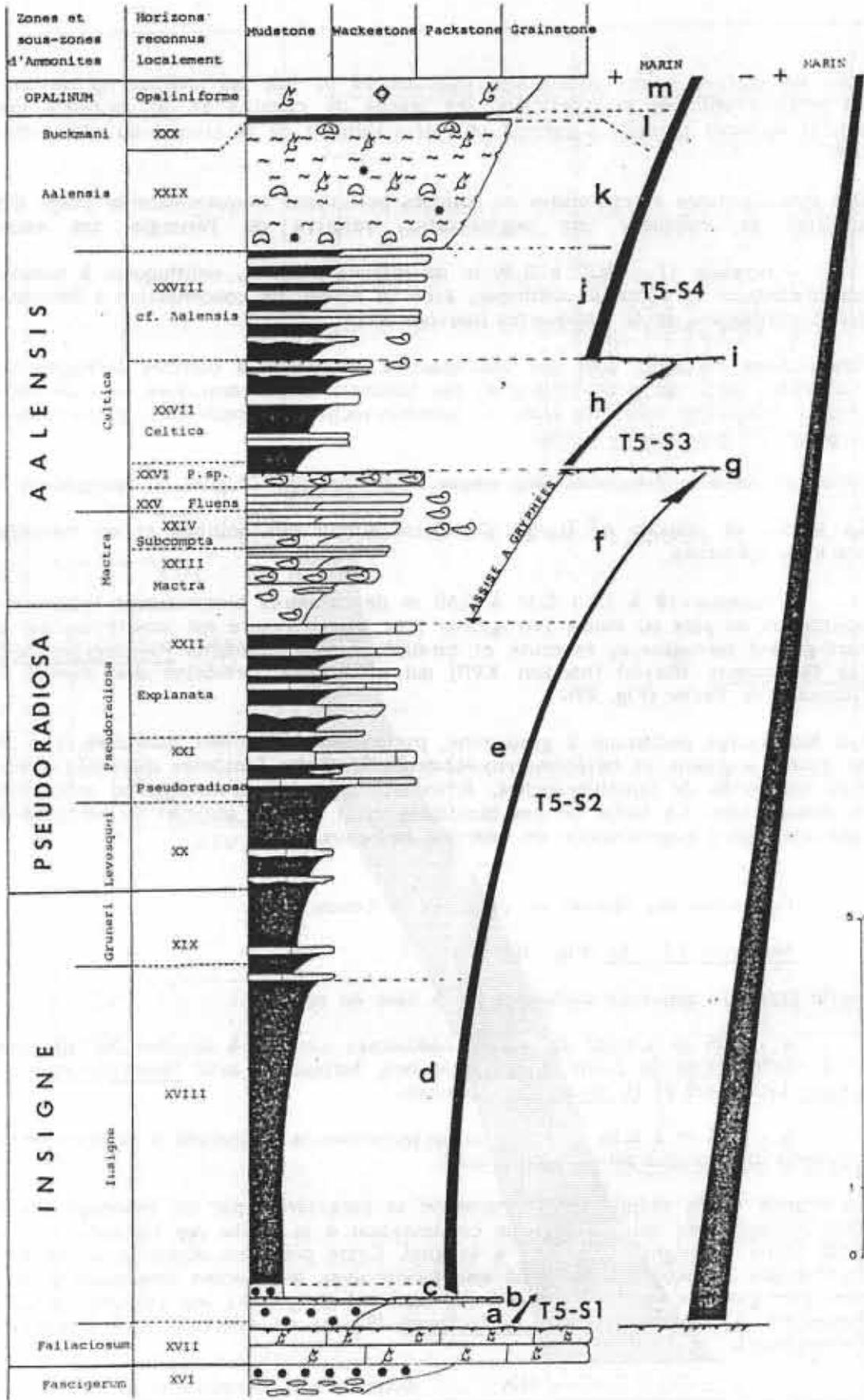


Fig. 30 : Formation des Marnes et calcaires de Lexos, la coupe-type de Lexos, biostratigraphie et organisation séquentielle. Les lettres correspondent aux termes décrits dans le texte.

Séquence T5 - S2

La deuxième séquence, décimétrique, comprend de la base au sommet :

c - 0,15 à 0,30 m de marnes sombres à oolites ferrugineuses.

d - 4 à 5 m de marnes noires finement litées à Hammatoceras gr. insigne (Schubler), H. speciosum Janensch et Physeogrammoceras dispansum (Lycett).

Ces marnes micacées, légèrement sableuses, riches en lignites, renferment des bioclastes de croinoides (A.), d'échinidés, (plaques de radioles), d'ophiures, de lamellibranches, de brachiopodes, de gastéropodes, de nodosariidés et d'ostracodes. Les Nodosariidés se réduisent à quelques exemplaires, le plus souvent mal conservés, de Lenticulina, Nodosaria et Citharina.

e - 5 à 6 m d'une alternance de bancs calcaires décimétriques (0,08 à 0,15 cm d'épaisseur) de couleur grise et de marnes grises litées [partie supérieure de l'horizon XVIII, horizons XIX à XXI, horizon XXII pro-parte]. L'épaisseur des couches marneuses décroît de la base (0,60 à 1 m) au sommet (0,20 à 0,30 m), les bancs calcaires devenant légèrement plus épais et bien réglés (0,10 à 0,15m) d'où une alternance calcaires-marnes plus serrée.

Les biomicrites mudstone évoluent rapidement vers des biomicrites wackestone, pyriteuses, légèrement sableuses (2 à 3% de quartz hétérométriques, subanguleux à anguleux), à bioclastes de lamellibranches, crinoides (R), échinidés, annélides (R), ostracodes, nodosariidés, et à Nodosariidés.

La macrofaune se réduit à quelques Entolium sp. et Inoperna sp. Les Ammonites, d'abord rares dans l'horizon XIX, deviennent abondantes dans les horizons XXI et XXII. Des terriers subverticaux à verticaux, d'un diamètre de 5 à 6 cm, pourraient être l'oeuvre de Crustacés.

f - 2 à 3 m d'une alternance serrée de bancs calcaires décimétriques et de marnes grises. Cet ensemble bien caractérisé par la présence d'abondantes Gryphaea sublobata (Deshayes) forme "l'assise à Gryphées".

Elle débute par une couche marneuse épaisse (0,60 m), au sommet de l'horizon XXI [zone et sous-zone à Pseudoradiosa, horizon à Explanata], où apparaissent en position de vie les toutes premières G. sublobata, de petite taille, peu nombreuses et bien conservées.

L'assise à Gryphées se développe ensuite dans les horizons XXIII à XXVI et se caractérise par :

- l'explosions de l'espèce G. sublobata qui représente 85 à 90 % des associations de Pélécy-podes. Les Gryphées, de taille très variable (de 2 à 8 - 10 cm) apparaissent soit en position de vie, reposant sur le sédiment par leur valve gauche, soit inclinées ou plus rarement retournées. L'état de conservation des coquilles, les deux valves en connexion, l'absence de tri indiquent un transport post-mortem nul ou négligeable ; les individus morts étant simplement couchés ou retournés sur place. L'assise à Gryphées apparaît donc comme le reflet d'une biocénose avec une épifaune de G. sublobata associée à des Pectinaceae : Entolium sp., Entolium (E) demissum (Phillips), E. (E.) costantulum, Plicatula sp., Propeamussum (P.) pumilus (Lamarck). L'endofaune comprend essentiellement des Pholadomyidae tels Pholadomya sp., Pleuromya sp., des Mytiloidae comme Inoperna sp. . Cette association de Lamellibranches semble caractériser des milieux

marins francs, sans dessalure, dans le domaine infralittoral (25 - 30 m de profondeur ?). Les paléosubstrats meubles permettent le développement d'une endofaune diversifiée mais peu nombreuse où dominent nettement les Pholadomyidae.

- la réapparition des Brachiopodes avec Homoeorhynchia cynocephala (Richard) dans toute l'assise puis, au sommet, Lobothyris haresfieldensis (Davidson), Zeilleria (Z.) lycetti Delance et "Terebratula" sp. . La diversification et le développement des Brachiopodes confirme l'image de fonds relativement stables, avec des sédiments à faible mobilité et une vitesse de sédimentation réduite.

Le microfaciès dominant est une biomicrite wackestone puis packstone, sableuse (5 à 10 % de quartz), à bioclastes mal triés de lamellibranches, brachiopodes, crinoïdes (TR) et annélides. Le cortège de Foraminifères comprend de nombreux Nodosariidés, associés à des Glomospira sp. et à Vidalina sp.

g - un hard-ground qui interrompt l'assise à Gryphées dans l'horizon XXVI [zone à Aalensis, sous-zone à Celtica, horizon à Pleydellia sp.].

Les termes de la séquence T5-S2, s'organisent en une séquence klupfeliienne décimétrique qui évolue des marnes circalittorales vers des faciès infralittoraux peu profonds. L'assise à Gryphées, interrompue par une discontinuité régionale, marque la fin de cette deuxième séquence.

#### Séquence T5 - S3

La troisième séquence, d'échelle métrique, correspond à l'horizon à Celtica (Fauré et Cubaynes, 1983). Clôturée par un banc à Gryphaea sublobata.

#### Séquence T5 - S4

La quatrième séquence présente la succession :

j - une alternance serrée de bancs calcaires décimétriques de couleur grise et de marnes sombres avec, à la base, de rares Gryphaea sublobata [horizon XXVIII]. L'association de Lamellibranches comprend Entolium sp., Pleuromya sp., Gresslya sp. et Inoperna sp. .

k- un ensemble de calcaires marneux, nettement noduleux, à très fines alternances marneuses (généralement infracentimétriques ou centimétriques) [horizon XXIX]. Ce terme se caractérise par le développement des Brachiopodes qui apparaissent isolés ou en groupes pouvant atteindre une dizaine d'individus, ce sont Homoeorhynchia cynocephala (Richard), Lobothyris haresfieldensis (Davidson), Zeilleria (Z.) lycetti Delance et, tout au sommet de ce terme, Lobothyris cf. ingens (Rollier).

Le microfaciès dominant est une biomicrite packstone, faiblement sableuse (2 à 3 % de quartz hétérométriques, subanguleux à anguleux), à bioclastes de brachiopodes, gastéropodes, annélides, lamellibranches, échinides et à Foraminifères abondants : Glomospira sp. et des Ophtalmidiidae.

l - une couche marneuse décimétrique, à Pleydellia buckmani Maubeuge avec des Echinides : Heterocidaris aff. bruni Lambert.

m - les calcaires bioclastiques à Leioceras opalinum (Reinecke).

Ces biomicrosparites à biosparites grainstone, à bioclastes mal triés de brachiopodes, échinodermes, lamellibranches et bryozoaires, présentent des niveaux à pelotons de serpuliens : Serpula (Tetraserpula) quadricostata Parsh. Les Foraminifères abondent, avec des Ophtalmiidae, Glomospira sp. Ces calcaires bioclastiques passent, vers le haut, aux calcaires à oncolithes (12,5 m sur la coupe de Bruniquel, Fabre 1971).

La séquence T5 - S4 débute au Toarcien supérieur [horizon XXVIII] et se poursuit pendant l'Aalénien. Elle évolue, dans le domaine infralittoral, de milieux bien oxygénés, relativement calmes et à sédimentation réduite (Brachiopodes), à des biotopes immédiatement situés sous la limite de balancement des marées (oncolithes).

Notes A.G. pour la coupe de Bruniquel

Membre de la formation de Bruniquel

Le dé. 3 = dé. 23

Échelle de 1:100



2ÈME JOURNÉE

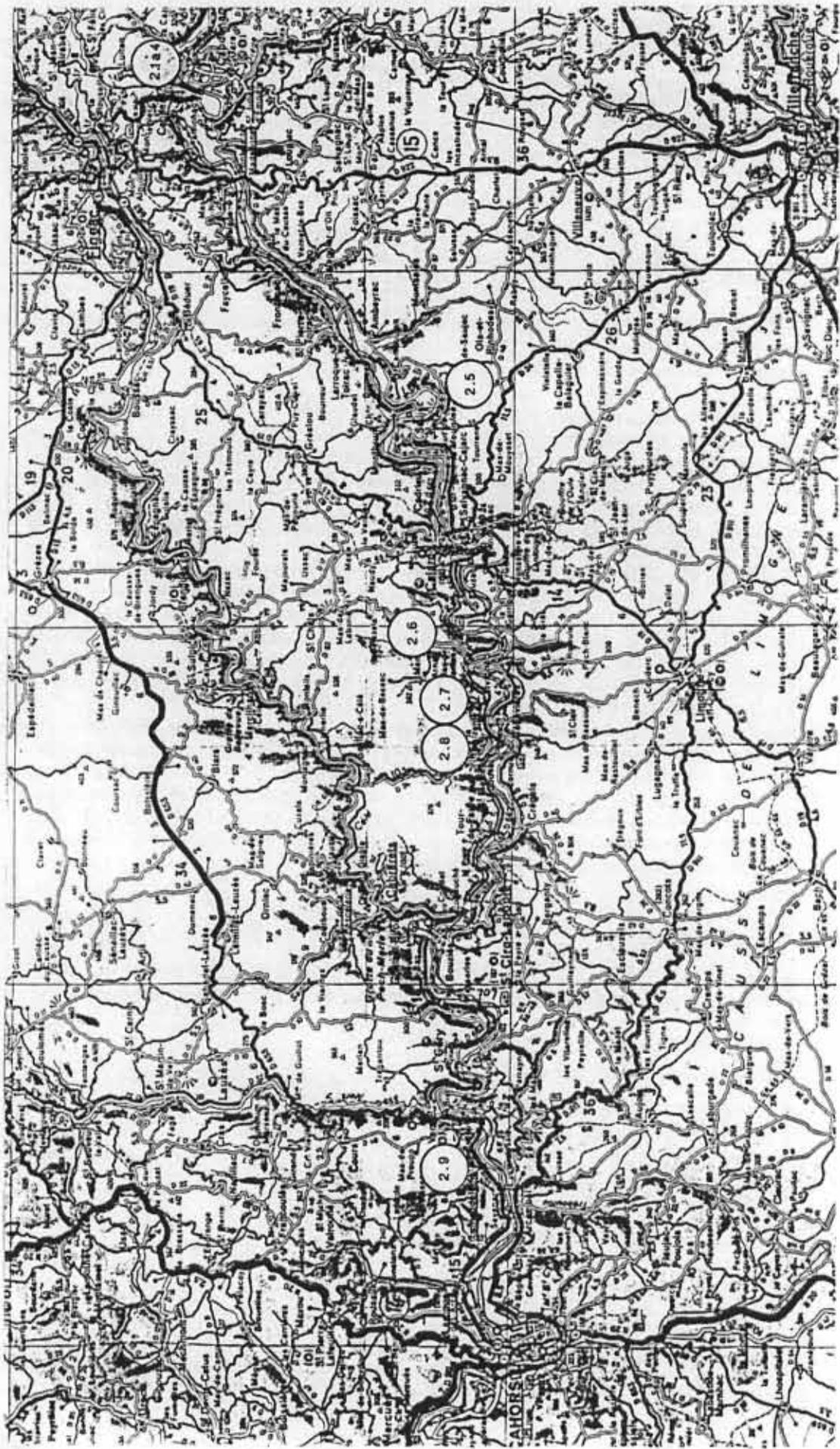


Fig. 31 : Itinéraire de la 2ème journée.

## 2ÈME J O U R N E E

Le Lias réduit de la région de Figeac - Capdenac ; la sédimentation synrift du Dogger inférieur et l'épisode évaporitique du Kimméridgien basal.

### Thème - Itinéraire

- La matinée de cette deuxième journée est consacrée à l'étude du Lias moyen et supérieur réduit ( 250 m d'épaisseur contre 400m dans la Grésigne) de la coupe de Capdenac.

- L'après-midi, l'itinéraire suivi descend la vallée du Lot depuis le Saut de la Mounine en amont de Cajarc jusqu'à Cahors (voir Carte). Il permet de recouper toute la série carbonatée comprise entre l'Aalénien et le Bathonien supérieur (fig.31) ainsi que l'intervalle Callovien - Kimméridgien basal. Après une présentation générale des séries bathoniennes au Saut de la Mounine (arrêt 2.5.), un intérêt plus particulier sera porté au premier épisode évaporitique du Dogger : les "dolomies bréchiques du Pech Affamat" (arrêt 2.6.) avec description des faciès, interprétation sédimentologique et reconstitution du cadre sédimentaire. L'arrêt 2.7. entre Larnagol et La Toulzanie permettra d'examiner la discordance synsédimentaire du Bathonien sur le Bajocien récemment mise en évidence et qui constitue une des répercussions du rifting téthysien et atlantique dans le Quercy. Un rappel sur les séries réduites du Toarcien terminal sera ensuite proposé à La Toulzanie (arrêt 2.8.).

Par la suite, le Dogger supérieur ne fera pas l'objet d'observations détaillées, seul son rôle dans la topographie sera présenté au cours du trajet. A l'inverse, le sommet de la mégaséquence J. IV et la base de la mégaséquence J. V, correspondant à un important épisode évaporitique sera analysé en détail à la carrière du Moulin de Nouaillac (arrêt 2.9) avec description des faciès et des figures sédimentaires explicitant la genèse de cette importante masse bréchique.

### Le Lias réduit de Capdenac

Le long de la route nationale N 594 qui relie Capdenac à Figeac, entre le tunnel de chemin de fer, au Sud, et l'embranchement vers Sanières, au Nord, nous verrons successivement:

- les calcaires à microrhythmes (derniers mètres) ;
- les calcaires oolithiques de Cavagnac ;
- les calcaires de Brian-de-Vère ;
- les marnes de Valeyres ;
- la barre à Pecten
- les marnes et calcaires de Penne.

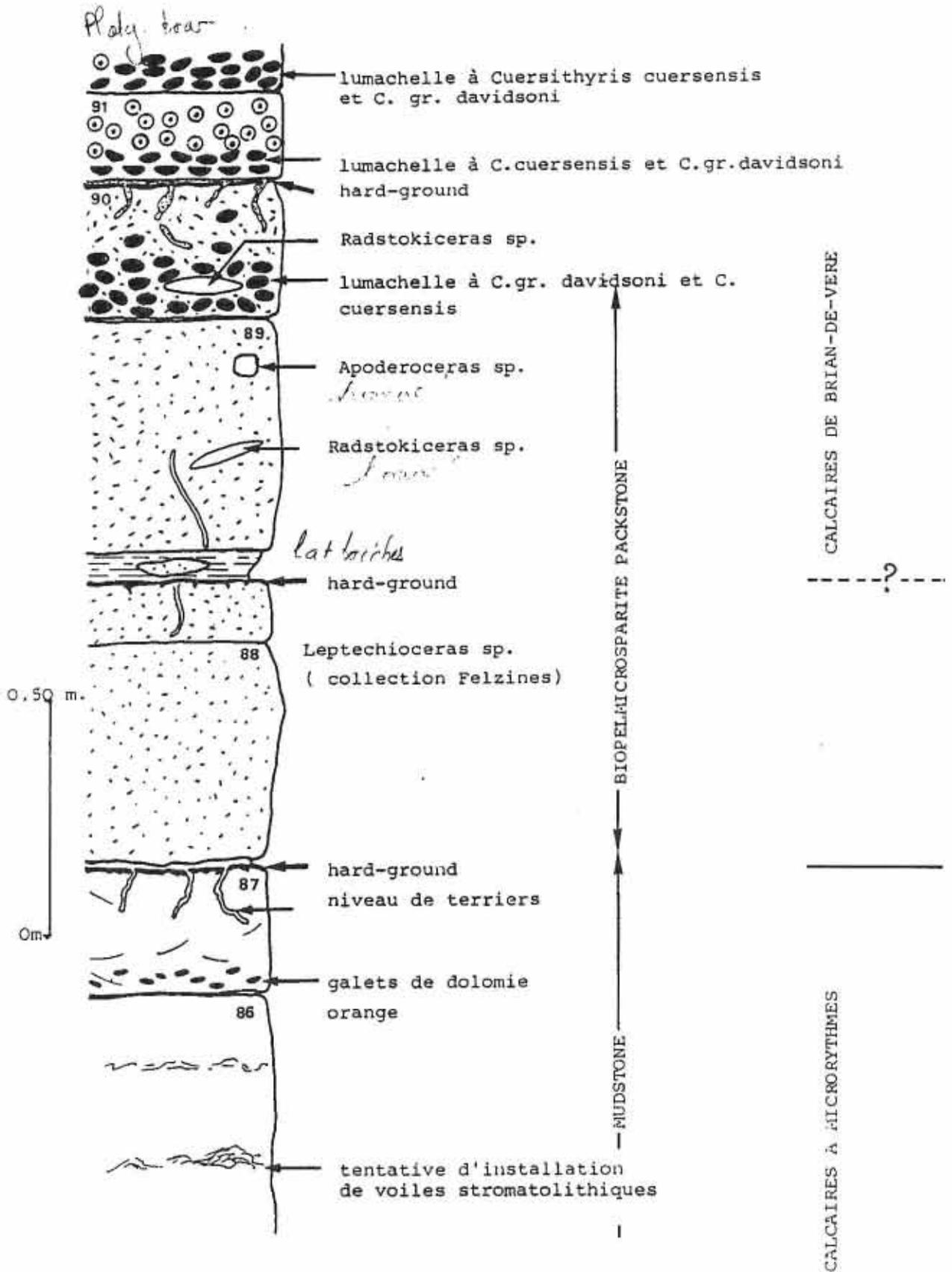


Fig. 32 : Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac et des Calcaires de Brian-de-Vère dans la coupe de Capdenac.

Arrêt 2.1. - Les Calcaires oolithiques de Cavagnac et  
les Calcaires de Brian-de-Vère

De haut en bas, nous distinguons (Fig. 32) :

- la rupture sédimentaire couronnant les Calcaires à microrhythmes de Planioles, criblée de terriers remplis du matériel sus-jacent,

- 0,60 m de biopelmicrites packstones, sableuses (5 à 7 % de quartz), à bioclastes très mal triés de lamellibranches, brachiopodes, lagénidés et à Foraminifères : Glomospira sp., Verneuillinoïdes mauritii et Vidalina sp. - Ce niveau nous a livré Radstokiceras sp. et Leptechioceras sp. (collection FELZINE - 1 et 2).

Le hard-ground inférieur apparaît ici nettement et les biopelmicrosparites ravinent localement les biomicrites mudstone à "bird-eyes". Les terriers verticaux ou subverticaux, s'enfoncent de 15 à 20 cm dans le dernier banc des Calcaires à microrhythmes.

Le hard-ground lotharingien, au sommet des calcaires de Cavagnac, est beaucoup moins net. Il supporte une mince couche de marnes (5 à 8 cm) à nodules calcaires.

Au-dessus succèdent stratigraphiquement les Calcaires de Brian-de-Vère avec, de bas en haut : ( Fig. 32, 33) :

- 0,50 m de biopelmicrosparites à Apoderoceras sp. et Radstokiceras sp. (Carixien basal), (3 et 4).

- 0,30 m de biopelmicrosparites packstone à lumachelle de Cuersithyris gr. davidsoni et C. cuersensis Almeras et Moulan (Carixien inférieur) (5).

L'épaisseur des Calcaires oolithiques de Cavagnac semble donc bien limitée à 0,60 m dans la région de Capdenac.

- 2 m à 2,20 m d'oopebiomicrites à oobiomicrites packstone avec de rares intercalations de marnes feuilletées grises (6 à 9).

Ces bancs, très bioclastiques, présentent des lumachelles (8 à 10 cm d'épaisseur) de C. gr. davidsoni et de C. cuersensis, associés à de rares Pholades. Ces biostromes se situent le plus souvent en base ou en sommet de banc. Les coquilles intactes, avec les valves en connexion, semblent n'avoir subi qu'un transport post-mortem très limité. Leur accumulation reflèterait donc de véritables biocénoses significatives de milieux à énergie modérée et à sédimentation lente.

La présence de nombreux terriers, verticaux à subverticaux, de 3 à 5 cm de diamètre et plongeant de 15 à 20 cm dans l'épaisseur des bancs renforce cette hypothèse.

- 25 cm de marnes grises noduleuses (10)
- 15 cm de biomicrites packstone, bioturbées et pyriteuses, à oolithes éparses, avec Productylioceras davoei (Sowerby) (11)
- 6 cm de marnes grises
- 15 à 16 cm de biomicrites packstone à Amaltheus stokesi (Sowerby).

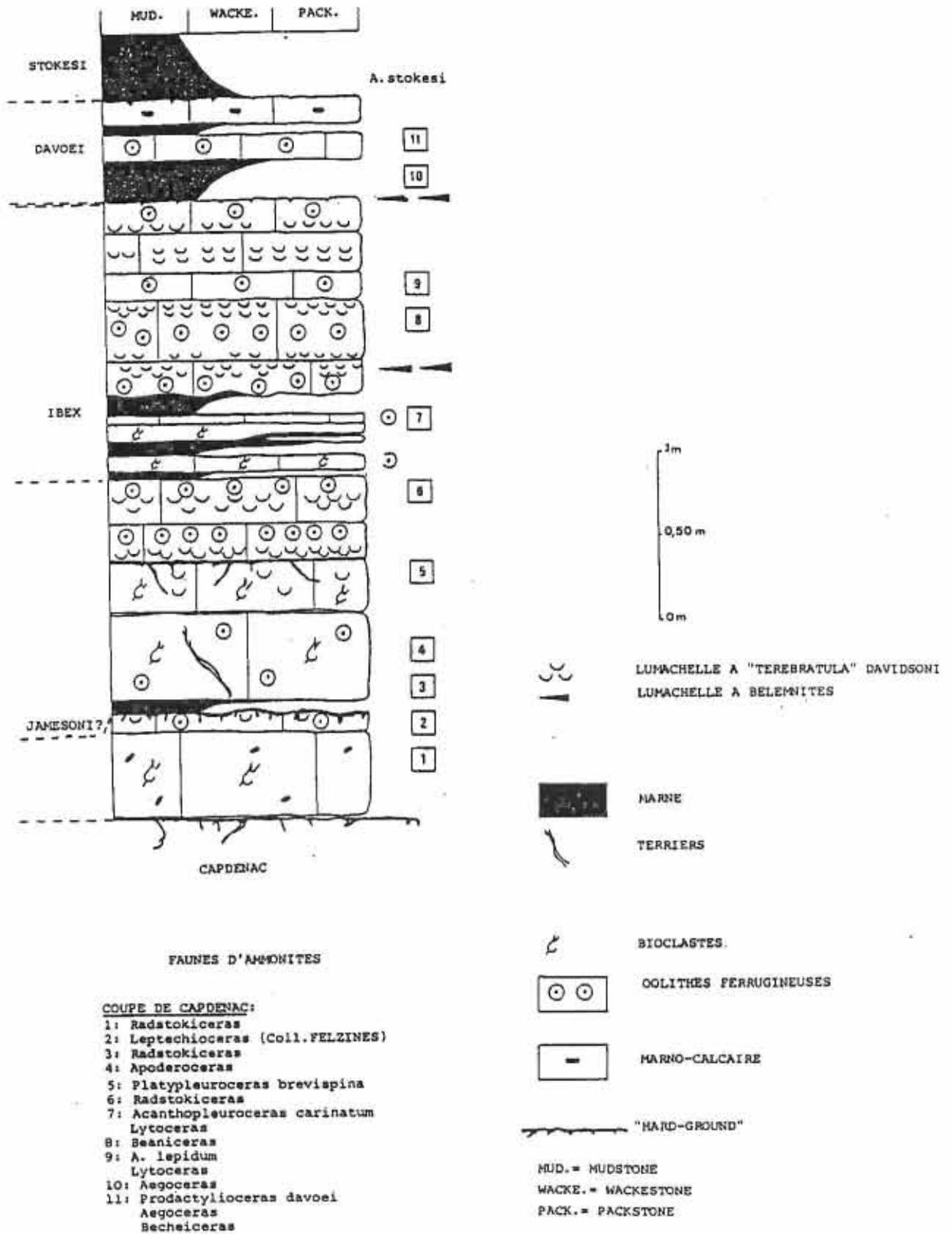


Fig. 33 : Les Calcaires de Brian-de-Vère (Carixien) dans la coupe de Capdenac.

### Arrêt 2.2. - Les Marnes de Valeyres

Toujours le long de la nationale N 594 et dans le talus Est de la route, la coupe présente de bas en haut (Fig. 34) :

- 5 à 6 m d'argilites fines sombres avec, dès la base, une association à Protogrammoceras (Matteiceras) monestieri (Fischer) et A. stokesi (Sowerby) puis un horizon à P. gr. celebratum (Fucini) et A. stokesi (Sowerby) qui indique la partie moyenne de cette zone.

Au sommet, sous une mince croûte ferrugineuse, Lytoceras sp., Fieldingiceras fieldingi (Reynes) et P. gr. depressum (Quenstedt) marquent la partie basale de la zone à Margaritatus.

Ces argilites (très faiblement carbonatées), finement micacées et pyriteuses, renferment de nombreux bioclastes de crinoides, ophiures, échinides (plaques et radioles), lamellibranches et des dents de poissons.

La microfaune, très pauvre, se réduit à de rares ostracodes et quelques Spirillina sp.

Les Lamellibranches sont représentés par de petits Pectinaceae : Propeamussium (P.) pumilus (Lamarck) et par des Pholadomyidae : Pholadomya et Mactromya sp.

- 3,50 à 4 m de marnes bioclastiques, détritiques, plus dures, couronnées par un banc de marno-calcaires (0,30 m) et de marnes cendrées à oolithes.

La biophase résédimentée associe des Pseudopecten (P.) aequivalvis (Sowerby), Gryphaea gigantea Sowerby, Pinna sp., Mactromya sp., Lobothyris punctata Davidson à de grands Lytoceras sp. .

- 6 m d'argilites bioclastiques à encrines et à abondants Mactromya sp. .

Ces argilites riches en Tisoo siphonalis se terminent par 1 m à 1,50 m de marnes ocre à lie-de-vin, à oolithes ferrugineuses très abondantes.

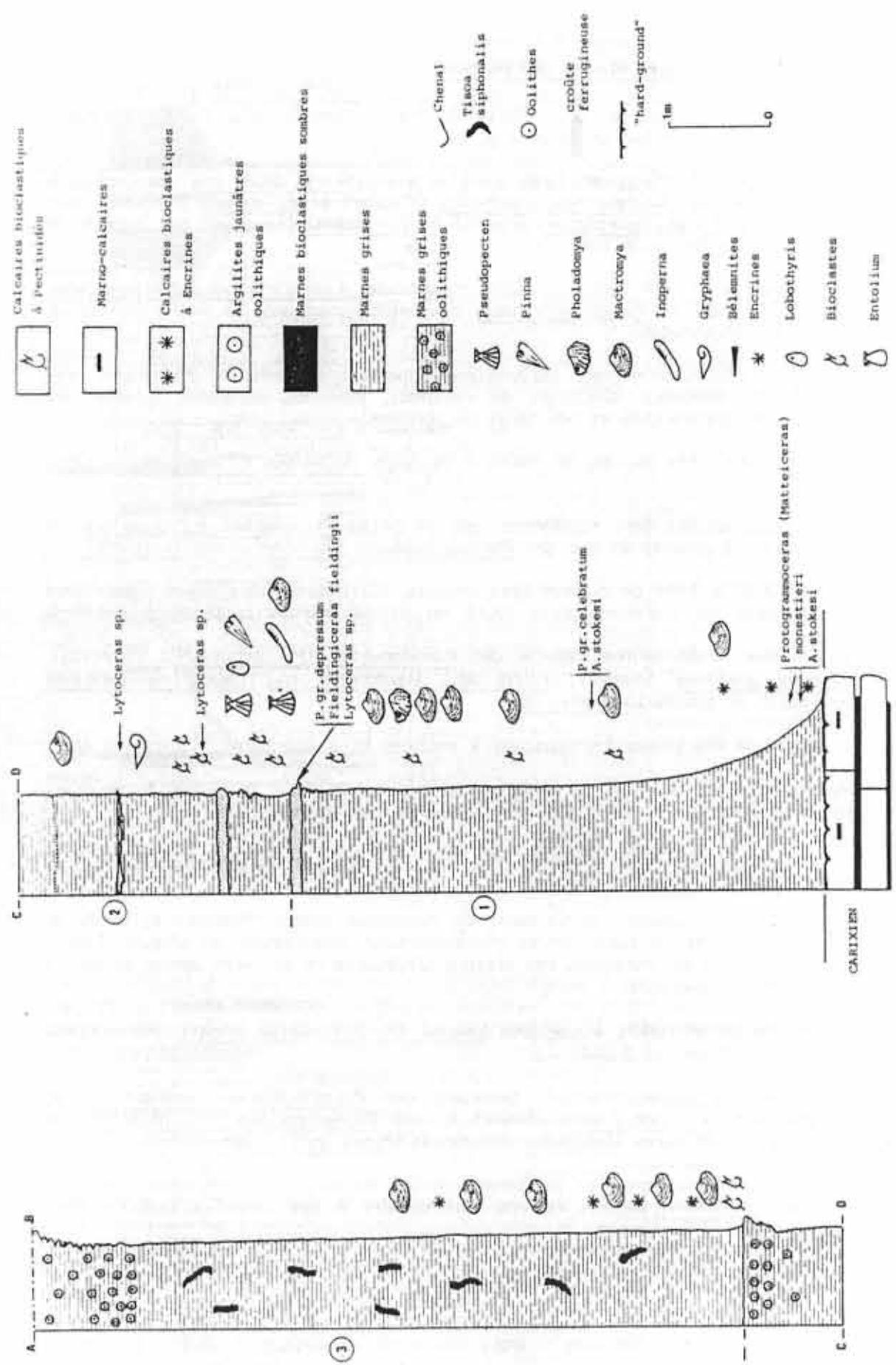
- 3 à 4 m d'une alternance de marno-calcaires oolithiques, en bancs décimétriques, et de marnes bioclastiques à Tisoo siphonalis.

Les marnes bioclastiques renferment de nombreux moules internes pyritisés de lamellibranches et de gastéropodes microscopiques, des radioles et plaques d'échinides, des débris de crinoides, des osselets d'ophiures et de rares débris de pinces de crustacés.

La microfaune se réduit à quelques Lagena sp., Ichtyolaria sulcata (Bornemann), I. muelensis (Ruget et Sigal).

Les faunes de Lamellibranches associent des Pectinaceae : Entolium sp. et Pseudopecten (P.) aequivalvis (Sowerby), des Pholadomyidae : Pholadomya et Mactromya et de rares Mytiloidae endobysés (Pinna sp.).

Ces marnes bioclastiques et pyriteuses, riches en micro-gastéropodes, avec surtout des Pholadomyidae, pourraient correspondre à des faciès à herbiers flottants (Guex, 1972).



### Arrêt 2.3. - La Barre à Pecten

La coupe s'observe le long de la route, talus est, avec des bancs sub-horizontaux.

Peu épaisse (10 m), la Barre à Pecten s'organise en séquences métriques grano-croissantes de deux types (Fig. 35).

a - type A (de haut en bas) :

65. biosparite à encrines (dont des pentacrines) avec leurs réseaux hématitisés - grands bioclastes de lamellibranches dans un ciment ferrugineux très réduit et partiellement dolomitisé (grands rhomboédres).

66. Biomicrite packstone à encrines, bioclastes de pélecypodes - traces de bioturbation - ciment ferrugineux dolomitisé.

67. Marnes gréseuses à nodules calcaires et Tisoa siphonalis. Oolithes ferrugineuses rares, bioclastes d'échinides (plaques et radioles), de crinoides, d'ophiures (osselets), de lamellibranches, de gastéropodes (moules internes pyritisés). Rares Nodosariidés, Ichtyolaria sulcata (Bornemann) et I. muelensis (Ruget et Sigal).

b - type B (de haut en bas) :

87. biosparite grainstone à encrines dont des pentacrines - bioclastes très mal triés de lamellibranches, d'échinides, de brachiopodes (plus rares) dans un ciment de dolomie et d'hématite - Nosodariidés abondants : lenticulina sp. mg. Lenticulina.

88. biomicrite packstone à bioclastes de crinoides, de lamellibranches, de brachiopodes, d'échinides (radioles et plaques), pelotons de serpuliers bien conservés - ciment ferrugineux dolomitisé.

Le nombre de bioclastes de crinoides diminue nettement par rapport à celui des pélecypodes. Stratifications obliques et entrecroisées.

89. biomicrite packstone sableuse (7 à 10 % de quartz anguleux) à bioclastes de pélecypodes,

90. marnes.

Les séquences de type A apparaissent à la base de la Barre à Pecten. Chaque séquence de chenal ravine les marnes de la séquence précédente. Dans ces marnes, la microfaune réduite, se compose essentiellement de Nodosariidés usés et le niveau 83 livre : Dentalina pseudocommunis Franke, D. cf. matutina d'Orbigny, Ichtyolaria bicostata (d'Orbigny) et I. sulcata (Bornemann).

Les séquences de type B interviennent en sommet de formation et ne présentent aucun terme marneux. Chaque base de séquence ravine les biomicrites sous-jacentes.

Le milieu de dépôt semble être épisodiquement le siège de brusques et fortes augmentations de l'énergie des eaux. Des chenaux divaguant sur la pente d'une plate-forme distale remanient les sédiments (biosparites grainstone) puis le calme revient avec le dépôt de marnes.

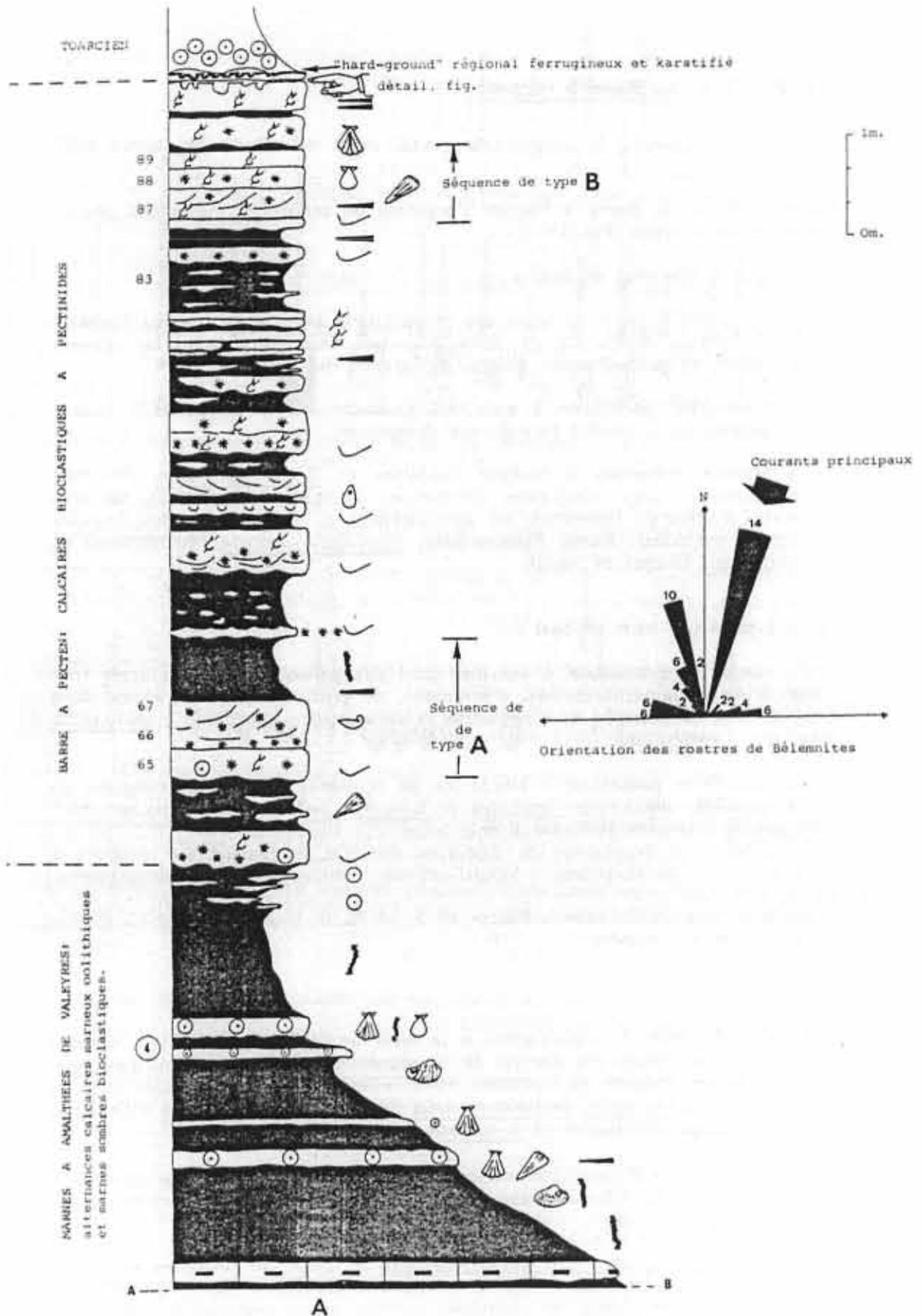


Fig. 35 : Formation de la Barre à Pecten dans la coupe de Capdenac. Les numéros correspondent à ceux des séquences A et B décrites dans le texte.

Au sommet de la formation, l'horizon à Paltus (Toarcien basal) correspond à une biomicrite mudstone marquant une nette diminution dans l'énergie du milieu de dépôt.

Le hard-ground sommital, tarauté et karstifié, interrompt la Barre à Pecten. Les cavités karstiques atteignent 20 à 25 cm de diamètre et renferment de nombreux bioclastes. Elles sont colmatées par les argilites jaunes de la base du Toarcien.

#### Arrêt 2.4. - La formation des Marnes et calcaires de Penne

Le faciès "schiste carton" n'apparaît pas ici, il est remplacé par des argilites jaunes avec, de bas en haut ( Fig. 36) :

- le hard-ground karstifié.

- 0,65 à 0,70 m d'argilites jaunâtres avec la présence sporadique de meules ovoïdes de biodolomicrites mudstone à encrines.

Ces argilites à oolithes phosphatées et ferrugineuses sont datées, à leur base, par Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum (Simpson) puis par Eleganticeras sp. et Harpoceratoides kisslingi (Hug) (n° 101) - [horizon III]. Elles livrent une biophasse marine réduite à l'état de bioclastes ou de moules internes : bélemnites, lamellibranches, gastéropodes, crinoïdes, dents de poissons infirmant l'hypothèse d'une origine lacustre (Trumpy, 1983).

- une oolithe ferrugineuse et phosphatée à Dactylioceras sp. et Hildoceras lusitanicum Meister.

Au-dessus, les Marnes et Calcaires à Hildoceras présentent la succession suivante:

- 0,70 à 0,80 m de marnes et marno-calcaires gris-cendre à oolithes avec, à la base, une association Harpoceras faciferum (Sowerby) - Hildoceras lusitanicum Meister (horizon VI) puis au sommet H. bifrons (Bruguière) (horizon IX).

Cette oolithe, que nous proposons d'appeler oolithe de Capdenac, semble donc correspondre à la condensation des horizons VI à IX (pro parte). Elle représente le maximum d'une condensation déjà bien amorcée sur la coupe de Villefranche et reconnue dans les sondages de la région de Figeac - Bel-Air.

Trois lavages nous ont permis de remarquer le remplacement rapide des oolithes ferrugineuses par des oolithes phosphatées :

Niveau	Oolithes ferrugineuses	Oolithes phosphatées
106	5 à 10 %	90 à 95 %
104		70 à 80 %
103	95 à 96 %	4 à 5 %

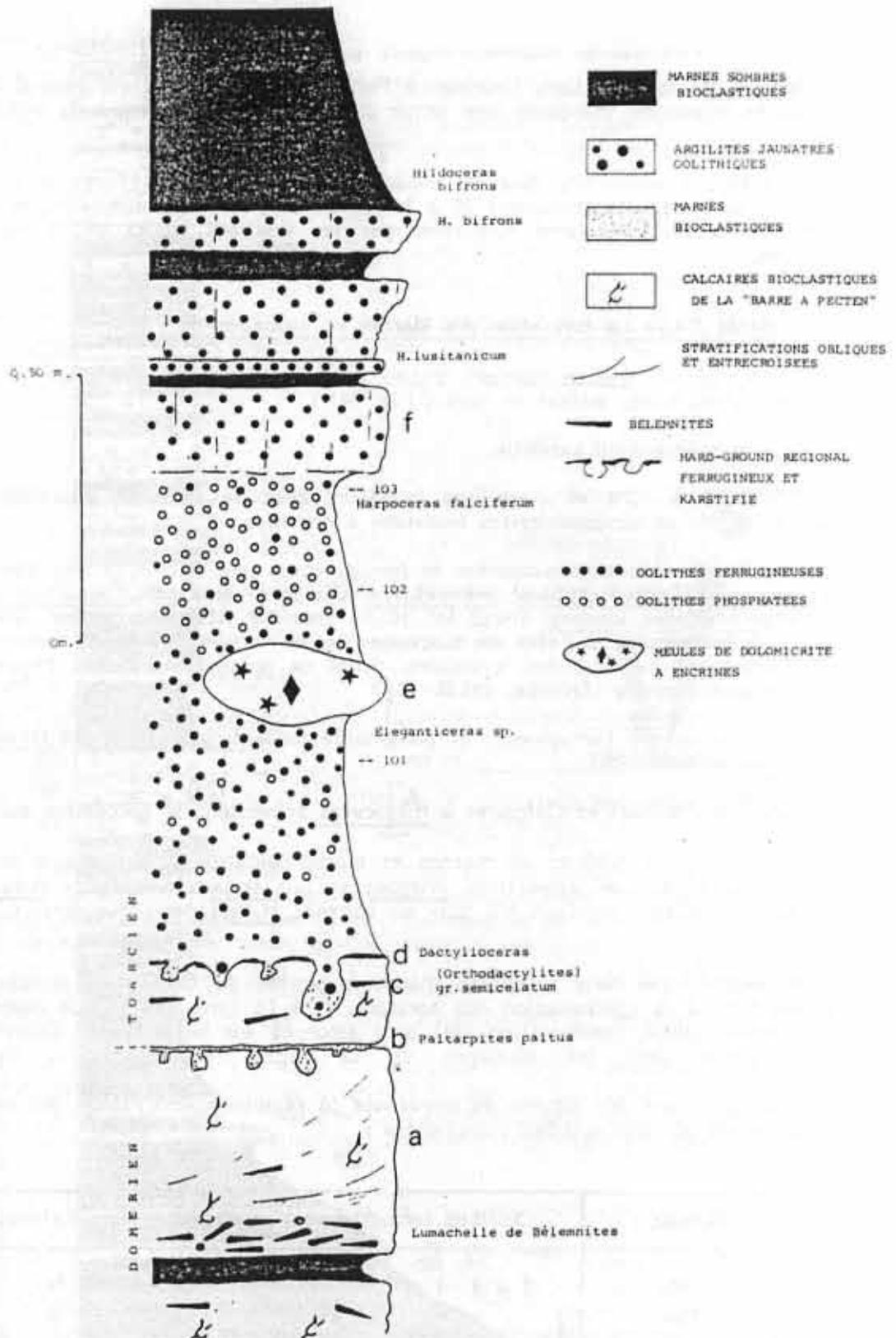


Fig. 36 : Formation des Marnes et calcaires de Penne, le membre des Schistes carton dans la coupe de Capdenac et la base du membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras*. Les lettres et les numéros correspondent à ceux employés dans le texte.

- 2 à 3 m de marnes sombres à Ammobaculites fontinensis Terquem (horizon IX).

- 5 m de marnes sombres à Haugia sp. et à passées oolithiques, s'organisant en séquences décimétriques, terminées chacune par un arrêt de sédimentation :

petite surface durcie,  
marnes à oolithes ferrugineuses,  
marnes sombres.

Ces marnes de la zone à Variabilis (horizons XI à XII) apparaissent très bioclastiques, avec de nombreux débris de lamellibranches dont Plagiostoma sp., Pseudomytiloides sp. et Propeamussium (P.) pumilus (Lamarck). L'oolithe ferrugineuse qui se retrouve de Capdenac jusqu'à Salles-la-Source marque, dans cette série condensée la "crise de la zone à Variabilis" enregistrée sur les seuils comme celui du Poitou (Gabilly, 1976).

Au-dessus des marnes oolithiques à Haugia, nous avons observé :

- 20 à 21 m de marnes noires à Pseudogrammoceras.
- 1,50 m de marnes gris-cendre à oolithes ferrugineuses.
- les calcaires du jurassique moyen qui forment la corniche.

La partie sommitale des Marnes noires à Pseudogrammoceras avec le banc calcaire à P. fallaciosum (Bayle) n'existe pas sur cette coupe.

#### Arrêt 2.5 - Le Saut de la Mounine

Dominant la vallée du Lot au niveau du méandre de Montbrun, 7 km en amont de Cajarc, ce belvédère nous permet, en outre son indéniable intérêt touristique, de situer dans le paysage les principales unités lithostratigraphiques du Bathonien et de la base du Callovien. C'est ainsi que seront successivement identifiés ( Fig. 37) :

- . les Calcaires et marnes de la Bouye ;
- . les Brèches et calcaires de Saint Chels ;
- . les Calcaires et marnes de Saint Chels et le niveau lacustre qui couronne cette formation dans tout le Quercy et matérialise la discontinuité D17, articulation des mégaséquences J. III et J. IV.
- . la base des Calcaires massifs de Cabrerets,

#### Arrêt 2.6 - Le Pech Affamat

Situé en bordure du C.D. 662 formant corniche à une cinquantaine de mètres au-dessus du Lot et à mi-chemin entre Cajarc et Larnagol cet affleurement permet d'observer de nouveau les principales unités du Bathonien dans le paysage mais surtout d'analyser finement l'évolution de la sédimentation au sommet du Bajocien.

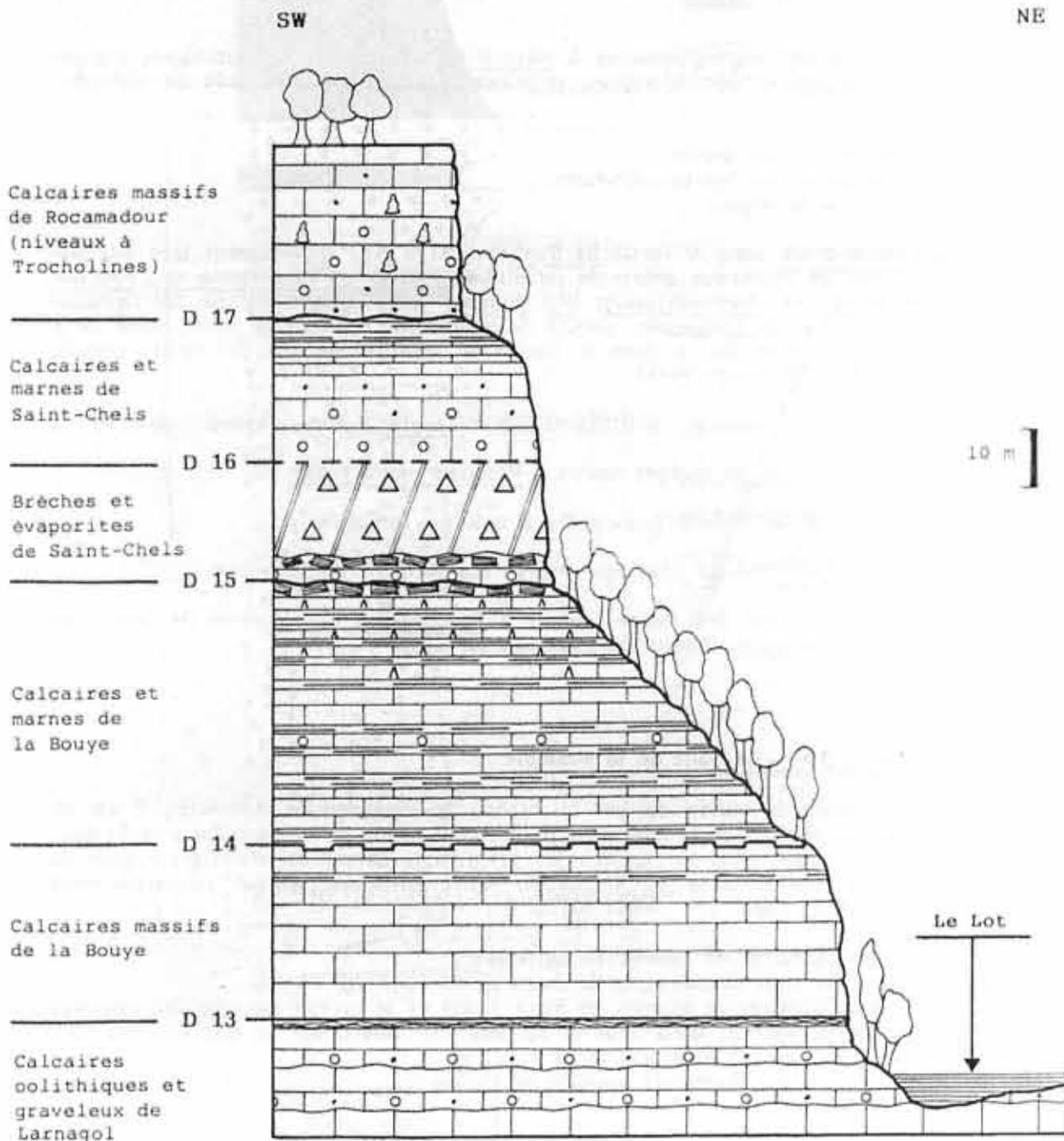


Fig. 37 : Les unités lithostratigraphiques bathoniennes au Saut de la Mounine (Saujac - Aveyron)

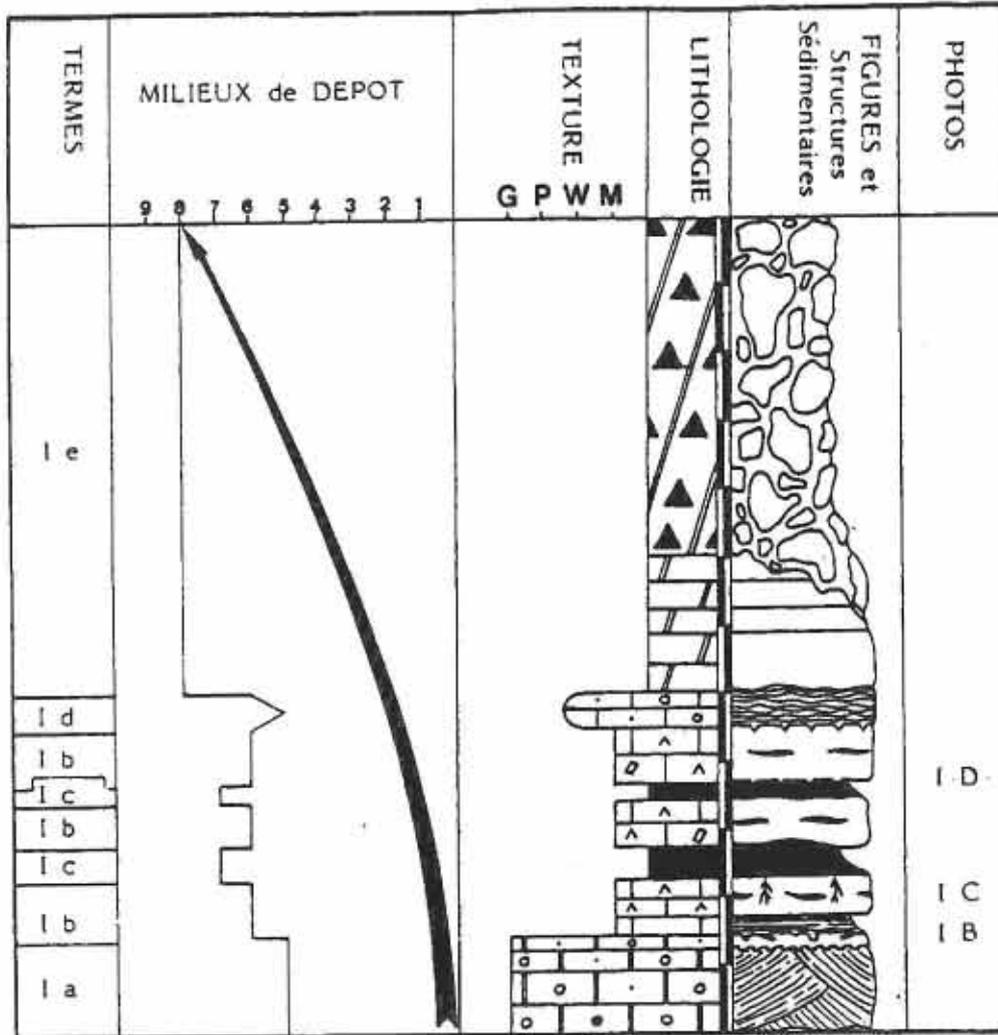
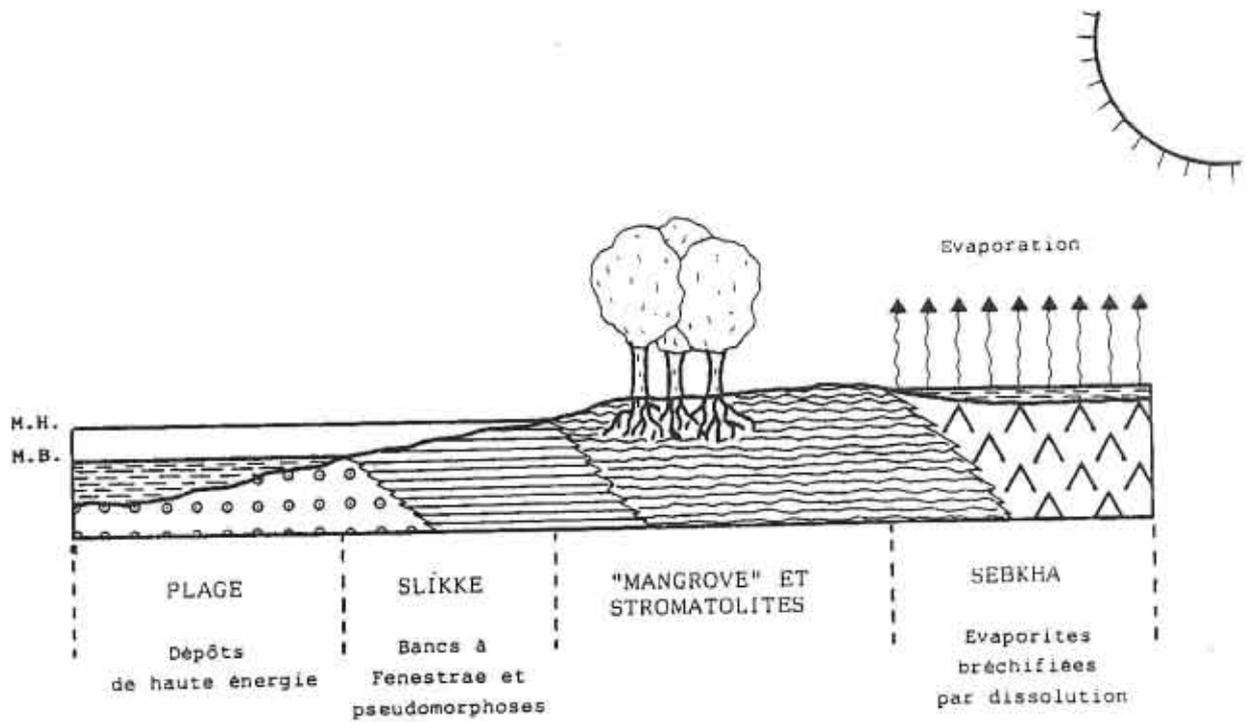


Fig. 38 : Affleurement du Pech Affamat.



**Fig. 39** : Reconstitution de l'environnement sédimentaire des "Dolomies bréchiques du Pech Affamat".

### 2.6.1. Description de l'affleurement (Fig. 38).

Terme Ia : Calcaires à oolites et intraclastres, à cimentation précoce, laminations entrecroisées et fonds durcis (cointrasparite, grainstone). Le sommet de ce faciès est affecté de traces d'émersion.

Terme Ib : Calcaires à lamines planes parallèles et calcaires massifs à fenestrae, pseudomorphoses de gypse et d'évaporites (micrite, mudstone). Les sommets des bancs sont marqués par des fentes de dessiccation ou des perforations de racines (paléosols).

Terme Ic : Lignites et marnes ligniteuses à fentes de dessiccation.

Terme Id : Calcaires à gravelles et oolites, à laminations ondulées non parallèles (pelomicrite, wackestone à packestone).

Terme Ie : Brèches à éléments hétérométriques et ciment sparitiques ou dolosparitiques renfermant quelques nodules centimétriques de sparite fibroradiée.

### 2.6.2. Interprétation (Fig. 39).

Le terme a correspond à une plage ou à un chenal de marée surmonté par des sédiments intertidaux de basse énergie du type slikke (terme b). Se développe ensuite une "mangrove" légèrement sursalée (terme c et paléosol) associée à un tapis algaire (terme d). Le dernier terme de cette évolution régressive et positive traduit l'installation d'une sebkha.

Un modèle analogue est connu dans l'actuel sur la côte Ouest du Golfe d'Akaba (Y. Bodeur, com. orale).

## Arrêt 2.7 - l'anticlinal de la Toulzanie

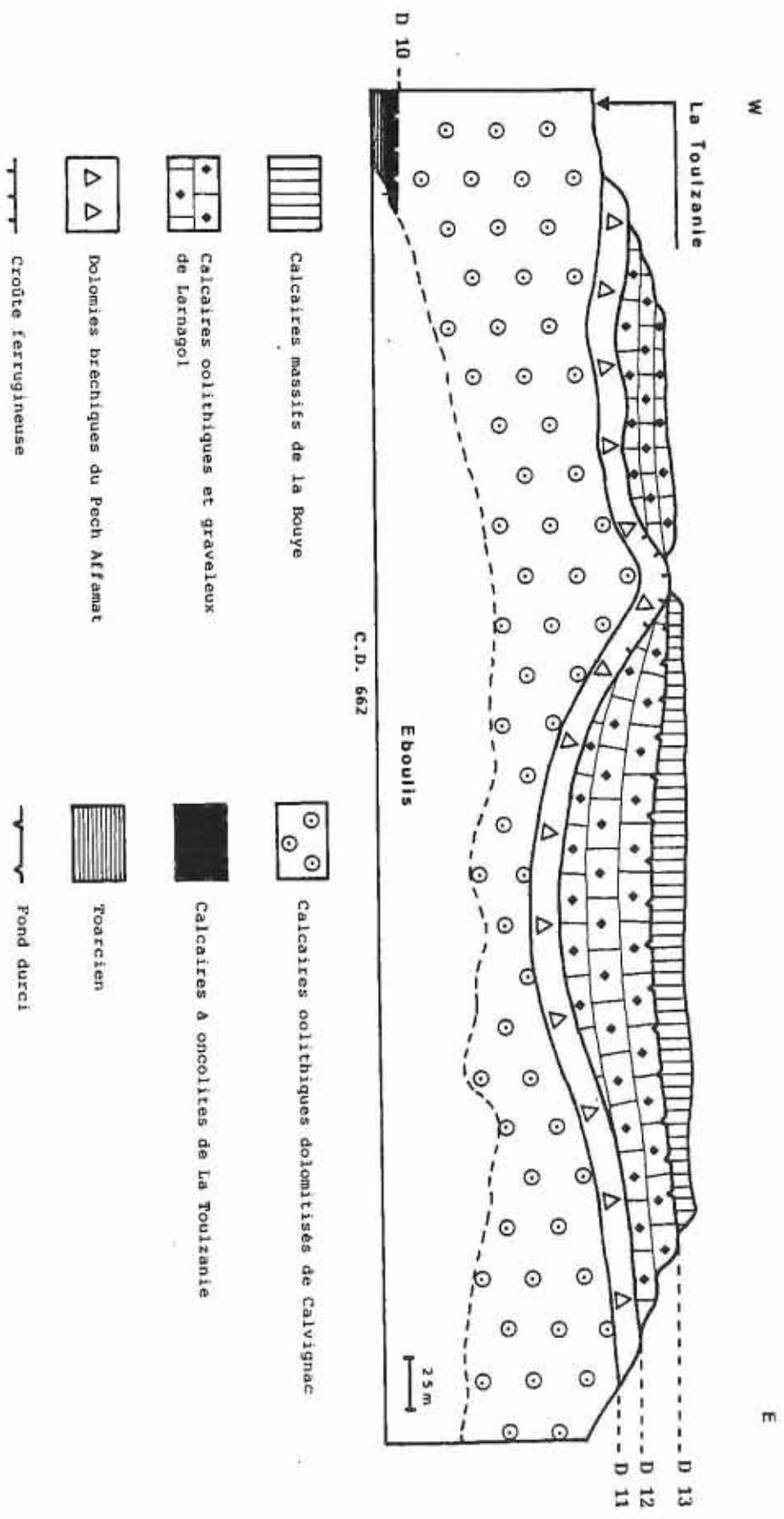
Toujours en bordure du Lot, le long du C.D. 662 mais 7 km en aval du Pech Affamat apparaît dans le paysage, en face du Château de Cénevières, le petit anticlinal de La Toulzanie.

### 2.7.1. Description du paysage (Fig. 40).

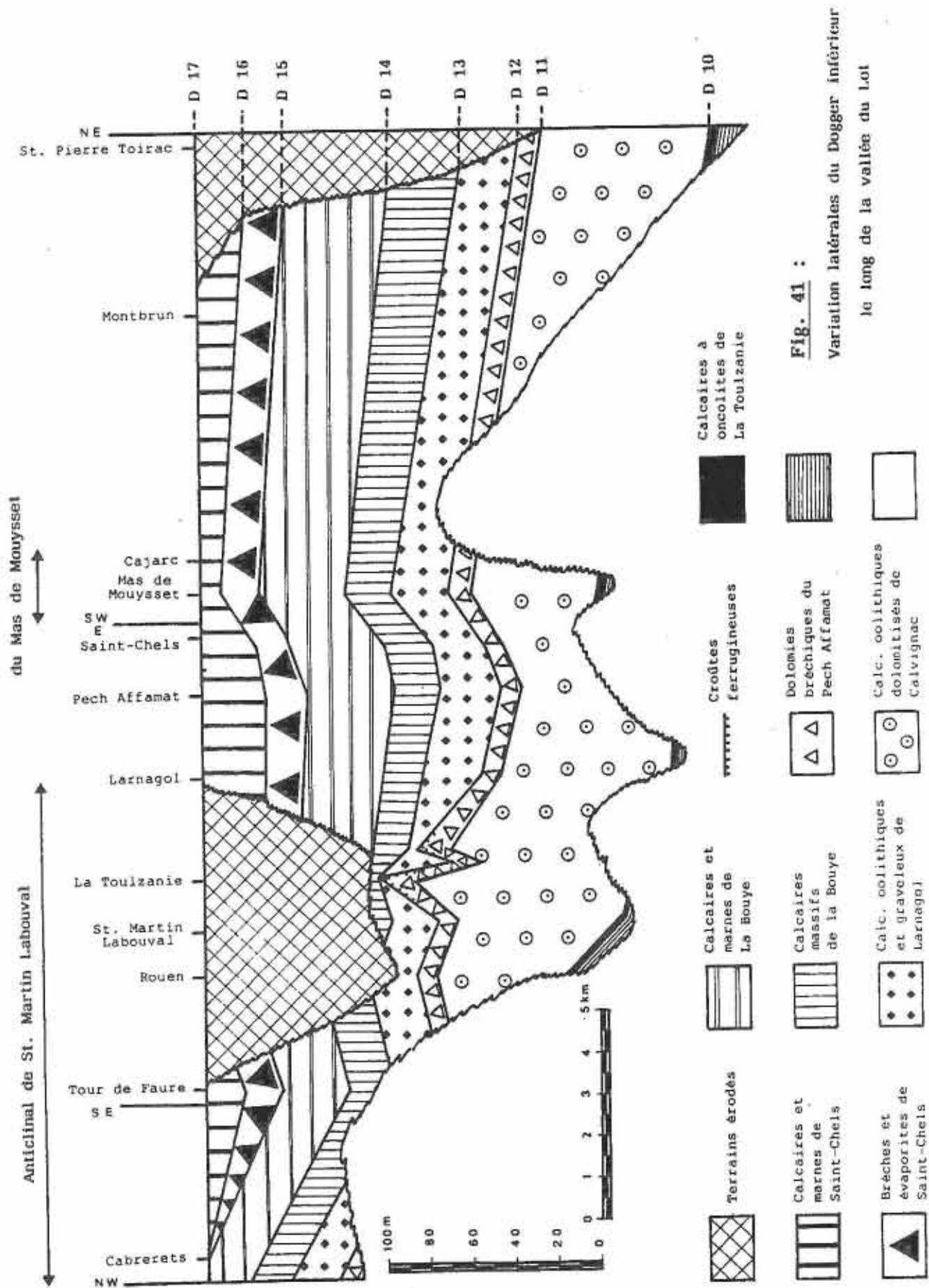
Les Dolomies bréchiques précédemment étudiées surmontent les Calcaires oolithiques dolomités de Calvignac dont la base est masquée par des éboulis. Au sommet de la colline elles arment un petit anticlinal décamétrique contre lequel viennent se biseauter les couches formant les Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol. L'ensemble est recouvert par les Calcaires massifs de la Bouye pratiquement horizontaux. Une observation plus détaillée permet de mettre en évidence :

. vers l'Est, l'existence d'un synclinal comblé par les calcaires oolithiques et graveleux et l'amorce d'un second anticlinal ;

. vers l'Ouest, l'existence de petits plissements au sommet des dolomies bréchiques générant une surface légèrement ondulée mais rapidement régularisée par les dépôts postérieurs.



**Fig. 40 :** Représentation schématique de la discordance synsédimentaire du Bathonien sur le Bajocien à La Touzanie.



**Fig. 41 :**  
Variation latérales du Dogger inférieur  
le long de la vallée du Lot

A souligner enfin un détail visible uniquement à proximité immédiate de l'affleurement : le cœur des deux anticlinaux présente de petites croûtes ferrugineuses affectant le sommet des dolomies bréchiques.

### 2.7.2. Interprétation (Fig. 41).

Nous sommes là, en présence d'une manifestation spectaculaire, quoique ponctuelle, de la tectonique synsédimentaire au passage Bajocien/Bathonien. Cette dernière n'a jusqu'ici pu être mise en évidence qu'en deux points du Quercy :

• l'anticlinal de Saint-Martin Labouval auquel appartient l'affleurement considéré et qui se situe sur un grand linéament de la bordure nord-aquitaine d'orientation N 140 à N 160° depuis Angoulême jusqu'au dôme de Castanet en bordure de la faille de Villefranche.

• la faille de Padirac N 110° où, au-même niveau, s'observe sur le compartiment nord affaissé une morphologie en blocs basculés avec comblement des parties basses et homogénéisation de la topographie par les dépôts du Bathonien basal.

Les mouvements tectoniques se poursuivent d'ailleurs pendant cette période, l'instabilité des fonds sédimentaires se manifestant dans les Calcaires oolithiques et graveleux par un empilement de séquences tronquées par d'innombrables ruptures sédimentaires et une très grande variabilité de la texture des dépôts.

Il semblerait que nous soyons là, en présence de l'enregistrement par la sédimentation quercynoise du rifting téthysien et/ou atlantique d'autant que des mouvements tectoniques sont connus à la même période dans les Corbières, lacune du Bajocien et du Bathonien basal et, peut-être dans les Grands Causses (coulée de basalte alcalin des Vignes).

### Arrêt 2.8. - Les formations de Penne et de Lexos

Affleurement de Saint-Martin-Labouval.

Le sommet des Marnes noires à Pseudogrammoceras sur le flanc Ouest de l'anticlinal de la Toulzanie peut s'observer dans les caves des maisons bordant la route départementale D 662, au NNE du carrefour D 24 - D 662.

Nous avons observé (Fig. 42) :

a - 3 - 4 m de marnes noires litées à Pseudogrammoceras sp.

b - 0,30 à 0,35 m de marnes oolithiques ferrugineuses à nodules calcaires (oobiomicrites), avec une condensation de Bélemnites, Lamellibranches et Grammoceras sp.

c - 0,60 à 0,65 m de calcaires à P. fallaciosum (Bayle) (horizon XVII) avec deux bancs calcaires séparés par une très mince couche marneuse.

- le banc inférieur (c1) est une oobiomicrite à oobiosparite grainstone, peu sableuse (1 % de quartz), à bioclastes très mal triés d'échinodermes (dominants), lamellibranches, annélides, gastéropodes (rares) et Nodosariidés dont Lenticulina sp. mg. Lenticulina. La texture devient pelletoidale par place.

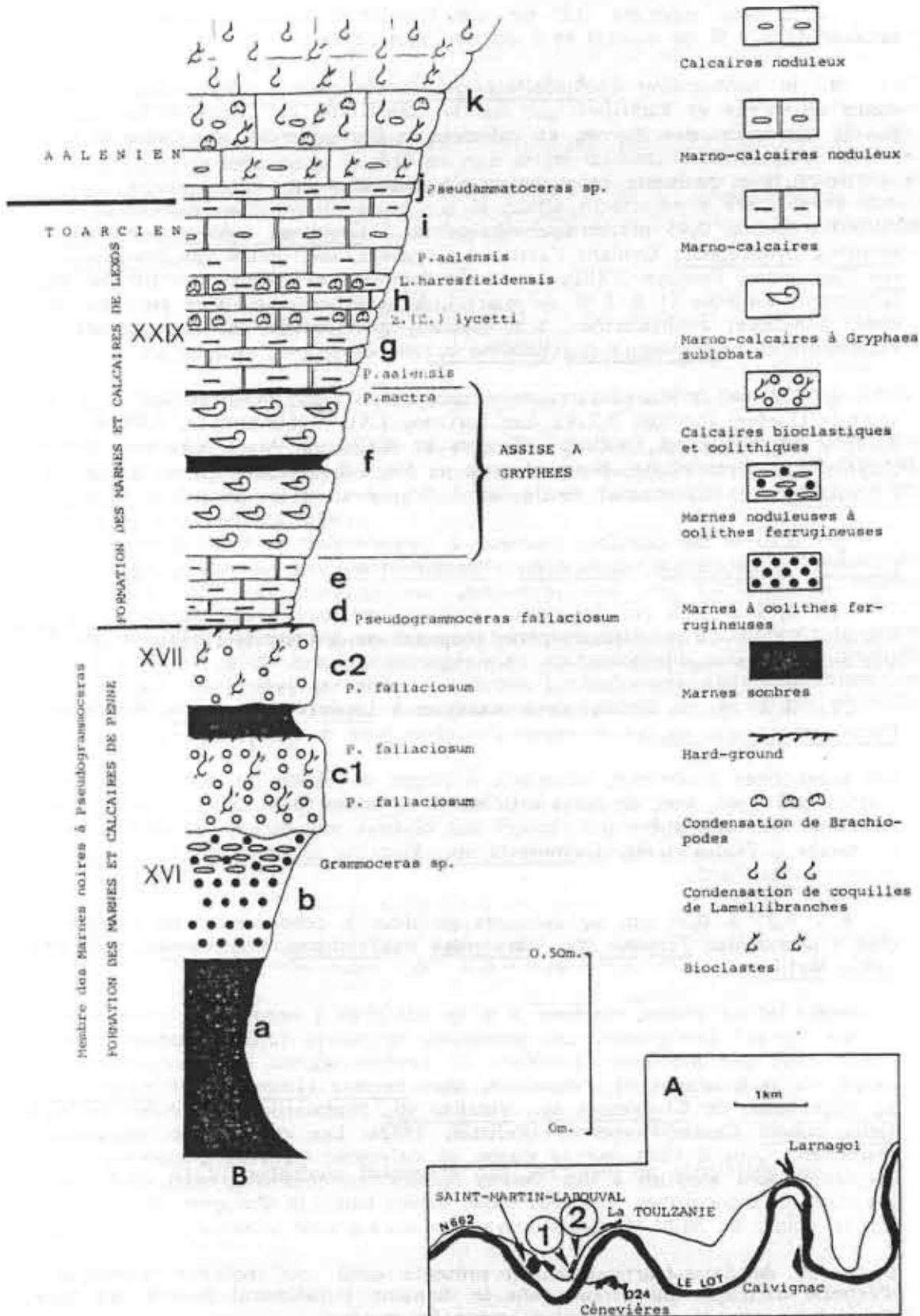


Fig. 42 : Les Formations de Penne et de Lexos dans l'anticlinal de Saint-Martin-Labouval.

- le banc supérieur (c2) est une biomicrite packstone à grainstone plus sableuse (2 à 3 % de quartz) et à oolithes plus rares.

d- le hard-ground à P. fallaciosum (Bayle), avec une surface nettement moins encroûtée et karstifiée que sur la coupe-type de Lexos. Il est surmonté par la formation des Marnes et calcaires à Dumortierinés de Lexos (1,20 m).

e- 0,20 m de marno-calcaires en plaquettes.

f- 0,40 à 0,45 m de marno-calcaires à Gryphaea sublobata et Homoeorhynchia cynocephala formant l'assise à Gryphées, bien datée par Pheydeliamactra (Dumortier) (horizon XXIII). Le faciès dominant est une biomicrite packstone, faiblement sableuse (1 à 3 % de quartz), à bioclastes mal triés de lamellibranches, annélides, échinodermes, brachiopodes, gastéropodes et nodosariidés et à Foraminifères : Glomospira sp., Vidalina sp.

g- 0,20 m de marno-calcaires en plaquettes avec, dès leur base, Pleydellia aalensis (Zieten) (horizon XXIX). Les horizons XXIV à Subcompta, XXV à Fluens, XXVI à Pleydellia sp., XXVII à Celtica et XXVIII à P. cf. aalensis, semblent absents sur cette coupe. Nous n'avons pu les individualiser entre les dernières P. mactra, tout au sommet de l'assise à Gryphées, et les premières P. aalensis.

h- 0,20 m de calcaires marneux à condensation de Brachiopodes Homoeorhynchia cynocephala, Lobothyris haresfieldensis et Zeilleria (Z.) lycetti.

i- 0,15 à 0,20 cm de marno-calcaires noduleux à abondantes P. aalensis (horizon XXIX). Le microfaciès reste toujours une biomicrite packstone semblable aux biomicrites sous-jacentes.

j- 8 à 10 cm de calcaires noduleux à Leioceras opalinum (Reinecke) et Pseudammatoceras sp. qui marquent l'extrême base de l'Aalénien.

Les biomicrites grainstone, sableuses, à plages de biosparite, sont riches en bioclastes mal triés, avec de rares articles de crinoïdes (pentacrines). Ce cortège de bioclastes ne varie guère par rapport aux niveaux sous-jacents et nous retrouvons un faciès à Nodosariidés, Glomospira sp., Vidalina sp. et Serpula (Tetraserpula) quadricostata Parsh.

k - 0,25 à 0,30 cm de calcaires noduleux à condensation de Lamellibranches : abondantes Trigonia sp., Ceratomya et Trichites, Pholadomya, Pleuromya, Lima, Mytilus.

Au-dessus de ce niveau, viennent 3 m de calcaires à oncolithes, interrompus par un hard-ground ferrugineux. Les oncolithes de petite taille (quelques mm) voisinent avec des bioclastes échinidés de lamellibranches, de brachiopodes (plus rares), de nodosariidés et d'annélides, dont Serpula (Tetraserpula) quadricostata. La microfaune de Glomospira sp., Vidalina sp., Nodosariidés, s'enrichit de Sarfa-tiella dubari Conrad-Peybernes (Pelissié, 1982). Les calcaires à oncolithes se retrouvent, plus à l'Est, sur la coupe de calvignac (2,50 m d'épaisseur) où les oncolithes sont associés à des "boules blindés" formées d'agrégats d'oolithes, de gravelles et d'oncolithes, entourés d'une mince pellicule d'origine algale. Comme sur la coupe de Saint-Martin-Labouval, un hard-ground interrompt ces calcaires.

La coupe de Saint-Martin-Labouval présente ainsi une séquence régressive d'échelle métrique qui évolue dans le domaine infralittoral jusqu'à des milieux situés juste sous la zone de balancement des marées.

### Arrêt 2.9. - Coupe du Moulin de Nouaillac

Situation. - La coupe décrite ici se situe au lieu-dit "Moulin de Nouaillac", le long de la D. 653 en rive droite du Lot, 4 km en aval de Vers. La base correspond à des affleurements récemment rafraîchis par les travaux de redressement de la route alors que la partie supérieure a été relevée dans une ancienne carrière au sommet de laquelle s'observent les "Calcaires bioturbés à galets mous".

#### 2.9.1. Description ( Fig. 44)

De la base vers le sommet se rencontrent :

- un banc métrique de micrites massives couronnées par un fond durci.

- 6 m d'alternances de niveaux pratiquement intacts et de fines passées bréchiques mono ou polygéniques renfermant quelques clastes dotés de laminations algaires. Des surfaces de stratification planes horizontales sont plus ou moins bien conservées (Fig. 43) :

. les unes, particulièrement nettes et visibles latéralement sur plusieurs mètres, séparent soit deux niveaux non perturbés, soit ces derniers des brèches :

. les autres, qui ne s'observent que très ponctuellement, dessinent la frontière entre deux lits de brèches monogéniques correspondant aux parties sommitales et basales de strates par ailleurs intactes. Latéralement, elles disparaissent rapidement et les deux niveaux monogéniques se fondent en un unique ensemble de brèches polygéniques :

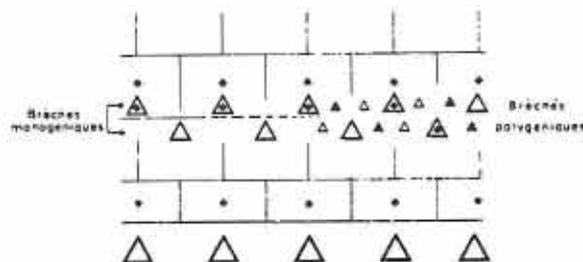


Fig. 43 : Variations latérales des surfaces de stratification.

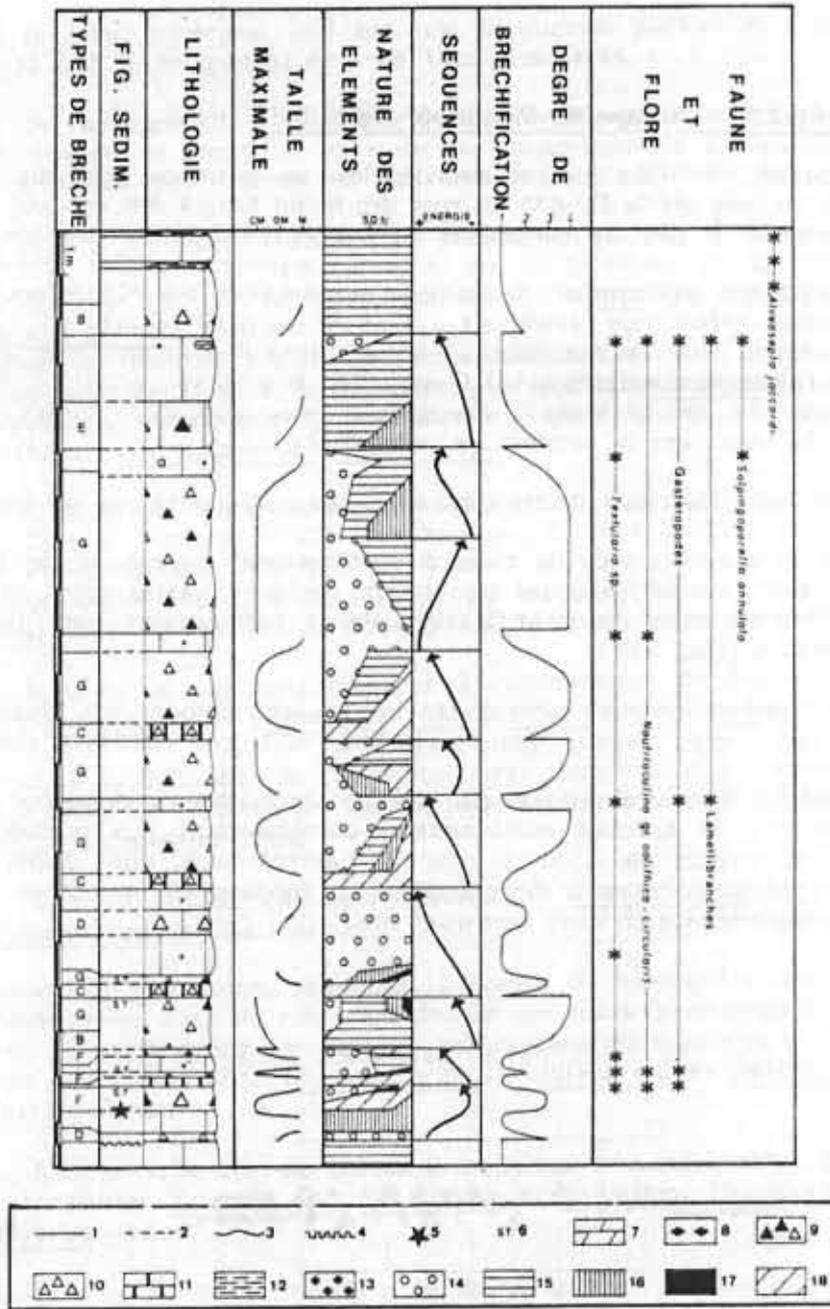


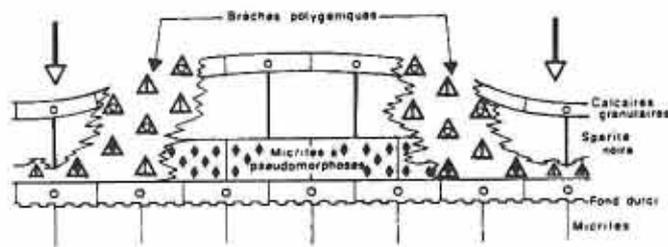
Fig. 44 : Coupe du Moulin de Nouaillac.

— 1: surfaces de stratification; 2: surfaces de stratification ponctuellement conservées; 3: surfaces de stratification ondulées; 4: fonds durcis; 5: figures de tassement différentiel; 6: laminations algaires; 7: dolomies; 8: microconglomérats à cailloux noirs; 9: brèches polygéniques; 10: brèches monogéniques; 11: calcaires cristallisés noirs; 12: marnes; 13: cailloux noirs; 14: calcaires granulaires; 15: micrites; 16: micrites à pseudomorphoses d'évaporites; 17: calcaires à laminations algaires; 18: sparite noire; cm: centimètre; dm: décimètre; m: mètre.

. c'est également à la base de ce niveau, juste au-dessus du fond durci, que se localisent quelques figures de tassement différentiel montrant la disparition latérale de certaines strates et la destruction corrélative des surfaces de stratification (Fig. 45).

- 9,5 m de brèches interrompues par quelques niveaux intacts de calcaires granulaires ou de sparites noirs soulignés par des surfaces de stratification.

- 4 m de calcaires à dominante micritique admettant des intercalations granulaires renfermant des oncolithes et des Algues *Dasycladales* (*Salpingoporella anulata* Carozzi). Une légère bréchification, traduite par des fissures sparitiques, affecte localement l'ensemble. Ce caractère s'estompe graduellement vers le haut jusqu'à assurer le passage en continu aux "Calcaires bioturbés à galets mous".



**Fig. 45** : Figure de tassement différentiel.

Du point de vue sédimentologique, on constate qu'il n'y a pas de corrélations directes entre les séquences d'énergie et les séquences de bréchification.

### 2.9.2. Caractéristiques générales des "Brèches polygéniques"

Les descriptions précédentes, associées à la somme d'observations collectées sur l'ensemble des affleurements et des sondages, conduisent à souligner les traits généraux suivants :

- extension régionale (plus de 80 km nord/sud), épaisseur pratiquement constante (50 à 80 m) et persistance du caractère bréchique en sub-surface.
- inadéquation des séquences énergie/bréchification.
- diminution progressive vers le haut de l'intensité de la bréchification avec superposition de deux épisodes bréchiques.
- existence de figures de tassement différentiel.
- absence quasi totale de figures sédimentaires traduisant un transport (slumps, ravinements, etc... ) et caractère anguleux des éléments.
- présence dans la partie basale de clastes de microconglomérats à cailloux noirs renfermant une association organique d'affinité dulçaquicole et impliquant la possibilité de remaniements intraformationnels.
- à l'inverse, absence totale d'éléments issus des séries sous-jacentes. Ceci est particulièrement net en ce qui concerne la formation de Saint-Gery constituée de calcaires granulaires très riches en microfaune. Aucun des composants de cette dernière n'a été retrouvé dans les clastes également granulaires des brèches.
- nette prédominance des faciès margino-littoraux : cailloux noirs, tapis algaires, micrites à pseudomorphoses d'évaporites.
- passage en continu aux "Calcaires bioturbés à galets mous".

### 2.9.3. Essai d'interprétation de la genèse des "Brèches Polygéniques"

L'extension et l'épaisseur de la masse bréchique excluant une genèse purement tectonique (surtout dans une région aussi peu déformée que le Quercy), il est d'emblée nécessaire de rechercher une origine sédimentaire. L'hypothèse qui tient le plus compte des caractéristiques générales énoncées précédemment est celle de brèches de collapse liées à la dissolution de niveaux évaporitiques et traduisant l'existence de paléosebkhas.

Les figures de tassement différentiel illustrent d'ailleurs bien un stade précoce de la bréchification : à la limite entre les zones où les couches à indices évaporitiques (pseudomorphoses) sont conservées et celles où les évaporites sont dissoutes apparaît une "flexure" affectant les strates sus-jacentes et induisant la formation de brèches polygéniques (Fig. 45). De même, la bréchification relevée en sommet et base de bancs est vraisemblablement en lien direct avec la proximité des surfaces de stratification, zones de discontinuité propices aux circulations de fluides à l'origine de la dissolution. L'accentuation du phénomène conduit à la disparition progressive de cette discontinuité et, par mélange des faciès initialement séparés, à la formation de brèches polygéniques.

La généralisation de ce type de mécanisme peut suffire à expliquer la genèse des brèches à partir de séries primitivement bien stratifiées. Toutefois, du fait de l'épaisseur importante affectée, les niveaux évaporitiques devaient être nombreux, ce qui est attesté par la fréquence et la persistance des clastes à pseudomorphoses. A l'origine, la formation devait donc se présenter sous la forme d'un empilement rythmique de séquences élémentaires décimétriques à métriques constituées, outre les évaporites, des divers faciès identifiés. Un tel dispositif a pu permettre le développement du caractère polygénique même pour un faible déplacement relatif des éléments.

Les A. jaccardi toujours inféodés au ciment et la conservation en tout point des deux épisodes bréchiques laissent à penser que le phénomène est, au moins pour partie, éogénétique et lié au retour périodique d'eaux marines non saturées donc aptes à la dissolution. Un parallélisme se marque ainsi avec les brèches décrites au Sud de l'Aquitaine (J. Bouroullac & R. Deloffre, 1982) qui témoignent également de paléosebkhas jurassiques. A noter cependant une différence importante : dans le Quercy, aucun indice ne laisse supposer à cette période l'existence de dépôts de type alluvial-fan.



3ÈME J O U R N E E

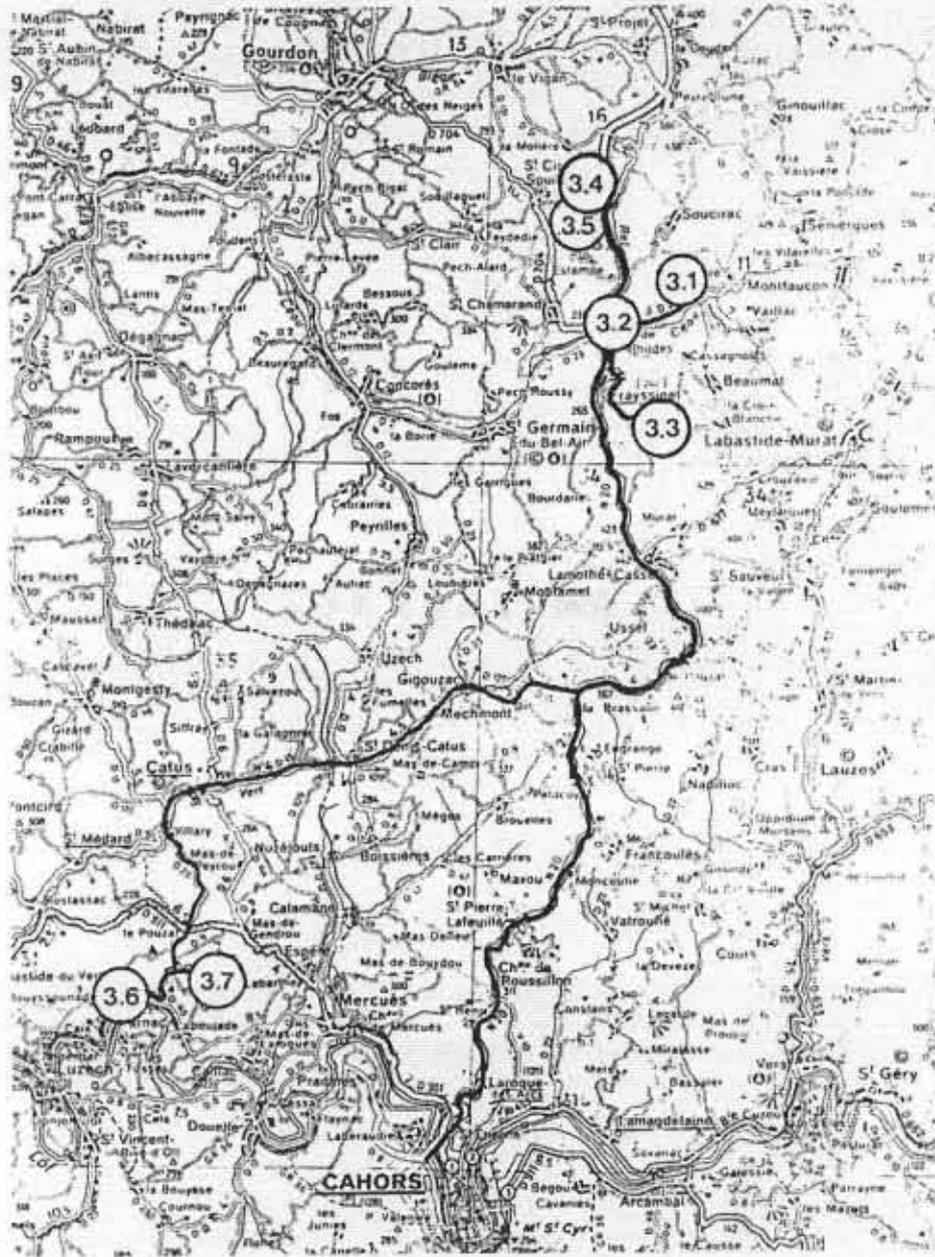


Fig. 46 : 3ème journée. Le Jurassique supérieur entre le Lot et la Dordogne. Itinéraire.

## 3ÈME J O U R N E E

Le Jurassique supérieur entre le Lot et la Dordogne

### Thème

- La bordure sud du Causse de Gramat est une région privilégiée pour l'observation des couches du Jurassique supérieur. L'aridité du paysage, la continuité des dépôts sur plusieurs dizaines de kilomètres, une tectonique peu accusée, permettent dans cette région, un levé de coupes exceptionnelles, qui pour le Kimméridgien supérieur et le Portlandien basal, se sont révélées particulièrement fossilifères.

Dans le département du Lot, les dépôts d'âge kimméridgien sont marqués par l'opposition entre en ensemble marin restreint et conglomératique à la base (formation de Cras) et une puissante série à dominante marneuse (~200 m) subdivisée en six formations renfermant de nombreuses ammonites.

Le retour des faunes à Céphalopodes s'effectue dans la partie supérieure de la zone à Cymodoce (sous-zone à Chatellaillonensis). La série présente ensuite, jusqu'à la base du Portlandien, une suite de repères ammonitiques (tab. 3 ), dont la composition et la succession sont rigoureusement identiques à celles de Charente et de Charente-Maritime. Ainsi, d'un point de vue biostratigraphique, le Jurassique supérieur quercynois complète de façon remarquable la série de référence établie sur la bordure nord-aquitaine (Hantzpergue, 1979-1987) (tab. 4 ).

La datation précise des événements sédimentaires régionaux par les ammonites permet alors de replacer ceux-ci dans un contexte plus large et d'aborder leur signification géodynamique à l'échelle de l'aire ouest-européenne.

### Itinéraire (Fig. 46)

#### 3.1. Coupe de Roquedure (Soucirac)

Contact entre la formation des "Calcaires bioturbés à galets mous" et les "Calcaires argileux" de la sous-zone à Chatellaillonensis - (discontinuité D 23, Kimméridgien inférieur). Observation de l'horizon à Chatellaillonensis et de la limite Kimméridgien inférieur - Kimméridgien supérieur (discontinuité D 24).

#### 3.2. Coupe de Pont de Rhodes (Frayssinet)

Les "Calcaires noduleux à *Nanogyra virgula* (Defr.)" de la sous-zone à Lallierianum, horizon à Lallierianum et à Schilleri. Discontinuité D 26 à la base de la zone à Eudoxus.

#### 3.3. Coupe de Gaboulet (Frayssinet)

Limite entre la sous-zone à Orthocera et la sous-zone à Eudoxus (discontinuité D 27). La barre à *Aspidoceras caletanum* (Opp.) à la base de la formation de Parnac. Les horizons à *Caletanum* et à *Quercynum*. Le banc repère à vertébrés.

Horizons nord-aquitains	Série quercynoise		
G2 - Gravesiana G1 - Gigas	G2 G1	f. de Cazals f. de Salviac	Portland.
A4 - Catalaunicum A3 - Irius	A4 A3	f. de St-Chamarand	
A2 - Lafauriana A1 - Autissiodorensis	A2 A1		Kimméridgien supérieur
E7 - Yo E6 - Contejeani	E7 E6	f. de Parnac	
E5 - Quercynum E4 - Caletanum	E5 E4		Kimméridgien
E3 - Calvescens E2 - Hybridus E1 - Orthocera	E3 E2 E1	f. de St-Martin-de-Vers	
M6 - Schilleri M5 - Lallierianum	M6 M5	f. de Pont-de-Rhodes	Kimméridgien inférieur
M4 - Mutabilis M3 - Attenuatus M2 - Desmonotus M1 - Linealis	M4 M3 M2 M1	f. de Cahors	
C9 - Discoïda C8 - Chatelaillonensis C7 - Askepta C6 - Manicata C5 - Aulnisa	C9 C8 ? ?	f. de Roquedure	Kimméridgien inférieur
C4 - Pseudolictor C3 - Achilles C2 - Cymodoce C1 - Altenense R2 - Virgatoïdes R1 - Rupellense P3 - Gigantoplex P2 - Grandiplex P1 - Planula		f. de Cras	

Tab. 3. - Biochronologie du Jurassique supérieur quercynois.

Sm		F.g.				Sb	
		Sous-zones	n°	Horizons	Zones		
Lithographicum		Gravesiana	G2	Gravesiana	Gigas		Scitulus
		Gigas	G1	Gigas			Elegans
Beckeri		Irius	A4 A3	Catalaunicum Irius	Autissiodorensis		Autissiodorensis
		Autissiodorensis	A2 A1	Lafauriana Autissiodorensis			
Eudoxus (Pseudomutabilis)		Contejeani	E7 E6	Yo Contejeani	Eudoxus		Eudoxus
		Caletanum	E5 E4	Quercynum Caletanum			
		Orthocera	E3 E2 E1	Calvescens Hybridus Orthocera			
Acanthicum		Lallierianum	M6 M5	Schilleri Lallierianum	Mutabilis		Mutabilis
		Mutabilis	M4 M3 M2 M1	Mutabilis Attenuatus Desmonotus Linealis			
Divisum	Uhl. Bald.	Chatelaillonensis	C9 C8 C7 C6 C5	Discoida Chatelaillonensis Askepta Manicata Aulnisa	Cymodoce		(Uralensis) Cymodoce
Hypselocyclum			Achilles	C4 C3			
			Cymodoce	C2 C1	Cymodoce Altenense		
Platynota		Rupellense	R2 R1	Virgatoides Rupellense	Rupellense		Baylei
Planula	Galar	Grandiplex	P3 P2	Gigantoplex Grandiplex	Planula		Pseudocordata
		Planula	P1	Planula			

**Tab. 4** : Biochronologie du Kimméridgien en Europe occidentale, équivalences des zonations utilisées dans les provinces subméditerranéennes (Sm), subboréale (Sb) [Enay et al, 1971] et dans le biome franco-germanique (F.g) [Hantzpergue, 1987]

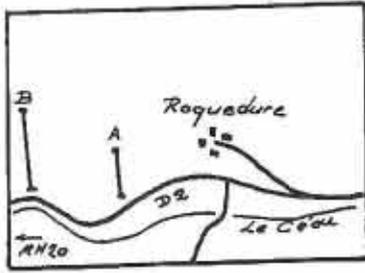
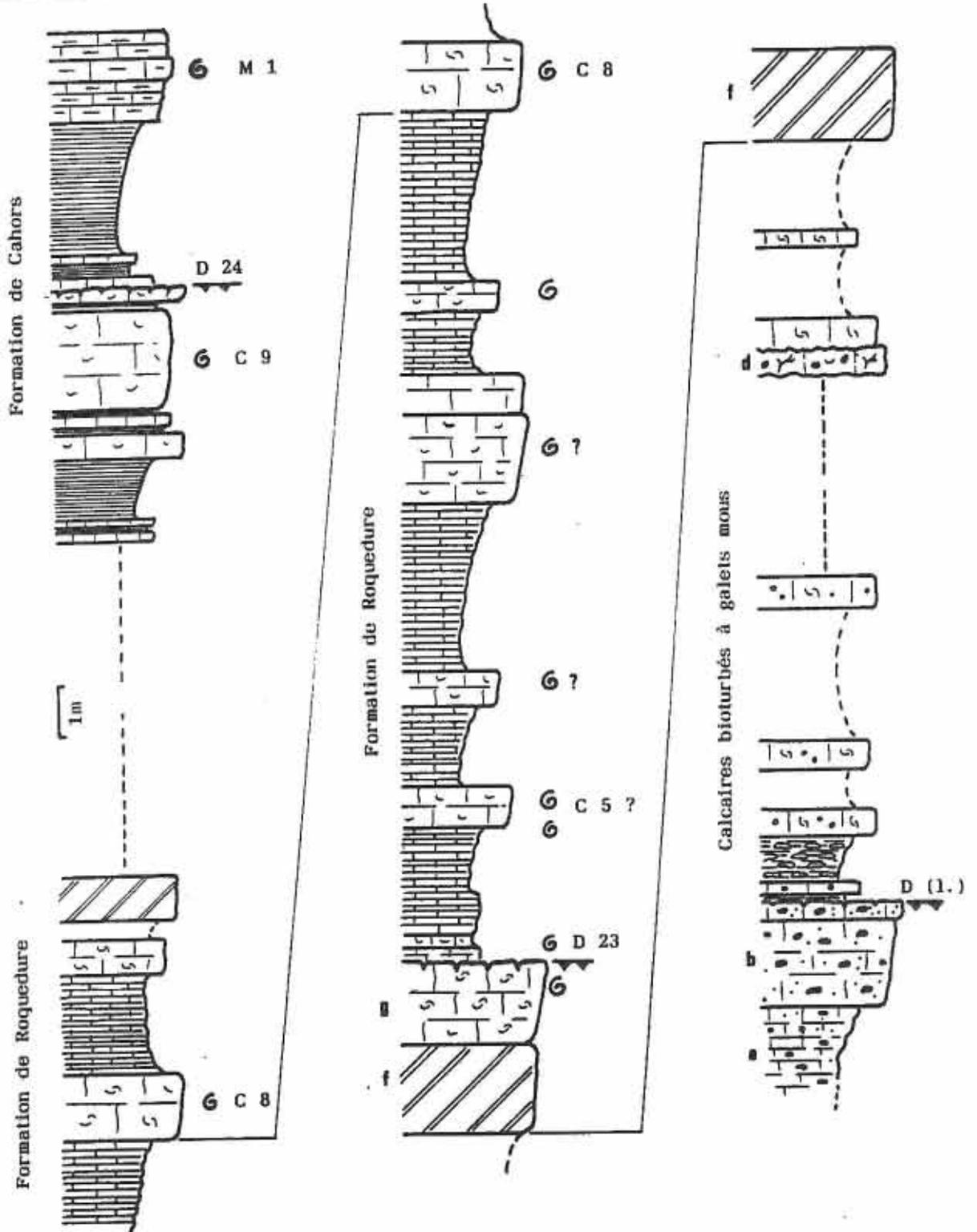


Fig. 47 : 3.1. Coupe de Roqueure  
Kimméridgien inférieur.  
Sous-zone à *Chatellaillonensis*



### 3.4. Coupe de la N 20 à Peyrebrune

Les bancs repères à vertébrés, à Aulacostephanus contejeani (Thur.) et à A. Yo (d'Orb.) de la formation de Parnac.

### 3.5. Coupe du Mas de Maury (Soucirac)

La limite Kimméridgien - Portlandien (discontinuité D 30). Les horizons à Lafauriana et à Irius (zone à Autissiodorensis, formation de St Chamarand) et la base des calcaires de la formation de Salviac (sous-zone à Gigas).

### 3.6. Coupe de la Cévenne de Crayssac (Crayssac)

Récapitulation de la succession du Kimméridgien supérieur de la sous-zone à Mutabilis à la sous-zone à Gigas. Extension des niveaux-repères observés sur les coupes précédentes.

### 3.7. Coupe de la carrière Meneses Luis (Le Mas de Garrit - Crayssac)

Exploitation de la "Pierre de Cahors". Les faciès intertidaux de la partie inférieure de la formation de Cazals (sous-zone à Gravesiana).

### Arrêt 3.1. - Coupe de Roquedure (Fig. 47)

La partie supérieure des "Calcaires à galets mous" de la formation de Cras affleure en bordure de la départementale D2, à la base de la coupe de Roquedure.

Exposée sur une dizaine de mètres d'épaisseur, ce niveau est masqué en grande partie. On observe partiellement les assises décrites ci-après :

a - 1,50 m de calcaires plus ou moins argileux, bioturbés, à galets mous.

b - 1,50 m, banc massif de calcaire bioclastique, avec d'abondants galets mous dans la partie terminale. La surface supérieure de ce banc est usée, oxydée et encroûtée par des huîtres.

c - ~ 7 m, une alternance de banc de calcaire fins, graveleux, à terriers et de niveaux de calcaires argileux plaquetés.

d - 0,35 m, calcaire bioclastique contenant quelques galets mous et une faune subrécifale : Apiocrinus roissyanus (d'Orb.), Montlivoltia sp., Calamophylliopsis sp., Nerinea sp., pectinidés, ostreidés et cidaridés.

e - 2,80 m, calcaires fins et calcaires argileux en plaquettes à Nanogyra virgula (Defr.), Apiocrinus roissyanus (d'Orb.), Pholadomya protei (Brong.) et Ceromya exentrica Agas.

f - 1,30 m, calcaire dolomitique jaunâtre.

g - 1,20 m, calcaire compact à terriers s'achevant par une surface usée, oxydée et perforée (discontinuité D 25). Rasenia sp. en sommet de banc.

La coupe type de la formation de Roquedure se développe ensuite sur le versant sud de la colline. Il s'agit, sur une épaisseur de 22 mètres, d'une alternance de

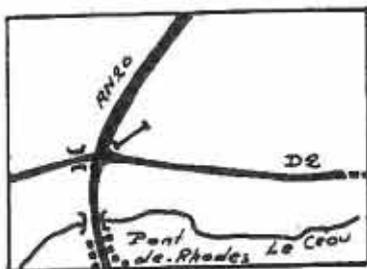
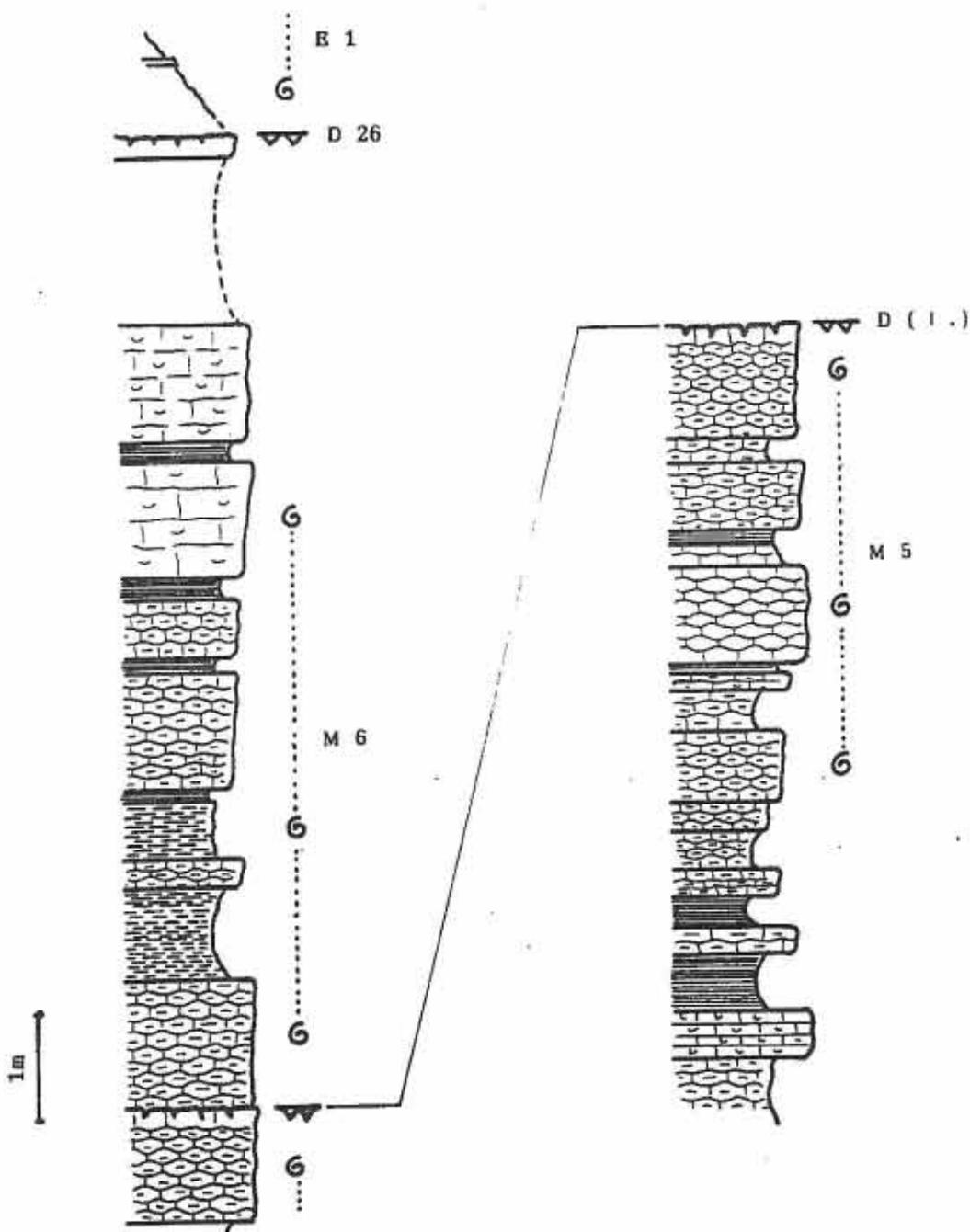


Fig. 49 : 3.2. Coupe de Pont de Rhodes  
Kimméridgien supérieur.  
Zone à Mutabilis.  
Sous-zone à Lallierianum.



calcaires argileux gris, bioclastiques, se débitant en plaquettes et de bancs plus carbonatés riches en lamellibranches et en ammonites. Dans cette série, trois horizons de la sous-zone à *Chatellaillonensis* sont identifiables. De bas en haut :

- C5 - horizon à Aulnisa
- C8 - horizon à Chatellaillonensis
- C9 - horizon à Discoida

Surmontant l'horizon C9, une surface usée, localement oxydée, marque la limite entre les parties inférieure et supérieure du Kimméridgien (discontinuité D 24). Elle précède l'apparition d'une sédimentation plus argileuse (formation de Cahors) datée à la base par *Aulacostephanoides sosuaensis* (Sasonov), (horizon M1).

### Arrêt 3.2. - Coupe de Pont de Rhodes (Fig. 49)

Entre Roquedure et Pont de Rhodes, les assises de la formation de Cahors présentent un pendage régulier en direction de l'Ouest. Ainsi, les couches exposées au carrefour entre la N 20 et la D2 occupent déjà une position élevée dans la zone à *Mutabilis*. Cet affleurement expose sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, un faciès typiquement "virgulien". Il s'agit d'une alternance de niveaux calcaires plus ou moins argileux, à débit noduleux, et de lits marneux, livrant *Nanogyra virgula* (Defr.) en abondance.

La coupe peut être subdivisée en deux principaux ensembles séparés par une surface perforée (discontinuité locale). La partie inférieure renferme une faune monospécifique à *Orthaspidoceras lallierianum* (d'Orb.) (horizon M5) tandis que la partie supérieure est datée par *Orthaspidoceras* gr. *schilleri* (Opp.) (horizon M6). Après une courte lacune d'observation, au-dessus du front de taille, on observe un banc remarquable. Sa surface supérieure est très irrégulière, corrodée, oxydée et perforée. Cette discontinuité (D 26) coïncide avec la limite entre les zones à *Mutabilis* et à *Eudoxus*. En effet, *O. orthocera* (d'Orb.) espèce indice du premier horizon de la zone à *Eudoxus* (E1) apparaît dans les premiers niveaux surmontant cette surface.

### Arrêt 3.3. - Coupe de Galoubet (Fig. 50)

En bordure de la D 22, joignant Frayssinet à Galoubet, nous suivons l'affleurement des niveaux à *O. orthocera* (d'Orb.) de la formation de Pont de Rhodes et ceux, beaucoup moins fossilifères de la formation de St Martin de Vers.

Cette alternance de marnes et de calcaires argileux s'achève par un mince banc de calcaire graveleux, dont la surface perforée est recouverte localement d'une croûte ferrugineuse. Il s'agit de la discontinuité D 27 qui coïncide à la limite entre les sous-zones à *Orthocera* et à *Caletanum*. Cette discontinuité majeure est reconnue en Aquitaine, dans le bassin de Paris et semble trouver une équivalence dans le "Glaucinitbank" d'Allemagne méridionale.

Ensuite, affleurant en bordure de route, la barre à *Aspidoceras caletanum* (Opp.) fait débiter la formation de Parnac.

A sa base, un premier banc de calcaire bioclastique brun rosé, riche en *Terebratula* sp., livre les premiers *A. caletanum* (Opp.) associés à *Aulacostephanus eudoxus* -m et M-(d'Orb.). Puis suivent :

- 7 m de calcaires bioclastiques avec des intercalations plus argileuses et noduleuses, à *A. caletanum* (d'Orb.) (E 4 -a-) terminés par une surface usée et oxydée (discontinuité locale).

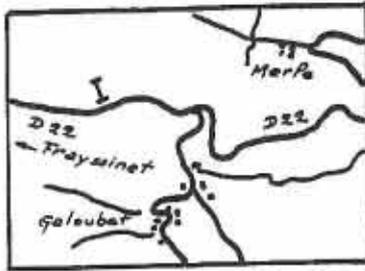
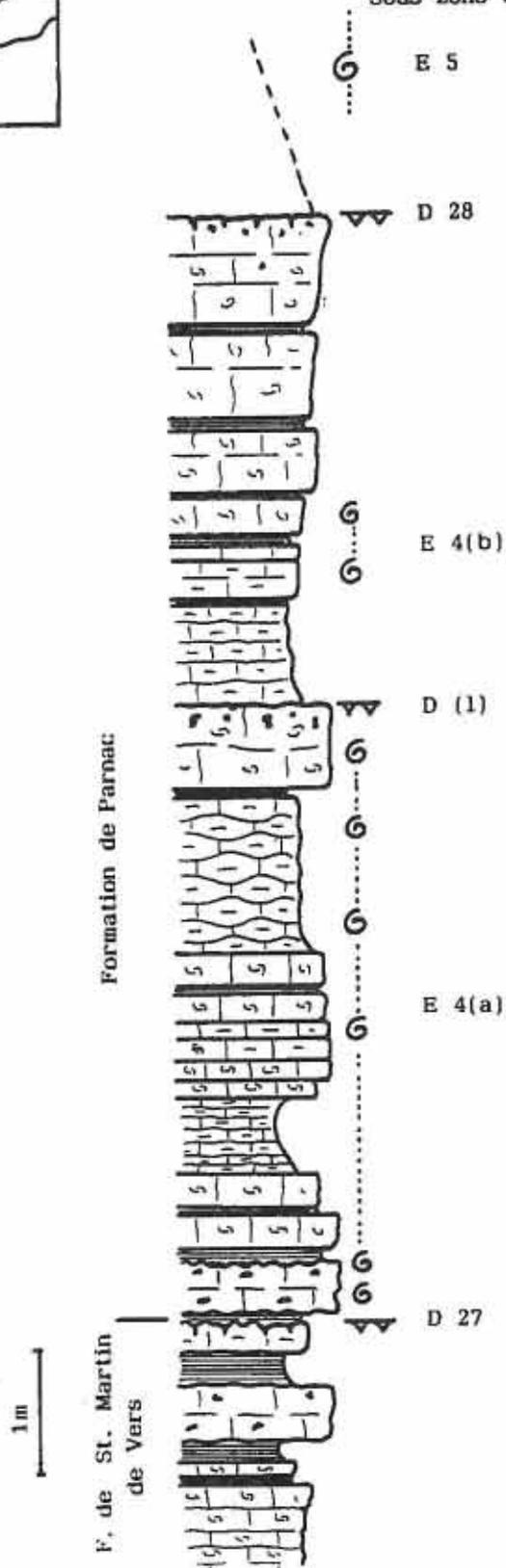


Fig. 50 :

3.3. : Coupe de Galoubet  
Kimméridgien supérieur,  
Zone à Eudoxus.  
Sous-zone à Caletanum.



- 4 m de calcaires bioclastiques, beige rosé, à lamellibranches, gastéropodes et térébratules se terminant également par une discontinuité locale (D28).

Ce niveau livre principalement des formes à section épaisse d'A. caletanum (Opp.) (E4 -b-).

L'horizon à Caletanum (E4) est représenté dans une barre carbonatée. Celle-ci est surmontée par 4 à 5 m de calcaires ayant livré Aspidoceras quercynum Hantzpergue (horizon E5). Puis, affleurant sur la pente, débute une épaisse série de calcaires argileux et de marnes feuilletées appartenant à la sous-zone à Contejeani.

Dans sa partie basale, un banc massif de calcaire compact, bioclastique, de teinte gris-beige dont l'épaisseur oscille autour de 0,90 m, s'individualise par une richesse relative en restes de vertébrés (Steneosaurus sp., vertèbres de poissons..) associés à de nombreuses Nanogyra virgula (Defr.), à des débris de végétaux, des brachiopodes et des bivalves. Cette strate d'extension régionale, se repère aisément dans la morphologie : elle constitue une "barre" dont le relief contraste avec les assises de calcaire argileux encaissantes.

#### Arrêt 3.4. - Coupe de la N 20 à Peyrebrune

La tranchée de la N 20 permet l'observation d'une coupe remarquable de la partie médiane de la formation de Parnac. Elle expose d'épais niveaux de calcaires argileux bioturbés, sur une vingtaine de mètres de hauteur. Trois niveaux repères d'extension régionale se distinguent nettement, soit de bas en haut :

- le banc à vertébrés (cf. arrêt 3.3.)
- le banc à Aulacostephanus contejeani (Thur.), situé 6 m au-dessus du précédent, il correspond à une barre carbonatée d'un mètre d'épaisseur, livrant fréquemment l'espèce indice de l'horizon à Contejeani (E6).
- le banc à Aulacostephanus yo (d'Orb.), 2 mètres au-dessus du précédent. C'est un banc calcaire, de 80 cm d'épaisseur, renfermant exclusivement Aulacostephanus yo (d'Orb.) - (horizon E7).

Nous retrouverons, par la suite, ces trois niveaux repères dans la coupe de la Cévenne de Crayssac, sans qu'ils aient subi la moindre modification.

#### Arrêt 3.5. - Coupe du Mas de Maury (Fig. 51)

Elle expose la quasi-totalité de la formation de St-Chamarand et permet d'observer la limite inférieure du Portlandien.

A la base de la formation de St-Chamarand, les premières Gravesia font leur apparition dans une alternance de bancs de calcaires bioclastiques gris bleutés, de quatre mètres d'épaisseur. A ce niveau, deux horizons s'individualisent nettement:

- L'horizon à Lafauriana (A2), représenté dans un banc massif (~0,80 m) de calcaire bioclastique qui livre de nombreuses ammonites (Gravesia lafauriana, Hantzpergue).



- L'horizon à Irius (A3), débutant moins d'un mètre au-dessus du précédent avec un banc qui ne livre que Gravesia irius (d'Orb.). Cette espèce se rencontre encore fréquemment, associée à Aulacostephanus autissiodorensis (Cott.) dans les deux premiers mètres des calcaires argileux qui suivent.

La partie terminale de la formation devient plus carbonatée. Elle s'achève, 2,50m au-dessus d'un dernier niveau fossilifère (horizon à Catalaunicum, A4) par un mince banc bioturbé à galets oxydés. Cette discontinuité (D 30) coïncide avec la limite Kimméridgien-Portlandien et semble pouvoir être raccordée à la discontinuité globale reconnue par sismostratigraphie entre les supercycles LZ A4 et LZ B1 (Haq et al., 1987). Elle précède les calcaires fins de la formation de Salviac dont les niveaux de base peuvent être observés en bordure nord de la route de St-Cirq - Souillaguet. Il s'agit d'une série relativement homogène de calcaires fins disposés en minces bancs réguliers. Quelques bancs massifs à tubulures s'intercalent dans cet ensemble.

### Arrêt 3.6. - Coupe de la Cévenne de Crayssac (Fig. 52)

Elle se développe le long de la D 9 joignant la vallée du Lot au village de Crayssac. C'est la coupe la plus complète du Kimméridgien supérieur du département du Lot. Elle permet de récapituler la succession stratigraphique observée jusqu'à présent de façon ponctuelle et démontre l'extension des bancs repères reconnus plus au Nord.

Cinq ensembles lithologiques successifs y sont rencontrés :

1. Calcaires argileux et marnes visibles sur une épaisseur de 15 m, couronnés par un banc parcouru de terriers. Ce niveau correspond à la partie supérieure de la formation de Cahors qui s'achève par la discontinuité D25.

2. Calcaires noduleux (70 m), correspondant aux formations de Pont de Rhodes, de St-Martin de Vers et à labarre à A. caletanum (Opp.) de la formation de Parnac.

3. Marnes feuilletées, bitumineuses (15 m), où se reconnaissent les bancs repères à vertébrés, à A. contejeani et à A. yo observés dans la coupe de Peyre-brune (partie supérieure de la formation de Parnac).

4. Marnes et calcaires (23 m) de la formation de St Chamarand. A ce niveau, la corrélation entre la coupe de Crayssac et celle établie dans la région de St-Chamarand, montre un épaissement des assises attribué à la zone à Autissiodorensis (Fig. 52).

Cette modification d'épaisseur, de Nord vers le Sud, semble pouvoir être mise en relation avec le linéament ouest-quercynois.

5. Calcaires fins en bancs décimétriques de la formation de Salviac, forment un ressaut morphologique. Ils s'étendent sur le plateau en direction de Crayssac où ils sont surmontés par les calcaires à lamines de la formation de Cazals.

### Arrêt 3.7. - Coupe de la carrière Meneses Luis (Fig. 53)

Dans la région de Crayssac, parmi les nombreuses exploitations de "Pierre de Cahors", la carrière Meneses Luis, expose un niveau à Gravesia qui permet de dater avec précisions la base de la formation de Cazals.

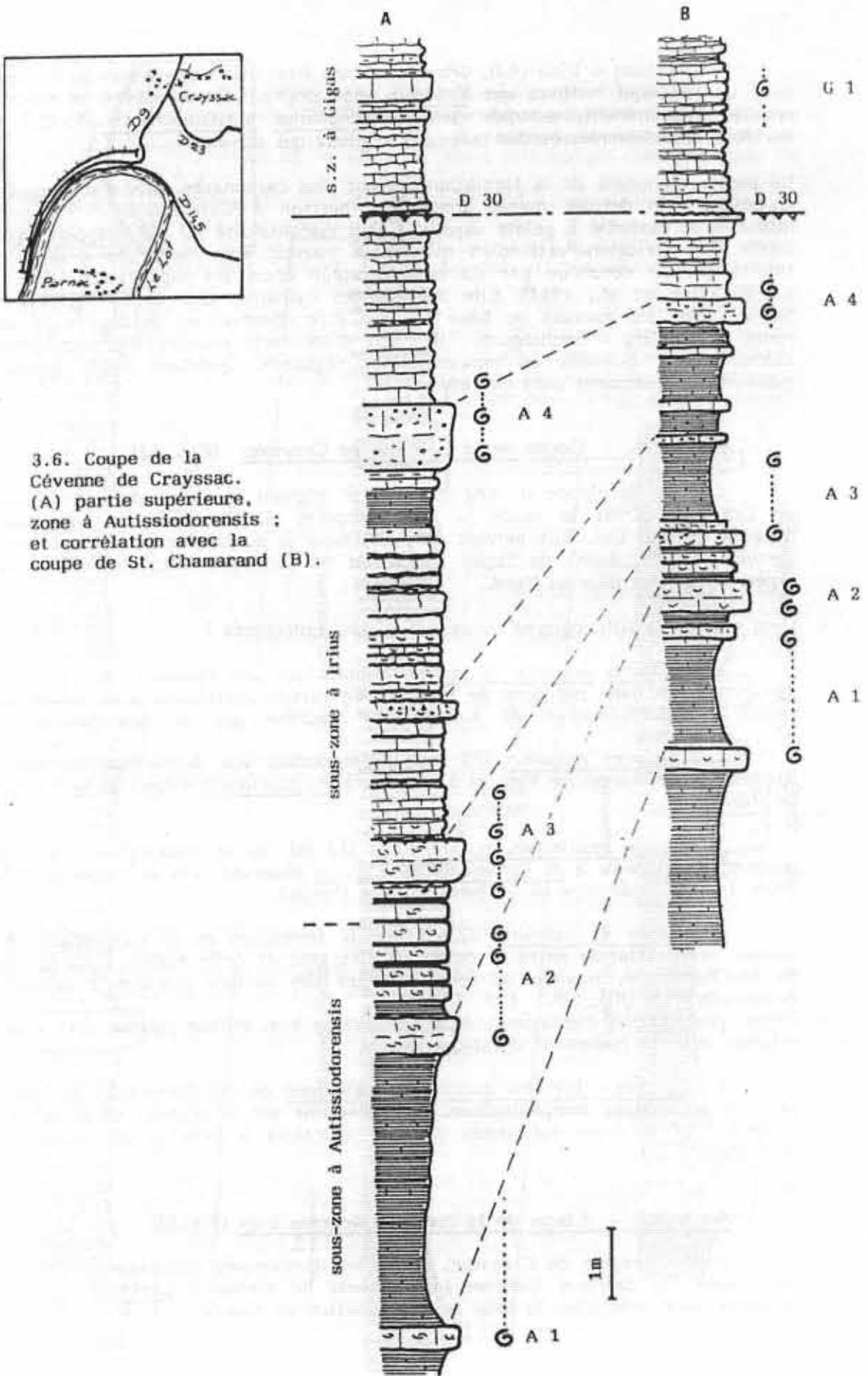


Fig. 52 : 3.6. Coupe de la Cévenne de Crayssac. (A) partie supérieure, zone à *Autissiodorensis* ; et corrélation avec la coupe de St. Chamarand (B).

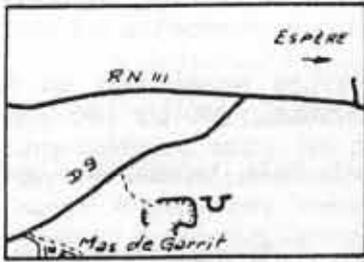
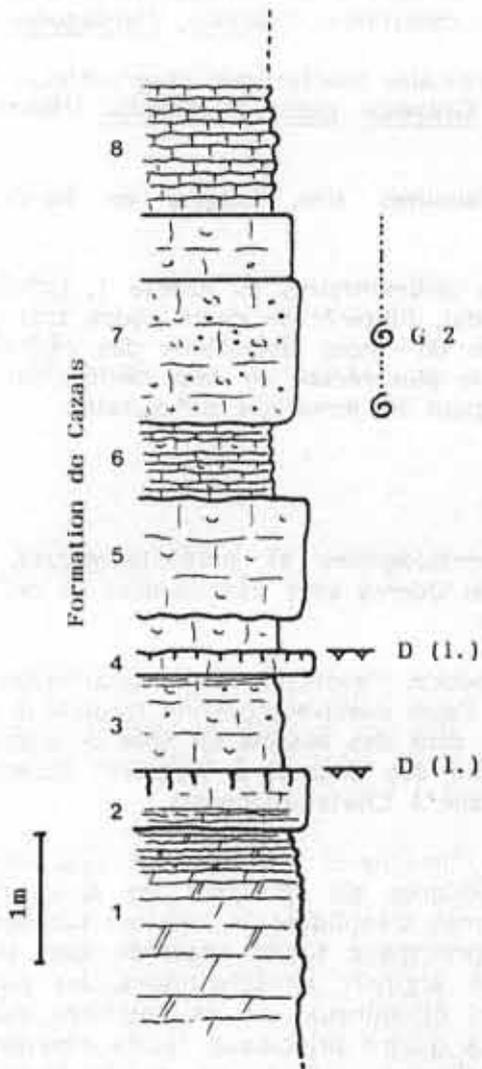


Fig. 53 : 3.7. Carrière Meneses Luis (Le Mas de Garrit). Portlandien, sous-zone à Gravesiana.



Sur une dizaine de mètres de hauteur, le front de taille permet de dresser la coupe suivante :

. 1,75 m - Calcaire dolomitique, crème, laminé se débitant en dalles. Figures sédimentaires : rides, fentes de dessiccation, gouttes de pluies...

. 0,45 m - Calcaire fin à terriers, laminé à la base, terminé par une surface usée et oxydée.

. 0,75 m - Calcaire bioclastique et graveleux, gris bleuté à ponctuations rouille. Quelques galets mous.

. 0,20 m - Calcaire sublithographique à terriers. Surface supérieure corrodée, perforée, couverte d'huître (discontinuité locale ?)

. 1,20 - Calcaire fin, jaunâtre, Harpagodes, bivalves...

. 0,60 m - Calcaires fins, crème, à débit amygdalaire, nombreuses géodes de calcite et gros bioclastes calcitiques (Nerinea, Harpagodes, bivalves..)

. 1,60 m - Banc massif de calcaire bioclastique et graveleux, beige rosé. Trigonia, Nerinea, Harpagodes et Gravesia gigas intermedia (Hantzpergue) et G. gr gravesiana (d'Orb.).

. visibles sur 2 m - Calcaires fins, beiges, en bancs réguliers.

Outre les nombreuses figures sédimentaires du niveau 1, indicatrices d'un milieu de dépôt intertidal à supratidal, l'intérêt de cette coupe très partielle de la formation de Cazals réside dans un retour épisodique des céphalopodes. Ce niveau fossilifère (horizon G.2) est le plus récent de ceux définis par les ammonites dans la succession biochronologique du jurassique d'Aquitaine.

### Conclusions

Par leur caractères sédimentologiques et paléontologiques, les séries kimméridgiennes et portlandiennes du Quercy sont très voisines de celles du reste de l'Aquitaine et du Bassin de Paris.

A partir de la zone à Cymodoce, l'évolution de la sédimentation s'effectue selon deux cycles qui sur toute l'aire ouest-européenne traduisent le rôle prédominant des variations eustatiques dans des bassins en voie de comblement. Le retour des détritiques dans la vasière des "Marnes à Virgules" accentue ce processus de comblement dès la sous-zone à Chatellaillonensis.

A cet instant, les facteurs climatiques interviennent sans doute conjointement à des déformations épirogéniques qui affectent les zones émergées du Nord de l'Europe. Ce contexte permet d'expliquer la relative homogénéité et la vaste extension géographique des principaux faciès observés dans le Jurassique supérieur quercynois. Les calcaires argileux lumachelliques, les calcaires bioclastiques à Nanogyra, les "schistes bitumineux" et les calcaires sublithographiques portlandiens, correspondent aux quatre principaux faciès développés dans le Kimméridgien supérieur et le Portlandien d'Aquitaine et du Bassin de Paris.

Les principales variations et les discontinuités majeures de la sédimentation observées dans le Jurassique supérieur quercynois sont repérables sur des étendues considérables : leur ampleur indique des modifications relativement

rapides à l'échelle globale bien au-delà d'une région particulière.

D'un point de vue biogéographique, les faunes d'ammonites du Kimméridgien et du Portlandien du Quercy appartiennent à une aire de différenciation intermédiaire entre les provinces subboréale et subméditerranéenne. Les associations d'ammonites montrent une dynamique biogéographique rythmée par l'alternance d'influences mésogéennes (Streblites, Tolvericeras) ou boréales (Raseroioides, Aulacostephanoides, Aulacostephanus). A cette alternance se surimpose une adaptation épisodique des brèves lignées endémiques (Eurasenia, Orthaspidoceras, Aspidoceras gr. caletanum catalaunicum, Gravesia), évoluant sur place dans un environnement épicontinental constituant une véritable barrière entre la Mer boréale et l'Océan téthysien.



PLANCHES

## PLANCHE I

### HETTANGIEN

#### *Formation des Dolomies du Maillet*

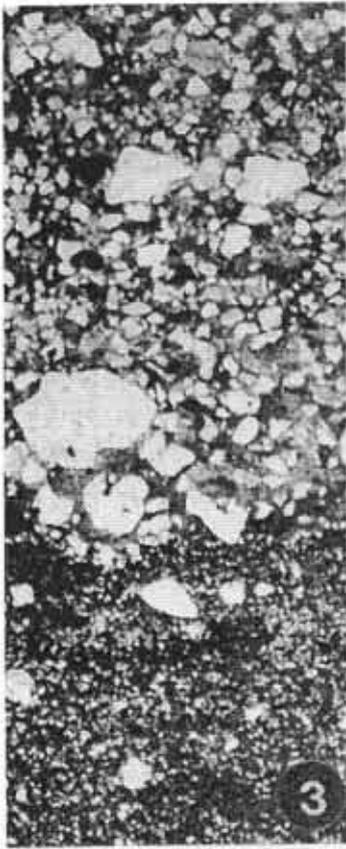
1. - Séquence de type II dans les Dolomies en dalles. Carrière des Cabannes de Cordes, page 63 ; Fig. 19, pages 61 et 20 B page 62.
2. - Séquence de type I dans les Dolomies en dalles. Carrière des Cabannes de Cordes. Le marteau est placé sur les dolomicrites à larges stratifications alternantes (base de séquence), page 63 ; Fig. 19, page 61 et 20B, page 62.
3. - Granoclassement négatif dans les dolomicrites gréseuses. Crêtes des rides de courant. Carrière des Cabannes de Cordes, page 64, x 2.
4. - Rides de courant dans les dolomicrites gréseuses (séquence de type I et de type II), carrière des Cabannes de Cordes, page 64.  
Le marteau indique la direction des courants N-S.
5. - Cristaux subautomorphes d'évaporites, terme 3 des séquences de type VI dans les Dolomies et argiles vertes. Coupe du tunnel d'Aussevaysse, x 20, page 74.

*anhydrite*

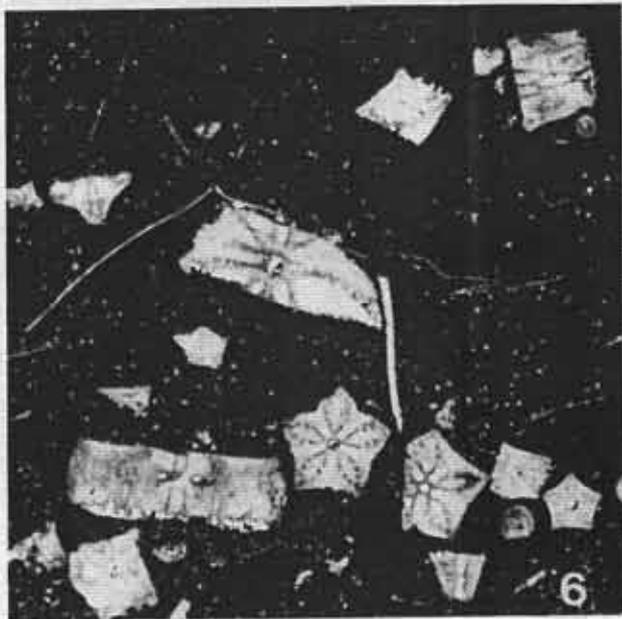
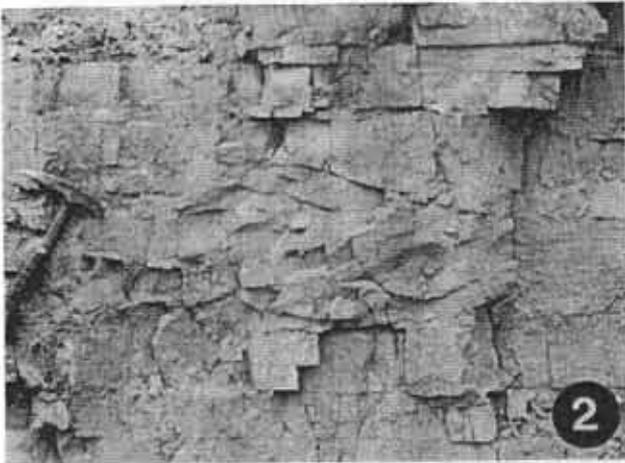
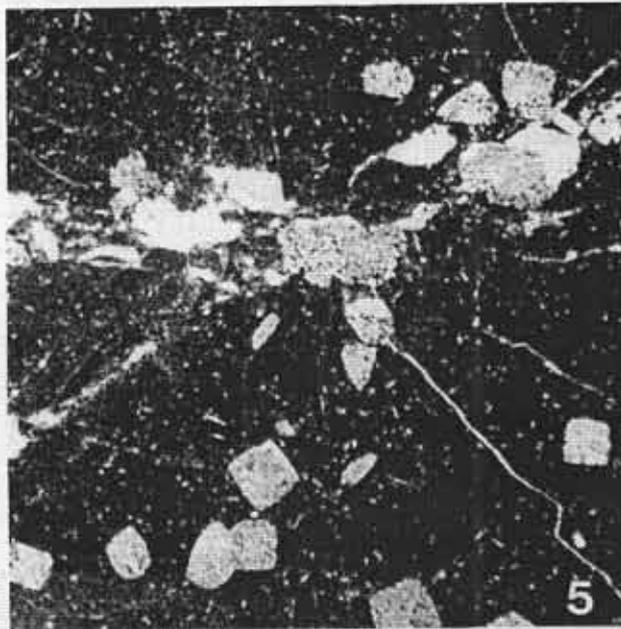
### SINEMURIEN

#### *Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles*

6. - Bioclastes de crinoïdes dans les biopelmicrites. Terme 3 des séquences de type III dans la coupe de Milhars (séquence MV 59), x 20, page 119 et Fig. 48, page 122.



*von Amphiboliten*  
↓



**PLANCHE 2**

**HETTANGIEN**

**Formation des Dolomies du Maillet**

*Terriers*

Tubulures dolomitiques dans les dolomicrites. Terme 2 des séquences de type I et termes 2-3 des séquences de type II.

Terriers de crustacés (Thalassoïdes) ou rhizomes ? x 1/2, page 64.



**PLANCHE 3**

**SINEMURIEN**

***Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles  
Carrière de la commune de Campagnac  
Séquence de type III***

*L'évolution verticale des microfaciès de la séquence-type se lit 1-2-3-4-5 et 6 (Fig. 42, page 110).*

*1. - Oobiopelmicrosparite - terme 1, x 20 (base de banc), x 20, page 109. Domaine infralittoral.*

*2. - Oobiopelsparite - terme 1, x 20 (milieu de banc), page 109. Domaine infralittoral.*

*3. - Oobiopelsmicrite à lithoclastes - terme 1, x 20, sommet de banc, page 109. Domaine infralittoral.*

*4. - Biomicrite mudstone à lamines obliques. Terme 2, x 20, page 109-111. Domaine médiolittoral.*

*5. - Biomicrite mudstone à "bird-eyes", terme 3, x 20, page 111. Domaine médiolittoral.*

*6. - Lamines stromatolithiques. Terme 3, x 2, page 111. Domaine médiolittoral.*

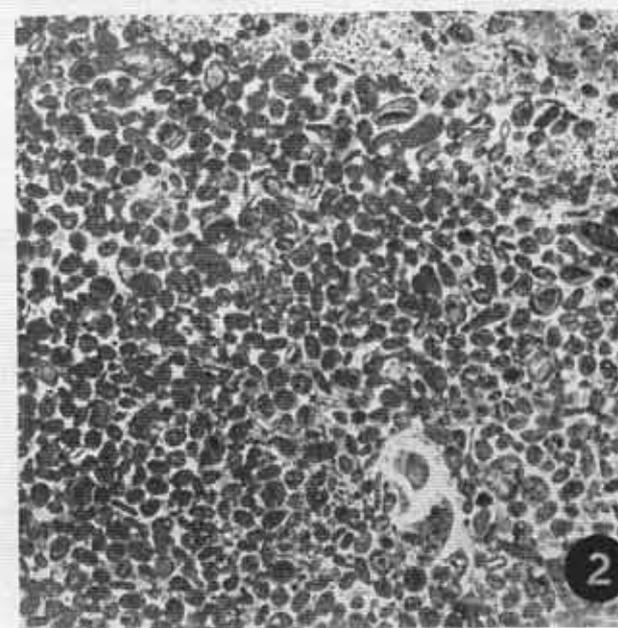
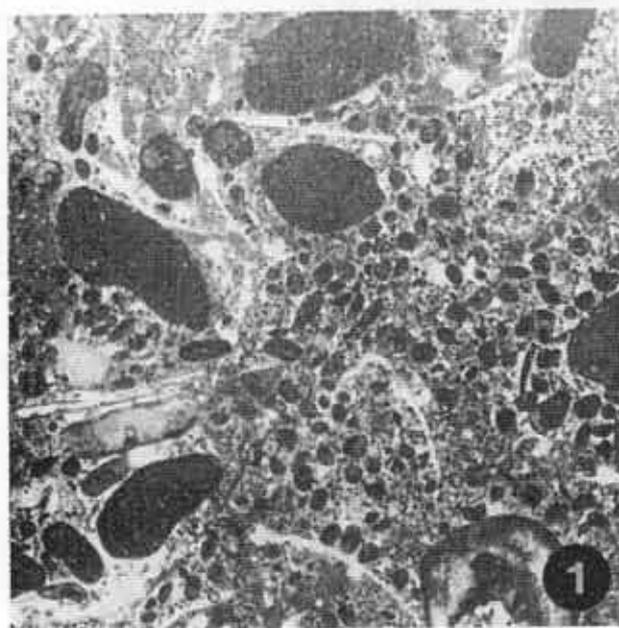
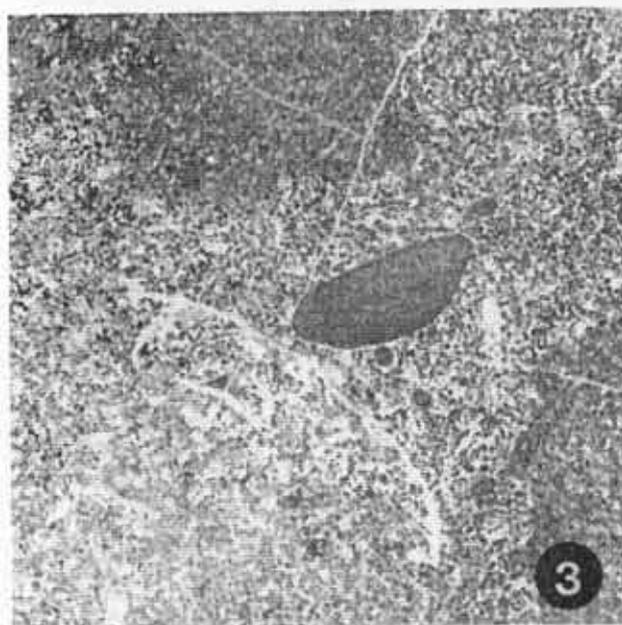
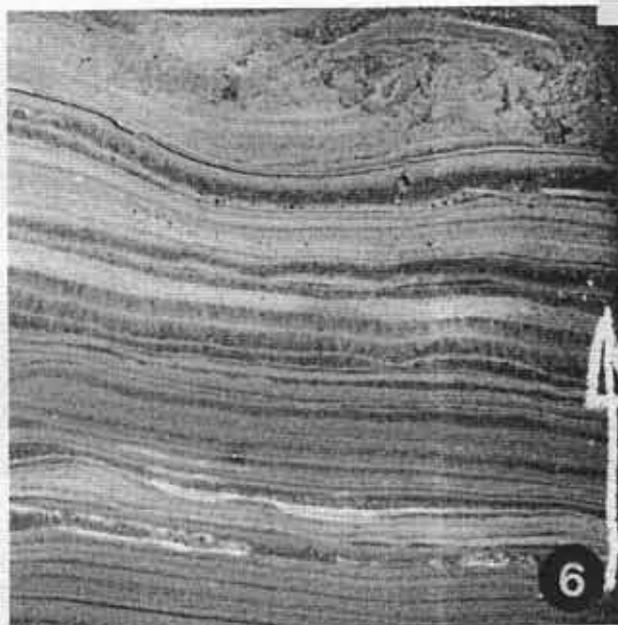
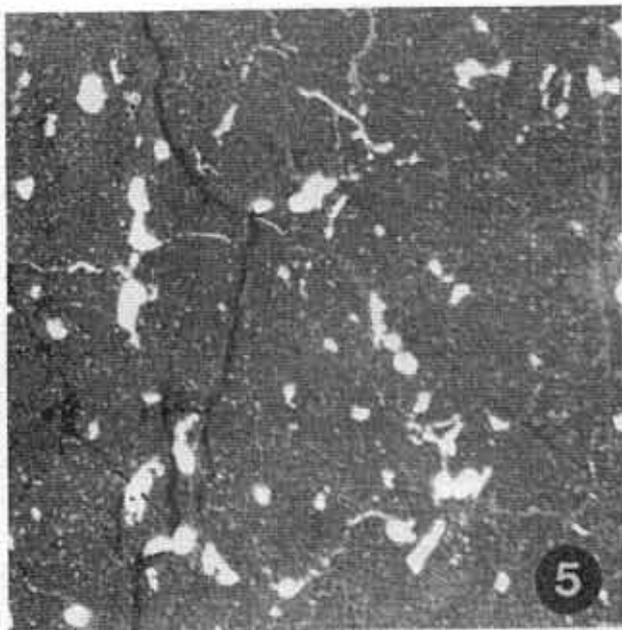


PLANCHE 4

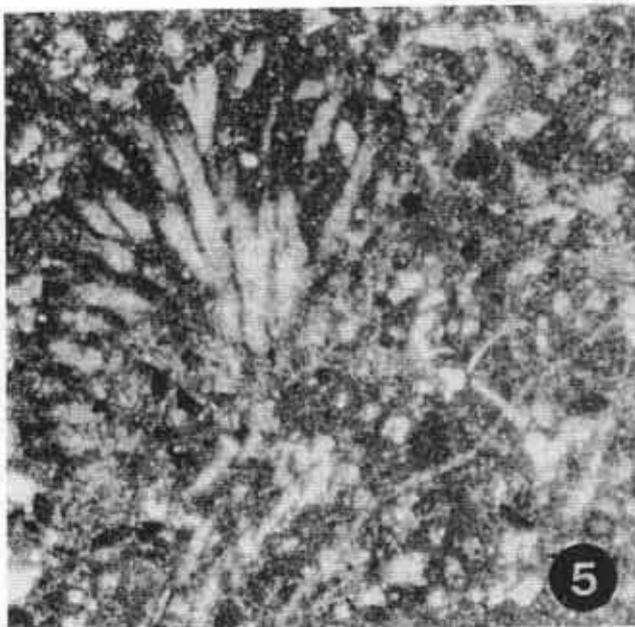
**SINEMURIEN**

**Formation des Calcaires à microrhythmes de Planioles  
Carrière de la commune de Campagnac  
Séquence de type III**

1. - Base de séquence (terme 1) avec galets de dolomie claire ; page 109, Fig. 42, page 110.
2. - Base de séquence (terme 1) avec accumulations de grands bioclastes de lamellibranches, page 109.
3. - Microséquences dans les lamines stromatolithiques du terme 4, page 111, et Fig. 42, page 110.
4. - Stratifications obliques dans les biomicrites du terme 2 (base du terme), pages 109-111 et Fig. 42, page 110.
5. - Faciès à *Cayeuxia* sp. (x 20) dans le terme 1, page 113.
6. - Faciès à grands Foraminifères (*Haurania amiji* HENSON) dans le terme 1, (x 20), page 113.

*secto repens*

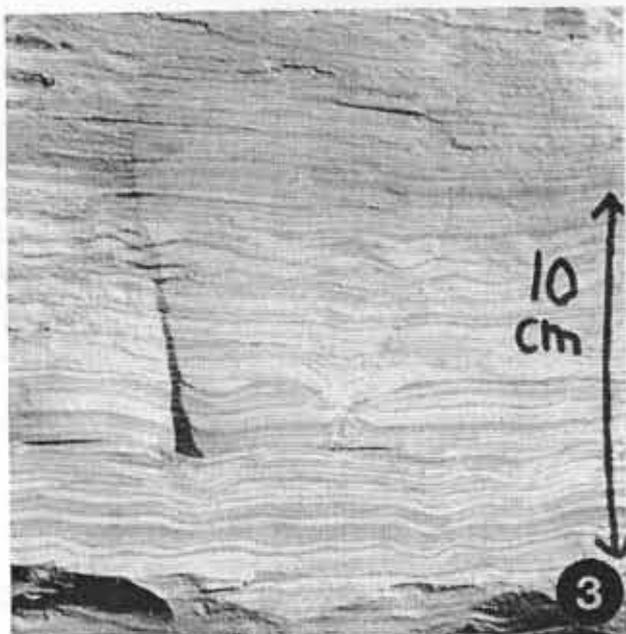
+ primitif que Hauronua



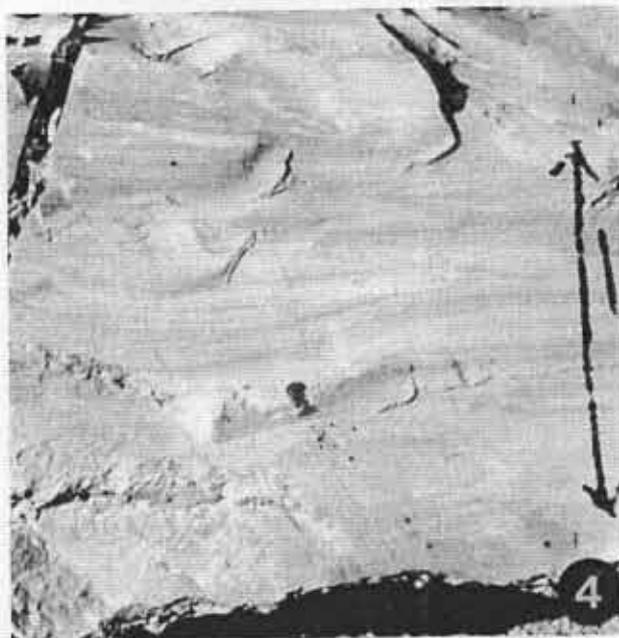
5



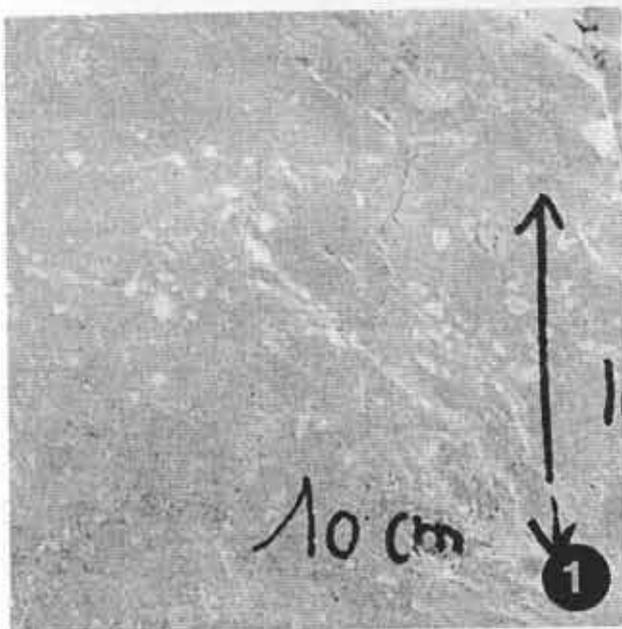
6



3



4



1



2

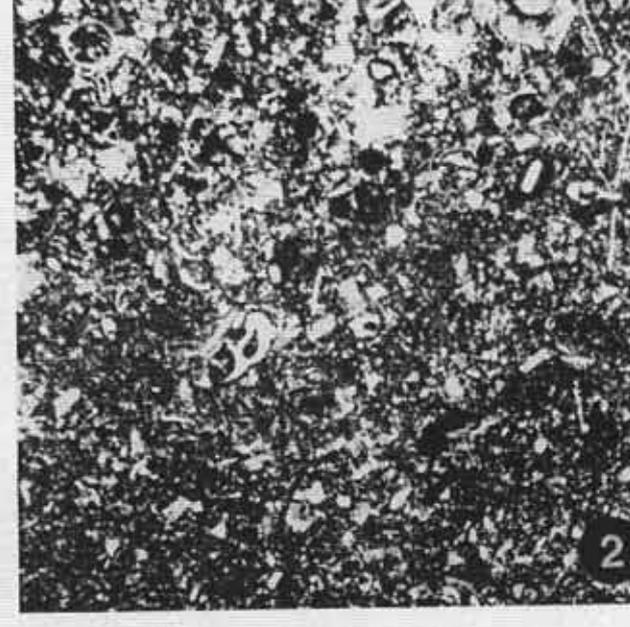
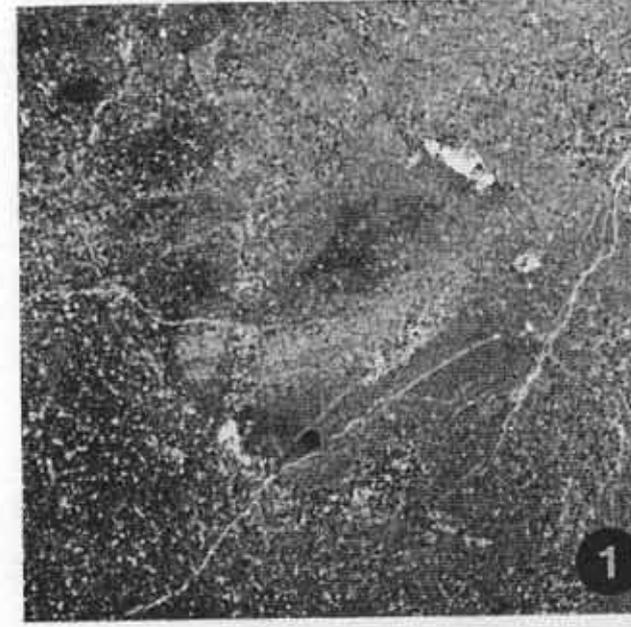
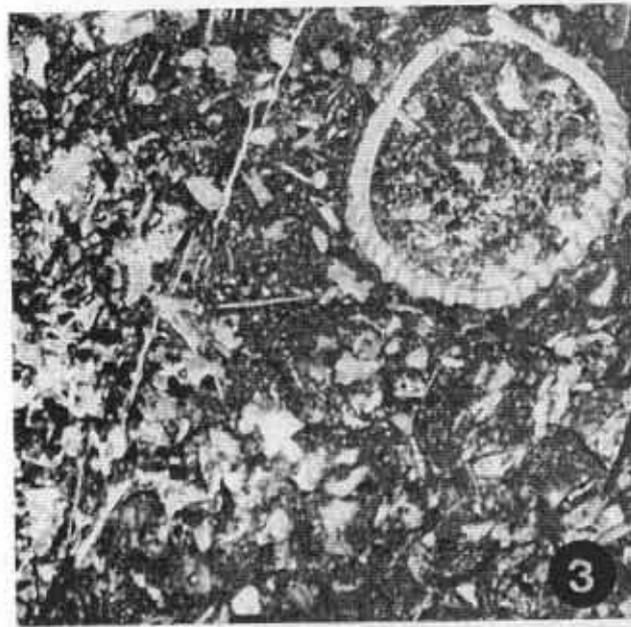
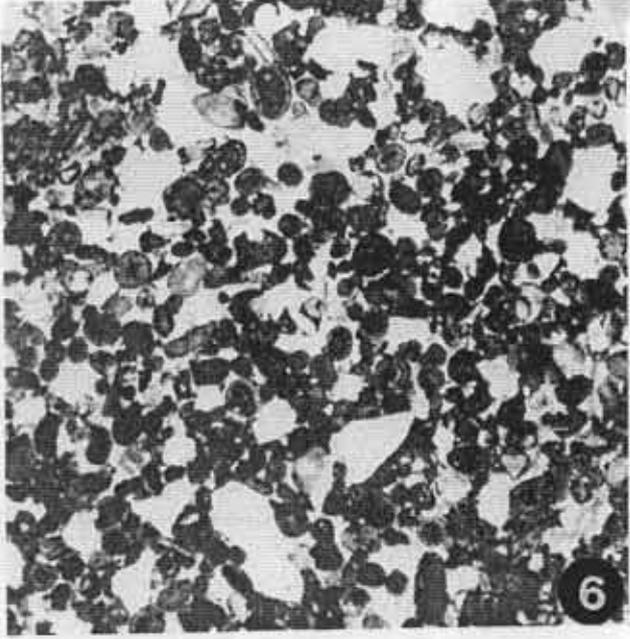
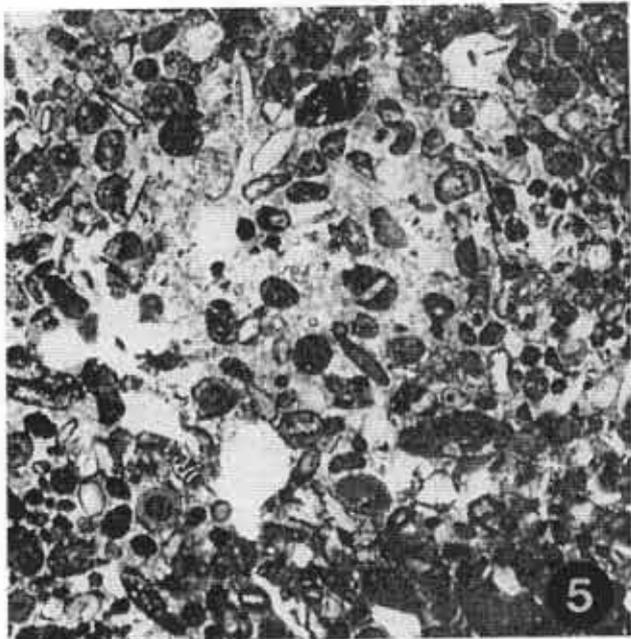
PLANCHE 5

LOTHARINGIEN

*Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac  
Coupe de Vaour-Laussière (page 133)*

*L'évolution verticale des microfaciès se lit : 1-2-3-4-5 et 6.*

- 1. - Biomicrite mudstone à petits Nodosariidés (niveau 1), page 133, x 20.*
- 2. - Biopelmicrite à spicules d'éponges (niveaux 2-3), page 133 ; Fig. 52, page 132, x 20.*
- 3. - Biomicrite packstone (niveau 4), page 133 ; Fig. 52, page 132, x 20.*
- 4. - Oobiosparite grainstone à gravelles (niveau 6), page 133 ; Fig. 52, page 132, x 20.*
- 5. - Oobiomicrite grainstone à gravelles et lithoclastes arrondis (niveau 7), page 133 ; Fig. 52, page 132, x 20.*
- 6. - Oobiomicrite grainstone sableuse (niveau 8), page 133 ; Fig. 52, page 132, x 20.*



**PLANCHE 6**

**LOTHARINGIEN**

**Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac  
Coupe de Vaour-Laussière**

1. - Surface du hard-ground supérieur (photographie en négatif : la sparite apparaît en sombre), pages 133-134, x 14.
2. 3. - *Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), x 50, page 133, niveaux 2-3.
4. 5. - *Ammobaculites* sp., x 50, page 133, niveaux 2-3.

Mutatis mutandis ?

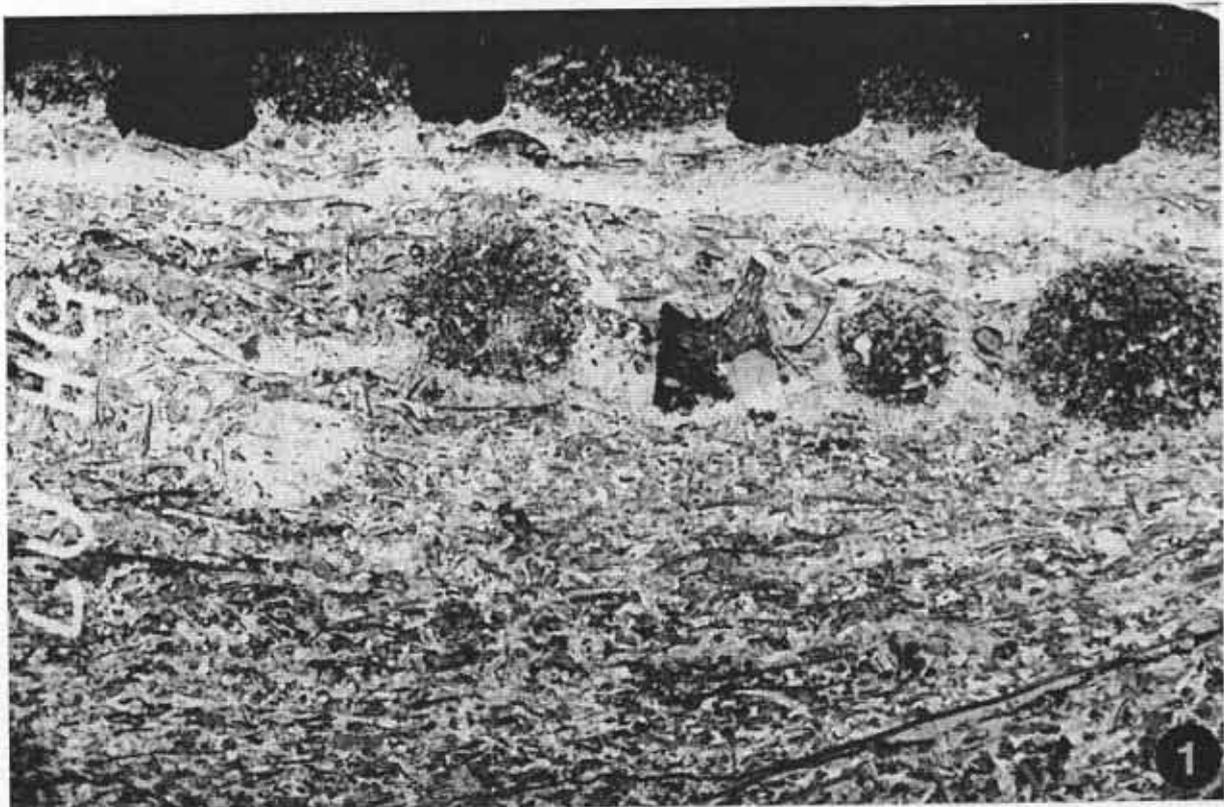
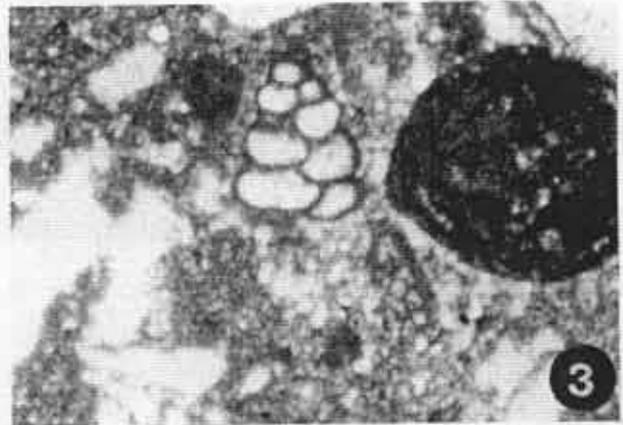
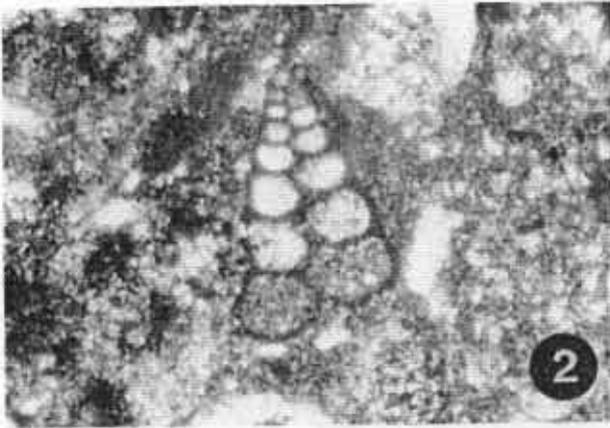
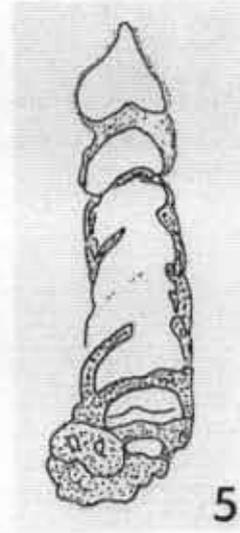
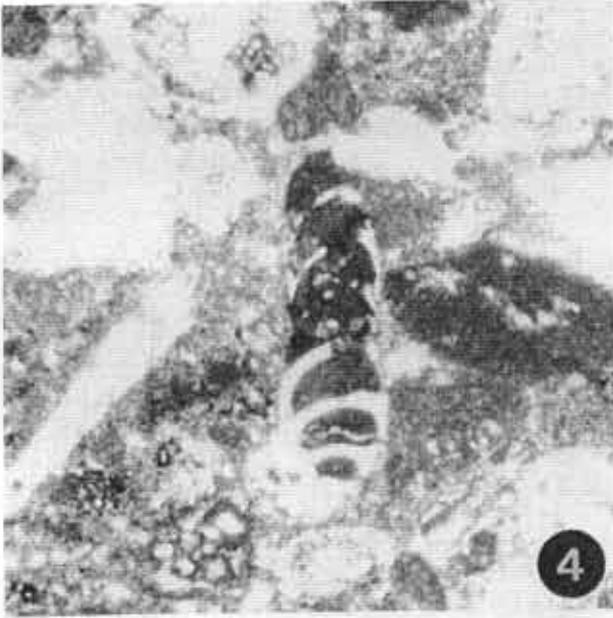


PLANCHE 7

LOTHARINGIEN

*Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac  
Coupe de Milhars, page 134*

*La succession verticale des microfaciès se lit ainsi : 1-2-3-4-5 et 6.*

1. - *Biomicrite mudstone, x 20 (Sinémurien).*
2. - *Biopelmicrite wackestone à spicules d'éponges, x 20, niveau 2 ; Fig. 52, page 132.*
3. - *Biopelmicrite wackestone-packstone, x 20, niveau 3, page 134 ; Fig. 52, page 132.*
4. - *Biopelmicrite packstone, x 20, niveau 4, page 135 ; Fig. 52, page 132.*
5. - *Biosparite grainstone, x 20, niveaux 5-6, page 135 et Fig. 52, page 132.*
6. - *Oobiosparite grainstone sableuse, x 20, niveau 7, page 135 et Fig. 52, page 132.*

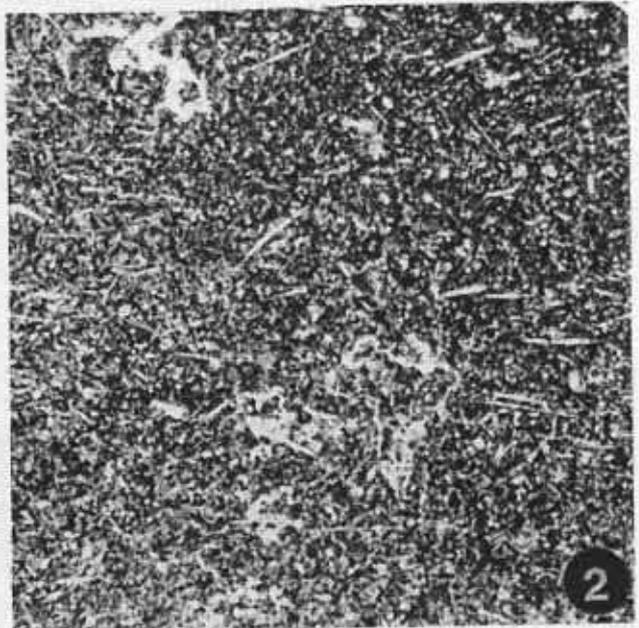
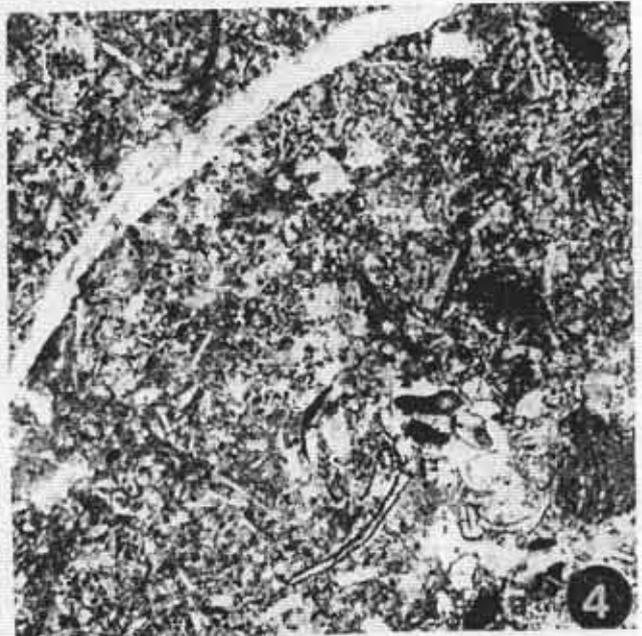
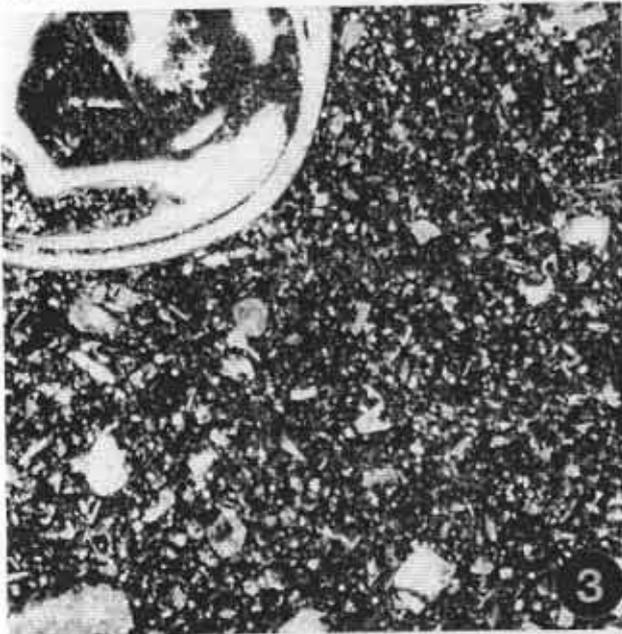
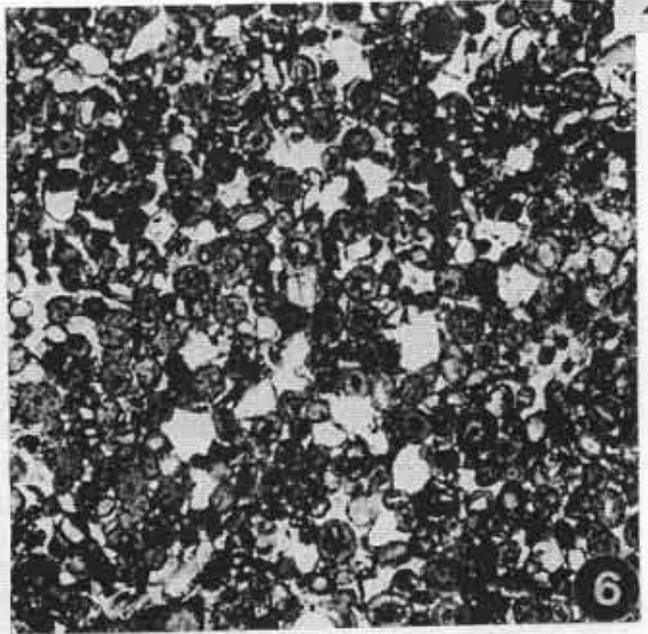
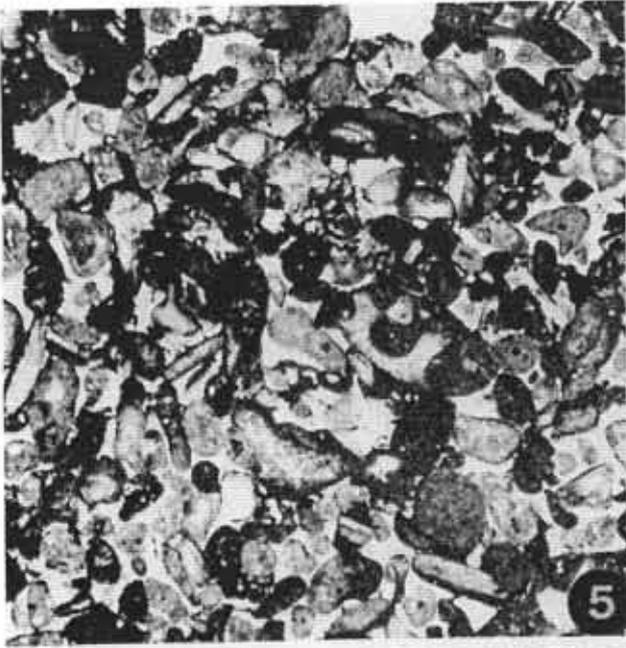


PLANCHE 8

LOTHARINGIEN

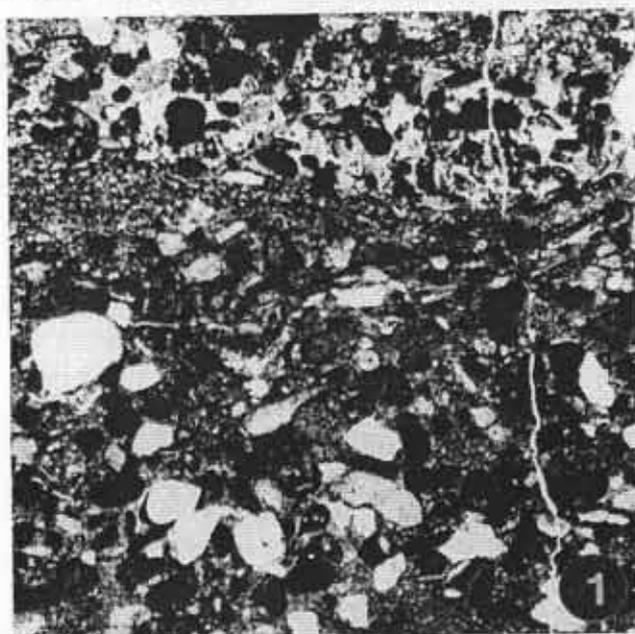
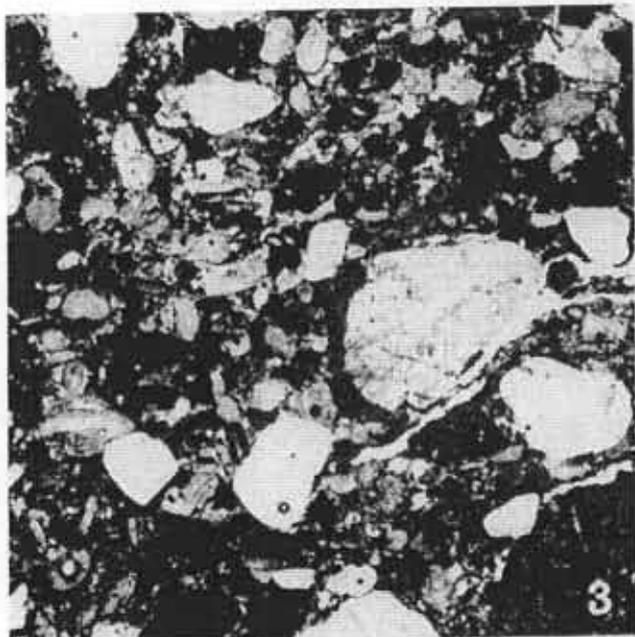
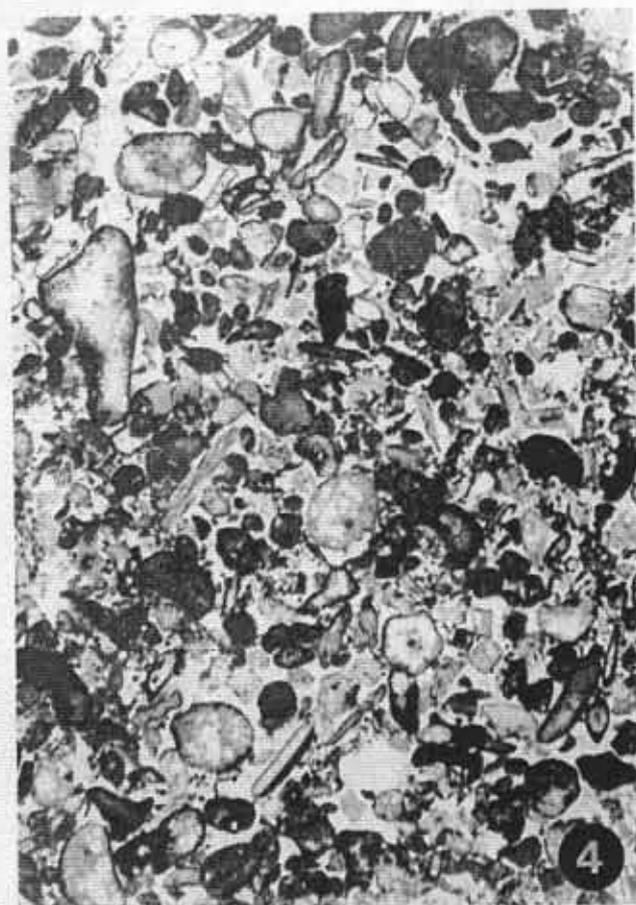
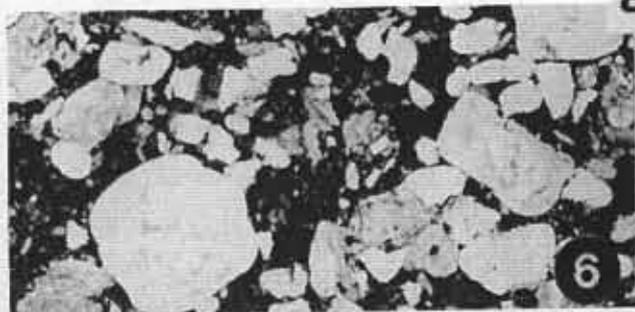
*Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac  
Coupe de la carrière de la commune de Campagnac*

1. 2. 3. - Evolution verticale (granoclassement négatif) dans les oobiomicrocrites grainstone du niveau 2, page 135, x 20.

4. - Oobiosparite grainstone à lithoclastes, bioclastes et gravelles, niveau d, coupe d'Aussevaysse, page 135, x 20.

5. - Fragment de *Palaeodasycladus* dans les oobiosparites grainstone, niveau d, coupe d'Aussevaysse, page 135, x 50.

6. - Oobiomicrocrite grainstone dans la coupe de Vaour-Laussière, niveau 8, x 20, page 133.



**PLANCHE 9**

**LOTHARINGIEN**

***Formation des Calcaires oolithiques de Cavagnac  
Sondages de Figeac-Bel-Air***

1. - Biomicrite mudstone, x 20, Sinémurien du sondage BA 12.
  3. - Biopelmicrite wackestone-packstone, x 20, Lotharingien du sondage BA 12.
  2. 4. 6. - Biopelmicrites wackestone-packstone, x 20, Lotharingien du sondage BA 23.
- L'évolution verticale des microfaciès se lit de la façon suivante, dans le Lotharingien du sondage BA 23 : 2-4-6.*
5. - Oobiomicrite grainstone, x 20, Lotharingien du sondage BA 17 (seul sondage à présenter ce microfaciès), page 143.

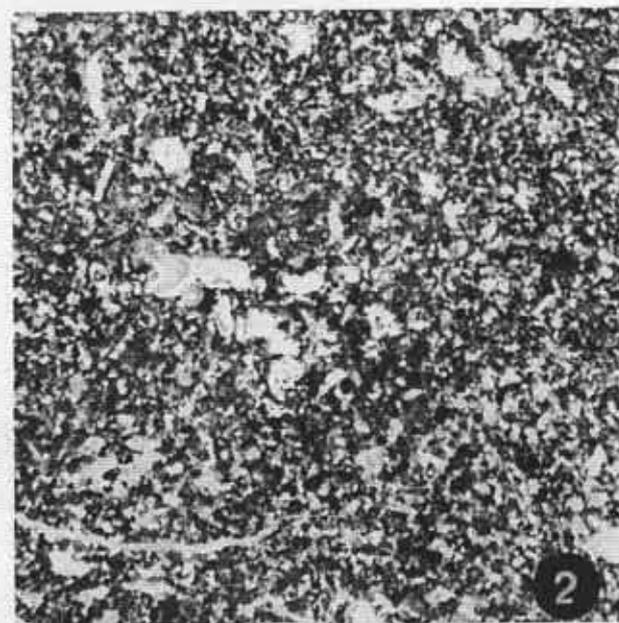
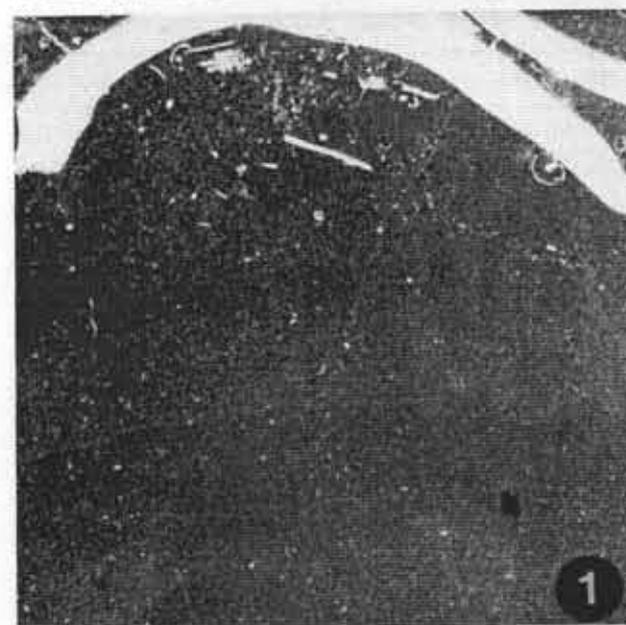
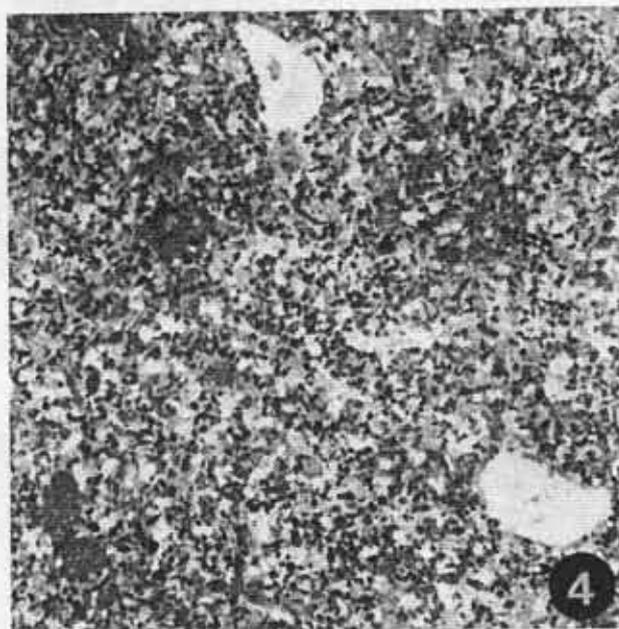
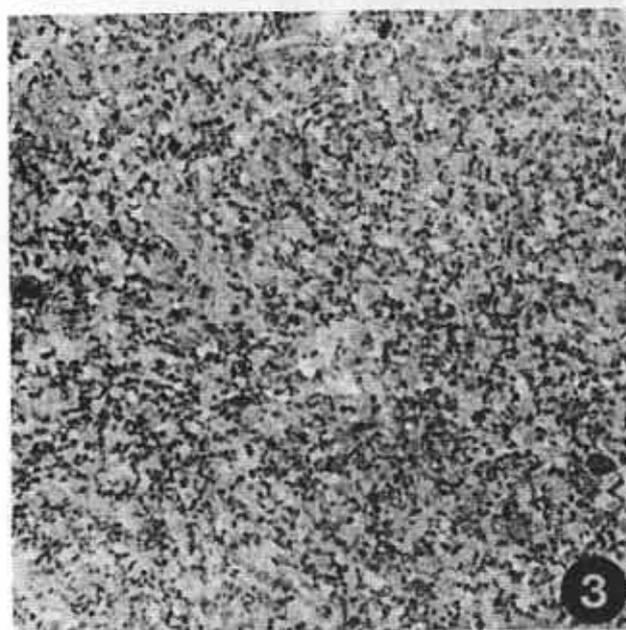
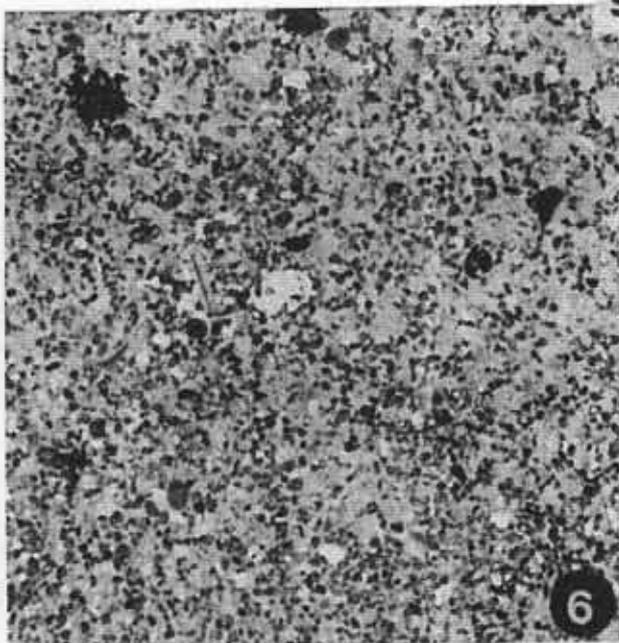
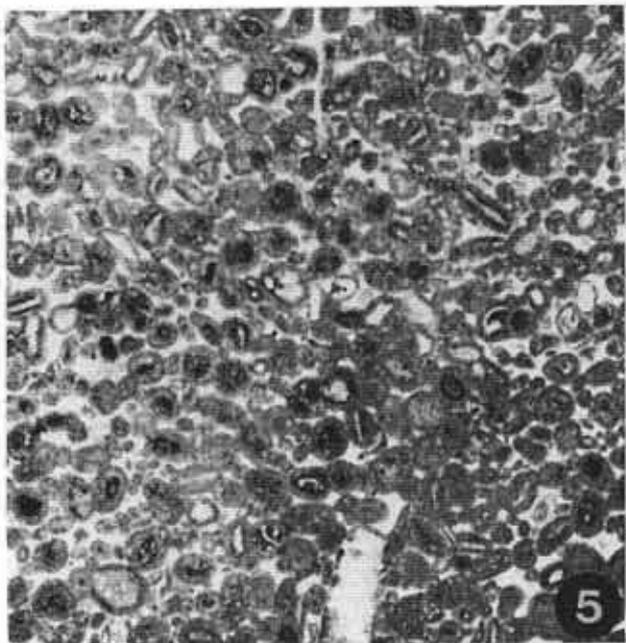
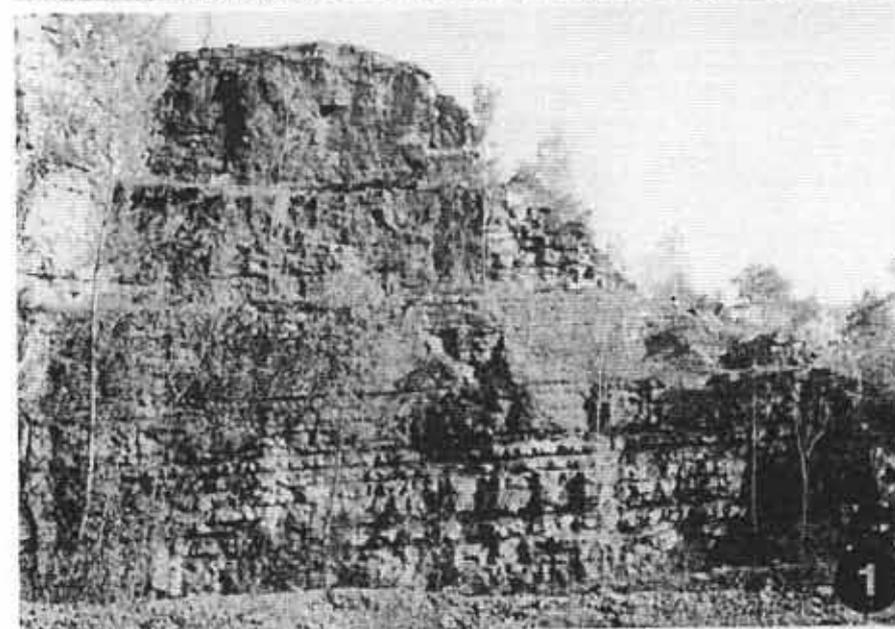
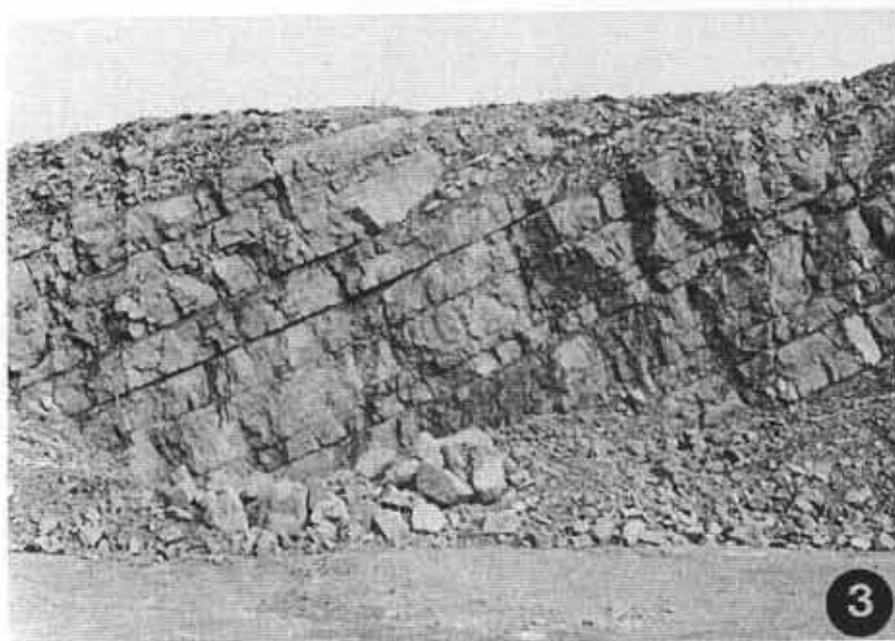


PLANCHE 10

1. - *La Barre à Pecten, Domérien supérieur, zone à Spinatum, carrière de Penne, château-Granier, page 259 et Fig. 110, page 258.*

2. - *Calcaires marneux à **Platypleuroceras**, Carixien, zone à Jamesoni, coupe d'Aussevaysse, page 191 et Fig. 77, page 192.*

3. - *Calcaires à microrhythmes de Planioles, carrière de la commune de Campagnac, pages 107-109, Fig. 41, page 108.*



**PLANCHE 11**

**Carixien (zone à Jamesoni)  
Formation des Calcaires de Brian-de-Vère  
Coupe de Brian-de-Vère**

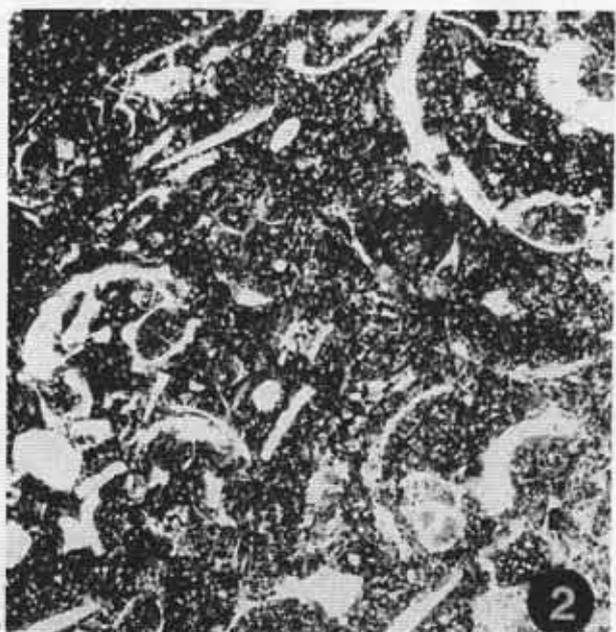
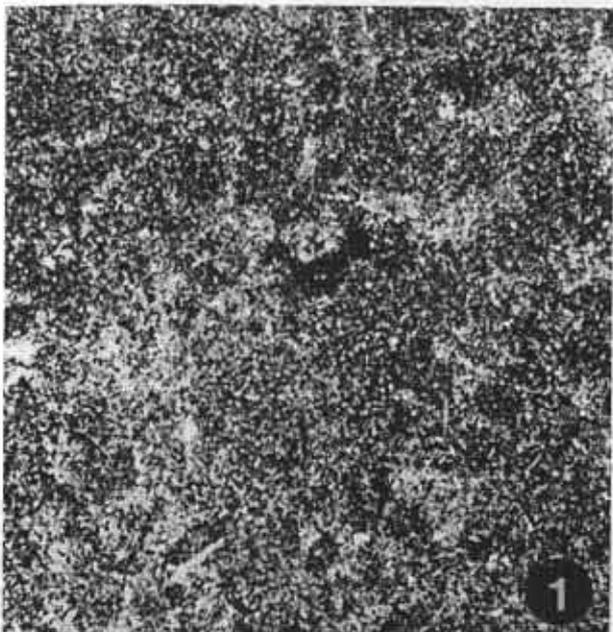
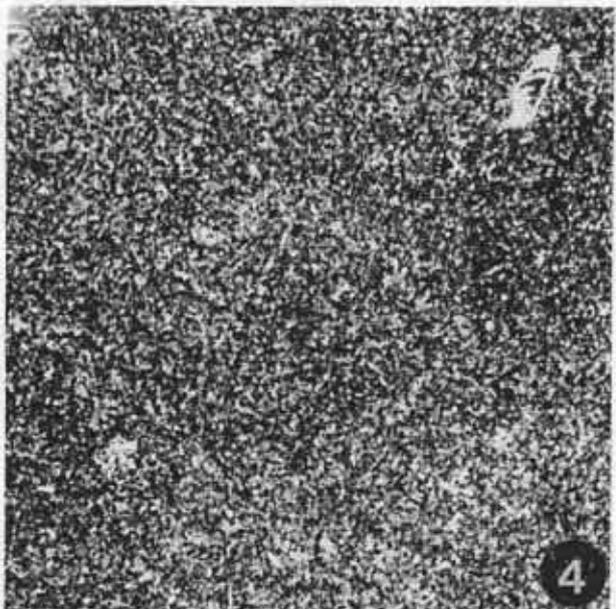
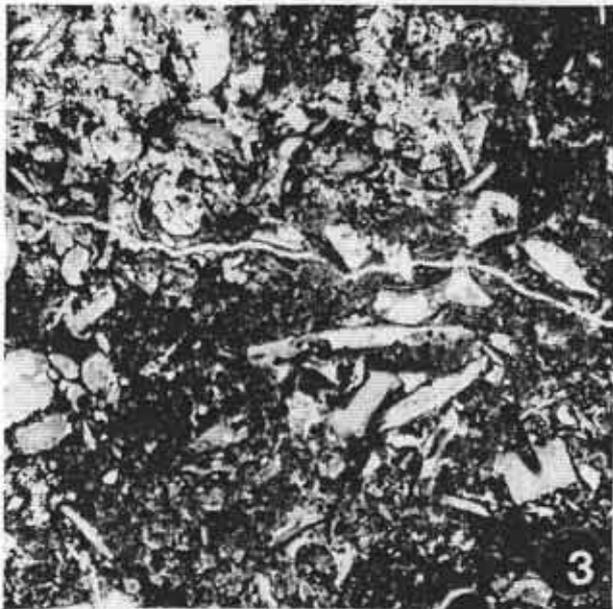
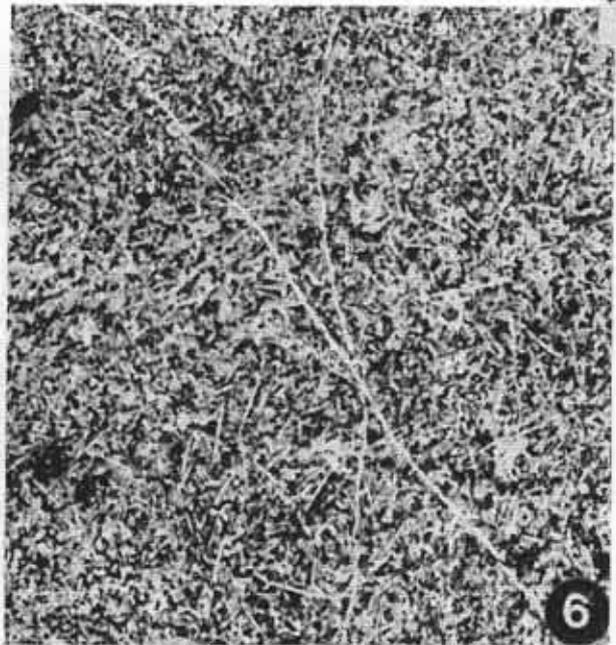
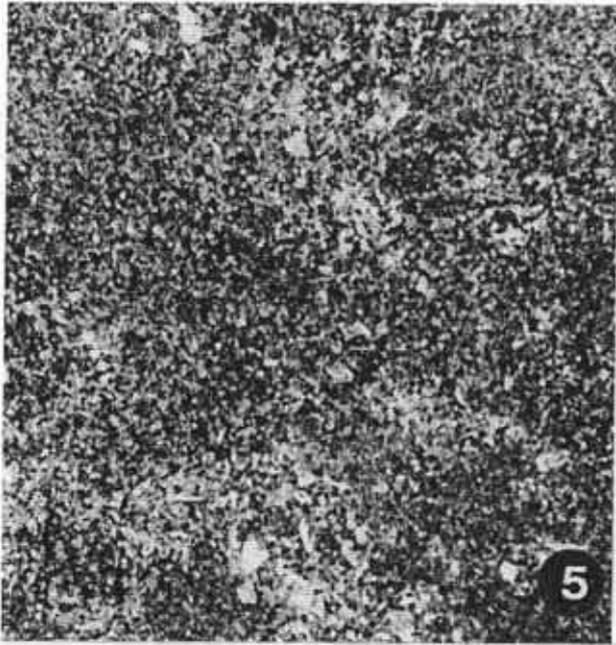
*La succession verticale des microfaciès se lit 1-2-3-4-5 et 6.*

*Membre des Calcaires marneux à **Platypleuroceras***

1. - Biomicrite mudstone, niveaux 2 à 4, page 163 et Fig. 62, page 164, x 20.
2. 3. - Biopelmicrite wackestone à packstone, niveaux 6-8, page 163 et Fig. 62, page 164, x 20.
4. - Biopelmicrite wackestone à Nodosariidés (*Lenticulina* sp. mg. *Planularia*), niveaux 9-14, page 165 et Fig. 62, page 164, x 20.
5. - Biopelmicrite wackestone, niveaux 15 à 21, page 165 et Fig. 62, page 164, x 20.

*Membre des Calcaires à chailles*

6. - Biopelmicrite packstone à spicules de démosponges, page 169, x 20.



Hexactinellide  
Hexactin

PLANCHE 12

**Formation des Calcaires de Brian-de-Vère  
Carixien, zone à Jamesoni**

1. - Biopelmicrite wackestone, x 20, sous-ensemble médian, coupe de Puech-Mignon, page 195 et Fig. 78, page 194.
2. - Biopelmicrite à gravelles micritiques, x 20, sous-ensemble de base, coupe de Puech-Mignon, page 195 et Fig. 78, page 194.
3. - Biopelmicrite packstone, x 20, sous-ensemble supérieur, coupe de Puech-Mignon, page 195 et Fig. 78, page 194.
4. - *Glomospira* sp., x 50, coupe de Brian-de-Vère, niveaux 15 à 21, page 165 et Fig. 62, page 164.
5. - Fragment d'éponge dans les biopelmicrites, coupe d'Aussewaysse, page 191.
6. - *Dentalina* sp., x 50, coupe de Brian-de-Vère, niveau 21, page 165 et Fig. 62, page 164.
7. - *Lenticulina* sp. mg. *Planularia*, x 50, biopelmicrite wackestone, coupe de Vaour, page 189.

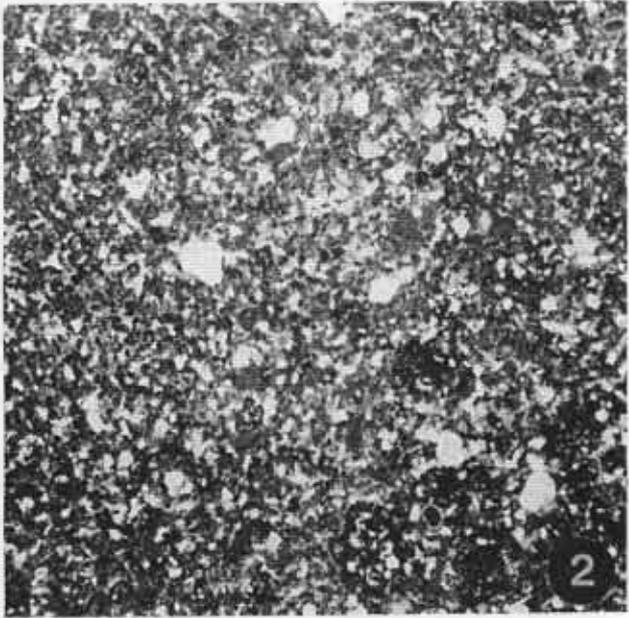
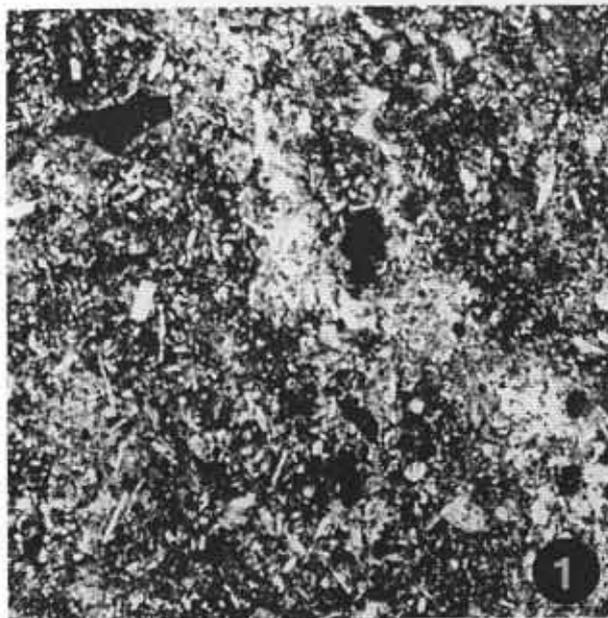
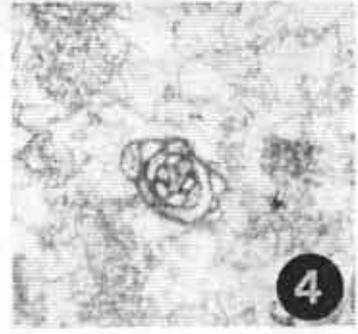
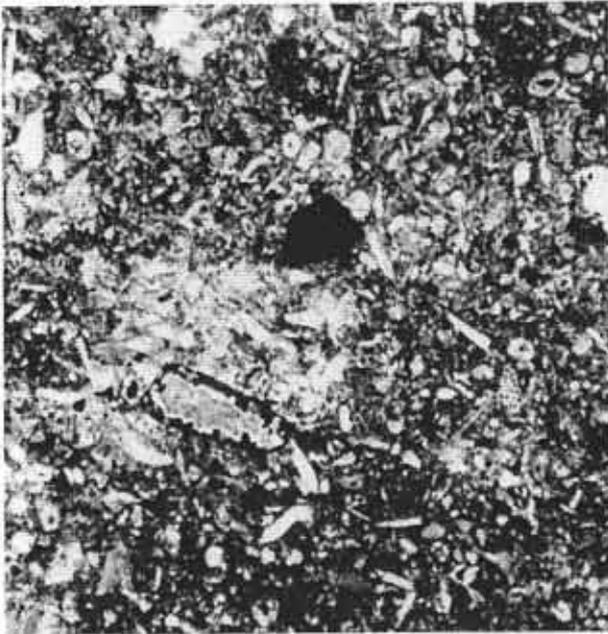
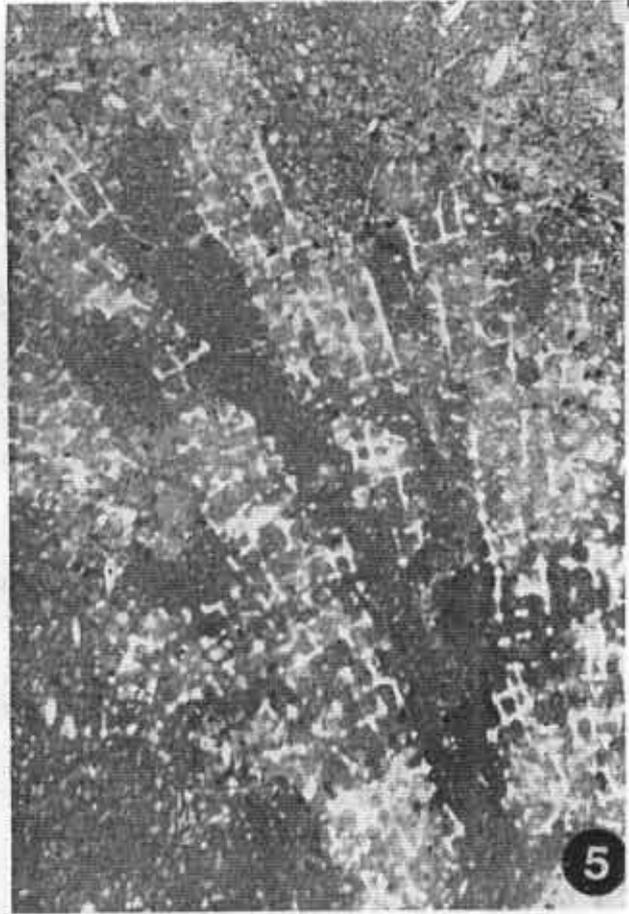


PLANCHE 13

CARIXIEN

*Formation des Calcaires de Brian-de-Vère*

1. - Biomicrite mudstone à *Chladocrinus* cf. *basaltiformis* (MILLER). Calcaires en rang de pavés, coupe de Brian-de-Vère - La Merdarié, page 173, x 16.
2. - Micrograben dans les Calcaires marneux à *Platypleuroceras*, niveau TON 7, coupe de Tonnac, page 185 et Fig. 73, page 184. Le marteau donne la direction N 30° E.

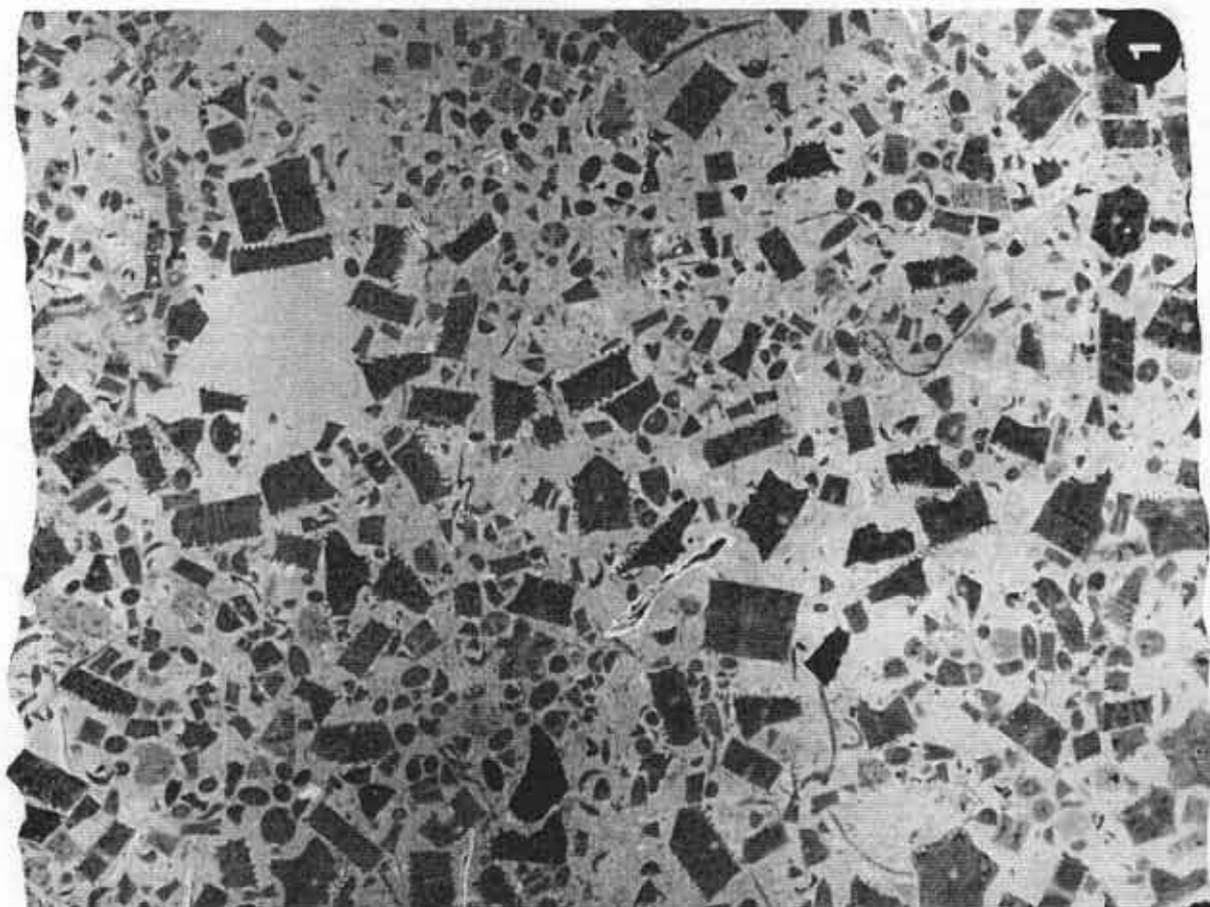
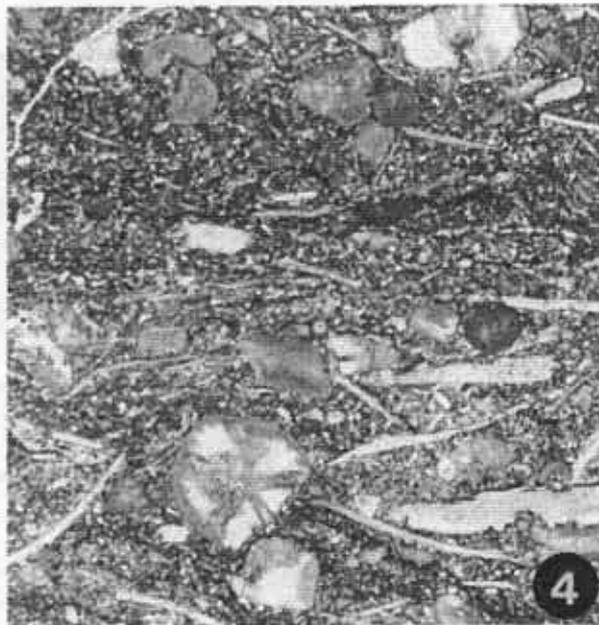
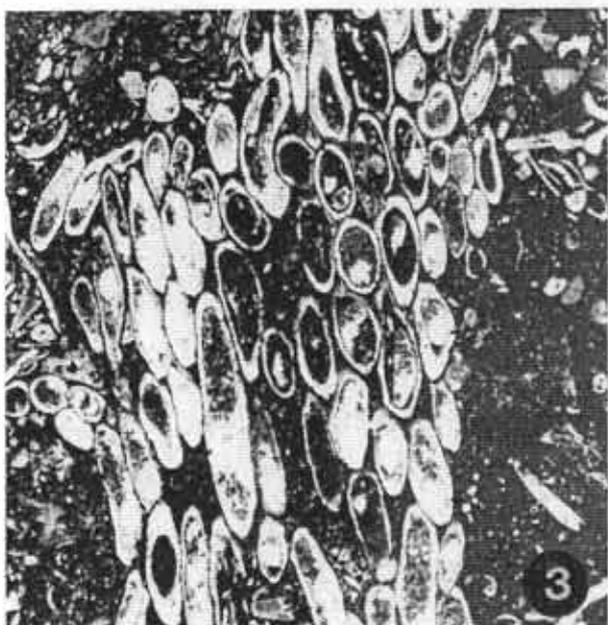
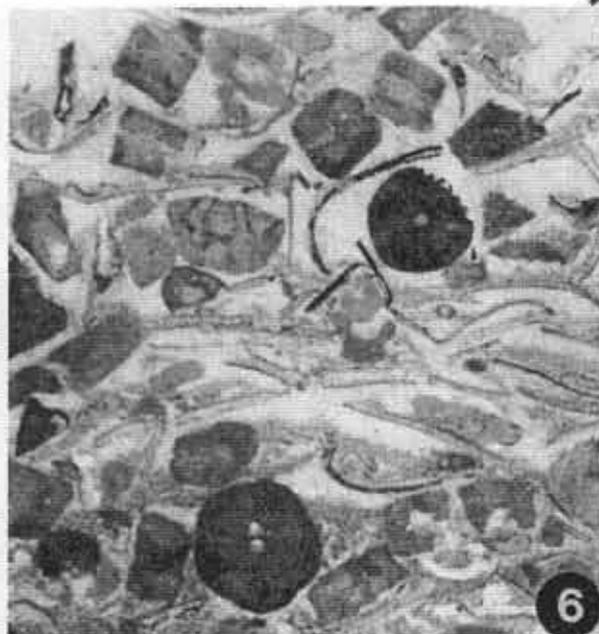
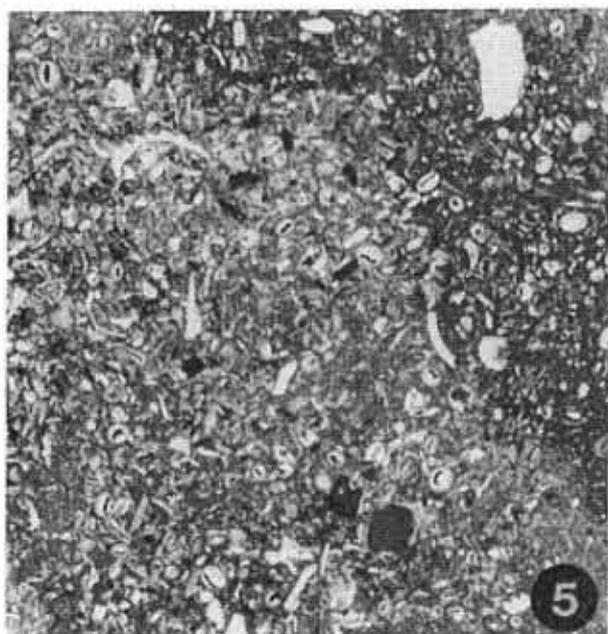


PLANCHE 14

DOMERIEN

*Formation des Marnes à Amalthées de Valeyres*  
*Membre des Marnes à taphoséquences de pente*  
*Zone à Margaritatus*

1. 2. - Biomicrites packstone à *Balanocrinus*, x 20, niveau S 1, coupe de la Boulbène, page 235 et Fig. 99, page 234.
3. - Biomicrite wackestone à pelotons d'annélides, x 20, niveau S 8, coupe de la Boulbène, page 232 et Fig. 97, page 228.
4. - Biomicrite packstone à *Balanocrinus* et grands bioclastes de lamellibranches, x 20, niveau S 3, coupe de la Boulbène, page 232 et Fig. 99, page 234.
5. - Oobiomicrite packstone à oolithes phosphatées, x 20, niveau S 5, coupe de la Boulbène, page 232.
6. - Biomicrite packstone à *Balanocrinus* et *Isocrinus*, x 20, niveau S 3 (banc latéral) page 232 et Fig. 99, page 234.



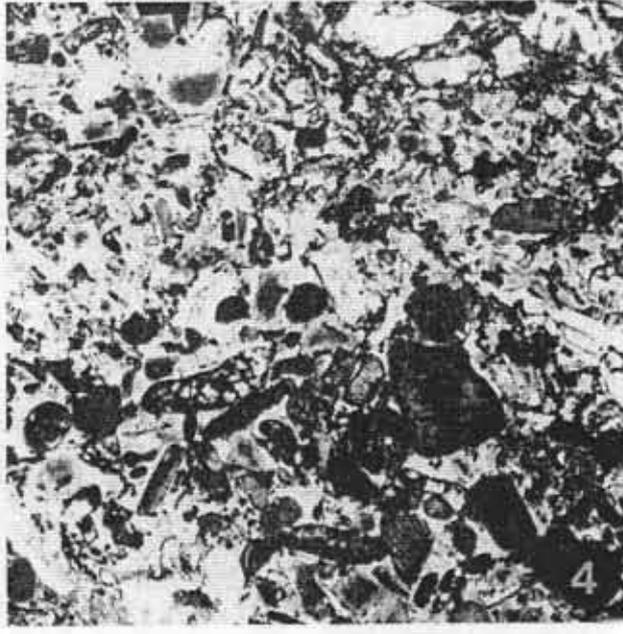
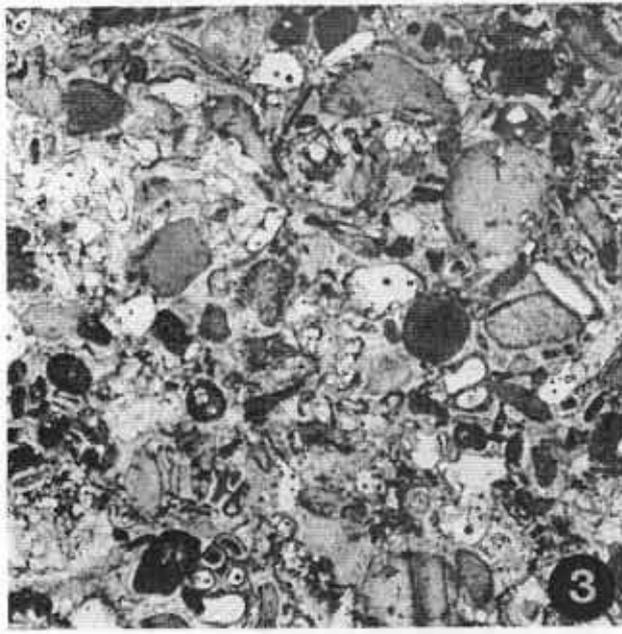
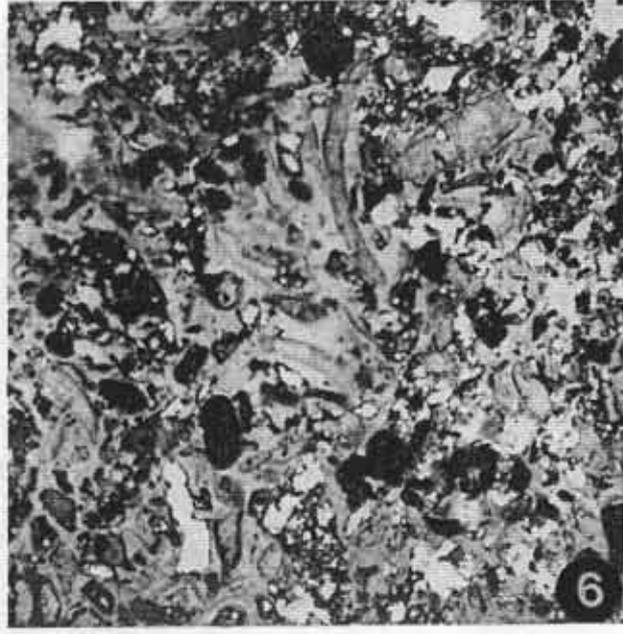
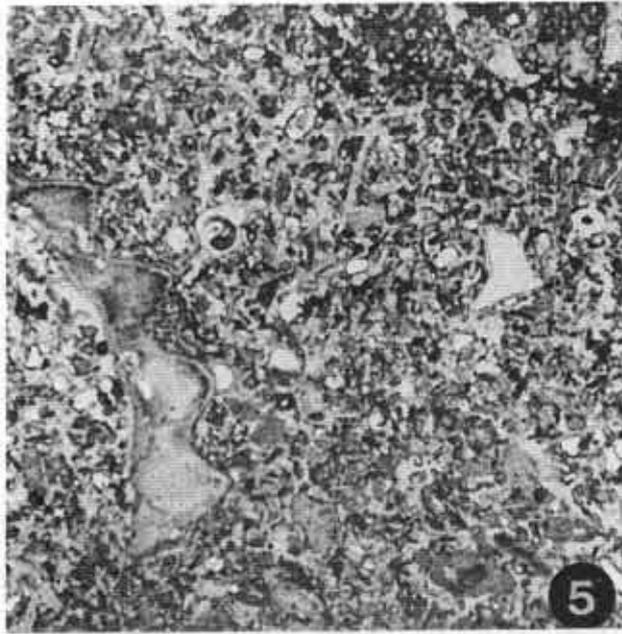
**PLANCHE 15**

**DOMERIEN**

***Formation de la Barre à Pecten  
Zone à Spinatum***

1. - *Biosparite grainstone à bioclastes hématisés de lamellibranches, x 20, sondages de Figeac-Bel-Air (BA 16), page 277.*
2. - *Biosparite grainstone à bioclastes de crinoïdes (dominant), x 20, sondages de Figeac-Bel-Air (BA 23), page 273.*
3. - *Biosparite grainstone, x 20, coupe de Faycelles, page 277.*
4. - *Biosparite grainstone à oolithes éparses, bioclastes émoussés, x 20, sondages de Figeac-Bel-Air (BA 29), page 275.*
5. - *Biosparite grainstone à petits bioclastes, x 20, coupe de Faycelles, page 277.*
6. - *Biosparite grainstone à bioclastes émoussés, x 20, sondage de Figeac-Bel-Air (BA 27).*

*Les photographies 2-4-6, bien que ne correspondant pas au même sondage, illustrent la diminution progressive de la taille des bioclastes, de la base au sommet de la Barre à Pecten.*



**PLANCHE 16**

**DOMERIEN**

***Formation de la Barre à Pecten  
Zone à Spinatum***

1. - Bancs décimétriques bioclastiques du terme B. Carrière de Penne-château-Granier, page 261, Fig. 110, page 258.
2. - Stratifications alternantes. Coupe de Faycelles, page 275 et Fig. 120, page 276.
3. - Bancs à chailles du terme D. Carrière de Penne-château-Granier, page 261 et Fig. 110, page 258.

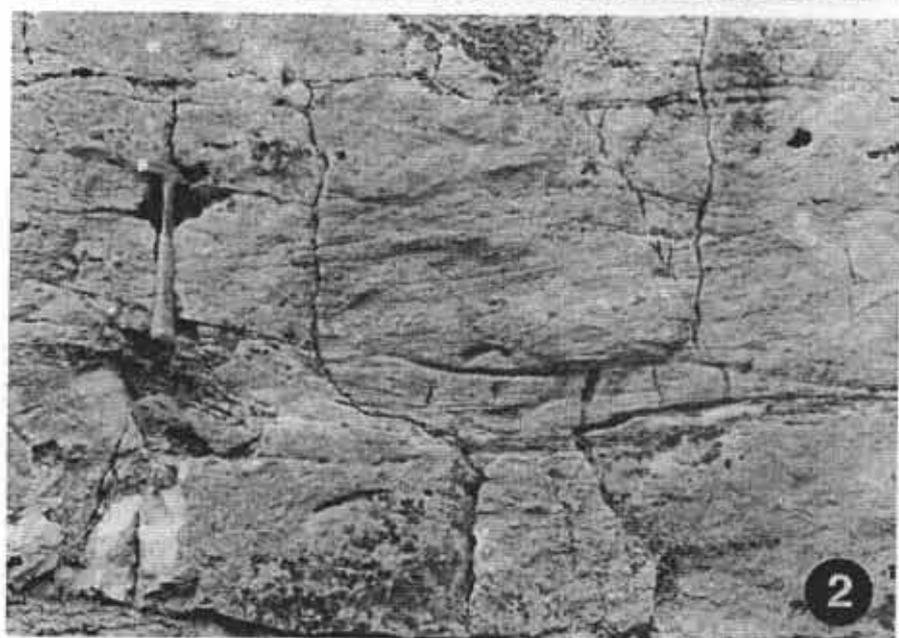
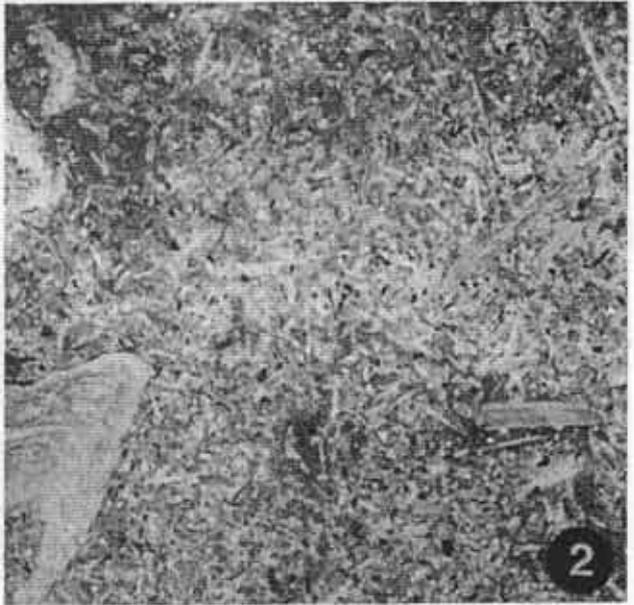
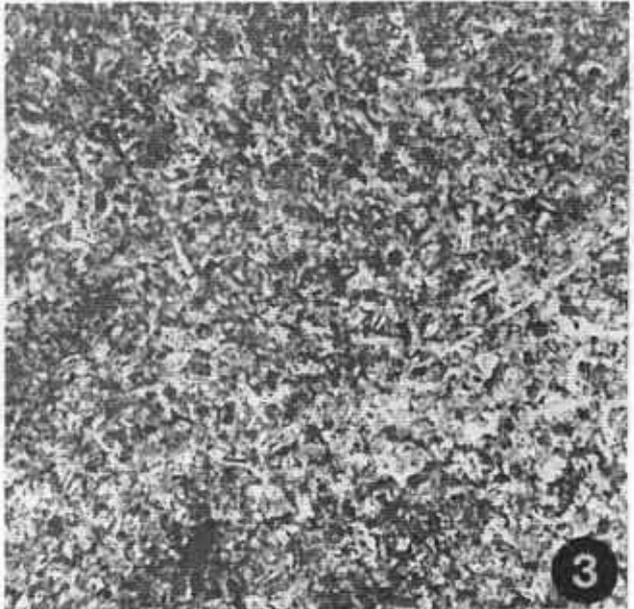
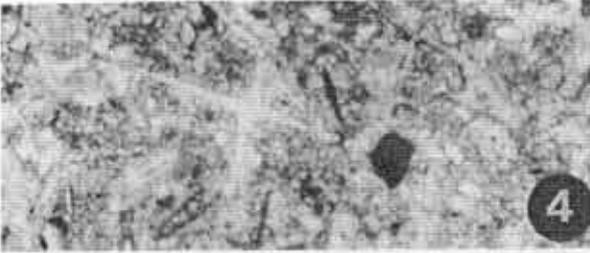
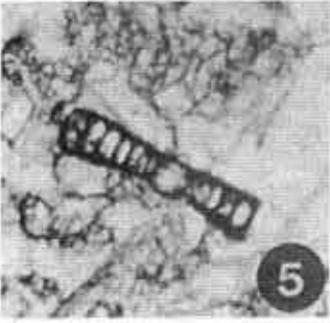
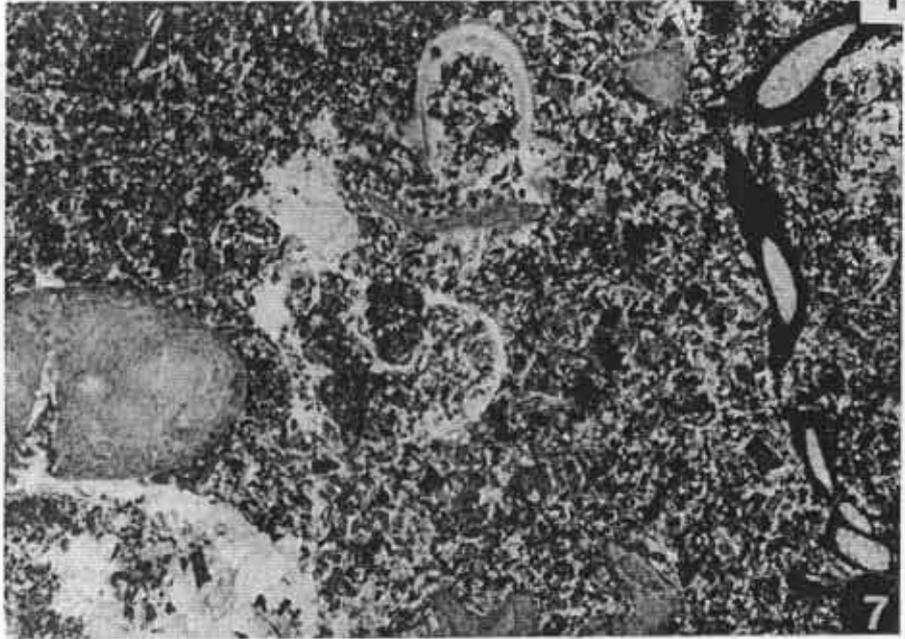


PLANCHE 17

**DOMERIEN**

**Formation de la Barre à Pecten**  
**Zone à *Spiratum***  
**Coupe Penne-château-Granier, page 263**

1. 5. 6. - Biomicrite wackestone-packstone à *Spirillina infima* (STRICKLAND)
  1. Faciès à spicules et à *Spirillina*, x 60
  5. 6. *Spirillina infima* (STRICKLAND), x 100, page 265.
2. - Biomicrite packstone à microbioclastes d'échinodermes et Nodosariidés, x 20, page 263.
3. - Biomicrite wackestone à spicules, x 20, terme D, page 263.
4. - Biomicrite packstone à spicules de démosponges, x 60, terme D, page 263.
7. - Biomicrite packstone à grands bioclastes de crinoïdes et d'annélides, x 20, page 263.

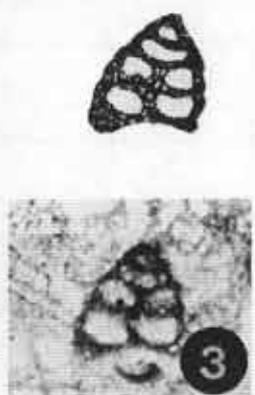
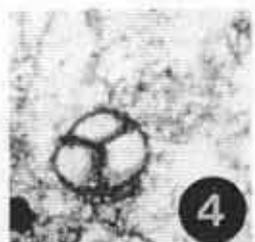
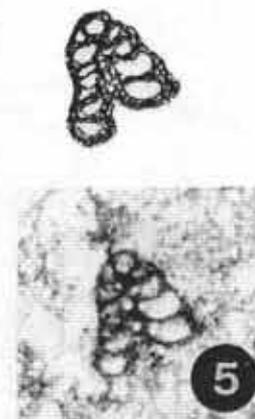


**PLANCHE 18**

**DOMERIEN**

**Formation de la Barre à Pecten  
Zone à Spinatum  
Coupe de Penne-château-Granier**

1. - *Biomicroite wackestone*, x 20, (base de la barre à Pecten), page 263.
2. - *Biomicroite wackestone* à spicules de démosponges (terme D), x 20, page 263.
3. 4. 5. - *Verneulinoides mauritii* (TERQUEM), x 60, page 265.
6. - *Glomospira sp.*, x 100, page 265.
7. - Ride de courant. Biosparite (sommet de ride) à biomicroite (base de ride) grainstone, à bioclastes de crinoïdes (*Isocrinus sp.*) et de Bryozoaires (A), x 10, page 261 et Fig. 112, page 262. Le courant se déplace de la gauche vers la droite de la photographie.

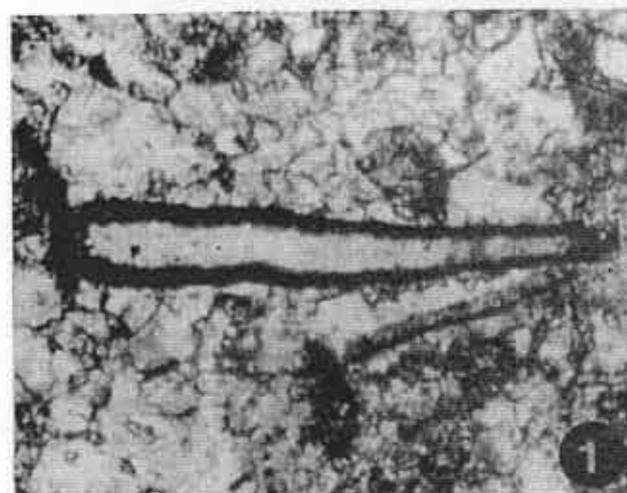
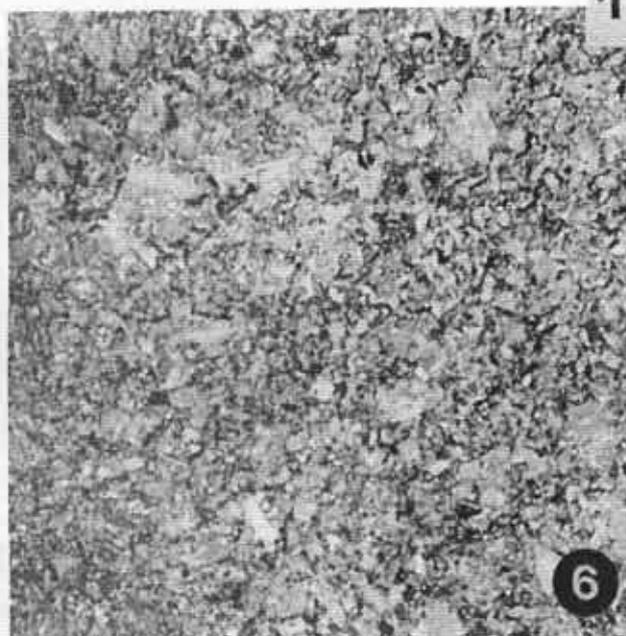
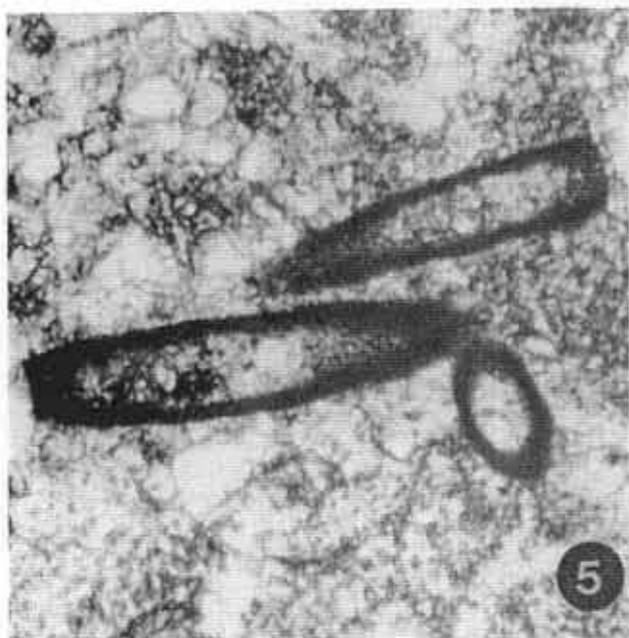


**PLANCHE 19**

**DOMERIEN**

**Formation de la Barre à Pecten  
Zone à Spinatum  
Coupe de Font-Froide, pages 267-269**

2. - *Biomicrite grainstone à bioclastes de lamellibranches, crinoïdes et à Nodosariidés, x 20, base de la Barre à Pecten (terme A), page 267.*
4. 6. - *Séquence type de l'ensemble B, niveaux 50 à 54, Fig. 115, page 266.*
  4. *Base de séquence : biomicrite grainstone à grands bioclastes de lamellibranches et de brachiopodes, x 20, page 269.*
  5. *Sommet de séquence : biomicrite packstone à petits bioclastes d'échinodermes, de lamellibranches et de brachiopodes, x 20, page 269.*
1. 5. - *Faciès à Dentales : biomicrites packstone du terme C, x 60, page 269.*
3. - *Lenticulina sp. mg. Marginulinopsis, x 60, biomicrite packstone du terme A, page 267.*



**PLANCHE 20**

**DOMERIEN**

**Formation de la Barre à Pecten  
Zone à *Spinatum*  
Coupe de Capdenac**

1. 3. 5. - Evolution verticale des microfaciès dans une séquence de type B, page 279, Fig. 121, page 278.

1. Biosparite grainstone, x 20, niveau 87.

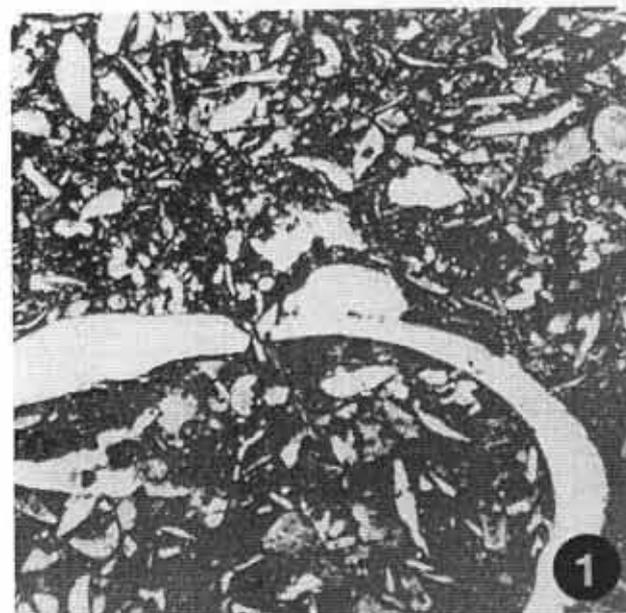
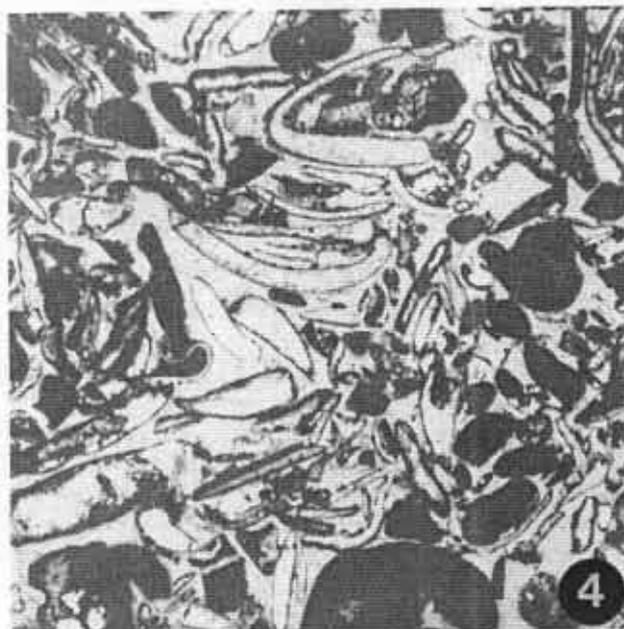
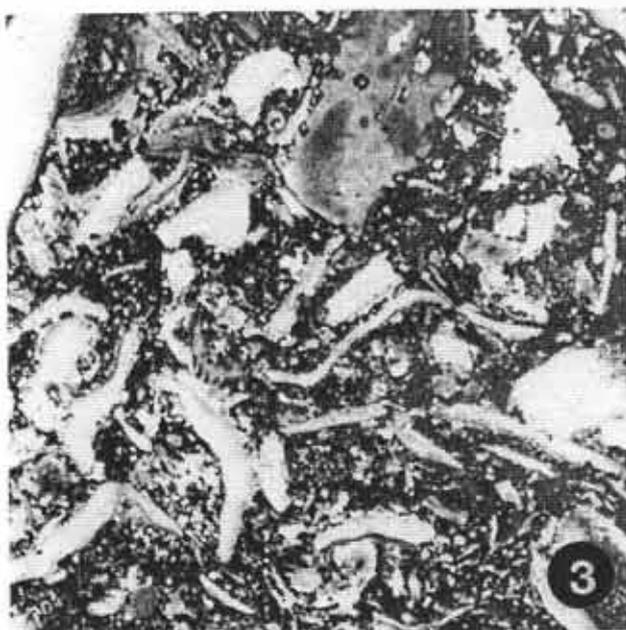
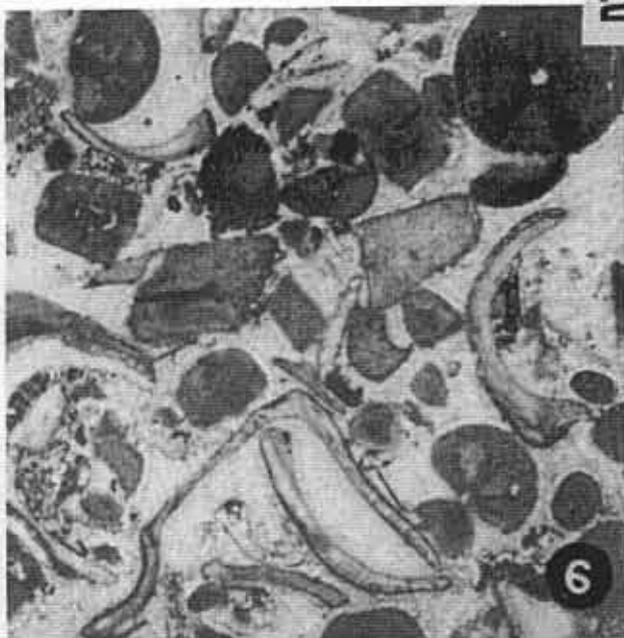
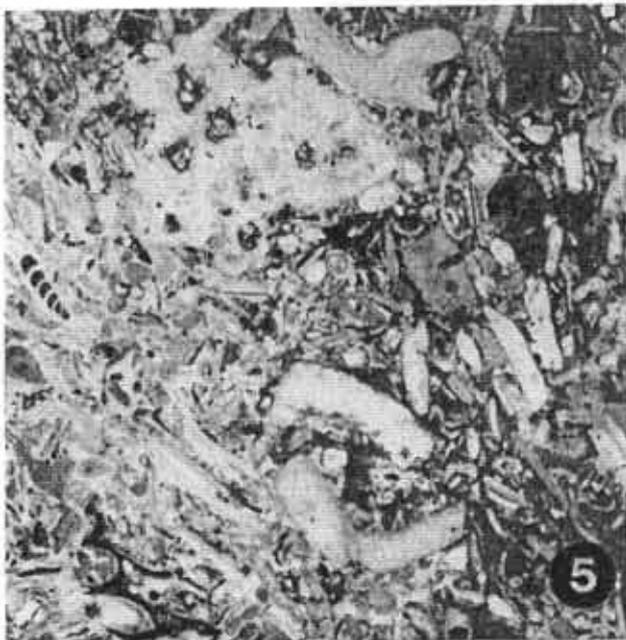
3. Biomicrite packstone, x 20, niveau 88.

5. Biomicrite packstone, x 20, niveau 89.

2. - Biosparite grainstone à grands bioclastes (partie moyenne de la Barre à Pecten), x 20. Base de séquence de type B.

4. - Biosparite grainstone à bioclastes émoussés (partie moyenne de la Barre à Pecten), x 20, Base de séquence de type B.

6. - Biosparite grainstone à bioclastes de crinoïdes (chenal), x 20.



**PLANCHE 21**

**TOARCIEN**

**Formation des Marnes et calcaires de Penne**

*Membre des Schistes carton*

1. 2. 3. 4. - *Coccolithes* dans les Schistes carton de la coupe de Penne-château-Granier, niveau e1, horizon à *Elegantulum*, page 299 et Fig. 127, page 296.

1 x 6 000  
2 x 16 000  
3 x 16 000  
4 x 6 600

*Membre des Marnes et calcaires à **Hildoceras***

6. Marnes et calcaires à **Hildoceras**, coupe de Penne (D9), page 321.

5. - Double banc à la limite des horizons VIII à Lusitanicum (banc inférieur) et IX à Bifrons (banc supérieur). Coupe de Penne, page 317 et Fig. 144, page 314.

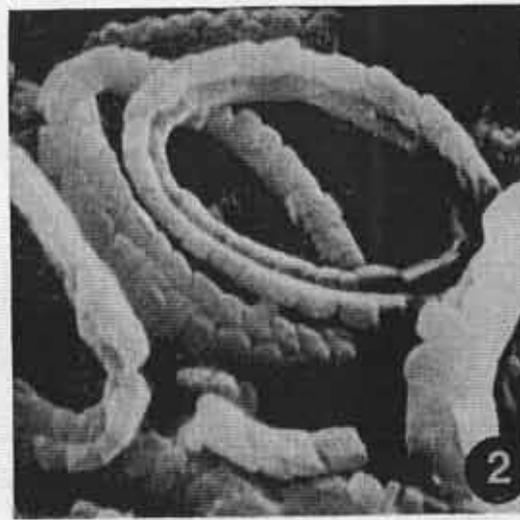
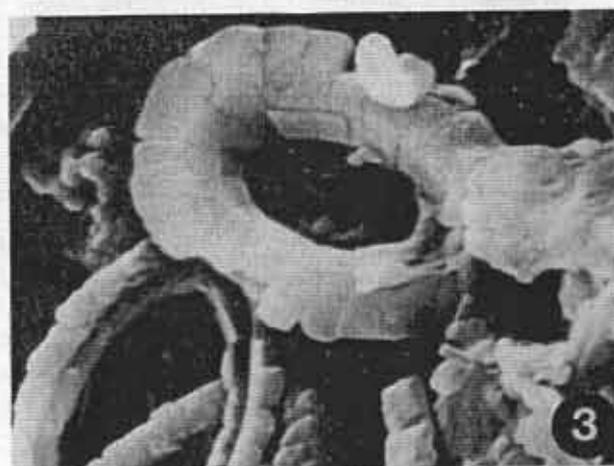


PLANCHE 22

TOARCIEN

**Formation des Marnes et Calcaires de Penne  
Membre des Marnes et Calcaires à Hildoceras  
Zones à Serpentinum et à Bifrons  
Coupe de Penne**

1. - Biomicrite packstone pyriteuse à bioclastes de lamellibranches, brachiopodes (rares), annélides (rares), gastéropodes, bryozoaires (très rares), ammonites, bélemnites et nodosariidés (*Lenticulina* sp.), page 321 (lame D912F), x 12.

2. - Biomicrite mudstone pyriteuse à très rares quartz silteux, rares bioclastes de crinoïdes, page 317 (lame NP4), x 20.

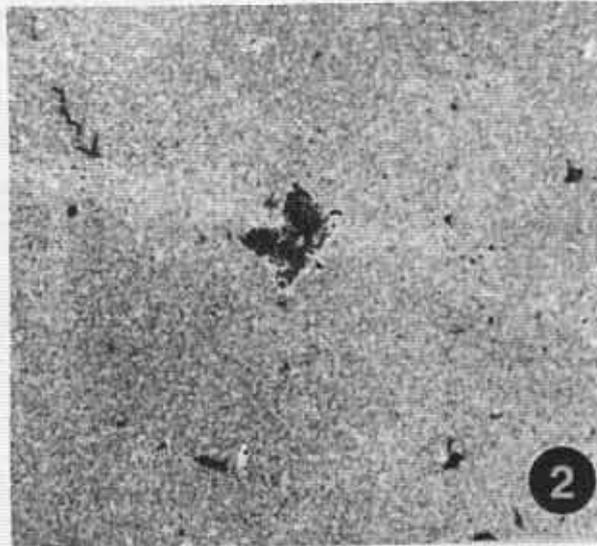
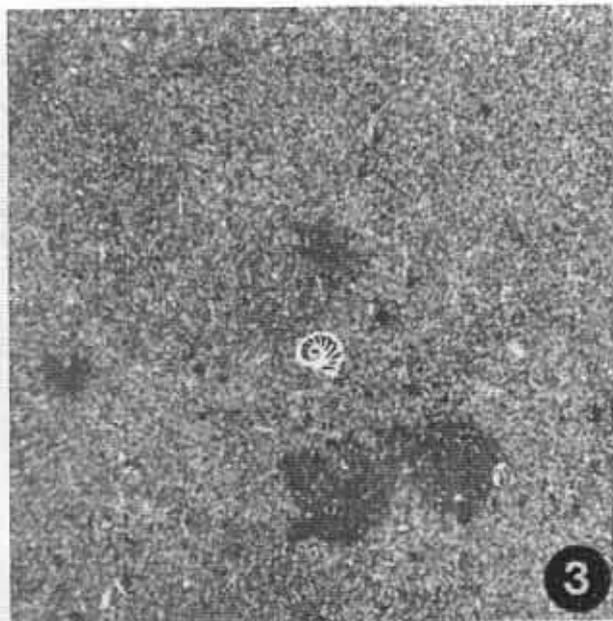
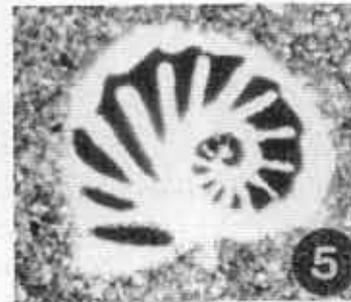
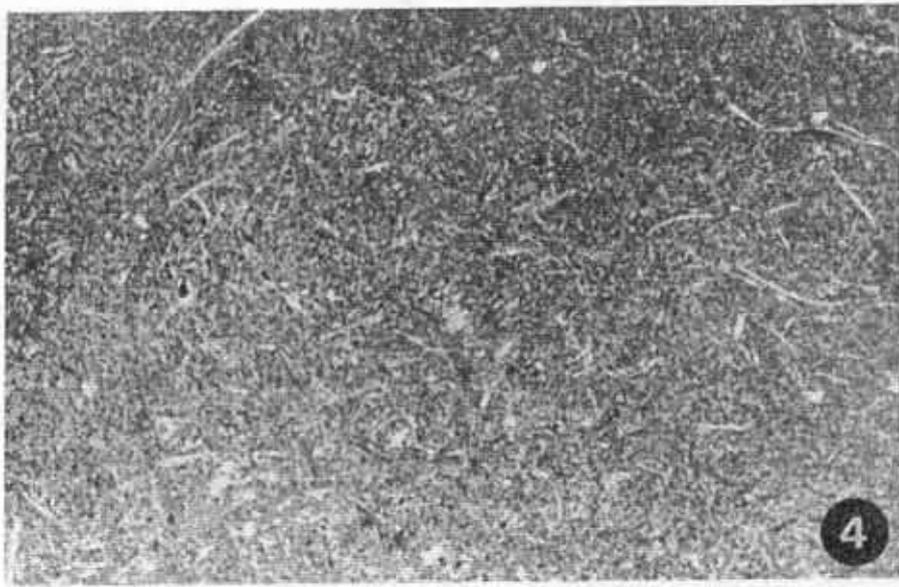
3. - Biomicrite mudstone pyriteuse à Nodosariidés (*Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*), page 317 (lame NP5, niveau Pe 18), x 20.

4. - Biomicrite mudstone pyriteuse à filaments, bioclastes de lamellibranches, crinoïdes, (rares), nodosariidés (*Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*), page 319 (lame NP 8), x 20.

5. 6. - *Lenticulina* sp. mg. *Lenticulina*

5. x 100, (lame NP 10, niveau Pe 34).

6. x 100, (lame NP 9, niveau Pe 32).



**PLANCHE 23**

**TOARCIEN**

***Formation des Marnes et calcaires de Penne  
Membre des Marnes et calcaires à Hildoceras  
Coupe de Belaygue***

1. - *Surface du hard-ground, (niveau BEL 20), x 1/2, page 319.*

*A = Dactylioceras sp.*

*B = faisceau de rostrés de bélemnites orientés N 70 E.*

*C = Gastéropodes :*

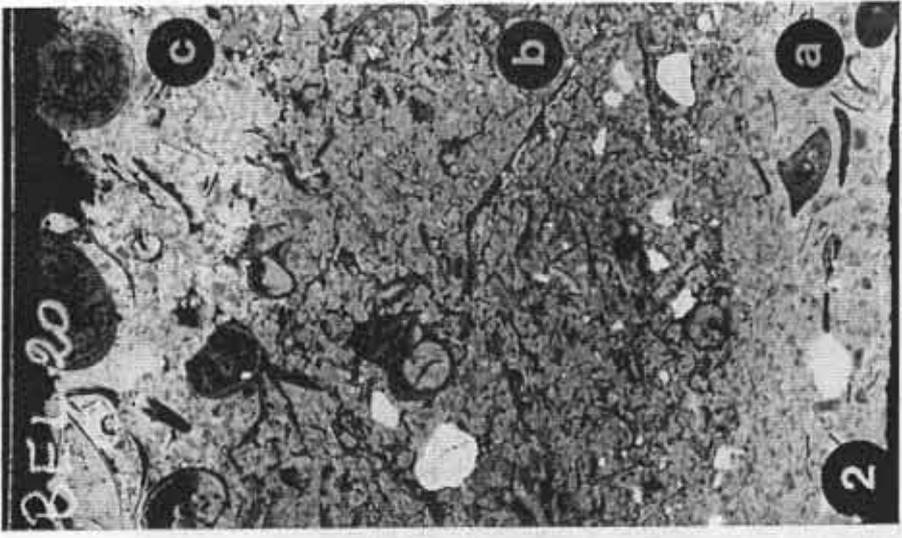
2. - *Lame mince (x 7) perpendiculaire à la surface de stratification, page 319 :*

*a - biomicrite packstone,*

*b - biomicrite grainstone,*

*c - biomicrite à ciment ferrugineux.*

*Les crinoïdes fournissent l'essentiel du matériel bioclastique.*



**PLANCHE 24**

**TOARCIEN SUPERIEUR**

**Formation des Marnes et calcaires de Lexos**

1. - Chenal de niveau LE 14 dans les Marnes noires à *Pseudogrammoceras*, page 357. Biomicrite gréseuse (30 à 40 % de quartz silteux, anguleux et hétérométrique). Fines stratifications internes obliques, x 20, page 357 et Fig. 165.
2. - Oobiomicrite packstone (niveau b, page 388, Fig. 181, x 20). Oolithes ferrugineuses hétérométriques - bioclastes de lamellibranches, de crinoïdes, d'annélides, de brachiopodes (très rares), et de nodosariidés.
3. - Biomicrite mudstone pyriteuse à micro-bioclastes de lamellibranches et à Nodosariidés (n° 2, planche 26), x 20, niveau 25, page 390, Fig. 182 et page 389).
4. - Biomicrite wackestone pyriteuse à rares quartz silteux (3 à 5 %) hétérométriques et anguleux - bioclastes de lamellibranches, crinoïdes (rares), brachiopodes (rares) et nodosariidés, x 20, niveau 37, page 390, Fig. 182 et page 389.
5. - Biomicrite wackestone pyriteuse à rares quartz silteux (2 à 3 %) hétérométriques et anguleux - bioclastes de lamellibranches, Nodosariidés bien conservés (n° 6, planche 26), x 20, niveau 47, Fig. 182, page 390 et page 391).
6. - Biomicrite packstone à quartz, (1 à 2 %) anguleux à subanguleux et hétérométriques. Bioclastes de lamellibranches, crinoïdes (très abondants), brachiopodes, annélides, nodosariidés..., x 20, niveau 55, Fig. 182, page 390 et page 393.

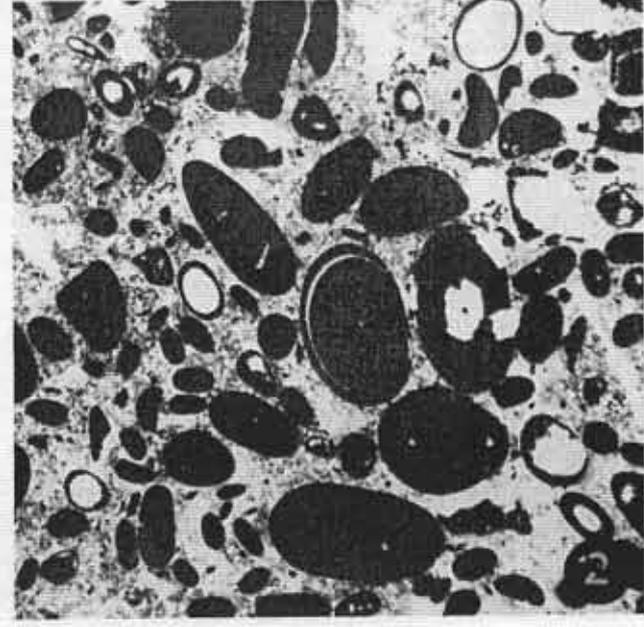
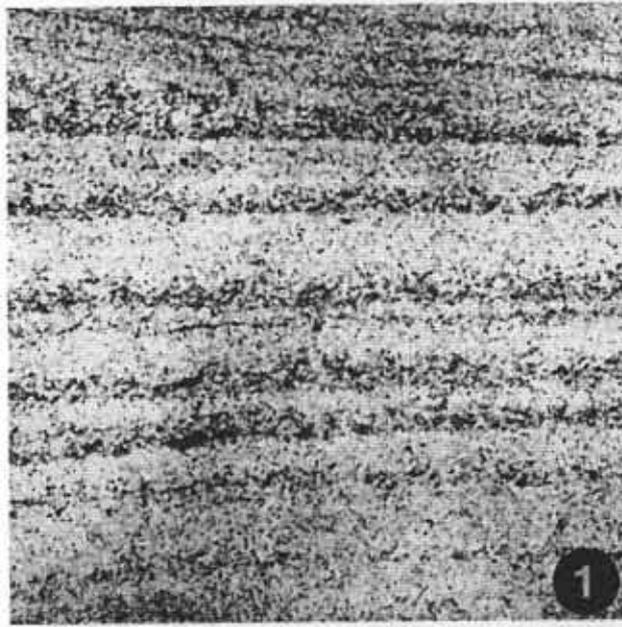
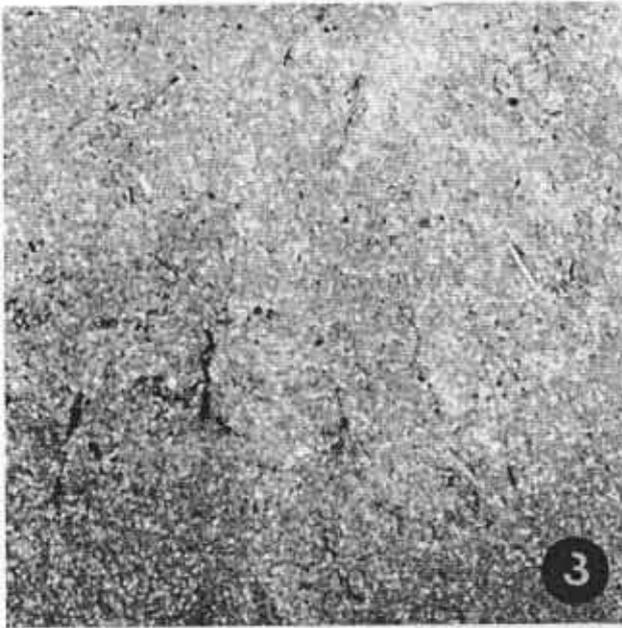
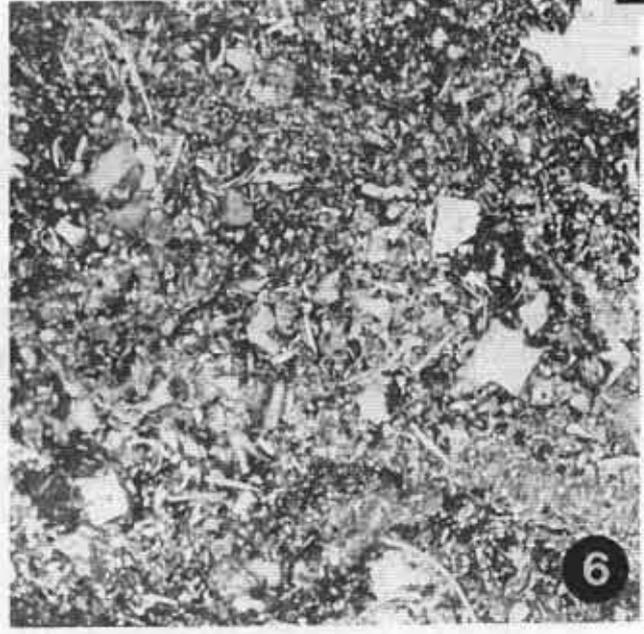
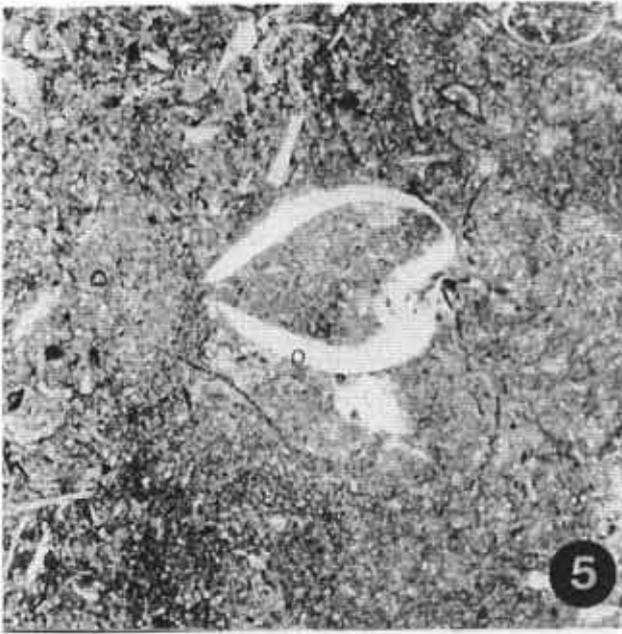


PLANCHE 25

TOARCIEN SUPERIEUR

**Formation des Marnes et calcaires de Lexos  
Coupe de Saint-Antonin**

1. - *Bimicrite packstone pyriteuse de l'assise à Gryphées. Bioclastes mal triés de lamellibranches (très abondants), de brachiopodes (rares), annélides, échinodermes et nodosariidés, x 20, page 397.*

2. - *Bimicrite grainstone à oolithes ferrugineuses éparses, à quartz (2 %) anguleux. Bioclastes d'échinodermes (dominants), lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, annélides et nodosariidés, x 20, page 399.*

3. - *Bimicrite grainstone à oolithes ferrugineuses éparses, quartz anguleux (2 %), bioclastes d'échinodermes (dominants), lamellibranches, brachiopodes, annélides, gastéropodes, nodosariidés, x 20, page 399.*

4. - *Oobiosparite grainstone à oolithes ferrugineuses éparses, bioclastes mal triés d'échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes (abondants) et nodosariidés, x 20, page 399.*

5. - *Bimicrite grainstone à quartz (1 %), bioclastes émoussés de lamellibranches, échinodermes (dominants), gastéropodes (abondants), nodosariidés, x 20, page 399.*

6. - *Faciès à **Serpula (Tetraserpula) quadricostata** PARSH dans les biomicroites grainstone, x 30, page 399.*

7. - *Oolithe ferrugineuse dont le nucleus est un bioclaste d'échinoderme, x 30, lame précédente, page 399.*

*Les lames 2 à 5 forment une séquence de microfaciès (page 399), termes f à h.*

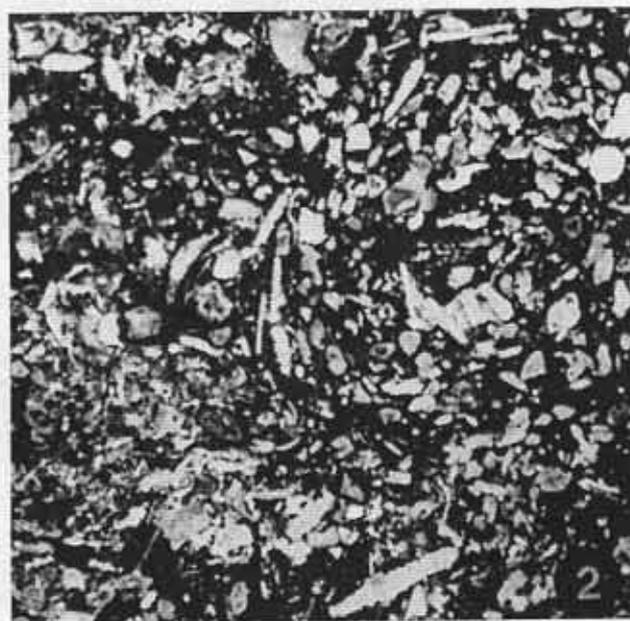
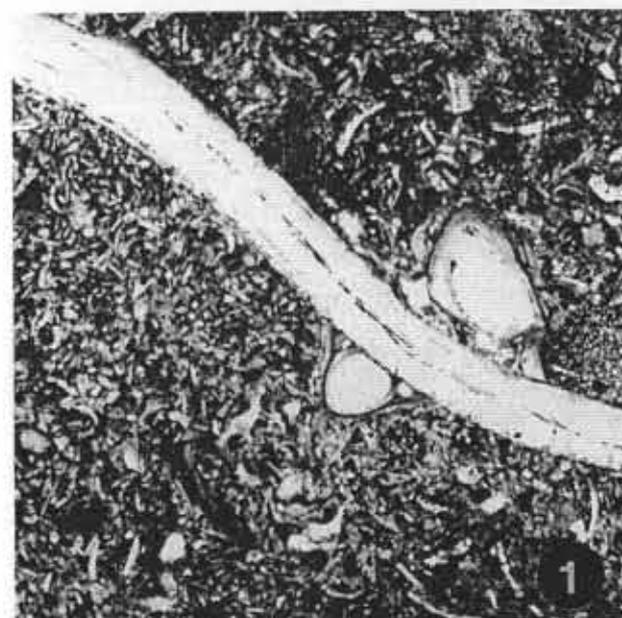
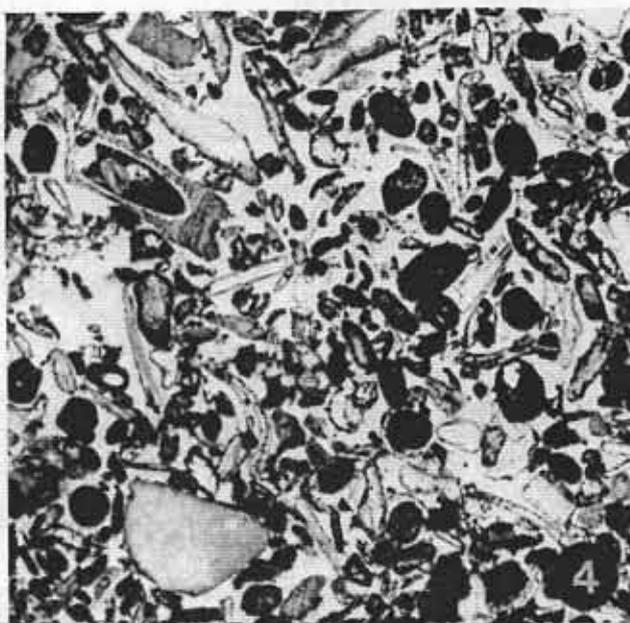
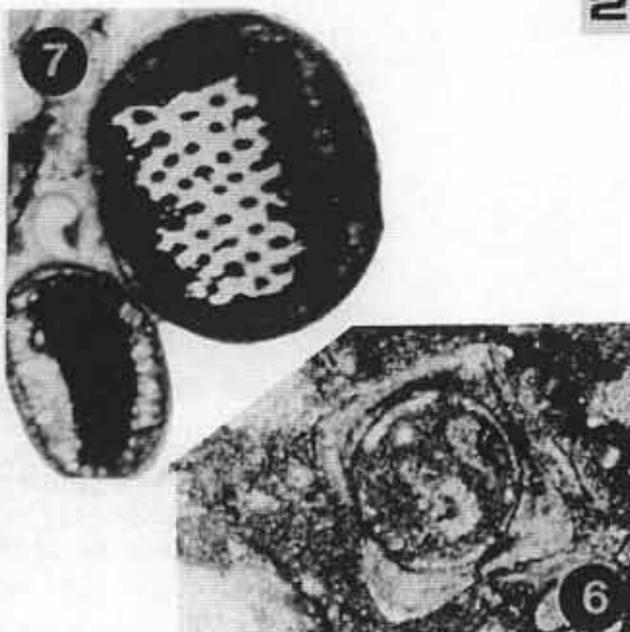
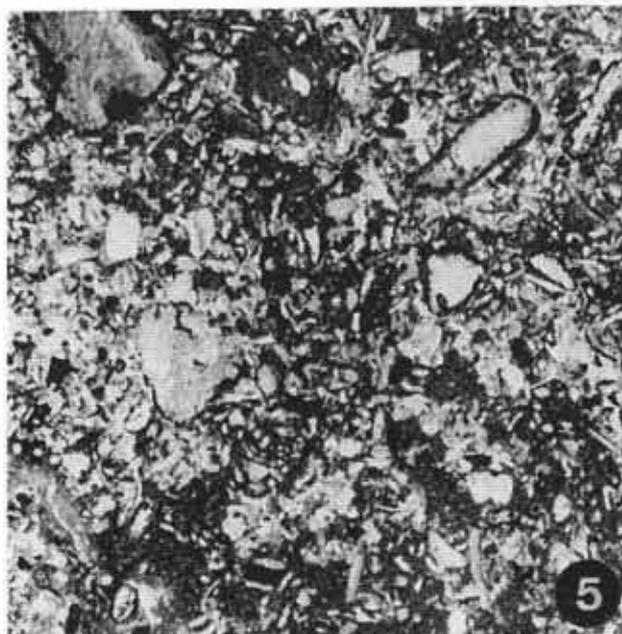
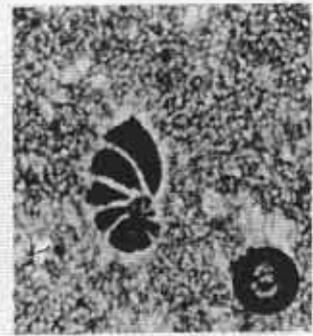
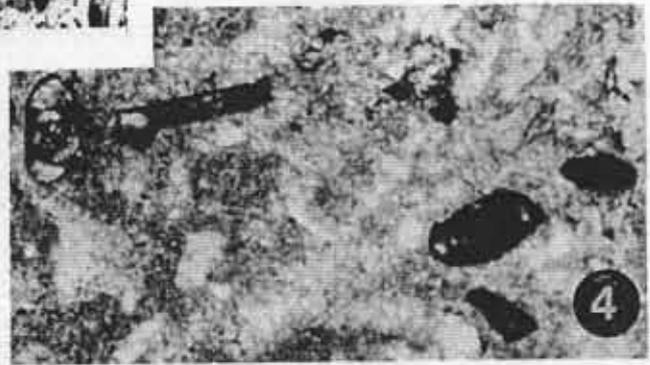
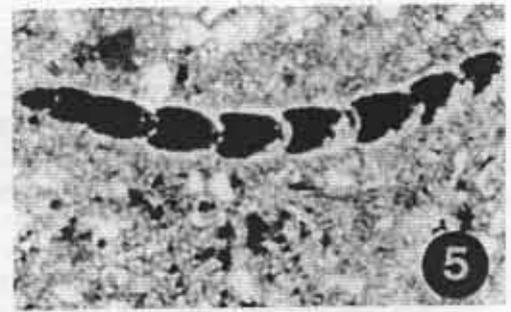
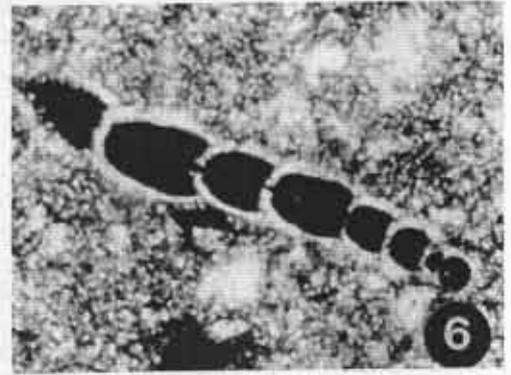
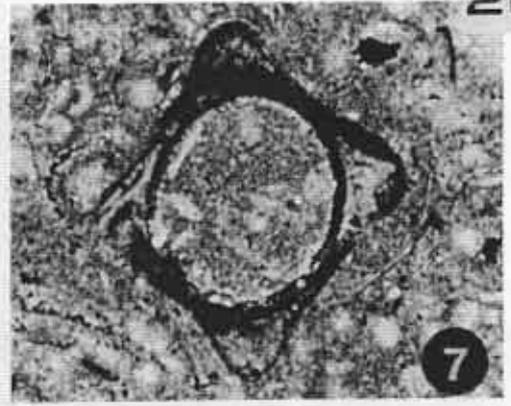


PLANCHE 26

**TOARCIEN SUPERIEUR**

**Formation des Marnes et calcaires de Lexos**

1. - Biomicrite packstone à rares oolithes, quartz (2 %) hétérométriques et anguleux, bioclastes d'échinodermes (très abondants), lamellibranches, annélides, gastéropodes, nodosariidés, x 20, assise à Gryphées de la coupe de Caylus, page 403.
2. - *Lenticulina* sp. mg. *Marginulinopsis*, x 50, biomicrite mudstone, Lexos, niveau 25, page 390, Fig. 182 et page 389.
3. - *Lenticulina* sp. mg. *Planularia*, x 50, biomicrite mudstone, Lexos, page 390, Fig. 182 et page 389.
4. - "*Vidalina* sp.", x 50, biomicrite wackestone, Janoye, page 391.
5. 6. - *Dentalina* sp., x 50, biomicrite wackestone, Lexos, niveau 47, page 391, page 390, Fig. 182.
7. - Faciès à *Serpula* (*Tetraserpula*) *quadricostata* PARSH, x 30, dans les biomicrites packstone, de l'horizon à Aalensis, page 393.
8. - Faciès à pelotons d'Annélides dans les biomicrites packstone, coupe du Barry-de-Cas, x 14, page 401.

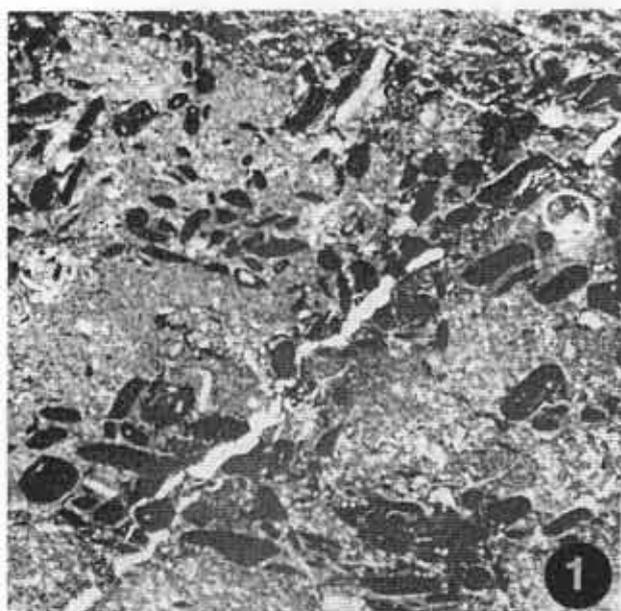
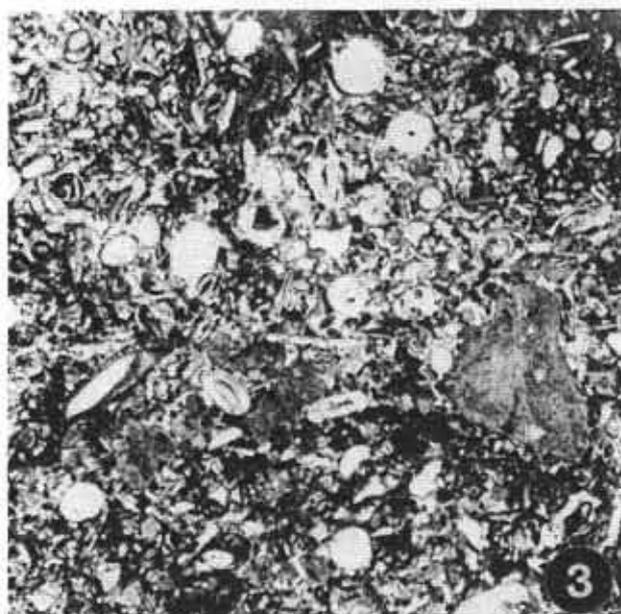
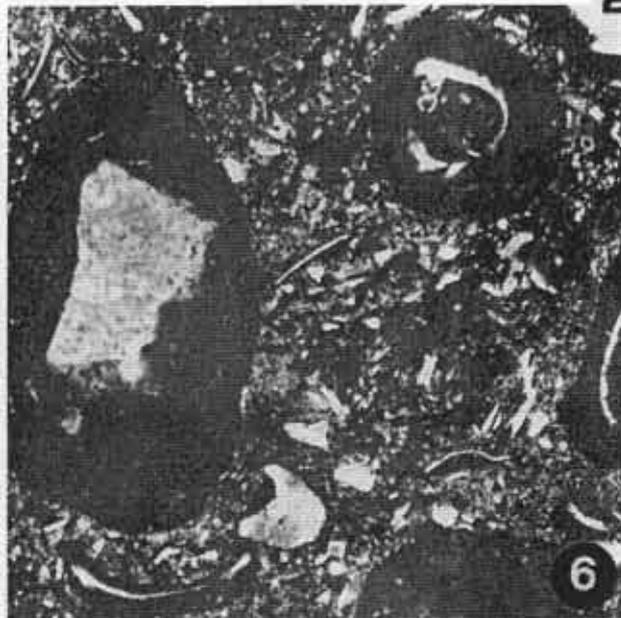
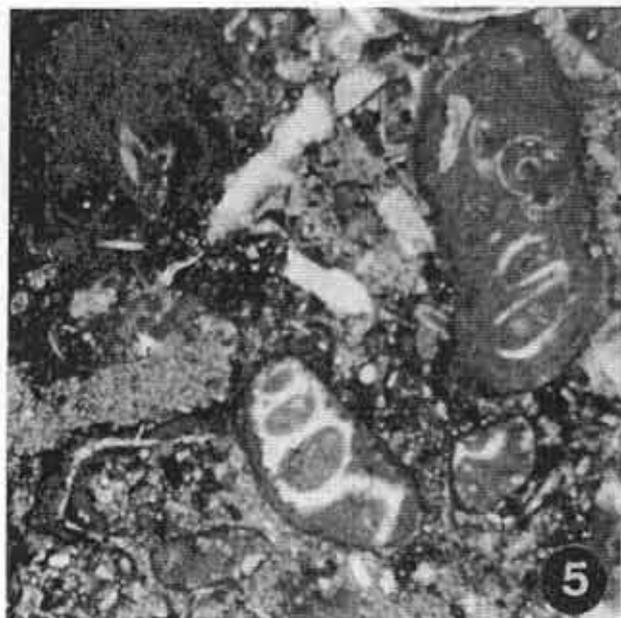


**PLANCHE 27**

**TOARCIEN SUPERIEUR**

**Formation des Marnes et calcaires de Lexos  
Coupe de Larroque-Toirac**

1. - Marnes à poches d'oolithes ferrugineuses, x 20, page 413.
2. 3. - Oobiomicrite packstone-grainstone de l'assise à Gryphées. Bioclastes de lamellibranches, brachiopodes (abondants), gastéropodes (abondants), échinodermes, annélides et nodosariidés, x 20, page 415.
4. - Biomicrite packstone-grainstone à rares oncolithes, x 20, page 407.
5. - Biomicrite packstone-grainstone à oncolithes. Les oncolithes sont formés le plus souvent autour d'un bioclaste de gastéropode. Bioclastes de gastéropodes (abondants), échinodermes, nodosariidés, bryozoaires (rares), x 20, page 415.
6. - Biomicrite packstone-grainstone à gros oncolithes, x 20, page 415.

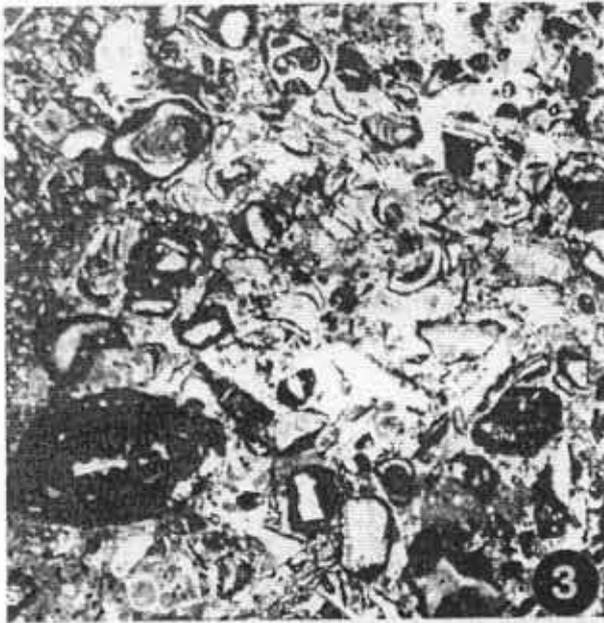


**PLANCHE 28**

**TOARCIEN SUPERIEUR**

***Formation des Marnes et calcaires de Lexos  
Coupe de Larroque-Toirac***

1. - *Oobiomicrite grainstone à quartz (1 %), bioclastes de lamellibranches, échinodermes, nodosariidés (abondants), annélides, x 20, page 415.*
2. - *Biomicrite packstone à grands bioclastes de lamellibranches, annélides, gastéropodes (très abondants) et nodosariidés, x 20, page 415.*
3. - *Biomicrite grainstone à petits oncolithes, x 20, page 415.*
4. - *Biomicrite grainstone à gros oncolithes (Nubéculaires ?) à bioclastes de gastéropodes, (très abondants), lamellibranches, échinodermes, annélides et nodosariidés. Sommet du banc précédent, x 20, page 415.*
5. 6.
  5. *Biomicrite grainstone à oncolithes, x 20*
  6. *Détail : les oncolithes se forment ici autour de bioclastes de gastéropodes, x 25, page 407.*



**PLANCHE 29**

1. *Lenticulina terquemi* (d'ORBIGNY) mg. *Astacolus*, x 95, coupe de la carrière de la commune de Campagnac, Sinémurien (CSS 35-36).

2. *Nodosaria claviformis* TERQUEM, x 100, coupe de Tonnac, Carixien, zone à Jamesoni (TON 1).

3. *Dentalina* sp. nov., x 115, coupe de Vaour, Carixien, zone à Jamesoni (BV 16).

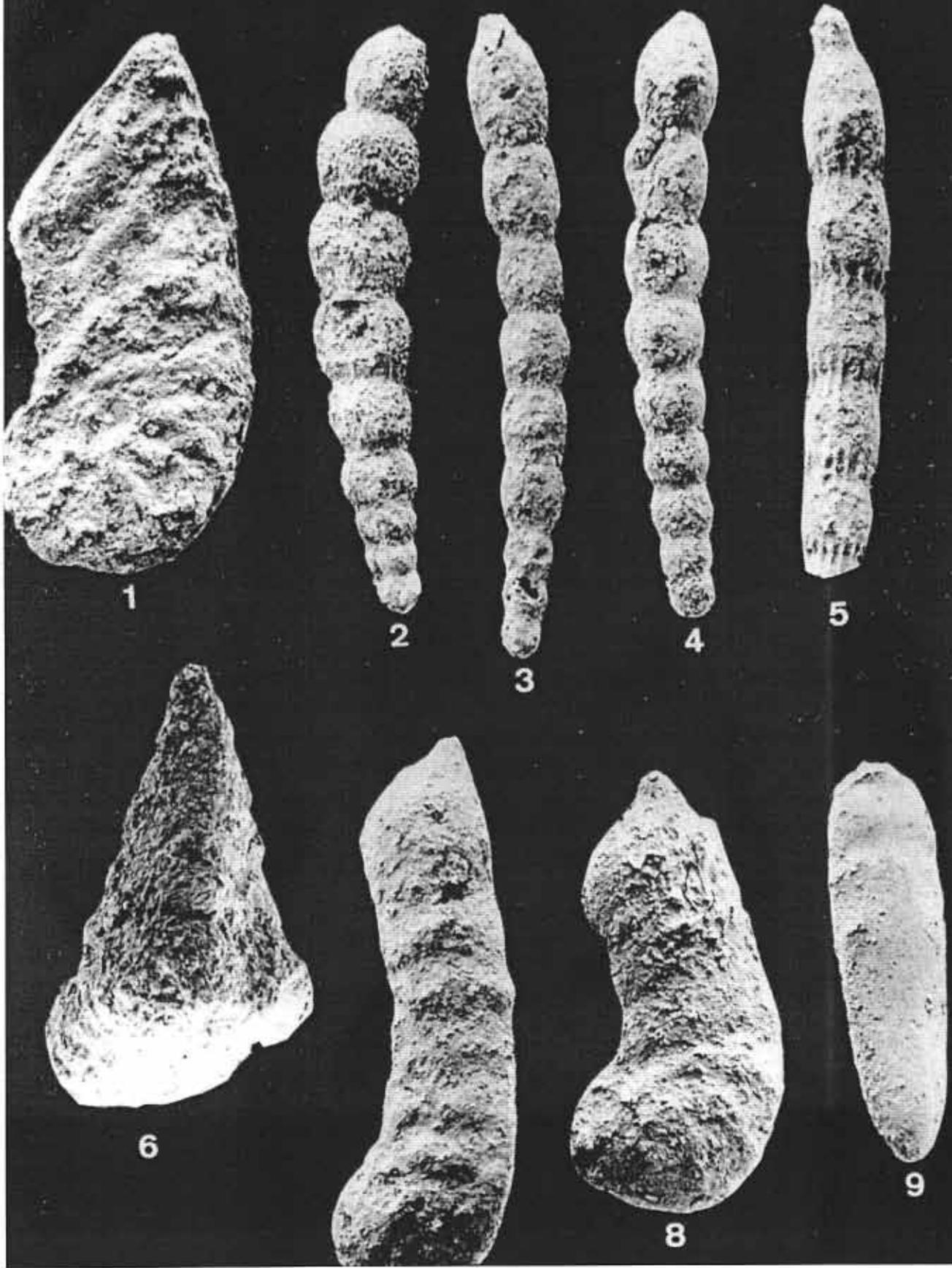
4. *Dentalina subelegans* TERQUEM, x 125, coupe de Vaour, Carixien, zone à Jamesoni (VA 16).

5. *Dentalina multicostata* TERQUEM, x 80, coupe de Vaour, Carixien, zone à Jamesoni (VA 16).

6. *Verneulinoides mauriti* (TERQUEM), x 160, coupe de Vaour, Carixien, zone à Jamesoni (VA 16).

7.8. *Lenticulina vetusta* (d'ORBIGNY) mg. *Marginulinopsis*, x 65, coupe du ruisseau de la Merdarié, Carixien, zone à Davoei (niveau 2, page 172, Fig. 66).

9. *Ichtyolaria nitida* (TERQUEM), x 45, coupe du ruisseau de la Merdarié, Domérien, zone à Stokesi (niveau 5, page 172, Fig. 66).



1

2

3

4

5

6

8

9

**PLANCHE 30**

1. *Nodosaria costata* (BORNEMANN), x 90, coupe de Vaour, Carixien, zone à Davoei (niveau 1, page 188, Fig. 75).
2. *Pseudonodosaria multicostata* (BORNEMANN), x 80, coupe de Vaour, Carixien, zone à Davoei (niveau 1, page 188, Fig. 75).
3. *Nodosaria issleri* FRANKE, x 75, coupe de Vaour, Carixien, zone à Davoei (niveau 1, page 188, Fig. 75).
4. *Nodosaria columnaris* FRANKE, x 82, coupe de Vaour, Domérien, zone à Stokesi (niveau 4, page 188, Fig. 75).
5. *Lingulina pupa* TERQUEM, x 125, coupe de Vaour, Domérien, zone à tokesi (niveau 4, page 188, Fig. 75).
6. *Lenticulina sigma* (TERQUEM) mg. *Marginulinopsis*, x 80, coupe de Vaour, Carixien, zone à Davoei (niveau 1, page 188, Fig. 75).
7. 11. *Marginulina prima* d'ORBIGNY, 7 x 85, 8 x 70, coupe de la Boulbène, Domérien zone à Stokesi (niveau 2).
8. *Lenticulina inaequistriata* (TERQUEM) mg. *Planularia*, x 52, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 2).
9. *Marginulina spinata* TERQUEM, x 120, coupe de Vaour, Domérien, zone à Stokesi (niveau 2, page 188, Fig. 75).
10. *Ichtyolaria sulcata* (BORNEMANN), x 100, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 1).
12. *Lenticulina sp.* mg. *Marginulinopsis*, x 50, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 2).

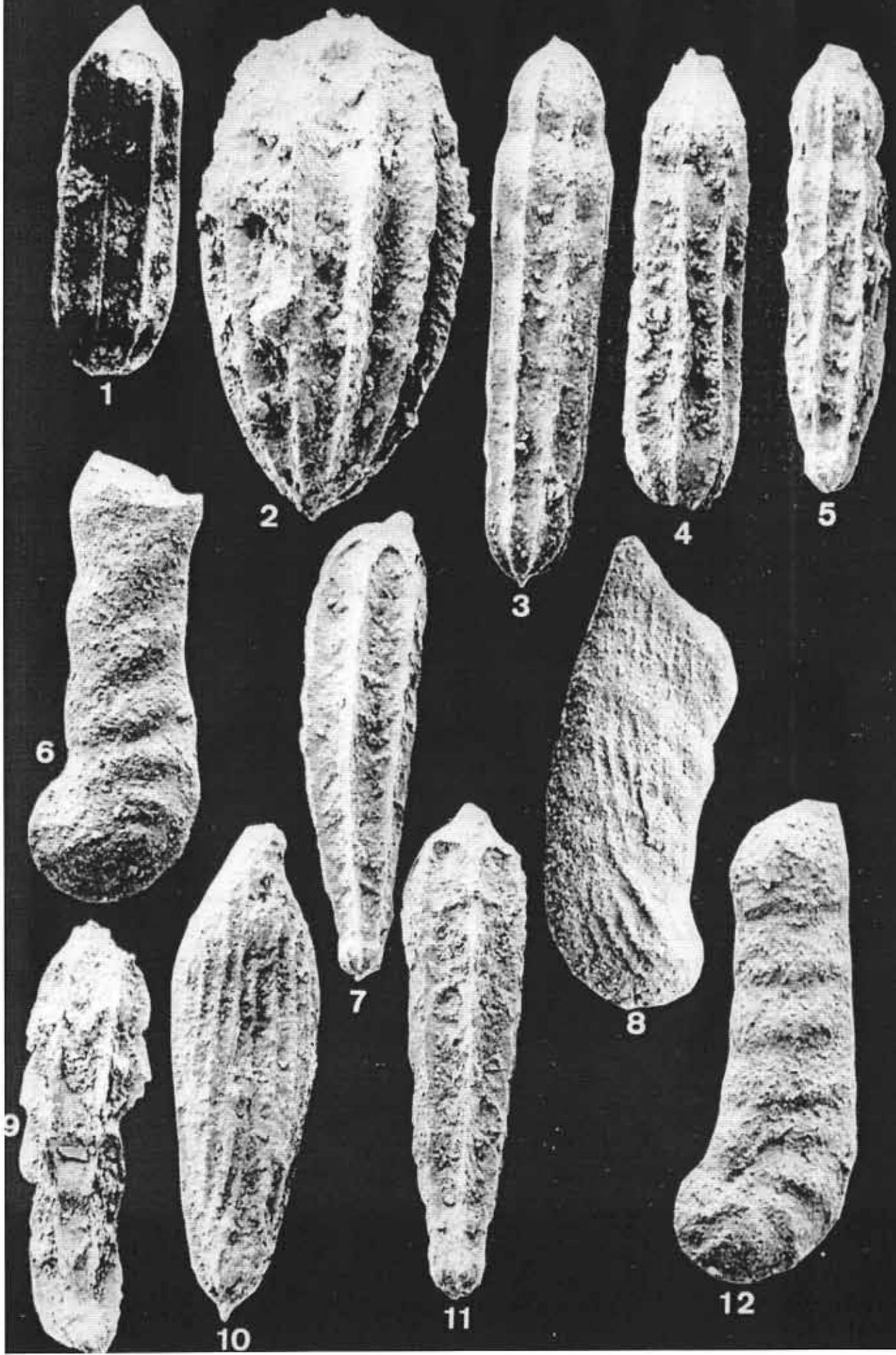


PLANCHE 31

1. 2. - *Lenticulina* sp. mg. *Marginulinopsis*, 1 x 50, 2 x 60, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 2).
3. - *Ichtyolaria bicostata* (d'ORBIGNY), x 70, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 6).
4. - *Lenticulina speciosa* (TERQUEM), mg. *Marginulinopsis*, x 130, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 5).
5. - *Ichtyolaria sulcata* (BORNEMANN), x 100, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 5).
6. - *Ichtyolaria terquemi* (d'ORBIGNY), x 100, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Margaritatus (niveau 8).
7. 10. - *Bolivina liassica* (TERQUEM), 7 x 130 et 10 x 120, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 5).
8. - *Marginulina burgundiae* TERQUEM, x 100, coupe de Penne, Toarcien inférieur, zone à Tenuicostatum (niveau Pe 2 a).
9. - *Pseudonodosaria pygmaea* TERQUEM, x 56, coupe de Font-Froide, Domérien, zone à Margaritatus (niveau SM 5).
11. - *Marginulina prima* d'ORBIGNY, x 60, coupe de la Boulbène, Domérien, zone à Stokesi (niveau 2).
12. - *Lenticulina aragonensis* RUGET, mg. *Saracenella*, x 80, Toarcien inférieur, coupe de Penne.

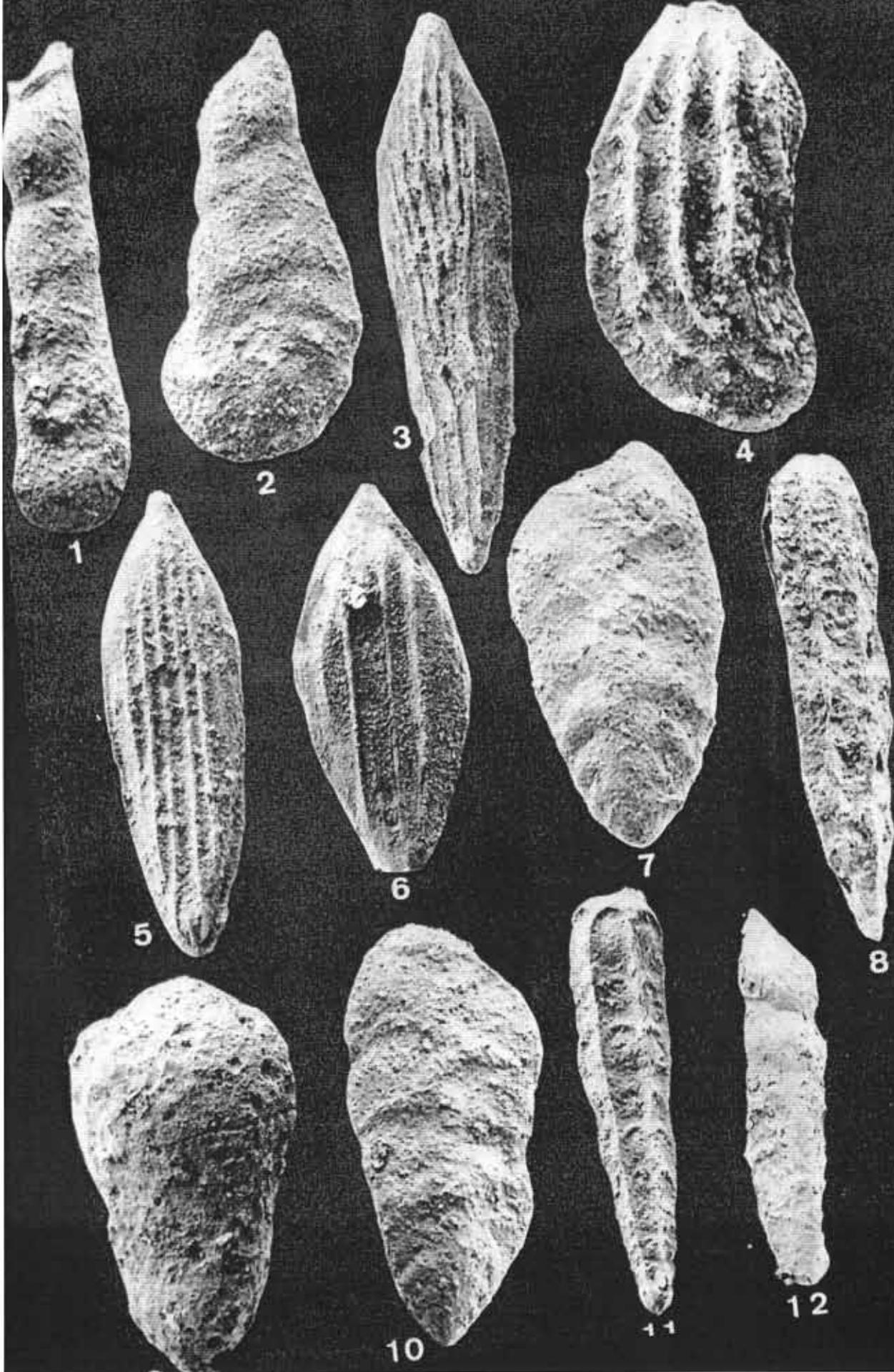
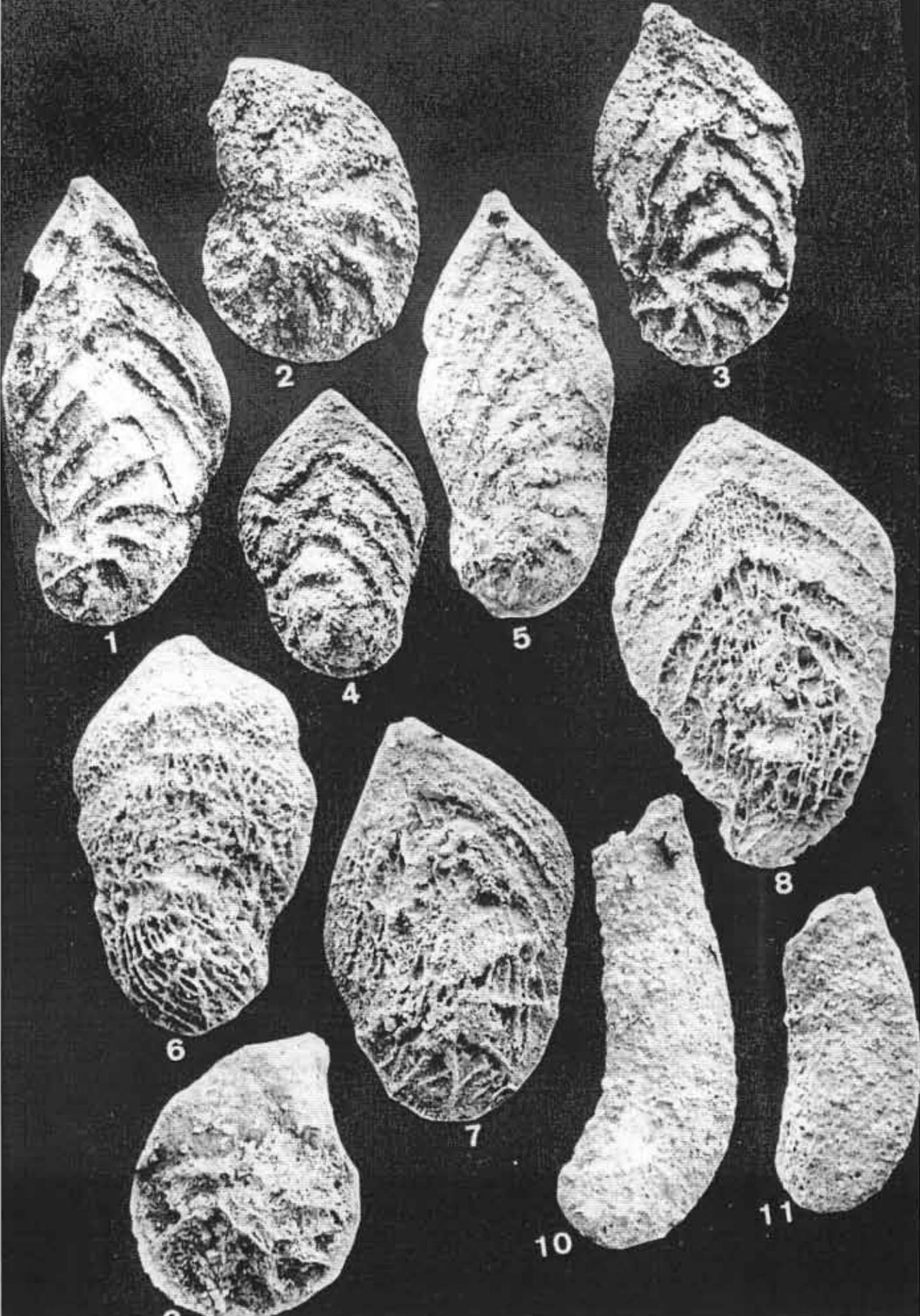


PLANCHE 32

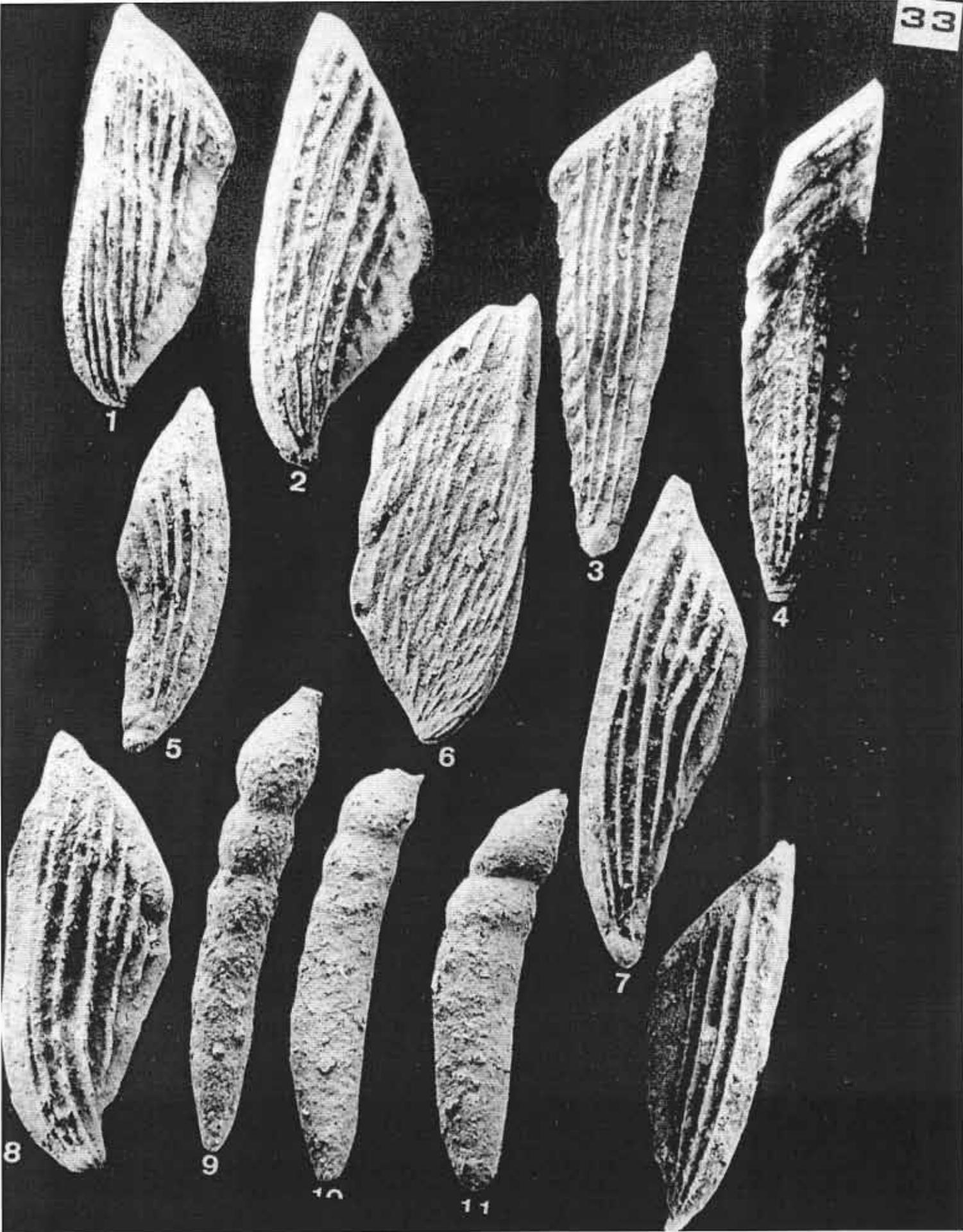
1. 3. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Falsopalmula*, x 110, Toarcien, coupe de Caylus, zone à Bifrons (niveau 47).
2. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Lenticulina*, x 145, coupe de Caylus, zone à Bifrons (niveau 51).
4. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Falsopalmula*, x 100, coupe de Caylus, zone à Bifrons (niveau 51).
5. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Falsopalmula*, x 120, coupe "VOC", zone à Bifrons (niveau 24).
6. 7. - *Lenticulina tenuistriata* (FRANKE), mg. *Falsopalmula*, 6 x 100, 7 x 140, coupe de Caylus, zone à Bifrons (niveau 57).
8. - *Lenticulina tenuistriata* (PAYARD), mg. *Falsopalmula*, x 100, coupe "VOC", zone à Bifrons (niveau 27).
9. - *Lenticulina* sp., x 100, coupe de Penne, zone à Bifrons (Pe 31).
10. 11. - *Lenticulina pennensis* CUBAYNES et RUGET, mg. *Marginulinopsis*, x 60, coupe de Faycelles, zone à Bifrons (niveau 82).



**PLANCHE 33**

**TOARCIEN**

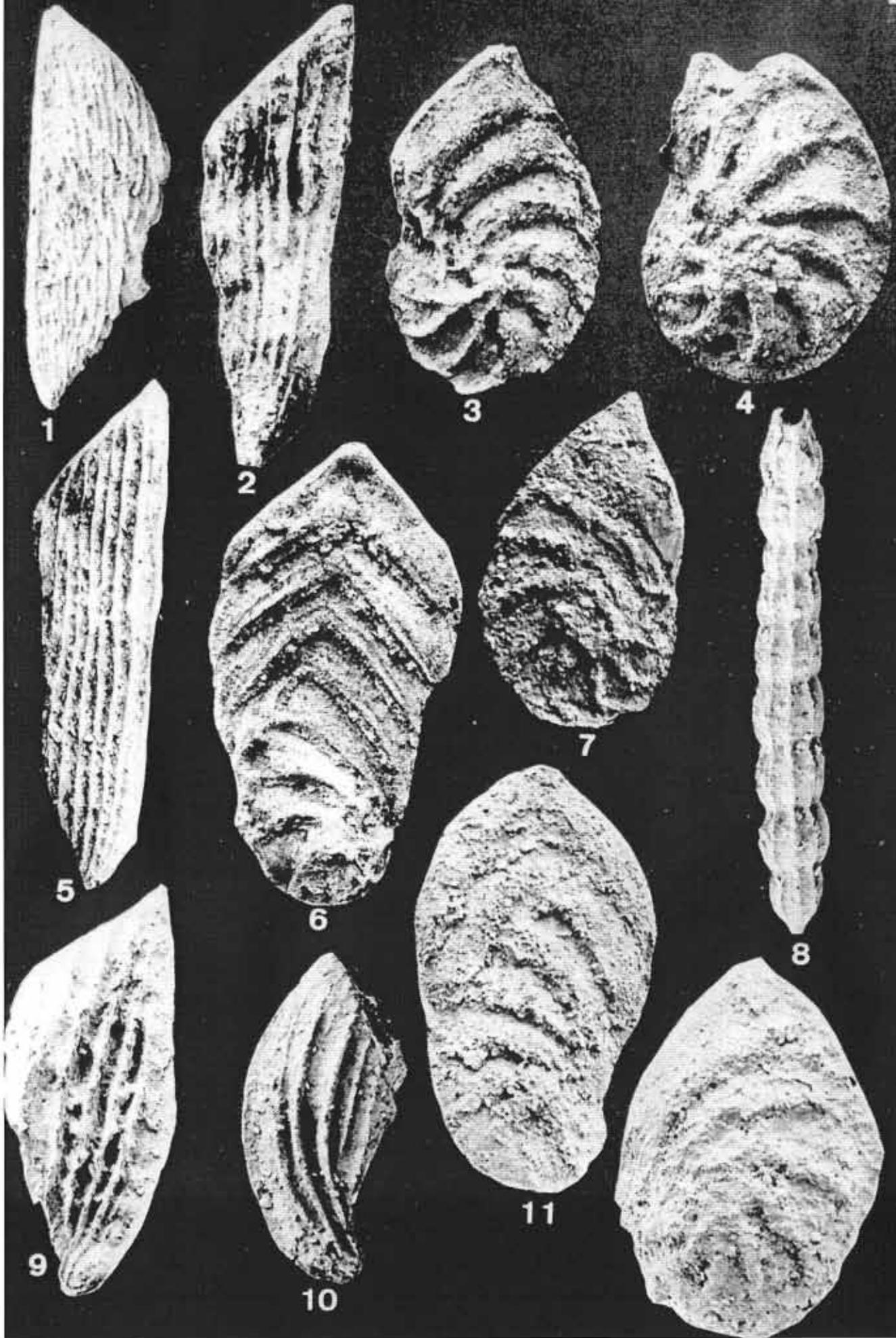
1. - *Citharina longuemari* (TERQUEM) var. **gradata** (TERQUEM), x 45, coupe de Penne, zone à Bifrons (Pe 33).
2. - *Citharina longuemari* (TERQUEM), var. **gradata** (TERQUEM), x 60, coupe "VOC", zone à Variabilis (Voc 31).
3. - *Citharina dorsoventrocarinata* (PAYARD), x 75, coupe du Barry-de-Cas, zone à Variabilis (Niveau 85).
4. - *Citharina mariaei* (PAYARD), x 40, coupe du Barry-de-Cas, zone à Bifrons (niveau 70).
5. - *Citharina cytharella* (TERQUEM), x 85, coupe du Barry-de-Cas, zone à Variabilis (niveau 90).
6. - *Citharina charollensis* RUGET et SIGAL, x 80, coupe du Barry-de-Cas, zone à Variabilis (niveau 90).
7. - *Citharina proxima* var. **compressa** (TERQUEM), x 70, coupe du Barry-de-Cas, zone à Variabilis (niveau 90).
8. - *Citharina subaequalateralis* (TERQUEM), var. **typica** (PAYARD), x 80, coupe du Barry-de-Cas, zone à Variabilis (niveau 90).
9. - *Dentalina utriculata* TERQUEM, x 80, coupe du Barry-de-Cas, zone à Bifrons (niveau 57).
10. - *Dentalina obscura* TERQUEM, x 60, coupe du Barry-de-Cas, zone à Bifrons (niveau 57).
11. - *Dentalina terquemi* d'ORBIGNY, x 80, coupe du Barry-de-Cas, zone à Bifrons, (niveau 57).
12. - *Citharina longuemari* (TERQUEM), var. **angusta** (TERQUEM), x 55, coupe du Barry-de-Cas, zone à Variabilis (niveau 85).



**PLANCHE 34**

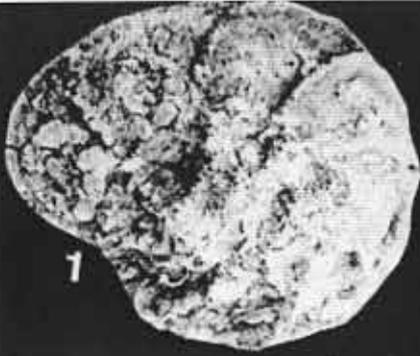
**TOARCIEN**

1. - *Citharina colliezi* (TERQUEM), x 45, coupe de Penne, zone à Variabilis (Pe 45).
2. - *Citharina fallax* (PAYARD), x 45, coupe de Penne, zone à Serpentinum (Pe 10).
3. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Astacolus*, x 110, coupe de Penne, zone à Serpentinum (Pe 18).
4. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Lenticulina*, x 110, coupe de Penne, zone à Serpentinum (Pe 18).
5. - *Citharina fallax* (PAYARD), x 40, coupe de Penne, zone à Serpentinum (Pe 15).
6. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Falsopalmula*, x 110, coupe de Penne, zone à Serpentinum (Pe 18).
7. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD) mg. *Astacolus*, x 110, coupe de Penne, zone à Serpentinum (Pe 18).
8. - *Nodosaria* sp., x 85, coupe "VOC", zone à Bifrons, (VOC 24).
9. - *Citharina iberica* juv. RUGET, x 90, coupe de Penne, zone à Bifrons (Pe 23-24).
10. - *Citharina welschi* (PAYARD), x 70, coupe de Penne, zone à Bifrons (Pe 23-24).
11. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Falsopalmula*, x 100, coupe de Caylu, zone à Bifrons (niveau 51).
12. - *Lenticulina chicheryi* (PAYARD), mg. *Planularia*, x 160, coupe de Caylus, zone à Bifrons (niveau 51).



**PLANCHE 35**

1. 2. 3. - *Epistomina* sp., x 120, coupe du Barry-de-Cas, Toarcien, zone à Variabilis (niveaux 70-75).
4. - *Pseudonodosaria turbinata* (TERQUEM et BERTHELIN), x 120, coupe du Barry-de-Cas, Toarcien, zone à Bifrons (niveau 70).
5. 6. 7. 8. - *Chiridotites* sp., (sclérites d'Holothurie), coupe du Barry-de-Cas, Toarcien, zone à Variabilis (niveaux 70 à 85), 5 et 6 x 150, 7 x 190, 8 x 250.
9. - Sclérite d'Holothurie, x 90, coupe de Penne, Toarcien, zone à Bifrons.
10. 11. - *Achistrum monochordata* (HODSON, HARRIS et LAWSON), x 100, coupe du Barry-de-Cas, Toarcien, zone à Bifrons.
12. - Sclérite d'Holothurie, x 90, coupe de Vaour, Carixien, zone à Jamesoni (*Binoculites* sp. ?).

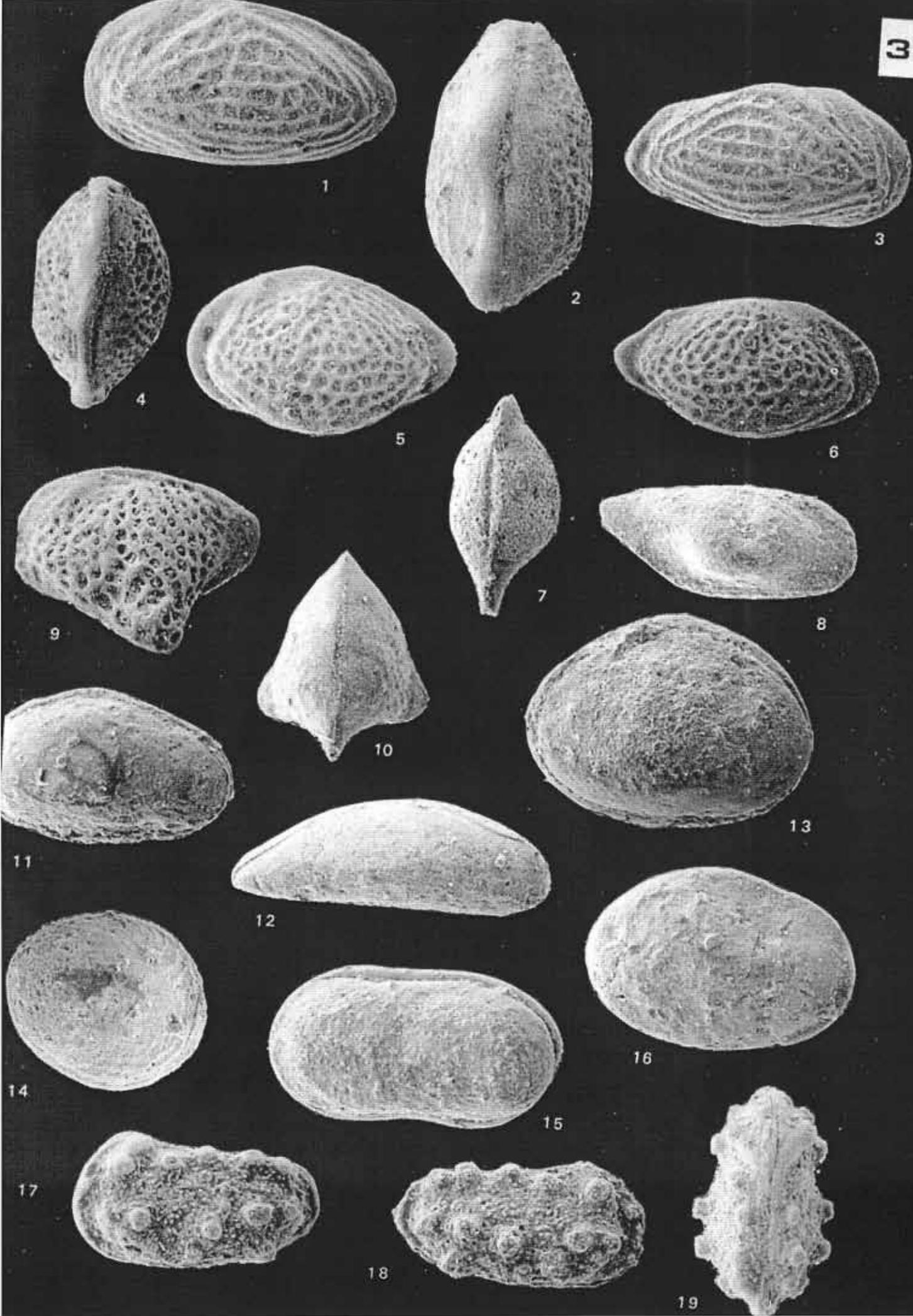


**PLANCHE 36**

**Ostracodes du Domérien (Fig. 11-13) - Toarcien (Fig. 1-10, 12, 14, 19)**  
**(Spécimens de la coupe de Penne)**

1. 3. - *Kinkelinella (Ektyphocythere)*, gr. *bucki-rugosa* (BIZON, 1960)
  1. Valve gauche, niv. Pe 8, x 80
  2. Carapace, vue dorsale, niv. Pe 8, x 80
  3. Valve droite, niv. Pe 8, x 80
4. 6. - *Kinkelinella (Kinkelinella) sermoisensis* (APOSTOLESCU, 1959)
  4. Carapace, vue dorsale, niv. Pe 8, x 80
  5. Valve gauche, niv. Pe 8, x 80
  6. Valve droite, niv. Pe 8, x 80
7. 8. - *Monoceratina* sp.
  7. Carapace, vue dorsale, niv. Pe 23-24, x 80
  8. Carapace, vue latérale droite, niv. Pe 10, x 80
9. 10. - *Cytheropteron* sp.
  9. Valve gauche, niv. Pe 50, x 100
  10. Carapace, vue dorsale, niv. Pe 21, x 100
11. - *Ogmoconchella* sp.
  11. Carapace, vue latérale droite, niv. Pe 1, x 80
12. - *Paracypris* sp.
  12. Carapace, vue latérale droite, niv. Pe 41, x 80
13. - *Ogmoconcha* sp.
  13. Carapace, vue latérale droite, niv. Pe 41, x 80
14. - *Polycope* sp.
  14. Carapace, vue latérale, niv. Pe 44-45, x 100
15. 16. - *Cytherella toarcensis* (BIZON, 1960)
  15. Carapace mâle, vue latérale gauche, niv. NP 18, x 80
  16. Valve droite femelle, niv. Pe 1, x 80
17. 19. - *Trachycythere tubulosa seratina* (TRIEBEL et KLINGLER, 1959)
  17. Valve gauche, niv. NP 18, x 80
  18. Valve droite, niv. NP 18, x 80
  19. Carapace, vue dorsale, niv. NP 18, x 80

(Prises de vue MEB de Jean-Paul TRICART)



### PLANCHE 37

1. - *Platyleuroceras brevispina* (SIMPSON), x 1, Loupiac, Carixien inférieur, zone à Jamesoni, sous-zone à Brevispina, horizon à Rotundum (niveau 2)
2. - *Platyleuroceras* gr. *oblongum* (QUENSTEDT), x 1, Foissac, forme remaniée du Carixien réduit ; Carixien inférieur, zone à Jamesoni, sous-zone à Brevispina, horizon à Oblongum.
3. - *Platyleuroceras* sp., x 1, Camboulit, récoltée sur le hard-ground Lotharingien ; Carixien inférieur, zone à Jamesoni, sous-zone à Brevispina.
4. - *Hypoxynoticeras?* sp. x 1, N.E. Vaour, Carixien inférieur, zone à Jamesoni, sous-zone à Jamesoni.
5. - *Acanthopleuroceras aliziense* (REYNES), x 1, Cambes, Carixien moyen, zone à Ibex, sous-zone à Valdani, horizon à Lepidum (niveau 1).
6. - *Aegoceras capricornus* (SCHLOTHEIM) morphe androgyne, x 0,5, Cambes, Carixien supérieur, zone Davoei, sous-zone à Capricornus, horizon à Capricornus (niveau 3).
7. - *Aegoceras lataecosta* (SOWERBY) morphe androgyne, x 1, Plagnes, "Banc à Davoei", Carixien supérieur, zone à Davoei, sous-zone à Capricornus, horizon à Lataecosta.
8. - *Beaniceras rotundum* (BUCKMAN), x 3, Beduer, Carixien moyen, zone à Ibex, sous-zone à Luridum, horizon à Rotundum.
9. - *Beaniceras luridum* (SIMPSON), x 3, Cambes, Carixien moyen, zone à Ibex, sous-zone à Luridum, horizon à Luridum (niveau 2).
10. - *Beaniceras centaurus* (d'Orbigny), x 5, Capdenac-le-haut, Carixien moyen, zone à Ibex, sous-zone à Valdani, horizon à Centaurus (niveau 5).
11. 13. - *Protogrammoceras occidentale* (DOMMERGUES), x 1, Domérien inférieur, zone à Stokesi, sous-zone à Monestieri, horizon à Occidentale (Bruniquel, RVB 1).
14. - *Gruneria gruneri* (DUMORTIER), x 1, Toarcien supérieur, zone à Insigne, sous-zone à Insigne, horizon à Gruneri (Loze, niveau 1).
15. - *Pseudammotoceras?* sp. x 1, Toarcien supérieur, zone et sous-zone à Pseudoradiosa (Janoye, niveau 30).
16. - *Pseudammotoceras* sp., x 1, Toarcien supérieur, zone et sous-zone à Pseudoradiosa (Lexos, niveau 30).

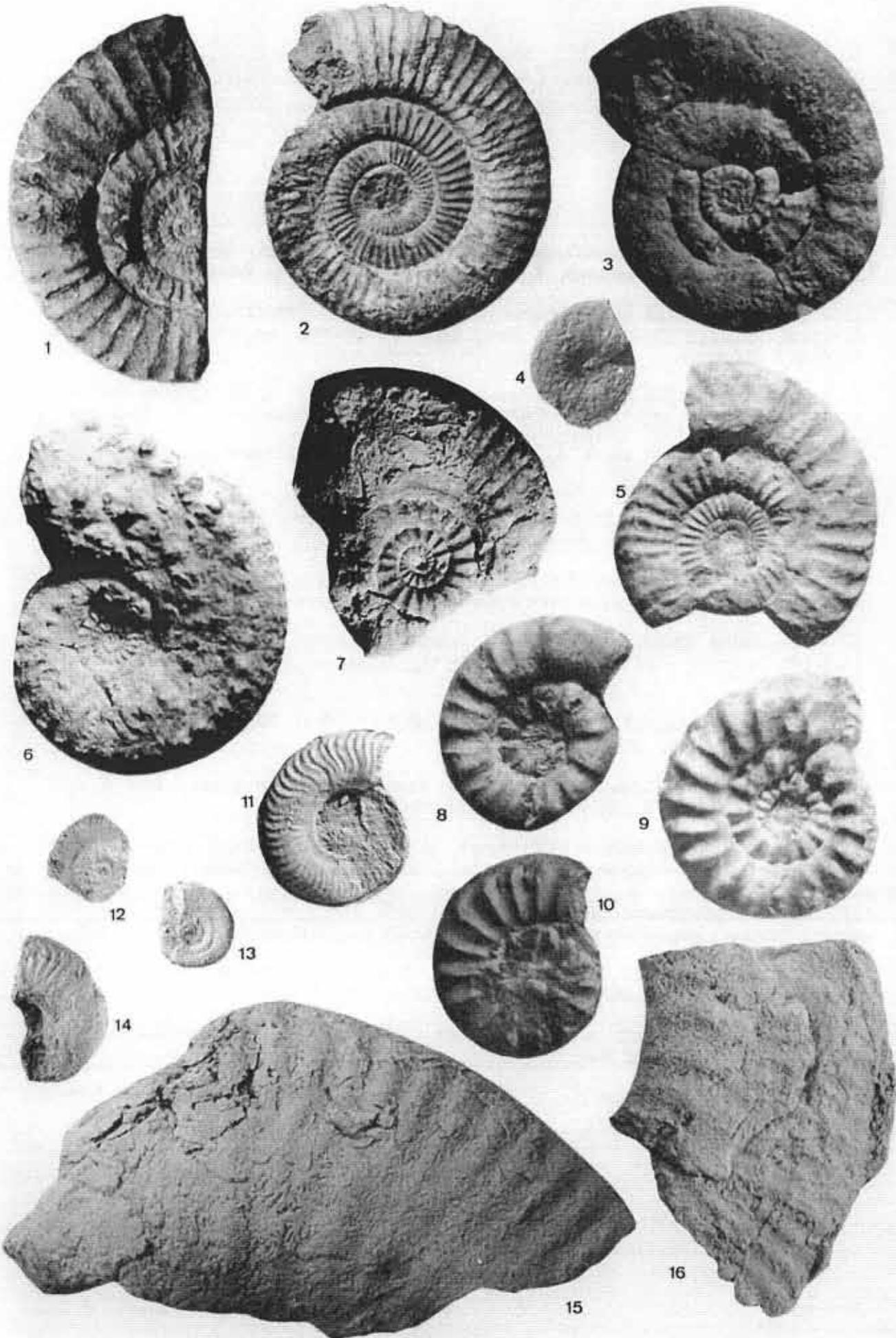


PLANCHE 38

- 1.7. - *Dumortieria subundulata* (BRANCO), x 1, Toarcien supérieur, zone à Aalensis sous-zone à Mactra, horizon à Mactra (base), (Lexos, niveau 37).
8. - *Dumortieria gr. moorei* (LYCETT), x 1, Toarcien supérieur, zone et sous-zone à Pseudoradiosa, (Lexos, niveau, 36).
9. - *Dumortieria moorei* (LYCETT), x 1, Toarcien supérieur, zone et sous-zone à Pseudoradiosa, (Lexos, niveau 36).
10. 11. - *Pleydellia mactra* (DUMORTIER), x 1, Toarcien supérieur, zone à Aalensis sous-zone et horizon à Mactra, (Lexos, niveau 37).
12. - *Pleydellia subcompta* (BRANCO), x 1, Toarcien supérieur, zone à Aalensis, sous-zone à Mactra, horizon à subcompta, (Lexos, niveau 39).
13. 21. - *Pleydellia celtica* (FAURE & CUBAYNES), Puycelci, (fig. 15,17,18,21), (niveau 32) ; Penne, (Fig. 13), (niveau 2) ; (Fig. 14,16,19), (niveau 3) ; Lexos, (Fig. 42), (niveau 20), Toarcien supérieur, zone à Aalensis, sous-zone à horizon et horizon à Celtica, x 1.
22. - *Pleydellia cf. aalensis* (ZIETEN), x 1, Toarcien supérieur, zone et sous-zone à Aalensis (Lexos, niveau 46).
23. *Pseudammatoceras gr. Lorteti* (DUMORTIER), x 1, Toarcien supérieur, zone et sous-zone à Aalensis, horizon à Aalensis (Lexos, niveau 52).
24. *Pseudammatoceras gr. subinsigne* (OPPEL), x 1, Toarcien supérieur, zone, sous-zone à Aalensis, horizon à Bickmani (Lexos, niveau 56).

