

DU LIAS NORD-AQUITAINE AUX MOLASSES MIOCENES

GENERALITES

LIVRET-GUIDE D'EXCURSION

par

Jacques REY, Jean-Guy ASTRUC, Michel BILOTTE, François BRUNEL, Jean-Pierre CAPDEVILLE, René CUBAYNES, Jean DELFAUD, Jacques DUBREUILH, Francis DURANTHON, Yves GOURINARD, Pierre HANTZPERGUE, Jean MAGNE, Thierry PELISSIE et Michel RINGEADE.

- 1995 -

STRATA

Série 2, vol. 26, p. 1-194, 84 fig., 1 tabl.,

1995

INTRODUCTION
LE BASSIN D'AQUITAINE :
COMPOSITION, EVOLUTION ET STRUCTURE

J. REY

Le Bassin d'Aquitaine, au Sud-Ouest de la France (fig. 1, 2), est une entité géologique qui se caractérise par un remplissage de terrains sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque. De forme triangulaire, il est limité au Nord et à l'Est par le socle hercynien du Massif Central, au Sud par la chaîne pyrénéenne, à l'Ouest par la côte atlantique du Golfe de Gascogne. Il couvre une superficie totale de l'ordre de 70 000 km².

1 - LE SUBSTRATUM DU BASSIN

Le substratum anté-triasique, atteint par plus de 70 forages est composé :

- d'un socle métamorphique, localisé à l'Ouest de Bordeaux, de Rochefort à Arcachon ;
- de terrains stéphano-permiens, essentiellement développés sur la bordure du Massif Central, dans le Quercy ;
- de formations paléozoïques, au plancher de la majeure partie du bassin.

Dans la partie septentrionale du bassin, la surface Hercynienne constitue une plate-forme faiblement inclinée vers le Sud-Ouest (2 à 3 %) et atteignant 2 000 m de profondeur au niveau de la Garonne. Dans la partie méridionale, la topographie du toit du substratum hercynien est bien plus irrégulière, avec divers sous-bassins morcelés par des accidents N 90 à N 120° E et pouvant atteindre une profondeur de l'ordre de 10 000 m (bassin de Parentis). Ces deux domaines sont séparés par une ligne de flexure, la "flexure celtaquitaire", qui passe immédiatement au Sud de la Garonne, de Toulouse à Arcachon, dans le prolongement de la pente continentale du Golfe de Gascogne. Cette flexure, dont la pente est comprise entre 10 et 20 %, abaisse le substratum de - 2 000 à - 5 000 m. Liée à un accident profond, elle se manifeste à diverses reprises au court de la sédimentation mézo-cénozoïque. D'autres accidents hérités du socle hercynien jouent un rôle important dans l'évolution sédimentaire et structurale du bassin, tels la faille de Villefranche-de-Rouergue, dans le prolongement du sillon houiller du Massif Central, qui se poursuit sous le bassin jusqu'au voisinage du chevauchement frontal nord-pyrénéen ou le linéament ouest-quercynois, identifiable depuis la Grésigne, au Sud, jusqu'à la région de Périgueux, au Nord.

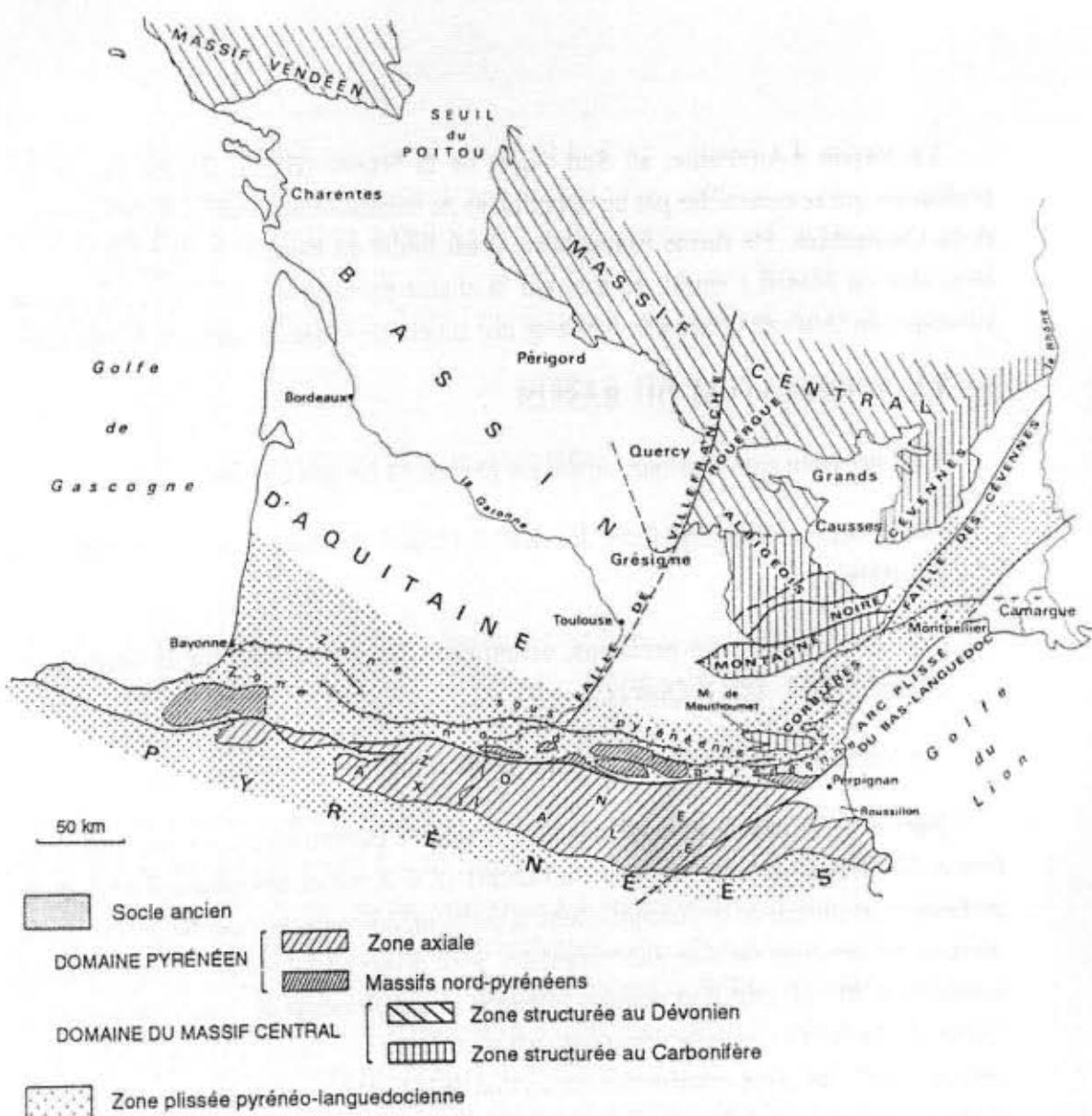


Fig. 1 - Situation et subdivisions de l'Aquitaine, du Languedoc et de leurs bordures.

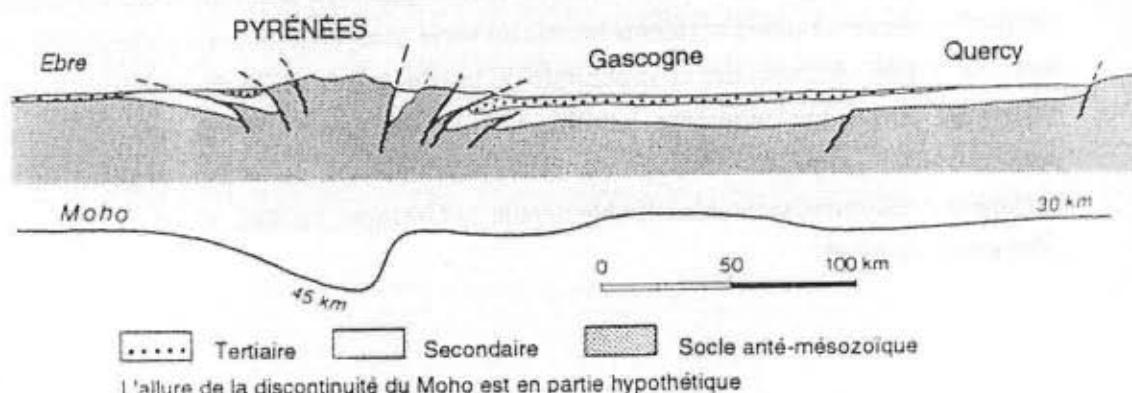


Fig. 2 - Coupe schématique d'ensemble du Sud-Ouest de la France.

D'après DURAND-DELGA, 1980

2 - L'EVOLUTION AU MESO-CENOZOIQUE

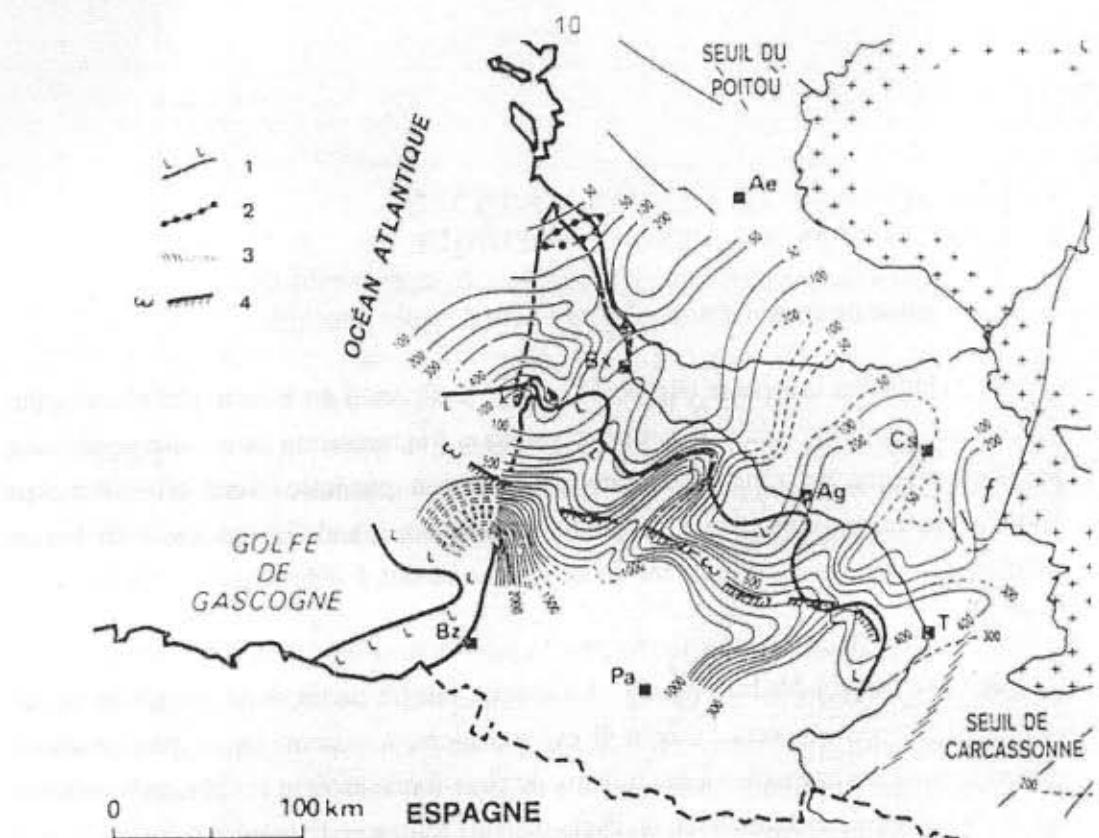
L'évolution du Bassin d'Aquitaine passe par 6 étapes principales :

1) Trias-Lias inférieur (fig. 3, 4) : Stage d'initiation du bassin, par réactivation d'un certain nombre d'accidents tardi-hercyniens et fragmentation de la vaste pénéplaine post-hercynienne en plusieurs blocs d'orientation générale Nord Nord/Est Sud Sud/Ouest. Durant cette phase se différencient deux grands ensembles : un bassin sallifère très subsident, au sud ; une ceinture continentale à sédimentation détritique, au Nord.

2) Lias moyen-Malm (fig. 5) : Le bassin, faisant partie de la marge du proto-atlantique, est ouvert vers l'Ouest. Il est subsident, à sédimentation peu profonde (d'environnements lagunaires à des milieux de plate-forme externe circalittorale), soumis aux fluctuations eustatiques avec un cycle majeurs transgressif-regressif, des variations de deuxième ordre du niveau marin (phases transgressives au Lias moyen supérieur et au Kimmeridgien inférieur ; phases régressives au Dogger et au Tithonien), des cycles de troisième ordre créant les séquences de dépôt. Il s'y manifeste par ailleurs plusieurs épisodes de tectoniques distensive, créant une dynamique de blocs, et liés à l'ouverture de l'Océan liguro-piémontais (Lias, Dogger) ou au protorifting atlantique (Kimmeridgien).

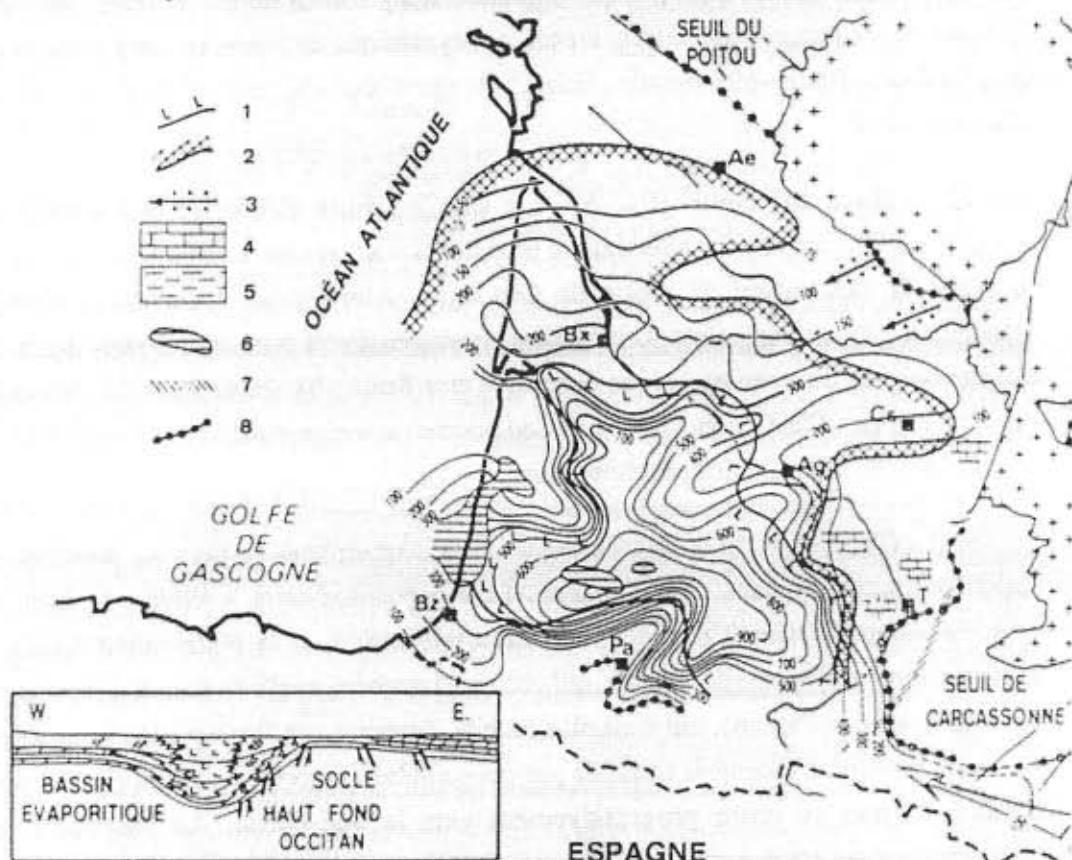
3) Crétacé inférieur (fig. 6, 7) : Une nouvelle phase de différenciation topographique et de mobilité structurale se produit, en relation avec la rotation de l'Ibérie et le début de l'ouverture du Golfe de Gascogne. Alors qu'au Nord de la flexure celtaquataine s'étend une plate-forme stable, émergée, divers bassins très subsidents, se différencient au Sud par tectonique distensive cisaillante : bassin de Parentis, Mirande, Arzacq, Tarbes... C'est à cette phase que l'on pourrait associer le début de la mobilisation du sel, dans les rides diapiriques d'Aquitaine.

4) Crétacé supérieur-Paléocène : Les transgressions eustatiques du Crétacé supérieur s'accompagnent, dans ce bassin, d'une opposition entre le sillon pyrénéen, au Sud, fortement subsident et à sédimentation très active, et la plate-forme stable, à sédimentation carbonatée dominante, qui occupe la majeure partie du Bassin d'Aquitaine. Le sous-bassin de Parentis, qui n'est plus mobile, demeure une fosse profonde, à déficit de sédimentation, localement comblée par des turbidites carbonatées. A la fin du cycle crétacé, la mer se retire progressivement vers le Sud-Ouest. Au Paléocène, la sédimentation est continentale, terrigène au Nord de la flexure celtaquataine. Les dépôts



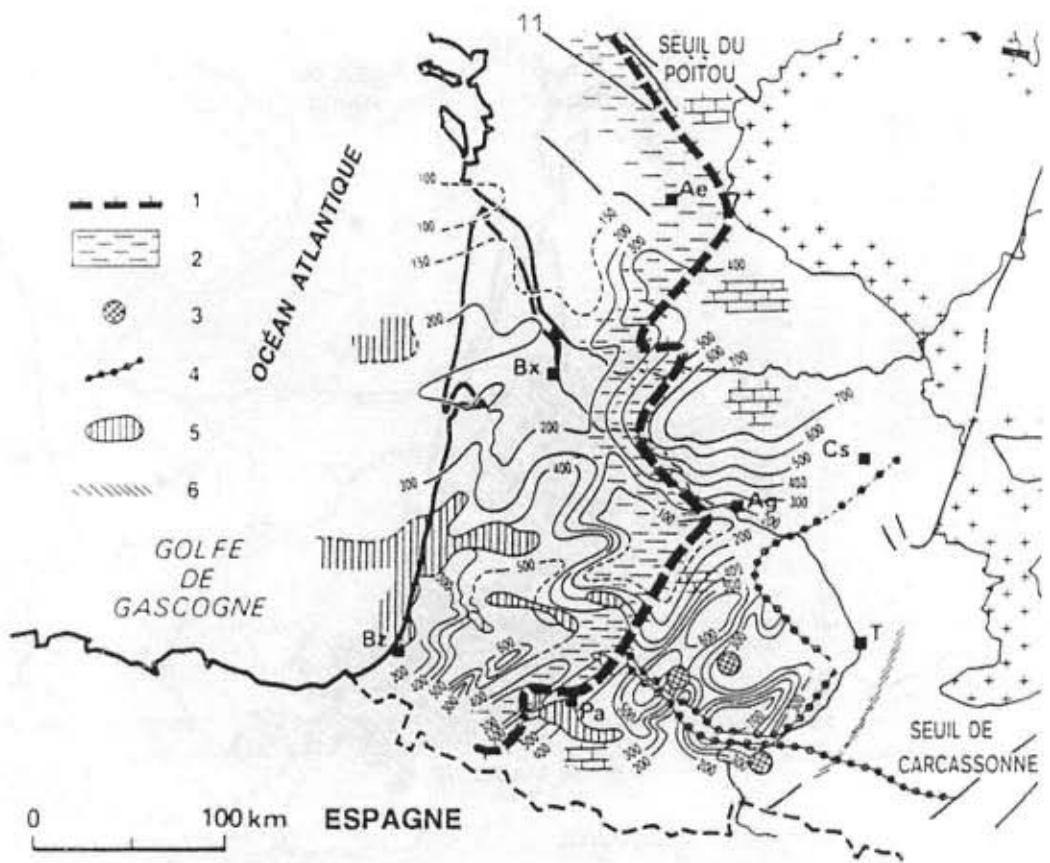
1 : limite d'extension de la halite ; 2 : limite d'érosion ultérieure ; 3 : faille supposée ou flexure ;
 4 : limite nord d'extension des ophites ; f : faille de Villefranche

Fig. 3 - Le Bassin d'Aquitaine au Trias. (d'après CURNELLE et DUBOIS, 1986)



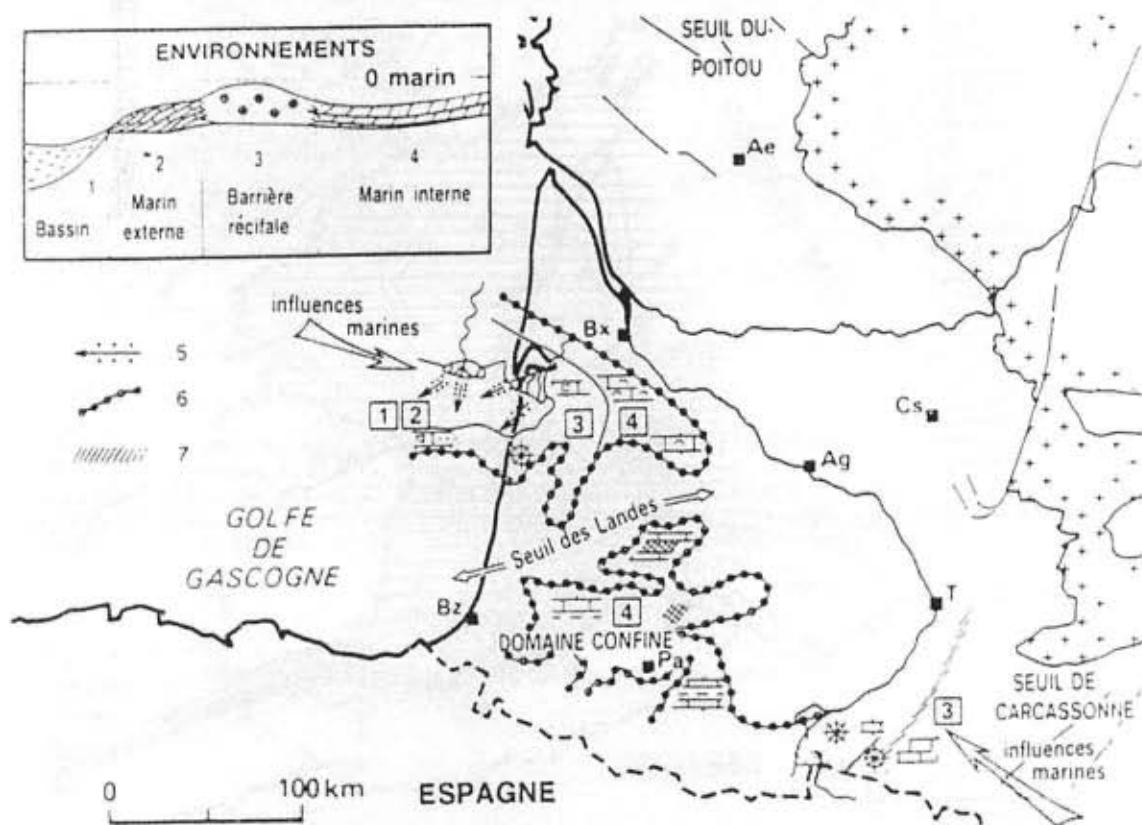
1 : limite d'extension de la halite ; 2 : limite d'extension de l'anhydrite ; 3 : apports détritiques , 4 : plate-forme carbonatée ; 5 : faciès marneux ; 6 : érosion locale liée à l'halocinése ; 7 : faille supposée ou flexure ; 8 : limite d'érosion ultérieure

Fig. 4 - Le Bassin d'Aquitaine au Lias inférieur. (d'après CURNELLE et DUBOIS, 1986)



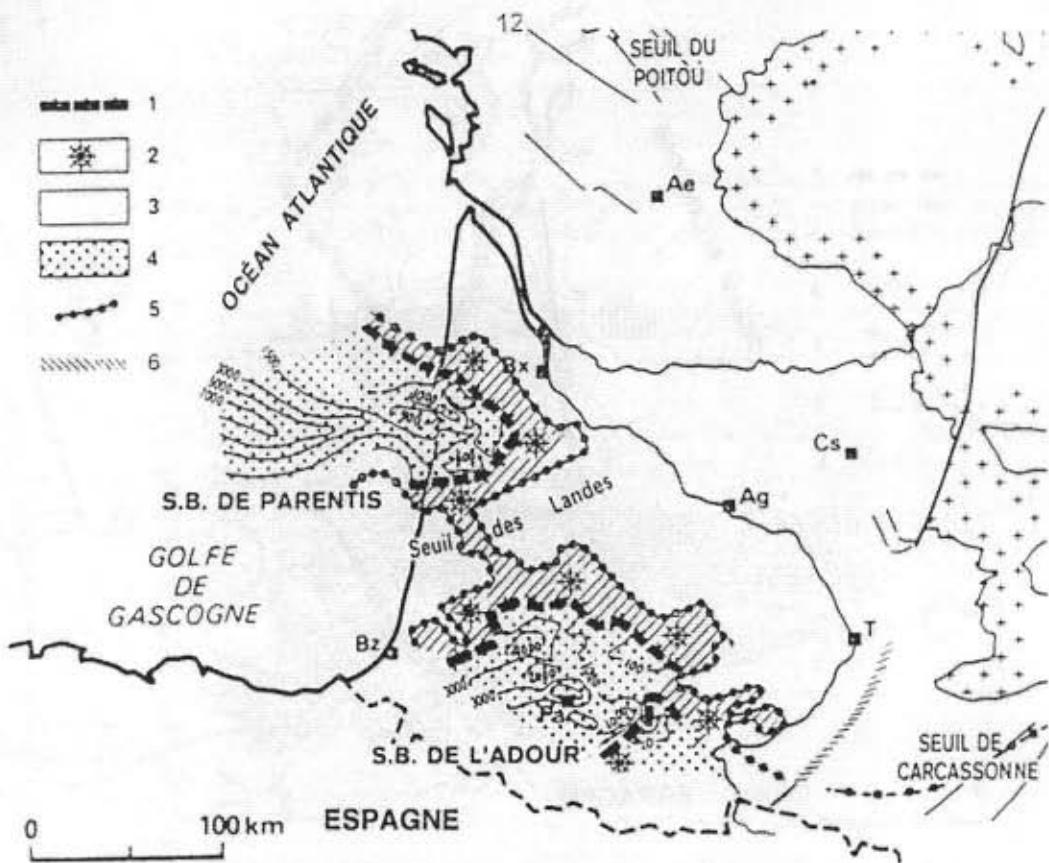
1 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée ; 2 : faciès marneux ; 3 : anhydrite ; 4 : limite d'érosion ultérieure ; 5 : érosion locale liée à l'halocinèse ; 6 : faille supposée ou flexure

Fig. 5 - Le Bassin d'Aquitaine au Dogger. (d'après CURNELLE et DUBOIS, 1986)



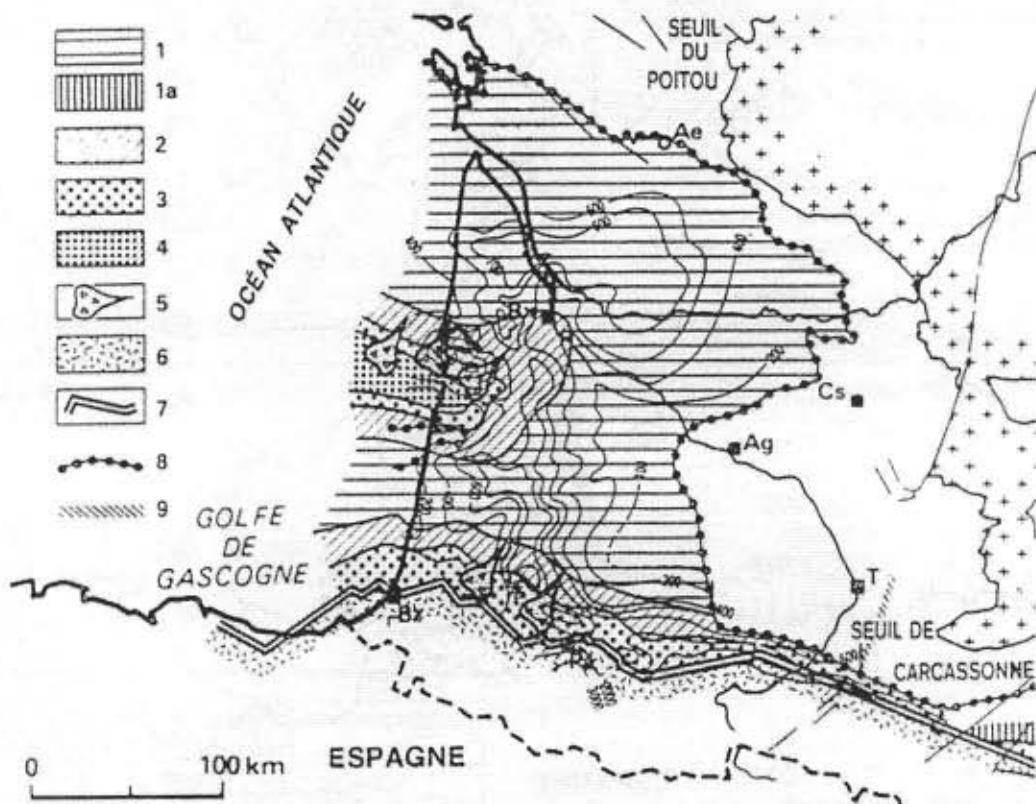
1 et 2 : domaine marin ouvert ; 3 : plate-forme moyenne, faciès urgoniens ; 4 : plate-forme interne marin restreint à confiné, calcaires et anhydrite ; 5 : apports détritiques ; 6 : limite d'érosion ultérieure ; 7 : faille supposée ou flexure

Fig. 6 - Le Bassin d'Aquitaine au Barrémien. (d'après CURNELLE et DUBOIS, 1986)



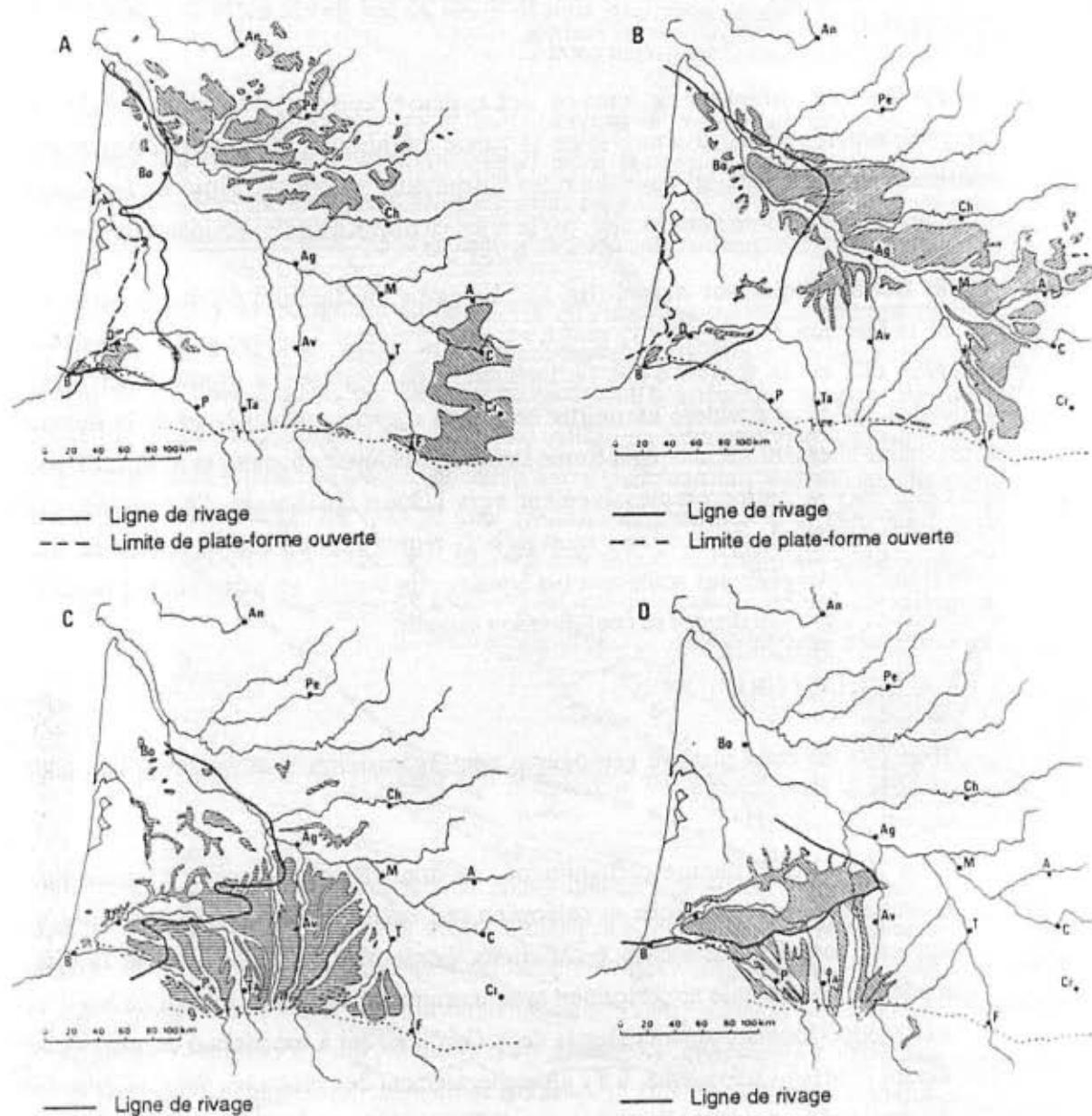
1 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée ; 2 : plate-forme moyenne ou barrière récifale ; 3 : plate-forme argilo-silteuse ; 4 : bassin à turbidites ; 5 : limite d'érosion ultérieure ; 6 : faille supposée ou flexure

Fig. 7 - La Bassin d'Aquitaine à l'Albian. (d'après CURNELLE et DUBOIS, 1986)



1 : plate-forme interne carbonatée ; 1a : apports continentaux ; 2 : plate-forme moyenne carbonatée ; 3 : plate-forme externe carbonatée ; 4 : domaine bassin ; 5 : éventails détritiques profonds ; 6 : flysch ; 7 : limite nord du sillon flysch ; 8 : limite d'érosion ultérieure ; 9 : faille supposée ou flexure

Fig. 8 - Le Bassin d'Aquitaine au Sénonien. (d'après CURNELLE et DUBOIS, 1986)



Localités signalées : A, Albi; Ag, Agen; An, Angoulême; Av, Auch; B, Bayonne; Bo, Bordeaux; C, Castres; Ch, Cahors; Cr, Carcassonne; D, Dax; F, Foix; M, Montauban; P, Pau; Pe, Périgueux; T, Toulouse; Ta, Tarbes.

A, Éocène moyen et supérieur. ——— : limites entre le domaine de mer ouverte et la plateforme à l'Ouest, entre la plateforme et le domaine continental à l'Est; B : Oligocène (idem); C, Miocène inférieur. ——— : limite entre la plateforme et le domaine continental (avancée maximale de la mer); D, Miocène supérieur. ——— : limite du golfe des sables fauves.

Fig. 9 - Répartition des dépôts tertiaires du Bassin d'Aquitaine (d'après F. CROUZEL, 1980)

marins, de plate-forme carbonatée, sont localisés au sud de cet accident, alors que le sillon pyrénéen est progressivement comblé.

5) Eocène inférieur à moyen : La phase compressive paroxymale de l'orogénèse pyrénéenne structure toute la partie méridionale du bassin d'Aquitaine, réactive la migration du sel dans les rides d'Aquitaine, et crée au Nord de la flexure celtaquitaïne des déformations locales, par le rejeu en décrochant des accidents du socle.

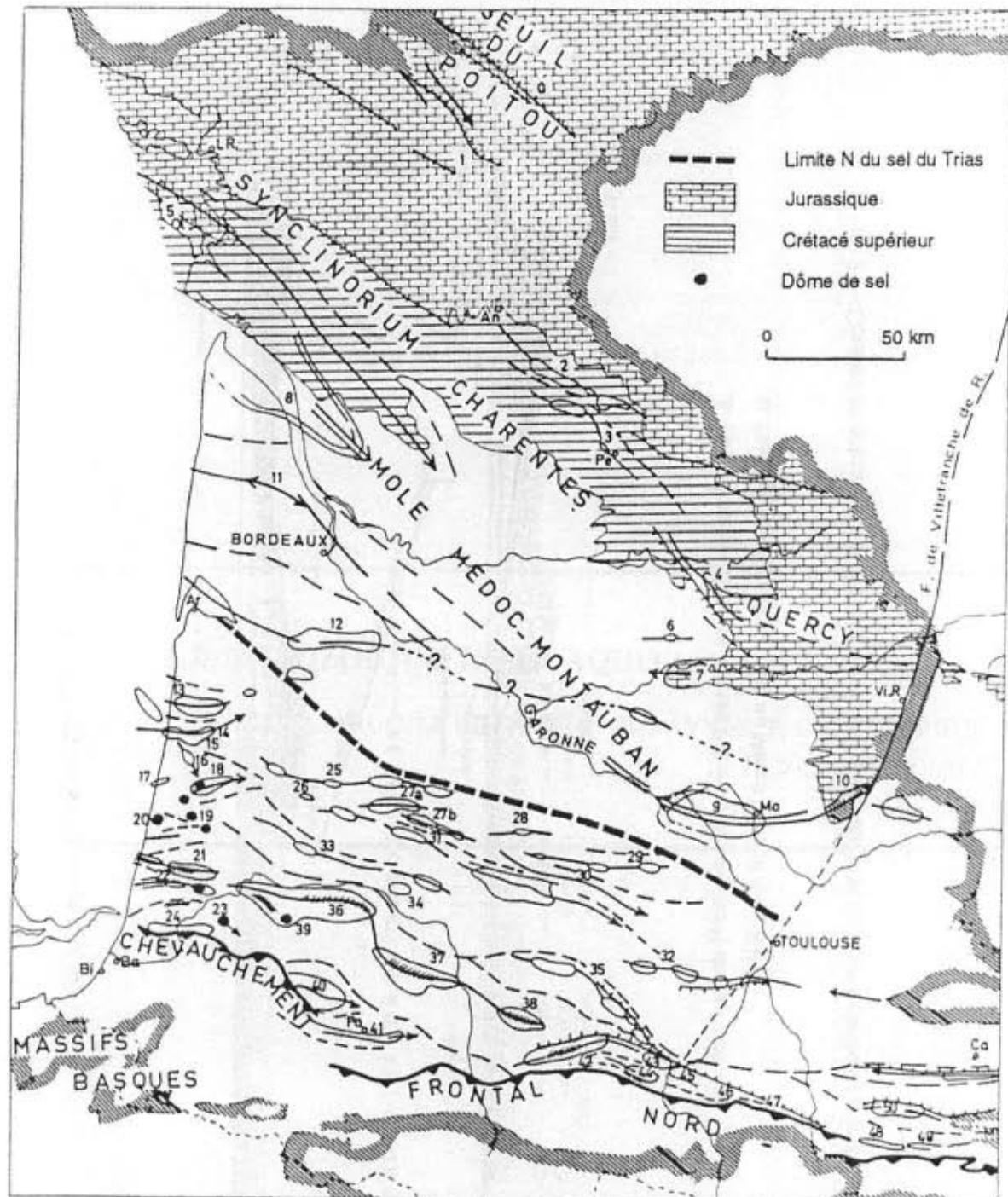
6) Eocène supérieur-actuel (fig. 9) : La partie du Bassin d'Aquitaine située au Sud de la Garonne est devenue l'avant-fosse des Pyrénées. Soumise à une subsidence flexurale, elle est le théâtre d'une sédimentation de molasses, à produits terrigènes dominants, qui peut atteindre un millier de mètres d'épaisseur. Au Nord de la flexure celtaquitaïne alternent sur une plate-forme stable des dépôts carbonatés et terrigènes, peu épais. La mer se retire progressivement vers l'Ouest du Bassin d'Aquitaine, par l'intermédiaire de plusieurs cycles transgressifs-regressifs. Au Plio-Quaternaire, des mouvements épirogéniques soulèvent les bordures du bassin, en particulier la bordure septentrionale, pour lui donner sa configuration actuelle.

3 - LA STRUCTURE

Il résulte de cette histoire géologique une organisation structurale où l'on peut distinguer (fig. 10, 11) :

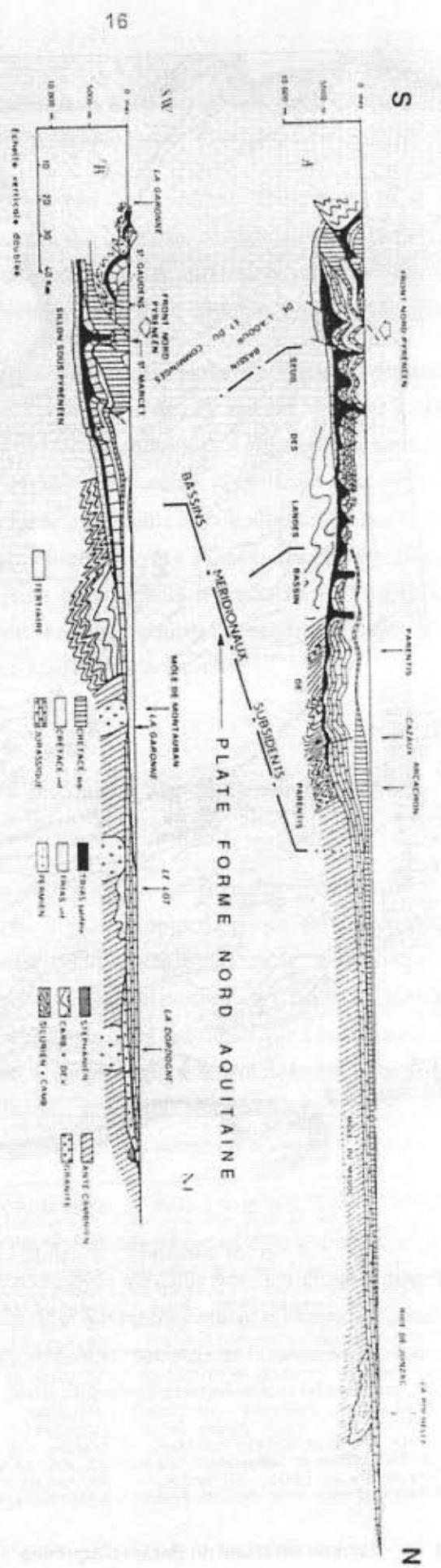
- Au Nord de la flexure celtaquitaïne, un domaine d'avant-pays à couverture essentiellement mésozoïque et paléogène peu épaisse et faiblement déformée. Il apparaît toutefois de vastes ondulations d'ensemble, à pendages très faibles, d'orientation générale armoricaine : synclinorium de Charente-Quercy, au Nord, et axe Médoc-Montauban, aux abords de la Garonne, qui a fonctionné en zone haute durant le Méso-Cénozoïque. Il s'y ajoute localement des structures plissées de petite dimension (dômes, anticlinaux), aux pendages relativement forts, sur des couloirs de déformation liés au jeu décrochant des accidents du socle (Quercy).

- Au sud de la flexure celtaquitaïne, le pays plissé des Landes et de l'Armagnac, sous l'épais recouvrement horizontal des molasses oligo-miocénées. La structuration est beaucoup plus nettement marquée avec des rides anticliniales diapriques alignées suivant une direction Est-Ouest et faisant localement affleurer le Crétacé-supérieur et même le Trias. L'intensité des déformations est croissante du Nord (Roquefort, Créon, Cézan-Lavardens...) au Sud (Audignon, Garlin, Maubourguet, Antin...)



0. Horst de Champagne-St-Hilaire. - 1. Ant. de Montalembert. - 2. Pli de Mareuil. - 3. Ant. de Périgueux. - 4. Dôme de St-Cyprien. - 5. Pli de l'île d'Oléron - Jonzac. - 6. Ant. de Sauveterre-la-Lémance. - 7. Dôme de Fumel. - 8. Môle du Médoc. - 9. Môle de Montauban. - 10. Massif de La Grésigne. - 11. Zone haute de Listrac - Blaye. - 12. Axe d'Arcachon - Langon - Bougions - Clavide et ant. de Villagrain Landiras. - 12bis. Ant de Mano. - 13. Ant. de Parentis et de Mothes. - 14. Axe Mimizan - Pontex - Lucats. - 15. Diapir de St-Paul-en-Born. - 16. Diapir de Bias. - 17. Diapir de Contis. - 18. Pli et diapir de Mézos - Tannédou. - 19. Diapirs des Landes (Boos, etc...). - 20. Diapirs de St-Giron. - 21. Ride salifère de Mollets (ou Léon) - Magesq. - 22. Ride salifère de Sébastopol - Souton. - 23. Ride salifère de Tercis - St-Pandelon - Benesse-les-Dax, Clermont. - 24. Ant. de Saubrie - St-Lon. - 25. Ride de Carraté - Labrit - Losse. - 26. Ant. de Garein. - 27. Ant. de Roquefort. - 27 bis. Ant. de Créon. - 28. Ant. de Condom. - 29. Ride d'Avensac. - 30. Ant. de Bordères (Cazan - Lavardens). - 31. Ride de Brocas - Lacquy - Vic-Fezensac - Auch. - 32. Ant. de Polastron - Muret. - 33. Ride de Mont-de-Marsan - Nogaro. - 34. Ant de Lussagnet. - 35. Ride de St-Médard - Puymaurin-St-André. - 36. Ant. de la Chalosse (ou d'Audignon) - Louer. - 37. Ant. Garlin - Maubourget. - 38. Ant. d'Antin. - 39. Diapir de Bastenne. - 40. Dôme de Lacq. - 41. Ride de Pau - Meillon. - 42. Ant. de Gensac - Brondihian. - 43. Ant. d'Aurignac. - 44. Axe de Lespugne - Charlas, St-Marcat, Poupiary, St-Martory. - 45. Ant. de Plagne. - 46. Ant. de Richou. - 47. Ant. de Mas-d'Azil. - 48. Ant. de Dreuilhe. - 49. Ant. de Puivert. - 50. Ant. de Trézier. - 51. Ant. de la Montagne Noire.

Fig. 10 - Schéma structural du Bassin d'Aquitaine (d'après E. WINNOCK, 1974)



- A. Sur le littoral atlantique, depuis le Labourd, jusqu'au N de La Rochelle.
- B. Des Pyrénées (St Gaudens), au Massif Central (vers Brives)
- Fig. 11 - Coupes structurales à travers le Bassin d'Aquitaine. (d'après "Géologie du Bassin d'Aquitaine", 1974)

LE MESOZOIQUE NORD-AQUITAIN (QUERCY)

J.G. ASTRUC, M. BILOTTE, R. CUBAYNES, P. HANTZPERGUE,
Th. PEISSLIE, J. REY

LE JURASSIQUE DU QUERCY

(J. REY, R. CUBAYNES, P. HANTZPERGUE, Th. PELISSIE)

1 - INTRODUCTION

A l'Est du bassin d'Aquitaine (fig. 12), le Quercy présente de larges affleurements des terrains jurassiques, en une bande longue de 100 km et large de 30 à 80 km, à faible pendage général (2 à 3 %) vers le Nord-Ouest, l'Ouest et le Sud-Ouest, et affecté par trois directions majeures de fracturation : N 20° E (direction de la faille de Villefranche-de-Rouergue qui limite le Quercy à l'Est), N 140° E (direction du linéament ouest-quercynois) et N 90° E (direction des linéaments empruntés partiellement par les tracés de l'Aveyron, du Lot et de la Dordogne). Le Lias arrive en affleurement sur toute sa bordure orientale depuis le dôme anticlinal de la Grésigne, au Sud, jusqu'à la limite du bassin de Brive, au Nord. Notre analyse portera essentiellement sur les affleurements méridionaux, entre la Grésigne et Figeac, à l'Ouest de la faille de Villefranche-de-Rouergue.

A la suite de la première synthèse de A. Thevenin (1903), les travaux menés depuis plusieurs décennies sur la composition stratigraphique (Gèze, Durand-Delga et Cavaillé, 1947 ; Lefavrais-Raymond et Le Calvez, 1963, 1964 ; Lefavrais-Raymond et Lafaurie, 1980), le contenu micropaléontologique (Dufaure, 1958 ; Depêche, 1968), la sédimentologie et l'organisation séquentielle (Delfaud, 1969, 1972, 1975, 1980) ont permis de larges avancées dans la connaissance du Jurassique quercynois. Les recherches plus récentes, réalisées dans le cadre de thèses d'Etat (Cubaynes, 1986 ; Hantzpergue, 1987) ou de spécialité (Pélissié, 1982) ont eu pour ambition d'associer un examen approfondi et renouvelé du contenu macro et micropaléontologique à une analyse lithostratigraphique et sédimentologique détaillées, prenant en compte l'examen des faciès et séquences de faciès aux diverses échelles d'observation. Ces dernières années ont été développées des études portant sur l'identification des séquences de dépôt dans le Lias moyen et supérieur, et sur les relations entre cortèges sédimentaires et associations de Foraminifères benthiques (Bonnet et al., 1994 ; Cubaynes et al., sous-presse ; Rey et al., 1994 ; Qajoun, 1993). La couverture cartographique à 1/50 000 a été en grande partie réalisée (Puy-L'Evêque, 1986 ; Cahors, 1988 ; Figeac, 1989 ; Gourdon, 1990 ; Saint-Géry, 1992 ; Gramat, 1994 ; Souillac, sous presse).

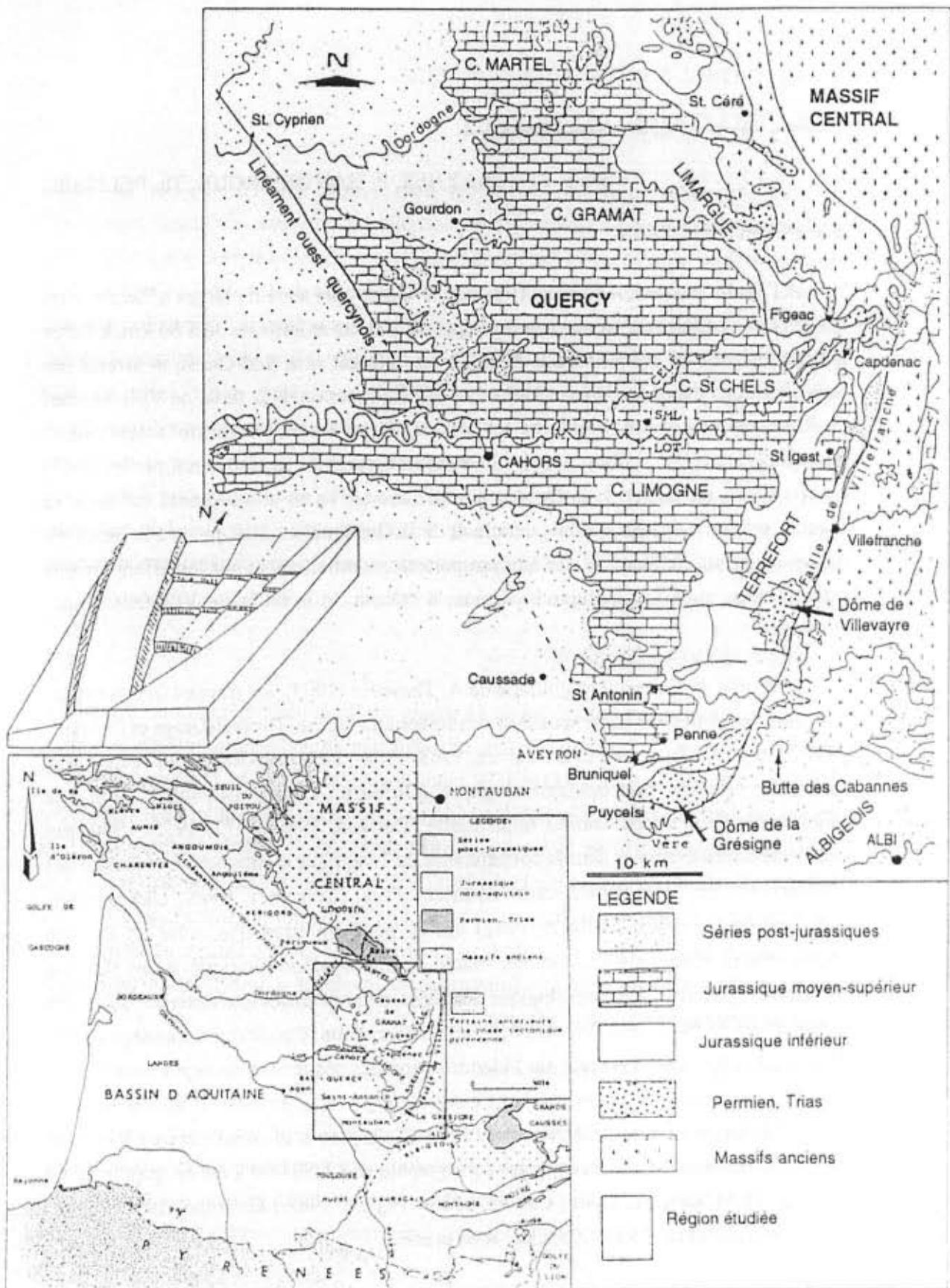


Fig. 12 - Esquisse géologique du Quercy. Sa place dans le Bassin d'Aquitaine (d'après CUBAYNES, 1986)

2 - LE CADRE MORPHO-TECTONIQUE

2.1 - JURASSIQUE INFÉRIEUR

Au Jurassique inférieur, le Quercy était occupé (fig.12, 13) par un bassin sédimentaire structuré par des accidents d'origine hercynienne. Ce bassin comprenait deux ensembles séparés par le haut-fond de Figeac : le Quercy septentrional (Causse de Gramat et de Martel) et le Quercy méridional (Causse de Limogne et région de la Grésigne). Le Quercy septentrional était découpé par des accidents d'orientation générale Est-Ouest, soit en se déplaçant du Nord au Sud, les failles de Queyssac, Padirac, Alvignac et Flaujac (fig. 13A). Ces failles paraissent avoir joué un rôle paléogéographique : elles délimitaient plusieurs compartiments dans un dispositif de blocs basculés (fig. 13B). Dans le Quercy méridional se développait un bassin triangulaire à bordure faillée (fig. 12), limité par deux hauts-fonds et s'approfondissant vers le Sud, à l'intersection de la faille de Villefranche-de-Rouergue et du linéament ouest-quercynois (Cubaynes, 1986). La rupture de pente côtière coïncidait probablement, près de Villefranche-de-Rouergue, avec un paléoaccident d'orientation méridienne.

2.2-JURASSIQUE MOYEN

L'épisode distensif qui s'étend de l'Aalénien au Bathonien, clôturant le rifting de la marge occidentale de la Tethys ligure, introduit une nouvelle morphologie en horsts, grabens et blocs basculés essentiellement disposés selon la direction N 20 ° E (Peybernes et Pélissié, 1985). Ce dispositif morphologique est signalé par de rapides variations d'épaisseur et de faciès à proximité de failles (Faille de Padirac, Faille de Villefranche-de-Rouergue) et par la disparition de certaines unités lithostratigraphiques sur les brachyanticlinaux (St Martin-Labouval, Souillac) et sur les zones hautes (seuil de Villefranche-de-Rouergue, môle de Castelsarrasin). La fin du Dogger témoigne, par l'homogénéité des faciès et des formations, d'un retour à une relative uniformité morphologique et tranquilité tectonique.

2.3 - JURASSIQUE SUPERIEUR

Une phase distensive NNE - SSW intervient à l'Oxfordien et crée un nouveau dispositif en blocs basculés, avec individualisation de zones hautes (dôme de St Martin-Labourval, anticlinal de Lentillac-Lauzès...) qui se poursuit jusque dans le Kimméridgien basal, notamment dans la région de Cahors. Des brèches jalonnent les apex (Delfaud et al., 1991).

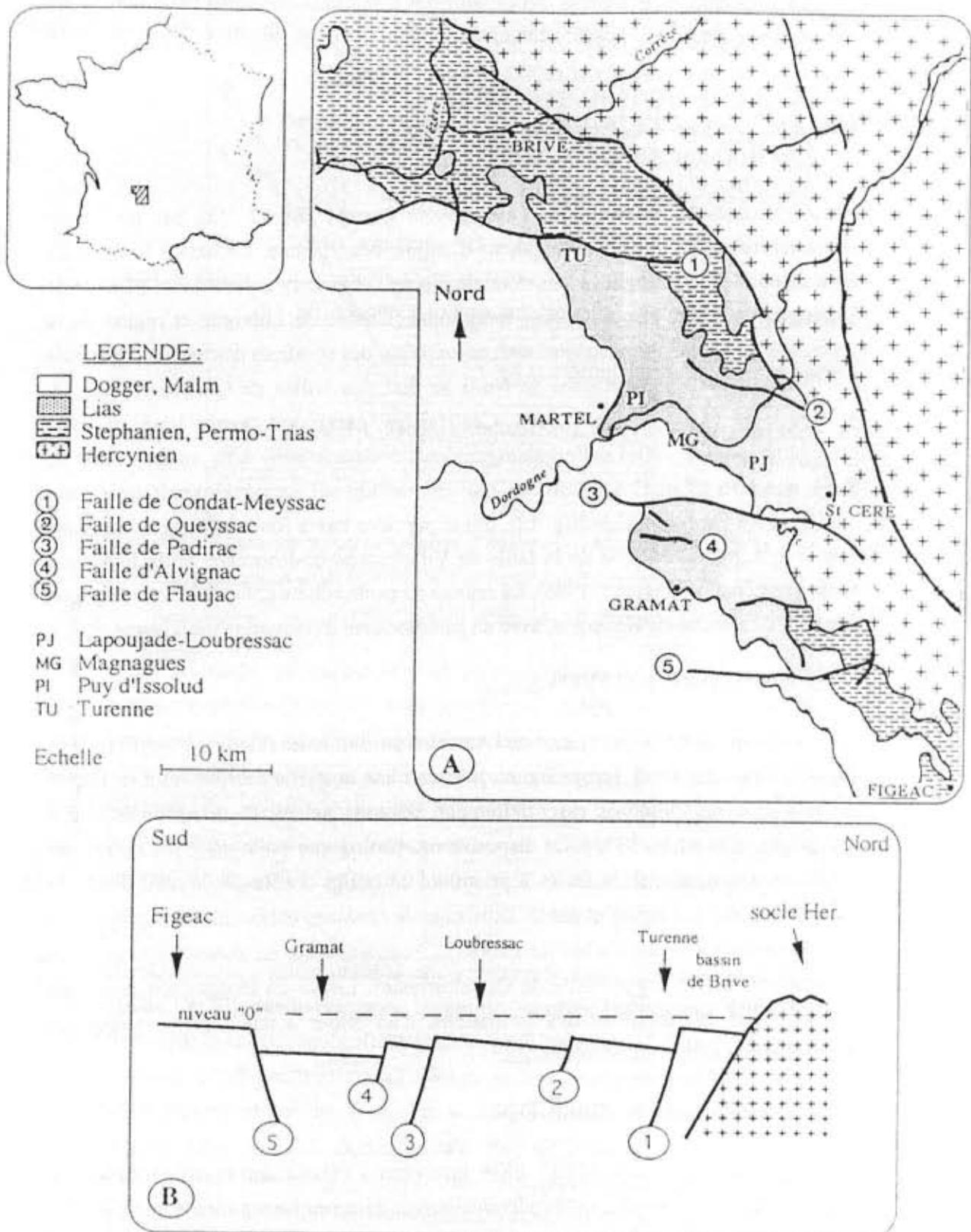


Fig. 13 - Le Quercy septentrional. Esquisse géologique et dispositif morphostructural au Domérien.
(d'après F. BRUNEL *et al.*, 1995)

Au Portlandien, le Bassin d'Aquitaine est à nouveau compartimenté par le jeu d'accidents à direction N 140°, créant un bassin ouvert en direction du Nord-Ouest. Cette nouvelle structuration s'affirmera au Crétacé supérieur.

3 - LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

3.1 - LIAS

La série sédimentaire du Lias a été découpée (Cubaynes et al. 1989) en dix formations et onze membres dont nous rappellerons ici les principales caractéristiques lithologiques, paléontologiques et chronostratigraphiques (fig. 14).

Formation de la Madeleine

(R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982)

Epaisseur : 0 à 100 m.

Coupe-type : S. Megelink-Assenat (1982) propose la coupe du sondage CA2 (n° 858-3-262), l'un des cinq sondages réalisés par la CRAM VM dans le secteur des Cazalous, au sud de la vallée du Lot, près du village de la Madeleine.

Définition : Reposant en discordance sur le Paléozoïque de la bordure sud-ouest du Massif central et sur des formations molassiques du Carbonifère-Permien (discontinuité DO), cet épandage fluviatile, essentiellement gréso-argileux, précède la sédimentation marine ou 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 93 à 96 m, au sud-ouest, dans la vallée du Lot (coupe-type) puis se réduit progressivement vers le SSW (40 à 50 m dans le dôme de la Grésigne, 10 m dans le sondage de Nègrepelisse).

Cet épandage détritique témoigne d'une sédimentation continentale fluviatile. L'abondance des stratifications obliques arquées (d'échelle décimétrique à pluridécimétrique) et des chenaux, la rareté des stratifications tabulaires suggèrent l'image d'un réseau hydrographique avec de nombreux cours d'eau (type en tresses). La granulométrie des dépôts décroît du NNE vers le SSW, suivant le sens des écoulements (Grignac, 1983). La coupe type (Megelink-Assenat, 1982) montre au-dessus des dolomies de base, deux ensembles détritiques ("Grès de Gaillot", "Grès de Cazalous") séparés par un mince niveau dolomitique, "l'horizon de Villevayre".

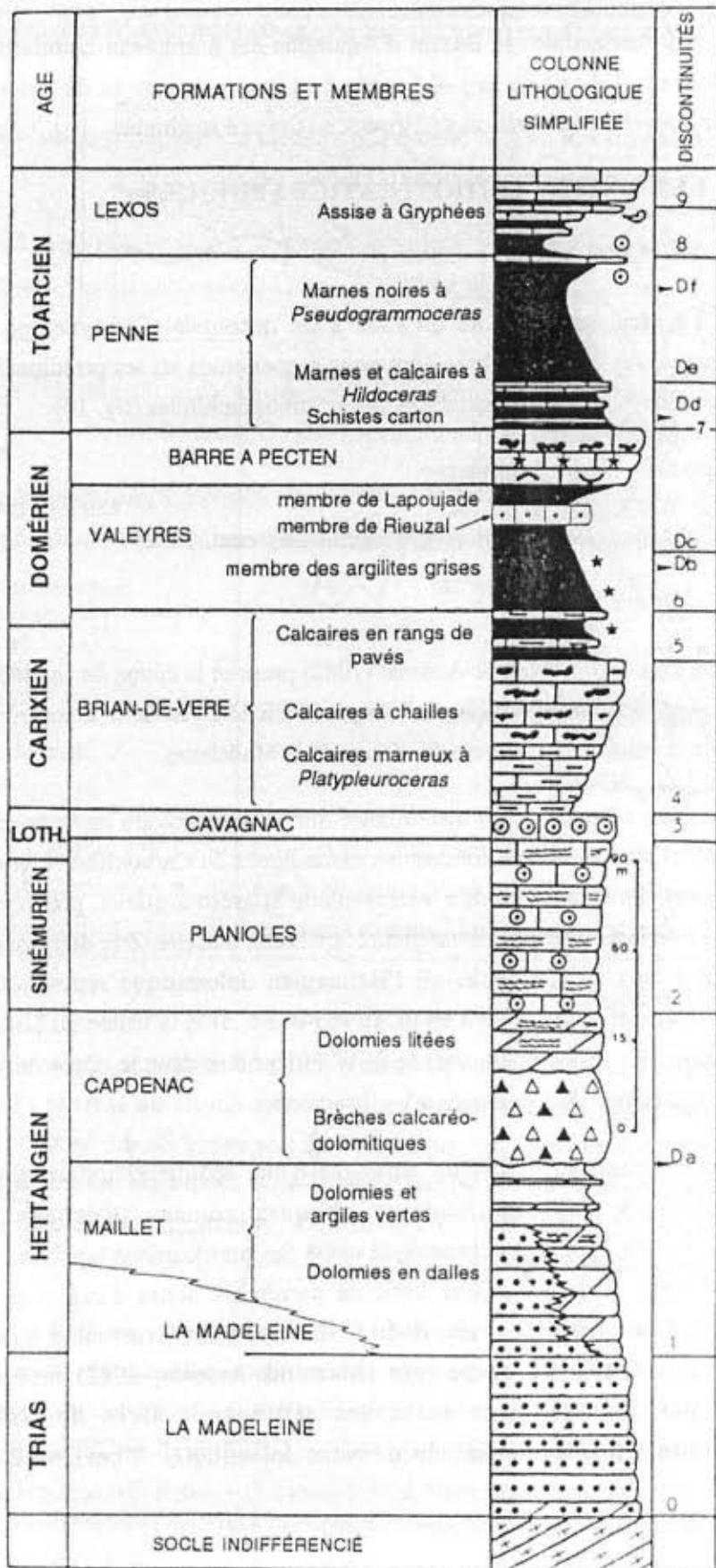


Fig. 14 - Les unités lithostratigraphiques du Lias. (d'après CUBAYNES et al., 1989)

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

- microflores d'âge Norien à *Classopolis* et *Ovalipollis pseudoalatus* dans les grès du sondage de Nègrepelisse (Grignac, 1983) ;
- microflores d'âge Carnien-Norien à *Camerosporites*, *Enzonatasporites*, *Ovalipollis*, *Duplicisporites* et *Paracirculina* dans la base des grès de la Grésigne (Boutet, 1980) ;
- microflores hettangiennes à *Classopolis* dans les grès des sondages de Figeac (Grignac et Taugourdeau-Lantz, 1982 ; Grignac, 1983) ;
- microflores hettangiennes à *Voltzia ribeiroi*, *Equisetites cf. pseudohoerensis*, *Otozamites conimbricensis* dans les grès fins au sud-ouest de Figeac (Doubinger et al., 1985).

Formation du Maillet

(R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982)

Epaisseur : 60 m

Coupe-type : carrières des Cabannes de Cordes (1,5 km à l'ouest de Cordes) pour sa partie inférieure ; au niveau du tunnel de chemin de fer d'Aussevaysse, le long de la route D 25 (entre le lieu-dit Notre-Dame et Aussevaysse) pour sa partie supérieure.

Age : Hettangien

Définition : Cette formation, essentiellement dolomitique, est limitée à sa base par les Grès de la Madeleine ou repose en discordance directe sur le socle à l'est de Capdenac. A son sommet, elle est interrompue par la discontinuité Da. La formation des Dolomies du Maillet se divise en deux membres qui sont, de la base au sommet : le membre des Dolomies en dalles (40 m dans la Grésigne) et le membre des Dolomies et argiles vertes (20 m dans la Grésigne).

- Les Dolomies en dalles sont disposées en bancs centimétriques à décimétriques avec des rares passées marno-dolomitiques finement laminées. Cette unité montre une évolution verticale avec la succession de séquences tidales métriques ordonnées du domaine infralittoral au domaine médiolittoral. Le développement successif de biofaciès à *Eomiodon* (Freneix et Cubaynes, 1984), de

faciès cryptalgaires, de faciès stromatolitiques, de faciès à évaporites, et enfin de brèches de dissolution souligne le confinement progressif du milieu marin avec une augmentation de la salinité des eaux.

- **Les Dolomies et argiles vertes** tirent leur originalité du développement -en sommet de séquence tidale- d'argiles supralittorales à *Classopolis*. Les faciès sont ceux de lagunes ouvertes, de marais maritimes puis évoluent, avec le développement des mouchetures d'anhydrite et des brèches de dissolution, vers des faciès de sebkhas.

Dans les vingt kilomètres 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. Le passage latéral de faciès entre ces dolomies et les Grès de la Madeleine semble se faire par l'intermédiaire de sédiments argilo-dolomitiques. Nous aurions ainsi, du nord au sud et au SSW, une plaine fluviale margino-littorale (région de Figeac), un marais maritime (région de Saint-Igest) et un domaine marin plus ou moins confiné (région de Négrepelisse - La Grésigne). L'attribution stratigraphique de la Formation du Maillet est argumentée par des microflores continentales à *Classopolis* et *Araucariacites* (Boutet, 1980), ainsi que par des faunes de lamellibranches à *Parallelodon hettangiensis* (TERQUEM), *Cuneigervillia*, *Modiolus* et *Pteramya* (Freneix, Cubaynes, 1984).

Formation de Capdenac

(R. Cubaynes, 1986)

Epaisseur : 70 m à plus de 100 m.

Coupe-type : au sud de Brian-de-Vère (Tarn-et-Garonne), dans la vallée de la Vère, le long de la Route D 664.

Age : Hettangien.

Définition : Cette formation est comprise entre les discontinuités DA et D2. Elle est plus épaisse dans la région de Figeac-Capdenac (plus de 100 m) qu'en Grésigne (70 m). Nous y avons reconnu deux membres : le membre des Brèches calcaréo-dolomitiques, le membre des Dolomies litées. La majeure partie de cette formation est constituée par le membre inférieur des Brèches calcaréo-dolomitiques qui s'organise en séquences tidales de comblement avec développement de l'anhydrite en sommet de séquence. De telles séquences, avec précipitation de l'anhydrite au sien de boues carbonatées, évoquent les dépôts de sebkhas côtières du Golfe Persique. La dissolution de l'anhydrite et les

phénomènes de tassement confèrent à l'ensemble l'aspect d'une brèche de dissolution-tassement d'apparence massive et monotone ("cargneules" des anciens auteurs).

Au-dessus, le membre des Dolomies litées (20 à 25 m d'épaisseur) se compose de séquences élémentaires de comblement, d'échelle métrique, à faciès de plus en plus marins (infralittoral) à leur base et s'achevant d'abord par des récurrences d'évaporites puis par des tidalites (faciès cryptalgaires du domaine médiolittoral).

Formation de Planioles

(R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982)

Epaisseur : 30 à 60 m.

Coupe-type : Nous proposons la coupe de la carrière de la commune de Campagnac (Tarn), à 600-700 m au SSW du village de Saint-Salvy.

Age : Sinémurien-Lotharingien inférieur

Définition : Ces calcaires gris clair, en bancs bien réglés, atteignant 0,50 m à 1 m d'épaisseur, sont caractérisés par des microrythmes (à l'échelle centimétrique) d'origine stromatolitique (Rey et al., 1982). La limite inférieure de cette formation correspond à l'apparition du premier banc de calcaires oolithiques francs ravinant les Dolomies litées (discontinuité D2). La limite supérieure est constituée par la surface durcie de la discontinuité D3.

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 stromatolitiques (domaine médiolittoral) pour se terminer soit par des brèches de dessiccation, soit par un paléosol, soit par des argiles à *Latochara durand-delgai* FEIST (Feist et Cubaynes, 1984) et à ostracodes. De tels faciès sont assimilables aux environnements actuels à Cyanophycées du Golfe persique et des Bahamas.

Les éléments de datation sont rares :

- à 21 m sous la discontinuité D3, une microflore continentale à *Lycopodiacytes rugulatus* (coupe d'Aussevaysse) indiquerait un âge Sinémurien supérieur (Boutet, 1981) ;

- à 4,50 m et à 7 m sous cette même discontinuité, deux associations d'ostracodes (coupe de Milhars) à *Klinglerella luxuriosa* APOSTOLESCU et *Pleurifera* présentent plus d'affinités lotharingiennes que sinémuriennes ;

- enfin, au sommet de la formation, un niveau d'argiles (coupe de la carrière de la commune de Campagnac) renferme une association de nodosariidés avec *Dentalina multicostata* TERQUEM et *D. matutina* d'ORBIGNY ainsi que des ostracodes dont *Klinglerella undata* (APOSTOLESCU) indiquant le Lotharingien.

Formation de Cavagnac

(R. Cubaynes, 1986 ; d'après S. Megelink-Assenat, 1982)

Epaisseur : Quelques cm à 7-8 m.

Coupe-type : Tranchée du chemin de fer d'Aussevaysse à 400-450 m à l'est du hameau d'Aussevaysse.

Age : Lotharingien supérieur, zone à *Raricostatum*.

Définition : Cet ensemble de calcaires bioclastiques roux, gréseux et oolithiques à leur sommet, est compris entre la discontinuité D3 qui interrompt la formation sous-jacente et la discontinuité D4, post-lotharingienne, qui clôture le Lias inférieur calcaire. La formation de Cavagnac, dont l'épaisseur varie de 7 à 8 m dans la coupe-type à quelques centimètres dans la région de Figeac, 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 niveau de marnes ocre est daté du Lotharingien supérieur (coupe de Milhars) par une microfaune de nodosariidés. La présence d'un *Paltechioceras* remanié (coupe de Béduer) sur la discontinuité D4 (Lefavrais-Raymond, 1950) pourrait confirmer l'âge Lotharingien supérieur de ces calcaires.

Formation de Brian-de-Vère

(R. Cubaynes, 1986)

Epaisseur : Quelques dm à 55 m.

Coupe-type : Vallée de la Vère le long de la route D 664 à Brian-de-Vère.

Age : Cargien inférieur (zone à Jamesoni, sous-zone à Taylori, horizon à Nodogigas) à Domérien basal (zone à Stokesi, sous-zone à Monestieri, horizon à Monestieri).

Définition : Ce premier ensemble de plate-forme distale est compris entre les discontinuités D4 et D6. Son épaisseur varie de 55 m dans la Grésigne à quelques décimètres sur les hauts-fonds de Figeac-Capdenac. Il a été décomposé en trois membres :

- **Les calcaires marneux à *Platypleuroceras*** (Zone à Jamesoni) sont des biomicrites et des biopelmicrites, mudstone à wackestone. Le palynofaciès est 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** (zones à Jamesoni et à Ibex) ont un microfaciès dominant de biopelmicrite (wackestone à packestone) à spicules de démosponges. Le matériel ligno-charbonneux, l'apparition des Tasmanacées et la diminution du microplancton d'acritarches marquent le retour d'une période plus agitée et des influences terrestres.
- **Les calcaires en rangs de pavés** (biomicrites pyriteuses) à nombreux *Aegoceras* (zone à Davoei) 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 des *Spheripollenites*, dans la zone à Davoei, 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 Jurassique inférieur.

Formation de Valeyres

(R. Cubaynes, 1986)

Epaisseur: 15 à 35 m.

Coupe-type : Versant Nord de la vallée du ruisseau de la Merdarié, affluent de la Vère, à hauteur du lieu-dit "la Boulbène".

Age : Domérien, zone à Stokesi, zone à Margaritatus, base de la zone à Spinatum.

Définition : Nous désignons ainsi l'ensemble des argilites et marnes comprises entre la discontinuité D6 et la formation des Calcaires bioclastiques à Pectinidés (Barre à Pecten).

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). Elle augmente à nouveau d'épaisseur dans le Quercy septentrional (40 - 50 m).

Nous avons distingué quatre 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, connu dans le Quercy méridional ; le membre de Rieuval et le membre de Lapoujade, identifiés dans le Quercy septentrional. Ces trois derniers membres datent de la zone à Margaritatus.

- **Les Argilites grises**, avec un mélange de matériel amorphe non sapropélique et de matériel ligno-charbonneux, témoignent de la première arrivée massive de colloïdes dans le bassin quercynois. La succession de trois écozones de crinoïdes (à *Chladocrinus*, puis à *Chladocrinus* et *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. A 3-4 m du sommet de ce membre se développe une croûte ferrugineuse de 5 à 10 mm d'épaisseur (discontinuité Db), comprise entre un niveau à *Furcilytoceras* gr. *furcicrenatum* (BUCKMAN) et un horizon à *Protogrammoceras depressum* (Quenstedt) marquant l'extrême base de la zone à Margaritatus.

- **Les Marnes à taphoséquences de pente** signalent d'importants remaniements sédimentaires probablement sous l'action de tempêtes. La microflore continentale s'enrichit des premières Pinacées. Ce membre est constitué d'une dizaine de séquences binaires d'échelle métrique (taphoséquences), comprenant chacune un niveau décimétrique à métrique d'une accumulation de nodules calcaires ferrugineux plus ou moins coalescents, avec des formes contournées typiques de slumps, puis 1 à 3,50 m d'argilites à *Balanocrinus* et *Gryphaea gigantea* SOWERBY et *Mactromya* sp.

- **Le Membre de Rieuval** (Astruc *et al.*, sous presse) est un ensemble carbonaté à stratification obliques alternées dominantes, interprété comme un dépôt de dunes sous-marines. Le microfaciès est une oobiomicrosparite grainstone très ferrugineux (d'où une teinte rouge) à bioclastes d'échinodermes. Sa puissance varie de quelques centimètres à Turenne, au Nord, à 6 m à Loubressac, au Sud.

- **Le Membre de Lapoujade** est un ensemble marneux à rares bancs gréseux (Turenne), dont l'épaisseur varie peu (6 à 8 m).

Formation de la Barre à Pecten

(R. Cubaynes, 1986)

Epaisseur : 10 à 20 m.

Coupe-type : Carrière ouverte le long de la route D 33, au SSE de Château-Granier (à l'est de Penne, Tarn).

Age : Domérien supérieur (zone à *Spinatum*), extrême base du Toarcien (zone à *Tenuicostatum*, horizon à *Paltus*).

Définition : Ensemble massif de bancs décimétriques, gris ou roux, interrompu à son sommet par la discontinuité D7. Ces calcaires bioclastiques sont datés à leur base par *Pleuroceras solare* (PHILLIPS), dans leur partie supérieure par *Pleuroceras hawskerense* puis tout au sommet, par *Paltarpites paltus* (BUCKMAN). Les biomicrites, wackestone à packstone, représentent des dépôts bioclastiques du domaine infralittoral, colonisé par des grands Pectinidés tels *Pseudopecten* (*Pseudopecten*) *aequivalevis* (SOWERBY) ou par des *Pinna*.. Le palynofaciès se caractérise par un intervalle à Tasmanacées (Cubaynes et al., 1984) et par l'abondance des Ptéridophytes.

Formation de Penne

(R. Cubaynes et Ph. Fauré, 1981)

Epaisseur : 30 à 60 m.

Coupe-type : Coupe de Penne (Tarn) et coupe des cimenteries Lafarge de Lexos (Tarn-et-Garonne), le long de la route D 958.

Age : Toarcien inférieur à supérieur, zones à *Tenuicostatum*, *Serpentinus*, *Bifrons*, *Variabilis*, *Thouarsense* et zone à *Insigne*, sous-zone à *Fallaciosum*, horizon XVII.

Définition : L'unité est limitée par deux discontinuités sédimentaires : D7 à la base et D8 au sommet. Essentiellement marneuse, épaisse de 60 m (Grésigne) à 33 m (Capdenac), elle se compose de trois membres qui sont : 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 *Serpentinus*, sous-zone à *Strangewaysi*, horizon à *Elegantulum*) indiquent des fonds réducteurs, sans brassage, où règne une intensive 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 *Serpentinus*, sous-zone à *Pseudoserpentinum*, *Falciferum* et *Sublaevision*, 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, et par 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, packstone à grainstone, lui-même interrompu par la discontinuité D8 post-*Fallaciosum* (zone à *Insigne*, sous-zone à horizon à *Fallaciosum*) clôture la formation.

Formation de Lexos

(R. Cubaynes et Ph. Fauré, 1981)

Epaisseur : 0 à 18 m.

Coupe-type : Entrée de la carrière des cimenteries Lafarge à Lexos, le long de la route D 958.

Age : Toarcien supérieur, zones à *Insigne*, à *Pseudoradiosa* et à *Aalensis*.

Définition : Cette unité se compose de marnes sombres puis d'une alternance de marnes et marno-calcaires. Elle se place entre la discontinuité D8 et les calcaires aaléniens à *Leioceras opalinum* (REINECKE) et *Pseudammatoceras* sp., au sommet. Dans le Quercy méridional, 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. Des faciès comparaissent dans le Quercy septentrional, sous une épaisseur de l'ordre de 20 m (région de Gramat).

3.2 - DOGGER

Formation d'Autoire

(J. Delfaud, 1969)

Elle est composée de trois membres qui sont de bas en haut (fig. 15) :

a) Calcaires à oncolites de la Toulzanie (Th. Pelissié, 1989)

Epaisseur : 2 à 10 m.

Coupe-type : Base des falaises rive droite du Lot le long de la route D 662 au lieu-dit "la Toulzanie" en amont de Saint-Martin-Labouval.

Age : Aalénien inférieur et moyen.

Définition : Alternances marno-calcaires progressivement relayées par des calcaires bioclastiques à petits oncolites. L'ensemble dessine une séquence klüpférienne couronnée par une surface d'érosion (D10). La présence de *Leioceras opalinum* (REINECKE) et de *Monsardithyris trilineata* (YOUNG et BIRD) date cette unité de l'Aalénien inférieur et moyen.

b) Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac (Th. Pelissié, 1989)

Epaisseur : 50 à 80 m.

Coupe-type : Rive gauche du Lot, le long de la route D 8 montant au village de Calvignac.

Age : Bajocien.

Définition : Ensemble de calcaires oolithiques massifs recristallisés à la base, surmonté de sparites et dolosparties interrompues par une surface de réactivation (D 11). L'âge de cette barrière oolithique frangeante n'est pas connu avec certitude en l'absence d'arguments paléontologiques.

c) Dolomies bréchiques du Pech Affamat (Th. Péllié, 1989)

Epaisseur : 10 m.

Coupe-type : Le long de la route D 662, au pied du pech Affamat, 3,5 km en amont de Larnagol.

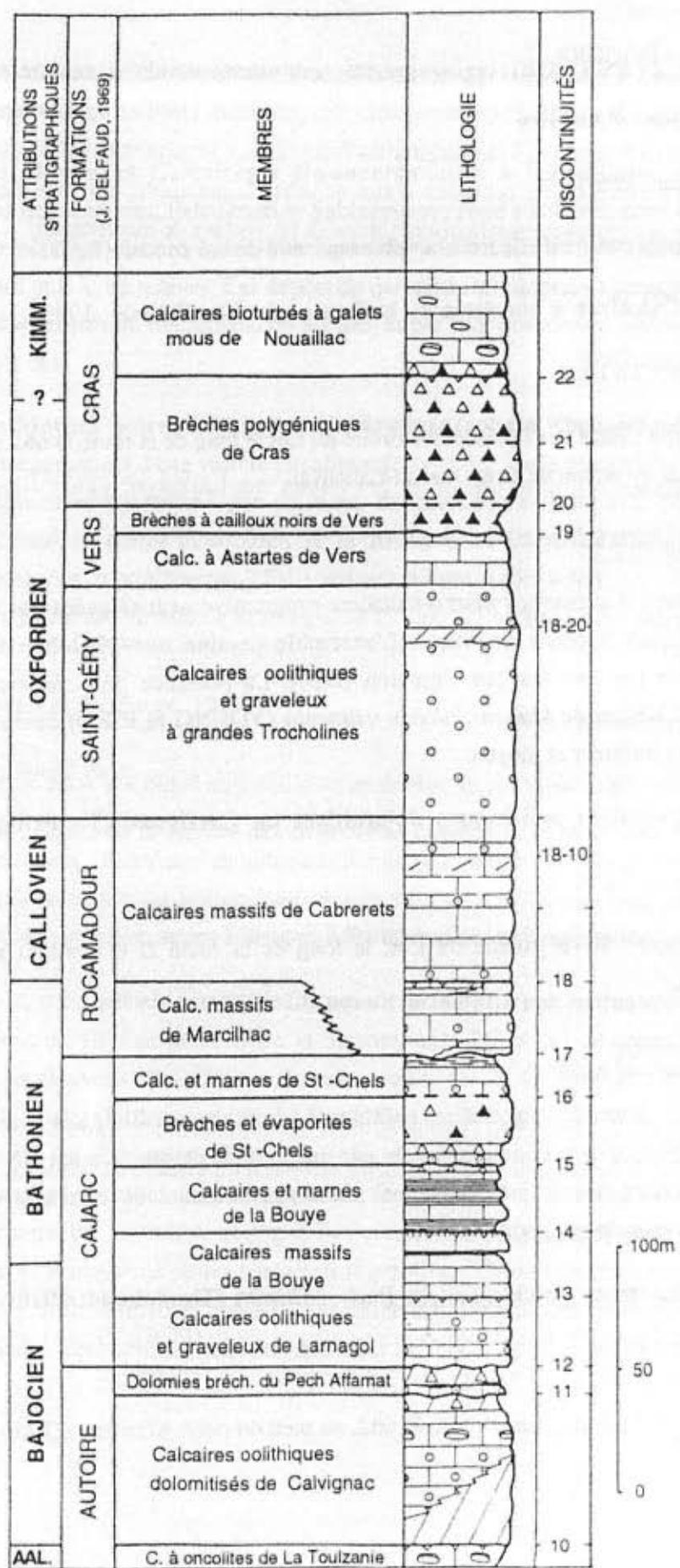


Fig. 15 - Le Dogger et la base du Malm dans les vallées du Lot et du Célé. Unités lithostratigraphiques et organisation séquentielle (d'après CUBAYNES *et al.*, 1989)

Age : Bajocien.

Définition : Cette séquence de comblement présente successivement : des calcaires granulaires à laminations entrecroisées ; des paléosols, lentilles ligniteuses, tapis algaires et micrites à *fenestrae* ; des dolosparites bréchiques à structures entérolithiques et nodules de calcite fibroradiée typiques d'une sebkha. L'ensemble, attribué sans preuve au Bajocien, est surmonté par la discontinuité D 12, surface de réactivation.

Formation de Cajarc

(J. Delfaud, 1969)

Elle a été subdivisée en cinq membres :

a) Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol (Th. Pélissié, 1989)

Epaisseur : 0 à 25 m.

Coupe-type : Au bord de la route D 662, entre la station de pompage et le village de Larnagol.

Age : Bajocien supérieur ?

Définition : Cette séquence de comblement, allant d'un lagon à la zone intertidale dans un contexte très instable, débute par 5 m de micrites suivies de faciès se relayant de façon rapide et séparés par d'innombrables discontinuités : calcaires granulaires ; micrites massives, laminées, à *fenestrae* ; brèches de dessiccation, tapis stromatolitiques, etc. Elle est couronnée par un hard-ground (D 13).

b) Calcaires massifs de la Bouye (Th. Pélissié, 1989)

Epaisseur : 20 à 300 m.

Coupe-type : Le long d'un chemin montant de la route D 146 entre Salvagnac-Cajarc et Marin vers le hameau des Farguettes, au sud-ouest du gouffre de Lantouy.

Age : Passage Bajocien-Barthonien.

Définition : Essentiellement micritiques, ces dépôts illustrent les mêmes environnements que l'unité précédente ont livré *Acrosalenia pustulosa* (FORBES) et *Aulacothyris* sp. Un important hard-ground marque la D 14 au sommet de l'ensemble.

c) Calcaires et marnes de la Bouye (Th. Pélassié, 1989)

Epaisseur : 25 à 45 m.

Coupe-type : A la suite de celle du membre précédent.

Age : Bathonien inférieur.

Définition : Au-dessus d'alternances marno-calcaires à brachiopodes (*Burmirhynchia termiera* ROUSSELLE, *Arceythiris veziani* ROLLET et CONTINI, *Tubithyris whatleyensis* WALKER, *Millithyris arvierensis* ALMERAS) viennent des calcaires recristallisés, tapis stromalitiques, microbrèches à cailloux noirs, micrites à pseudomorphoses d'évaporites et assises calcaréo-marneuses à nodules de calcite fibroradiée. Les environnements sédimentaires s'étendent d'un lagon à des milieux supratidiaux confinés (sebkha ou étang saumâtre).

d) Brèches et évaporites de Saint-Chels (Th. Pélassié, 1989)

Epaisseur : 0 à 20 m

Coupe-type : Au bord de la route D 143, entre les 3° et 5° virages de la montée de Larnagol vers Saint-Chels.

Age : Bathonien moyen.

Définition : Cette unité débute par des calcaires oolithiques renfermant *Lallirhynchia concinna* (SOW.), brachiopode du Bathonien moyen. Viennent ensuite des micrites à pseudomorphoses, puis des calcaires recristallisés à structure bréchique. La discontinuité D 16 clôture ces dépôts de sebkha.

e) Calcaires et marnes de Saint-Chels (Th. Pélassié, 1989)

Epaisseur : 0 à 30 m.

Coupe-type : A la suite de celle du membre précédent, entre les 5° et 6° virages de la montée.

Age : Bathonien supérieur.

Définition : Aux calcaires granulaires de base succèdent des micrites laminées à *fenestrae* et pseudomorphoses, puis des calcaires marneux à faune et flore dulçaquicoles matérialisant la discontinuité D 17. La présence de *Meyendorffina bathonica* (AUROUZE et BIZON), permet d'attribuer l'ensemble au Bathonien supérieur.

Formation de Rocamadour

(J. Delfaud, 1969)

Nous avons distingué deux membres :

a) Calcaires massifs de Marcilhac (Th. Pélissié, 1989)

Epaisseur : 25 à 30 m.

Coupe-type : Sommet de la coupe de Marcilhac-sur-Célé, le long de la route D 14 en direction de Gramat.

Age : Bathonien terminal.

Définition : Après de nettes variations latérales à la base (calcaires oolithiques, microbrèches, micrites laminées, etc...) se rencontre un fin niveau de calcaires granulaires à *Trocholina gigantea* (PELISSIE et PEYB.) puis des micrites massives de lagon. Au sommet, on note le retour de dépôts intertidaux avec micrites laminées à pseudomorphoses et hard-ground (D 18). Une riche faune de brachiopodes (*Burmirhynchia proteiformis* LAURIN, *Ornithella (Digonella) digonoides* BUCKMAN, *Arceythryris diptycha* OPPEL, *Tubithyris globata* SOW) et de foraminifères (*Pseudocyclammina maynci* HOTT., *Pfenderina salernitana* SARTONI, etc...) caractérise le Bathonien terminal (Pélissié et al., 1984).

b) Calcaires massifs de Cabrerets (Th. Pélissié, 1989)

Epaisseur : 60 m.

Coupe-type : Le long de la route D 10, entre la vallée de la Sagne et le carrefour avec la route D 198 allant aux grottes de Pech-Merle.

Age : Callovien.

Définition : Ensemble de micrites massives avec recurrences de faciès granulaires à *Tr. gigantea*. Cette unité, déposée au sein d'un lagon, est attribuée au Callovien sur la base de la présence de *Praekurnubia crusei* (REDMOND). A la partie supérieure une rupture sédimentaire au toit de dolomies apparaît dans tout le Quercy (D 18-10).

3.3 - MALM

Formation de Saint-Géry

(J. Delfaud, 1969)

Epaisseur : 30 à 90 m.

Coupe-type : En rive gauche du Lot, le long de la route D 8, entre le village de Saint-Cirq-Lapopie et le carrefour avec le chemin du "Causse".

Age : Oxfordien ?

Définition : Ensemble monotone de calcaires granulaires avec quelques intercalations micritiques livrant une abondante faune benthique (*Pr. crusei*, *Kurnibia palastiniensis* HENSON, *Valvulina lugeoni* SEPTFONT, *Chablaisia chablaisensis* SEPTFONT, etc...) association considérée sans argument majeur comme oxfordienne. Cette importante barrière oolithique se réduit vers Cabrerets où elle s'enrichit en oncolites centimétriques. Une discontinuité (D 18-20) peut-être reconnue dans toute cette région au sommet d'un niveau dolomitique.

Formation de Vers

(J. Delfaud, 1969)

Elle comprend deux membres (fig. 15) :

a) **Calcaires à Astartes de Vers** (Th. Pélassié, 1989)

Epaisseur : 10 à 30 m.

Coupe-type : Le long de la route D 8, au-dessus de l'unité précédente.

Age : Oxfordien.

Définition : Au-dessus de micrites massives se rencontrent des dépôts intertidaux avec micrites laminées à Astartes, interrompues par une surface ravinée (D 19).

b) **Brèches à cailloux noirs de Vers** (Th. Pélassié, 1989)

Epaisseur : 10 m.

Coupe-type : En rive droite du Lot, à la sortie de Vers, le long de la route D 49 en direction de Cours.

Age : Oxfordien.

Définition : Des microconglomérats à cailloux noirs précèdent des brèches polygéniques à clastes plurimétriques variés : microconglomérats, calcaires granulaires, micrites, tapis algaires, etc... La base renferme des *Porochara* sp., des troncs de végétaux supérieurs et des gastéropodes pulmonés. Le ciment sparistique a livré de rares *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT.). Ces sédiments, déposés à l'articulation mer/continent, ont été morcelés en milieu supra à adlittoral puis cimentés *per descendum* lors du retour des eaux marines.

Formation de Cras

(J. Delfaud, 1969)

Elle est constituée de deux membres (fig. 15 et 16) :

a) Brèches polygéniques de Cras (Th. Péllié, 1989)

Epaisseur : 10 à 90 m.

Coupe-type : Le long de la route D 49, au-dessus de l'unité précédente.

Age : Passage Oxfordien/Kimmeridgien.

Définition : Ces brèches hétérométriques à ciment sparistique dessinent deux séquences positives séparées par la discontinuité D 21. Dus à la dissolution d'évaporites et témoignant du développement de sebkhas (Péllié, 1985), ces faciès passent au sommet à des micrites de lagon couronnées par un hard-ground avec une discordance progressive de l'unité sus-jacente.

b) Calcaires bioturbés à galets mous de Nouillac (Th. Péllié, 1989)

Epaisseur : 40 m.

Coupe-type : Carrière du moulin de Nouillac et dans la colline sus-jacente, au bord de la route D 653, rive droite du Lot, 4 km en aval de Vers.

Age : Kimméridgien basal.

Définition : Au-dessus de brèches analogues aux précédentes viennent des micrites à oncolites et *Salpingoporella annulata* (CAROZZI) puis des micrites bioturbées avec quelques niveaux à galets mous et gravelles. L'ensemble dessine une évolution transgressive entre une sebkha et le milieu subtidal.

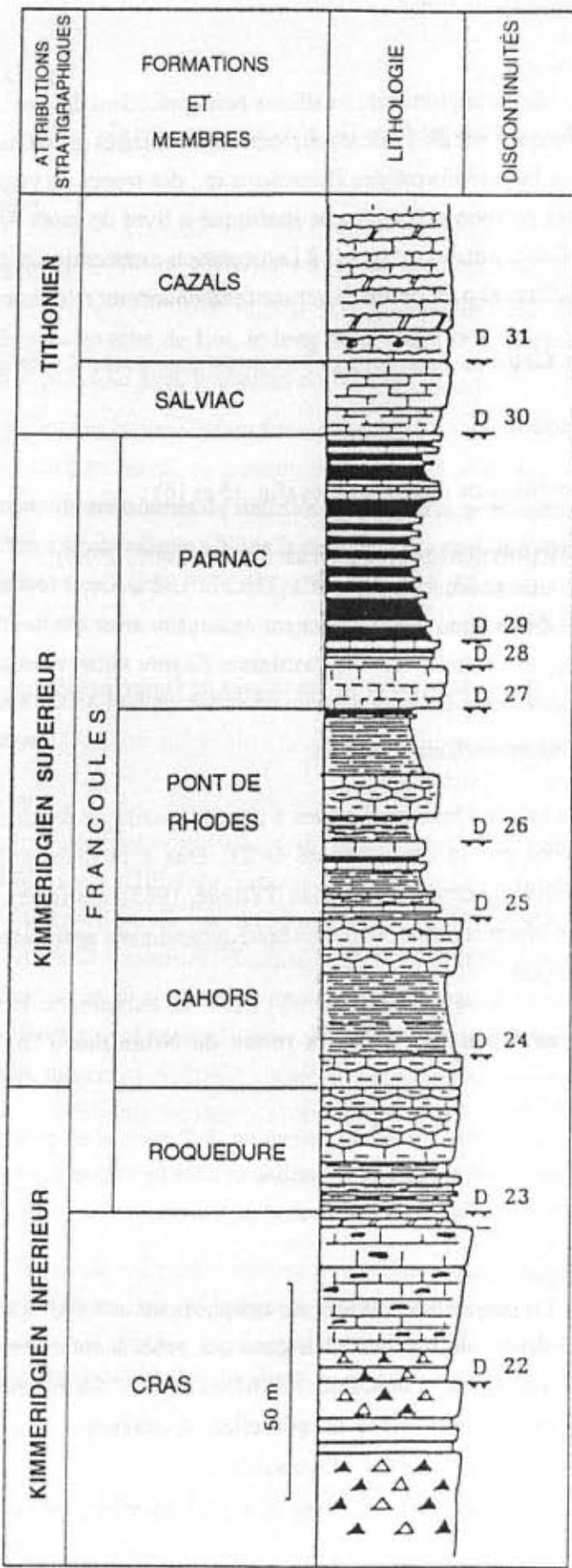


Fig. 16 - Le Kimméridgien - Portlandien entre Lot et Dordogne. Unités lithostratigraphiques et organisation séquentielle. (d'après CUBAYNES *et al.*, 1989)

Formation de Francoules

(J. Delfaud, 1969)

a) Membre de Roquedure (P. Hantzpergue, 1987)

Epaisseur : 39 m.

Coupe-type : Elle se développe sur le versant sud de la colline qui borde la vallée du Céou entre Montfaucon et Pont-de-Rodes, au lieu-dit "Roquedure" (Commune de Soucirac).

Age : Kimméridgien inférieur, zone à *Cymodoce*, sous-zone à *Chatelaillonensis*.

Définition : Le Membre de Roquedure correspond à une alternance de calcaires argileux gris, bioclastiques, se débitant en plaquettes, et de bancs plus carbonatés. Le tiers inférieur de la formation présente de fréquentes intercalations marneuses à *Pholodomya protei* (BRONG.) et *Nabigyrus virgula* (DEFR.), tandis que sa partie supérieure, plus homogène, est composée de calcaires argileux massifs. Cet ensemble s'achève par un banc à terriers (discontinuité D 24) qui souligne probablement la limite entre les sous-étages inférieur et supérieur du Kimmeridgien. Faisant suite aux Calcaires bioturbés à galets mous de Nouaillac, les assises du Membre de Roquedure indiquent un brusque approfondissement du milieu de dépôt et un passage en domaine ouvert, attesté par le retour des faunes à céphalopodes.

A dix mètres de la base, un banc de calcaire bioclastique (1 m) est particulièrement riche en ammonites : *Eurasenia gr. manicata* (SCHNEID), *Rasenioides chatelaillonensis* (M et m) (HANTZPERGUE) et *Streblites* sp. Cette association dominée par *R. chatelaillonensis* (HANTZPERGUE) indique l'horizon à *Chatellaillonensis* et précise l'âge de la reprise de la sédimentation terrigène dans la partie terminale de la zone à *Cymodoce*. D'autre part, la présence de rares *Rasenioides ecolisna* (HANTZPERGUE), juste sous le banc de terriers situé au toit du Membre, permet de reconnaître l'horizon à Discoïde qui marque la limite supérieure de la zone à *Cymodoce*.

b) Membre de Cahors (P. Hantzpergue, 1987)

Epaisseur : 33 m.

Coupe-type : Le membre de Cahors surmonte les assises du Membre de Roquedure, d'Est en Ouest, sur le versant sud de la colline qui borde la vallée du Céou. Cependant, la partie terminale du Membre de Cahors est mieux exposée dans l'ancienne carrière située au Nord du Mont Saint-Cyr, entre Saint-Georges et Cabessut.

Age : Kimméridgien supérieur, zone à *Mutabilis*, sous-zone à *Mutabilis*.

Définition : Les vingt premiers mètres de ce membre sont constitués par des calcaires argileux gris bleuté, se débitant en plaquettes et parcourus par de nombreuses pistes (*Scolia*). Ensuite, la partie terminale du Membre de Cahors devient plus carbonatée : c'est un ensemble de calcaires fins, faiblement argileux, disposés en bancs réguliers et qui s'achève par un hard-ground couvert d'huîtres (discontinuité D 25). L'évolution de la sédimentation montre le passage progressif d'environnements ouverts à un environnement restreint qui traduit, sur la plate-forme, une diminution de la profondeur relative. Les calcaires argileux à *Scolia* contiennent une faune à céphalopodes peu abondante ; cependant on peut y reconnaître la superposition de trois horizons fossilifères : le premier avec *Aulacostephanoides sosvaensis* (SASONOV), le second avec *A. desmonotus* (OPP.), et le troisième livrant *A. attenuatus* (ZIEGLER). Enfin, l'indice zonal, *A. mutabilis* (SOW.) et son microconque probable *A. eulepidus* (SCHNEID.) est représenté par de rares spécimens provenant des bancs terminaux du Membre.

c) **Membre de Pont-de-Rhodes** (P. Hantzpergue, 1987)

Epaisseur : 50 m.

Coupe-type : Affleurement situé au carrefour entre la route N 20 et la route D 2, au nord du hameau de Pont-de-Rhodes.

Age : Ce membre se développe dans la partie supérieure de la zone à *Mutabilis* (sous-zone à *Lallierianum*) et dans la partie basale de la zone à *Euxodus* (sous-zone à *Orthocera*), du Kimméridgien supérieur.

Définition : Il s'agit d'une épaisse alternance de marnes lumachelliennes à *Nanogyra virgula* (DEFR.) et de calcaires argileux noduleux, qui présente un aspect typique du "faciès virgulien". Cete alternance s'achève par un mince banc de calcaire graveleux dont la surface perforée est recouverte localement par une croûte ferrugineuse (discontinuité D 27).

Les dépôts du Membre de Pont-de-Rhodes correspondent à une sédimentation de vasière peu profonde, de vaste extension (Aquitaine nord, Bassin de Paris) et soumise épisodiquement aux influences du large. Cet aspect s'exprime notamment, en ce qui concerne les faunes d'ammonites, par l'alternance d'éléments endémiques (genre *Orthaspidoceras*) et d'ammonites provenant de la province subboréale (genre *Aulacostephanus*). Successivement, les horizons à *Lallierianum* et à *Schilleri* puis à *Orthocera*, *Hybridus* et à *Calvescents* caractérisent respectivement les sous-zones à

Lallieranum (zone à *Mutabilis*) et à *Orhtocera* (zone à *Eudoxus*). La limite entre ces deux sous-zones coïncide avec la discontinuité D 26 qui, selon les localités, s'exprime par une lacune plus ou moins prononcée de l'horizon à *Schilleri*.

d) Membre de Parnac (P. Hantzpergue, 1987)

Epaisseur : 51 m.

Coupe-type : En bordure de la route D 9 joignant Parnac à Crayssac (coupe de la Cévenne de Crayssac).

Age : Le Membre de Parnac débute dans la zone à *Eudoxus* (sous-zone à *Caletanum*) et s'achève au toit du Kimméridgien supérieur.

Définition : Cette puissante unité débute par 10 m de calcaires bioclastiques à *Nanogyra virgula* (DEFR.) et *Sellithyris subsella* (LEYM), formant une barre facilement repérable dans la morphologie locale ("barre à *A. caletanum*"). La série se poursuit avec 6 m de calcaires bioclastiques et de marnes terminés par un hard-ground (discontinuité D 29), puis s'achève par 35 m de dépôts à dominante marneuse. Dans les douze premiers mètres, ces marnes sont feuillettées et particulièrement riches en matière organique. Quelques bancs carbonatés s'y intercalent : l'un d'eux, plus massif et bioclastique, livre de fréquent restes de vertébrés dont *Steneosaurus* sp. (Hantzpergue et al., 1982). Puis d'épaisses couches de marnes feuillettées alternent avec de minces bancs de calcaires. Six mètres au-dessus du banc à vertébrés, un autre banc repère d'extension régionale renferme de nombreux *Aulacostephanus contejeani* (THUR.). L'alternance calcaire-marne se poursuit et présente encore deux bancs à ammonites : l'un avec *Aulacostephanus yo* (DE LOR.), l'autre avec l'association d'*Aulacostephanus autissiodorensi* (COTT.) et *Aspidoceras gr. catalaunicum* (DE LOR.). Le Membre de Parnac se termine par une quinzaine de mètres où d'épais niveaux de calcaires argileux en plaquettes alternent avec de minces bancs de calcaires fins, bioclastiques. Son sommet correspond à un banc bioturbé, à galets calcaires, dont la surface supérieure perforée est encroûtée, couverte d'huîtres (discontinuité D 30).

Dans le Membre de Parnac, l'évolution de la sédimentation traduit un approfondissement par saccades du milieu de dépôt et un passage progressif à des environnements épisodiquement ouverts. L'abondance relative des céphalopodes permet de reconnaître la succession de huit horizons d'ammonites : les horizons à *Caletanum* et à *Quercynum* (sous-zone à *Caletanum*), à *Contejeani* et à *Yo* (sous-zone à *Contejeani*), à *Autissiodorensis* et à *Lafauriana* (sous-zone à *Autissiodorensis*) à *Irius* et à *Catalaunicum* (sous-zone à *Irius*).

Formation de Salviac

(J. Delfaud, 1969 ; émend. P. Hantzpergue, 1987)

Epaisseur : 40 m.

Coupe-type : Carrière de Pech Fourque au nord-est de Salviac.

Age : Tithonien, zone à Gigas, sous-zone à Gigas.

Définition : La Formation de Salviac correspond en partie seulement à la Formation de Peyrilles, définie antérieurement par Delfaud, 1969. Elle regroupe une vingtaine de 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, sublithographiques, crème, en bancs décimétriques réguliers, avec intercalation de quelques bancs massifs à tubulures. Puis, dans la partie supérieure de la formation, se développent des calcaire fins, crème, en bancs massifs, plus ou moins graveleux, surmontés par une dizaine de mètres de laminites dolomitiques riches en figures d'émersion : fentes de dessiccation, traces de gouttes de pluie, *fenestrae* (J. Delfaud, et M. Gottis, 1966). Cet ensemble s'achève par une surface usée, oxydée et encroûtée par des *Nanogyra* (discontinuité D 31).

Les dépôts de la Formation de Salviac expriment une rapide diminution de la profondeur qui se traduit par le passage d'une sédimentation de milieu restreint à une sédimentation intertidale et supratidale. Dans cet environnement, la présence de rares coquilles d'ammonites, probablement flottées, permet d'attribuer partiellement la Formation de Salviac à la sous-zone à Gigas (Tithonien basal).

Formation de Cazals

(J. Delfaud, 1969)

Epaisseur : Plus d'une centaine de mètres.

Coupe-type : Coupe de Cazals.

Age : Tithonien.

Définition : La base de la Formation de Cazals est datée par les ammonites de l'horizon à Gravesiana (sous-zone à Gravesiana, zone à Gigas), tandis que l'âge de sa partie terminale reste indéterminé. Dans l'état actuel de nos connaissances, les dépôts continentaux du toit du Jurassique, comme les argiles et les sables rouges du Cognacais, ne paraissent pas être représentés dans le département du Lot. La Formation de Cazals se

compose d'une suite de séquences d'accrétion dont l'évolution virtuelle débute par des calcaires graveleux et bioclastiques puis s'achève par un faciès lithographique, devenant dolomitique au sommet avec l'instauration de conditions franchement margino-littorales. C'est notamment dans ce contexte qui se situe le gisement ichnologique de Crayssac (cf. arrêt 6) remarquable par l'abondance de figures sédimentaires caractéristiques du milieu intertidal, associées à de nombreuses empreintes de pas et pistes de vertébrés continentaux (dinosauriens, ptérosauriens, crocodiliens et tortues).

4 - L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET SEDIMENTAIRE

4.1 - LA CREATION D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE AU JURASSIQUE INFÉRIEUR

La première transgression liasique, à l'Hettangien inférieur, se dirige du Sud vers Nord et le Nord-Est. Elle entraîne la submersion progressive de plaines fluviatiles margino-littorales (Grès de la Madeleine) par une mer épicontinentale très peu profonde. Les dépôts des Dolomies du Maillet suggèrent l'image de côtes plates avec une ambiance de lagunes ouvertes, plus ou moins isolées par des cordons littoraux ou des flèches littorales. Le comblement développe graduellement une tendance continentale de plus en plus marquée dans les dépôts, avec la réalisation de paysages de marais maritimes auxquels succède l'installation de sebkhas (Brèches calcaréo-dolomitiques). Cet épisode évaporitique est suivi d'un approfondissement relatif de la plate-forme proximale carbonatée, de 0 à 10 m de profondeur (Calcaires à microrhythmes), puis de 10 à 20 m (Calcaires oolithiques) par comparaison avec les environnements actuels du Golfe Persique.

4.2 - L'APPROFONDISSEMENT DU BASSIN QUERCYNOIS ET LES DEVELOPPEMENTS D'ENVIRONNEMENTS DISTAUX

La limite Lotharingien-Carixien se caractérise par une nouvelle transgression marine qui se traduit par le dépôt du premier ensemble de marno-calcaires à ammonites (Calcaires de Brian-de-Vère). L'approfondissement des milieux de dépôt se poursuit pendant le Domérien inférieur-moyen avec l'installation des vasières circallittorales à *Balanocrinus*. Les eaux domériennes sont les plus profondes de tout le Lias quercynois. Le Domérien supérieur se caractérise par des dépôts carbonatés bioclastiques nettement moins profonds (Barre à Pecten). Dès le Toarcine inférieur, la mer s'avance à nouveau sur la plate-forme quercynoise. Cette nouvelle transgression est soulignée d'abord par des faciès anoxiques (schistes carton) puis par la généralisation de vasières infra et circalittorales moins profondes qu'au Domérien (faunes d'*Ectacrinus* puis d'*Isocrinus*). Enfin le Toarcien

supérieur et l'Aalénien sont marqués par une évolution vers de nouveau faciès de plate-forme carbonatée peu profonde.

4.3 - LE DEVELOPPEMENT D'UNE NOUVELLE PLATE-FORME CARBONATÉE PROXIMALE

De l'Aalénien au Bathonien supérieur, se développe une plate-forme carbonatée proximale. Les Calcaires à oncolites marquent la reprise de la sédimentation, aboutissant au comblement de cette plate-forme, avec généralisation des environnements proximaux confinés, suivis d'une tendance généralisée à l'émergence. Cette évolution est marquée par plusieurs phases tectoniques avec réactivation d'accidents hercyniens N 20° E, N 110° E et N 160° E en lien avec le rifting atlantique et téthysien. L'ensemble Quercy/Grands Causses/Pyrénées subit les mêmes phénomènes, la répartition des dépôts étant sous la dépendance d'une topographie en blocs basculés selon la direction N 20° E.

Au sommet du Jurassique moyen et à la base du Jurassique supérieur, une nouvelle plate-forme carbonatée se superpose à la précédente avec retour progressif des conditions marines, phase de comblement préludant à une émergence, suivie de développement d'un complexe évaporitique au passage Oxfordien/Kimméridgien.

4.4 - LE RETOUR AUX CONDITIONS DE MER OUVERTE

Au Kimméridgien inférieur, se crée une vaste plate-forme marine non barrée qui sera progressivement comblée puis exondée à la fin du Jurassique. Les calcaires à galets mous de Nouaillac marquent le début de cet épisode. Ils se sont déposés dans des environnements inter puis subtidiaux, sur un littoral non barré. La tendance transgressive s'accentue ensuite rapidement. Elle s'accompagne d'une grande uniformisation des sédiments : les faciès caractéristiques des différentes formations du Kimméridgien quercynois s'étendent sans changement important sur la totalité de la région. Ainsi, les niveaux repères, comme le "banc à vertébrés" dans la zone à *Eudoxus* (Hantzpergue, Lafaurie et Lange-Badré, 1982), les bancs à *Aulacostephanus contejeani* (THUR.) et *A. yo* (D'ORB.) se suivent dans le département du Lot sur plusieurs dizaines de kilomètres sans la moindre modification. Toutefois, l'épaisseur des différentes formations augmente progressivement en direction du Sud-Ouest et ceci en relation avec la structure profonde du socle, notamment exprimée par le linéament ouest-quercynois. Le dépôt des marnes et calcaires argileux à *Nanogyra virgula* (DEFR.) (Membre de Cahors et de Pont-de-Rhodes), correspond à un maximum transgressif au Kimméridgien supérieur et contribue à un comblement rapide du Bassin d'Aquitaine.

Le contrôle de la sédimentation paraît principalement dépendre des variations eustatiques. Cependant, l'abondance des éléments terrigènes dans la "vasière à *N. vigula*"

indique probablement un lessivage des zones émergées et semble traduire également l'intervention de déformation épigéniques (Enay et al., 1980).

4.5 - VERS LA REGRESSION FINI-JURASSIQUE

Avec les Formations de Salviac et de Cazals, les dépôts expriment une diminution progressive de la profondeur relative tandis que les peuplements d'ammonites deviennent très épisodiques.

Au Tithonien 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'accentue ensuite rapidement, accompagnée par la différenciation d'un golfe étroit, du Quercy au Charentes, ouvert à l'ouest sur le domaine atlantique. Situés à l'extrême 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. vigula* (DEFR.) de la pointe de Chassiron (Île d'Oléron), caractérisée par la même faune d'ammonites. De même, la sédimentation intertidale et supratidale de la Formation de Cazals s'effectue tandis que dans les Charentes les dépôts sont alors plus variés : des formations évaporitiques s'intercalent dans une série de marnes, de calcaires micritiques, oolithiques ou bioclastiques.

5 - LES PRINCIPAUX FACTEURS DE L'EVOLUTION

5.1 - LE CONTROLE TECTONIQUE

a) Lias

Pendant l'Hettangien et le Sinémurien, la plate-forme proximale quercynois se caractérise par une topographie uniforme. Au Sinémurien, les calcaires à Stromatolites de Planioles suggèrent l'image de vastes zones côtières plates, toujours à la limite de l'émergence. Dès le Lotähringien supérieur, le bassin quercynois présente une morphologie différenciée, attestée par les onlaps de la Formation de Cavagnac (fig. 17). Cette phase de distension (crise lotharingienne des auteurs) coïncide avec une première discontinuité, qui est aussi eustatique (discontinuité D 3). La discontinuité D 4 qui couronne la Formation de Cavagnac, eustatique et tectonique, crée de nouvelles différenciations topographiques. En effet, dès le Carixien basal, le bassin sud-quercynois présente une structure en hémigraben, limitée au sud et au sud-ouest par les linéaments ouest-quercynois (Durand-Delga, 1979), au nord et au nord-est par les hauts-fonds de la région Figeac-Capdenac, bordés par des failles d'orientation N 20° E. Ce dispositif se maintient jusqu'au Domérien (fig. 18).

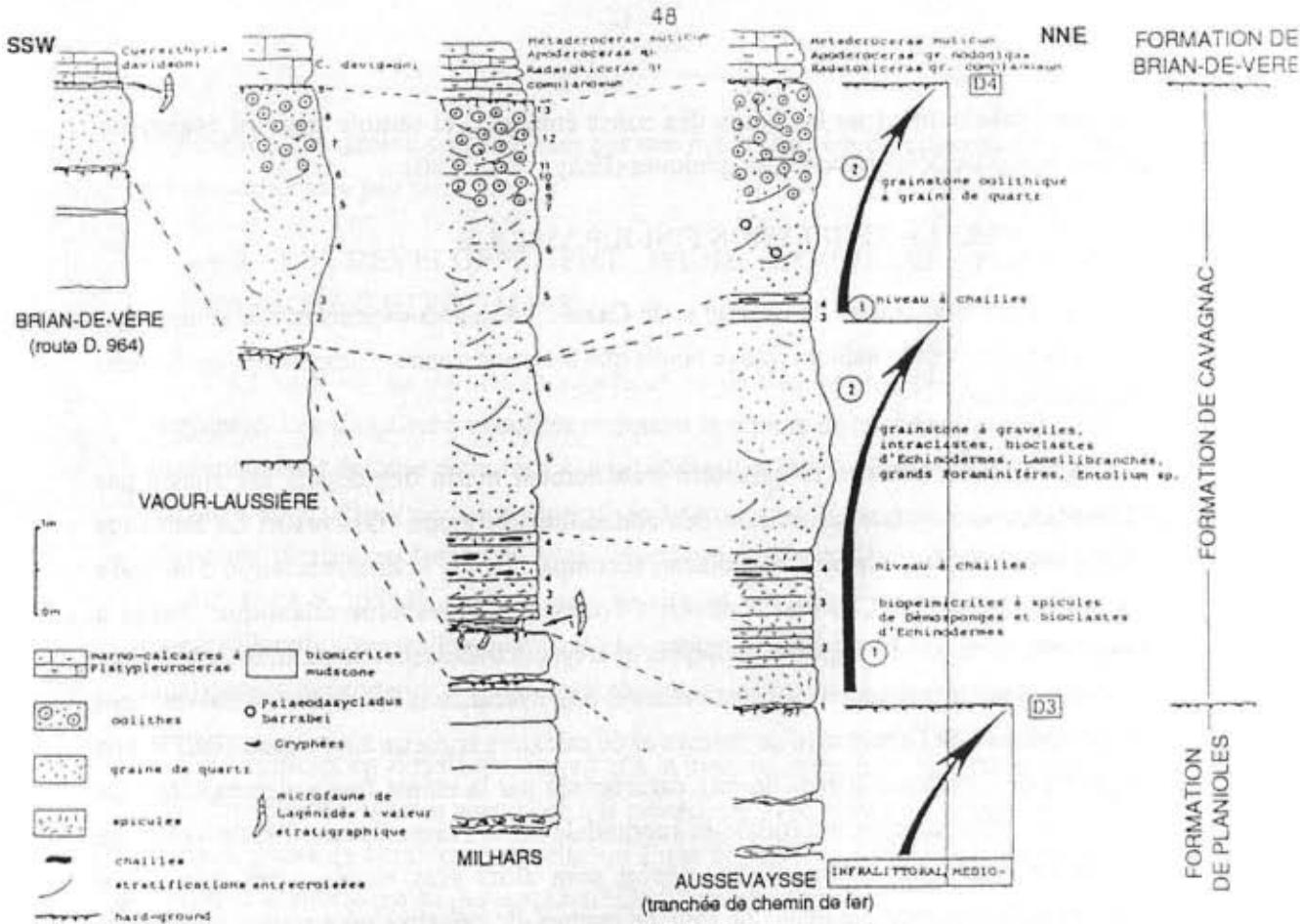


Fig. 17 - Coupes de la formation de Cavagnac dans la région de la Grésigne, montrant le dispositif en onlap au-dessus de la discontinuité D3. (d'après CUBAYNES et al., 1989)

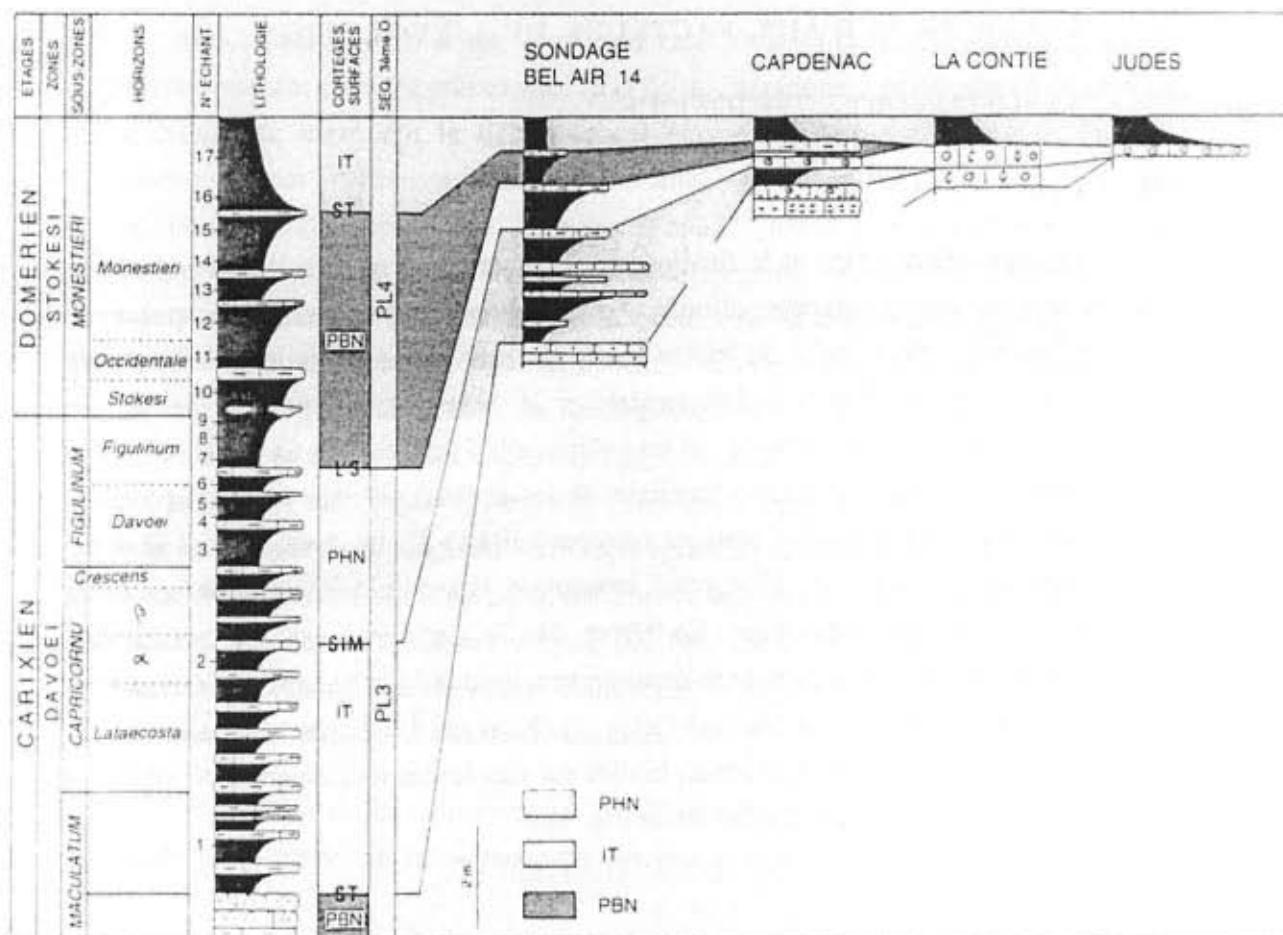


Fig. 18 - La structure en hémi-graben du bassin liasique du Quercy méridional au Carixien. (d'après CUBAYNES et al., 1994)

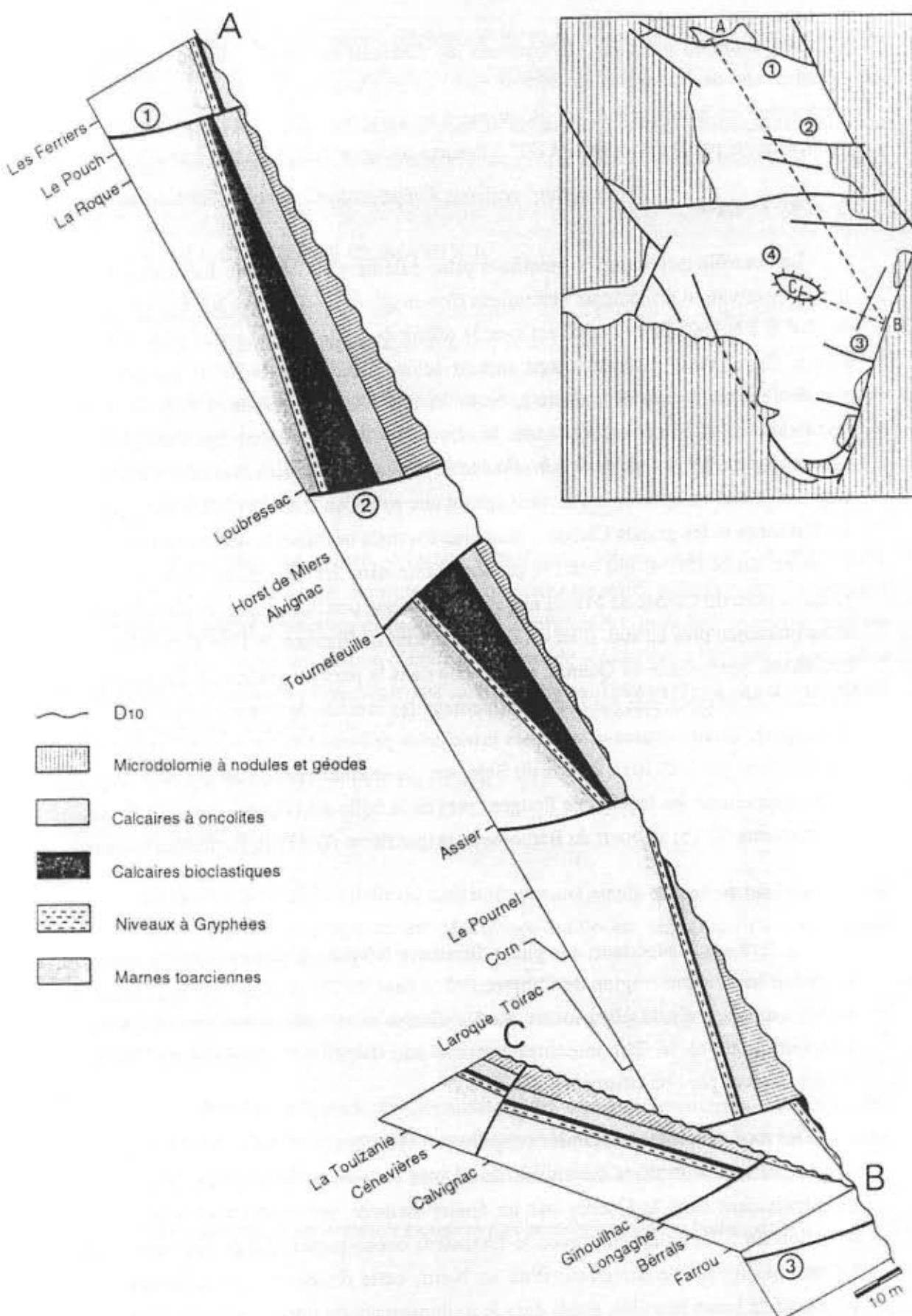


Fig. 19 - Morphologie en blocs basculés du Quercy durant l'Aalénien.

Au Toarcien inférieur, un nouveau jeu distensif des failles majeures (faille de Villefranche-de-Rouergue, linéament ouest quercynois) se traduit par une nouvelle disposition en hémi-graben. Ce mouvement tectonique brutal s'exprime, dans la série sédimentaire, par la discontinuité D7" à fissures ouvertes orientées N-S à N 20° E.

b) Dogger

Le contrôle tectonique se manifeste principalement au début du Jurassique moyen par la réactivation d'accidents hercyniens d'orientations variées : N 20° E, N 110° E et N 150° E à N 160° E, en lien direct avec le rifting de l'Atlantique central et de la Téthys ligure. Cette phase distensive agit surtout selon la direction N 20° E induisant une morphologie en horsts et grabens et en blocs basculés (Peybernès et Pélissié, 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 (fig. 19). Cette morphologie s'accompagne d'une subsidence différentielle marqué dans les Pyrénées et les grands Causses, plus discrète mais néanmoins décelable en Quercy. La direction N 150° E qui semble prédominante dans les 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° E dont le jeu en distension, perceptible en Quercy, ressort peu dans la partie méridionale du "Haut-fond Occitan", et se manifeste par le développement des brèches de Pongens près de la faille d'Alvignac. Quatre phases tectoniques principales peuvent être reconnues : la première (matérialisée par la D 10) à la base du Bajocien ; la seconde (exprimée par la D 12 et par le développement des brèches de Pongens près de la faille d'Alvignac) durant le Bajocien ; la troisième (D 15) au court du Bathonien ; la quatrième (D 17) au Bathonien supérieur.

c) Malm

Au Jurassique supérieur, une phase distensive NNE-SSW s'amorce en Aquitaine et se traduit localement (région de Cabrerets) à la base de l'Oxfordien, par la création de blocs basculés. Puis, la plate-forme nord-aquitaine reste relativement stable durant le Kimméridgien et le Tithonien, présentant une évolution sédimentaire dominée principalement par l'eustatisme.

Des modifications structurales s'expriment cependant discrètement, compensées par une importante élévation du niveau de la mer (séquence M4). 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 avec des bandes tectonisées de même direction. Plus au Nord, cette distension est à l'origine d'un dispositif de blocs basculés, situés dans le prolongement du linéament ouest-quercynois.

Cette structure a notamment déterminé la répartition des aires corallienne du Kimméridgien inférieur nord-aquitain (Hantzpergue, 1985 b).

Au Tithonien, 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 zonation "pyrénéenne".

5.2 - LE CONTROLE CLIMATIQUE

L'influence des variations climatiques sur l'évolution sédimentaire a été principalement relevée au Jurassique inférieur et 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 le rôle minime par rapport aux autres facteurs, imprime sa marque dans les séries sédimentaires en fonction du degré d'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 ducaquicoles caractéristiques. Telle est l'une des significations qui a été donnée à la discontinuité D 17.

5.3 - LE CONTROLE EUSTATIQUE

a) Lias

La stratigraphie séquentielle du Lias inférieur au Quercy est encore trop mal connue pour que l'on puisse proposer un découpage fiable en séquences de dépôt dans l'Hettangien et le Sinémurien.

Dans le Lias moyen et supérieur, seize séquences de dépôts d'une durée moyenne de l'ordre de 1 Ma ont été identifiées en se fondant sur :

- Les données géométriques (localisation des corps sédimentaires, variations des épaisseurs, biseaux de strates, entre la partie la plus distale du bassin, au sud, dans la région de la Grésigne, et la zone haute de Figeac-Capdenac, au nord) ;
- Les indicateurs sédimentologiques et paléoécologiques de la bathymétrie ;

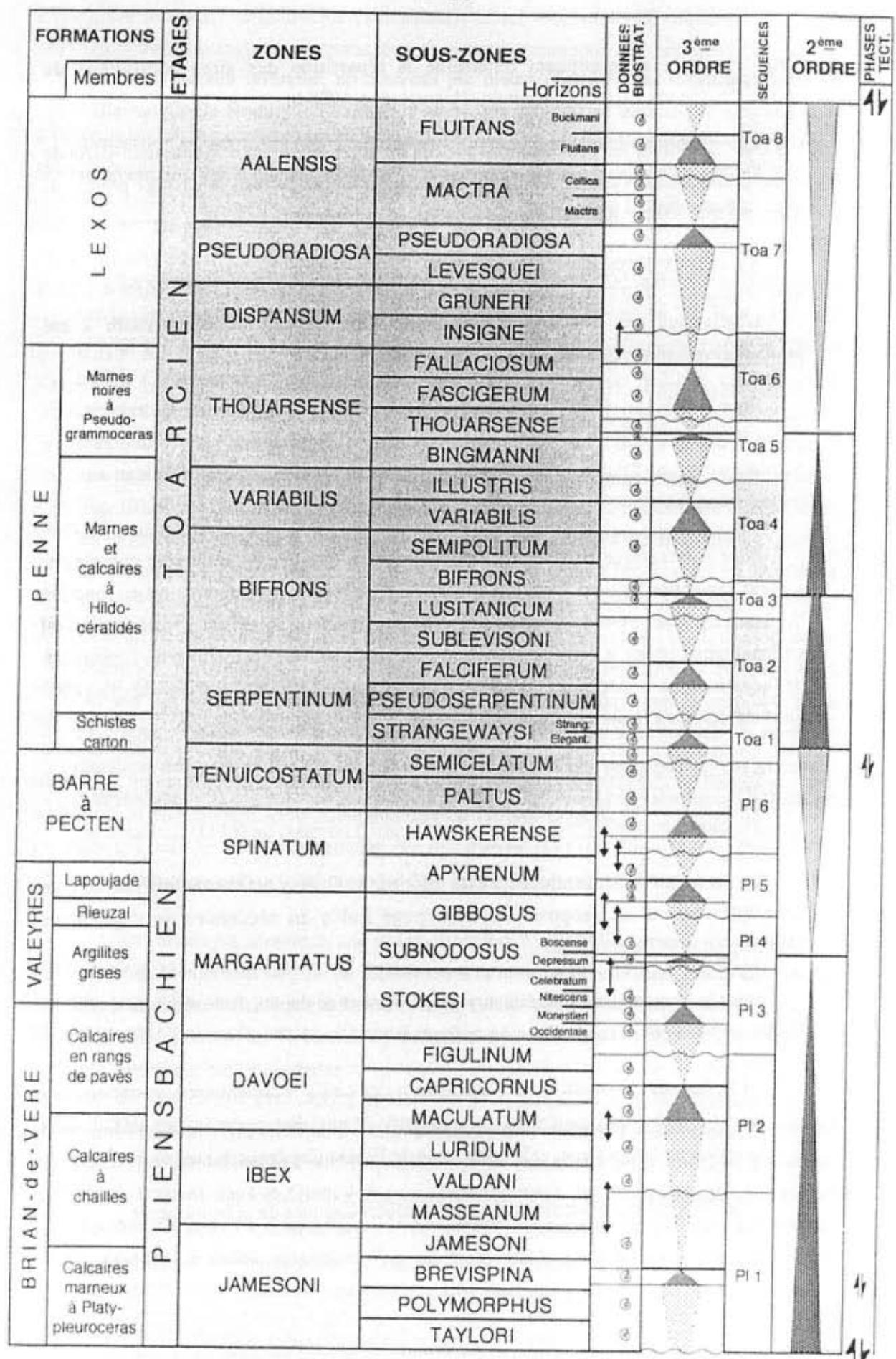


Fig. 20 - Les séquences de dépôt du Lias moyen et supérieur dans le Quercy.

- La strato-fabrique dans les alternances calcaires-marnes (pouvant indiquer, à l'échelle des paraséquences, le caractère agradant, progradant ou rétrogradant des dépôts) :

- Le traitement statistique de données micro-paléontologiques qui peut contribuer à l'identification des cortèges sédimentaires et des discontinuités ou disconformités stratigraphiques (Rey et al., 1994).

Six séquences (numérotées Pl 1 à Pl 6) ont été reconnues au Pliensbachien (fig. 20) huit séquences (Tao1 à Tao 8) au Toarcien. Elles sont généralement bien datées, à l'échelle de la sous-zone ou de l'horizon d'Ammonites. Nous analyserons plus particulièrement les séquences de la partie supérieure du Domérien (Pl 4 à Pl 6) qui se seront présentées au cours de l'excursion et celle du Toarcien inférieur à moyen (Toa 1 à Toa 4), particulièrement représentatives.

5.3.1 - Les séquences de la partie supérieure du Domérien

Trois séquences couvrent les zones à Margaritatus *pro-partie* et à Spinatum (fig. 21) :

La séquence Pl 4 se situe à la partie supérieure du Membre des "Argiles grises" (zone à Margaritatus). Elle est composée d'une alternance décimétrique de marnes, calcaires plus ou moins argileux et grès laminés. En l'absence de discontinuité sédimentaire nettement marquée, elle a été mise en évidence par le traitement statistiques des associations de foraminifère et ostracodes (analyses de correspondances multiples du tableau présence-absence nombre d'individus par genres, pourcentages relatifs). Cette séquence bien développée dans le Sud du Quercy (région de la Grésigne) et, probablement, dans la vallée de la Dordogne (Gintrac, Loubressac) est semble-t-il, très réduite à Turenne où n'ont été observés qu'un intervalle transgressif épais de 3 m et un prisme de haut niveau épais de 0,50 m.

La séquence Pl 5 (fig 21) comprend à la base un cortège de bas niveau d'épaisseur très variable, constitué de calcaires oolithiques et graveleux à stratifications obliques alternées ou en mamelon (Membre de Rieuval), passant dans la partie distale du bassin ou un ou deux bancs de calcaires noduleux. L'intervalle transgressif est matérialisée par 1,50 m à 2 m de marnes grises, très fossilifères (Echinides, Brachiopodes, Lamellibranches, Ammonites), à la partie inférieure du Membre de Lapoujade. Il date de la sous-zone à Gibbosus. Une surface durcie, oxydée, au sein du Membre de Lapoujade, matérialise la surface d'inondation aximale. Le prisme de haut niveau est représenté dans la partie supérieure des marnes du Membre de Lapoujade et à la base de la "Barre à pecten". Il est organisé en plusieurs séquences

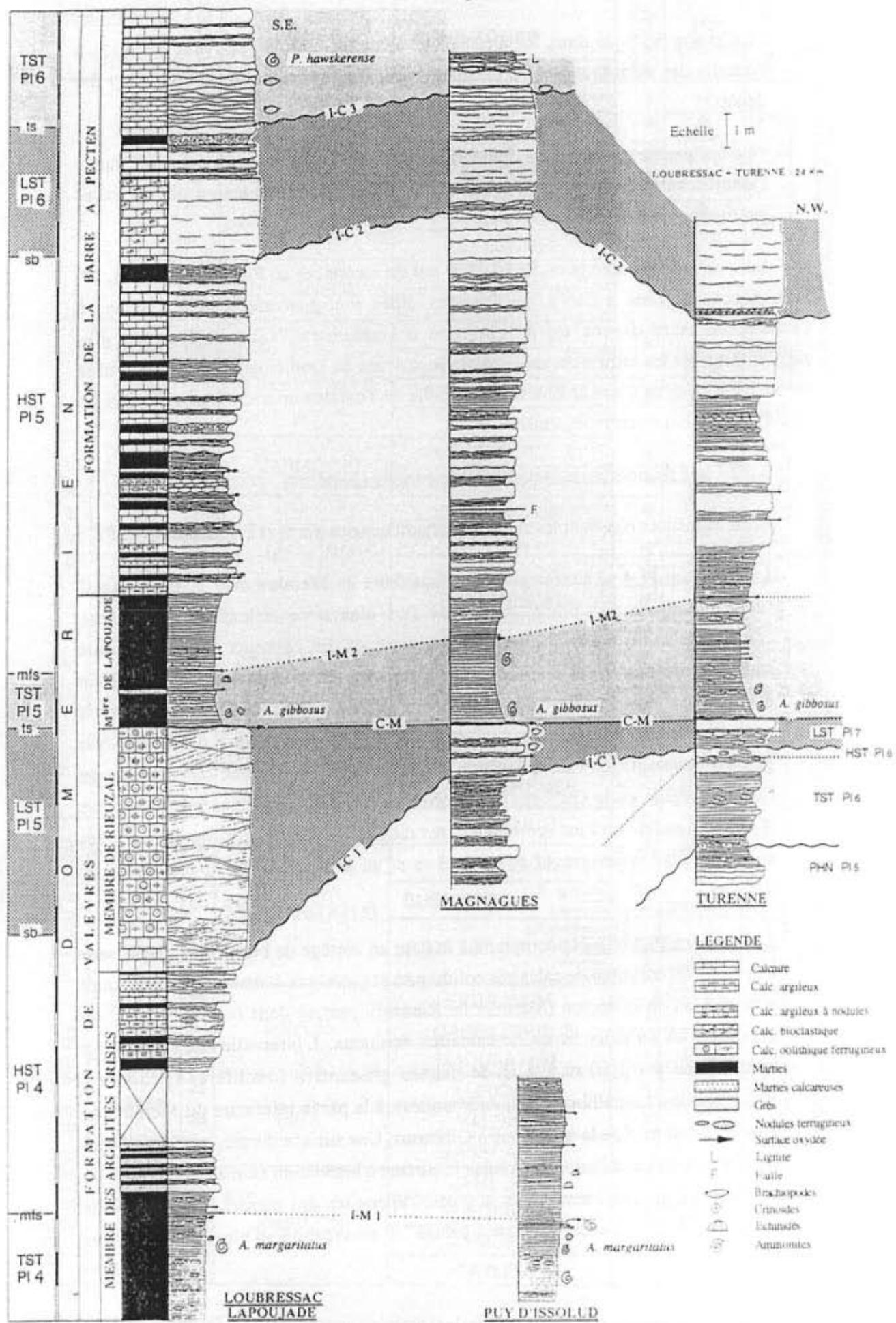


Fig. 21 - Les séquences de dépôt du Domérien dans le Quercy septentrional. (d'après BRUNEL et al., 1995)

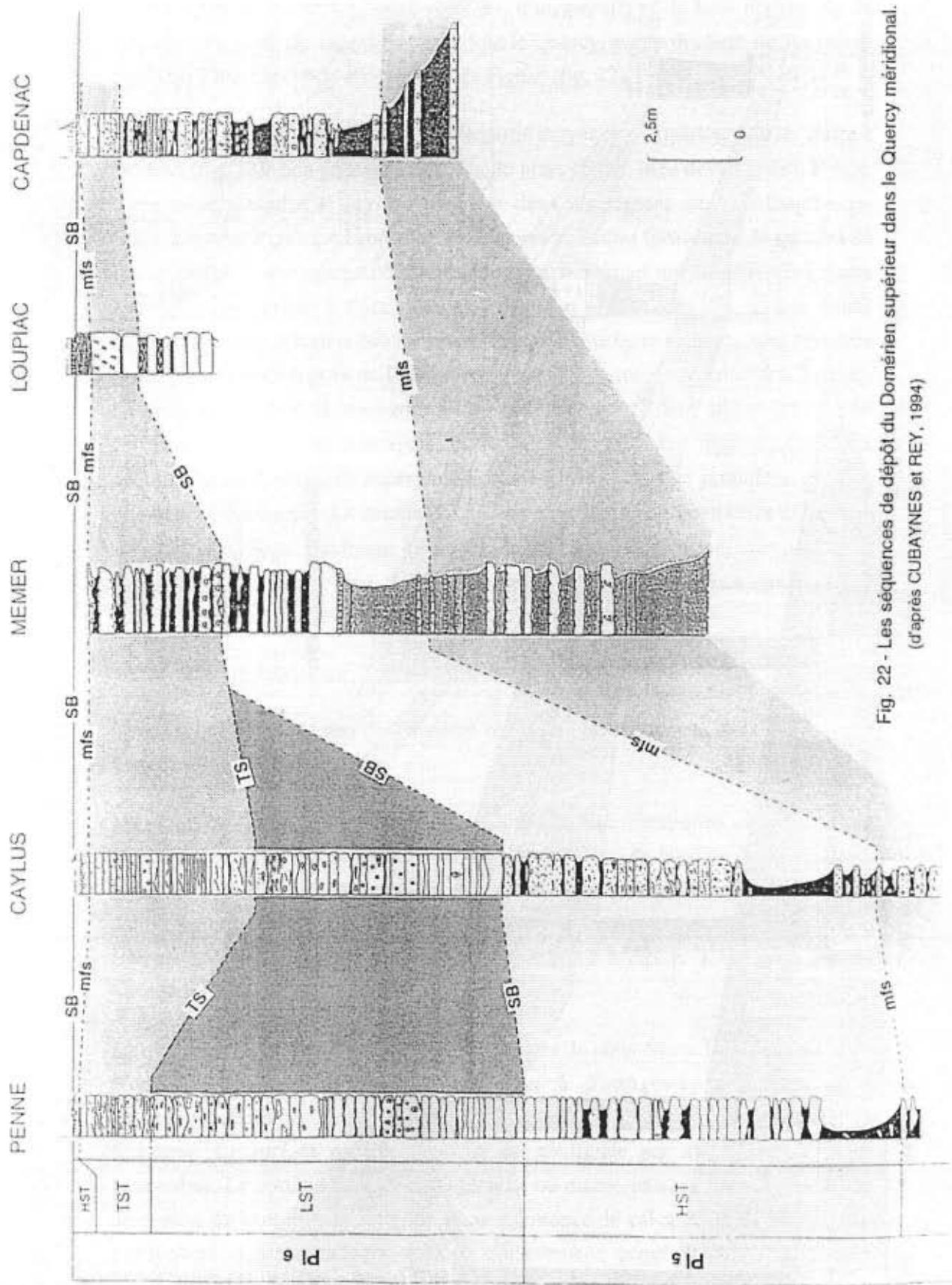


Fig. 22 - Les séquences de dépôt du Domérien supérieur dans le Quercy méridional.
(d'après CUBAYNES et REY, 1994)

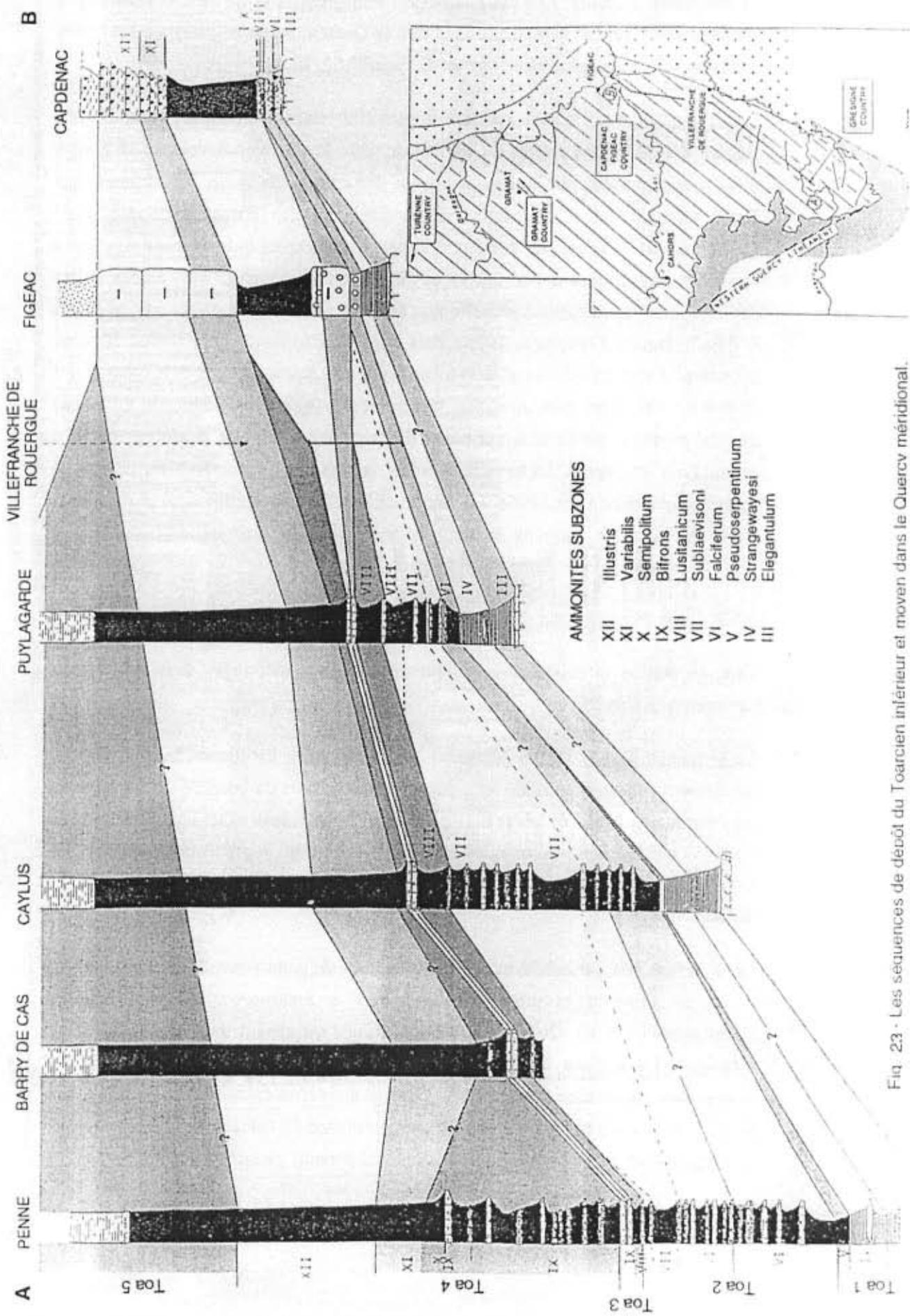


Fig. 23. Les séquences de dépôt du Toarcien inférieur et moyen dans le Quercy méridional.

associant des marnes strato-décroissantes et des calcaires bioclastiques. Il daterait de la sous-zone à Solare. Les deux cortèges, transgressifs et de haut niveau, de la séquence Pl 5 ont été identifiés dans tout le Quercy, en particuliers sur les hauts-fonds de Villefranche-de-Rouergue et de Figeac (fig. 22).

La séquence Pl 6 est représentée dans la partie moyenne et supérieure de la "Barre à Pecten" (fig. 22). Son prisme de bordure de plate-forme, bien développée à Penne, d'épaisseur moindre à Caylus, et absent dans les régions de Villefranche-de-Rouergue et de Figeac, est constitué de calcaires à chailles (provenant de spicules de Démospanges) disposés en plusieurs séquences métriques qui associent des bancs épais de biomicrites à Pectinidés et *Pinna* en position de vie, et des bancs décimétriques de calcaires bioclastiques. Toutes les surfaces de bancs sont ondulées (rides de courant à rostres de Bélemnites orientés, fragments de crinoïdes, lignite). L'intervalle transgressif (sous-zone à Hawskerense), connu dans tout le Quercy, est formé de calcaires bioclastiques, riches et brachiopodes, disposés en bancs décimétriques à surfaces supérieures durcies, encroutées et taraudées par des organismes fouisseurs. La deuxième croûte ferrugineuse est interprétée comme la surface d'inondation maximale. Le prisme de haut niveau est mince, avec un à deux bancs de calcaires marneux et bioclastiques riches en Ammonites (sous-zone à Paltus et base de la sous-zone à Semicelatum).

5.3.2. - Les séquences du Toarcien inférieur-moyen

Cinq séquences de dépôts de troisième ordre ont été reconnues dans le Toarcien inférieur et moyen (fig. 23) :

La séquence Toa 1 débute sur une surface d'érosion karstiques avec paléosols localement conservés (Capdenac), par un mince prisme de bordure de plate-forme argilo-gréseux, à bois flottés et fossiles remaniés (sous-zone à Semicelatum). Elle se continue par les dépôts anoxiques des "Schistes carton", représentant un intervalle transgressif et un prisme de haut niveau marin (horizons à *Elegantulum* et *Strangewaysi*).

La séquence Toa 2 possède du prisme de bordure de plate-forme bien développé au Nord de Gramat (sommet de l'horizon à *Strangewaysi*, sous-zone à *Pseudoserpentinum*). Ce cortège est très mince ou absent dans la région de la Grésigne. La surface de transgression est soulignée par un niveau riche en ammonites. Le cortège transgressif, marneux ou marno-calcaire, est surmonté par un prisme de haut niveau composé d'une alternance de calcaires et de marnes qui s'ordonnent en trois paraséquences de comblement, progradantes (sous-zone à

Falciferum, Sublaevisoni, base de la sous-zone à Lusitanicum). Aucun critère lithologique ou stratonomique ne permet d'identifier la surface d'inondation maximale. Dans la région de Turenne, au Nord du Quercy (près du bassin de Brive), un intervalle condensé remplace les deux cortèges, transgressif et de haut niveau.

La séquence Toa 3 très mince, est rétrogradante. Elle date de la sous-zone à Lusitanicum et de la base de la sous-zone à Bifrons. Le prisme de bordure de plate-forme repose sur une surface érosive ("toplau"), avec lacune stratigraphique et faune remaniée. Il est marneux, se biseauté vers le Nord Est et disparaît près de Villefranche-de-Rouergue. Deux ou trois bancs jointifs de calcaire, largement étendus sur tout le bassin, représentent un intervalle condensé. La surface d'inondation maximale est située au sommet du premier banc calcaire. Le cortège de haut niveau s'épaissit vers le Nord, en direction du continent.

La séquence Toa 4 est une séquence de comblement. Elle fait suite à une nouvelle surface érosive. Le prisme de bordure de plate-forme est constitué d'une alternance de marnes et de calcaires (sous-zones à Bifrons et à Semipolitum). Il s'amincit et disparaît vers le Nord Est, au niveau de la plaine côtière. Le cortège transgressif est mince, marneux, très étendu (sous-zone à Variabilis). Il est surmonté par un banc noduleux et bioturbé riche en Ammonites (surface d'inondation maximale). Le cortège de haut niveau est marneux dans le domaine distal, plus calcaire et/ou oolithique sur la plate-forme proximale (sous-zone à Illustris).

La séquence Toa 5 débute par un prisme de bordure de plate-forme marneux (sous-zone à Illustris), au-dessus d'une surface érosive et rubéfiée à abondants débris ligniteux.

b) Dogger et Malm

De l'Aalénien à l'Oxfordien supérieur le calage stratigraphique des séquences et des discontinuités est moins précis faute de bon marqueurs paléontologiques. Toutefois on peut identifier dix discontinuités qui coïncideraient avec des discontinuités de baisse brutale des eaux, de type 1 (D 10) ou 2. Il y a autant de séquences cycliques ou de comblement que de cycles eustatiques et ces séquences pourraient associer des intervalles transgressifs et des prismes de haut niveau marin, ou constituer uniquement sur une semelle transgressive des prismes de haut niveau marin (séquences quercynoises).

Si cette interprétation est juste, nous avons là un moyen pour dater les unités lithostratigraphiques. Les âges ainsi proposés s'accordent en tout cas avec les données fournies par les rares faunes de brachiopodes et de Foraminifères.

La coupe de la Bouye (fig. 24) avec des séquences de dépôt plus ou moins complètes illustre bien l'organisation des séries quercynoises du Dogger au passage Bajocien-Bathonien. La séquence Do3 qui correspond aux deux tiers inférieurs des "Calcaires massifs de la Bouye" est cyclique mais tronquée à la base. Sa limite inférieure coïncide avec la D 13, simple fond durci discret d'un point de vue sédimentologique mais qui s'individualise plus nettement à travers l'évolution des contenus faunistiques. Elle débute par un intervalle transgressif marqué avec des biomicrites à échinodermes et quelques fines passées argileuses à nannoplancton. Le prisme de haut niveau, formé de calcaires, dolomies et marnes, va jusqu'à l'émergence avec des dépôts à faune et flore dulcaquicoles et des microkarstifications.

La séquence Do4 est plus complète. Après le prisme de bas niveau formé de dépôts inter à supratidaux, l'intervalle transgressif débute par deux pulsations traduites par un comblement et séparées par la D 14 qui marque la limite inférieure des "Calcaires et marnes de la Bouye". Viennent ensuite des biomicrites à brachiopodes et nannoplancton couronnées par une surface perforée encroûtée de nombreuses huîtres, niveau de condensation traduisant une montée rapide des eaux. Le prisme de haut niveau, particulièrement développé avec de nouveaux dépôts inter puis supratidaux, se voit subdivisé en deux sous-unités par la D 15, discontinuité de base des "Brèches et évaporites de Saint-Chels" qui semble davantage liée à la tectonique qu'à l'eustasme.

De l'Oxfordien terminal au Tithonien basal, une montée globale des eaux à long terme conduit à une homogénéisation de la sédimentation sur toute la marge nord du bassin d'Aquitaine. Du Quercy aux Charentes, les principaux faciès du Jurassique terminal se répartissent de façon relativement uniforme et traduisent le comblement progressif de la plateforme.

Le cadre biochronologique permettant le calage stratigraphique des séquences et des discontinuités a été établi sur la marge nord du bassin (Quercy et Charentes) : pour l'intervalle Kimméridgien-Tithonien, la succession de 31 horizons d'ammonites permet une résolution temporelle des événements sédimentaires avoisinant 175 Ka. Sur l'ensemble de la marge nord-aquitaine, la sédimentation des assises du Malm présente un caractère cyclique s'exprimant en domaine épicontinentale. Les cycles montrent ainsi, une évolution progressive d'environnement de plateforme interne vers des milieux ouverts de plateforme distale, puis un retour relativement rapide à des environnements protégés. Ces

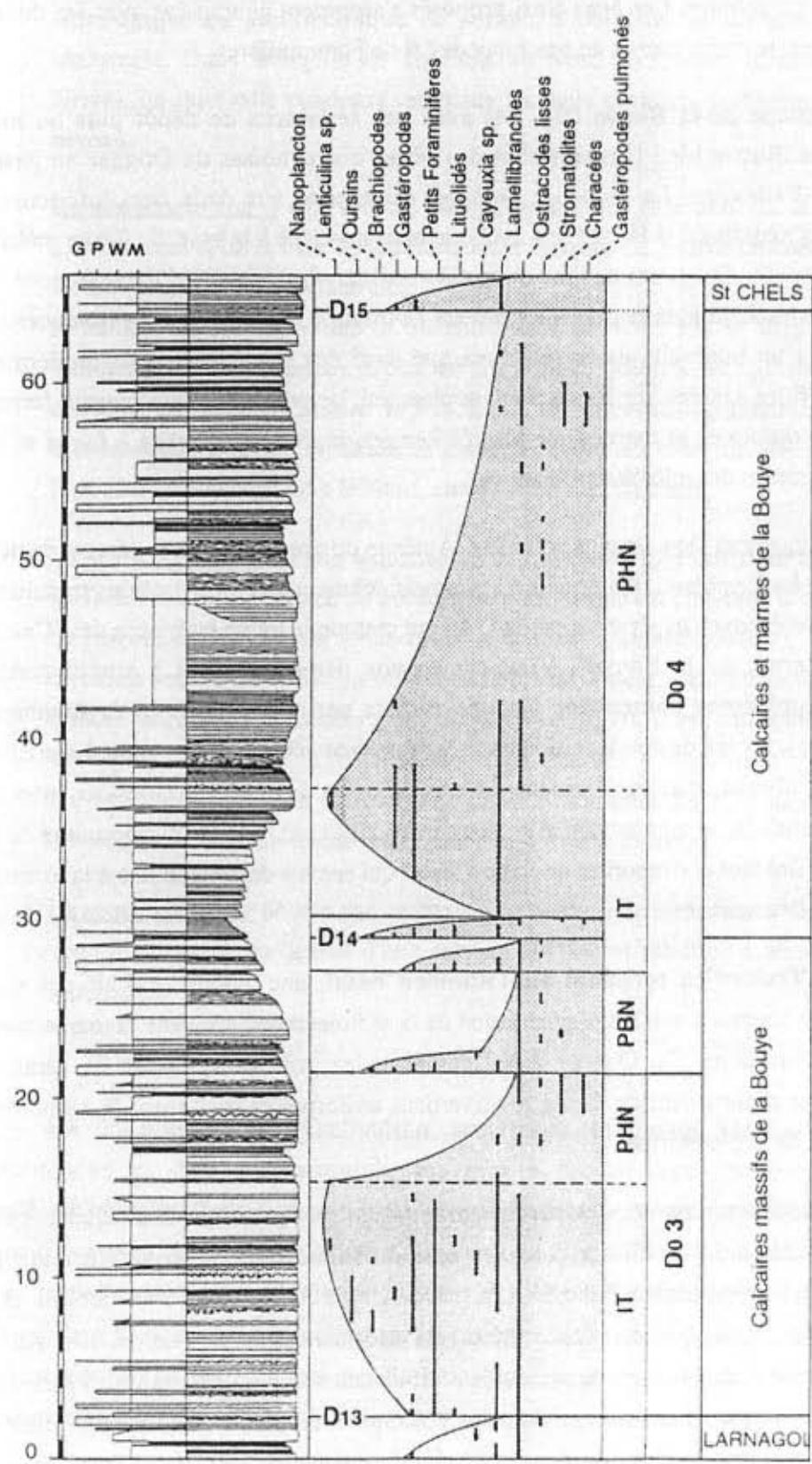


Fig. 24 - Coupe de la Bouye.

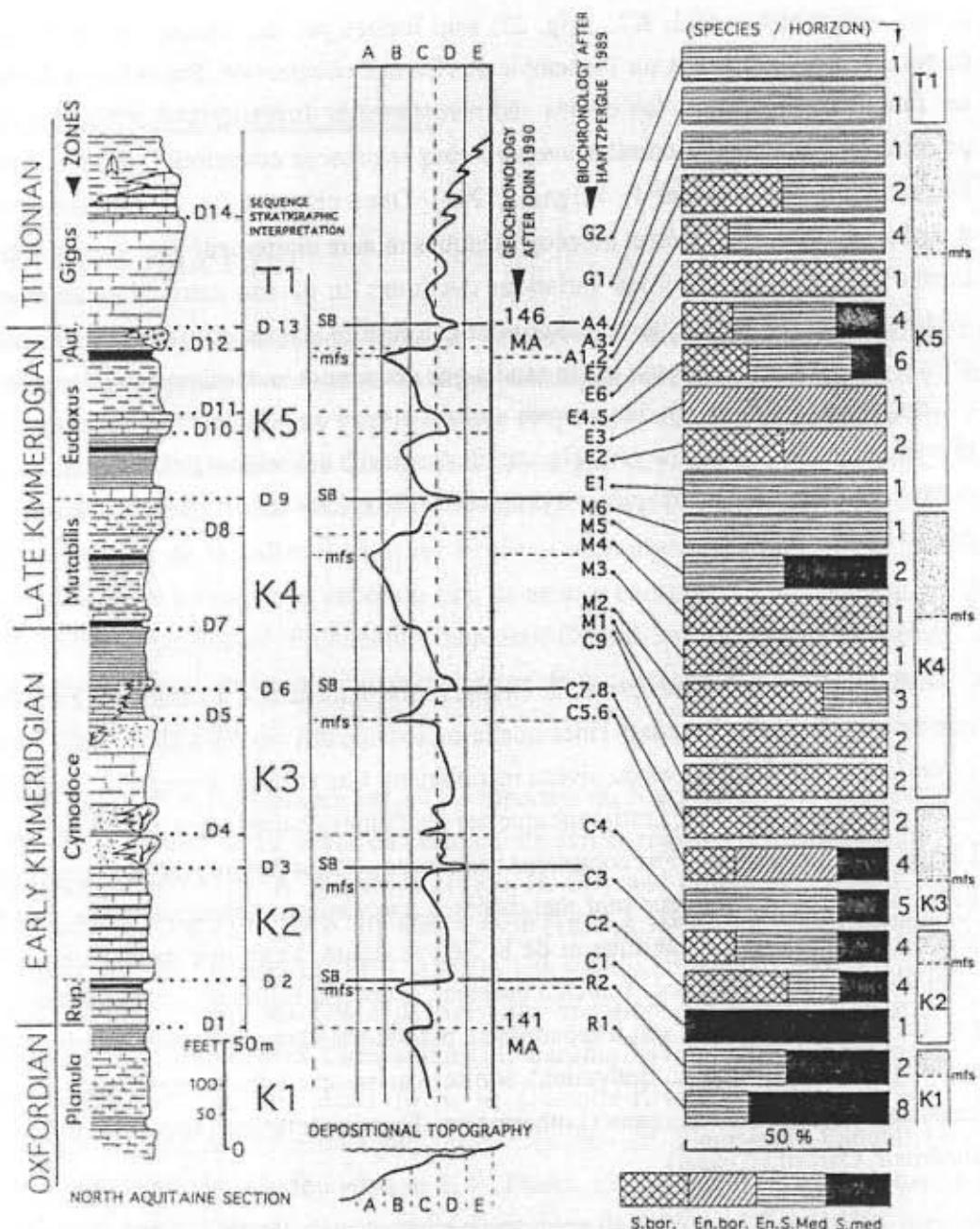


Fig. 25 - Composition des faunes d'ammonites et variations d'environnement.

Pour chaque horizon (R1 ... G2) le pourcentage des espèces est indiqué selon leur appartenance biogéographique : subboréale (S. bor.), subméditerranéenne (S. méd.), endémique d'origine subméditerranéenne (En. s.méd.), ou d'origine boréale (En. bor.). Environnements de dépôt : bassin (A), plateforme externe (B), plateforme médiane (C), plateforme interne (D), zone littorale (E). Discontinuités sédimentaires majeures : D1 ... D14. Interprétation séquentielle (SB), limite de séquence ; (m.f.s.), surface d'inondation maximale ; (K1 ... T1), cycles eustatiques.

cycles sédimentaires (K1, K2..., fig. 25) sont limités par des discontinuités majeures rigoureusement reconnues sur l'ensemble de l'Europe occidentale. Précisément datés par les faunes d'ammonites, les cycles sédimentaires du Jurassique supérieur aquitain peuvent être strictement corrélés avec les cinq séquences eustatiques définies dans le bassin anglo-normand par P. Wignal (1991). Dans ce contexte, la comparaison de données sédimentologiques et biogéographiques montre clairement une relation entre la composition des faunes et les variations cycliques du niveau marin. Les ammonites subboréales et/ou subméditerranéennes ont colonisé le Bassin d'Aquitaine pendant les phases d'élévations du niveau marin tandis que des faunes endémiques paraissent s'être différenciées lors du dépôt des prismes de haut niveau ou à la base des prismes de bas niveau marin. De façon plus générale, corrélativement à l'élévation globale du niveau des océans, les éléments endémiques ont progressivement dominé les faunes d'ammonites du Bassin aquitain.

6 - CONCLUSIONS

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle à l'étude du Jurassique quercynois permet de proposer l'idée que la succession des dépôts a été essentiellement contrôlée par des fluctuations du niveau marin relatif. Ces variations sont très précisément calées sur l'échelle chronostratigraphique par les faunes d'ammonites collectées dans le Lias et le Kimméridgien. Par contre, les séquences peu fossilifères du Dogger et de la base du Jurassique supérieur sont mal datées. La tectonique distensive locale, liée aux phases de rifting de l'Atlantique et de la Téthys ligure, s'exprime principalement au Lotharingien, Carixien basal, Toarcien inférieur, Bajocien, Bathonien et Oxfordien basal par des discontinuités qui, soit n'apparaissent pas dans le diagramme mondial des cycles eustatiques (Carixien basal, Bathonien), soit se superposent à des ruptures sédimentaires de baisse ou de montée des eaux (Lotharingien, Toarcien inférieur, Bajocien, Bathonien supérieur, Oxfordien basal).

LE CRETACE DU QUERCY

(J.G. ASTRUC & M. BILOTTE)

1 - INTRODUCTION

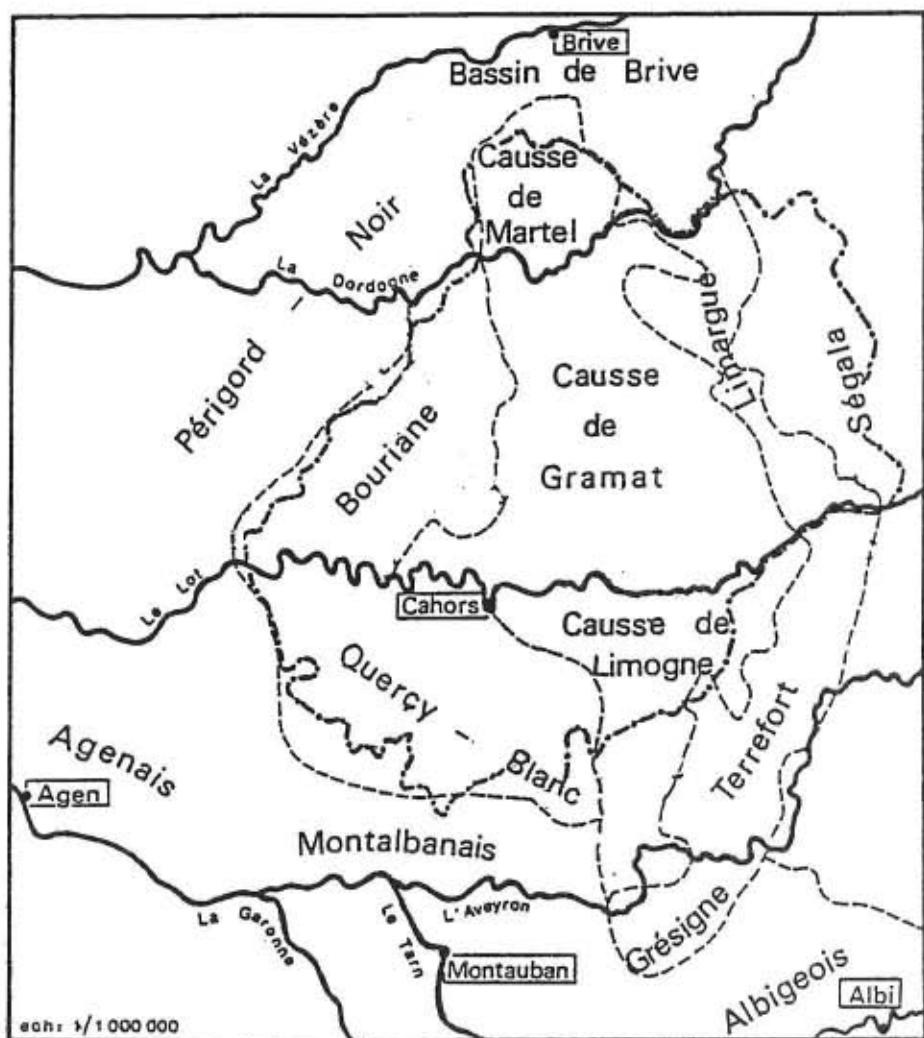
Sur la bordure nord-aquitaine, les terrains du Crétacé supérieur constituent une étroite bande qui s'intercale entre les séries jurassiques, qui viennent d'être décrites, et les formations molassiques du Tertiaire. Dans le Quercy, les principaux affleurements se situent entre les vallées du Lot et de la Dordogne (fig. 26, 27). Si, en direction du Périgord, au NW, et des Charentes, à l'W, les terrains du Crétacé affleurent largement, au voisinage de la vallée du Lot les érosions anté-oligocènes les ont fait quasiment disparaître, et au sud de la vallée du Lot, ils ne sont conservés qu'au cœur du synclinal de Prayssac-Le Boulvé. En direction du Massif Central, sur les Causses du Quercy, seul des remplissages de karst témoignent encore de la présence d'une couverture crétacée marine, au début du Tertiaire.

Les premiers travaux sur le Crétacé supérieur du Nord-Est de l'Aquitaine remontent au siècle dernier et au début de celui-ci. Ils furent réalisés principalement, pour la lithostratigraphie, par A. d'Archiac (1835), H. Coquand (1856, 1857, 1858-1860), H. Arnaud (1862 à 1897) et A. de Grossouvre (1894 à 1909), et, pour la structure des dépôts, par Ph. Glangeaud (1897 à 1920). Les travaux modernes, entrepris autour des années 60, se sont attachés à dégager une zonation des séries stratotypiques du Coniacien, Santonien et Campanien (M. Séronie-Vivien, 1972), à en décrire les microfossiles (M. Neumann, 1958, R. Damotte-Rivièvre, 1960) et à étudier la sédimentologie de l'ensemble des séries crétacées (P. Fleuriot de Langle, 1960, P. Moreau, 1968, M. Cassoudebat et J. P. Platel, 1973). Les travaux les plus récents effectués par J. P. Platel, dans le cadre d'une thèse de doctorat d'Etat (1989), dressent la synthèse des travaux antérieurs en les complétant par de nombreuses observations inédites, recueillies lors des levés de la carte géologique à 1/50 000 (feuilles de Fumel, Montcuq, Puy-l'Evêque, Gourdon, Belvès, Terrasson).

2 - LE CADRE MORPHO-TECTONIQUE

2.1 - AU CRETACE INFÉRIEUR

A la fin du Jurassique le Quercy émerge. Nulle part l'existence d'une sédimentation du Crétacé inférieur, au dessus du Jurassique, n'a été démontrée. C'est toujours le Crétacé supérieur (Cénomanien ou Turonien) qui repose en discordance sur des termes



~ Limite du département du Lot

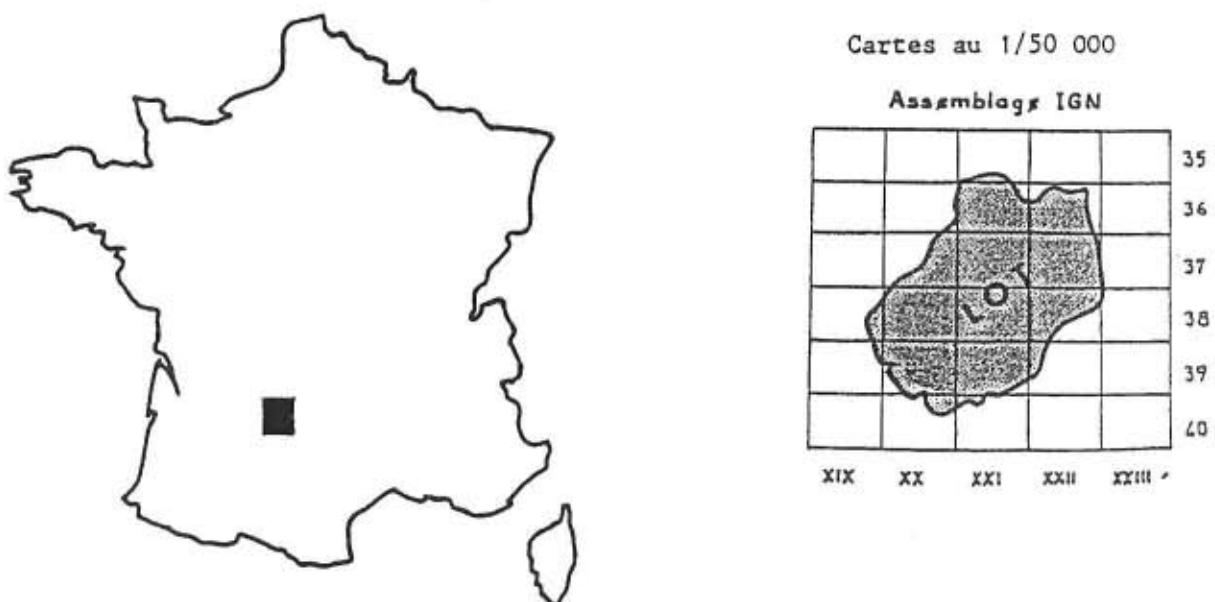


Fig. 26 - Le cadre géographique du Quercy.

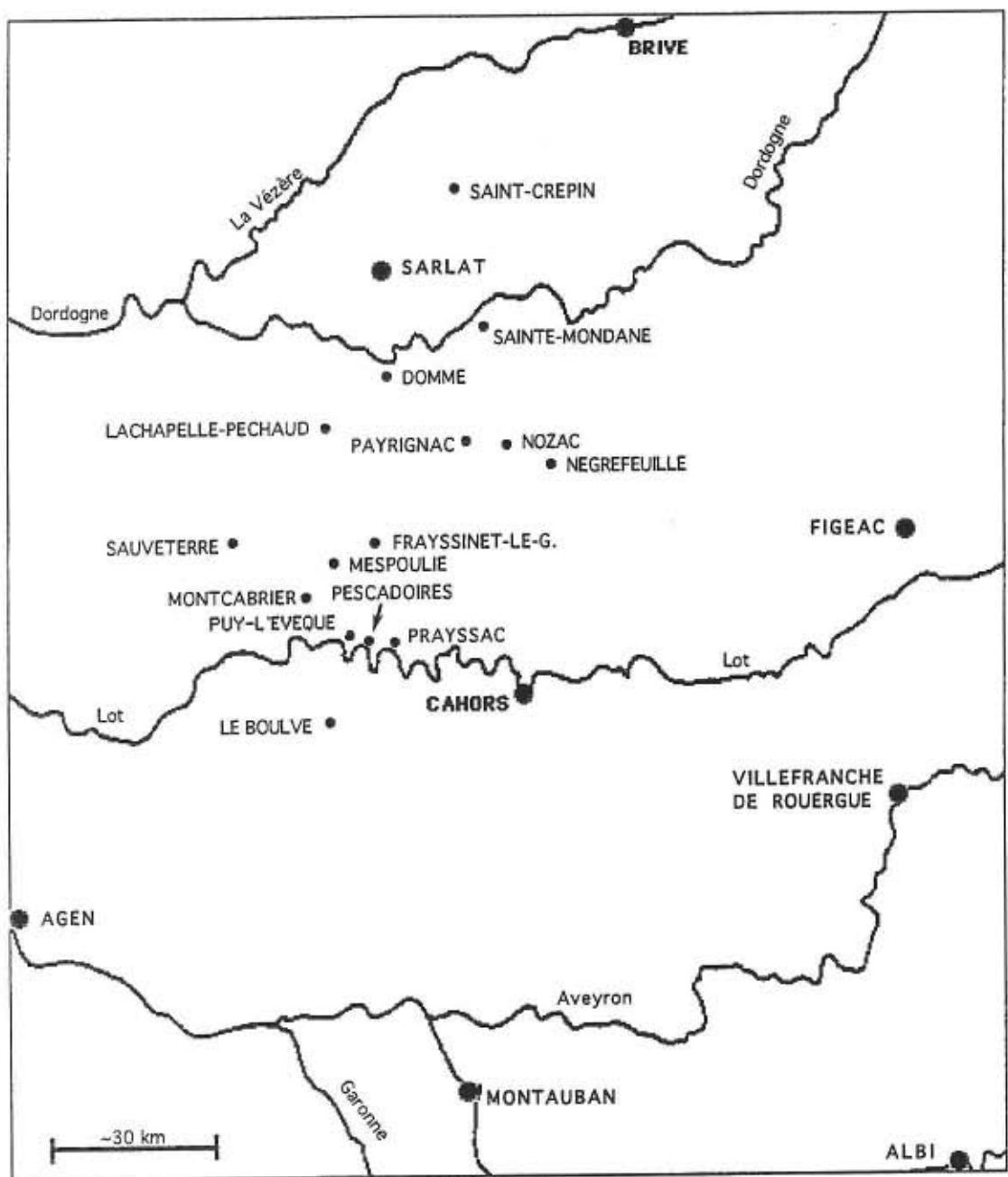


Fig. 27 - Localisation des principaux affleurements crétacés.

d'âge varié du Jurassique, plissé et/ou érodé : Bathonien à proximité de la faille de Meyssac au NW de Souillac, Kimméridgien inférieur au nord du Quercy, et Kimmeridgien supérieur et Portlandien au sud. La phase tectonique qui structure les terrains du Jurassique (fractures et plis) est partout fossilisée par le Crétacé supérieur. Cette phase tectonique ne peut être qu'anté-cénomanienne ; elle est vraisemblablement liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Une paléotopographie anté-cénomanienne est, aussi et en partie, conservée au nord de la vallée du Lot. En effet, aux alentours de Gourdon, s'observent des paléoreliefs de calcaires jurassiques environnés de Crétacé supérieur horizontal, et interprétés comme les mogotes d'un exokarst de type tropical (R. Simon-Coinçon & J. G. Astruc, 1992). De même, à proximité de Payrac, des galets de grès ferrugineux, témoins de paléosols latéritiques affectant des sédiments détritiques, sont remaniés à la base du Cénomanien.

2.2 - AU RETACE SUPERIEUR

Au Crétacé supérieur, la mer envahit progressivement le Quercy. Au Cénomanien supérieur elle transgresse les formations du Jurassique et s'étend approximativement jusqu'à Floressas, Puy-l'Evêque, Gourdon et Souillac, en individualisant le petit golfe de Bouriane, étroit bras de mer qui se développait jusqu'au sud de la vallée de la Dordogne (J. G. Astruc, 1980, J. P. Platel, 1989).

Au cours du Turonien inférieur et moyen la transgression s'accentue. La sédimentation reflète un net approfondissement de la mer, et rien ne permet plus de situer la proximité d'un rivage. Au Turonien moyen-supérieur s'amorce une régression continue qui conduit, à la fin du Turonien, à l'émergence. Des témoins de cette sédimentation terrigène et littorale sont bien conservés dans les environs de Gourdon (coupe de Payrignac). Avec le Sénonien débute un nouveau cycle sédimentaire qui s'achèvera à la fin du Campanien avec le retrait définitif de la mer crétacée du Quercy.

3 - LES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

La sédimentation du Crétacé supérieur s'organise en deux grands cycles "transgression-régression"; le premier couvre le Cénomano-Turonien ; le second s'étend du Coniacien au Campanien. Une discontinuité régionale majeure, localement soulignée par des dépôts sub-émersifs, les sépare. Cette évolution d'ensemble est conforme à ce qui est connu sur toute la bordure nord du Bassin d'Aquitaine (J. P. Platel, 1989), mais aussi sur la bordure aquitaine des Pyrénées (M. Bilotte, 1985).

La série sédimentaire du Crétacé supérieur est découpée en formations et membres dont nous donnons ci-après les principales caractéristiques lithologiques, paléontologiques et chronostratigraphiques (fig. 28).

Formation des Lignites du Sarladais

(H. Arnaud, 1865)

Epaisseur : 0 à 45m.

Coupe-type : Pas de coupe précisément définie ; localité de référence, La Chapelle Péchaud, dans le Périgord Noir (fig. 29, 30).

Age : Cénomanien supérieur.

Définition : Ces dépôts limniques à paraliques comblient une paléotopographie antécénomanienne. Malgré leur extrême variabilité, trois ensembles sédimentaires peuvent être distingués (J. P. Platel, 1989), qui sont, de bas en haut :

- **Les argiles et lignites continentaux** (0 à 23 m) ; ils résultent d'une sédimentation dans des marécages mal drainés ; leurs microflores très abondantes datent déjà le Cénomanien supérieur (J. P. Colin & J. Médus, 1972).
- **Les carbonates laguno-lacustres** (0 à 7 m) auxquels s'associent des argiles gypsifères et des argiles ligniteuses ; cet ensemble est très fossilifère avec en particulier une nette dominance des formes saumâtres telles : *Corbula*, *Cyrena*, *Anomia*, *Potamides*, ... et de très nombreux ostracodes (J. P. Colin, 1973).
- **Les argiles laguno-marines** (15 m en moyenne), localement riches en Lamellibranches -*Ostrea lignitarum* Rep.- et toujours avec une ostracofaune très variée (plus de 80 espèces dénombrées par J. P. Colin, 1973) et associée à des foraminifères benthiques dont les plus fréquents sont *Thomasinella punica* Schlumb. et *Flabellammina alexandrei* Cush. ; ponctuellement le toit de la série est constitué de marnes plus marines à *Cerastostreum flabellatum* (d'Orb.), *Pycnodonta biauriculata* Lam. et *Rhynchostreon suborbiculatum* (Desh.) var. *minor*.

Remarque: Dans le Quercy, les Lignites du Sarladais ne sont pas représentées. Un mince témoin de cette formation est conservé en Bouriane dans la coupe de Nègrefeuille (fig. 29).

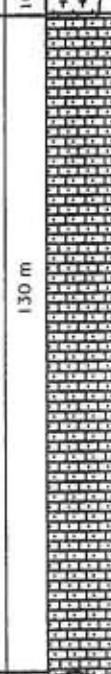
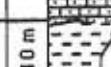
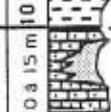
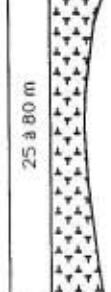
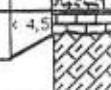
CYCLES SEDIMENTAIRES	FORMATIONS	PRINCIPAUX FACIES	EPATTEURS MOYENNES EN METRES	FIGURES	ETAGES
CONIACIEN-CAMPANIEN	CALCAIRES SILICIFIÉS	Calcaires bioclastiques silicifiés	20 m environ		SANTONIEN SUPERIEUR ?
	MESPOULIE	Marnes crayeuses, glauconieuses	10 m		SANTONIEN "MOYEN" ?
	MONT CABRIER	Calcaires gréseux, bioclastiques Calcaires microcristallins	130 m		SANTONIEN INFÉRIEUR A CONIACIEN MOYEN
CENOMANO-TURONIEN	PAYRIGNAC	Marnes grises	10 m		CONIACIEN INFÉRIEUR
	SAUVETERRE	Calcaires gréseux, glauconieux Sables, bioconstructions à rudistes Calcaires gréseux en petits bancs, glauconieux, marnes sableuses.	0 à 15 m		TURONIEN SUPERIEUR
DOMME	DOMME	Calcaires crayeux et bioclastiques Calcaires crayeux de Domme Lumachelle à "Exogyra columba"	25 à 80 m		TURONIEN MOYEN A INFÉRIEUR
	PESCADOIRES	Calcaires cristallins, bioclastiques, à Simplicialveolines	< 4,5		CENOMANIEN SUPERIEUR JURASSIQUE

Fig. 28 - Lithostratigraphie du Crétacé supérieur au voisinage de la vallée du Lot.

Formation de Pescadoires

(Nouvelle formation) (fig. 27, 28, 30).

Epaisseur : 0 à 4,5 m.

Coupe-type : En rive droite du Lot, le long de la route D 911, une centaine de mètres après le pont de Pescadoires en se dirigeant vers Puy-l'Evêque.

Age : Cénomanien supérieur.

Définition : Sur une surface de calcaires argileux du Kimmeridgien, perforée par des lithophages et localement oxydée, repose en discordance un banc massif de 1,60 m d'épaisseur, de calcaires cristallins clairs, admettant à 0,60 m de sa base un horizon bioturbé. Le contenu paléontologique est essentiellement composé de bioclastes de Rudistes - *Ichthyosarcolites triangularis* Desm.- et de foraminifères benthiques -*Simplalveolina simplex* Reichel, Ce banc est à sa partie sommitale couronné par un niveau décimétrique de calcaires bioclastiques à *Rhynchostreon suborbiculatum* de la base de la formation de Domme.

Un autre aspect de la sédimentation du Cénomanien s'observe aux limites extrêmes de la transgression dans le golfe de Bouriane. A l'ouest du Treil, dans le vallon du ruisseau des Ardillou (X : 529,19 ; Y : 280,54), le Cénomanien semble fossiliser une paléodépression creusée dans les calcaires bioturbés du Kimmeridgien basal. La "gouttière", large de 400 à 500 m, s'étend sur près de 3 km en direction du NE, comme le soulignent des témoins isolés de la sédimentation crétacée : poudingues à éléments de grès ferrugineux, de calcaires roux argileux et de galets jurassiques (Kimmeridgien), de Marcillac et des Rochers, ou, plus généralement, grès à ciment carbonaté. A ce terme terrigène de base, qui n'excède pas 2 m d'épaisseur, succède plus uniformément 2,5 m de biocalcarénites. L'épaisseur de l'ensemble des dépôts, tout en restant toujours modeste, paraît augmenter en direction du NW, vers l'axe présumé du chenal. Le contenu paléontologique est toujours constitué des mêmes éléments : bioclastes de *Ichthyosarcolites triangularis*, *Simplalveolina simplex*, *Ovalveolina ovum* d'Orb., *Cuneolina conica* d'Orb., *Nummoloculina* sp...., association classique du Cénomanien. Le remaniement dans les niveaux de base de galets de grès ferrugineux, semble un argument en faveur de l'existence de paléosols latériques antécénomaniens.

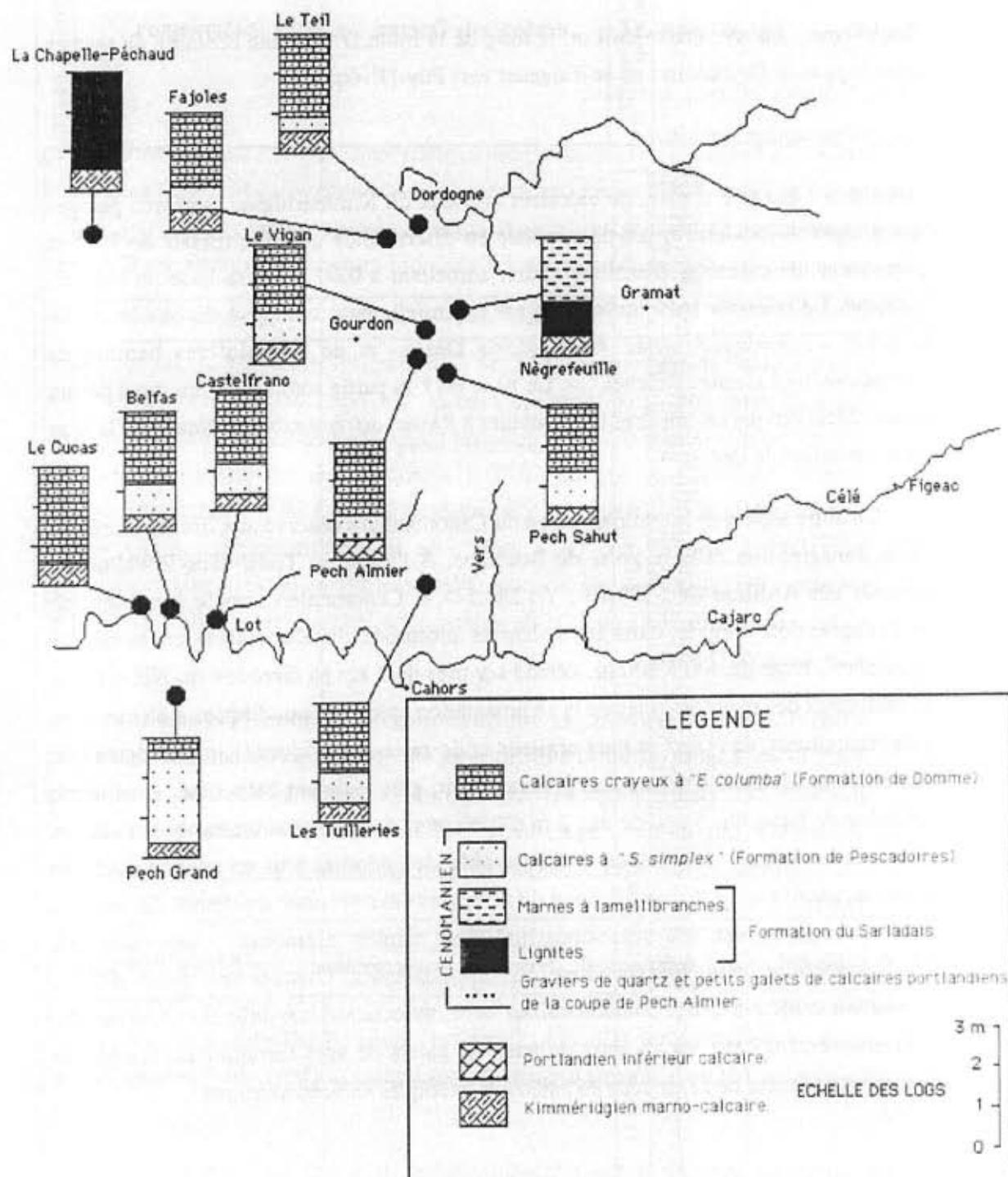


Fig. 29 - Localisation des affleurements étudiés à la base de la transgression du Crétacé en Quercy.

Formation de Domme

(M. Cassoudebat et J. P. Platel, 1973) (Unités TA2-TA4 de J. P. Platel, 1989)

Epaisseur : 25 à 80 m.

Coupe-type : Pas de coupe définie ; environs de Domme (vallée de la Dordogne).

Age : Turonien inférieur à moyen.

Définition : La formation de Domme repose indifféremment sur le Cénomanien supérieur (formation de Pescadoires) où sur des termes variés du Jurassique. Elle a été subdivisée en 2 membres, en s'appuyant sur des différences de faciès minimes (J. P. Platel, 1989). De bas en haut ces deux membres sont: les Calcaires crayeux de Domme, les Calcaires crayeux et bioclastiques de Domme (fig. 28, 30).

- **Les Calcaires crayeux de Domme** (Turonien inférieur, TA2). Ils admettent toujours dans les deux premiers mètres une lumachelle à *Rhynchostreon suborbiculatum major* (*Exogyra columba* major des auteurs) ; à Fumel ces mêmes niveaux ont livrés à H. Arnaud (1873) *Anorthopygus michelini* (Ag.) et *Hemaster leymeriei* Desor. Au dessus se développent 10 à 15 m de calcaires crayeux micritiques, homogènes, renfermant une pauvre microfaune planctonique (*Heterohelix*) et quelques gastéropodes (*Pleurotomaria gallienei* d'Orb.). Localement s'observent d'abondants nodules de marcassite et épisodiquement des lits de silex noir (ouest de Duravel).

- **Les Calcaires crayeux et bioclastiques de Domme** (Turonien moyen, TA3-TA4). Encore difficiles à différencier du membre précédent dans leur partie inférieur, ils deviennent progressivement graveleux et enfin bioclastiques à leur partie supérieure qui admet, localement, des horizons bioconstruits à rudistes. rhodophycées, bryozoaires et hexacoralliaires sont aussi dispersés dans la masse de l'unité.

C'est de la partie inférieure de ce membre que proviennent des faunes d'ammonites recueillies par H. Arnaud (1873, 1877) et L. Combes (1873), près de Fumel, avec : *Spathites reveliereanum* (Court.), *Spathites combesi* (d'Orb.), *Lecointriceras fleuriausianum* (d'Orb.), *Eutrophoceras sublaevigatus* (d'Orb.), du Turonien moyen base.

Remarque: Le sondage de Saint-Martin-le-Redon (fig. 31), implanté à la base de la formation de Sauveterre (cf. supra), a traversé les calcaires crayeux de la formation de

SAINT-CYPRIEN	GOURDON CARLUX MONTIGNAC	DOMME VALLEE DU LOT			
Calcaires marneux de Saint-Cirq	Marnes de Saint-Crépin	Calcaires marneux de Sauveterre	TB2		
Calcaires gréso-argileux à rudistes de Saint-Cirq	Sables et grés de Sainte-Mondane	Calcaires gréseux de Sauveterre	TB1		TURONIEN SUPERIEUR
Calcaires de Domme	Calcaires crayeux et bioclastiques		TA4		
	Calcaires crayeux		TA3		
Lignites du Sarladais	Calcaires à simplalvéolines de Pescadoires		TA2	TURONIEN MOYEN	
				TURONIEN INFERIEUR	CENOMANIEN SUPERIEUR

Fig. 30 - Les formations du Cénomano-Turonien en Quercy et Périgord Noir. (d'après Cassoudebat et Platel, 1973, légèrement modifié et complété)

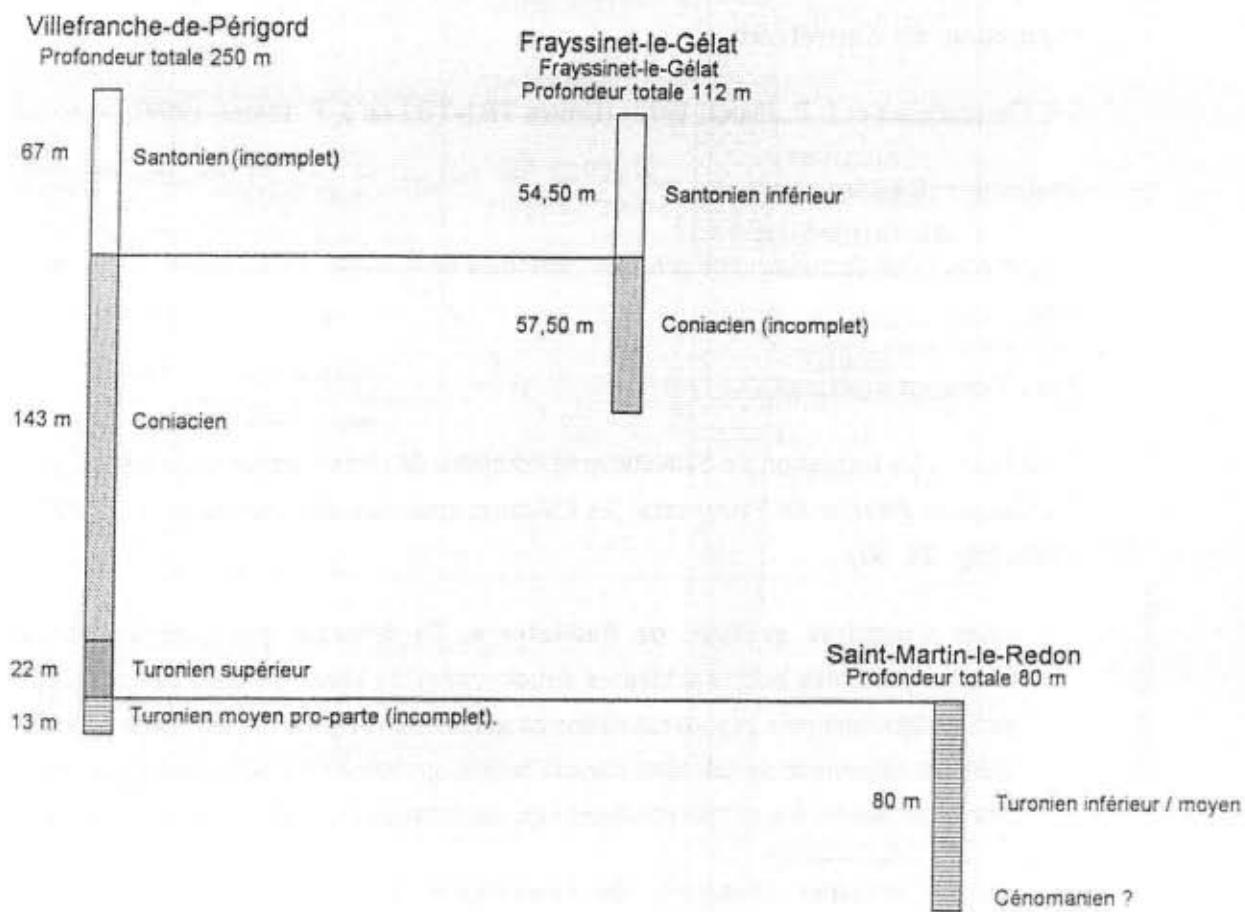


Fig. 31 - Sondages dans les séries du Crétacé supérieur quercynois.

Domme sur 80m avant d'atteindre le Jurassique. Cette épaisseur supérieure à celle généralement estimée à l'affleurement -25 à 45 m- témoigne de l'existence d'ombilics de sédimentation.

Formation de Sauveterre

(M. Cassoudebat et J. P. Platel, 1973) (Unités TB1-TB2 de J. P. Platel, 1989).

Epaisseur : 10 à 15m.

Coupe-type : Pas de coupe-type précisée ; environs de Sauveterre-la-Lémance (vallée du Lot).

Age : Turonien supérieur.

Définition : La formation de Sauveterre se compose de deux membres, de bas en haut, les Calcaires gréseux de Sauveterre, les Calcaires marneux de Sauveterre (J. P. Platel, 1989) (fig. 28, 30).

- **Les Calcaires gréseux de Sauveterre.** Ils débutent par quelques mètres (5 à 7) de marnes beiges sableuses entrecoupées de bancs de calcaires noduleux, parfois bioclastiques et souvent riches en glauconie (Puy-l'Evêque). Cette première unité est surmontée de calcaires massifs beiges, graveleux à bioclastiques, encore un peu glauconieux, à leur tour couronnés de calcarénites à stratifications entrecroisées.

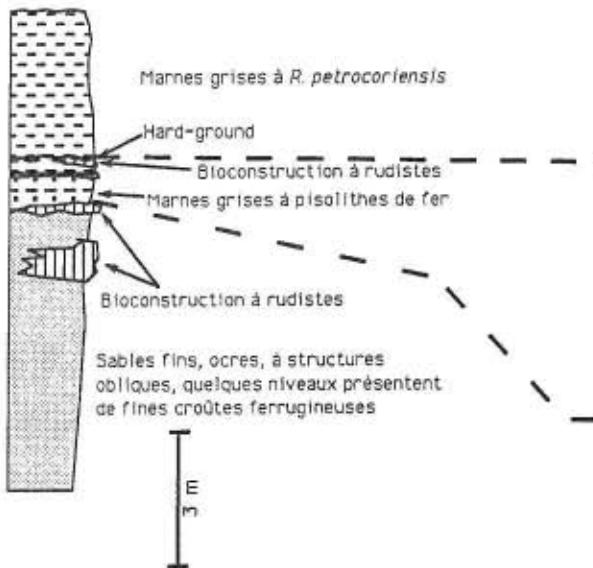
- **Les Calcaires marneux de Sauveterre.** Ils se présentent comme une alternance de marnes et de calcaires marneux gris-bleu (5 à 7 m), se délitant en plaquettes. Leur sommet est couronné d'une discontinuité qui revêt des aspects variés : surface bioturbée, hard-ground ferrugineux, ...Cet ensemble a livré *Hemaster leymeriei*, *Periaster verneuilli* Desor., *Epiaster varunensis*, des gastéropodes et de nombreux lamellibranches, ainsi qu'une microfaune abondante composée de foraminifères et d'ostracodes (J. F. Babinot, J. P. Colin & R. Damotte, 1982, J. P. Platel, 1989).

Variations latérales :

En Bouriane, la coupe de Nozac débute, au dessus de la formation de Domme, par 1 m de marnes grises surmontées d'une dizaine de mètres de sables argileux à lentilles d'argiles micacées (muscovites) répondant au faciès des **Sables et Grès de Sainte-Modane** (M. Cassoudebat & J. P. Platel, 1973) (fig. 30, 32) ; elle s'achève par une alternance grano-décroissante de calcaires gréseux et de marnes vertes à faciès des **Marnes de Saint-Crépin** (M. Cassoudebat et J. P. Platel, 1973) (fig. 30, 32).

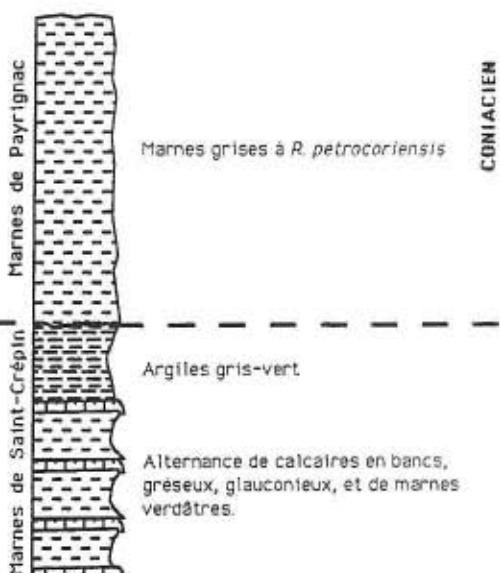
NOZAC

PAYRIGNAC



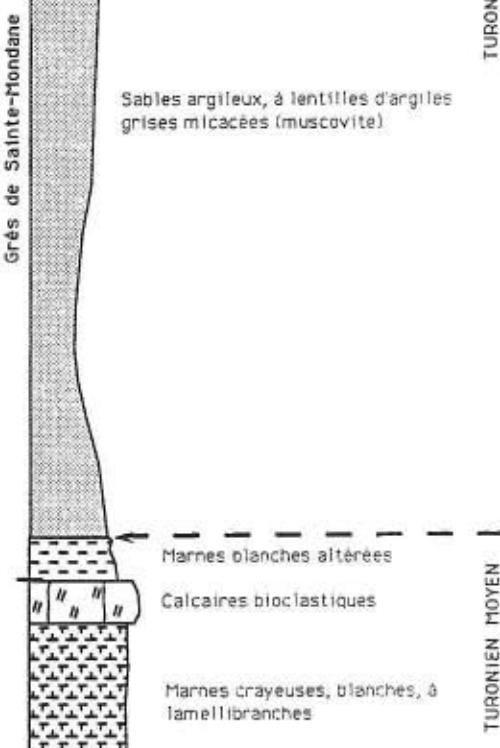
La coupe de Payrignac est localisée 5 km au NW de Gourdon.

La coupe de Nozac est située 6 km au NE de Gourdon



TURONIEN SUPERIEUR

CONIACIEN



TURONIEN MOYEN

Fig. 32

Une autre variante s'observe dans la coupe de Payrignac (Gourdon) où le sommet de l'unité de Sainte-Modane supporte des bioconstructions à Rudistes - *Hippurites requieni* Math., *Durania cornupastoris* (des Moul.), *Radiolites trigeri* Coq., *Biradiolites angulosus* d'Orb., *Sphaerulites patera* (Arn.) -, couronnées par un hard-ground oolithique et ferrigineux.

Formation de Payrignac

(Nouvelle formation) (fig. 30, 32)

Epaisseur : 7 à 20 m.

Coupe-type : Carrière de Payrignac pour la partie inférieure ; coupe de Puy-l'Evêque pour sa partie supérieure (champignonière de Cucas).

Age : Coniacien inférieur, zone à Petrocoriensis.

Définition : Série marneuse débutant par des marnes homogènes de teinte grise à beige suivant l'altération, surmontées d'une alternance de marnes et de marno-calcaires noduleux, glauconieux et plus ou moins silteux.

L'ensemble est assez fossilifère et facilement identifiable par l'abondance de *Rhynchonella petrocoriensis* Coq. Les autres composantes les plus fréquentes de la faune sont, les dents de poissons - *Pycnodus occidentalis*, *Orodus* sp., *Lamna* sp., ... (L. Combes, 1873), des Nautilés - *Nautilus (C.) elegans* Sow., *N. (E.) rotundus* Crick. -, des Foraminifères (M. Séronie-Vivien, 1972) et des Ostracodes (J. P. Colin, 1973).

Formation de Montcabrier

(Nouvelle formation) (fig. 28).

Epaisseur : 130 m.

Coupe-type : Aucune coupe naturelle n'inclue l'ensemble de la formation ; la succession synthétique a été établie à partir de 2 coupes partielles et d'un sondage. La partie inférieure correspond à la coupe de Montcabrier, dans la vallée de la Thèze ; la partie supérieure s'observe le long de la route D 28 à proximité du hameau de Mespolié ; le sondage carotté de Peyremarchand (fig. 31), proche de Frayssinet-le-Gélat, fournit des compléments d'observation.

Age : Coniacien moyen à Santonien inférieur (?).

Définition: La formation de Montcabrier constitue de puissants reliefs dans lesquels sont entaillées les gorges de la Thèze en amont de Saint-Martin-le-Redon. La base de la formation est constituée par des calcaires microcristallins et cristallins, blancs à gris clair, parfois glauconieux, pelletoidaux et toujours riches en quartz. Vers le sommet de la formation, les calcaires bioclastiques supportent des grains de quartz dont la taille peut atteindre 2 mm. Localement on peut y observer des stratifications obliques.

Dans sa masse les Calcaires de Montcabrier renferment une faune homogène constituée de *Rhynchonella baugasi* d'Orb., *R. gr. vespertilio* d'Orb., des échinides généralement abondants et variés, des lamellibranches (*Trigonia* sp., ...) et, en abondance, bryozoaires et rhodophycées. Une lumachelle à *Ceratostreon pliciferum* (Duj.), située environ au 1/3 supérieur de la formation, indiquerait la limite Coniacien-Santonien. Le sommet des calcaires gréseux de Montcabrier est le plus généralement masqué par les sables argileux résultant de son altération, sauf à Mespoulié où s'observe le passage des calcarénites bioclastiques du Santonien inférieur, à une nouvelle unité lithologique.

Formation de Mespoulié.

(Nouvelle formation) (fig. 28).

Epaisseur : 10 m environ.

Coupe-type : Mespoulié (le long de la D 28, 200 m au SW de Mespoulié).

Age : Santonien "moyen" ?

Définition : La formation de Mespoulié (10 m), est constituée de marnes crayeuses grises, glauconieuses, pétries de nombreuses huitres - *Pycnodonta vesicularis* (Lam.), *Ostrea proboscidea* -, au niveau desquelles l'on situe habituellement la base du Santonien "moyen"-supérieur.

Formation des Calcaires silicifiés

(Nouvelle formation) (fig. 28).

Epaisseur : 20 m environ (mais ce n'est là qu'une épaisseur "résiduelle").

Coupe-type : Mespoulié (le long de la D 28, 200 m au SW de Mespoulié).

Age : Santonien supérieur ?

Définition : Il s'agit de calcaires bioclastiques ayant subi une silicification totale. Cette formation est l'équivalent des sables et calcaires gréseux à silex qui occupent une grande extension entre les vallées de la Vézère et de la Dordogne (J.-P. Platel, 1989).

Hemaster nasutulus Sor. et *Coenholectypus turoniensis* Des., ainsi que quelques rudistes silicifiés ont été recoltés dans des produits d'altération de ces calcaires bioclastiques.

Cette unité lithologique est la dernière unité du Crétacé supérieur à être conservée dans le Quercy.

4 - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET SEDIMENTAIRE

Les dépôts du Crétacé supérieur de la bordure septentrionale du Bassin d'Aquitaine s'organisent en 2 grands cycles sédimentaires transgressifs-régressifs :

- un cycle Cénomanien - Turonien ;

- un cycle Sénonien - Maastrichtien, séparés par une discontinuité majeure au toit du Turonien (J. P. PLATEL, 1989).

Compte-tenu de la position très marginale de la Bouriane et du Quercy, ces deux cycles ne peuvent être appréhendés que partiellement. Ils se traduisent par les événements suivants.

4.1 - LA TRANSGRESSION CENOMANIENNE

La Bouriane et le Quercy ne sont atteints qu'au Cénomanien supérieur (fig. 33) par une sédimentation carbonatée de plate-forme infralittorale, à l'origine du dépôt de la formation de Pescadoires.

4.2 - L'APPROFONDISSEMENT DU TURONIEN INFÉRIEUR

L'avènement du Turonien coïncide avec une nouvelle transgression qui déborde considérablement les limites du Cénomanien, et conduit le Turonien inférieur à reposer sur des termes variés du Jurassique. C'est encore pendant le Turonien inférieur que l'approfondissement maximum du domaine de sédimentation semble acquis, avec l'extension généralisée du membre des Calcaires crayeux de Domme, dont l'uniformité du faciès est frappante (lumachelle à *Rhynchostreon suborbiculatum* à la base, fréquence des Céphalopodes). Cette homogénéité n'a d'ailleurs pas permis d'appréhender, sur les affleurements résiduels, la proximité d'un rivage.

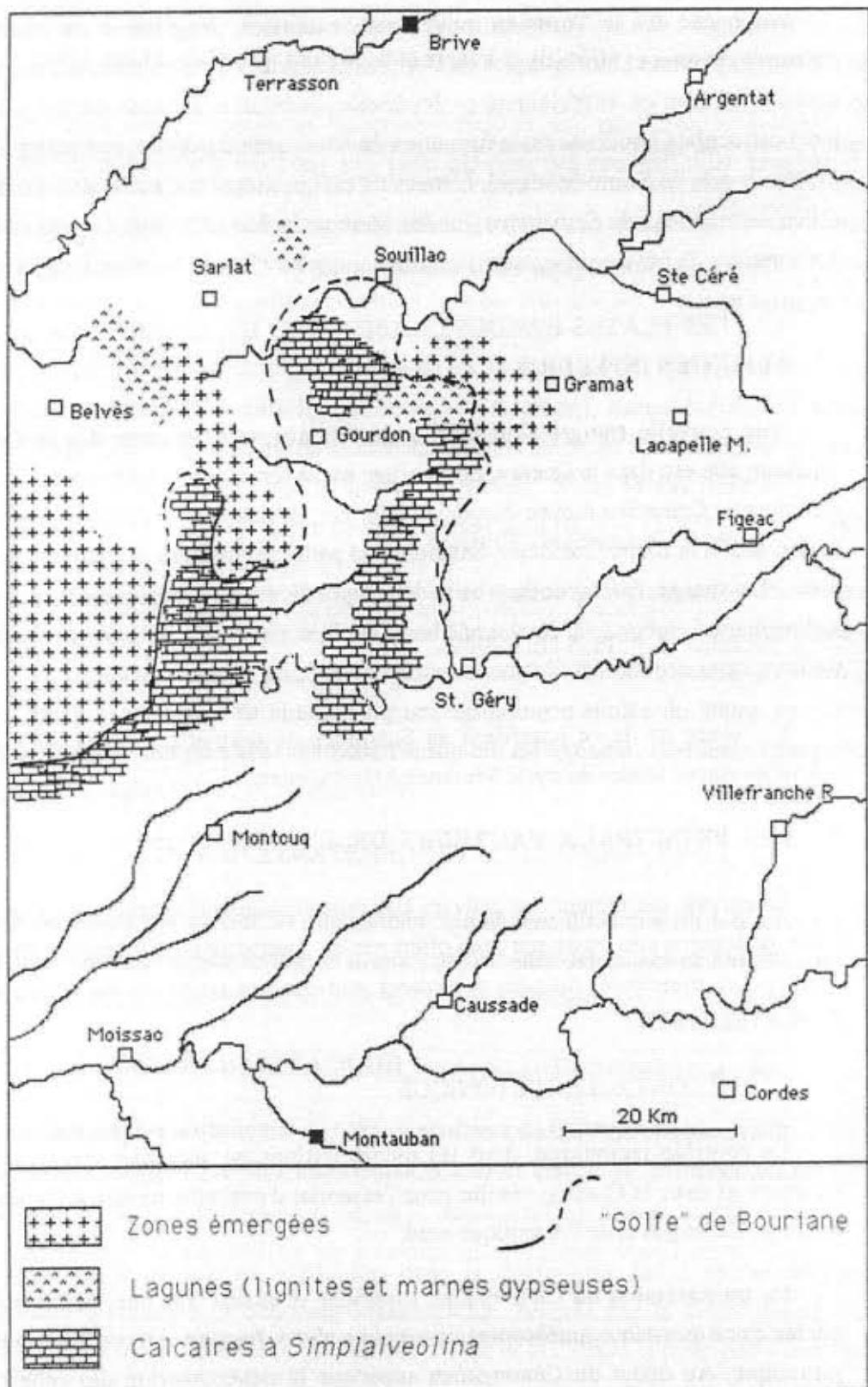


Fig. 33 - Schéma paléogéographique du Quercy - Périgord Noir au Cénomanien.

4.3 - LA REGRESSION FINI-TURONIENNE

Annoncée dès le Turonien moyen par l'extension progressive du membre des Calcaires crayeux et bioclastiques de Domme, la régression turonienne est manifeste au cours du Turonien supérieur avec le développement des faciès terrigènes et des bioconstructions à rudistes de la formation de Sauveterre ou de ses équivalents latéraux (Sables et grès de Sainte-Modane). L'émergence est quasiment atteinte à la fin du dépôt des Calcaires marneux de Sauveterre (ou des Marnes de Saint-Crépin), couronnés par une nette surface d'arrêt de sédimentation.

4.4 - LES PLATES-FORMES CARBONATEES ET TERRIGENES DU SENONIEN INFÉRIEUR

Une nouvelle transgression marine généralisée se développe dès le Coniacien inférieur; elle est, dans le Quercy, matérialisée par la formation des Marnes de Payrignac. Au cours du Coniacien moyen-Santonien inférieur, la bathymétrie des dépôts semble peu varier, sauf à la limite Coniacien-Santonien où paraît se produire une légère montée des eaux. La marge quercynoise reste donc, pendant cette période, le siège d'une sédimentation carbonatée, souvent de haute énergie, dans laquelle peuvent proliférer les rudistes; cette aire est régulièrement soumise à des épandages terrigènes.

L'absence de dépôt postérieur au Santonien ne permet pas, dans le Quercy, de suivre les étapes finales du cycle Sénonien-Maastrichtien.

5 - LES PRINCIPAUX FACTEURS DE L'EVOLUTION

Là encore, ces facteurs ne peuvent être raisonnablement appréhendés que dans un cadre géologique plus vaste que celui offert par les observations effectuées en Bouriane et Quercy. Les principales données présentées sont donc en grande partie empruntées à J. P. PLATEL (1989).

5.1 - LE CONTROLE TECTONIQUE

Le contrôle tectonique, dont les manifestations ne sont pas spectaculaires en Bouriane et dans le Quercy, résulte pour l'essentiel d'événements liés à l'ouverture du Golfe de Gascogne et de l'Atlantique nord.

La transgression du Cénomanien supérieur se réalise sur une paléotopographie héritée d'une tectonique antécénomanienne qui a plissé, fracturé et morcellé le substratum jurassique. Au début du Cénomanien supérieur la pénéplénation des reliefs qui en résultent n'est pas parfaite comme en témoigne l'apophyse méridienne du golfe de Bouriane, isolé de la bordure marine périgourdine par un haut-fond sarladais où se

localise une sédimentation paralique (Lignites du Sarladais) dans de petits ombilics de sédimentation (fig. 33).

Le Turonien correspond dans son ensemble à une période tectoniquement calme. Tout au plus la répartition des faciès suivant des directions NW-SE, qui seront celles des principales structures plissées du Tertiaire (anticlinaux de Jonzac, de Saint-Cyprien, synclinal de Saintes, ...), ou NE-SW, observées sur des structures mineures, témoignent d'un jeu de blocs modéré affectant dans son ensemble le substratum Jurassique et/ou hercynien. Des érosions locales succédant aux émersion et lithifications fini-turonniennes peuvent amplifier ces dispositifs sur lesquels le Coniacien vient parfois reposer en légère discordance.

Pendant le Sénonien inférieur (Coniacien-Santonien), aucun événement majeur généralisé ne trouble le domaine de sédimentation caractérisé, au Santonien, par le taux de subsidence le plus fort de tout le Crétacé supérieur. Seule la structure de Mareuil (Angoumois) atteste d'une ébauche de structuration axée NE-SW (J. P. PLATEL, 1989).

On peut aussi lier à ces jeux de blocs les épaisseurs inhabituelles du Crétacé supérieur au nord de la vallée du Lot, entre l'anticlinal de Sauveterre-la-Lémance et l'accident ouest-quercynois. Là, 3 sondages récents (fig. 31) ont traversé les séries du Santonien pro-partie au Cénomanien sur une épaisseur cumulée de 330m, ce qui est l'épaisseur généralement avancée pour l'ensemble du Crétacé supérieur, Campanien inclus de ces régions (J. P. PLATEL, 1989).

5.2 - LE CONTROLE CLIMATIQUE

Il ne paraît pas exister de changement climatique drastique du Cénomanien au Sénonien. Cette constatation résulte de la quasi permanence des faunes de rudistes dans les dépôts du Crétacé supérieur, hormis ceux du Turonien inférieur.

5.3 - LE CONTROLE EUSTATIQUE

La stratigraphie séquentielle du Crétacé supérieur du Quercy n'est pas établie. Malgré tout, l'évolution des systèmes sédimentaires traduit une nette influence du contrôle eustatique.

Celui-ci se traduit en particulier dans la distinction des 2 cycles majeurs, Cénomanien-Turonien et Sénonien-Maastrichtien, séparés par la discontinuité fini-turonienne, reconnue à l'échelle globale (B.U. Haq et al., 1987) comme liée à une forte chute du niveau marin.

Dans le cycle inférieur du Cénomano-Turonien, la limite Cénomanien-Turonien peut être envisagée comme l'amalgame entre une limite de séquence et la surface de transgression de la base du Turonien.

L'enchaînement des faciès dans la formation de Domme (Turonien inférieur à moyen) répond en première analyse, aux caractéristiques d'un cycle de 3ème ordre dans lequel les Calcaires crayeux occupent la place de l'intervalle transgressif et les Calcaires crayeux et bioclastiques, celle du prisme de haut-niveau marin. Pourtant, la présence d'une discontinuité interne à cette formation (Pescadoires) pourrait, si cette discontinuité était reconnue régionalement, matérialiser la limite entre 2 séquences de dépôt.

Le découpage de la formation de Sauveterre (Turonien supérieur) en une ou plusieurs séquences de 3ème ordre n'est pas établi et s'avère délicat.

Il en va de même pendant le Coniacien-Santonien. Si la formation de Payrignac (Coniacien inférieur) semble pouvoir s'intégrer à un intervalle transgressif, l'homogénéité relative des dépôts dans la formation de Montcabrier (Coniacien moyen à Santonien inférieur) rend actuellement hasardeuse toute tentative d'attribution de cette formation à un ou plusieurs cortèges d'une ou de plusieurs séquences de dépôt.

La discontinuité qui couronne les Calcaires de Montcabrier et qui précéde un changement de milieu de sédimentation, d'importance régionale, paraît, elle, devoir être attribuée à une limite de séquence.

Seule une analyse approfondie, menée à l'échelle de toute la plate-forme nord-aquitaine, peut permettre une approche cohérente des séquences de dépôt et leur extension aux régions marginales du Golfe de Bouriane et du Quercy où les séries sont, par nature, moins complétées.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Astruc J.G. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Puy-l'Evêque (856).
 Orléans : BRGM, 38 p. Carte géologique par J.G. Astruc (1985).
- Astruc J.G. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Puy-l'Evêque (832).
 Orléans : BRGM, 45 p. Carte géologique par J.G. Astruc (1990).
- Astruc J.G., Coustou J.C., Cubaynes R., Galharague J., Lorblanchet M., Marcouly R., Pelissie T., Rey J. (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gramat (833). Orléans : BRGM, 69 p. Carte géologique par J.G. Astruc (1994).
- Astruc J.G., Pelissie T. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cahors (881).
 Orléans : BRGM, 39 p. Carte géologique par J.G. Astruc, T. Péllissé (1987).
- Astruc J.G., Rey J., Pelissie T., Lorblanchet M., Vianay-Liaud M., Galharague J. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Géry. Orléans : BRGM, 57 p. Carte géologique par J.G. Astruc (1992).
- Bally A.W. (1987) - Atlas of seismic stratigraphy. Am. Assoc. Pérol. Géol., Studies in Geology, n° 27, vol. 1.
- Bonnet L., Cubaynes R., Qajoun A., Rey J., Ruget C. (1994) - Indices biocoenotiques, cortèges sédimentaires et séquences de dépôt. Géobios, 27, 1, pp.23-38 , fig.8.
- Bouroullec J., Delfaud J., Gauthier J., Lenguin M. (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., 16 fig.
- Boutet C. (1981) - Etude palynoplanctologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne, Sud-Quercy, Thèse Doctorat 3^e cycle, Université P. Sabatier, Toulouse, 161 p.
- Cubaynes R., Faure Ph., Boutet C., 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. Sci. Fr., (II), 298, pp. 83-88.

- Cubaynes R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional : étude lithologique, biostratigraphiques, paléoécologique et sédimentologique. *Strata*, 2, 6, 574p., Thèse Doctorat d'Etat, Université P. Sabatier, Toulouse.
- Cubaynes R., Faure Ph., Hantzpergue P., Lefavrais-Raymond A., Pelissié Th., Rey J. (1987) - Le Jurassique du Quercy, Généralités ; livret-guide d'excursion. *Strata*, 2, 7, 159 p.
- Cubaynes R., Faure Ph., Hantzpergue P. T, Pelissié Th., Rey J. (1989) - Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques ; stratigraphie et organisation séquentielle ; évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, 3, pp. 33-62, 15 fig. 11 tabl.
- Cubaynes R., Ruget C., Rey J., Bonnet L., Brunel F. (1995) - Communautés de Foraminifères benthiques et variations du niveau marin dans le Lias moyen du bassin d'Aquitaine. *Géobios*, (sous-presse).
- Curnelle R., Dubois P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (Bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Ouest). *Bull. Soc. Géol. France* (8), II, pp 529-546.
- Delfaud J. (1970) - Introduction à un modèle d'environnement carbonaté des marges continentales. L'exemple de la plate-forme du Bathonien-Callovien du Quercy. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 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. (1975) - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 15, 6, p. 643-650.
- Delfaud J. (1975) - Présentation du modèle de dépôts carbonatés du Jurassique du Sud de la France. IX^e Congrès de Sédim., Excursion n° 21, p. 2-22, 6 fig.
- Delfaud J. (1978) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur du Quercy in *Géologie du Quercy*, Ph. Renault édit., Quercy Recherche Cahors, vol. 4, p. 33-57, 12 fig.
- Delfaud J. (1982) - Le passage plate-forme/continent sous mangrove : les faciès à lignites du Dogger de la Plate-Forme Occitane. *Géol. Médit.*, n° spéc., t. IX, n° 3, p. 185-191.
- Delfaud J. , Gauthier J. (1968) - Contribution à la connaissance de l'environnement de dépôts carbonatés de plate-forme. Caractères géochimiques et sédimentologiques du Jurassique Nord-Aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, 2, 2, p. 347-363, 8 fig., 2 pl., 7 tabl.

- Delfaud J., Lenguin, M. (1974) - Paléogéographique au Bathonien-Callovien du Quercy. C.R. som. S.G.F., (3), p. 152-153, 1 fig.
- Depêche F. (1968) - Etude micropaléontologique du Bathonien des Causses du Quercy (région de Cajarc), Rev. Micropal., 11, 4, p. 210-216.
- Dhiersat G., Pélissié 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., 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. Fr., 3, p. 323-327.
- Dufaure Ph. (1958) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence. Rev. Micropal., 1, 2, p. 87-115.
- Durand-Delga M. (1979) - L'anticlinal de la Grésigne (Tarn, Haut-Languedoc), résultat du coulissemement d'un bloc crustal quercynois, C.R. Acad. Sci. Fr., (D), 289, p. 9-12.
- Enay R., Mangold C., Cariou E., Contini D., Debrand-Passard S., Donze P., Gabilly J., Lefavrais-Raymond A., Mouterde R., Thierry J., (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français, Groupe Français d'Etude du Jurassique, Docum. Labo. Géol. de Lyon, h.s. 5, 210 p.
- Feist M., Cubaynes R. (1984) - Découverte de Charophytes dans le Lias du Sud de la France. Implications paléoécologiques et phylogénétiques . C.R. Acad. Sci. Fr., (II), 299, p. 593-596.
- Freineix S., Cubaynes R. (1984) - Bioaciès à *Cuneigervilleia-Pteromya* et biofaciès à *Eomiodon* dans l'Hettangien du Quercy (Aquitaine orientale). Géobios, 17, 1, p. 5-17.
- Gabilly J. (1976) - Le Toarcien à Thouars dans le Centre-Ouest de la France. Biostratigraphie. Evolution de la faune (*Harpoceratinae*, *Hildoceratinae*). Editions C.N.R.S., les Stratotypes Français, 3, 217 p.
- Cabilly J., Cariou E., Hantzpergue P. (1985) - Les grandes discontinuité stratigraphiques du Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), I, 3, p. 391-401.
- Gèze B., Durand-Delga M., Cavaillé A. (1947) - Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. C.R. Acad. Sci. Fr., 224, p. 133-135.
- Grignac C., Taugourdeau-Lantz J. (1982) - Découverte de microflores d'âge hettangien dans l'épandage gréso-conglomératique "Triasique" formant la base du Mésozoïque de la région de Figeac-Capdenac (Quercy), C.R. Acad. Sci Fr., (2), 295, p. 57-62.

- Grignac C. (1983) - Contribution à l'étude des sédiments détritiques post -hercyniens de la bordure sud-ouest du Massif central (France). Thèse de Doctorat 3^e cycle, Université P. Sabatier, Toulouse, 211 p.
- Hantzpergue P. (1987) - Les Ammonites kimmeridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale (*Perisphinctidae, Aulocostephanidae, Aspidoceratidae*). Biochronologie, Systématiques, Evolution, Paleoébiogéographie. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Poitiers 568 p.
- Hantzpergue P. (1993) - Biogéographie des ammonites et variations du niveau marin : analyse quantitative des peuplements kimméridgiens ouest-européens. C.R. Acad. Sci. Paris, 317, II, p. 493-498.
- Hantzpergue P., Lafaurie G., Lange-Badré B. (1982) - Un crocodilien du Jurassique supérieur marin des environs de Cahors. Bull. Soc. Etudes du Lot. Cahors, 4, CIII, p. 375-385, 1 fig. 2 pl.
- Hantzpergue P., Lafaurie G. (1994) - Les calcaires lithographiques du Tithonien quercynois : stratigraphie, paléogéographie et contexte biosédimentaire. Géobios, Lyon, M.S. 16, p. 237-243.
- Haq U.B., Hardenbol J., Vail P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science, 35, p. 1156-1166.
- Lefavrais-Raymond A. (1950) - Le Pliensbachien du Lot. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 9, p. 147-148.
- Lefavrais-Raymond A., Astruc J.G., Guillot P.L., avec la collaboration de Bonijoly D., Lefavrais-Henry M., Marandat B. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Figeac (858) - Orléans : BRGM 92 p. Carte géologique par Guillot P.G., Lefavrais-Raymond A., Astruc J.G., Lefavrais-Henry M. (1989).
- Levafras-Raymond A., 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 à 43.
- Levafras-Raymond A., Le Calvez Y. (1964) - Sondage de Thémintes, Rapport B.R.G.M., DS 64 A 94.
- Levafras-Raymond A., Lafaurie G. (1980) - La "Crise lotharingienne" sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions du Carixien. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 22, 4, p. 613-621.
- Megelink-Assenat S. (1982) - Le Trias et le Lias de la bordure aquitaine du Massif Central français : fin du remblaiement post-hercynien et modalités d'une transgression dans un contexte pré-atlantique. Thèse Doctorat d'Etat, Université Claude-Bernard, Lyon, 354 p.
- Pelissié Th. (1982) - Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy Stratigraphie, Sédimentologie, Structure. Thèse de Doctorat 3^e cycle, Université P. Sabatier, Toulouse, 281 p.

- Pelissié T., Peybernes B. (1985) - Essai de reconstruction 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. Sci., Paris, t. 301, sér. II, n° 8.
- Qajoun A. (1993) - Le Toarcien du Quercy Septentrional : stratigraphie et micropaléontologie Strata, 2, 22, 263 p. 75 fig, 15 pl.
- Revert J., Delfaud J., Al Shidi S., Deloffre R. (1991) - Un témoin des mouvements qui ont animé le Golfe de Gascogne au Kimméridgien : le complexe bréchique du Quercy. C.R. Acad. Sci. Paris, Tome 312, Série II, p. 1041-1047.
- Rey J., Peybernès B., Fauré Ph. (1981) - Les Stromatolithes du Lias inférieur aquitano-pyrénéen. Archives Sciences Genève, 34, p. 191-190.
- Rey J., Cubaynes R., Fauré Ph., Hantzpergue P., Péllié Th. (1988) - Stratigraphie séquentielle et évolution d'une plate-forme carbonatée : le Jurassique du Quercy (Sud-Ouest de la France). C.R. Acad. Sci. Fr., (II), 306, p. 1009-1015.
- Rey J., Bonnet L., Cubaynes R., Qajoun A., Ruget C. (1994) - Séquence stratigraphy and biological signals : statistical studies of benthic Foraminifera from Liassic series. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.
- Thevenin A. (1903) - Etude géologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 95, 14, 203 p.
- Vail P.R., Colin J.P., Jan du Chêne R., Kuchly J., Mediavilla F., Trifilieff V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), III, p. 1301-1321.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and wey definitions. Soc. Econ. Palaeont. Mineral, Sp. Pub., 42, p. 39-45.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES DU CRETACE DU QUERCY

- Archiac A. d' (1835).- Mémoire sur la formation crétacée du Sud-Ouest de la France. Mém. Soc. géol. France, 1, t. II, n°7.
- Arnaud H. (1862).- Note sur la craie de la Dordogne. Bull. Soc. géol. France, 2, t. XIX, p. 465-500.
- Arnaud H. (1865).- Des argiles lignitifères du Sarladais. Bull. Soc. géol. France, 2, t. XXIII, p. 59-63.
- Arnaud H. (1873).- Profils géologiques des chemins de fer d'Orléans traversant la craie du Sud-Ouest. Bull. Soc. géol. France, 3, t. I, p. 405.
- Arnaud H. (1877).- Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la France. Mém. Soc. géol. France, 2, t. X, n° 4, 110p.
- Arnaud H. (1897).- Divisions naturelles du Crétacé supérieur au dessus du Santonien dans le Sud-Ouest et la région pyrénéenne. Bull. Soc. géol. France, 3, t. XXV, p. 676-681.
- Astruc J. G. (1980).- Le Quercy blanc au Sud-Ouest de Cahors. Aperçu paléogéographique et structural. Ressources du sous-sol. D.E.S., Université de Toulouse, 65 p.
- Babinot J. F., Colin J. P.& Damotte R. (1982).- Les Ostracodes du Turonien Français. Mém. Muséum Nat. Hist. Nat., C, t. XLIX, p. 189-196.
- Bilotte M. (1985).- Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Strata, Toulouse, 2, vol. 5, 438 p.
- Cassoudebat M. & Platel J. P. (1973).- Le Turonien de la bordure septentrionale du Bassin Aquitain. Etudes sédimentologique et paléogéographique. Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Bordeaux III, 226 p.
- Colin J. P. (1973).- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région de Saint-Cyprien (Dordogne). Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Paris VI.
- Colin J. P. & Medus J. (1972).- Un gisement de lignite du Sarladais d'âge cénomanien: données palynostratigraphiques. C. R. somm. Soc. géol. France, 1, p. 22.
- Combes L. (1873).- Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur les terrains jurassiques, crétacés et principalement tertiaires du Lot-et-Garonne et sur les phosphates de chaux naturels du Quercy (Lot). C. R. de L'A. F. A. S. (1ère sessio, Bordeaux, 8ème section), p. 482-489.
- Coquand H. (1856).- Notice sur la formation crétacée du département de la Charente. Bull. Soc. géol. France, 2, t. XIV, p. 55-98.
- Coquand H. (1857).- Sur la craie supérieure de l'Aquitaine. Bull. Soc. géol. France, 2, t. XIV, p. 743-745.
- Coquand H. (1857).- Position des *Ostrea columba* et *biauriculata* dans le groupe de la craie inférieure. Bull. Soc. géol. France, 2, t. XIV, p. 745-766.
- Coquand H. (1858-1860).- Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Tome I: De Dodivers et Cie, Besançon, 542 p.
Tome II: Barlatier, Feyssat et Demonchy, Marseille, 420 p.
- Damotte - Riviere R. (1960).- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région de Jonzac (Charente-Maritime). Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Paris VI, 80 p.
- Fleuriot De Langle P. (1964).- Analyse stratigraphique du Cénomanien et évolution en bordure nord-aquitaine. D.E.S. Bordeaux, 68 p.
- Glangeaud Ph. (1897).- Quelques notes sur les faciès et la tectonique du Crétacé des environs de Périgueux et de Champagnac-de-Belair (Dordogne). Bull. Soc. géol. France, 3, t. XXV, p. 895-897.

- Glangeaud Ph. (1899).- Etude sur les plissements du Crétacé du Bassin de l'Aquitaine. Bull. Serv. Carte géol. France, t. XI, n° 70, p. 1-45.
- Glangeaud Ph. (1901).- Sur les dômes de Saint-Cyprien, Fumel et Sauveterre (Lot-et-Garonne). Bull. Soc. géol. France, 4, n°1, p. 12.
- Glangeaud Ph., Vasseur G., Blayac J., Repelin J., Dalloni M. & Longchambon M. (1920).- Carte géol. de la France à 1/80.000, feuille de Villeréal (193), 1ère édit. et notice explicative.
- Grossouvre A. de (1894).- Recherches sur la Craie supérieure. 2, Paléontologie. Mém. Serv. Carte géol. dét. France, 264 p., 39 pl.
- Grossouvre A. de (1901).- Recherches sur la craie supérieure. 1, Stratigraphie. Mém. Serv. Carte géol. dét. France, 1013 p.
- Grossouvre A. de (1909).- Carte géol. de la France à 1/80.000, feuille de Jonzac (171), 1ère édit. et notice explicative.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P. R. (1987).- The chronology of fluctuating sea-level since the Triassic. Science, 235, p. 1156-1167.
- Moreau P. (1968).- Sur l'origine des associations de minéraux lourds dans le Cénomanien de la Charente. Bull. B.R.G.M.; 1-2, p. 73-78.
- Neumann M. (1958).- Révision des Orbitoides du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale. Mém. Soc. géol. France, t. XXXVII, n°83, 174 p.
- Platel J. P. (1989).- Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique. Doc. B.R.G.M. n° 164, 572 p.
- Seronie-Vivien M. (1972).- Contribution à l'étude du Sénonien en Aquitaine septentrionale. Ses stratotypes: Coniacien, Santonien, Campanien. Les stratotypes français, vol. II, 195 p., édit. CNRS.
- Simon-Coinçon R. & Astruc J.G. (1992).- Karstic sedimentary traps in Quercy (Southwestern France): a key for paleogeographic reconstructions in Mineralogical and geochemical records of paleoweathering Schmitt & Gall éds, ENSMP Mém. Sc. de la Terre, 18, p. 85-92.

LE PALEOGENE ET LE MIOCENE D'AQUITAIN

JP. CAPDEVILLE avec la collaboration de J. DUBREUILH et F. DURANTHON

1 - INTRODUCTION

La plate-forme carbonatée issue de la mer du Crétacé supérieur va supporter les péripeties de l'étalement, d'Est en Ouest, d'un prisme deltaïque et de ses affrontements avec les ingressions marines. Le vaste delta qui a fonctionné durant tout le tertiaire a reçu alternativement des matériaux arrachés au bâti du Massif Central, aux Pyrénées et à la Montagne noire. Les alternances calmes ou agitées en matière d'orogenèse déterminent la provenance des apports et conditions de dépôts (à dominante carbonatée ou siliceuse).

L'historique des observations et recherches portant sur le tertiaire aquitain montre que les auteurs ont tout d'abord privilégié l'approche stratigraphique (Grateloup, 1928 ; Jouannet, 1830 ; Rouaut, 1848 ; Raulin, 1848 et 1855 ; Gosselet, 1861 ; Jacquot, 1864 ; Billiot et Linder, 1866 ; Degrange-Touzin, 1891 ; Vasseur, 1837 et 1909 ; Richard, 1946 ; Veillon, 1962 ; Ducasse, 1962 ; Feist et Ringeade, 1977 ; Ringeade, 1978 ; Cavelier, 1979 et 1983), pour aborder ensuite la voie sédimentologique (Benoist, 1887 et 1888 ; Matheron, 1867 ; Blayac 1903 et 1930 ; Repelin, 1906 ; Abrard, 1933, Vatan, 1945 et 1950 ; Kulwicki, 1957 ; Alvincier, 1961 ; Rechignac, 1962 ; Klingebiel, 1967 ; Pratiel, 1972, Gayet, 1980), puis s'essayer ensuite à l'imbrication de l'analyse tectonique avec les deux thèmes précédemment évoqués (Fabre, 1939 ; Vigneaux, 1964 ; Crouzel, 1956 ; Schoeffler, 1971 ; Bonijoly, 1980 ; Capdeville, 1987 ; Dubreuilh, 1987).

2 - CADRE MORPHO-TECTONIQUE ET CLIMATOLOGIQUE

Le panneau septentrional du bassin d'Aquitaine s'étend au nord de la flexure celtaquitaire qui court sinueusement d'Arcachon à Carcassonne (fig. 34). Cette zone subtabulaire n'est marquée que par quelques rides NW-SE qui semblent héritées des accidents hercyniens rejouant jusqu'aux époques récentes (Mathieu, 1937 ; Gaillard et Masse, 1980).

Des directions NE-SW et même E-W sont enregistrées, mais de moindre importance. Toutefois le croisement de ces deux familles de structures peut donner des pointements en dômes (Crouzel, 1956 ; Caralp, Veillon, Vigneaux, Moyes, 1960 ; Enjalbert, 1960).

L'histoire du Tertiaire aquitain peut se scinder en deux grandes époques : anté et post-tectonique pyrénéenne (Winnock, 1971). La première période présente des caractères conservés de la situation crétacée et ce jusqu'à la fin de l'Eocène inférieur. Ensuite la contrainte tectonique entre en jeu à l'Eocène moyen, engendrant la sédimentation détritique fluivio-lacustre qui va être la marque essentielle du bassin jusqu'aux époques récentes.

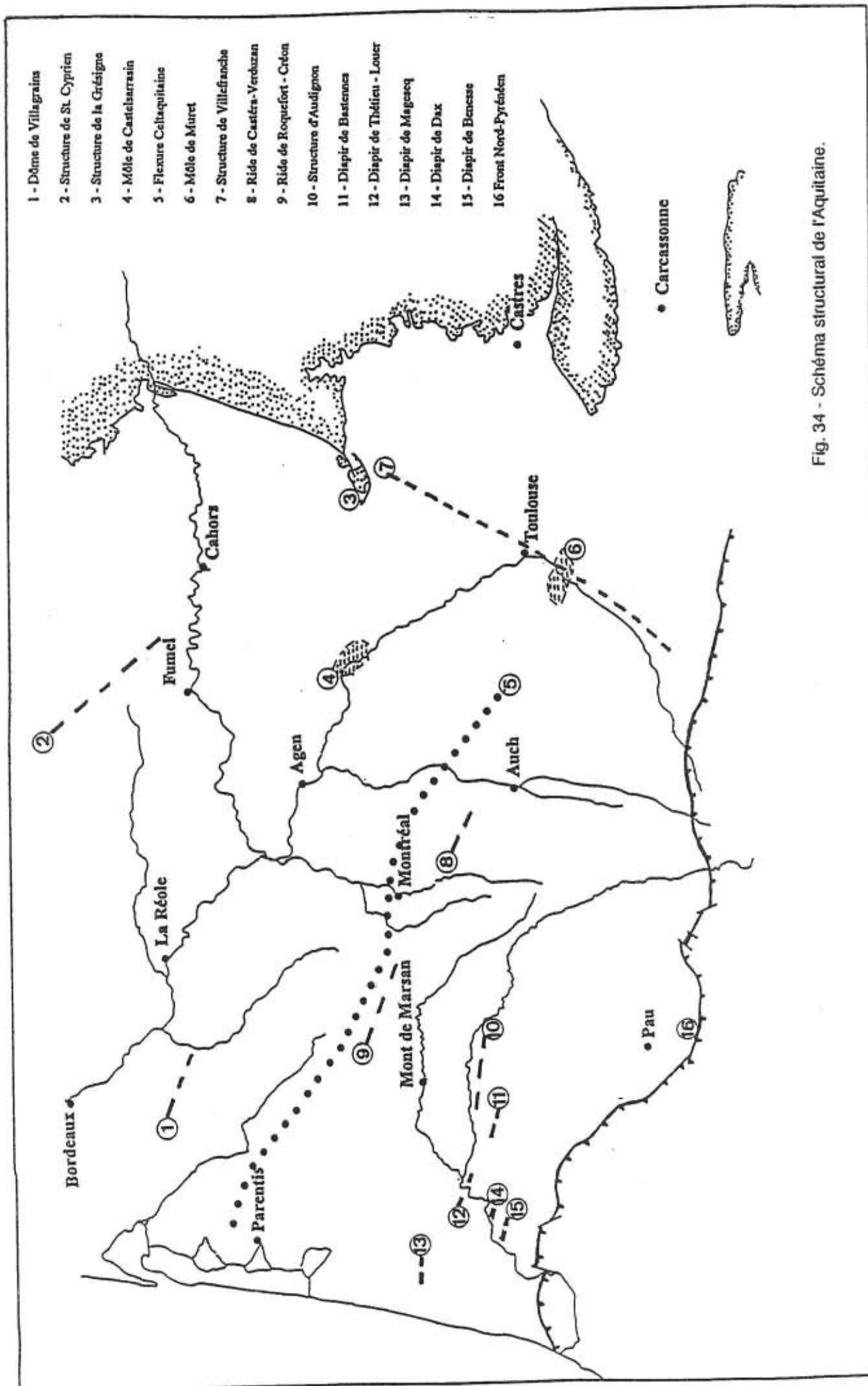


Fig. 34 - Schéma structural de l'Aquitaine.

La comparaison des données accumulées en Aquitaine avec le schéma cinématique d'évolution élaboré par Bonijoly et Blès (1983) sur le Quercy rencontre de nombreuses similitudes :

- Aux époques fini-crétacées le Quercy connaît une relaxation propice aux failles normales. En région Aquitaine des affaissements et flexures, en particulier sur le couloir Parentis-Moissac, sont ressentis dans le substratum anté-tertiaire.
- A l'Eocène inférieur, Bonijoly et Blès prennent en compte les effets de deux systèmes compressifs d'abord NE-SW puis NNW-SSE marquant les premices de l'Orogenèse pyrénéenne. La différenciation de ces systèmes en contexte sédimentaire s'avère plus complexe. Toutefois deux trains de directions de N 90° à N 110° et N 40° et N 60° peuvent s'apparenter à une contrainte NNW-SSE.
- Le contexte quercynois, révèle durant l'Eocène moyen, deux étapes compressives toutes deux Nord-Sud toujours liées à l'Orogenèse pyrénéenne. La première se caractérise par des failles inverses alors que la seconde se manifeste en coulissement sénestre. Les directions identifiables au sein des corps sédimentaires semblent évoluer en deux faisceaux N 100° à N 120° et N 45° à N 70°.
- Durant l'Eocène supérieur, l'histoire tectonique du Quercy ne comporte pas de fait exploitable. La forte progradation des dépôts sédimentaires dans le bassin traduit pourtant la permanence des possibilités d'altérations sur les pourtours du bassin.
- Au Miocène le contexte quercynois enregistre une compression Est-Ouest alors que la partie méridionale du bassin semble ressentir une compression Nord-Sud (paroxysme du diapirisme, Dupouy-Camet, 1952).

Les variations climatiques qui ont présidé à l'étalement du prisme deltaïque tertiaire peuvent être mise en relation avec les surfaces occupées par les mangroves (associations de palynoflores à *Nypa*, *Bombax* et *Sapotacées* Capdeville, 1987 et Dubreuilh, 1987). En effet celles-ci ne cessent de régresser depuis l'Eocène inférieur montrant la lente migration des conditions équatoriales et tropicales vers le Sud qui abandonnent le bassin Aquitain au climat tempéré.

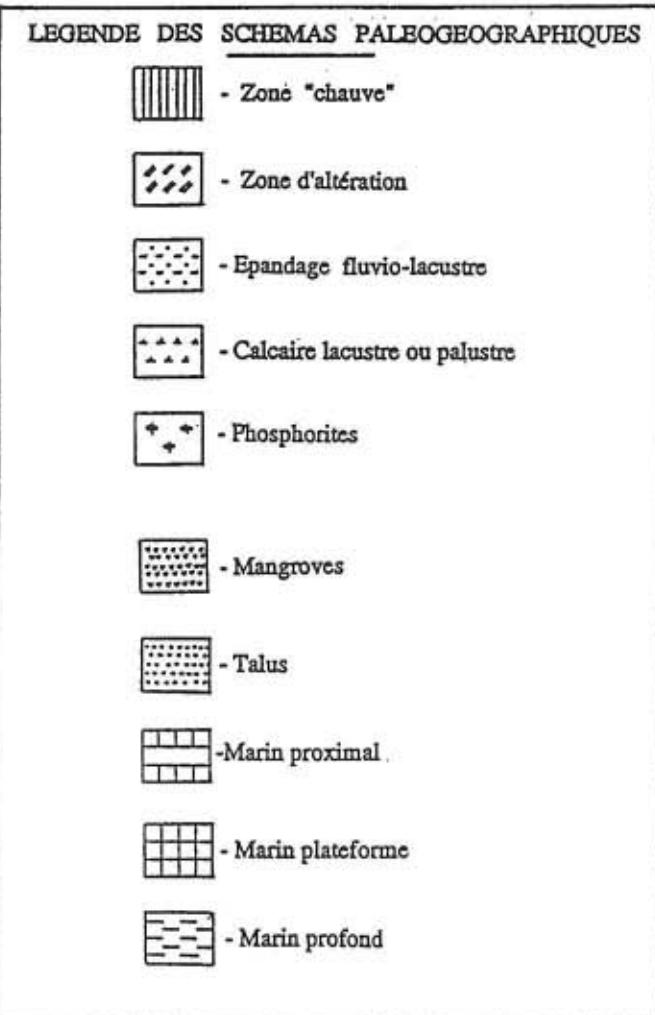
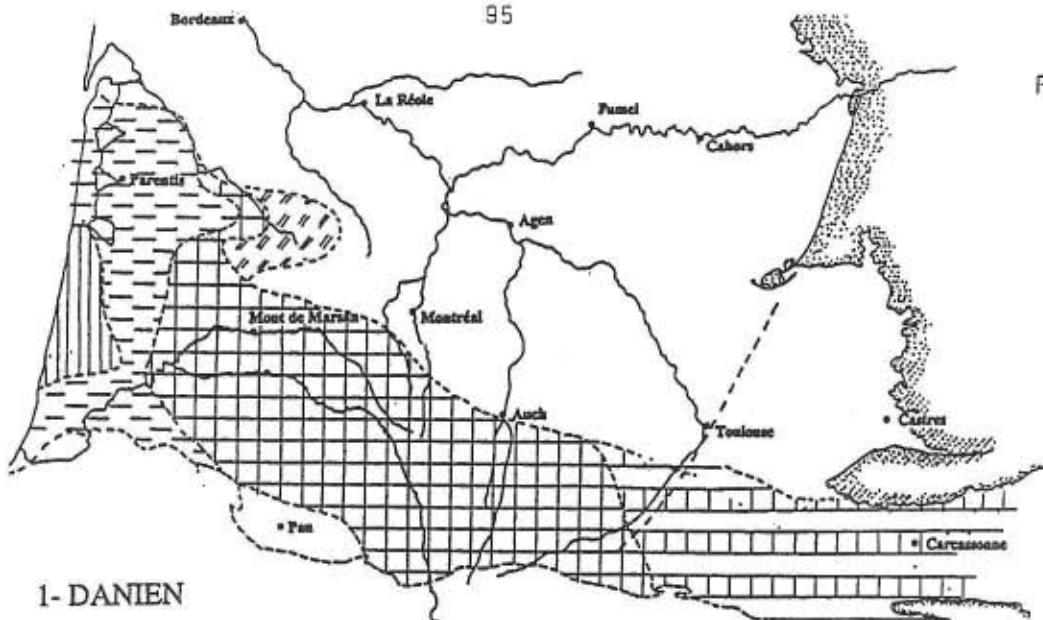
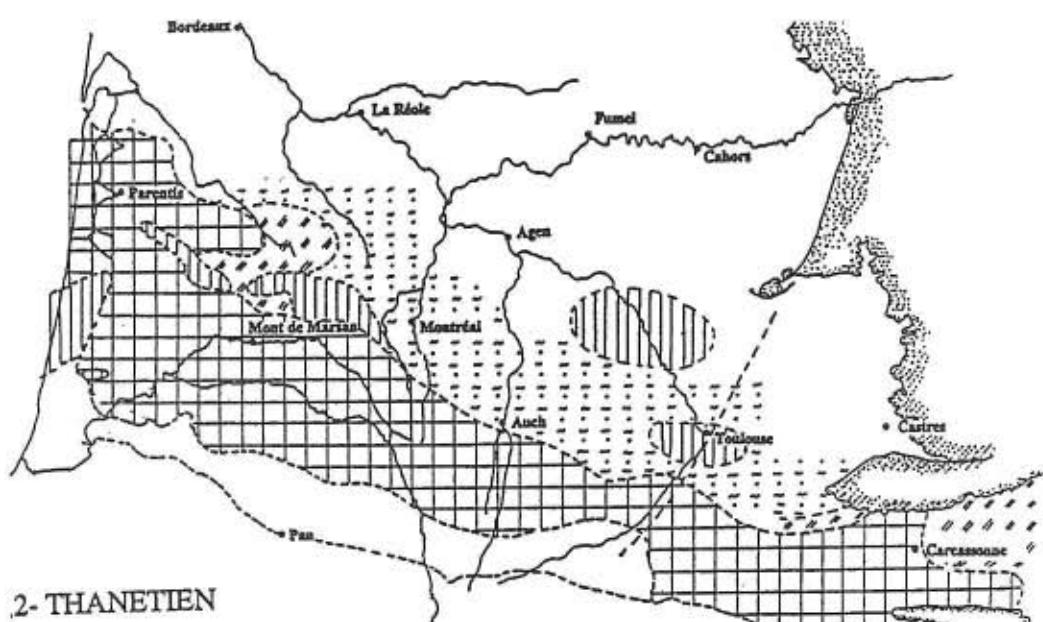


Fig. 35 à 38 - Cartes paléogéographiques du Bassin d'Aquitaine au Paléogène - Miocène.

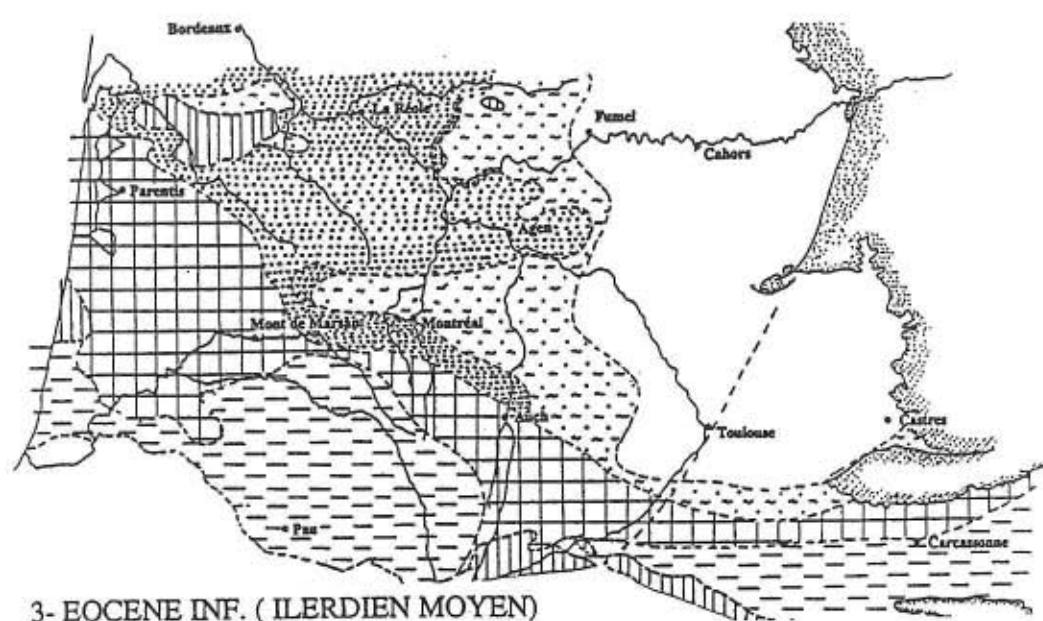
Fig. 35



1- DANIEN



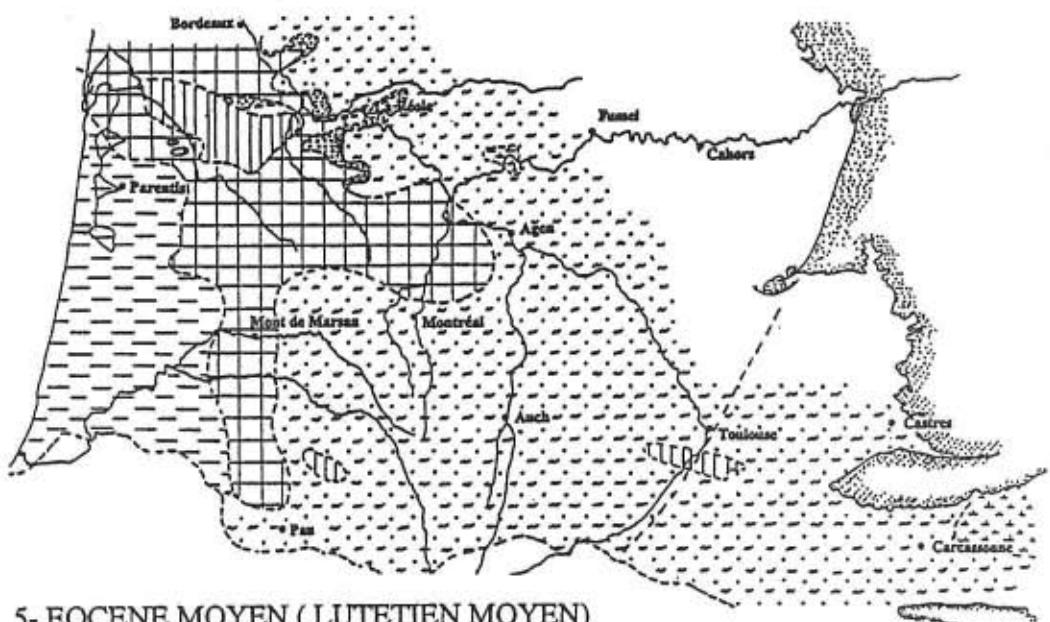
2- THANETIEN



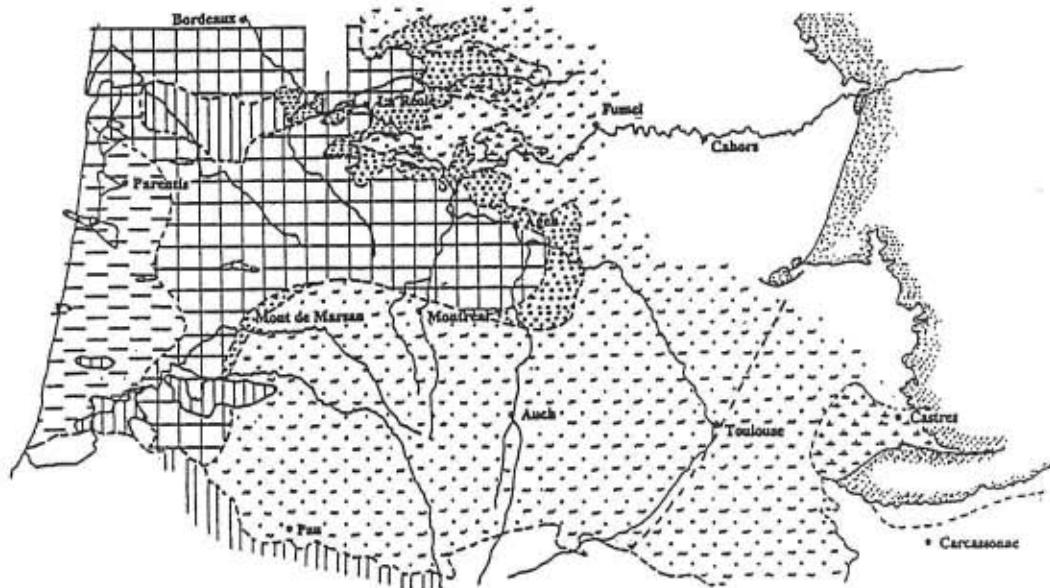
3- EOCENE INF. (ILERDIEN MOYEN)



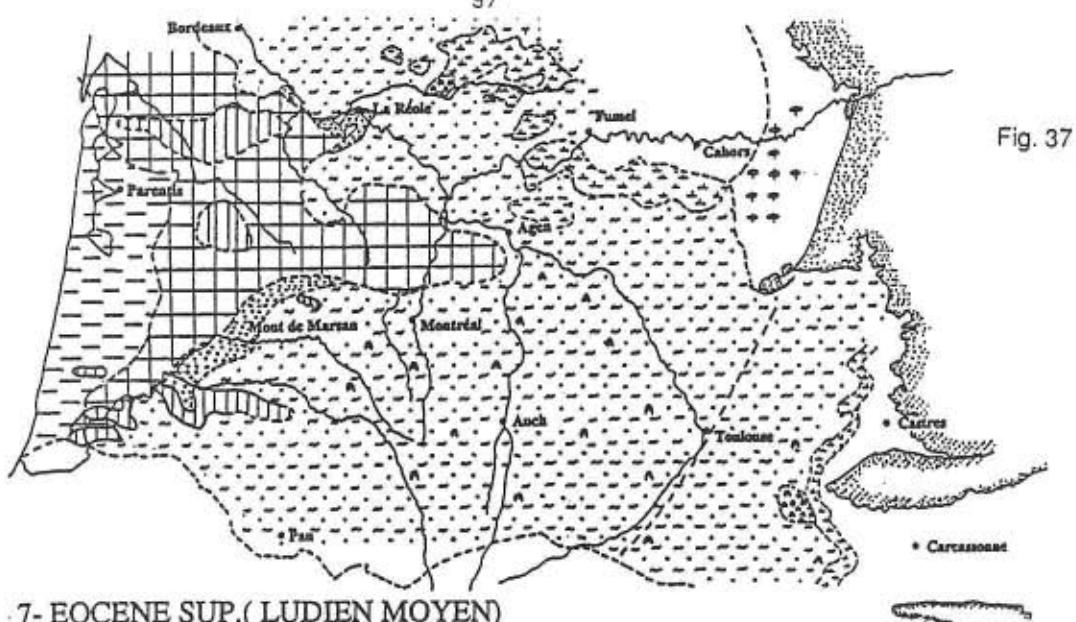
4- EOCENE INF. (CUISIEN MOYEN)



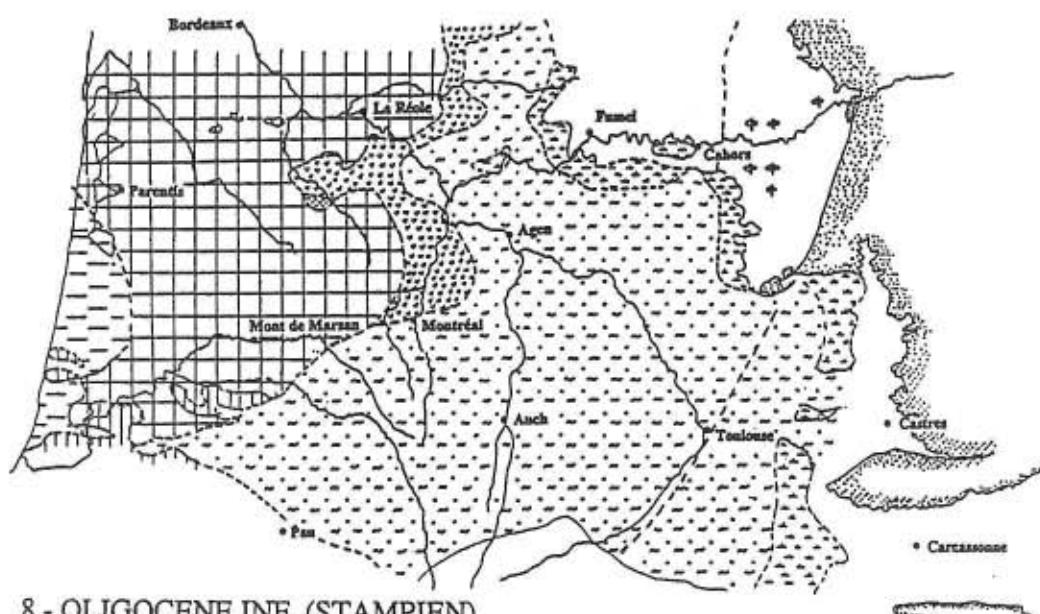
5- EOCENE MOYEN (LUTETIEN MOYEN)



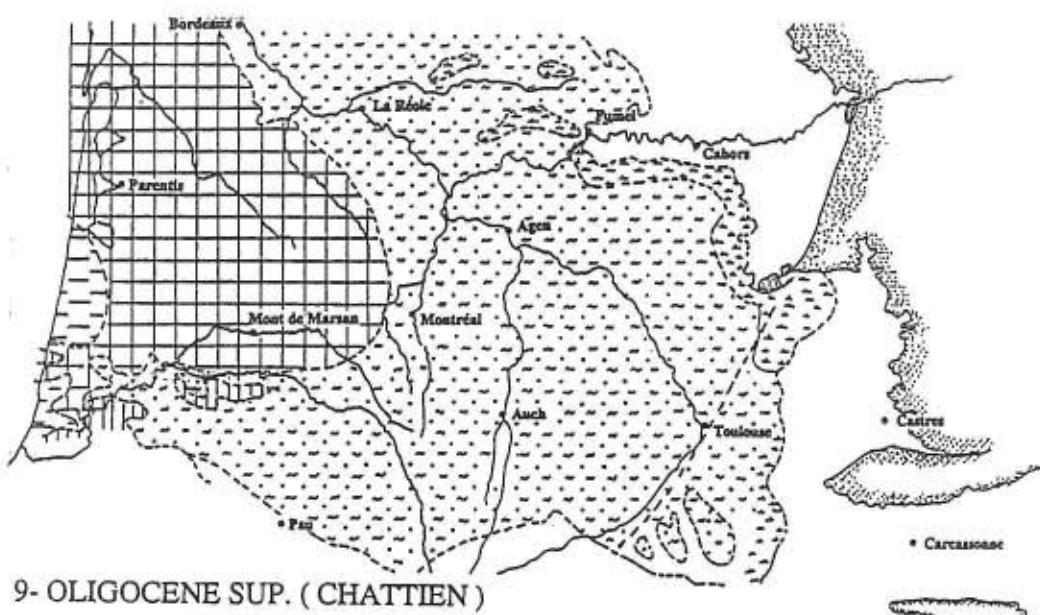
6- EOCENE MOYEN (LUTETIEN TERMINAL)



7- EOCENE SUP. (LUDIEN MOYEN)



8 - OLIGOCENE INF. (STAMPIEN)

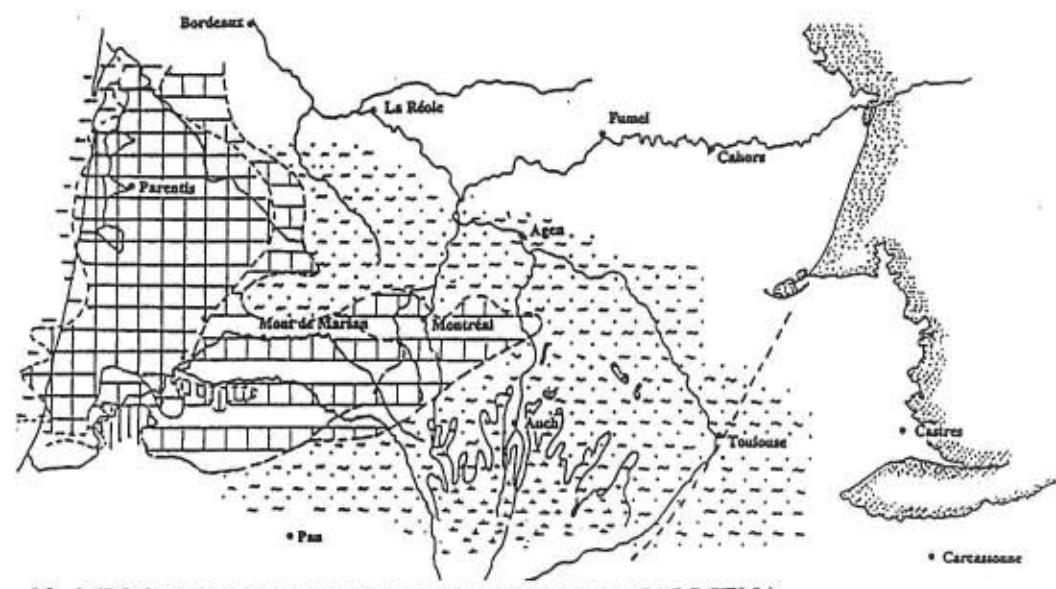
9- OLIGOCENE SUP. (CHATTIEN)
SCHEMAS PALEOGEOGRAPHIQUES DU TERTIAIRE Capdeville, Dubreuilh
1987



10- MIOCENE INF. (AQUITANIEN)



11- MIOCENE INF. (BURDIGALIEN)



12- MIOCENE MOYEN (LANGHIEN-SERRAVALLIEN)

3 - DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES REGIONALES

3.1 - PALEOCENE

3.1.1 - Généralités

La régression générale à la fin de la période crétacée entraîne une altération latéritique des terres émergées, traduisant un processus de biostasie intense. Plusieurs ensembles paléogéographiques s'individualisent :

- A l'Est (Quercy-Périgord), un domaine légèrement surélevé où l'altération entame fortement le bâti calcaire, produisant un réseau karstique.
- A l'Ouest, une zone plus basse assure la transition avec le domaine marin. Elle reçoit une sédimentation de type lacustre, alors que la dépression landaise est le siège d'atterrissement carbonatés de plate-forme et de mer ouverte (fig. 35).
- Sur le plan structural, aux phénomènes distensifs du crétacé terminal induisant une subsidence globale, succède une période tectonique où la compression semble être désormais le moteur de la structuration.
- De manière conventionnelle les unités stratigraphiques regroupent à la base le Paléocène inférieur ou Dano-Montien et au sommet le Paléocène supérieur subdivisés en deux termes : Thanétien inférieur, Thanétien supérieur et Landénien supérieur.

3.1.2 - Domaine continental

Ce vaste domaine, est marqué à sa partie orientale (régions Quercy et Périgord) par une importante karstification qui seule a été en mesure de préserver quelques témoins sédimentaires de cette période. A la base des dépressions karstiques ont été reconnus des dépôts sableux résiduels versicolores, des produits de décalcification, des argiles chargées de matières organiques et des cuirasses ferrallitiques très riches en oxydes de fer (Capdeville, 1987 ; Dubreuilh, 1987). Plusieurs analyses palynologiques (régions de Fumel, Bergerac (fig. 39), les Eyzies) ont livré des microflores attribuables à la période de transition Crétacé supérieur-Paléocène.

Dans des zones légèrement plus basses (régions de Libourne ou de Labrit au Centre des Landes) se sédimentent des dépôts à caractère chimique ou des calcaires à

COUPE DE POMBONNE (5km au nord de Bergerac, 24)

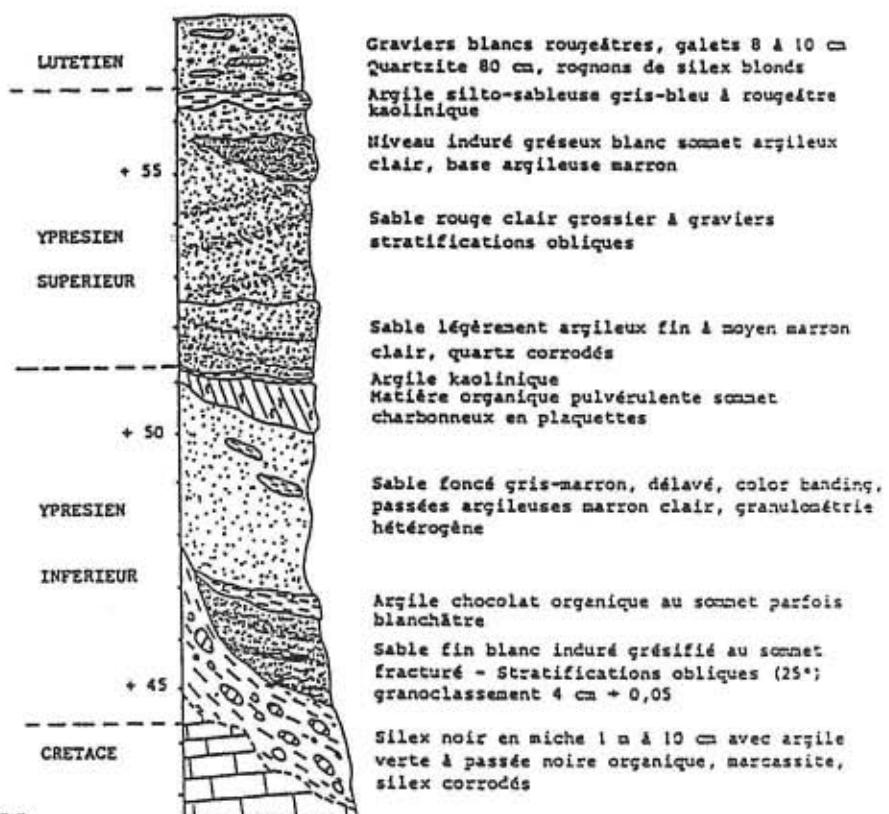


Fig. 39

Capdeville, Dubreuilh

1987

microcodium (Klingebiel, 1967) ainsi que des argiles silicomagnésiennes résultant de la concentration des solutions sous climat subtropical.

3.1.3 Domaine marin

Sur les marges orientales (légerement au-delà de Carcassonne) se développe une sédimentation lacustre et palustre (Calcaires à *Physa prisca*).

Durant le Paléocène inférieur (Danien) le domaine marin de plateforme proximale occupait le sud du bassin représenté par des calcaires cristallins blancs à algues et polypiers, le plus souvent dolomitiques à la base. Ces dépôts correspondent aux couches d'Arcet (anticlinal d'Audignon fig. 40). Ils ont livré de nombreuses globigérines et quelques autres foraminifères planctoniques tels *Morozovella*, *Pseudobulloïdes* et *Planoraotalides compressa* (Feinberg, 1964).

Le domaine de mer ouverte, très occidental, est représenté par des marnes à *globigerina* et *Globorotalia* à passées gréseuses.

Au Paléocène supérieur (Thanétien), le domaine de plateforme s'est étendu vers l'est, constitué par des calcaires à faune benthique (mibioles, alvéolines, discocyclines et algues) (Deloffre, 1988).

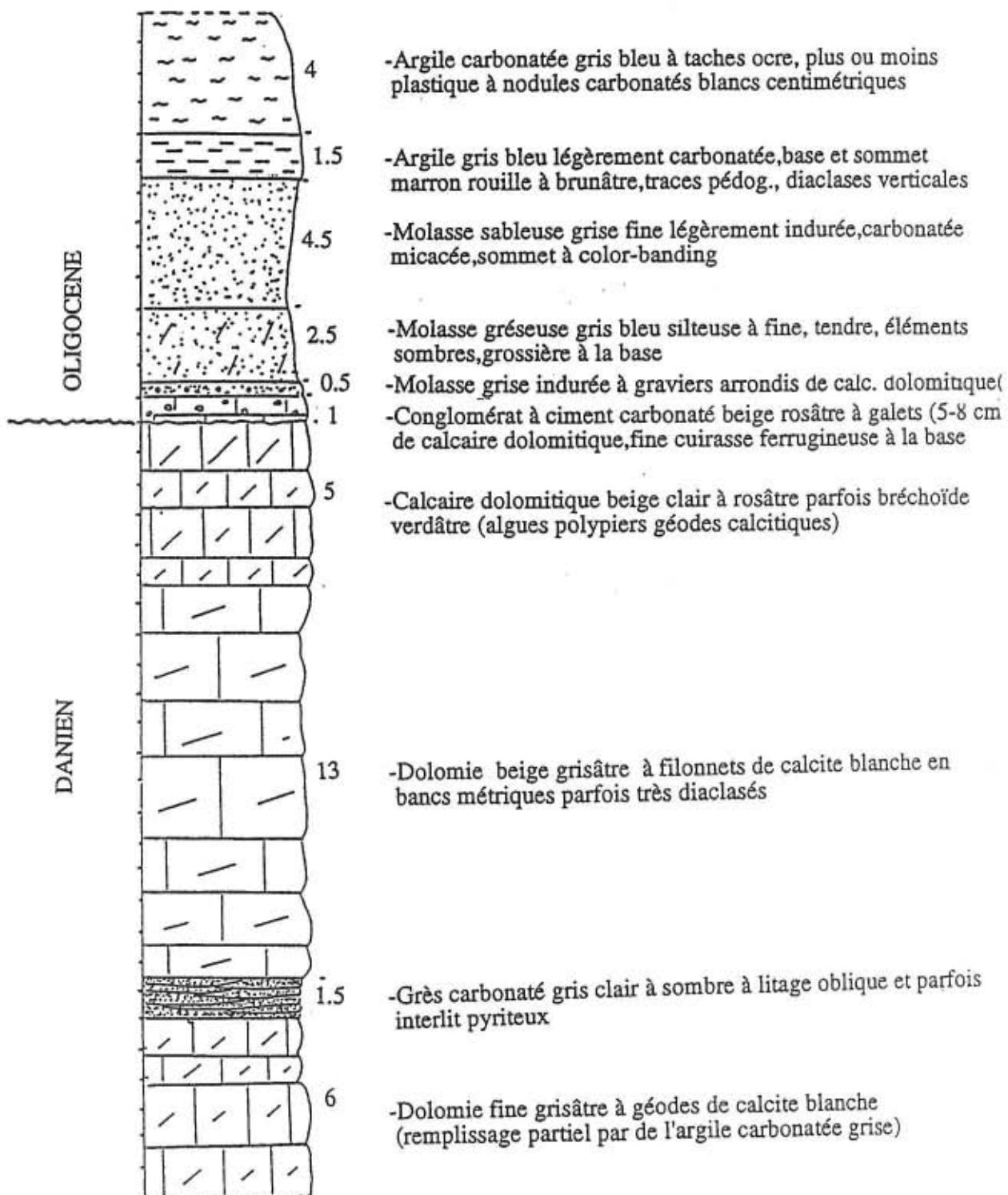
A l'Est les faciès marins vont rapidement progresser jusqu'à Carcassonne et la bordure nord du Mouthoumet (niveaux de la biozone à *Alveolina primaeva* et *Coskinolina Liburnica*).

3.2. - EOCENE INFÉRIEUR

3.2.1. - Généralités

Après la période d'altération latéritique du Paléocène, caractérisée par la faiblesse des apports, l'Eocène inférieur sera marqué dans cette région par l'arrivée de dépôts terrigènes témoignant d'un rajeunissement des massifs hercyniens environnants.

Deux grandes périodes à tendance transgressive s'individualisent, l'une à l'Yprésien inférieur (Ilerdien) où l'on enregistre quelques oscillations de la mer sur des reliefs peu marqués et l'autre à l'Yprésien supérieur (Cuisien) où l'on observe l'édification de plusieurs dispositifs deltaïques convergeantes vers le centre de l'Aquitaine et dont les chenaux distributaires structurés avancent fortement sur le domaine marin (fig. 35, 36).



Capdeville 1993

Fig. 40 - Coupe de la carrière d'Arcet (5,5 km à l'ouest de St Sever, 40)

Au plan structural, la phase de compression amorcée dès le Paléocène se poursuit avec semble-t-il une accentuation de la contrainte dès le début de la période cuisiennne, alors que l'abrasion des reliefs favorise le détritisme de cette fin de période.

Trois séquences sédimentaires majeures ont été identifiées dans le domaine continental et mises en relation avec les formations marines définies au moyen de marqueurs micropaléontologiques : les deux premières séquences fluviales majeures correspondent à l'Yprésien inférieur (Ilerdien), période débutant dans le domaine marin par la zone à *Alveolina cuimiformis* et se terminant avant l'arrivée d'*Alveolina oblonga*, la troisième séquence fluviatile venant en corrélation avec l'Yprésien supérieur défini par les zones à *Nummulites planulatus* et *N. praelaevigatus* (Cavelier, Pomerol, 1983).

3.2.2. - Domaine continental

L'Yprésien inférieur (Ilerdien) est généralement constitué par une à deux séquences fluviatiles majeures. La première est représentée dans le Bordelais par des sables gris, propres, feldspathiques, fins à moyens renfermant localement des troncs fossilisés noirâtres, des lignites et des lentilles d'argiles kaoliniques blanches à grises comportant des taches rosâtres à rouille. Dans le bassin d'extraction d'argiles réfractaires des Charentes, ces accumulations présentent des extensions de taille hectométrique, alors que la plupart du temps il s'agit de dépôts discontinus de quelques centimètres à quelques mètres (Le Brétou fig. 41).

La seconde séquence fluviatile est formée par des sables fins micacés feldspathiques jaunâtres à noirâtres, organiques, pyriteux, présentant des stratifications obliques, associés à des graviers et petits galets de quartz gris, reprenant des galets mous d'argile blanche.

Dans le domaine oriental une à deux séquences majeures peuvent également être individualisées, elles aussi marquées par des alternances de sables grossiers riches en matière organique et pyrite et d'argile blanche à brune (structure anticlinale de Barbotan).

Durant cette période, où le maximum transgressif sera atteint au cours de l'Ilerdien moyen, l'arrière pays nord-aquitain possède la physionomie d'une plaine marécageuse vers laquelle convergent plusieurs grands émissaires responsables de l'alluvionnement tant dans le domaine continental franc que sur le talus où les dépôts détritiques progradent loin vers l'Ouest au-delà de la structure de Villagrains-Landiras (fig. 36). Les analyses polliniques réalisées sur les faciès organiques associés aux fins de séquences révèlent une flore très diversifiée, essentiellement hygrophile, comportant ptéridophytes et végétaux supérieurs parfois associés à des algues d'eau douce (*Botryococcus* et *Bryophytes*).

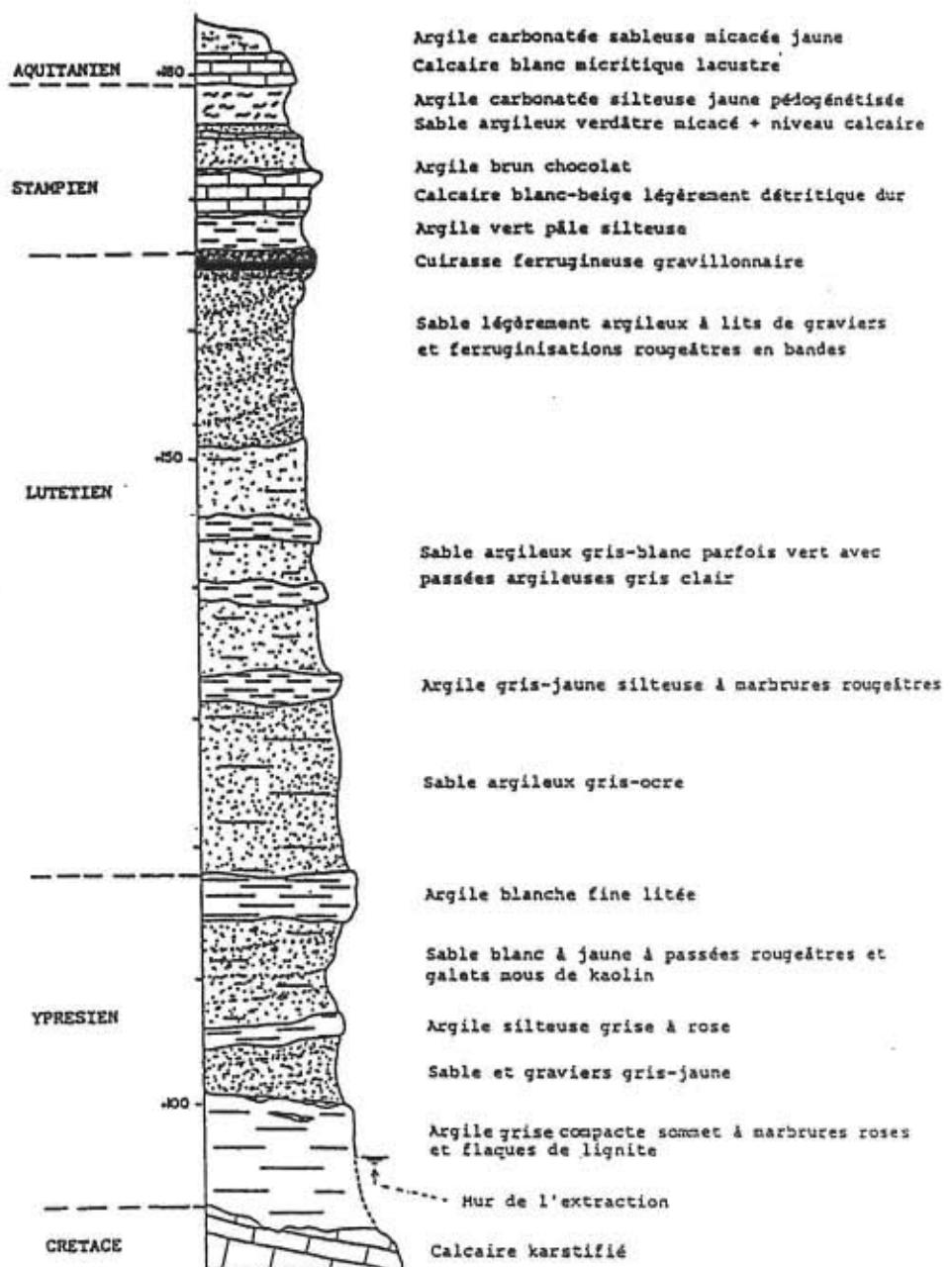


Fig. 41 - Coupe de la carrière du Bretou (3 km au nord de Fumel, 47) Capdeville, Dubreuilh 1987

L'environnement de dépôt est de type palustre à lacustre avec des faciès de tourbières et de mangroves sous climat chaud et humide à saisons peu contrastées.

Durant l'Yprésien supérieur (Cuisien) apparaît une période d'alluvionnement intense, marquée par une structuration des réseaux fluviatiles permettant l'édification de systèmes deltaïques progradants. Ces systèmes deltaïques à dynamique fluviale prépondérante possèdent une configuration générale en "patte d'oiseau" caractérisée par des levées sableuses importantes au débouché des émissaires majeurs (fig. 37). A la fin de cette période se déposent dans la plaine deltaïque des argiles vertes à terriers et marmorisation pédogénétiques rougeâtres. A la frange eaux douces-eaux salées se développent des sables plus ou moins grossiers, micacés, organiques, pyriteux attestant d'une végétation de mangrove parcourue par des chenaux de marée et caractérisée par la présence de *Nypa* (*Spinozonocolpites echminatus* et *S. baculatus*) de *Bombax* et *Rhizophora*.

Un corps détritique progradant a été mis en évidence par sondage : les sables de Lussagnet, région de Nogaro, Aire-sur-l'Adour, (fig. 42), dont les passées argileuses chargées de matière organique reflètent le même contexte palynologique que la mangrove déjà signalée avec toutefois des dinoflagellés du groupe des *Wetzeliellaceae*.

Sur les marges est, on enregistre une puissante altération (argiles à graviers, silicifications) datées par les phosphorites de Viélase MP 10-11 (Legendre et al., 1992), pollens ilerdiens du sillon du Thoré, Calcaire lacustre de Ventenac, avec semble-t-il une première venue des poudingues de Palassou.

3.2.3 - Domaine marin

La sédimentation marine est représentée à l'affleurement par la formation des Grès de Coudures, les couches de Sarraziet et de Lapêche sur le pourtour de l'anticlinal d'Audignon. Appartenant aux milieux de dépôts estuariens dessalés ou de plateforme interne, les grès quartzite, calcaires blancs à alvéolines ou calcaires glauconieux ont révélé des gastéropodes, des milioles et alvéolines. Feinberg, (1964) a reconnu *Alveolina subpyrenaica*, *A. lepiolula*, *A. missutula* et Cuvillier, 1956 *Nummulites planulatus* et *Alveolina oblonga*.

3.2.4 - Relations tectonique et sédimentation

Durant l'Yprésien (Ilierdien), alors que s'individualisent plusieurs bassins du Nord et du Sud, la région Aquitaine est le siège d'une sédimentation à dynamique faible dans une vaste plaine marécageuse proche du niveau de base, où voisinent marécages et tourbières. C'est une période de calme tectonique relatif attestée par une faible

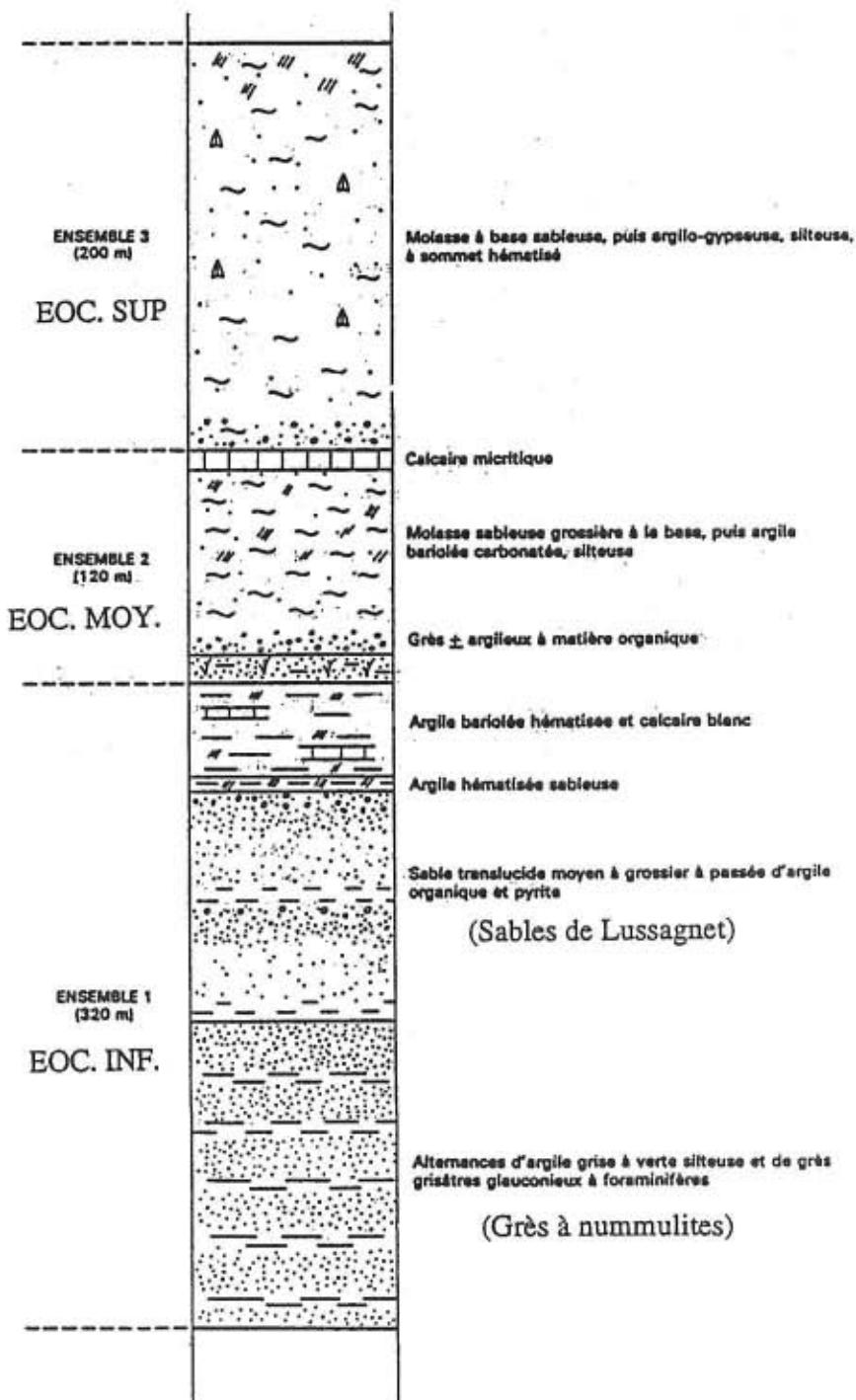


Fig. 42 - Coupe synthétique de l'Eocène de la région Aire / Adour, Nogaro. (Capdeville, 1991)

structuration du réseau fluviatile qui aboutit à un "engorgement" de la plaine d'épandage. A l'Yprésien supérieur (Cuisien inférieur) les prémisses de l'instabilité se concrétisent, alors qu'une transgression marine envahit le centre du bassin. Le rejet positif des massifs hercyniens amène une surcharge de sédiments, tandis que la subsidence s'accentue dans la partie occidentale de l'Aquitaine. Dès le Cuisien moyen la mer se retire progressivement et les systèmes deltaïques entament une avancée sur le domaine marin.

3.3 - EOCENE MOYEN

3.3.1 - Généralités

La période de rhexistasie amorcée à l'Yprésien supérieur (Cuisien moyen à supérieur) s'achèvera au début de l'Eocène moyen par l'anastomose des chenaux de marée comblés par des argiles organiques, tandis que s'amorcent les premières oscillations marines de la base du Lutétien (fig. 36).

Deux grandes séries globalement transgressives caractérisent cette période, le Lutétien et le Bartonien, interrompues par un épisode régressif avec arrêts de sédimentation durant lesquels s'établissent des conditions de type évaportique. Au cours de la seconde transgression dont les manifestations se rencontrent encore plus à l'Est, il semble que les zones émergées aient plus fortement alimenté la dépression sud-bordelaise subsidente ainsi que la cuvette centrale des landes. Ces décharges détritiques importantes viendront s'intercaler jusqu'au niveau de la plateforme carbonatée sous forme de chenaux sous-marins. La distinction dans le domaine continental entre Lutétien et Bartonien est complexe. Toutefois, deux séquences majeures apparaissent, séparées par un arrêt de sédimentation où l'on observe une altération pédogénétique, avec présence de gypse, de métahalloysite et de palygorskites.

3.3.2 - Domaine continental

Série détritique inférieure : La base de la série détritique est représentée par des décharges de type torrentiel aux matériaux grossiers emballant localement des bois fossilisés dont *Paraphyllantoxylon lignitum* et *Cudranioxylon engolismense* (Duperon-Landoue neix, 1985). Dans la partie septentrionale du bassin il s'agit de sables feldspathiques verdâtres, de graviers et de galets de quartzites blancs, de quartz fumés et d'agathoïdes. Plusieurs séquences fluviatiles à contact basal érosif remanient la fin du dépôt argileux précédent, occasionnant la formation de galets mous. Plusieurs exondations peuvent être reconnues (argiles bioturbées à petites flammes d'oxydation rougeâtres).

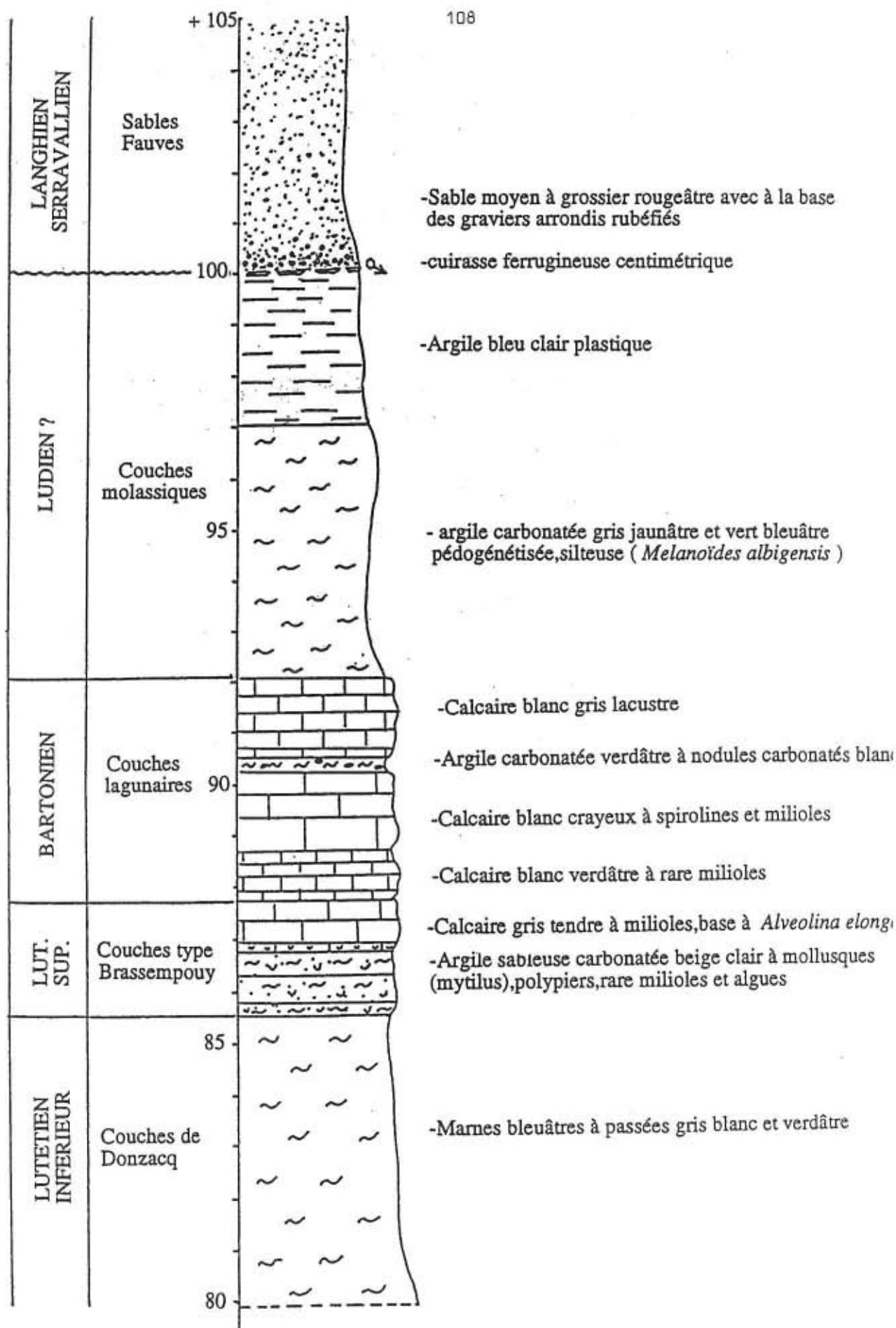


Fig. 43 - Coupe du vallon de Pedelail (3 km au nord d'Hagetmau, 40). (d'après Vasseur 1902, Fabre 1932 et complétée par Capdeville 1992)

Aux associations à kaolinite dominante de l'Eocène inférieur succèdent des compositions minérales moins tranchées où la kaolinite sera même reléguée au second plan au bénéfice des smectites. La fraction lourde présente un cortège renouvelé où les minéraux fragiles issus du métamorphisme occupent une large place (disthène, andalousite, staurotide).

Aux édifices deltaïques fortement constructifs de la période cuisiennne succèdent des appareils fluviatiles tronqués, géographiquement moins étendus, qui, malgré une capacité de transit plus importante, ne parviennent pas à assurer leur pérennité, en raison d'un déblaiement permanent par les courants littoraux.

La zone de transition eaux douces-eaux salées est fortement réduite par rapport à la période précédente. Les associations à *Nypa*, *Bombax* et *sapotacées* existent toujours et sont parfois mêlés au phytoplancton marin avec quelques tests de foraminifères hyposalins et benthiques de vasière.

Série détritique supérieure : La série détritique postérieure à l'arrêt de sédimentation à faciès évaporitique est représentée par des dépôts attestant d'une dynamique plus régulière, où le caractère de crues soudaines et épisodiques a semble-t-il disparu. Sur les marges bordelaises et périgourdines, les atterrissages en provenance du Massif Central sont représentés par des décharges de sable feldspathiques vert pâle à altérations rouge brique débutant très souvent par une base érosive. Dans la partie plus centrale du bassin, assurant la transition vers le milieu marin, un réceptacle subsident à tendance palustre recueille des sédiments argilo-silteux. Dans ce contexte de plaine d'inondation où la nappe phréatique fluctue de manière permanente, la sédimentation va acquérir par le jeu de reconcentration d'ordre pédogénétique le taux de carbonates qui les fera qualifier de sédiments molassiques. Des arrivées sableuses intercalées avec des faciès argilo-carbonatés composent la formation des sables fluviatiles du Libournais à *Lophiodon lauricense* marquant la période comprise entre l'Auversien terminal et le Marinésien inférieur (Cavelier, 1978). Dans l'Est du Bassin Castral débute au Lutétien supérieur un épandage fluvio-lacustre marqué par les formations à *Australorbis pseudoammonius*.

3.3.3 - Domaine marin

Les faciès sont représentés dans la région bordelaise, du bas vers le haut par les Sables inférieurs, les Calcaires de Blaye, les Calcaires de l'Octroi et les Marnes à *Ostrea cucullaris*. Pour la partie sud du bassin les couches de Trabay, Donzacq, Nousse, Calcaire à grandes Nummulites, Calcaire de la grotte de Brassemouy et couches lagunaires constituent la sédimentation de l'Eocène moyen.

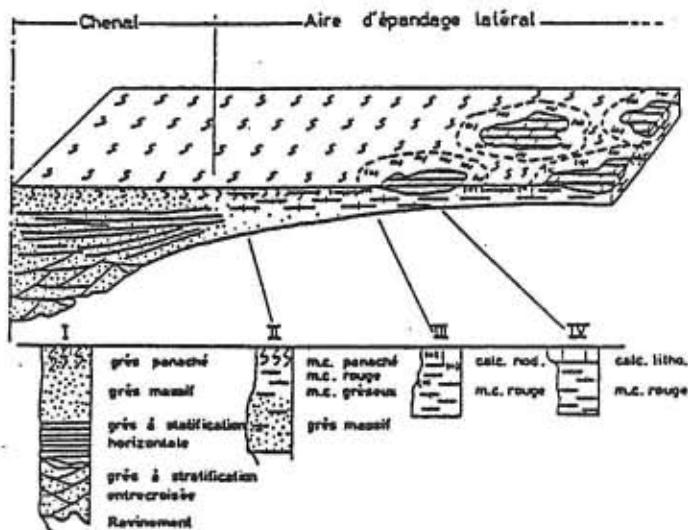


Fig. 44 - Le cyclothème sédimento-pédo-génétique théorique. (P. Freytet, 1964)

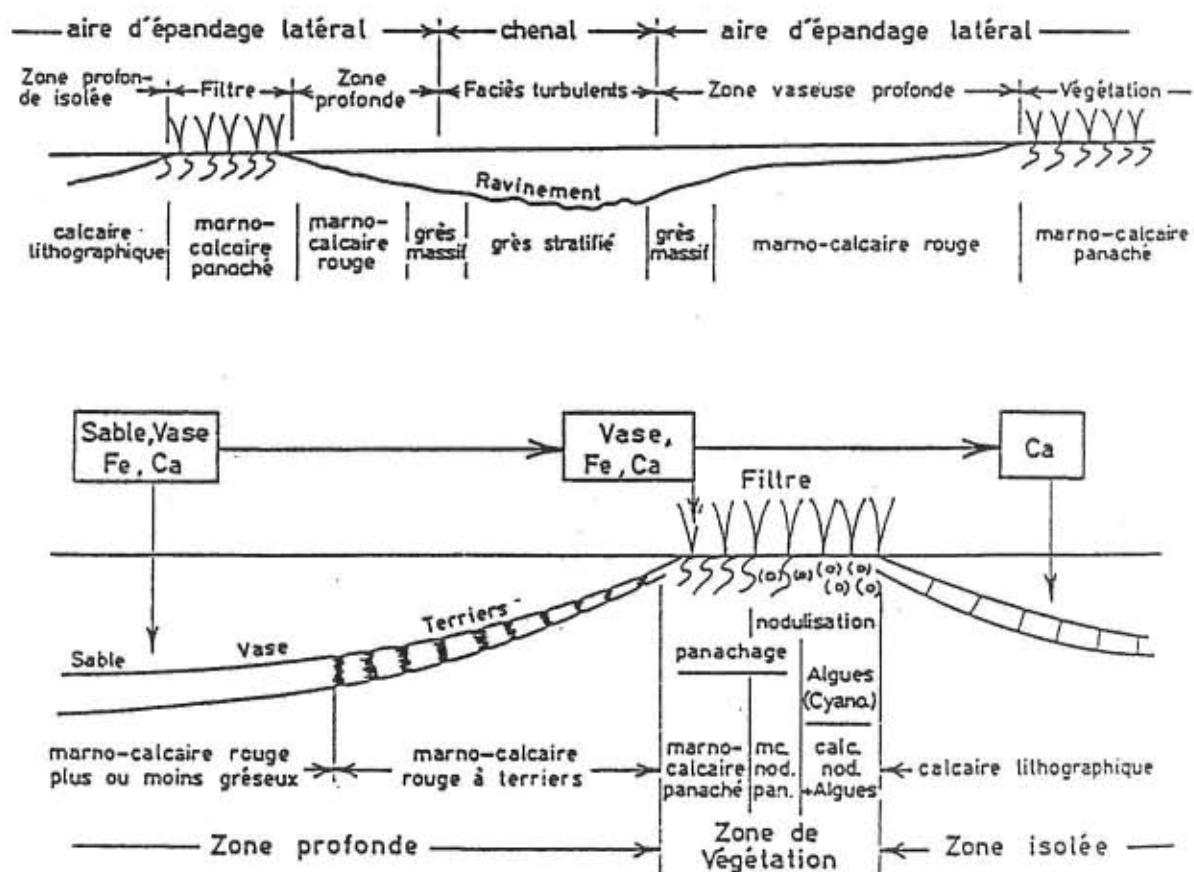
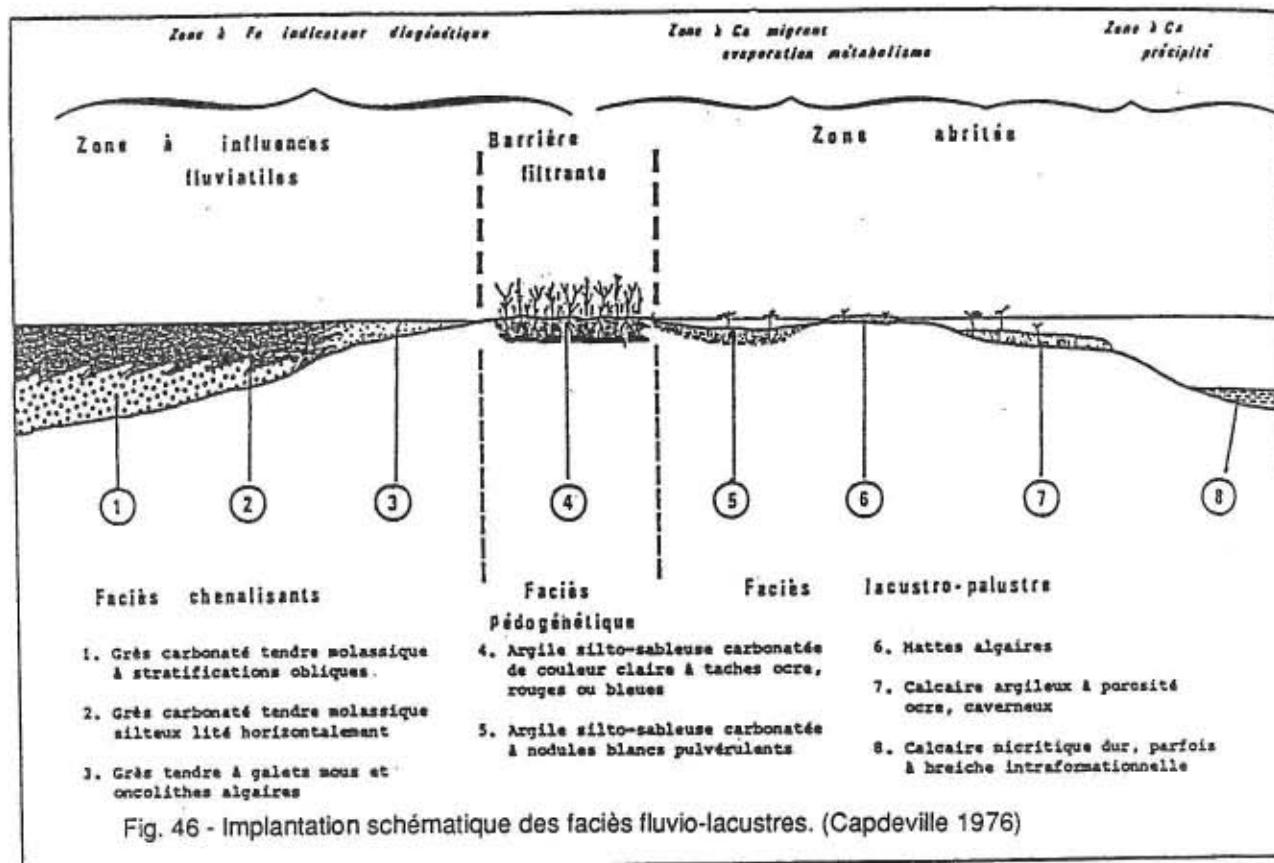


Fig. 45 - Répartition théorique des faciès dans un cyclothème sédimento-pédo-génétique (P. Freytet, 1964)



Selon le découpage adopté par Veillon (1962), ces dépôts couvrent la zone à *Nummulites laevigatus*, la zone à *N. atacicus* et *Orbitolites complanatus*, la zone à *N. asturieus* et *Assilina*, la zone à *N. brongniarti* et *Alveolina elongata* et la zone à *N. praefabianii*.

On notera, un retour au Bartonien des conditions lagunaires (Marnes à *Ostrea cucullaris* au nord du Bordelais et couches lagunaires au Sud, Chalosse, fig. 43).

3.3.4 - Relations tectonique et sedimentation

La période est marquée par une permanence des apports sédimentaires et une subsidence accusée qui permettent dans le nord du bassin l'accumulation de plus de 200 mètres de sédimentation détritique au droit du talus.

Dans le domaine profond, le bassin de Parentis voit le rejet des structures et des accidents existants, réactivés par la compression liée à la surrection de la chaîne (Mathieu, 1986). Au Sud, le sillon est en voie de comblement par les sédiments grossiers en provenance de l'Est.

Durant le Bartonien une altération de type ferrallitique affecte le bâti carbonaté du Quercy et du Périgord (cuirasse gravillonnaire et phosphorites à faunes de Vertébrés).

3.4. - EOCENE SUPERIEUR

3.4.1 - Généralités

C'est au cours de la période priabonienne que s'observe un important développement des faunes de mammifères permettant de dater avec précision les différentes formations continentales. Des conditions paléogéographiques et tectoniques, associant milieux de dépôts et relâchement de la contrainte globale induisent une subsidence qui conduit à l'élaboration de faciès caractéristiques : "les Molasses d'Aquitaine". L'organisation des milieux de dépôts engendrés dans un système sédimento-pédogénétique a fait l'objet d'analyses de la part de Freytet (1964) (fig. 44, 45) dans le Vitrollien des Corbières. L'application du contexte molassique aquitain a permis de tirer un modèle de sédimentation horizontale et verticale (Capdeville, 1976) où l'on note le caractère primordial joué par la végétation et la barrière filtrante (fig. 46). Ces atterrissements, s'établissement au sein de vastes plaines d'épandage alimentées en matériaux d'altération par les reliefs environnants. Dans ce domaine lacustro-palustre s'individualisent quelques petits bassins endoréïques à tendance évaporitique dont celui de Ste Sabine-en-Périgord. Le climat chaud à saisons sèches plus marquées assure le développement temporaire d'étendues d'eau douce où l'altération pédogénétique favorise

une sédimentation à caractère chimique ; simultanément sont piégées dans le Quercy les formations reliques des phosphorites. Le golfe marin de la région d'Agen subsiste, tandis que les environnements de Mangrove ont disparu au niveau de la frange eaux douces-eaux salées (fig. 37).

Le domaine marin du Priabonien est subdivisé en deux parties calquées sur deux biozones à nummulites (Cavelier et Pomerol, 1983) alors que classiquement trois périodes sont distinguées dans les séries continentales (Ludien inférieur, moyen et supérieur). Ces formations continentales palustres et lacustres ont reçu des dénominations, consacrées le plus souvent par les noms des localités où elles ont été étudiées à l'origine. C'est ainsi que dans la région nord aquitaine deux ensembles majeurs sont reconnus :

- Les Molasses inférieures et les argiles à *Palaeothérium* avec les faciès associés : grès de Laussou, Calcaires de Plassac, des Ondes, de Langlès, de St Cernin de St Nexan.
- Les Molasses du Frossadais et leurs faciès associés dont les calcaires d'Issigeac, le gypse de Ste Sabine, et les molasses de Mazières.

3.4.2. - Domaine continental

Les dépôts fluvio-lacustres de cette époque reflètent une moindre compétence des émissaires fluviatiles qui évoluent au sein d'une basse plaine encombrée de sédiments. Deux types d'environnements liés soit aux émissaires fluviatiles, soit à la plaine d'épandage.

3.4.2.1 - Formations fluviatiles

La sédimentation correspondant à cette période, au nord du bassin, présente trois séquences positives marquées par l'apparition de matériaux détritiques très altérés. Des graviers et galets dans une matrice argilo-sableuse à limoneuse de couleur vert pâle à chocolat renfermant de nombreux éléments de cuirasse ferrallitique remaniée constituent la première séquence. Ensuite, de nouveaux apports fluviatiles détritiques grossiers composent les deux autres séquences moyenne et supérieure, répondant pour partie à l'ancienne appellation de Sables du Périgord. La base de chaque séquence est marquée par l'arrivée de sables feldspathiques vert pâle, de graviers et de galets de quartz et quartzite blanc laiteux surmontés d'argiles smectiques verolâtre bioturbées à petites flammes d'oxydation rougeâtres.

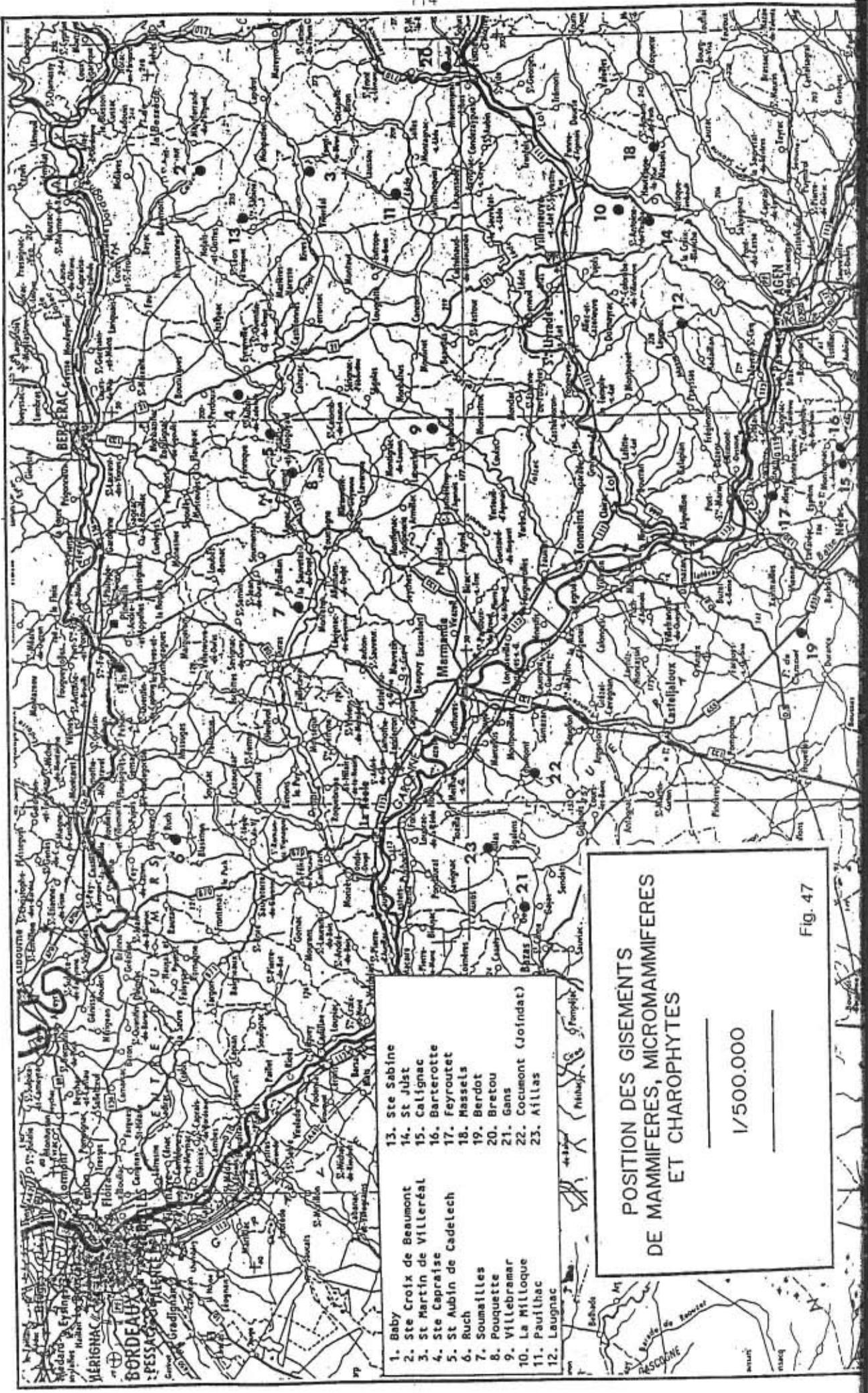


Fig. 47

3.4.2.2 - Formations fluvio-lacustres

A la partie septentrionale du bassin, les quatre niveaux repères à mammifères retenus pour la période du Priabonien (Ringeade, 1987 - Congrès de Mayence) sont représentés (fig. 47) :

- Ludien inférieur (Fons 4) : Baby I
- Ludien moyen (La Débruge) : Ste Croix de Beaumont I-Pétreau, Pétraux-Bonzac, La Grave-Civrac de Blaye - St Martin de Villeréal, Langlès
- Ludien supérieur (Escamps-Ste Capraise) : Baby II, Ste Sabine, Ste Croix de Beaumont II, Maransin, Ste Capraise d'Eymet.

Associée à ces gisements de mammifères une flore de Charophytes a été mise en évidence (Feist et Ringeade, 1977) ; elle est caractérisée, de la base au sommet, par les zones à *Gyrogona tuberosa* et *Harrisichara tuberculata*.

Formations des Molasses inférieures. Argiles à *Palaeothérium* : Ces dépôts argilo-sableux, carbonatés, épais de quelques mètres (bordures septentrionales) à plus de 120 mètres (coeur du basin) admettent de nombreuses assises de calcaires lacustres dont certaines ont reçu une dénomination locale (Ondes, Langlès, Plassac, St Cernin). Les accumulations sableuses de base se présentent le plus souvent sous la forme de chenaux gréseux (Grès de Laussou). Les calcaires lacustres, très souvent silicifiés, se situent dans la partie supérieure du premier ensemble molassique et se présentent sous forme de "flaques" d'étendues et d'épaisseurs variables. La plus ancienne faune de vertébrés a été décelée sur le site de Baby I (commune de St André - et - Appelles en rive gauche de la Dordogne, fig. 48). Une molaire non usée de *Palaeotherium magnum stehlini*, et une mâchoire de *Xiphodon intermedium* placent ces horizons en relations avec les niveaux repères d'Euzet ou Fons 4 (Ringeade, 1984), caractéristiques du Ludien inférieur.

Formation des Molasses du Fronsadais : Au nord du bassin quatre séquences fluviatiles majeures ont été reconnues dans cette formation ; les trois premières sont antérieures à la coupure Eocène supérieur-Oligocène. La base est représentée par des dépôts sablo-argileux carbonatés gris verdâtre à gris clair comportant des chenaux de sables plus ou moins grossiers micacés et feldspathiques. La partie moyenne, bien individualisée dans le domaine oriental, est constituée par des faciès argilo-sableux, carbonatés, jaunâtres à verdâtres marqués par une altération ferrugineuse au sommet. Des calcaires lacustres de type Issigeac s'intercalent au sein de ces dépôts.

COUPE DE BABY
(Rive gauche de la Dordogne, 3 km sud-ouest de Ste Foy La Grande, 24)

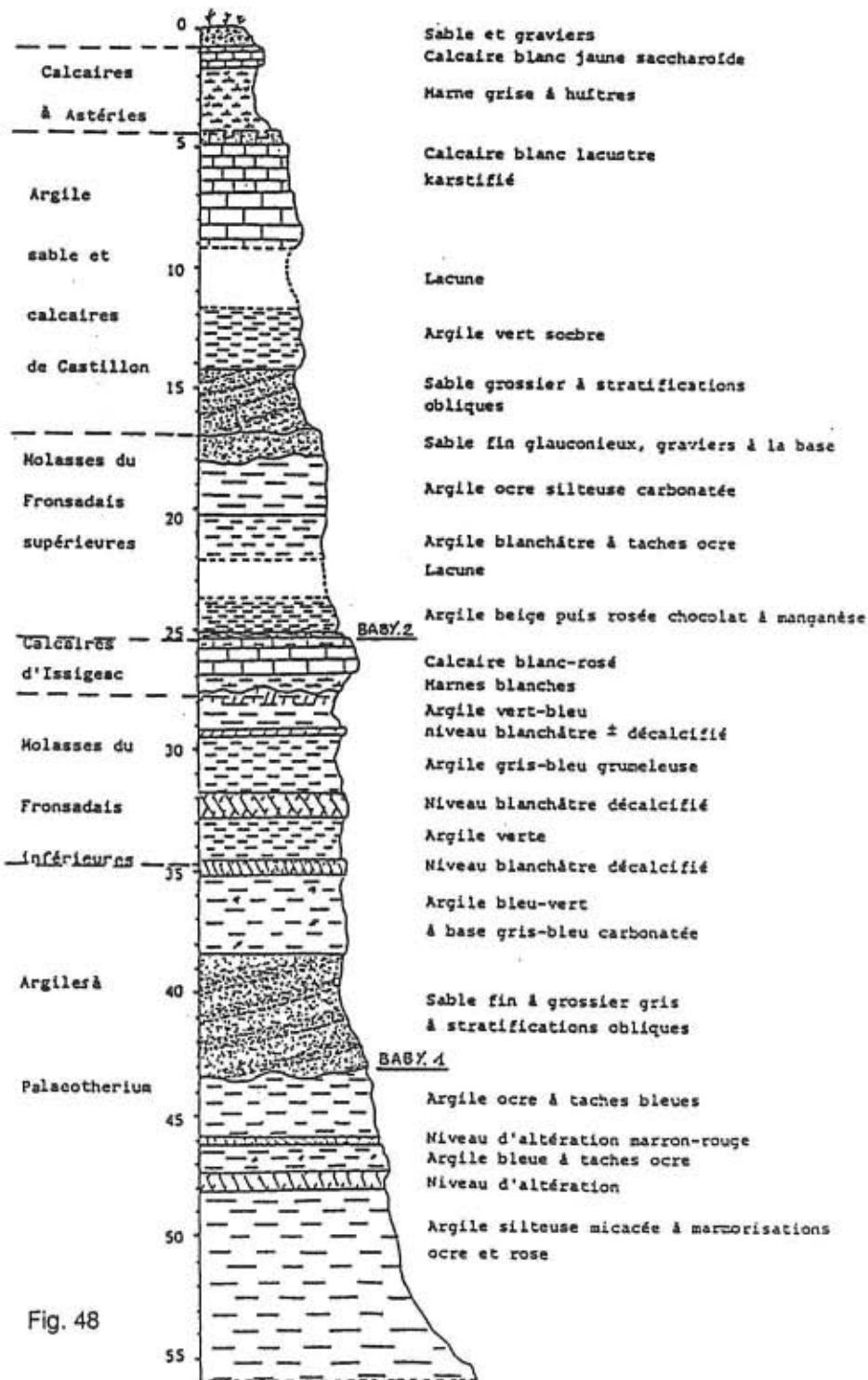


Fig. 48

A la partie supérieure apparaissent des passées de gypse et des néoformations d'argiles fibreuses de type palygorskites (Ste Sabine). Les restes de mammifères recueillis à Langlès et Sten Croix-de-Beaumont II, caractérisés par la présence de *Palaeotherium magnum magnum* associé à *Xiphodon gracile* peuvent être rapportés à la zone d'Escamps (Ludien supérieur ancien).

Les sites (fig. 48) de Baby II, Maransin et Ste Capraise (pris comme niveaux repères types) indiquent un autre stage évolutif (avec une faune à *Plagiolophus minor*, *Amphimeryx marinus* et *Xiphodon gracile*) supérieur à la zone d'Escamps (Montmartre) et donc attribuable au Ludien supérieur récent.

Parmi les faciès molassiques plus méridionaux (région Sud d'Audignon une faune a été recueillie (fig. 46, Vallon de Pédelail, près d'Horsarrieu, Stehlin, 1910) révélant des restes de *Plagiolophus* et des dents de *Diplobune*. La marge Est du bassin voit l'édification d'un complexe molassisque dit de Castelnau-dary (daté par des vertébrés du Bartonien); des molasses de Carcassonne (*Lophiodon* de la MP. 14, Duranthon et Capéra, 1991), des Grès d'Issel, des calcaires et molasses du Castrais (zone à Charophyte *Rasquiella pecki* du Bartonien également). Les petites accumulations gypseuses de Mas Ste Puelles (Tarn-et-Garonne) et Varen (Aude) sont à mettre en relation avec Ste-Sabine (Lot-et-Garonne) (fig. 37). Les molasses gersoises de ces époques contiennent elles-aussi des passées évaporitiques (fig. 43).

3.4.3 - Domaine marin

Les atterrissements marins couvrant le Priabonien sont divisés en deux biozones définies par *Nummulites fabianü* puis par *Nummulites retriatus* (Cavelier et Pomerol, 1983). La partie inférieure est formée dans le Bordelais par les Marnes à *Ostea bersonensis*, les Calcaires de Ste Estéphe et les Calcaires à *Sismondia occitana*. Alors que la partie supérieure est composée par les Grès et Calcaires à anomalies du Médoc.

3.4.4 - Relations tectonique et sédimentation

Il semble que, dès le Ludien moyen, les conditions distensives s'amorcent favorisant une vitesse supérieure de comblement (200 mètres de dépôts) et par là un nivèlement du bassin molassisque. Une variation dans les teneurs du cortège de minéraux lourds se manifeste entre la formation des Ondes et la formation d'Issigeac (Touencq *in* Capdeville, 1987). L'apparition d'une variété particulière de tourmaline montre qu'au delà du Ludien moyen le déclin des apports du Massif Central se fait au profit des origines pyrénées, même pour les sédiments molassiques du Nord-Est de l'Aquitaine.

3.5 - OLIGOCENE

3.5.1 - Généralités

Au début de l'Oligocène, l'Aquitaine orientale apparaît comme un domaine relativement plat, où règne une sédimentation molassique palustre, tandis que subsiste un profond golfe central dans la région d'Agen. L'Oligocène inférieur (Stampien) constitue une période de transgression marine, tandis que l'Oligocène supérieur (Chattien) est marqué par une régression généralisée.

Dès le début de cette période, les réseaux fluviatiles progressivement rajeunis et compétents, en raison d'un climat plus humide, se structurent tandis que se manifestent quelques mouvements différentiels au niveau du bassin, le sillon pyrénéen est alors totalement comblé. Les conditions régressives de la fin de cette période laisseront de vastes golfes ouverts à l'Ouest et permettront la continuité des accumulations fossilifères localisées que constituent les phosphorites du Quercy.

Le Domaine marin Oligocène est marqué par deux grands épisodes avec l'apparition et le développement d'associations à nummulites (fig. 37).

Dans le domaine fluvio-lacustre apparaissent trois séquences majeures ; elles passent latéralement aux formations palustres et lacustres.

3.5.2 - Domaine continental

3.5.2.1 - Formations fluviatiles

Trois séquences fluviatiles majeures peuvent être distinguées dans la partie septentrionale (Dubreuilh, 1987) :

- La première séquence est constituée à la base par un épandage de graviers et de gros galets de quartz hyalins emballés dans les sables grossiers très feldspathiques vert pâle. La partie sommitale est coiffée par des argiles vertes bioturbées à petites taches rougeâtres présentant localement des nodules et des tubules carbonatés d'origine pédogénétique.

- La deuxième séquence assez semblable à la précédente est représentée à la base par un épandage de galets de taille moyenne à dominante de quartzites ; viennent ensuite de sables feldspathiques vert pâle ; des argiles vertes pédogénétisées terminent ces dépôts.

- Le troisième épandage, formé de galets de taille importante, ravine les argiles sous-jacentes que l'on retrouve sous forme de galets mous, parfois armés de graviers lors de leur transfert sur le fond du lit. Cette série s'achève, elle aussi, par des argiles vertes plus ou moins sableuses à petites marbrures rougeâtres localement carbonatées et bioturbées.

3.5.2.2. - Formations fluvio-lacustres

Molasses du Fronsadais supérieures : La séquence sommitale correspondant à la partie supérieure des molasses du Fronsadais est caractérisée au plan stratigraphique par le niveau repère à mammifères des Soumailles, qui fait placer ces dépôts au-dessus de la coupure majeure Eocène-Oligocène. Il s'agit de faciès sableux, micacés, feldspathiques, carbonatés, gris verdâtres pour les zones chenalantes et d'argiles sableuses carbonatées jaunâtres pour les zones à faible hydrodynamisme. L'horizon à mammifères reconnu à Soumailles (commune de Pardaillan ; Brunet, 1975) a livré, entre autre, *Palaeotherium medium suevicum*, *Dichobune*, *Theridomys aquatalis* et *T. blainvillimys*. Le symposium de Mayene (Ringade, 1987) attribue ce niveau repère à la base de l'Oligocène. Une flore de charophytes issue des mêmes niveaux a également été analysée par Feist et Ringade (1977) et rapportée à la zone à *Nitellopsis meriani*.

Argiles et calcaires de Castillon : Le plus souvent, la base est constituée d'argiles verdâtres carbonatées, azoïques, présentant des passées à pouponnages calcaires. Ces niveaux argileux sont surmontés par des calcaires lacustres micritiques blancs dans lesquels peuvent se distinguer deux assises : à la partie inférieure des calcaires massifs et au sommet des petits bancs décimétriques de calcaire blanc grumeleux à porosité importante (fig. 49). Le sommet de la formation voit souvent un retour à des faciès d'argiles vertes carbonatées.

Un niveau marneux fossilifère a été prospecté sur la commune de Ruch en Gironde (Brunet, Jehenne et Ringade, 1977). La faune recueillie, très diversifiée, permet de situer les dépôts comme légèrement supérieur au niveau de Soumaille. Des analyses polliniques réalisées dans le secteur de La Réole (Gironde) ont permis d'identifier *Engelhardtia chrysolepis* et *Platycarya* (Chateauneuf et Farjanel in Capdeville, 1987).

Molasses inférieures de l'Agenais : Ces venues généralement détritiques peuvent être représentées par trois faciès :

- Des décharges sableuses blanc grisâtre, rarement graveleuses, à caractère chenalant, contenant toujours quartz, feldspaths et biotites ainsi qu'un ciment carbonaté réduit ;

COUPE DE LA CARRIERE DES PICQUETERIES
 (5 km à l'est nord-est de Ste Foy La Grande , 24)

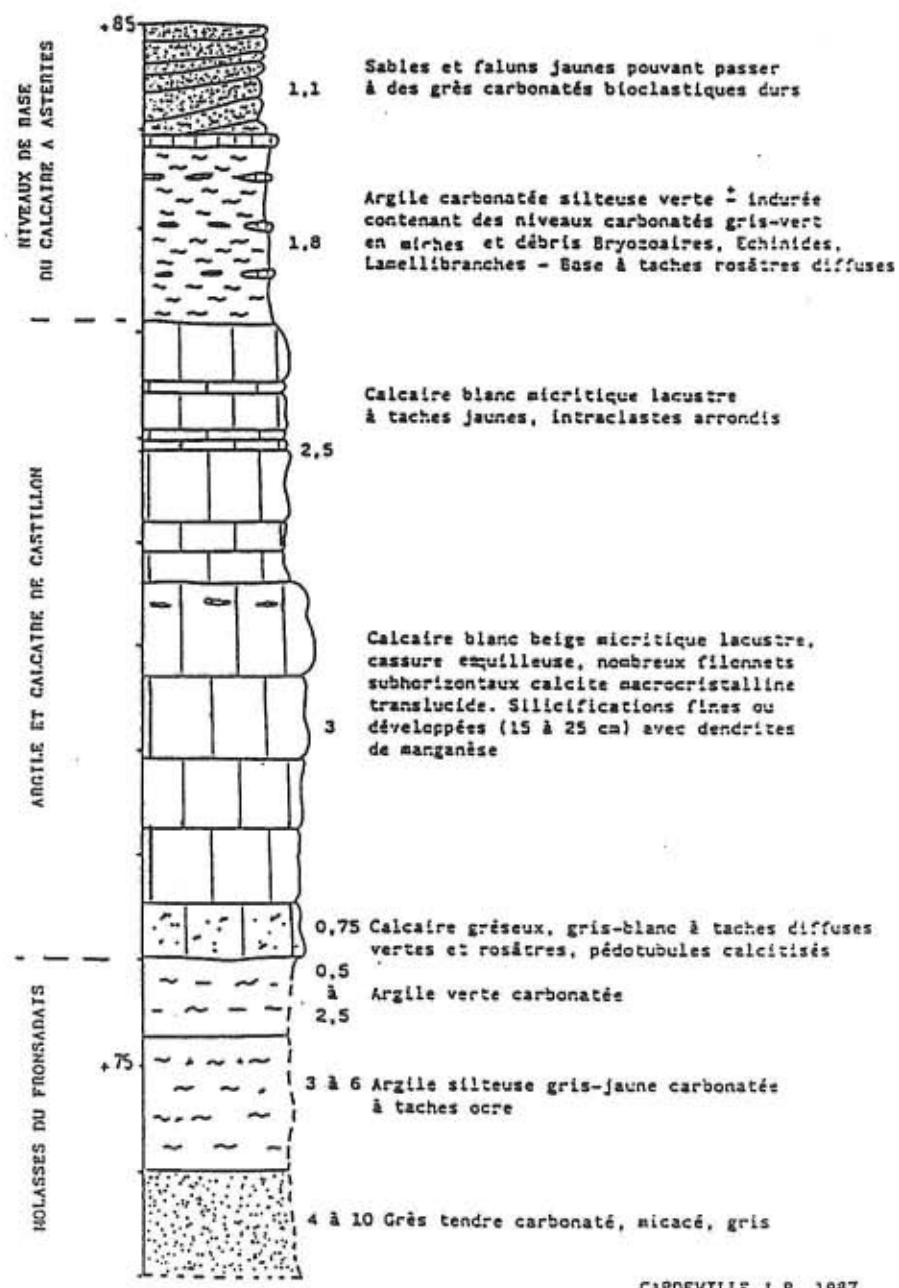


Fig. 49

- des silts carbonatés jaunâtres à taches claires parfois indurés par de la calcite et le plus souvent micacés ;
- des argiles carbonatées jaunes à taches bleues et mouchetures ocres, témoins de pédogénèse, ainsi que des poupées calcaires blanches pulvérulentes.

Plusieurs gisements de mammifères ont été reconnus dans la base de la formation, il s'agit des niveaux de Pouquette (Ringeade, 1978), Villebramar (Brunet, Jehenne, Ringeade, 1977) et Fumel-le-Breton (Muratet, 1983). Bien que ces trois horizons s'inscrivent au sein du Stampien inférieur, Pouquette et Villebramar apparaissent antérieurs à Fumel-le-Bretou qui peut-être mis en corrélation avec les horizons de Montalban ou d'Itardiès, très proches du Stampien inférieur terminal.

Localement intercalé entre les Molasses inférieures et supérieures de l'Agenais s'individualise un niveau calcaire d'épaisseur plurimétrique appelé "Calcaire de Monbazillac". Faisant parfois suite à un niveau d'argile verte carbonatée, ce calcaire lacustre présente des bancs blanchâtre à gris rosâtre micritiques. Il est parcouru par des filonnets subhorizontaux discontinus de calcite ; son sommet est parfois caverneux. Des accidents siliceux jalonnent ces carbonates pour prendre localement l'allure de véritables dalles silicifiées (meulières de la région de Domme et de Faux - Dordogne). Une petite faune de gastéropodes a été recueillie (*Helix cadurcensis* et *H. corduensis* Vasseur, 1891).

Molasses supérieures de l'Agenais : Les Molasses supérieures de l'Agenais ne diffèrent pas des faciès décrits dans les molasses inférieures à tel point qu'en l'absence du jalon des calcaires de Monbazillac il n'est pas possible de la subdiviser. On notera toutefois dans la partie supérieure l'apparition d'argiles carbonatées marron-rouge ainsi que la prédominance de dépôts chenalisants à stratifications obliques. En bordure des édifices chenalisants peuvent se rencontrer des nodules calcaires subsphériques ainsi que des bois silicifiés.

Un gisement de mammifères a été reconnu à la Milloque (Brunnet, 1975). Les restes d'artiodactyles (*Microbunodon minimum*) et de rongeurs (*Archaeomys laurillardii*, *Eucricetodon praecursor*) permettent d'attribuer ces niveaux au Chattien inférieur (niveau repère de Rickenbach).

Au sud de l'anticlinal d'Audignon, il a été signalé près de Nassiet (Glangeaud, 1938 et Viret, 1938) des fragments de mandibules en particulier d'*Anthracotherium magnun* et *Palaeorinaceus arvernensis*.

Plusieurs sites ont fournis dans la région d'Agen, des charophytes représentatives, (Feist *in Capdeville*, 1976 ; Feist et Ringeade, 1977). La présence de *Rhabdochara praelangeri* et *Sphaerochara inconspicua* confirme l'attribution au Chattien.

Il faut noter la présence locale, d'une riche association de bois silicifiés (Grateloup au nord-ouest d'Agen, Duperon *in Capdeville*, 1987). Cette population regroupe des Lauracées, Rosacées, Juglangacées, Oléacées et des légumineuses). La partie est du bassin voit se déposer des molasses sur les épaisseurs de l'ordre de 200 mètres dans le secteur d'Albi ; elles ont été datées à Monclar Montans de la MP. 21-22 dans la zone de Cordes de la MP. 24.

3.5.3 - Domaine marin

Les dépôts marins attribués à l'Oligocène sont divisés en deux périodes principalement marquées au Stampien par l'apparition et le développement de *Nummulites intermedius-fichteli* et de *N. bouillei* durant le Chattien (Cavelier et Pomerol, 1983). Dans la région girondine ont été distingués durant le Stampien du bas vers le haut : les marnes vertes à *Ostrea longirostris*, le calcaire à astéries inférieur, les Marnes intermédiaires du Bordelais et le Calcaire à astéries supérieur. Le Chattien est représenté le plus souvent par des niveaux régressifs de type marnes vertes à blanches et localement par des calcaires lacustres à *microcodium* (Pratviel, 1972).

3.5.4 - Relations tectonique et sédimentation

L'Oligocène inférieur apparaît comme une période de calme relatif où la distension amorcée dès le Priabonien supérieur favorise l'installation et le développement de conditions lacustres. On notera toutefois, dans la partie Est du bassin, la lacune d'érosion mise en évidence par Muratet *et al.* (1992) (fig. 50), en relation avec une importante baisse eustatique du niveau marin. Au maximum de la distension, s'établit une vaste transgression qui pénètre très en amont dans le domaine molassique aussi bien dans le Bergeracois que dans le golfe d'Agen.

A l'Oligocène supérieur, alors que la mer se retire et que s'exercent des mouvements compressifs, de nombreux chenaux se creusent transportant un matériel peu altéré, parfois grossier. Plusieurs horizons repères à mammifères font défaut, jusqu'à présent, en Aquitaine (les équivalents d'Hemersheim, Garouillac, Mas de Rauffié, Boningen, Pech de Fraysse et, au dessus de la Milloque, l'équivalent de Coderet. Cette période d'ombre couvre une grande partie de l'Oligocène. Elle pourrait être due à la non-découverte de gisements existants, au non-dépôt ou à l'érosion (cas à rapprocher de la figure 50).

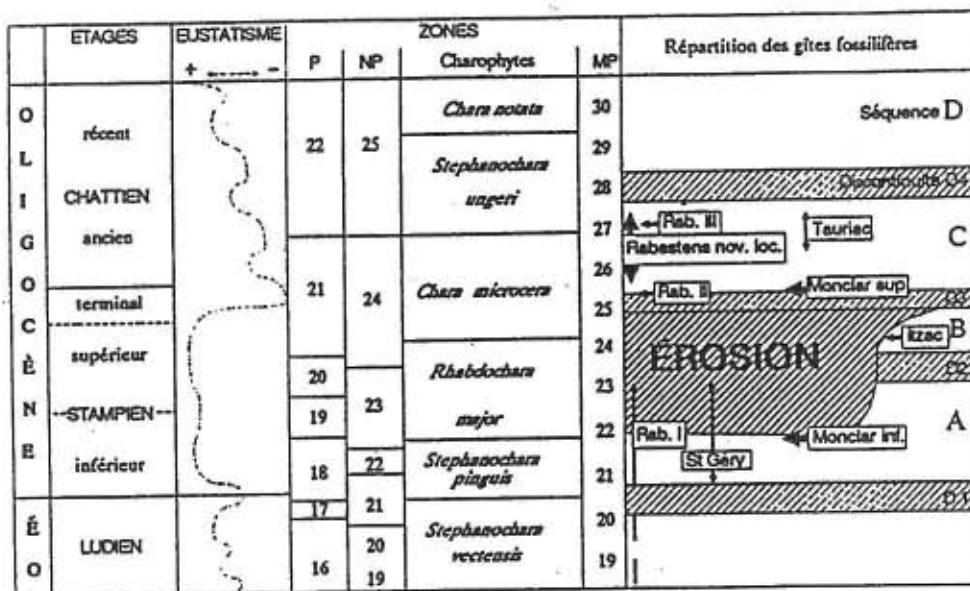


Fig. 50 - Position stratigraphique de la lacune d'érosion mise en évidence dans l'E du Bassin Aquitain.
(Muratet, Duranthon 1992)

3.6 - MIOCENE

3.6.1 - Généralités

La période Miocène est classiquement divisée en trois ensembles : Inférieur (Aquitanien et Burdigalien), Moyen (Langhien-Serravalien) et Supérieur (Tortonien, Messinien).

La base est marquée par la transgression aquitanienne (cycle TB 1-5 de Vail), tandis que le Burdigalien (cycle TB 2-1) apparaît globalement moins régressif qu'il n'a été longtemps admis. Durant le Miocène moyen (Langhien-Serravalien), après un début de période transgressif, on assiste à une régression généralisée qui se poursuivra jusqu'au Miocène supérieur (fig. 38).

Le domaine continental est assez peu alimenté en matériaux détritiques, les aires de sédimentation s'étant déplacées dans la partie occidentale du bassin (Molasses du Tolosan et de l'Armagnac).

3.6.2 - Domaine continental

Calcaire blanc de l'Agenais (Miocène inférieur, Aquitanien) : Ce niveau carbonaté généralement conservé en butte témoin peut présenter plusieurs aspects allant d'un calcaire marneux blanc jaune à un calcaire dur à patine grise et beige. Ces deux faciès sont formés par une micrite dure, parfois esquilleuse, pouvant renfermer des gastéropodes d'eau douce, des oogones de charophytes, mais aussi s'orner de bird-eyes. Il n'est pas rare d'y rencontrer des voiles algaires, des brèches intraformationnelles à éléments micritiques sombres, ainsi que des accidents siliceux opalescents à dentrites de manganèse. Une petite faune de gastéropodes a été reconnue dans ces niveaux ; on y distingue *Caseolus raulini* et *C. ramondi* (Rey in Capdeville, 1976).

La localité de Paulhiac (Lot et Garonne) a fourni un horizon renfermant une riche association à mammifères et charophytes dont l'attribution stratigraphique a suscité de multiples interprétations. Parmi les travaux traitant de ce problème il faut citer Vasseur 1891, Richard 1946, Thaler 1965, Rey 1966, Castel 1968, De Bonis, 1973, Cavelier 1972, Ringeade 1974-1978.

L'importante faune de mammifères recueillie, dont la position par rapport au calcaire reste à préciser, a révélé des rongeurs (*Eucricetodon hesperius*) de nombreux carnivores, ainsi que des périssodactyles. Alors que ces calcaires étaient placés dans l'Oligocène supérieur (Chattien), De Bonis (1973) se basant sur la disparition d'*Authracootherium magnum*, *Microbunodon minimum* et *Hyaenodon milloquensis* et Cavelier (1972), par

comparaison avec la coupe de Carry-le-Rouet, les situent dans l'Aquitaniens inférieur. Toutefois, cette attribution est en contradiction avec l'analyse séquentielle qui lierait le calcaire blanc à la formation des Molasses de l'Agenais supérieur, donc à l'Oligocène terminal.

Marnes à Unios (Miocène inférieur, Aquitanien) : Les Marnes à Unios se rencontrent le plus souvent en rive gauche de la Garonne dans la région de Bazas, Langon, La Réole. Elles se présentent sous la forme d'un faciès chenalissant le toit de la molasse supérieure de l'Agenais et contenant des nodules algaires ayant encrouté des lamellibranches d'eau douce. Les relations de cette formation avec les calcaires blancs de l'Agenais restent mal établies. Néanmoins, l'étude des Eucricétidés et des lignées de lagomorphes a permis à Ringeade (1978) de reconnaître sur les trois gisements de Gans, Aillas et Cocomont des stades évolutifs superposés au sein de l'Aquitaniens (fig. 51).

Dans la partie Sud-Est du bassin se déposent d'épaisses molasses bien documentées paléontologiquement (région de Toulouse) traduisant des apports pyrénéens. Au sommet de l'Aquitaniens, s'individualisent en bordure des Pyrénées les calcaires de St Ybars.

Calcaires gris de l'Agenais (Miocène inférieur, Aquitanien) : Moins importants en épaisseur et en surface que les Calcaires blancs de l'Agenais, ils sont constitués par une roche gris sombre, organique, dure, micritique à forte porosité vacuolaire. Ils se présentent en plusieurs bancs métriques et dégagent une odeur fétide à la cassure. A la base, on observe des brèches intraformationnelles à éléments plus sombres.

Ces niveaux sont généralement pétris de moules internes de planorbes, de limnées et d'*helix* (*Planorbis solidus*, *Limnea pachygaster* et *Helix subgloboaa*) témoignant de conditions d'environnement palustre. Trois gisements de mammifères -Balizac (Alvinerie-Gayet, 1971), la Brète (Alvinerie, 1961) et Laugnac (De Bonis, 1973)- ont été découverts. Ringeade (1978) penche pour une antériorité des gisement de Balizac sur les deux autres, tout en les attribuant à l'Aquitaniens.

Toutefois les éléments biostratigraphiques recueillis et commentés par Duranthon et al. 1994 démontrent un diachronisme entre les différentes "flaques" génératrices des Calcaires gris.

Molasses et calcaires de l'Armagnac (Miocène inférieur à moyen : Burdigalien à Serravalien) : Localement superposés au Calcaires gris de l'Agenais le Molasses et Calcaires de l'Armagnac se sont déposés dans des conditions fluvio-lacustres. Ils ont été reconnus seulement en quelques points à l'Est de la Garonne, dans la région d'Agen, mais deviennent beaucoup plus épais au sud (plusieurs centaines de mètres).

		EVOLUTION DES DIFFERENTES LIGNEES DE LAGOMORPHES			
MOLASSES ARMAGNAC	ESTREPOUT	<u>Aphitragus utencensis</u>		<u>Prolagus vasconensis III</u>	<u>Lagoensis penai</u>
CALCAIRE GRIS	LAUGNAC	<u>Aphitragus utencensis</u>		<u>Prolagus vasconensis II</u>	<u>Lagoensis penai</u>
CALCAIRE GRIS	LA BRETE			<u>Prolagus vasconensis I</u>	<u>Harcuinovius sp.</u>
CALCAIRE GRIS	BALIZAC			<u>Prolagus prervasconensis</u>	<u>Harcuinovius sp.</u>
CALCAIRE GRIS	COCUMONT				
MARNES A UNIOS	AILLAS		<u>Titanomys visenoviensis</u> (plus évolué)		
CALCAIRE UNIOS	GUIS		<u>Titanomys visenoviensis</u> (plus grand)		
CALCAIRE UNIOS	PAULHEAC		<u>Titanomys visenoviensis</u> (moins archaïque)		
CALCAIRE BLANC	LA MELLOQUE	<u>Aphitragus antiquus</u>	<u>Titanomys visenoviensis</u> (archaïque)	<u>Pleiodon tocerdinnensis</u>	
				<u>Pleiodon sp.</u>	

Fig. 51

d'après N. RINGEADE (1978)

BIOSTRATIGRAPHIE DES HORIZONS CONTINENTAUX DU MIOCENE D'AQUITAINE (N. RINGEADE 1978)		
SITES	STADES EVOLUTIFS DE L' <u>EUCICETODON</u>	HORIZONS FOSSILIFERES
ESTREPOUT	<u>E. infralactorensis</u>	Sables de l'Armagnac
LAUGNAC	<u>E. aquitanicus</u>	
LA BRETE	<u>E. aquitanicus</u>	{ Calcaire gris de l'agenais
BALIZAC	<u>E. aquitanicus</u>	
COCUMONT	<u>E. aquitanicus</u>	
AILLAS	<u>E. gerandianus</u>	{ Marne à Unios du Bazadais
GUIS	<u>E. gerandianus</u>	
PAULHEAC	<u>E. collatus</u> *	Calcaire blanc de l'agenais

Classiquement, la molasse est formée de trois faciès carbonatés : argiles jaune à ocre, silt gris à ocre, grès gris à beiges micacés. Ces différents faciès sont parfois rubéfiés, gypsifères et pédogénétisés. Les différentes séquences sont généralement terminées par une intercalation de calcaire lacustre à palustre d'épaisseur métrique à plurimétrique, contenant des moules internes de gastéropodes. Crouzel (1956) ne dénombre pas moins de douze niveaux repères : Gondrin, Herret, Pellecahus, Lectoure inférieur, Larroque St Sernin, Lectoure supérieur, Auch, Astarac inférieur, Sansan, Monlezun, Bassoues et Astarac supérieur qui lui permettent d'établir 17 cycles de sédimentations superposés. Le Burdigalien correspondrait approximativement aux cycles 1 à 7 (fig. 52). Les gisements à mammifères d'Estrepouy et de la Romieu datent la base de ces formations du Burdigalien inférieur. Les atterrissements molassiques perdurent durant le Langhien en Astarac (cycles 8 à 11 de Crouzel) mais aussi durant le Serravallien (cycles 12 à 17) au sud de l'Armagnac.

Sables fauves (Miocène moyen : Langhien-Serravallien) : Au début du Miocène moyen (Langhien) la formation des Sables fauves recouvre une vaste étendue depuis le Gers et la Chalosse jusqu'au bassin d'Arcachon. Le sommet des molasses est souvent entaillé par des chenaux profonds où la base des sables fauves est grossière : l'ampleur du phénomène de dissection approche les cinquante mètres vers Hagetmau (Capdeville, à paraître). Généralement constitués de sables roux orangés moyens à fins, ils présentent des épaisseurs variant de 25 à 50 mètres. La base de la formation parfois moins altérée par les ferruginisations, est de couleur rosâtre à blanche. Deux associations majeures de minéraux lourds y ont été observées par Duplaix (1956), l'une issue des massifs granitiques, l'autre des roches métamorphiques pyrénéennes.

Indirectement l'âge Miocène moyen des Sables fauves peut-être proposé grâce aux faunes de mammifères découvertes à la base de la formation (Sos, Duranthon, à paraître).

3.6.3 - Domaine marin

Marnes à Ostrea aginensis (Miocène inférieur, Aquitanien) : La formation des Marnes à *Ostrea aginensis* constitue l'unité intermédiaire laguno-marine de ce que les anciens auteurs ont convenu de nommer la trilogie agenaise. Les dépôts relevant de la transgression marine ne constituent en fait qu'une partie de la sédimentation comprise entre le toit des Calcaires blancs et le mur des Calcaires gris de l'Agenais. Sur les 10 à 25 mètres de sédiments accumulés se différencient plusieurs faciès superposés.

A la base apparaissent parfois des niveaux détritiques grossiers ou des argiles carbonatées verdâtres à marmorisations violettes surmontés par des niveaux argilo-silteux carbonatés jaunes verts comportant des traces de pédogénèse (coupe de Nicole, au

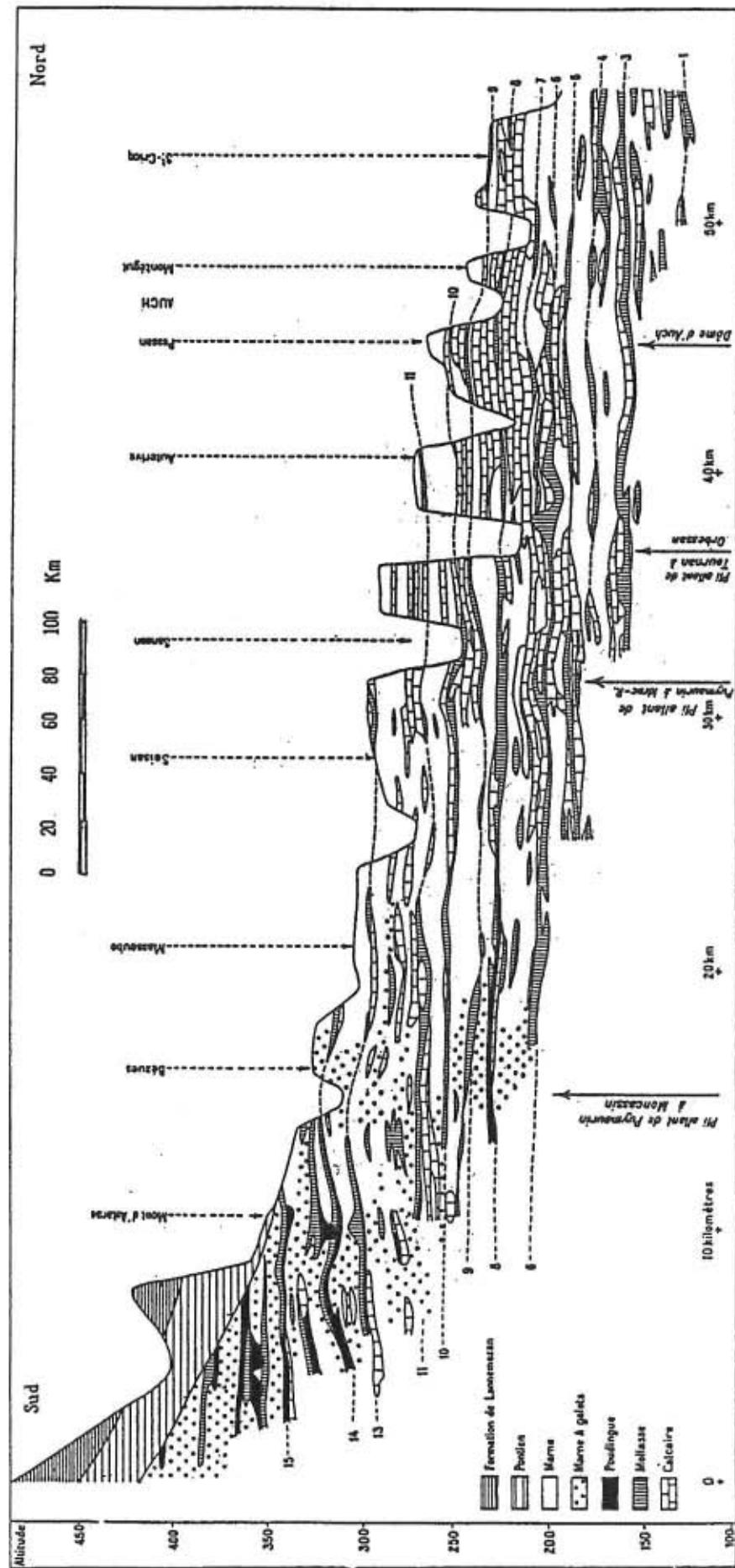


Fig. 52 - Coupe longitudinale le long de la vallée du Gers entre Mauléon - Magnoac et Montaut-Les-Crénaux avec les niveaux 1 à 7 burdigaliens, 8 à 11 niveaux langhiens, 12 à 17 les niveaux séravaliens. (Crouzel 1979)

confluent du Lot-et-Garonne, fig. 53). Ensuite se dépose le niveau marin qui, tout en conservant l'aspect de grès molassiques, contient des foraminifères. La plupart du temps les niveaux argilo-carbonatés grisatres à sombres renferment des valves d'huîtres parfois très développées. En se déplaçant légèrement vers l'Ouest (Casteljaloux) apparaît un calcaire beige à reflets rosâtres, marin, micritique plus ou moins lité, d'épaisseur métrique, contenant de petits lamellibranches. La base et le sommet de ce niveau peuvent devenir dolomitiques, saccharoïde et contiennent parfois des "figures d'écoulement" et de dessication qui attestent des conditions lagunaires et de petites périodes d'assèchement durant cette transgression. Dans le même temps se déposant en Bordelais des faciès de bordure de plage : les faluns de Labrède et de Saucats.

Niveaux marins des Sables Fauves (Miocène Moyen Langhien à Serravallien) : Ces dépôts marins de faible épaisseur transgressent jusqu'à l'Est de Condom et de Lectoure. Ils sont formés par des niveaux gréseux beiges plus ou moins indurés par un ciment calcitique (fig. 54). Les milieux de sédimentation témoignent d'un hydrodynamisme important sous faible tranche d'eau. La faune est représentée par des lamellibranches (*Crassostrea*, *Megacardita*, *pectinidés*) et des oursins plats (*Amphiope*, *Parascutella*) adaptés aux conditions particulière. La microfaune est représentée entre autres par *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globorotalia mayeri*.

3.6.4 - Relations tectonique et sédimentation

Tandis que la transgression aquitanienne pénètre loin à l'intérieur des terres, le bâti du bassin apparaît dans son ensemble comme relativement stable. Toutefois, dans la partie méridionale la phase aquitanienne semble être le principal moteur du diapirisme (Dupouy-Camet, 1952). Le ploielement brachysynclinal d'axe Nord-Ouest - Sud-Est qui affecte le calcaire blanc de l'Agenais au niveau de Grasque (12,5 km au Nord-Ouest de Moissac) ou encore les mouvements notés par Crouzel (1956) autour du dôme de Castéra-Verduzan peuvent être rattachés à cette période. Le paroxysme pyrénéen du Miocène paraît être absorbé dans la majorité du bassin par le rejet d'accidents anciens fonctionnant en structure "dissipatives".

Après une courte régression à la fin de l'Aquitainien, c'est au cours du Burdigalien supérieur que s'amorce l'épisode régressif principal alors que les apports molassiques envahissent l'arrière-pays. Dans la région toulousaine on assiste à une reprise brève mais active de l'érosion : arrivée de conglomérats à Bonrepos sur Aussonnelle. De plus certains karsts quercynois enregistrent de nouveaux dépôts phosphatés (Pech Crémat) alors qu'apparaît une karstification dans les calcaires de Herret (Lauraët).

COUPE DE NICOLE
 (Butte témoin au nord du confluent du Lot et de la Garonne)

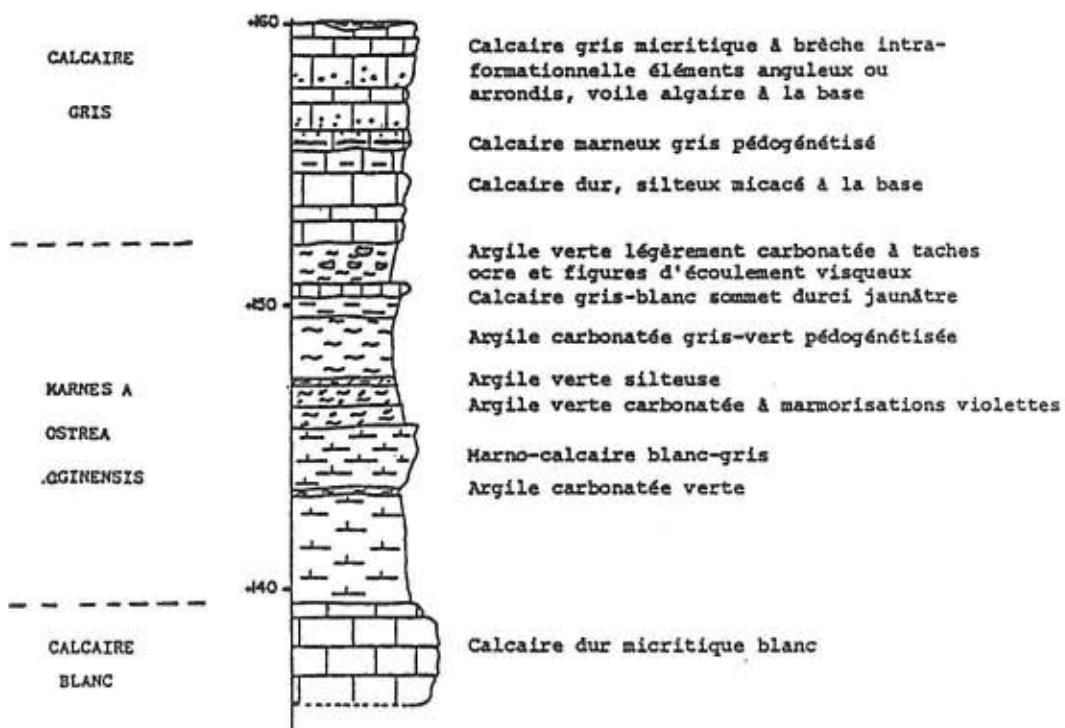
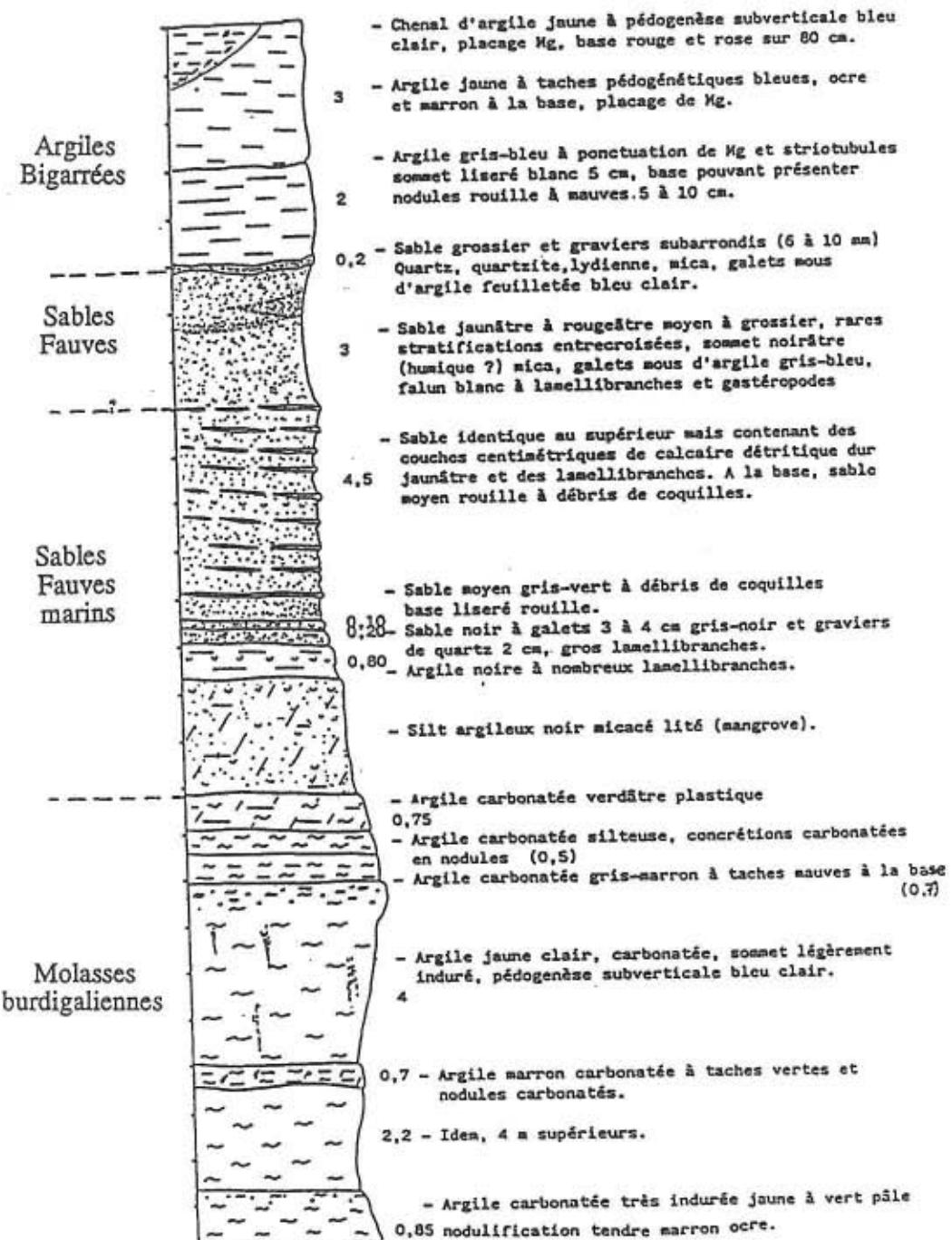


Fig. 53

Capdeville 1987

COUPE DE LA CARRIERE DU HOUGA
(12.5 km à l'ouest nord-ouest de Nogaro, 32)



Capdeville 1989

Fig. 54

Durant le Miocène moyen la mer transgresse à nouveau les horizons molassiques et pénètre par le golfe de Lectoure jusqu'à Sos, Montréal, Estrepouy.

Au Miocène supérieur la "continentalisation" du bassin favorise le développement d'horizons comme les Sables fauves.

Tabl. 1

CORRELATIONS				STRATIGRAPHIES			
				FORMATIONS CONTINENTALES			
Horizons repérés		Horizons repérés		FORMATIONS MARINES		J. DUREUILH 1987	
7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100 101 102 103 104 105 106 107 108 109 110 111 112 113 114 115 116 117 118 119 120 121 122 123 124 125 126 127 128 129 130 131 132 133 134 135 136 137 138 139 140 141 142 143 144 145 146 147 148 149 150 151 152 153 154 155 156 157 158 159 160 161 162 163 164 165 166 167 168 169 170 171 172 173 174 175 176 177 178 179 180 181 182 183 184 185 186 187 188 189 190 191 192 193 194 195 196 197 198 199 200 201 202 203 204 205 206 207 208 209 210 211 212 213 214 215 216 217 218 219 220 221 222 223 224 225 226 227 228 229 230 231 232 233 234 235 236 237 238 239 240 241 242 243 244 245 246 247 248 249 250 251 252 253 254 255 256 257 258 259 259 260 261 262 263 264 265 266 267 268 269 270 271 272 273 274 275 276 277 278 279 280 281 282 283 284 285 286 287 288 289 289 290 291 292 293 294 295 296 297 298 299 300 301 302 303 304 305 306 307 308 309 309 310 311 312 313 314 315 316 317 318 319 319 320 321 322 323 324 325 326 327 328 329 329 330 331 332 333 334 335 336 337 338 339 339 340 341 342 343 344 345 346 347 348 349 349 350 351 352 353 354 355 356 357 358 359 359 360 361 362 363 364 365 366 367 368 369 369 370 371 372 373 374 375 376 377 378 379 379 380 381 382 383 384 385 386 387 388 389 389 390 391 392 393 394 395 396 397 398 399 399 400 401 402 403 404 405 406 407 408 409 409 410 411 412 413 414 415 416 417 418 419 419 420 421 422 423 424 425 426 427 428 429 429 430 431 432 433 434 435 436 437 438 439 439 440 441 442 443 444 445 446 447 448 449 449 450 451 452 453 454 455 456 457 458 459 459 460 461 462 463 464 465 466 467 468 469 469 470 471 472 473 474 475 476 477 478 479 479 480 481 482 483 484 485 486 487 488 489 489 490 491 492 493 494 495 496 497 498 499 499 500 501 502 503 504 505 506 507 508 509 509 510 511 512 513 514 515 516 517 518 519 519 520 521 522 523 524 525 526 527 528 529 529 530 531 532 533 534 535 536 537 538 539 539 540 541 542 543 544 545 546 547 548 549 549 550 551 552 553 554 555 556 557 558 559 559 560 561 562 563 564 565 566 567 568 569 569 570 571 572 573 574 575 576 577 578 579 579 580 581 582 583 584 585 586 587 588 589 589 590 591 592 593 594 595 596 597 598 599 599 600 601 602 603 604 605 606 607 608 609 609 610 611 612 613 614 615 616 617 618 619 619 620 621 622 623 624 625 626 627 628 629 629 630 631 632 633 634 635 636 637 638 639 639 640 641 642 643 644 645 646 647 648 649 649 650 651 652 653 654 655 656 657 658 659 659 660 661 662 663 664 665 666 667 668 669 669 670 671 672 673 674 675 676 677 678 679 679 680 681 682 683 684 685 686 687 688 689 689 690 691 692 693 694 695 696 697 698 698 699 700 701 702 703 704 705 706 707 708 709 709 710 711 712 713 714 715 716 717 718 719 719 720 721 722 723 724 725 726 727 728 729 729 730 731 732 733 734 735 736 737 738 739 739 740 741 742 743 744 745 746 747 748 749 749 750 751 752 753 754 755 756 757 758 759 759 760 761 762 763 764 765 766 767 768 769 769 770 771 772 773 774 775 776 777 778 779 779 780 781 782 783 784 785 786 787 788 789 789 790 791 792 793 794 795 796 797 798 798 799 800 801 802 803 804 805 806 807 808 809 809 810 811 812 813 814 815 816 817 818 819 819 820 821 822 823 824 825 826 827 828 829 829 830 831 832 833 834 835 836 837 838 839 839 840 841 842 843 844 845 846 847 848 849 849 850 851 852 853 854 855 856 857 858 859 859 860 861 862 863 864 865 866 867 868 869 869 870 871 872 873 874 875 876 877 878 879 879 880 881 882 883 884 885 886 887 888 888 889 889 890 891 892 893 894 895 896 897 898 898 899 900 901 902 903 904 905 906 907 908 909 909 910 911 912 913 914 915 916 917 918 919 919 920 921 922 923 924 925 926 927 928 929 929 930 931 932 933 934 935 936 937 938 939 939 940 941 942 943 944 945 946 947 948 949 949 950 951 952 953 954 955 956 957 958 959 959 960 961 962 963 964 965 966 967 968 969 969 970 971 972 973 974 975 976 977 978 979 979 980 981 982 983 984 985 986 987 987 988 989 989 990 991 992 993 994 995 996 997 997 998 999 999 1000 1001 1002 1003 1004 1005 1006 1007 1008 1009 1009 1010 1011 1012 1013 1014 1015 1016 1017 1018 1019 1019 1020 1021 1022 1023 1024 1025 1026 1027 1028 1029 1029 1030 1031 1032 1033 1034 1035 1036 1037 1038 1039 1039 1040 1041 1042 1043 1044 1045 1046 1047 1048 1049 1049 1050 1051 1052 1053 1054 1055 1056 1057 1058 1059 1059 1060 1061 1062 1063 1064 1065 1066 1067 1068 1069 1069 1070 1071 1072 1073 1074 1075 1076 1077 1078 1079 1079 1080 1081 1082 1083 1084 1085 1086 1087 1088 1088 1089 1089 1090 1091 1092 1093 1094 1095 1096 1097 1097 1098 1099 1099 1100 1101 1102 1103 1104 1105 1106 1107 1108 1109 1109 1110 1111 1112 1113 1114 1115 1116 1117 1118 1119 1119 1120 1121 1122 1123 1124 1125 1126 1127 1128 1129 1129 1130 1131 1132 1133 1134 1135 1136 1137 1138 1139 1139 1140 1141 1142 1143 1144 1145 1146 1147 1148 1149 1149 1150 1151 1152 1153 1154 1155 1156 1157 1158 1159 1159 1160 1161 1162 1163 1164 1165 1166 1167 1168 1169 1169 1170 1171 1172 1173 1174 1175 1176 1177 1178 1179 1179 1180 1181 1182 1183 1184 1185 1186 1187 1188 1188 1189 1189 1190 1191 1192 1193 1194 1195 1196 1197 1197 1198 1199 1199 1200 1201 1202 1203 1204 1205 1206 1207 1208 1209 1209 1210 1211 1212 1213 1214 1215 1216 1217 1218 1219 1219 1220 1221 1222 1223 1224 1225 1226 1227 1228 1229 1229 1230 1231 1232 1233 1234 1235 1236 1237 1238 1239 1239 1240 1241 1242 1243 1244 1245 1246 1247 1248 1249 1249 1250 1251 1252 1253 1254 1255 1256 1257 1258 1259 1259 1260 1261 1262 1263 1264 1265 1266 1267 1268 1269 1269 1270 1271 1272 1273 1274 1275 1276 1277 1278 1279 1279 1280 1281 1282 1283 1284 1285 1286 1287 1288 1288 1289 1289 1290 1291 1292 1293 1294 1295 1296 1297 1297 1298 1299 1299 1300 1301 1302 1303 1304 1305 1306 1307 1308 1309 1309 1310 1311 1312 1313 1314 1315 1316 1317 1318 1319 1319 1320 1321 1322 1323 1324 1325 1326 1327 1328 1329 1329 1330 1331 1332 1333 1334 1335 1336 1337 1338 1339 1339 1340 1341 1342 1343 1344 1345 1346 1347 1348 1349 1349 1350 1351 1352 1353 1354 1355 1356 1357 1358 1359 1359 1360 1361 1362 1363 1364 1365 1366 1367 1368 1369 1369 1370 1371 1372 1373 1374 1375 1376 1377 1378 1379 1379 1380 1381 1382 1383 1384 1385 1386 1387 1388 1388 1389 1389 1390 1391 1392 1393 1394 1395 1396 1397 1397 1398 1399 1399 1400 1401 1402 1403 1404 1405 1406 1407 1408 1409 1409 1410 1411 1412 1413 1414 1415 1416 1417 1418 1419 1419 1420 1421 1422 1423 1424 1425 1426 1427 1428 1429 1429 1430 1431 1432 1433 1434 1435 1436 1437 1438 1439 1439 1440 1441 1442 1443 1444 1445 1446 1447 1448 1449 1449 1450 1451 1452 1453 1454 1455 1456 1457 1458 1459 1459 1460 1461 1462 1463 1464 1465 1466 1467 1468 1469 1469 1470 1471 1472 1473 1474 1475 1476 1477 1478 1479 1479 1480 1481 1482 1483 1484 1485 1486 1487 1488 1488 1489 1489 1490 1491 1492 1493 1494 1495 1496 1497 1497 1498 1499 1499 1500 1501 1502 1503 1504 1505 1506 1507 1508 1509 1509 1510 1511 1512 1513 1514 1515 1516 1517 1518 1519 1519 1520 1521 1522 1523 1524 1525 1526 1527 1528 1529 1529 1530 1531 1532 1533 1534 1535 1536 1537 1538 1539 1539 1540 1541 1542 1543 1544 1545 1546 1547 1548 1549 1549 1550 1551 1552 1553 1554 1555 1556 1557 1558 1559 1559 1560 1561 1562 1563 1564 1565 1566 1567 1568 1569 1569 1570 1571 1572 1573 1574 1575 1576 1577 1578 1579 1579 1580 1581 1582 1583 1584 1585 1586 1587 1588 1588 1589 1589 1590 1591 1592 1593 1594 1595 1596 1597 1597 1598 1599 1599 1600 1601 1602 1603 1604 1605 1606 1607 1608 1609 1609 1610 1611 1612 1613 1614 1615 1616 1617 1618 1619 1619 1620 1621 1622 1623 1624 1625 1626 1627 1628 1629 1629 1630 1631 1632 1633 1634 1635 1636 1637 1638 1639 1639 1640 1641 1642 1643 1644 1645 1646 1647 1648 1649 1649 1650 1651 1652 1653 1654 1655 1656 1657 1658 1659 1659 1660 1661 1662 1663 1664 1665 1666 1667 1668 1669 1669 1670 1671 1672 1673 1674 1675 1676 1677 1678 1679 1679 1680 1681 1682 1683 1684 1685 1686 1687 1688 1688 1689 1689 1690 1691 1692 1693 1694 1695 1696 1697 1697 1698 1699 1699 1700 1701 1702 1703 1704 1705 1706 1707 1708 1709 1709 1710 1711 1712 1713 1714 1715 1716 1717 1718 1719 1719 1720 1721 1722 1723 1724 1725 1726 1727 1728 1729 1729 1730 1731 1732 1733 1734 1735 1736 1737 1738 1739 1739 1740 1741 1742 1743 1744 1745 1746 1747 1748 1749 1749 1750 1751 1752 1753 1754 1755 1756 1757 1758 1759 1759 1760 1761 1762 1763 1764 1765 1766 1767 1768 1769 1769 1770 1771 1772 1773 1774 1775 1776 1777 1778 1779 1779 1780 1781 1782 1783 1784 1785 1786<br							

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abrard R. (1933) - Nomenclature et synchronisme des assises de l'Eocène moyen et supérieur des bassins nummulitiques de l'Europe occidentale. Bull. Soc. Géol. Fr., 5, III, p. 227-237.
- Alvinerie J. (1961) - Etude sédimentologique du Néogène du Bazadais. Thèse 3ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 102, 78 p., 9 pl., 12 fig.
- Alvinerie J. et Gayet J. (1971) - Sur l'importance de la coupe de Balizac (Gironde) pour la compréhension du Miocène inférieur de la région de Villandraut. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2ème sér., sect. 1, n° 1, p. 47-51.
- Benoist E. (1887) - Tableau synchronique des formations tertiaires du S.O. de la France, du bassin de Mayence et du Vicentin. Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 41, p. 191.
- Benoist E. (1888) - Esquisse géologique des terrains tertiaires du S.O. de la France, Journ. d'Hist. Nat. de Bordeaux et du S.O.
- Bilotte M., Tambareau Y. et Villatte J. (1983) - Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé-Tertiaire en faciès continental dans le versant nord des pyrénées. Géol. Méd., 10, 3-4, 269-276.
- Billiot J.T., Linder O. et Raulin V. (1866) - Projet de sondage artésien à Libourne ; rapport sur les conditions dans lesquelles cette ville est placée. Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 26, 1er livre.
- Blayac M.J. (1903) - Feuille de Libourne. C.R. Coll. Serv. Carte Géol. Fr., 1902, p. 74-77.
- Blayac M.J. (1930) - Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du bassin de l'Aquitaine au Nord de la Garonne et jusqu'à Castres. Livre jubilaire Soc. Géol. Fr., t. 1, p. 151-170.
- Bonijoly D. et Blès J.L. (1983) - Histoire tectonique du Quercy (bordure nord-ouest du Bassin d'Aquitaine, France) : géométrie, cinématique et chronologie des déformations cassantes. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXV, n° 5, p. 775-784.
- Bonis L. de (1973) - Contribution à l'étude des mammifères de l'Aquitainien de l'Agenais. Mém. Mus. National d'Hist. Naturelle, Paris, Série C, Sci de la Terre, t. XXVIII, 192 p.

- Brunet M. (1975) - Les grands mammifères chefs de file de l'immigration oligocène et le problème de la limite Eocène - Oligocène en Europe. Thèse, Poitiers, 542 p., 88 tabl., 19 fig., 16 diagr., pl. I à LVI.
- Brunet M., Jehenne Y. et Ringeade M. (1977) - Note préliminaire concernant la découverte d'une faune et d'une flore du niveau de Ronzon dans l'Oligocène inférieur du Bassin d'Aquitaine. Géobios, n° 10, fasc. 1, p. 109-112, 1 tabl.
- Capdeville J.P. (1976) - Etude d'un niveau carbonaté lacustre au sein des Molasses de l'Agenais. Thèse de 3ème cycle, Bordeaux, 189 p., 49 pl., 4 tabl.
- Capdeville J.P. (1987) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin Aquitain entre Lot et Dordogne. Thèse de Doctorat d'Etat, Bordeaux III. Document BRGM n° 175, 9, 295.
- Capdeville J.P. (à paraître) - Carte géologique France (1/50 000). Feuille Hagetmau (978). Orléans BRGM.
- Caralp M., Moyes J., Veillon M. et Vigneaux M. (1960) - L'extension orientale de l'anticinal de Villagrains-Landiras (bassin d'Aquitaine). C.R. Soc. Géol. Fr., 1960, n° 9 p. 226-227.
- Crouzel F. (1975) - Un cône détritique de piémont sur le glacis sous-pyrénéen. In Sédimentation continentale du Crétacé inférieur au Néogène dans le midi de la France. Sédim Nice 1976, p. 53-56.
- Degrange-Touzin A. (1891) - Etude sur la faune terrestre, lacustre et fluviatile de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur. Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. XLV, p. 125.
- Deloffre R. (1988) - Itinéraire géologique en Chalosse. Bull. centre de rech. explo. prod. Elf Aquit. 12, 2, p. 707-737.
- Dubreuilh J. (1987) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. Thèse de Doctorat d'Etat Bordeaux III.
- Ducasse O. (1962) - Biozones d'Octracodes du Paléogène nord-aquitain. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, Mémoires du BRGM, n° 28, p. 243-256.
- Duperon-Laudoueneix M. (1985) - Considérations sur les gisements à végétaux tertiaires du Sud-Ouest de la France. Bull. Sect. Sciences Museum, t. VIII, p. 197.
- Duplaix S. (1956) - Etude pétrographique des formations meubles de la Gascogne, du pays basque et de leur littoral. Mem. Soc. géol. Fr., n° 7, 108 p., 17 fig., 23 tab.

- Dupouy-Camet J. (1952) - Recherches structurales sur les accidents triasiques du sud-ouest de l'Aquitaine. Bull. Serv. Carte Géol. France n° 233, t. XLIX, p. 249-537.
- Duranthon F. (1991) - Biozonation des molasses continentales oligo-miocènes de la région toulousaine. Apports à la connaissance du bassin d'Aquitaine (France). C.R. Acad. Sci. Paris, 313, (II), p. 965-970.
- Duranthon F. (1991) - Découverte de *Lophiodon tapisotherium* Desmarest, 1822 (Mammalia, Pesissodactyla) dans la ville de Carcassonne (Aude, France). Bull. Soc. ET. Scient. Aude, t. LXXXI, p. 29-31.
- Duranthon F., Tassy p. (1994) - Les mastodontes miocènes et le proboscidean datum event en Aquitaine. Strata Serie 1, vol. 6, p. 178.
- Enjalbert H. (1960) - Les pays aquitains. Le modelé et les sols. Imprimerie Bière, Bordeaux, 607 p.
- Fabre A. (1939) - Description géologique des terrains tertiaires du Médoc. Thèse Sci. Bordeaux, Drouillard Imp. Bordeaux, 525 p., 17 pl., 57 fig.
- Feinberg H. (1964) - Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du dôme d'Audignon. Thèse 3ème cycle, Paris;
- Feist M., Ringeade M. (1977) - Etude biostratigraphique et paléobotanique (charophytes) des formations continentales d'Aquitaine de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XIX, n° 2, p. 341-354.
- Gaillard M. et Masse P. (1980) - Un modèle de tectonique de plate-forme : exemple d'un linéament de la bordure nord-aquitaine. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 4, n° 2, p. 633-647.
- Gayet J. (1980) - L'ensemble des environnements oligocènes nord-aquitains : un modèle de plate-forme marine stable à sédimentation carbonatée. Thèse d'Etat Bordeaux, 2 tomes, 387 p., 130 fig.
- Glangeaud L. (1938) - Sur la découverte d'un gisement à *Anthracotherium* dans les lignites stampiens de Nassiet (Landes). P.V. Soc. Lin. Bordeaux, XC, p. 16-22.
- Gosselet J. (1861) - Observations sur les calcaires d'eau douce du NE de l'Aquitaine. Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. XXIV, p. 177.
- Grateloup D. (1828-1835) - Tableau des coquilles fossiles des terrains tertiaires des environs de Dax (Landes). Actes. Soc. LInn. Bordeaux, t. 2, p. 72-109, 123-158, 192-204 ; t. 5, p. 132-171, 263-282, 314-344 ; t. 6, p. 31-48, 90-100, 159-164, 188-212, 270-320 ; t. 7, p. 101-114.
- Jacquot E. (1864) - Description géologique des falaises de Biarritz, Bidart, Guéthary, St Jean-de-Luz. Actes Soc. Linn. Bordeaux, T. 25, p. 1-58.

- Jouannet F. (1830) - Considérations générales sur les terrains tertiaires du département de la Gironde. Premier essai sur leurs positions respectives. Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. IV, p. 171-226 et 334-343.
- Klingebiel A. (1967) - Etude sédimentologique du Paléogène nord-aquitain. Thèse d'Etat Bordeaux, 290 p., 52 fig.
- Kulbicki G. (1957) - Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du Nord et du Nord-Est de l'Aquitaine. Sciences de la Terre, t. IV, n° 1-2, p. 5-101.
- Legendre S., Marandat B., Sigé B., Crochet J.Y., Godinot L., Hartenberger J.L., Sudre J., Vianet-Liaud M., Muratet B. et Astruc J.G. (1992) - La faune de mammifères de Vielase (phosphorites du Quercy, Sud de la France) : Preuve paléontologique d'une karstification du Quercy dès l'Eocène inférieur. N. Jb. Géol. Paléont. Mh., (7) 414-428 , Stuttgart
- Matheron Ph. (1867) - Note sur les dépôts tertiaires du Médoc et des environs de Blaye et sur leurs rapports avec les couches fluvio-lacustres du Nord-Est de l'Aquitaine et avec les lambeaux tertiaires des environs de Nantes. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, t. XXIV, (2), p. 197-228.
- Mathieu G. (1937) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Stratigraphie et tectonique. Imp. Stantal Lille, 321 p., 68 fig.
- Mathieu G. (1986) - Histoire géologique du sous-bassin de Parentis. BCREDP 10.
- Muratet B. (1983) - Géodynamique du Paléogène continental en Quercy-Rouergue. Analyse de la sédimentation polycyclique des bassins d'Asprières (Aveyron), Maurs (Cantal) et Varen (Tarn-et-Garonne). Thèse de 3ème cycle, Univ. de Toulouse, 188 p.
- Pratviel L. (1972) - Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire ouest-aquitain pendant l'Oligocène. Thèse n° 349, Université de Bordeaux I, 632 p., 35 pl.
- Raulin V. (1848) - Age relatif des dépôts marins du bassin tertiaire de la Gironde. Bull. Soc. Géol. Fr., 2, t. V, p. 111-118.
- Réchigniac A. (1962) - Etude sédimentologique des principales formations détritiques du Paléogène aquitain. Thèse 3ème cycle Bordeaux, 63 p., 15 pl.
- Repelin J. (1906) - Feuille de la Réole. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris, t. XVI, p. 99-102.
- Rey. R. (1966) - Essai de corrélations entre bassins Oligocènes d'Europe occidentale à l'aide des gastéropodes continentaux. Thèse Géologie, Rennes.

- Richard M. (1946) - Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de mammifères tertiaires. Mem. Soc. Géol. Fr., Paris, n° 52 (nouv. sér.), t. XXIV, p. 1-380, pl. 1-47.
- Ringeade M. (1974) - Les biozones de mammifères du Miocène inférieur d'Aquitaine. V^e Congrès du Néogène méditerranéen, Mém. BRGM, n° 78, t. 2, p. 854-857, 1 tabl.
- Ringeade M. (1978) - Contribution à la biostratigraphie des faciès continentaux d'Aquitaine (Eocène supérieur - Miocène inférieur) par l'étude des micromammifères et des charophytes. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. de Bordeaux I, 318 p.
- Ringeade M. (1978) - Micromammifères et biostratigraphie des horizons aquitaniens d'Aquitaine; BSGF 1978, 7ème série, t. XX, n° 6, p. 807-813.
- Ringeade M. (1984) - Le Calcaire de Blaye et les niveaux à Paléothéridés du bassin d'Aquitaine. 10ème RAST Bordeaux.
- Ringeade M. (1987) - Séquences mammaliennes en Aquitaine : Corrélations avec les zones à charophytes et à ostracodes. Münchener Geowissen - Straftliche Abhandlungen.
- Rouault J. (1848) - Description des fossiles du terrain éocène des environs de Pau. BSGF 2, 5, p. 204-210.
- Schoeffler J. (1971) - Etude structurale des terrains molassiques du piémont-nord pyrénéen de Peyrehorade à Carcassonne. Thèse d'Etat Bordeaux.
- Thaler L. (1965) - Une échelle de zones biochronologiques pour les mammifères du Tertiaire d'Europe. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 118.
- Vasseur G. (1891) - Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 2, p. 16-19.
- Vasseur G. (1909) - Sur les fossiles de la tuilerie de Soumailles, commune de Pardaillan. C.R. Ac. Sc., Paris, p. 1365-1367.
- Vatan A. (1945) - Etude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 15, p. 657-670.
- Vatan A. (1950) - Rythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire. Interm. Géol. Congr. London 1948, Part. 4, p. 74-82
- Veillon M. (1962) - Les zones de foraminifères du Paléogène nord-aquitain et leur valeur stratigraphique. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, Mémoires du BRGM, n° 28, p. 227-241, 1 pl.

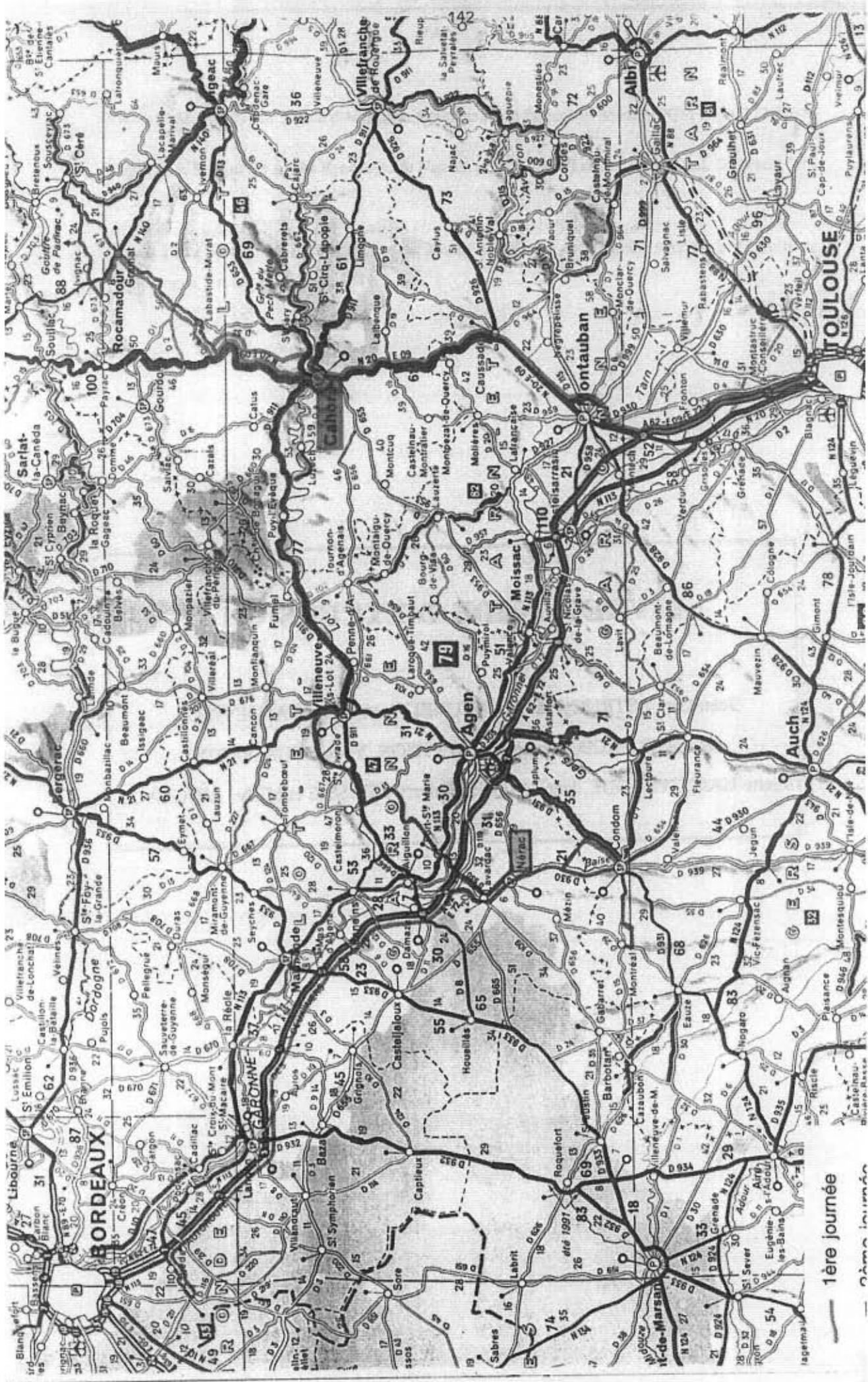
- Vigneaux M. (1964) - Le Bassin d'Aquitaine. Colloque sur le Paléogène. Mem. BRGM 28, p. 177-226.
- Viret J. (1938) - Sur les argiles ligniteuses de Nassiet, près d'Amou (Landes). C.R. Acad. Sci. Paris, 207, 500-2.
- Winnock E. (1971) - Géologie succincte du Bassin d'Aquitaine *in* : Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Technip Ed., Paris, 944 p.

LIVRET-GUIDE D'EXCURSION

Jean-Guy ASTRUC, François BRUNEL, Jean-Pierre CAPDEVILLE,

Jean DELFAUD, François DURANTHON, Yves GOURINARD,

Pierre HANTZPERGUE, Jean MAGNE, Thierry PELISSIE et Michel RINGEADE



1ère journée

PROGRAMME

Dates : du 15 au 17 Septembre 1995

Départ : 08h - Gare routière de Toulouse (près de la gare SNCF Matabiau)

I - OBJECTIFS

Il serait illusoire de vouloir présenter en 3 jours un inventaire exhaustif de l'ensemble du remplissage sédimentaire méso-cénozoïque du Nord de l'Aquitaine, avec les évolutions sédimentaires, les variations de faciès et les empreintes successives du contrôle structural et eustatique sur la sédimentation. Nous nous proposons donc de montrer, en quelques points d'arrêts et sur un itinéraire permettant de rencontrer des terrains de plus en plus récents, des affleurements particulièrement significatifs illustrant :

- les grandes entités géologiques et leurs contenus paléontologiques, sédimentologiques et paléoenvironnementaux remarquables ;
- les principales étapes de l'évolution paléogéographique ;
- les phases structurales majeures ;
- les indices de variation du niveau marin.

II - ITINERAIRE

1ère journée (Vendredi 15 Septembre)

Tectonique et sédimentation dans le Jurassique du Quercy

1 : Loubressac

Les Formations de Valeyres et de la Barre à Pecten (Domérien moyen-supérieur)
Le contact Lias-Dogger

2 : Vallée de l'Alzou

Les Formations d'Autoire et de Cajarc (Bajocien - Bathonien inférieur et moyen)

Repas froid sur le terrain à Rocamadour

3 : Rocamadour

La Formation de Rocamadour (Bathonien supérieur - Callovien)

4 : Moncoutié

Remplissage karstique dans la Formation de Francouliès

5 : Laroque-des-Arcs

Olistolithes et brèches intraformationnelles dans le Kimméridgien basal

Coucher à Cahors (Hôtel « La Chartreuse », tel. 65 35 17 37)

2ème journée (Samedi 16 Septembre)

Du Jurassique terminal à l'Oligocène dans le Quercy et l'Agenais

6 : Crayssac

Gisement ichnologique dans la Formation de Salviac (Tithonien basal)

7 : Cévenne de Crayssac

Les schistes bitumineux de la Formation de Francoulès (Kimméridgien supérieur)

8 : Pescadoires

Le contact entre Kimméridgien et Cénomanien

La série du Cénomano-Turonien

Repas froid sur le terrain à Fumel

9 : Carrière de Fumel-le-Bretou

L'Éocène - Oligocène basal du Quercy

10 : Soubirous

Le sommet des molasses du Fronsadais et les calcaires de Castillon (Stampien)

11 : Soubirous - Casseneuil

Sédimentation détritique grossière dans les Molasses du Fronsadais

12 : Lauzerenque - Prayssas

Le Calcaire blanc de l'Agenais (Aquitainien)

13 : Carrère - Prayssas

Le Calcaire gris de l'Agenais (Aquitainien)

Coucher à Nérac (Hôtel du Château, tel. 53 65 09 05)

3ème journée (Dimanche 17 Septembre)

Le Miocène continental et marin dans l'Armagnac et la région bordelaise

14 : Estrepouy

Les Marnes à *Ostrea aginensis*, faciès marin (Aquitainien)

15 : Montréal-du-Gers

Les Marnes à *Ostrea aginensis*, faciès fluvio-lacustres

16 : Montréal - Béon

Le Calcaire de Herret et le gisement de mammifères du Burdigalien

17 : Lauraët

Le Calcaire de Herret et les remplissages karstiques de Sable fauve

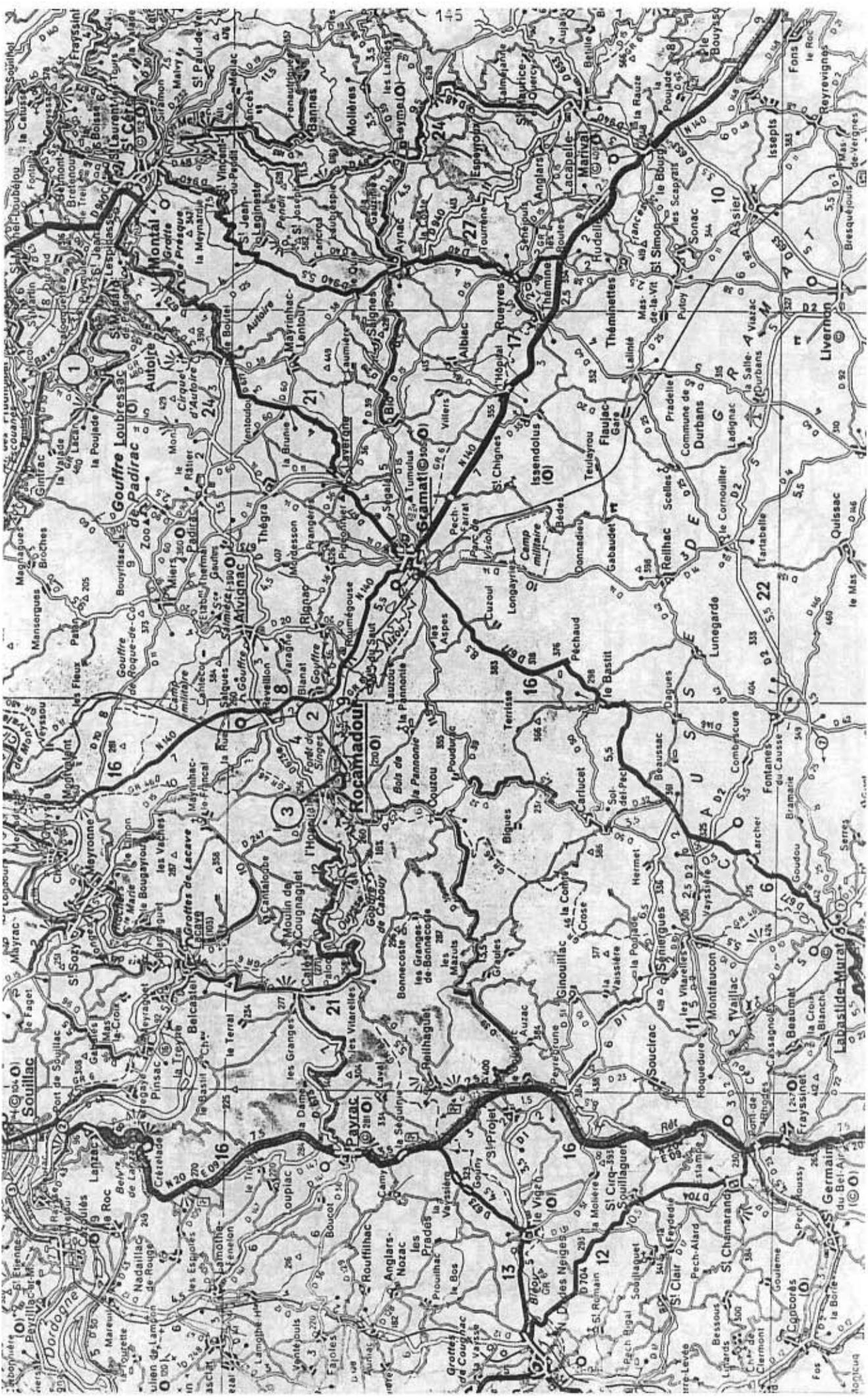
Repas froid sur le terrain à la Villa gallo-romaine de Séviac

18 : Saucats

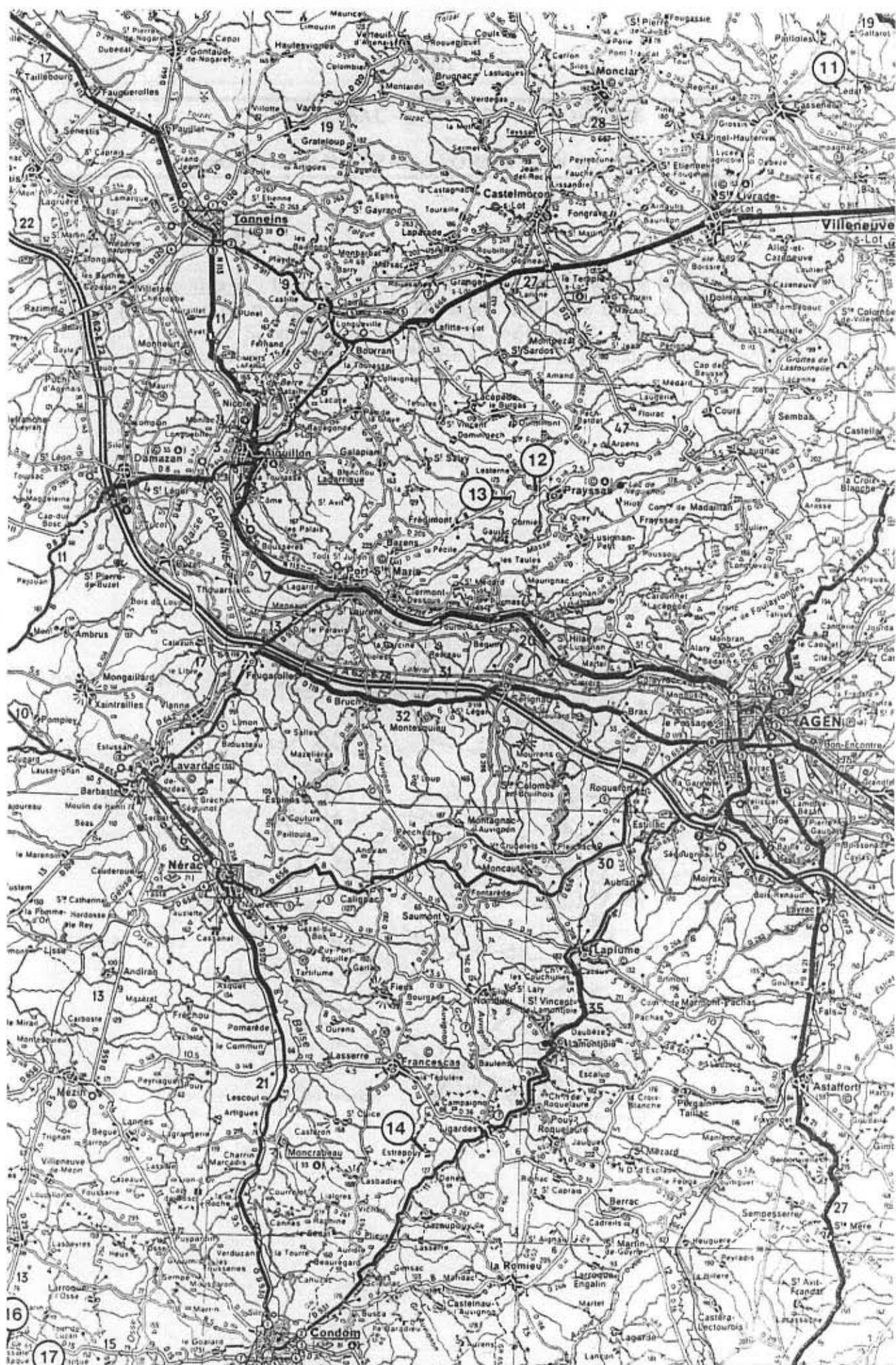
Les dépôts marins du Burdigalien dans la coupe stratotypique

Visite de chais dans la région des Graves

Retour à Toulouse, entre 19h et 20h (gare routière)







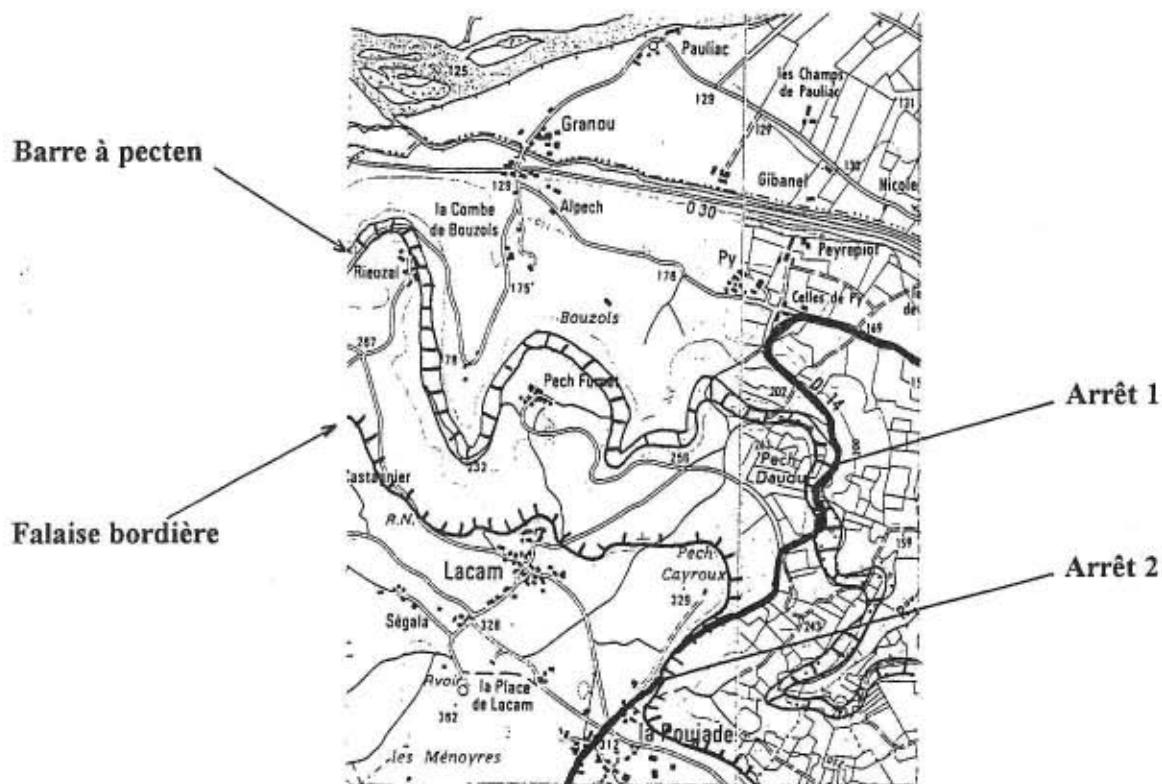
ARRÊT 1 a et 1 b

LOUBRESSAC - COUPE DE LA POUJADE

OOLITE DE RIEUZAL - FORMATION D'AUTOIRE

Document : Fig. 59, 60

Description sommaire : La route de Vayrac à Gramat (D14) recoupe la falaise bordière du causse de Gramat en rive gauche de la Dordogne. Elle offre une belle coupe des séries jurassiques, depuis le Sinémurien jusqu'à la falaise "bajocienne". Cette coupe fait l'objet de deux arrêts, le premier au voisinage de la "Barre à pecten", le second à la falaise bordière du Causse.



ARRET 1a

Le Domérien moyen et supérieur est représenté par deux formations, soit de la base au sommet :

1) La Formation de Valeyres, avec dans l'ordre stratigraphique :

-le Membre des Argilites grises, dans lequel nous pouvons distinguer deux ensembles séparés par une surface durcie et rubéfiée, soulignant une évolution du taux de sédimentation (ralentissement, puis arrêt, suivie d'une accélération), et interprétée comme une surface d'inondation maximale.

Le premier ensemble, sous la discontinuité, est constitué de 4 mètres de marnes à nodules ferrugineux, datées de la zone à Margaritatus. A 1.50 m et 1 m au-dessous de la discontinuité, deux niveaux d'oursins, quelques bélémnites et lamellibranches de petite taille constituent les seuls lits fossilifères. La microfaune est essentiellement représentée par des nodosariidés (lenticulines, marginulines, dentalines, ichtyolaires, nodosaires et lingulines) et des foraminifères à test agglutinant du genre *Ammodiscus*. Ces dépôts marneux formés sous les tranches d'eaux les plus épaisses du Domérien, sont interprétés comme représentant l'intervalle transgressif de la séquence Pliensbachien 4 (Pl 4).

Au-dessus de la discontinuité, on observe le développement d'une alternance de marnes et de bancs, strato-croissants et progradants, de grès et de calcaires argileux, qui témoigne d'une diminution de la bathymétrie. Ce second ensemble est considéré comme le prisme de haut niveau marin de la séquence Pl 4.

-le Membre de Rieuval, est une barre carbonatée rougeâtre à stratifications obliques alternées, en mamelons, ou en bancs horizontaux onduleux. Le microfaciès est une oobiomicrosparite très ferrugineuse à bioclastes d'échinodermes principalement (les foraminifères sont inexistant). La puissance de ce membre peut varier de 6 à 8 mètres dans la région de Castelnau, à quelques décimètres à Turenne, plus au Nord. A Lapoujade, il est limité par deux discontinuités ayant une signification différente en termes de stratigraphie séquentielle :

- à sa base, une discontinuité à caractère érosif sépare des calcaires argileux (HST 4), de sables oolithiques déposés dans un environnement proche de l'émergence. Elle indique une diminution brutale de la tranche d'eau (régression forcée) et est interprétée comme une limite de séquence de dépôt;

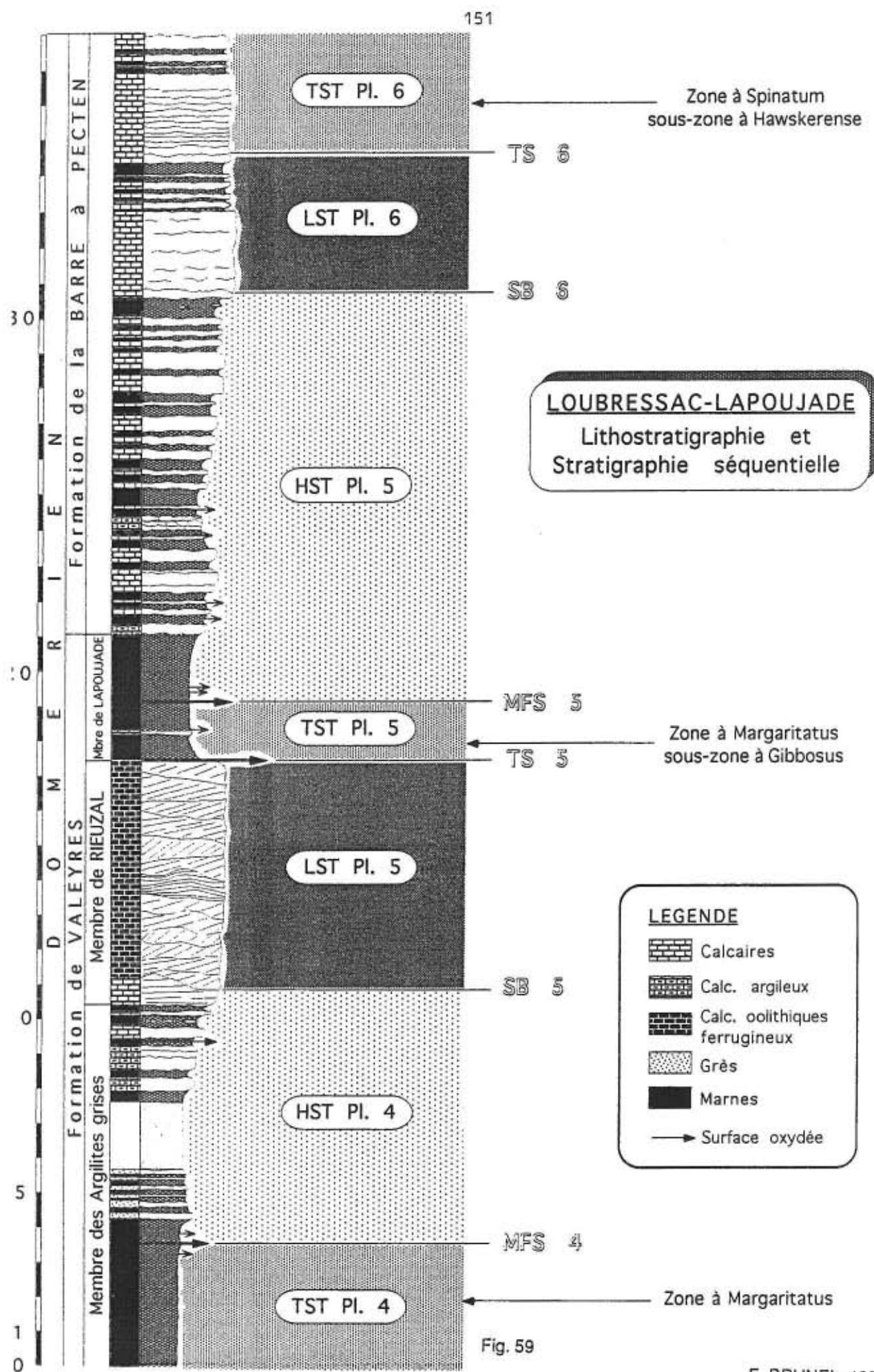
- à son sommet, une croûte ferrugineuse (5 cm d'épaisseur) marque le passage aux sédiments marneux sus-jacents déposés sous une tranche d'eau sensiblement plus épaisse. Elle correspond à une première surface d'inondation.

Le Membre de Rieuval constitue donc le prisme de bas niveau marin de la séquence Pl 5.

-le Membre de Lapoujade, est un ensemble marneux, épais de 6 mètres et daté de la zone à Margaritatus, sous-zone à Gibbosus. A 1.50 mètres au-dessus du Membre de Rieuval, une surface indurée et ferrugineuse est interprétée comme une surface d'inondation maximale. Les marnes sous-jacentes présentent une macrofaune très riche et diversifiée, d'ammonites -*Amaltheus margaritatus* MONTFORT et *A. gibbosus* (SCHLOTHEIM)-, de *Gryphaea cymbium*, de bélémnites, de lamellibranches (*Pholadomya* sp. et *Mactromya* sp. ...), de bioclastes. La disposition de cette faune, qui n'a pas été déplacée *post-mortem*, indique un taux de sédimentation plus lent qu'au dessous (Membre de Rieuval), ainsi qu'une énergie hydrodynamique assez faible. Cet ensemble correspond à l'intervalle transgressif de la séquence Pl 5.

Au-dessus de la discontinuité, les marnes noduleuses à pseudonoduleuses, de couleur gris ou marron, sont beaucoup moins fossilifères qu'au-dessous, et non datées. Elles représentent le début du prisme de haut niveau marin de la séquence Pl 5.

Les études statistiques (Analyses des Correspondances multiples, Classifications hiérarchiques, Analyses Factorielles discriminantes) différencient de façon très significative les associations de populations de foraminifères (nodosariidés) de part et d'autre de la surface d'inondation maximale.



2) La Formation de la Barre à Pecten :

Dans cette unité lithostratigraphique, à dominante carbonatée, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, trois ensembles peuvent être distingués :

- à la base, 10 mètres d'une alternance de calcaires bioclastiques roux, à lamellibranches (*Oxytoma* sp. ...), brachiopodes et bélémnites, et de marnes feuilletées de couleur gris ou marron. Le microfaciès, relativement monotone sur l'épaisseur de la Barre à Pecten, est une biomicrite ("packstone" à "grainstone") à bioclastes de crinoïdes essentiellement, de lamellibranches, de brachiopodes, de serpules et de nodosariidés. La quantité de quartz détritique diminue progressivement (de 20 à 1 ou 2% de la surface de la lame mince). Les foraminifères de forme enroulée ou en voie de déroulement sont en moyenne aussi nombreux que ceux de forme droite. Cet ensemble strato-croissant et progradant correspond à la fin du prisme de haut niveau de la séquence Pl 5.

- dans sa partie médiane, se développe 3 mètres de bancs calcaires plus épais et massifs, à rides symétriques. L'examen des lames minces nous montre que les foraminifères de formes enroulées et en voie de déroulement sont plus fréquents que ceux de formes droites. Une surface ravinante, très discrète, a pu être identifiée dans les premiers centimètres de cet ensemble. A son niveau, la dolomitisation très intense des carbonates semble liée à une émersion (analogie avec les faciès du Dogger de Bourgogne) [PURSER B. H., 1975]. Cette rupture sédimentaire qui traduit une baisse des eaux et une augmentation de la vitesse de sédimentation et de l'énergie, est considérée comme une limite de séquence de dépôt. Cet ensemble constitue donc le prisme de bas niveau de la séquence Pl 6.

- au sommet, 3.50 mètres de bancs décimétriques de calcaires bioclastiques, à brachiopodes et crinoïdes très nombreux, à lamellibranches (*Pinna* sp.) et bélémnites, indiquent le développement d'un substrat induré. Cette partie sommitale de la Barre à Pecten est datée par des ammonites de la zone à *Spinatum*, sous-zone à *Hawskerense*. L'étude micropétrographique nous indique que le taux de formes droites de nodosariidés et la quantité de quartz détritique augmente de façon brutale par rapport aux dépôts sous-jacents de la Barre à Pecten. Ainsi, les changements stratonomiques, faciologiques et faunistiques, que l'on observe dans cet ensemble par rapport à la partie médiane, suggèrent une diminution du taux de sédimentation et un approfondissement des dépôts. Ceci nous conduit à l'interpréter comme l'intervalle transgressif de la séquence Pl 6.

En conclusion, ces évolutions sédimentaires observées dans la partie moyenne et supérieure du Domérien septentrional témoignent d'un contrôle eustatique dominant.

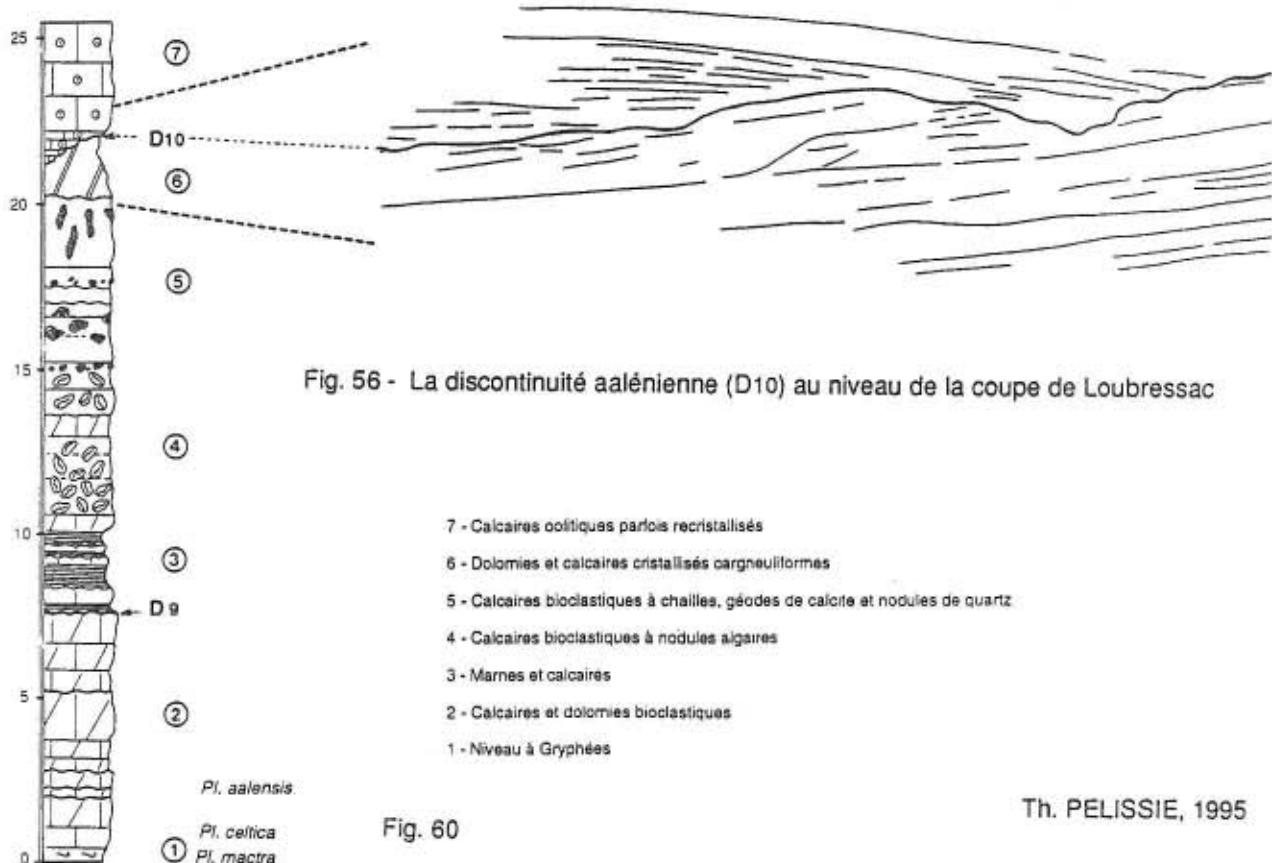
ARRÊT 1 b

On observe le sommet de la formation de Lexos (Toarcien supérieur) qui montre de la base vers le sommet :

- 1 à 2 m de marnes à passées calcaires qui ont fourni à leur sommet, dans les niveaux chargés d'oolites ferrugineuses, des *Dumortieria*.
- Sur ces marnes reposent ensuite un ensemble à majorité calcaire où des *Pleydellia* apparaissent dès la base, très fossilifères, ces bancs se chargent rapidement sur 2 m environ, en *Gryphaea sublobata*. Outre ces formes et des ammonites, ils livrent aussi des brachiopodes *Homoeorhynchia cymocephala*, *Lobothyris haresfieldensis* et *Zeilleria lycetti*. Ces faciès, soulignent le retour à des eaux moins profondes, plus agitées, moins turbides que celles du Lias moyen (marnes noires) et annoncent le retour aux faciès de plate-forme carbonatée.
- Au-dessus 7 à 8 m de calcaires argileux à lits ondulés ont fourni des *Pleydellia*, une surface ravinée clôt cet ensemble (discontinuité D9).

Le membre de La Toulzanie débute par : 2 m de marnes et calcaires argileux gris foncé, 5 à 6 m de calcaires roux, bioclastiques à concrétions algaires, surmontés par 5 m de calcaires à chailles, à géodes de calcite et nodules de quartz et 1 à 2 m de dolomies cargneuliformes. Une surface ravinée (discontinuité D10), très karstifiée, parfois soulignée par un niveau à géodes (calcite et quartz bipyramidal) limite cet ensemble au sommet. Sur cette remarquable discontinuité, repose en onlap la base du membre de Calvignac essentiellement représentée par 5 à 5 m de calcaires oolitiques parfois dolomitiques.

"La présence de *Leioceras opalinum* (Reinecke) et de *Monsardithyris trilineata* (Young et Bird) date dans la vallée du Lot cette unité de l'Aalénien inférieur et moyen." (T. Pélissié, 1982). Ont également été trouvées *Globirhynchia subobsoleta* (Dav.), *Stroudithyris pisolithica* (Buck.) et *Lophrothyris contracta* Buck., qui marquent en Provence la Zone à *Murchisonae* de l'Aalénien supérieur.



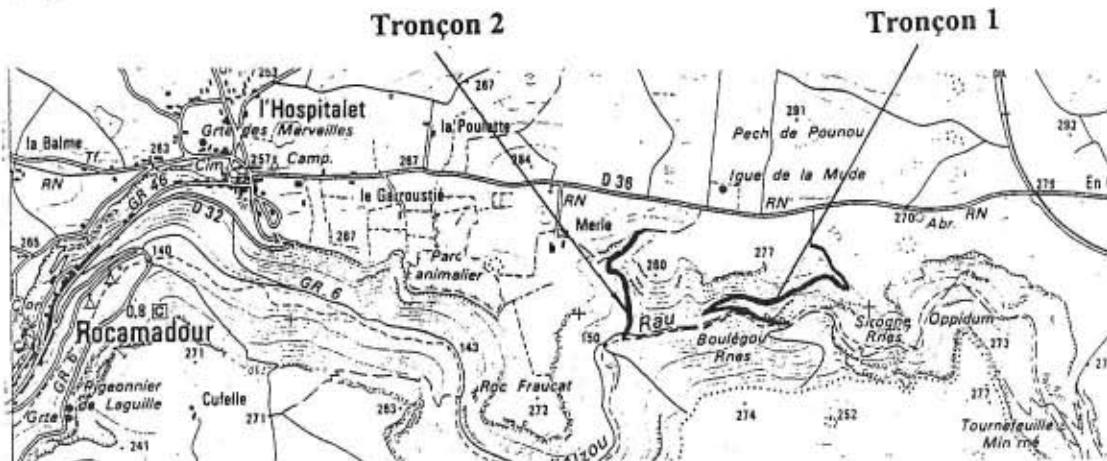
ARRÊT 2

VALLÉE DE L'ALZOU
LES FORMATIONS D'AUTOIRE ET DE CAJARC

Document : Fig. 61, 62

Description générale :

La pittoresque vallée de l'Alzou en amont de Rocamadour offre une multitude de coupes des formations d'Autoire et de Cajarc. Par commodité nous avons découpé cet itinéraire en deux tronçons.



- Tronçon 1 : chemin d'accès descendant au moulin de Sirogne (formation de Cajarc)

Le chemin en lacets qui descend du plateau jusqu'au fond de la vallée recoupe le membre des calcaires "massifs" de la Bouye, ensemble d'aspect massif en bancs métriques, de calcaires essentiellement micritiques, présentant localement des lentilles de microbrèches à gastéropodes pulmonés et vers le sommet de fréquentes intercalations stromatolitiques. Dans le tronçon inférieur on observe une petite faille polyphasée dont le jeu normal pourrait être synsédimentaire.

Les calcaires "massifs" de la Bouye sont datés du Bajocien supérieur par des brachiopodes (*Rugitela lingulata* (Buck.) et des nanofossiles. Ils ont livré des oursins (*Acrosalenia pustulosa* Forbes).

Au fond de la vallée et jusqu'au voisinage du Moulin de Sirogne on observe le membre des calcaires de Larnagol représenté par des calcaires micritiques (5m), une série caractérisée par de nombreuses variations de faciès, comprenant des calcaires oolitiques et graveleux à intraclasts, des micrites parfois à laminations, quelques minces niveaux ligniteux, des laminites et des brèches de dessiccation. Au sommet un fond durci, masqué ici par des formations de pente, limite cette série (discontinuité D13).

L'ensemble des calcaires "massifs" de la Bouye et des calcaires de Larnagol, généralement épais d'une cinquantaine de mètres en Quercy, montre ici une puissance minimale de 150 m, causée vraisemblablement par une anomalie locale dans la sédimentation sur le flanc ouest du horst d'Alvignac. Dans les falaises dominant le moulin de Sirogne, on observe en plusieurs biseaux stratigraphiques affectant des ensembles de bancs décamétriques.

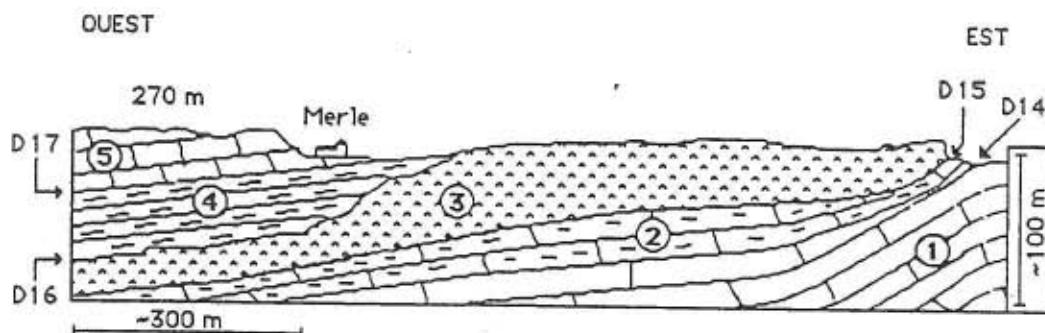
- Tronçon 2 : flanc de la vallée à l'aplomb de la ferme de Merle

Le sentier qui monte en direction de la ferme recoupe d'abord le membre des calcaires et marnes de la Bouye représenté par des alternances de calcaires et de marnes à brachiopodes, et un ensemble de calcaires recristallisés, de laminites, de micro brèches à cailloux noirs et de micrites à pseudomorphoses d'évaporites. Cet ensemble supérieur a un pendage d'environ 10° en direction de l'Ouest alors que l'ensemble sous-jacent des calcaires de Larnagol et des calcaires "massifs" de la Bouye ont un pendage de 20° en direction de l'Ouest, cette discordance angulaire se localisera au sommet des calcaires "massifs" de la Bouye (discontinuité D14). Les grèzes limitent l'observation de ces faciès aux abords immédiats du sentier.

Au-dessus de la D14, à proximité de la vallée du Lot, les alternances marno-calcaires ont fourni des brachiopodes du Bathonien inférieur : *Burmirhynchia termiera* (Rousselle), *Arceythyris veziani* (Rollet et Contini), *Tubithyris whatleyensis* (Walker) et *Millithyris arvierenensis* (Alméras).

Au voisinage d'une petite source, en quittant le sentier en direction Nord, on observe le membre de Saint-chels représenté ici par une spectaculaire accumulation de brèches de dissolution formant une falaise et paraissant reposer en discordance sur la partie inférieure de la formation de Cajarc (J1b-2a). Localement ces faciès dérivant d'évaporites admettent des calcaires à oolites ferrugineuses, des calcaires argileux et des marnes ; le faciès à oolites ferrugineuses de la base de cet ensemble renferme *Kallirhynchia concinna* (Sow.) du Bathonien moyen ; le terme supérieur marneux à fourni *Orbitamina elliptica* D'Archiac du Bathonien supérieur (F.Dépêche, 1968).

En direction du Nord au voisinage de Souillac les brèches atteignent une puissance supérieure à 60 m. Les marnes à faune et flore dulçaquicoles qui clôturent le sommet de cette séquence sont ravinées au niveau de la discontinuité D17 sur laquelle repose la falaise de la formation de Rocamadour supportant la ferme de Merle. En Quercy, à proximité des anticlinaux de Souillac, Saint-Martin-Labouval et de la Grésigne, on observe une discordance angulaire entre les brèches du membre de Saint-Chels et la formation de Rocamadour.



- 1 J1b-2a : formation de Cajarc, membres de Larnagol et des calcaires massifs de la Bouye.
- 2 J1b-2a : formation de Cajarc, membre des calcaires et marnes de la Bouye.
- 3 J2b : membre de St.-Chels, brèches de dissolution.
- 4 J2b : membre de St.-Chels, calcaires et marnes.
- 5 J2c-3a : formation de Rocamadour, membre de Marcilhac.

Fig. 61

J.G. ASTRUC, 1995

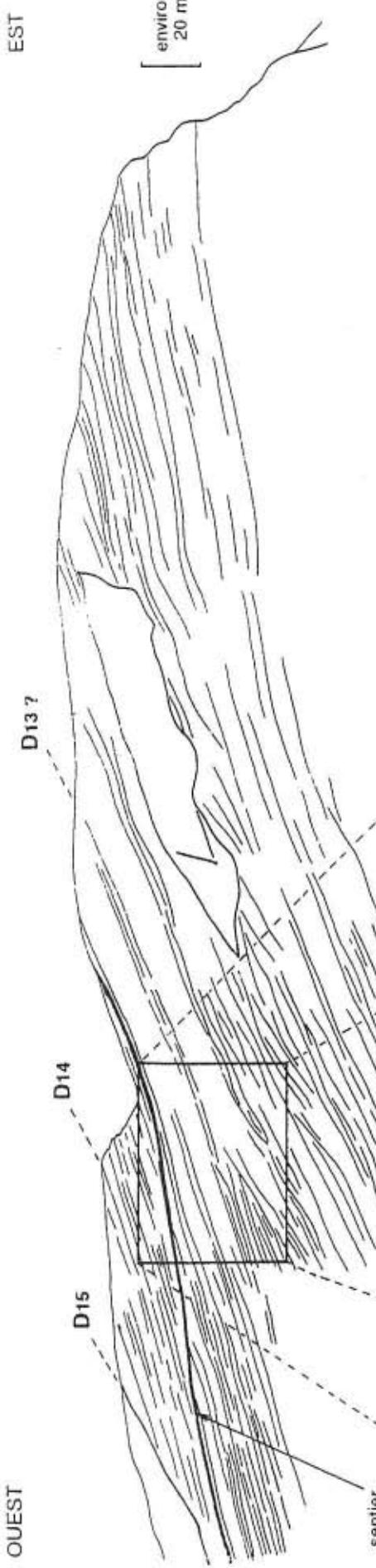


FIG. 62 - Vue panoramique sur la rive droite de la vallée de l'Alzou.



Point d'observation :
falaises dominant le moulin de Sirogne en rive gauche
Phénomènes observés :
glissements synsédimentaires sur le flanc
sud-ouest du horst d'Alvignac au Bajocien supérieur

ARRÊT 3

BELVÉDÈRE DE L'HOSPITALET
FORMATIONS DE CAJARC ET DE ROCAMADOUR

Document : Fig. 63

Description sommaire : Le membre de Marcilhac, qui supporte dans le site de Rocamadour le village et le sanctuaire, forme un ensemble "massif" limité par les discontinuités D17 et D18.

Après de nettes variations latérales de faciès à la base (calcaires oolithiques massifs parfois cristallisés, microbrèches, calcaires micritiques laminés, etc...), se rencontrent des calcaires micritiques en bancs métriques (environ 15 m) formant l'ossature principale de la falaise supportant le pigeonnier sur la rive gauche.

Le sommet de ce membre affleure en bordure du chemin d'accès à l'hôtel Notre-Dame, au niveau du sanctuaire. Il montre des calcaires dolomitiques micritiques, laminés à pseudomorphoses d'évaporites, à stromatolites, limités par un fond durci attribué à la discontinuité D18.

A la base, les calcaires oolithiques montrent de nombreuses *Trocholina gigantea* (Pélissié et Peyb.) et *Tr. palustiniensis* Henson. Les calcaires médians ont livré vers leur base des gastéropodes, des lamellibranches, des brachiopodes *Burmirhynchia proteiformis* (Laurin), *Ornithella (Digonella) digonoides* (Buckman), *Arceythiris diptycha* (Oppel), *Tubithyris globata* (Sow) et de rares hexacoralliaires, associés à une microfaune variée : *Pseudocyclammina maynci* (Hottinger), *Pfenderina salernitana* (Sartoni et Crescenti), *Lituonella mesojurassica* (Maync), *Trocholina palastiniensis* (Henson), et *Nautiloculina gr. oolithica-circularis*. Cet ensemble faunistique, observé principalement sur la feuille Saint-Géry, caractérise le Bathonien terminal.

Le membre de Cabrerets forme un ensemble homogène de calcaires en bancs métriques armant la falaise à encorbellement entre le sanctuaire et le château. Vers le sommet cet ensemble est plus lité que dans le voisinage de la vallée du Lot. Le passage progressif avec la Formation de Saint-Géry se localise, dans la vallée de l'Alzou et de l'Ouysse, sur le replat incliné, une dizaine de mètres au-dessus de la corniche des falaises.

Quelques niveaux granulaires ont fourni des *Trocholina gigantea* ; cette unité est attribuée avec réserve au Callovien sur la base de la présence de *Praekurmibia crusei* (Redmond).

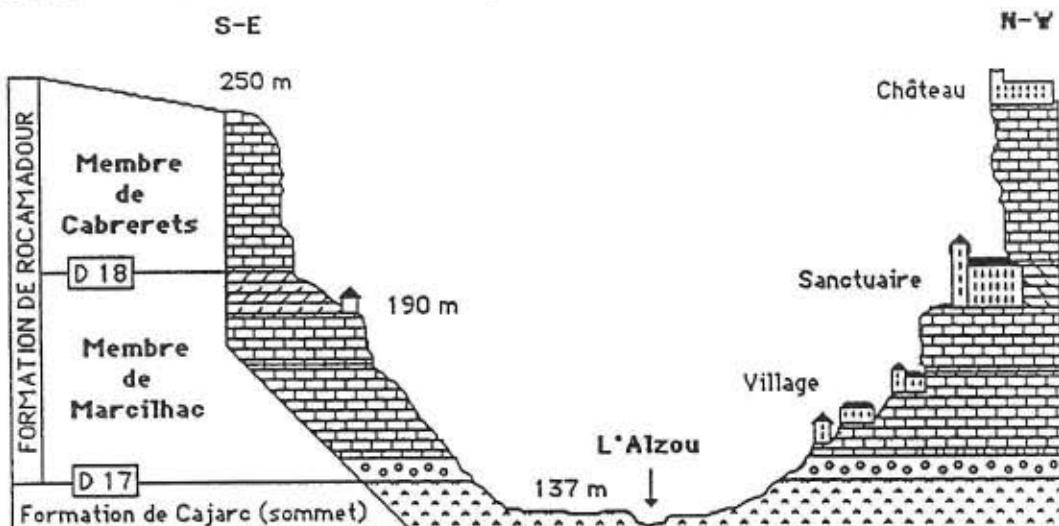


Fig. 63 - Coupe schématique de la vallée de l'Alzou à Rocamadour

J.G. ASTRUC, 1995

ARRÊT 4

FRANCOULÈS
BRÈCHES DE MONCOUTIÉ

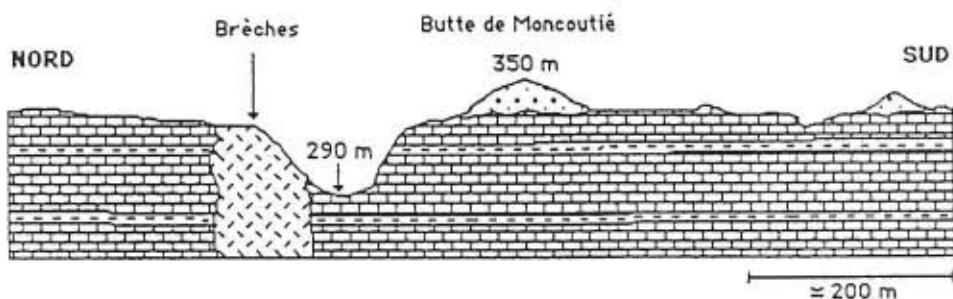
Document : Fig. 64

Description sommaire : Cet affleurement montre une brèche karstique formée d'éléments jurassiques et crétacés. Cette brèche constitue le remplissage d'un gouffre traversant les calcaires argileux kimméridgiens de la formation de Francoulès.



Tous les terrains représentés dans cet affleurement sont des témoins de la série mésozoïque initiale, particulièrement le crétacé supérieur qui n'était connu jusqu'à présent que 25 km plus à l'ouest.

COUPE SCHEMATIQUE DE L'EFFONDREMENT DE MONCOUTIE



■ Eboulis composé d'éléments de calcaires portlandiens, cénonmaniens, et turoniens dans une matrice argilo-calcaire.

■ Argiles à graviers oligocènes.

■ Calcaires et marnes kimméridgiens.

J.G. ASTRUC, 1995

On notera que le plateau environnant est recouvert d'argiles à graviers oligocènes, reposant directement sur le kimméridgien supérieur ; on peut en déduire une ablation locale par érosion des sédiments :

- du sommet du Kimméridgien,
- du Portlandien
- du Crétacé supérieur,

soit une série d'épaisseur supérieure à 100 m, au cours d'une période située entre le Crétacé supérieur et L'Oligocène.

ARRET 5

**LA ROQUE DES ARCS
BRECHES du KIMMERIDGIEN INFÉRIEUR**

Document : Fig. 65 A, B, C

Description sommaire

Le complexe bréchique peut être étudié le long de la route, à l'Est du village. Au-dessus de marno-calcaires à rares Exogyres, on observe (Fig. 5C) :

- 1) Premier complexe bréchique, strato et granocroissant, composé de brèches monogéniques, anguleuses, à blocs décimétriques qui ont la même composition que l'encaissant. Des failles synsédimentaires, à rejets décimétriques, sont associés à cette sédimentation catastrophique.
- 2) Calcaire argileux, en petits bancs souvent perturbés par des glissements synsédimentaires.
- 3) Marno-calcaire noduleux formant une combe.
- 4) Second complexe bréchique, stratocroissant qui supporte la chapelle. Les blocs deviennent polygéniques avec des éléments à pseudomorphoses de gypse arrachés aux formation de Vers et de Cras (Oxfordien).

Interprétation

Ces assises sont rattachées au Kimméridgien inférieur (Sommet). Elle renferment l'association micropaléontologique *A. jaccardi* et *E. virguliana*.

La genèse des brèches doit être mise en relation avec un apex de bloc basculé développé entre les Causses de Gramat et Limogne (Fig. 5A).

Localement, la cartographie montre l'association avec des failles E-W.

Globalement, c'est un système décakilométrique qui découpe le Quercy en trois panneaux (figure) apparus à la base du Kimméridgien, en liaison avec le proto-rifting du Golfe de Gascogne, dans le prolongement du Bassin de Parentis (Fig. 5B).

En aval pendage, la sédimentation devient régulière : ce sont les calcaires argileux de Roquedure où Hantzpergue a décrit une faune d'Ammonites du Kimméridgien inférieur.

Bibliographie :

- AL SHIDIDI S. (1989).- Le complexe bréchique de la vallée du Lot, D.E.A., Université de Pau, Ronéot.
 REVERT J., DELFAUD J., AL SHIDIDI S. et DELOFFRE R. (1991).- Un témoin des mouvements qui ont animé le Golfe de Gascogne au Kimméridgien : le complexe bréchique du Quercy. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, p. 1041-1047.

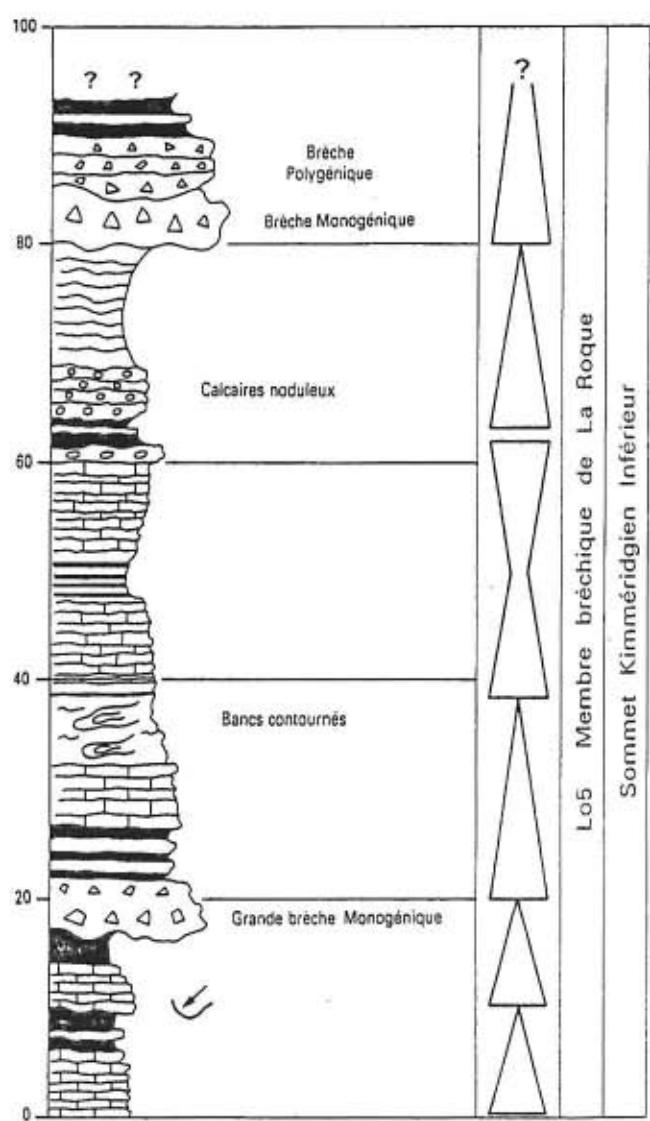
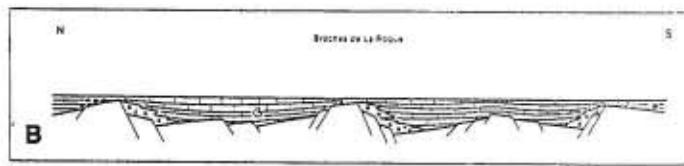
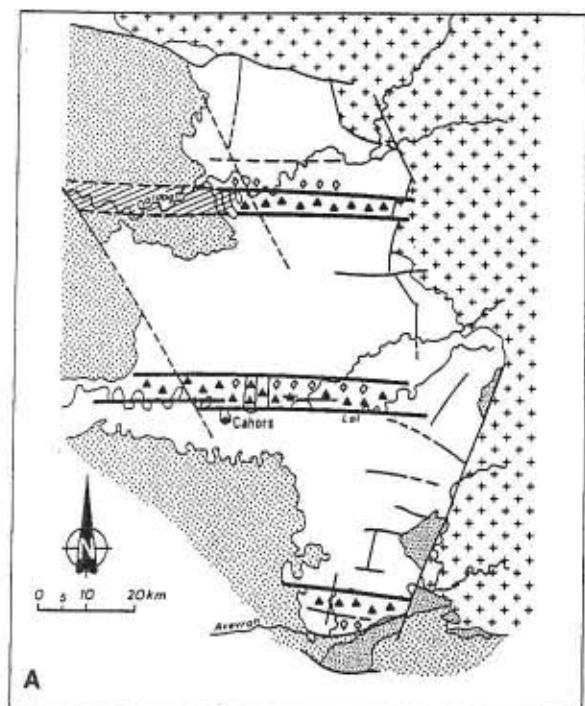


Fig. 65

ARRET 6

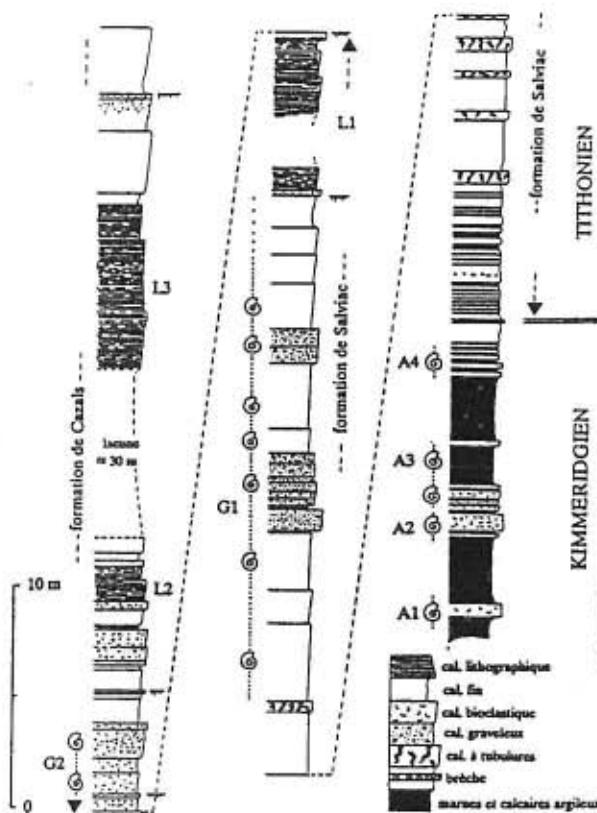
**GISEMENT ICHNOLOGIQUE DE CRAYSSAC
TITHONIEN**

Document: Fig. 66 A , B , C

Description:

Dans le contexte paléogéographique du Jurassique terminal ouest-européen, la régression fini-jurassique conduit à l'installation d'environnements restreints sur la marge nord du Bassin d'Aquitaine. Du Quercy aux Charentes, un golfe étroit s'ouvre progressivement à l'Ouest sur le domaine atlantique. A l'extrémité orientale de ce golfe, des tidalites calcaires connues sous le nom de « Pierre de Cahors », surmontent le dernier repère biostratigraphique basé sur les ammonites: l'Horizon à *Gravesiana* (Tithonien basal). Cette datation rigoureuse permet de déduire la succession temporelle des plus célèbres gisements fossilifères tithoniens: les niveaux supérieurs de la Pierre de Cahors, (Formation de Cazals *pro-parte*) occuperaient une position stratigraphique intermédiaire entre les « Couches de Solnhofen » (Bavière) localisées dans la partie inférieure de la Zone à *Hybonotum* et le gisement de Canjuers (Provence) daté de la Sous-zone à *Mucronatum* (base de la Zone à *Darwini*).

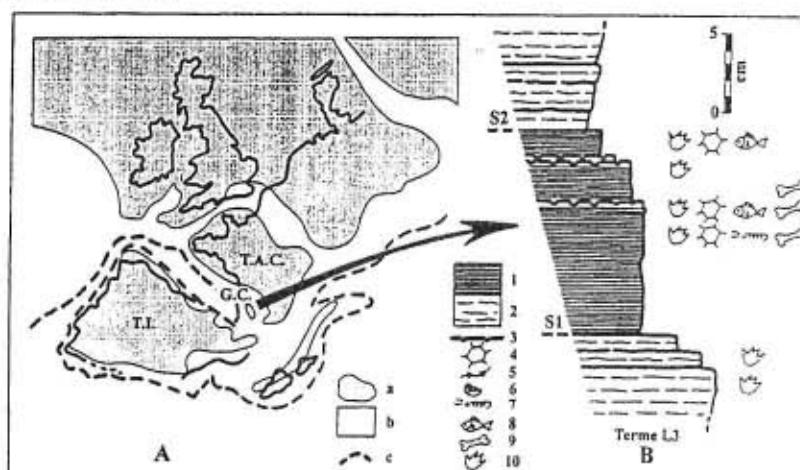
Dans son ensemble, l'épaisse formation carbonatée du Tithonien quercynois se compose d'une suite de séquences d'accrétion dont le terme sommital correspond à des niveaux de calcaires sublithographiques laminés. Les couches les plus fossilifères appartiennent au terme L3 de cette succession. Elles correspondent à une vingtaine de centimètres de calcaire sublithographique laminé, gris clair ou beige, se débitant en dalles centimétriques à surface très plane. La structure laminée résulte d'une alternance de minces feuillets de micrite sombre à fins quartz anguleux et de lits infra-millimétriques dolomicrosparitiques. Le plus souvent, les feuillets micritiques sont regroupés en faisceaux de cinq ou six unités suggérant une brève périodicité du rythme sédimentaire. La surface des lames est fréquemment marquée par de nombreuses figures sédimentaires: microrides d'oscillation interférentes, polygones de dessiccation, microchenaux et impacts de gouttes de pluie attestant d'émersions temporaires. Hormis l'exceptionnelle ichnofaune en cours d'étude, les restes paléontologiques recensés à ce jour présentent une abondance et une diversité remarquable vis à vis de ceux conservés dans les autres niveaux du terme L3. Nous y avons notamment récolté: *Aeger* sp., *Lepidotes* sp., des débris végétaux, de rares mollusques marins, lamellibranches (*Corbula*) céphalopodes (*Gravestia*), des restes osseux de crocodiliens télosauridés et de ptérosauridés. L'observation au M.E.B. d'abondants nannolithes à contour elliptique, attribués aux coccolithes *Ellipsagelosphaera*, indiquerait que les boues carbonatées se soient déposées dans des eaux peu profondes, marquées par une déssalure plus ou moins poussée, mais surtout exceptionnellement calmes, l'agitation du milieu n'étant pas propice au Coccolithophoridées. Cet assemblage faunique ainsi que les caractéristiques sédimentaires du niveau exploité confirment le contexte paléoenvironnemental du gisement: il s'agit d'une vaste lagune ou vasière carbonatée soumise alternativement aux influences marines et continentales.



B - Succession lithostratigraphique synthétique du Tithonien quercynois. Dans les formations de Salviac et de Cazals, les principaux termes lithographiques sont indiqués par L1, L2 et L3. Horizons biostratigraphiques : Kimméridgien, zone à *Autissiodorensis* : A1, *A. autissiodorensis* ; A2, *G. lafau-riana* ; A3, *G. iris* ; A4, *A. catalaunicum*. Tithonien, zone à *Gigas*: G1, *G. gigas*; G2, *G. gravesiana*.



A - Paléogéographie de la marge nord-aquitaine dur le Tithonien et répartition des faciès dans le golfe charente
 1, régions émergées ; 2, calcaires dolomiques ; 3, calcaires lithographiques laminés intertidaux ; 4, limite d'affleurem de ce faciès dans le Quercy ; 5, calcaires finement grenus, plaquettes à intercalations marneuses ; 6, faciès évaporitiq argiles gypsifères.



C - A- Paléogéographie de l'Europe occidentale au Tithonien (selon Dercourt et al. 1993);

a -terres émergées et environnements fluvio-deltaïques; b -plateformes épicontinentales
 c -bassins; T.A.C. -Terre armorico-centrale; T.I. -Terre ibérique; G.C.-Golfe charentais.

B- Coupe détaillée des niveaux fossilifères du terme L3. (Formation de Cazals Tithonien inférieur du Quercy, France): 1 -calcaires laminés se débitant en plaquettes; 2 -calcaires sublithographiques en bancs décimétriques; 3 -impacts de gouttes de pluie; 4 fentes de dessication; 5 -pistes d'invertébrés; 6 ;lamellibranches; 7 -crustacés; 8 poissons ganoides; 9 -pièces osseuses; 10 -empreintes de pas de vertébrés.

Fig. 66 - Le gisement ichnologique du Tithonien de Crayssac, (Lot) - (P. HANTZPERGUE, 1995)

ARRET 7

**LA CEVENNE de CRAYSSAC
LES SCHISTES BITUMINEUX**

Document : Fig. 67

Description sommaire

Les faciès virgiliens du Quercy se développent du Kimméridgien inférieur à la base du Portlandien. Ils constituent une série d'alternance marno-calcaire épaisse de 300 à 400 m. L'ensemble dessine des séquences d'échelles variées : alternances élémentaires décimétriques, paraséquences métriques, mésoséquences au nombre de 5, grandes séquences correspondant aux formations.

Vers le sommet apparaissent des faciès confinés : les schistes bitumineux connus sous le nom de membre de Parnac/Catus (où ils furent exploités ainsi qu'à St Pompon, au Nord).

Au sommet de la coupe de Crayssac, on observe 8 paraséquences confinées, datées de la sous-zone à Contejeani et Yo (Hantzpergue, 1987). Nous étudierons la séquence ultime, métrique, strato et granodécroissante, composée de packstone à Exogyres à la base et de marnes schisteuses confinées au sommet. La teneur en matière organique est forte : 8 %.

Interprétation

Cette organisation des faciès virgiliens en 5 séquences se retrouve dans tout le bassin d'Aquitaine. Ce sont les unités notées Lo5 à Lo1 par les Pétroliers. Quatre d'entre elles débutent par des faciès remaniés, peu épais, des prismes de bas niveau (PBN) suivis de marnes de l'intervalle transgressif (IT), l'ensemble de la sédimentation correspondant au prisme de haut niveau (PHN). Horizontalement, ces séquences s'épaissent suivant le cannevas de blocs basculés déjà esquisssé au Kimméridgien inférieur (séquence Lo5).

A Crayssac, nous observons les termes schisteux réduits, sur un apex de bloc. Ils s'épaissent en aval pendage vers Catus-St Pompon. Ce membre constitue la roche mère principale des gisements d'hydrocarbures d'Aquitaine (Bassins de Lacq et de Parentis).

Bibliographie :

DELFAUD J., PERMANYER A., LACRAMPE G., REVERT J., SABRIER R., et THOMAS G. (1995).- Le cadre tectono-sédimentaire du dépôt de la matière organique dans le Kimméridgien du Quercy (Aquitaine, France). *16th Regional European Meeting IAS - 5ème Congrès A.S.F.*, Aix-les-Bains, Avril 1995, Résumé.

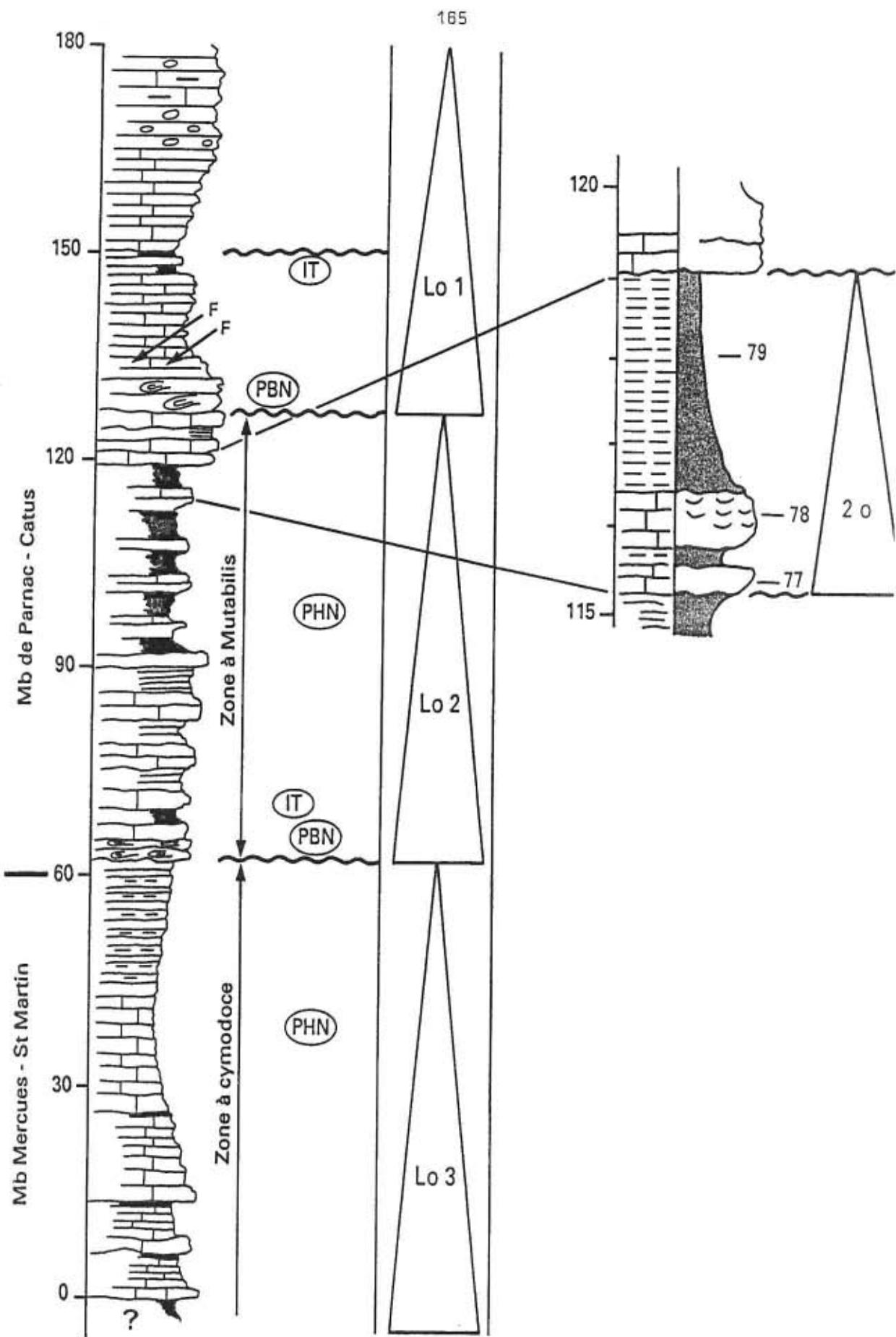


Fig. 67 - Arrêt n° 7 - Cévenne de Craysac (J.D. 1995)

ARRÊT 8

PESCADOIRES

PASSAGE JURASSIQUE-CRÉTACÉ

DISCORDANCE CÉNOMANIENNE
SÉRIES DU CÉNOMANIEN ET DU TURONIEN

Document : Fig.

Description sommaire :

L'affleurement de Pescadoires montre :

- Une surface d'érosion, taraudée par des lithophages et localement ferruginisée, affectant des calcaires en bancs décimétriques, micritiques et argileux, du Jurassique (Kimméridgien supérieur).

Sur cette surface, les séries du Crétacé supérieur reposent en discordance faiblement angulaire. La lacune représentée au niveau de la discordance peut être évaluée à plus de 45 Ma, soit la durée totale du Crétacé inférieur.

Le Crétacé supérieur. Deux formations sont visibles, séparées par une limite nette.

- La formation de Pescadoires (Cénomanien supérieur). Elle est épaisse de 1,80 m. On y distingue, une partie inférieure (0,90 m environ) massive et cristalline, et une partie supérieure, d'égale épaisseur, plus argileuse et bioturbée, d'aspect noduleux. Dans la partie inférieure de la formation les faunes et les microfaunes sont composées essentiellement de fragments de Caprinidés - *Ichthyosarcolites triangularis* - de Lamellibranches, et d'alvéolinidés - *Implalveolina simplex*, *Praealveolina* sp., *Praealveolina* gr. *cretacea*, ...-. Dans la partie supérieure, ces microfaunes n'ont pas été observées.

- La formation de Domme (Turonien inférieur-moyen). Elle est représentée d'abord par son membre inférieur des Calcaires crayeux qui débute par un horizon continu à *Rhynchostreon suborbiculatum major* (*Exogyra columba major* des auteurs). L'unité est assez homogène dans sa masse, et, localement, s'y observent des nodules de marcassite. Une surface de discontinuité (première caractérisation) marque ici la limite entre le membre inférieur crayeux et le membre supérieur crayeux et bioclastique. De la reconnaissance régionale ou locale de cette discontinuité dépendra la valeur qui lui sera accordée -limite de séquence ou limite de cortège sédimentaire-, et par là même l'attribution de la formation de Domme à 1 ou 2 séquences de dépôt.

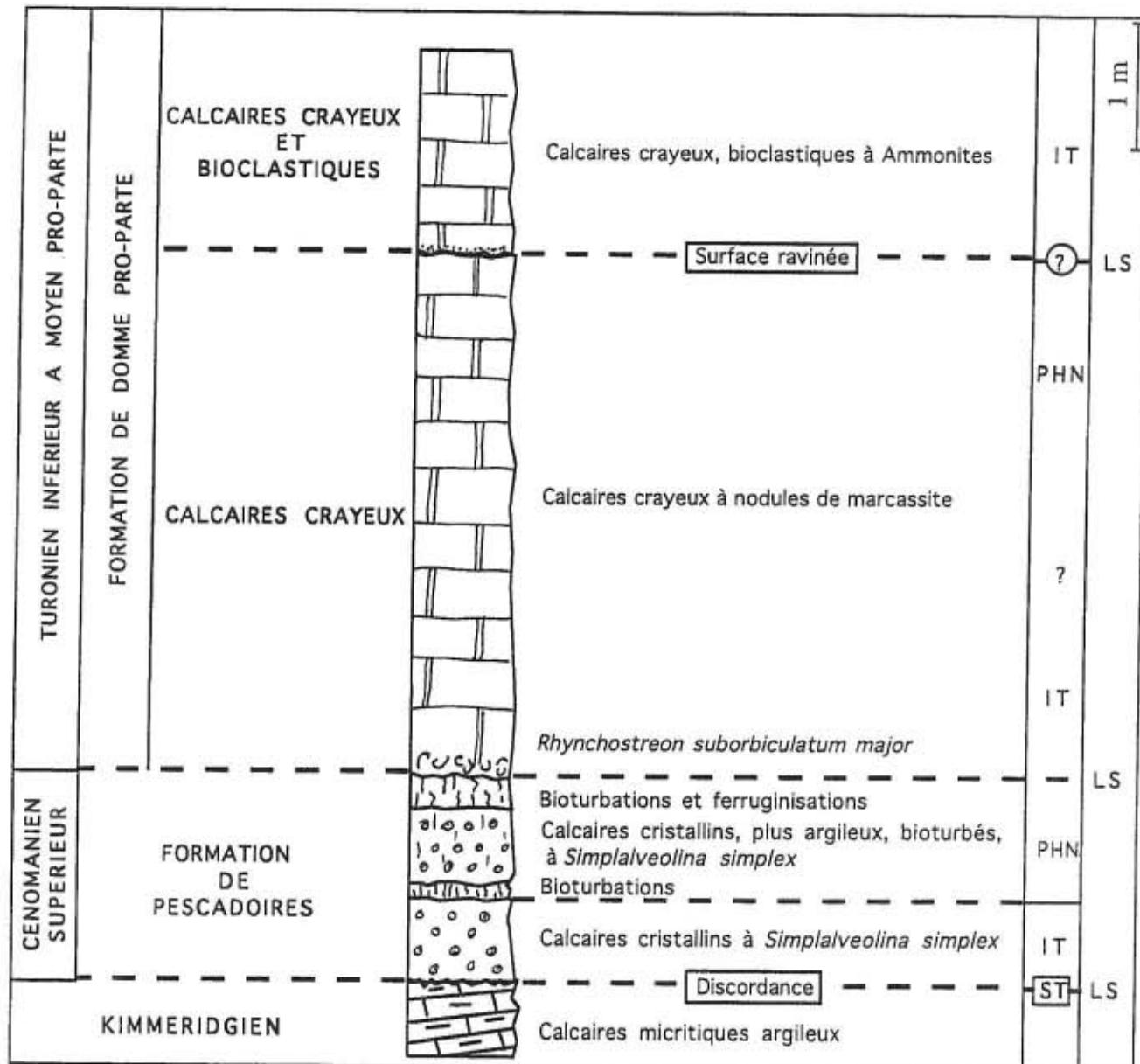


Fig. 68 - Coupe de Pescadoires : les séries du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur à moyen pro-partie. Limites de séquences et cortèges sédimentaires.
(J.G. ASTRUC, M. BILOTTE, 1995)

ARRÊT 9

FUMEL
LE BRÉTOU

Document : Fig. 69, 70

Description sommaire :

La ville de Fumel est adossée à une colline sur la rive droite de la vallée du Lot ; la carrière d'argiles kaoliniques du Brétou se localise au sommet de cette colline, entre les vallées de la Lémance et de la Thèze.



La situation géologique du site du Brétou est très intéressante, on notera particulièrement :

- la localisation de la carrière à l'intérieur d'une poche karstique très profonde, dont les prolongements possibles sont recoupés par le lit du Lot à l'altitude 65 m. La hauteur de ce karst, malgré son sommet tranché par l'érosion plio-quaternaire, serait de l'ordre de 120 m au minimum.
- le Brétou se trouve sur la flexure Fumel-Bergerac (N 145° E) qui affecte les terrains jurassiqueo-crétacés, et constitue la limite est de la molasse paléogène du Bassin d'Aquitaine. Cette flexure sépare deux ensembles géomorphologiques contrastés : au Sud-Ouest l'Agenais, au Nord-Est la Bouriane et le Périgord Noir.

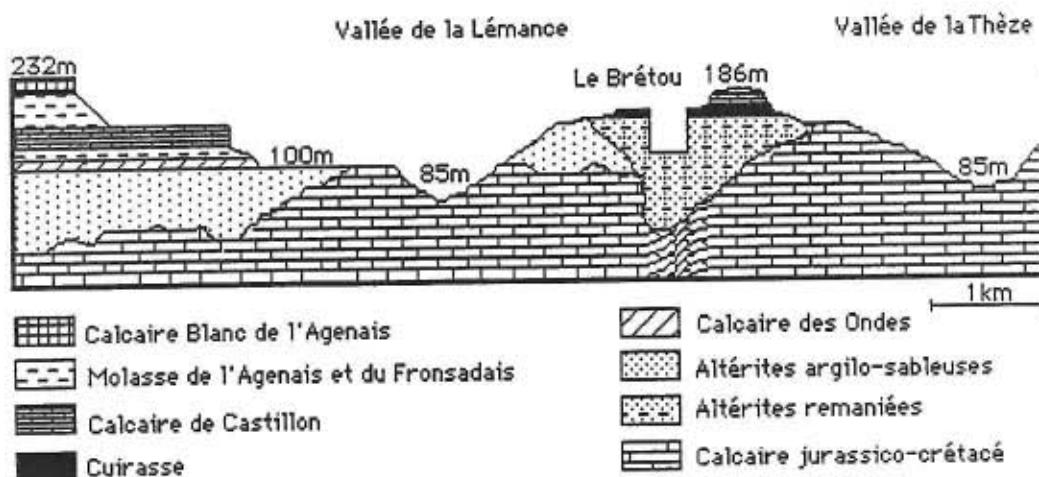


Fig. 69

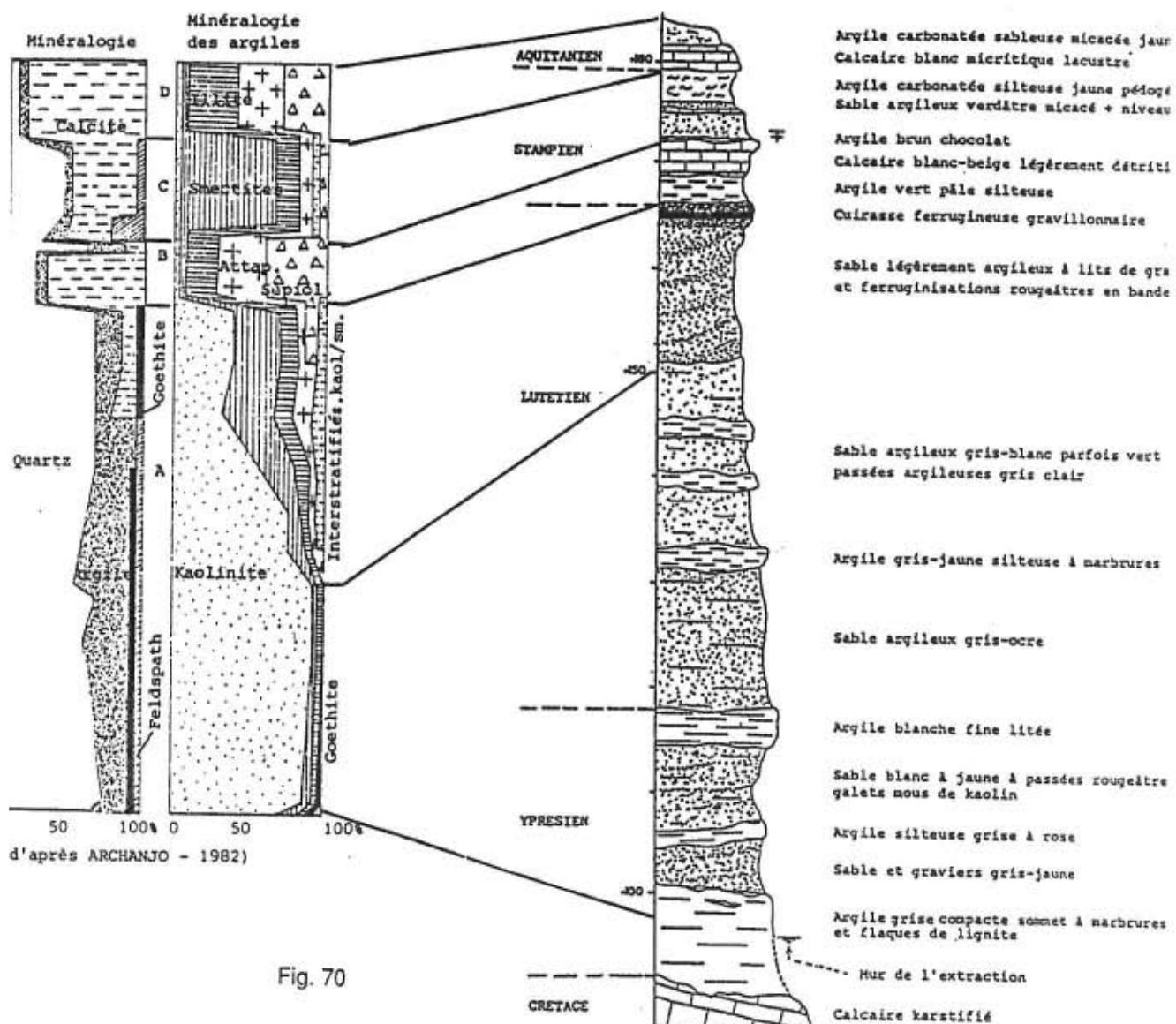
J.G. ASTRUC, 1995

La base de la carrière montre des argiles kaoliniques (10 à 20 m), blanches et rosées, à bioturbations, qui constituent le matériaux exploité, viennent ensuite :

- des sables argileux à stratifications obliques et entrecroisées (20 m),
- des grès blancs à bioturbations (5 m),
- une cuirasse ferrallitique (4 m) à remarquables bioturbations (racines ?).

Le sommet qui présente la structure gravillonnaire (1 à 2 m) caractéristique de ce type de cuirasse est surmonté par un ensemble carbonaté palustre. Le sommet du premier niveau calcitisé a fourni une micro-faune du Stampien moyen (niveau de Montalban).

COUPE DE LA CARRIERE DU BRÉTOU



ARRET 10

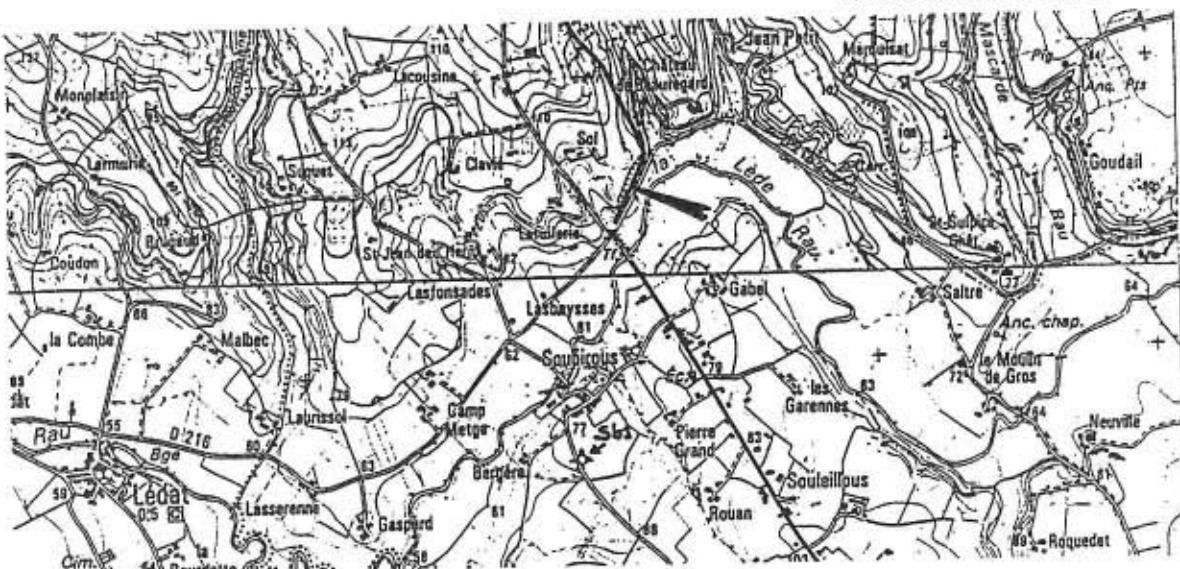
SOUBIROUS

MOLASSE DU FRONSADAIS PARTIE SUPERIEURE CALCAIRE DE CASTILLON

Documents : Fig. 71, 72

Description sommaire : La réfection de la N.21 en rive droite de la Lède a mis en évidence le passage Molasses du Fronsadais - Calcaire de Castillon .

1/25 000 CANCON 8



Le forage pétrolier Soubirous 1 (1 km au sud du point d'arrêt) montre que depuis Fumel-
La Bréhou (22,5 km) le Tertiaire est passé à 128 mètres d'épaisseur.

La coupe permet de visualiser une évolution sédimentaire typique dans les formations molassiques, passant d'un environnement à hydrodynamisme fort à un environnement protégé, ainsi que plusieurs passages latéraux de faciès.

A la base, des grès carbonatés gris plus ou moins tendres supportent des niveaux silteux parfois argileux ayant subi une action pédogénétique ainsi qu'une diagenèse calcitisante locale. Au sommet, se différencient plusieurs bancs de calcaire lacustre séparés par des passées argileuses à marques pédogénétiques. Au-dessus des épisodes calcaires débute une sédimentation détritique molassique attribuable aux Molasses de l'Agenais.

Les formations détritiques de base représentent la partie supérieure des Molasses du Fronsadais datées sur le site de Soumailles (40 km au Nord-ouest du point d'arrêt) par une faune de mammifères périssodactyles, artiodactyles, carnivores et rongeurs (BRUNET 1975) ainsi qu'une flore de charophytes appartenant à la zone à *Nitellopsis meriani* (FEIST et RINGEADE 1977). Le site de Soumailles est considéré comme un horizon repère dans l'échelle stratigraphique mammalogique (Stampien basal). Sur cet affleurement il n'a pas été discerné de malacofaune bien que VASSEUR mentionne sur la Carte géologique de Villeréal (1/80 000) des limnées, *Planorbis solidus*, *Nystia duchasteli* et *Bithynia*.

Les niveaux calcaires lacustres font partie de la formation des Calcaires de Castillon. Des marqueurs stratigraphiques, tous rattachés à la zone mammalogique d'Itardiès, ont été découverts sur les sites de Fumel-Le Brétou (MURATET 1983), Villebramar (17,5 km au nord-ouest) et Ruch (67 km au nord-ouest) étudiés par BRUNET, JEHENNE et RINGEADE 1977.

Sondage de SOUBIROUS 1

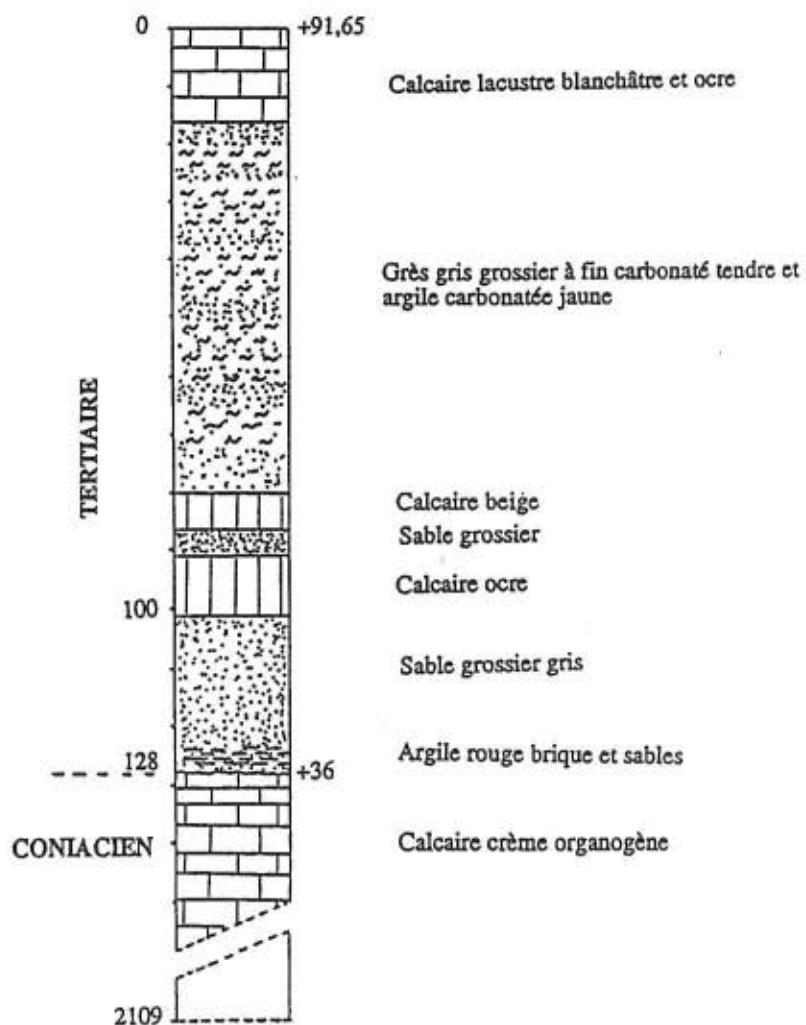


Fig. 71

COUPE DE SOUBIROUS-SOL (6 km au nord de VILLENEUVE/LOT)
(1/50 000 CANCON)

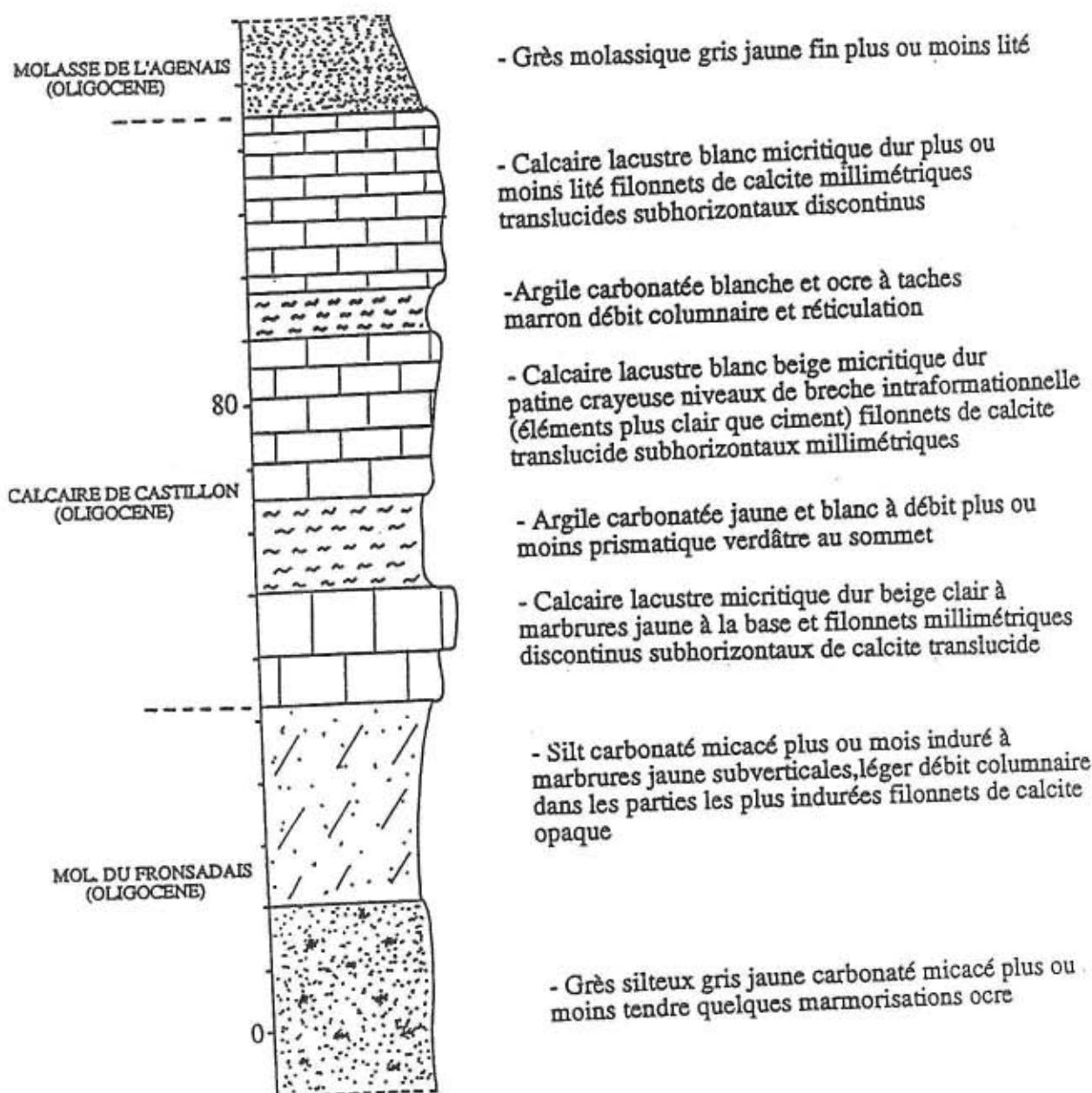


Fig. 72

Capdeville 1995

ARRET 11

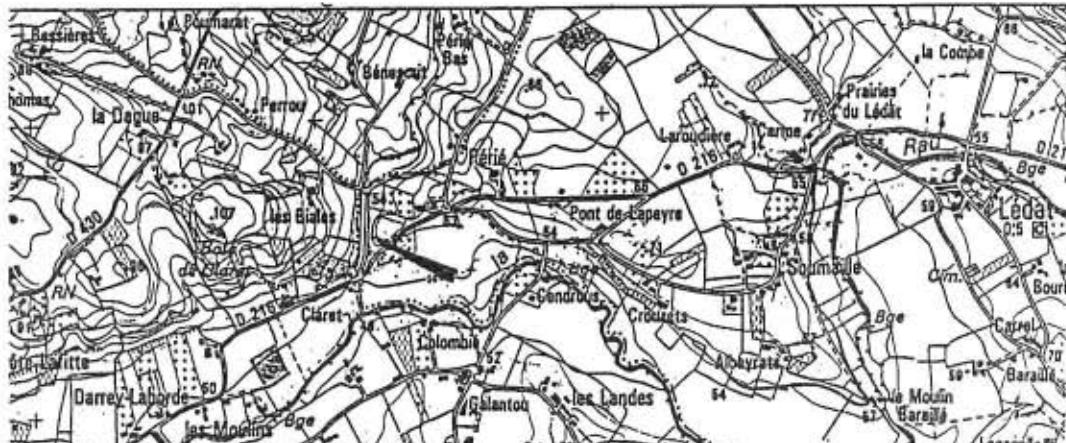
CLARET , D.216 SOUBIROUS -CASSENEUIL

MOLASSE DU FRONSADAIS PARTIE SUPERIEURE

Documents : Fig. 73

Description sommaire :

Le front de taille d'une ancienne extraction à proximité de la rive droite du Lot (2km) met en évidence un faciès à galets dans les molasses. Cette particularité granulométrique n'a pas d'équivalent connu régionalement.



1/25 000 VILLENEUVE 4

L'épisode graveleux grisâtre repose sur un grès carbonaté légèrement induré. Les éléments graveleux sensiblement homogènes en taille forment un stock à majorité de quartzite. La partie supérieure de l'ancien front de taille est occupé par des alternances grès et silt de granulométrie beaucoup plus fine mais qui chenalise les niveaux à graviers.

Les analyses en termes de minéraux lourds montrent un cortège dominé par l'épidote (55%) puis le grenat grossulaire orangé, l'ilménite, la tourmaline et l'andalousite (PARFENOFF in notice FUMEL 1983).

Les marqueurs stratigraphiques relatifs aux Molasses du Fronsadais, sont les mêmes que ceux évoqués à l'arrêt précédent (Stampien inférieur).

COUPE DE CLARET (2 km au nord-est de CASSENEUIL)
 (1/50 000 VILLENEUVE/LOT)

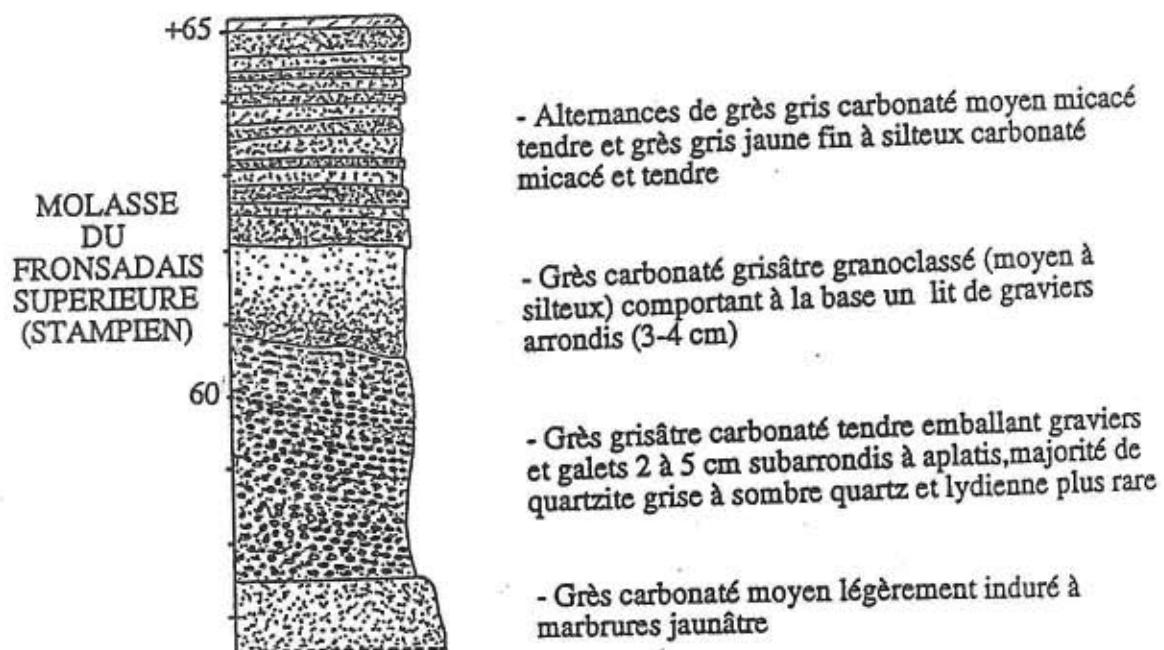


Fig. 73

Capdeville 1995

ARRET 12

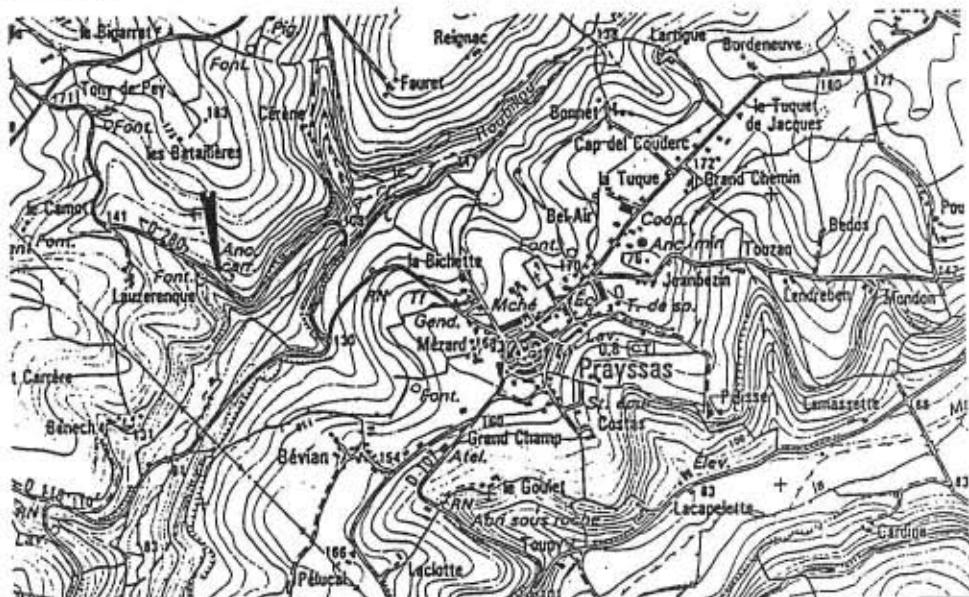
LAUZERENQUE-PRAYSSAS
CALCAIRE BLANC DE L'AGENAIS

Documents : Fig. 74, 75

Description sommaire :

Pour accéder à l'ancienne carrière de Lauzerenque, située au sud de la vallée du Lot et à l'est de celle de la Garonne, il a fallu s'élever topographiquement du niveau de la vallée (+60), au sommet des collines qui forment le Pays des Serres (+125) et donc remonter la série molassique vers le sommet de la Molasse de l'Agenais.

Le déplacement vers l'ouest accentue encore l'épaisseur du Tertiaire qui dépasse maintenant les 200 mètres au droit du forage pétrolier de Clairac 1 (12,5 km au nord-ouest du point d'arrêt).



1/25 000 VILLENEUVE 6

La formation du Calcaire blanc de l'Agenais, rangée à la base du Miocène (Aquitaniens), se présente là sous son aspect classique. À la base un marno-calcaire blanchâtre tendre surmonté par deux épisodes calcaires lacustres micritiques durs, le niveau supérieur se démarque par une litification d'épaisseur décimétrique. On remarquera une porosité fine subhorizontale discontinue parfois colmatée par de la calcite translucide. Toute l'épaisseur des calcaires peut être affectée par une karstification.

Le front de taille de l'ancienne carrière n'a pas fourni de fossile identifiable. Les marqueurs stratigraphiques sont à rechercher parmi les faunes à mammifères et les flores de charophytes recueillies sur les gisements de La Milloque (21 km au sud-est) pour le sommet de la Molasse de l'Agenais et le site de Pailhac pour les Calcaires Blancs de l'Agenais.

BRUNET (1975) détermine en provenance de La Milloque une association à périssodactyles, artiodactyles, carnivores et rongeurs qui place les horizons fossilifères au Stampien supérieur (zone de Rickenbach). La présence de *Rhabdochara praelangeri* et *Sphaerochara inconspicua* parmi les charophytes examinés, confirme l'attribution au

Sondage CLAIRAC 1 (Cc 1)

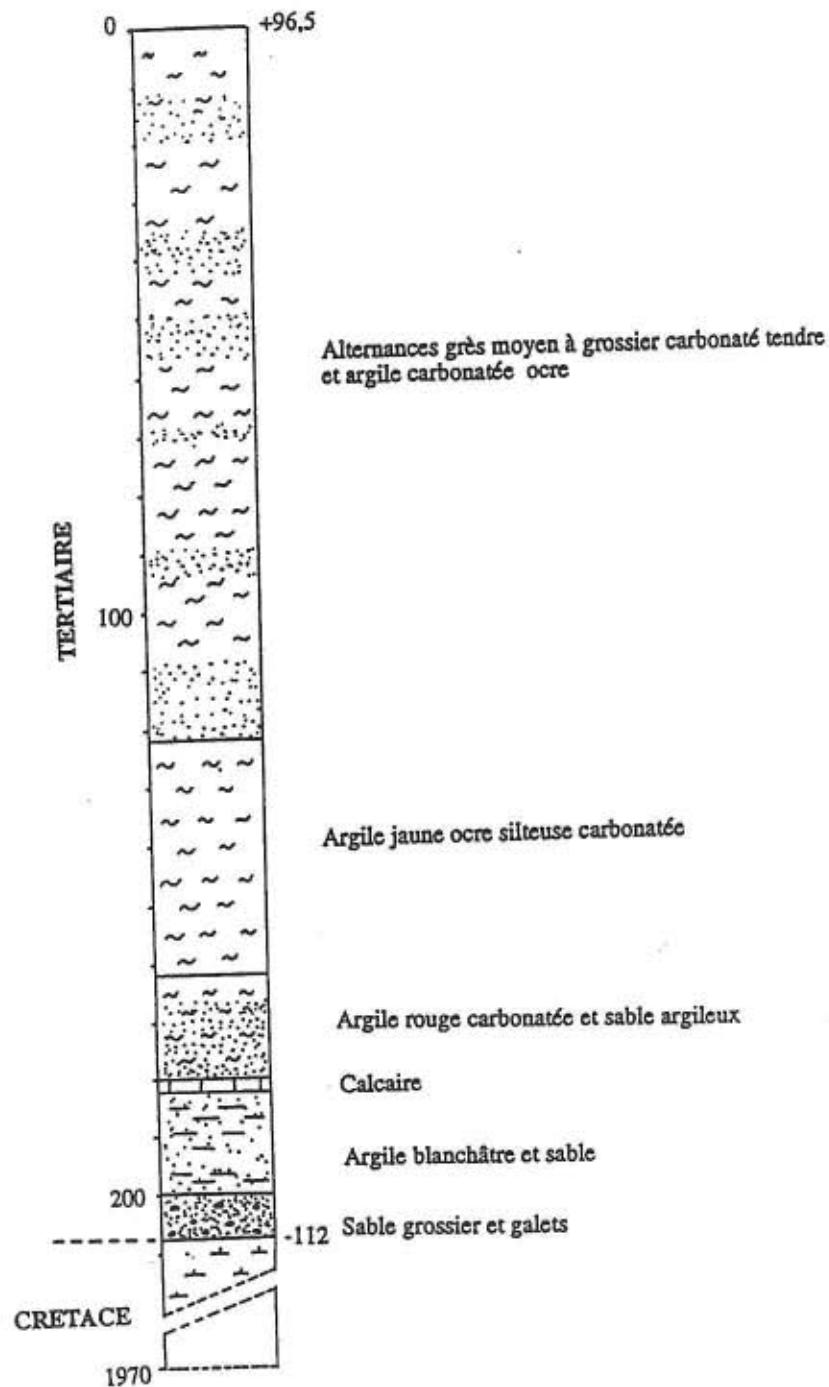


Fig. 74

Chattien . Mais à Massels (1/50 000 Penne d'Agenais) les gyrogonites recueillies immédiatement sous les Calcaires Blancs appartiennent aux formes *Chara notata* et *Rhabdochara langueri* pouvant déborder vers l'Aquitainien. Les faunes de périssodactyles, rongeurs et carnivores identifiées par DE BONIS (1973) feraient rattacher le gisement de Pauilhac à l'Aquitainien basal.Les diagnoses effectuées par FEIST 1987 (in CAPDEVILLE 1987) sur les charophytes de ces mêmes horizons accréditent ces possibilités. La malacofaune du Calcaire Blanc de la région de Nérac (déterminations REY in CAPDEVILLE 1976) avec l'association *Caseolus raulini* et *Caseolus ramondi* peut appartenir soit à la zone de Cournon soit à la zone de Pont du Chateau.

COUPE DE LAUZERENQUE (1 km à l'ouest de PRAYSSAS)
(1/50 000 VILLENEUVE/LOT)

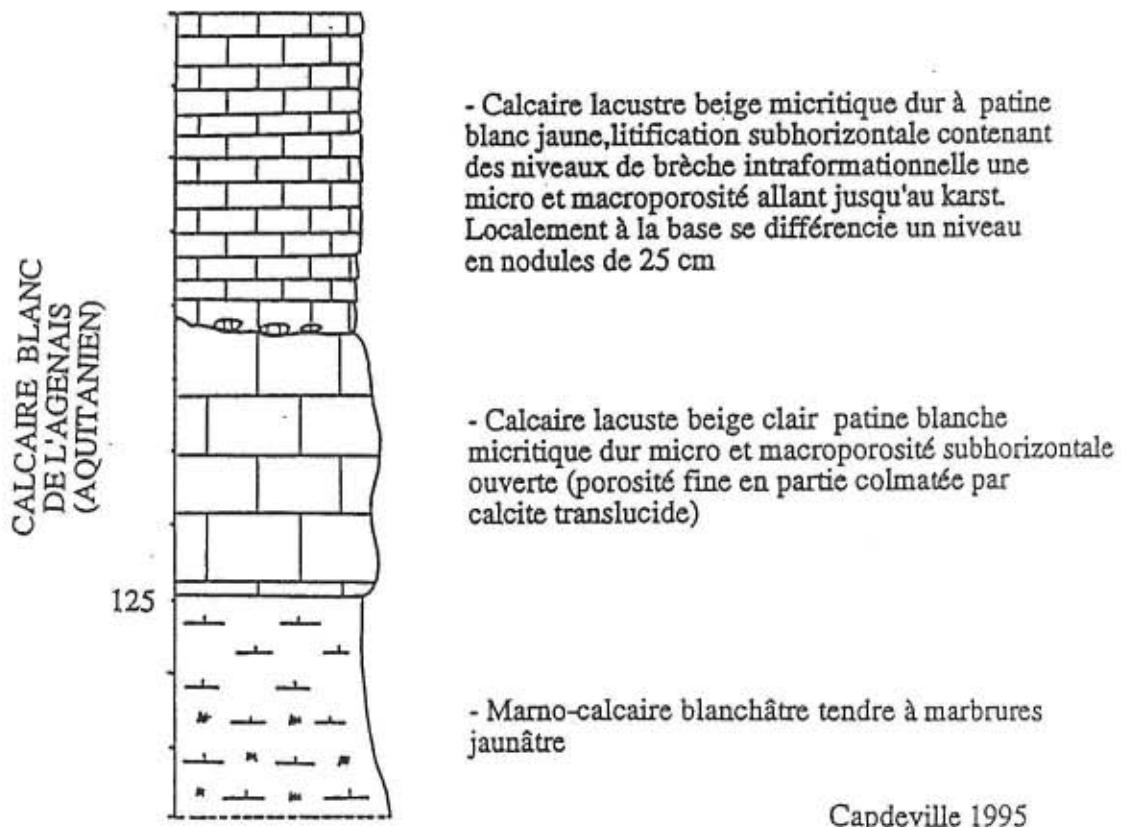


Fig. 75

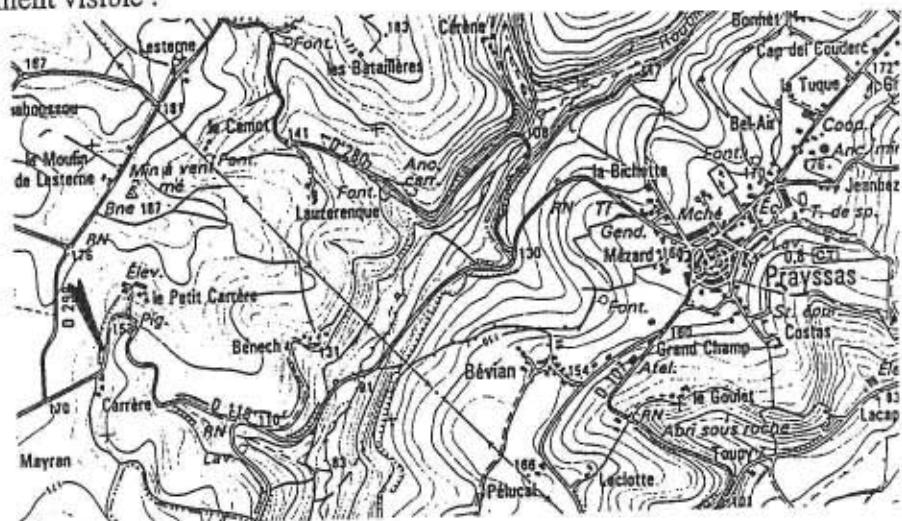
ARRET 13

CARRERE - PRAYSSAS
CALCAIRE GRIS DE L'AGENAIS

Documents : Fig. 76

Description sommaire :

La montée vers Carrère par la D.118, joignant Prayssas à Frégimont, permet en s'élevant au-dessus des Calcaires Blancs d'accéder aux affleurements de Calcaire Gris de l'Agenais, tout en parcourant l'équivalent des Marnes à *Ostrea aginensis*, localement sans affleurement visible.



1/25 000 VILLENEUVE 6

Dans le talus, en bordure est de la route, peuvent s'apercevoir plusieurs bancs calcaires composant les Calcaires Gris de l'Agenais. Ceux-ci se présentent sous leur faciès caractéristique : calcaire palustre micritique dur, fortement chargé de matière organique. La porosité tubulaire suverticale évoque une végétation de marais. Très souvent fossilifère ces niveaux renferment des empreintes de limnées (*Radix subovata*, *R. fabulum*) et de planorbes (*Planorbarius crassus*, *P. cornu*).

Ces horizons ont fourni à DE BONIS 1973, aux environs de Laugnac (10 km à l'est du point d'arrêt) une faune de mammifères comprenant des périssodactyles, des carnivores et des rongeurs attribuables au Miocène inférieur.

COUPE DE CARRERE (2 km ouest de PRAYSSAS)
 (1/50 000 VILLENEUVE/LOT)

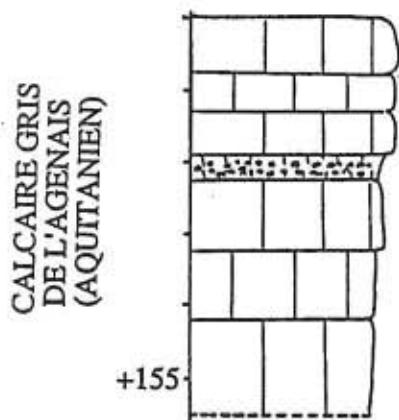


Fig. 76

- Calcaire palustre gris sombre micritique dur macroporosité subverticale à section arrondie ouverte, empreinte externe et moule interne planorbes et limnées
- Localement niveau nodulaire (diamètre 0,5 cm) gris (ciment internodule semble avoir été altéré) voile algaire
- Calcaire palustre gris micritique dur porosité plus faible qu'au niveau supérieur, passées de brèche intraformationnelle à éléments subarrondis plus foncés que le ciment

Capdeville 1995

ARRET 14

ESTREPOUY

FACIES LAGUNO-MARINS DES MARNES A *OSTREA AGINENSIS*

Documents : Fig. 77, 78

Description sommaire : Les deux chemins qui descendent de l'église d'Estrepouy vers l'Auvignon recoupent dans la partie haute les grès molassiques à faune de mammifères et à mi-pente les horizons laguno-marins des marnes à *Ostrea aginensis*..



1/25 000 CONDOM 1

Sur le chemin ouest la coupe débute par un épisode transgressif à huîtres surmonté par un calcaire gris sombre à planorbes surmonté par un niveau argilo-carbonaté gris bleu à taches ocres. Le niveau marin supérieur est composé par une argile carbonatée litée gris bleuâtre, comportant des passées rouges, contenant des lamellibranches et une microfaune à *Miogypsina* étudiée par GOURINARD (1987). Vient ensuite une argile carbonatée grise à taches ocres de caractère pédogénétique.

taches ocres de caractère pédogénique.
Les grès molassiques que l'on retrouve en position sommitale, ravinant la sédimentation précédemment décrite, ont été rattachés par CROUZEL 1956 aux Calcaires de Gondrin. Une riche faune de vertébrés (lagomorphes, rongeurs, artiodactyles et périssodactyles) a été signalée par ROMAN et VIRET 1930, RICHARD 1948, GINSBURG 1974, BULOT 1981.

COUPE D'ESTREPOUY
(OUEST DE L'EGLISE)

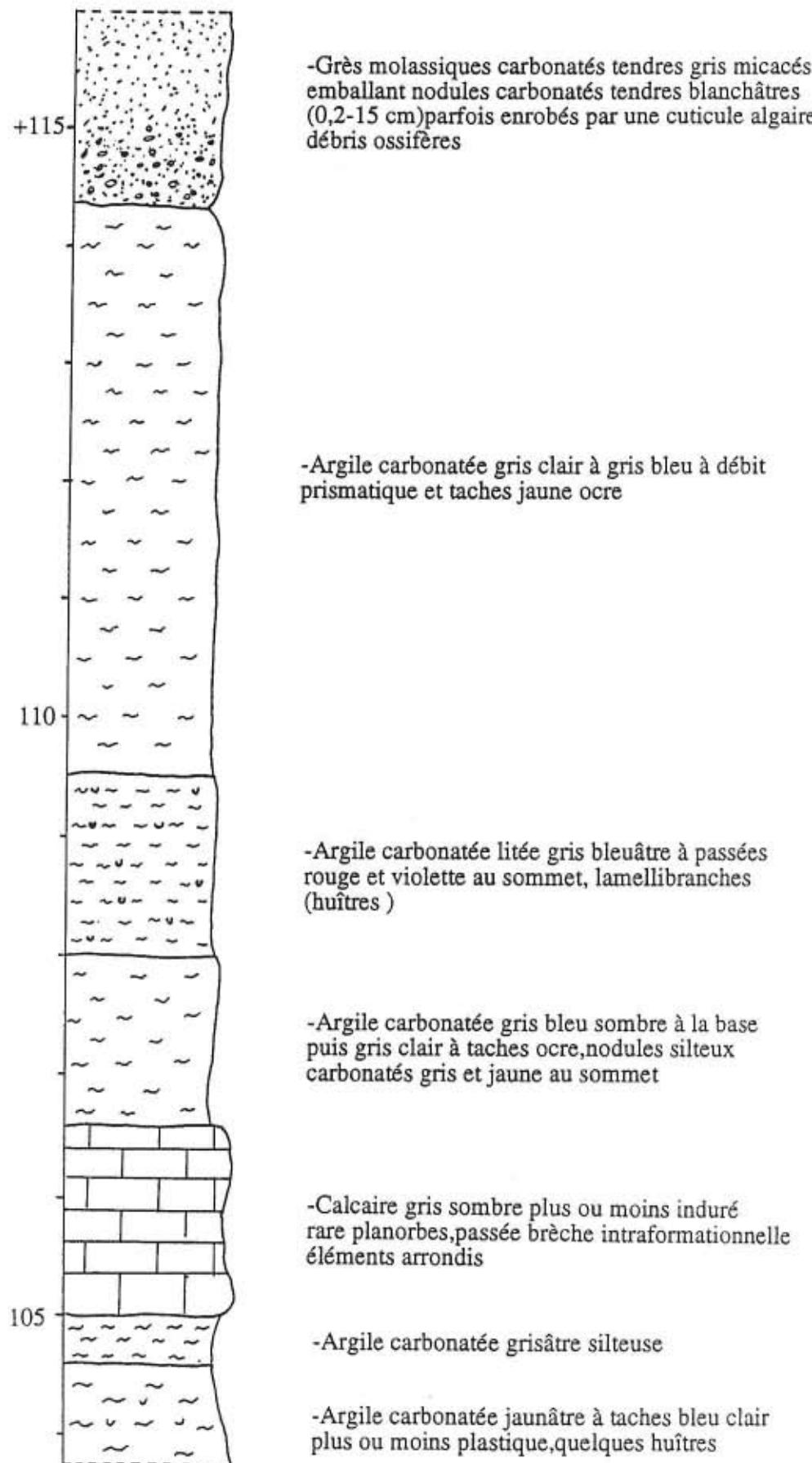


Fig. 77

Capdeville 1995

Le Miocène du NW de l'Aquitaine corrélé à quelques coupes-types,
aux biozones de foraminifères et de coccolithes et aux cycles eustatiques
(Y. Gourinard & J. Magné)

Effets de l'eustatisme : Cet arrêt est le premier qui nous permet d'observer des dépôts miocènes marins. On en verra encore au cours de l'arrêt 17 et surtout au cours de l'arrêt 18 qui sera entièrement consacré aux stratotypes de l'Aquitainien et du Burdigalien et à des sédiments serravalliens qui reposent directement sur ce Burdigalien. Le texte qui suit s'applique donc à ces trois arrêts.

Peut-on reconnaître dans ces dépôts marins quelques effets eustatiques ?

Le tableau de la fig. 78 montre quelles corrélations lient tous ces dépôts à d'autres coupes-types situées hors de l'Aquitaine, aux biozones micropaléontologiques classiques, et aux cycles eustatiques reconnus. Trois remarques sur ces corrélations précéderont les conclusions qu'on pense pouvoir en tirer quant-aux effets de l'eustatisme sur cette sédimentation.

Remarques :

1 - Les corrélations figurant sur ce tableau sont de trois sortes

- des corrélations classiques obtenues depuis longtemps par des comparaisons de faunes de mollusques ou par des biozones de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires (Poignant et Pujol, 1979 ; Muller et Pujol, 1979).

- des corrélations entre niveaux grade-datés et limites de cycles eustatiques. Ces cycles eustatiques sont toujours affectés d'âges arrondis à des multiples du demi-million d'années. Il serait donc illusoire de demander à ces corrélations plus de précision. C'est pourquoi les grade-datations ne sont pas suivies de leurs écarts-types, d'autant plus que leurs courbes d'étalonnage sont destinées à être modifiées en cas de perfectionnement des âges isotopiques à partir desquels elles ont été tracées.

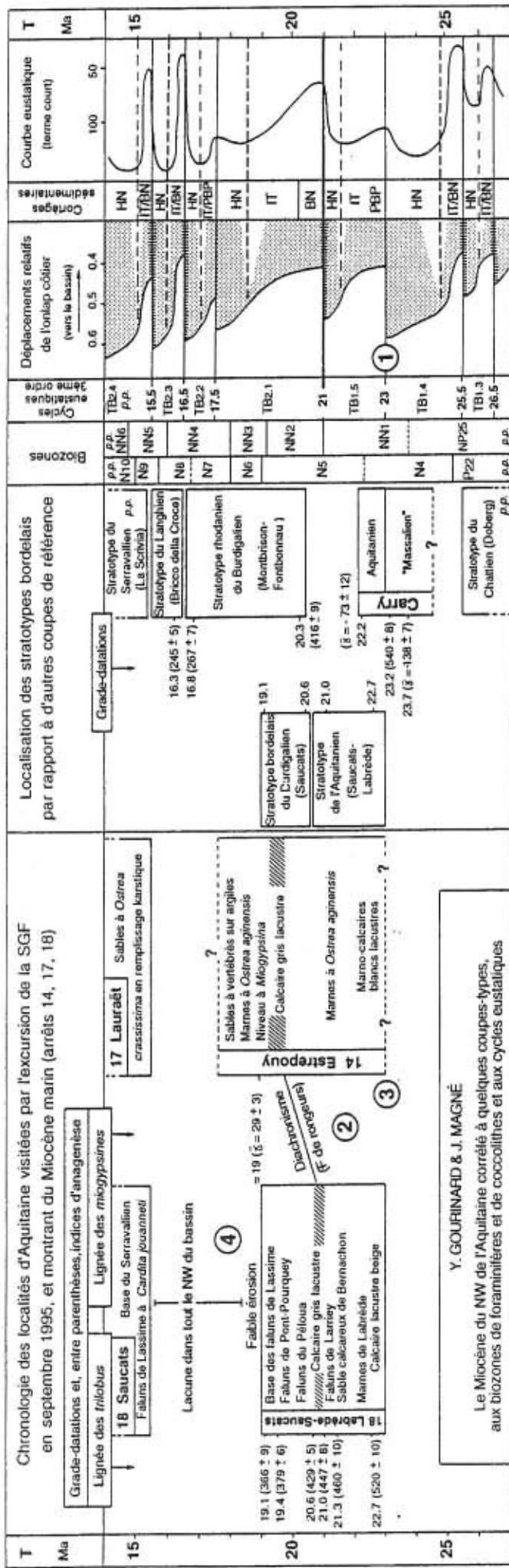
- des corrélations entre deux niveaux stratigraphiques l'un et l'autre grade-datés. Pour ces corrélations l'étalonnage des courbes n'intervient plus et la précision des conclusions obtenues ne dépend que de la reproductibilité des biométries (Gourinard, 1992). on a donc indiqué les indices moyens d'angenèse et leurs écarts-types. On peut ainsi, à titre d'exemple, constater que la base du stratotype rhodanien du Burdigalien (416 ± 9) ne peut pas être distinguée de la base du stratotype bodelais (429 ± 5) car l'écart réduit est de l'ordre de 1.3 (Gourinard, 1984).

2 - Les données du tableau relatives à l'eustatisme sont conformes à la charte de Haq, Hardenbol, Vail *et al* (1987) sauf pour la base du cycle TB 1.5 qui a été vieillie d'un million d'années ①. Ce vieillissement est justifié par les grade-datations obtenues à Carry (Magné *et al.* 1987 ; Gourinard et Magné, 1994) de part et d'autre de niveaux où se manifestent des limites de séquences de dépôt (par exemple, indices de glissements sous-marins).

3 - Il existe beaucoup d'incertitudes quant-à la position des limites de biozones dans les diverses coupes. La présence de biozones dans ce tableau n'implique d'ailleurs pas qu'on ait trouvé les marqueurs correspondants dans toutes les coupes représentées. En outre, l'âge des calcaires blanchâtres qu'on trouve assez souvent à la base des sédiments aquitaniens est assez mal connu ; d'où l'incertitude sur l'âge de la base des séries d'Estrepouy ③.

Conclusions :

1 - Le stratotype de l'Aquitainien correspond chronologiquement au cycle TB 1.5 (Gourinard et Magné, 1987 a) mais en y ajoutant la durée du dépôt de calcaires lacustres gris à Saucats, pour tenir compte de la définition initiale de l'Aquitainien (Szöts, 1965). Ces



calcaires correspondent au bas niveau de TB 2.1.

Le stratotype bordelais du Burdigalien ne représente qu'une partie de TB 2.1, alors que le stratotype rhodanien (Demarcq, 1980) s'étend en outre sur une période plus récente, jusqu'à TB 2.2 inclus.

2 - M. Ringeade a montré (1978), grâce à l'évolution des populations de rongeurs, que le calcaire lacustre gris est de plus en plus récent vers l'E ②. Ce résultat conforte l'âge d'environ 19 Ma, (Gourinard *et al.*, 1987 b) attribué à la population de miogypsines située juste au-dessus (80 cm) des calcaires gris d'Estrepouy (une centaine de km à l'E de Saucats). Le diachronisme ainsi mis en évidence s'explique bien par le fait que les régions lacustres (calcaires gris) bordent les régions marines, parfois avec des intermédiaires palustres (certaines marnes à *Ostrea aginensis*), de sorte qu'elles sont progressivement chassées vers l'E lors de la transgression marine liée à la lente remontée eustatique pendant la fin du bas niveau et l'intervalle transgressif de TB 2.1. C.W. Drooger (1964) était lui aussi arrivé à cette même conclusion par l'étude de nombreuses populations de miogypsines.

3 - Le gisement de vertébrés de Laugnac (10 km à l'E de l'arrêt 13) est lui-même dans le calcaire gris. Mais, à cause du diachronisme déjà évoqué, ce calcaire est à Laugnac plus récent qu'à Saucats. Les vertébrés de Laugnac doivent donc être rapportés au Burdigalien. Ce résultat est conforme aux observations paléontologiques : la faune de Laugnac est plus évoluée que celle que l'on trouve aussi dans le calcaire gris à Balizac, localité proche de Saucats (Hugeney *et al.*, 1992).

4 - L'importante lacune ④ observée dans le NW du bassin pendant plus d'une moitié du Burdigalien et tout le Langhien ne s'étend pas au SW du bassin (Chalosse....) où les sédiments, plus pélaiques, contiennent de riches microfaunes planctoniques à *Praeorbulina* ayant donné à Saubrigues une grade-datation à 16,2 Ma (Magné *et al.*, 1987) et plus récemment des nannofossiles calcaires des zones NN4 et NN5 (Cahuzac *et al.*, 1994). Ainsi apparaît un jalon des transgressions langhienne et serravallienne que l'on peut observer dans le "Golfe de Lectoure" (Magné *et al.*, 1985 ; Cahuzac *et al.*, 1994) et qui correspondent aux cycles eustatiques TB 2.3 pour le Langhien et TB 2.4 et peut-être 2.5 et 2.6 pour le Serravallien.

Références :

- Cahuzac, B., M.Ch. Janin et E. Steurbaut (1994) - *Strata*, 1er Congrès Français de Stratigraphie, série 1. vol. 6, p. 174-175, 1 fig.
- Demarcq, G. (1980) - *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, n° 109, p. 272-273, 3 fig.
- Drooger, C.W. (1964) - *C.S.I.C. (España)*, *Cursillos y Conferencias*, IX, p. 51-59.
- Gourinard, Y. (1984) - *Géochronique*, n° 11, p. 7
- Gourinard, Y. (1992) - *Bull. Soc. H.N.* Toulouse, t. 128, p. 59-65, 2 fig., 1 tabl.
- Gourinard, Y. et J. Magné (1987 a) - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, série II, p. 1105-1108, 1 fig.
- Gourinard, Y., J. Magné et M.-J. Wallez (1987 b) - *Bull. Soc. H.N.* Toulouse, t. 123, p. 147-150, 1 fig.
- Gourinard, Y. et J. Magné (1994) - *Bull. Soc. H.N.* Toulouse, t. 130, p. 77.
- Haq, B.U., J. Hardenbol, P.R. Vail (1987) - *Science*, vol. 235, p. 1156-1166.

Hugueney, M., P. Mein, M. Ringeade (1992) - *Paleontologia i Evolucio*, t. 24-25, p. 123-134,
8 fig.

Magné, J., S. Baudelot, F. Crouzel, Y. Gourinard et M.-J. Wallez (1985) - *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, série II, n° 19, p. 961-964.

Magné, J., Y. Gourinard et M.-J. Wallez (1987) - *Strata*, série 1, vol. 3, p. 95-107, 2 tab.

Muller, C. et C. Pujol (1979) - *Géol. Méditerr.*, t. VI, n° 2, p. 357-368.

Poignant, A. et C. Pujol (1979) - *Annales Géol. Pays Helléniques*, H.S. fasc. II, p. 993-1001.

Ringeade, M. (1978) - *B.S.G.F.*, 7ème série, t. XX, n° 6, p. 807-813, 14 fig. 6 tabl.

Szöts, E. (1965) - *Bull. soc. Géol. France*, (7), VII, p. 743-746, 1 fig.

ARRET 15

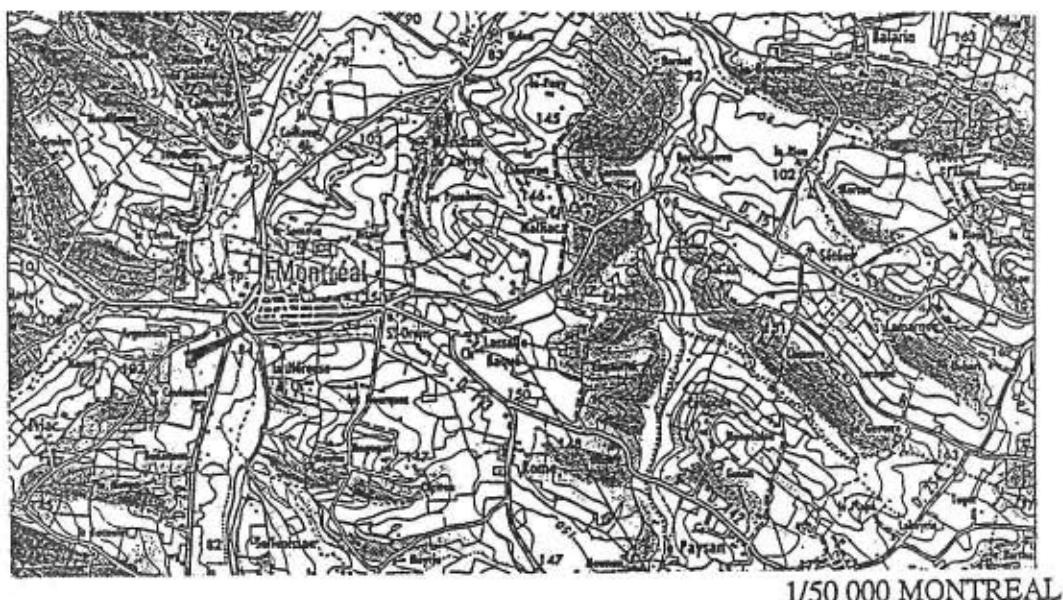
MONTREAL

FACIES FLUVIO-LACUSTRES DES MARNES A OSTREA AGINENSIS

Documents : Fig. 79

Description sommaire :

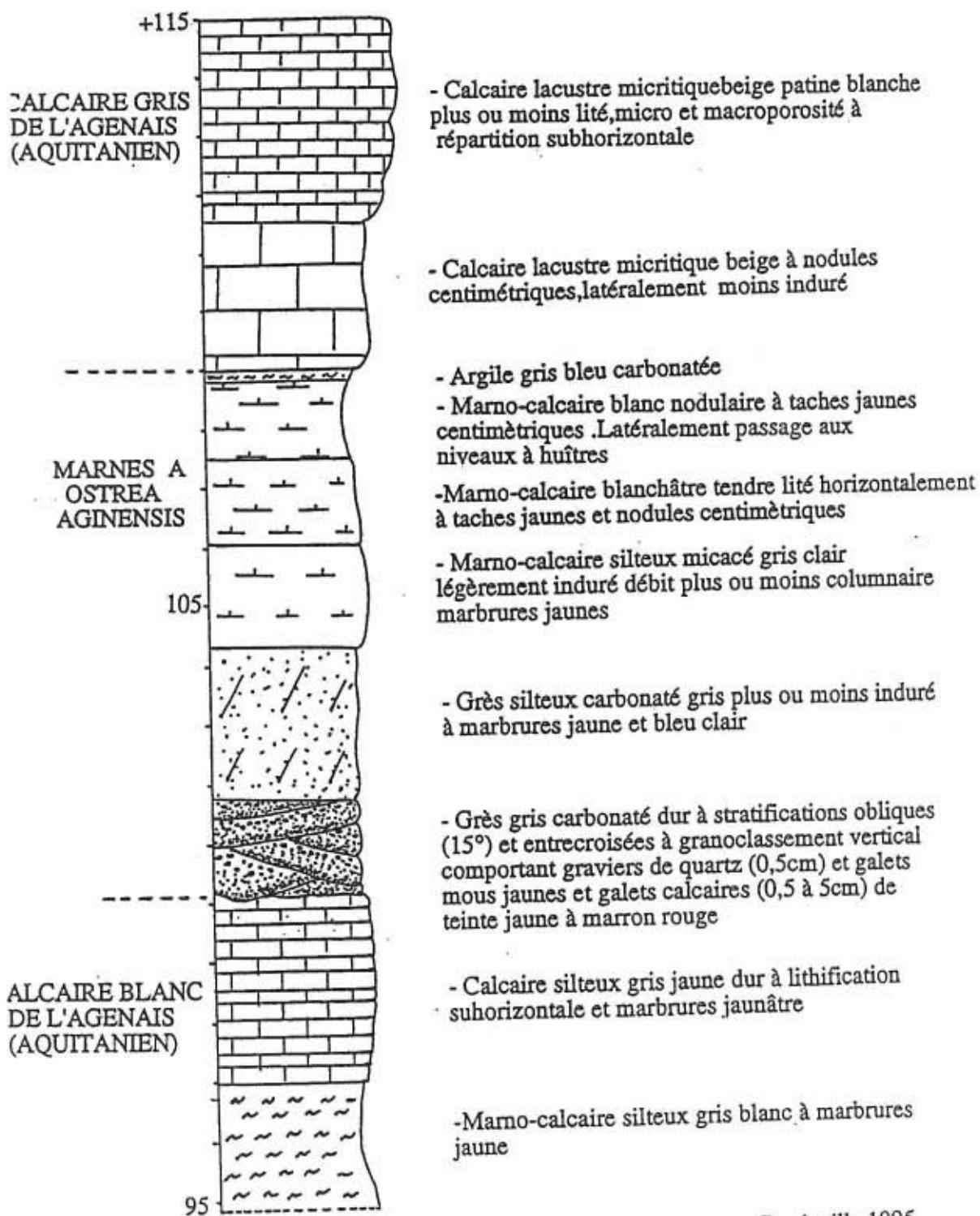
La coupe débute à l'est de la cité de Montréal en empruntant la D.15 depuis son croisement avec la D.29 et en cheminant vers l'est. La première petite route qui remonte vers l'ancienne bastide entaille un affleurement de grès molassique aux faciès particuliers.



Reposant sur des calcaires silteux beige jaunâtre durs à lithification fine assimilés aux Calcaires Blancs de l'Agenais, se développe une évolution sédimentaire débutant par des faciès détritiques témoignant d'un hydrodynamisme élevé, se poursuivant par des atterrissements à l'hydrodynamisme faible, pour s'achever sur des niveaux abrités colonisés par la végétation.

Les grès gris carbonatés durs montrent des stratifications entrecroisées et obliques dont le flux à transporté des graviers de quartz et arrachés des galets (calcaires ou argileux) aux formations ravinées. Ces niveaux sont surmontés par des grès silteux carbonatés où commencent à apparaître des marbrures pédogenétiques. Les marno-calcaires sommitaux sont encore silteux mais présentent des débits columnaires en relation avec une colonisation racinaire.

COUPE DE MONTREAL
(1/50 000 MONTREAL)



Capdeville 1995

Fig. 79

ARRET 16

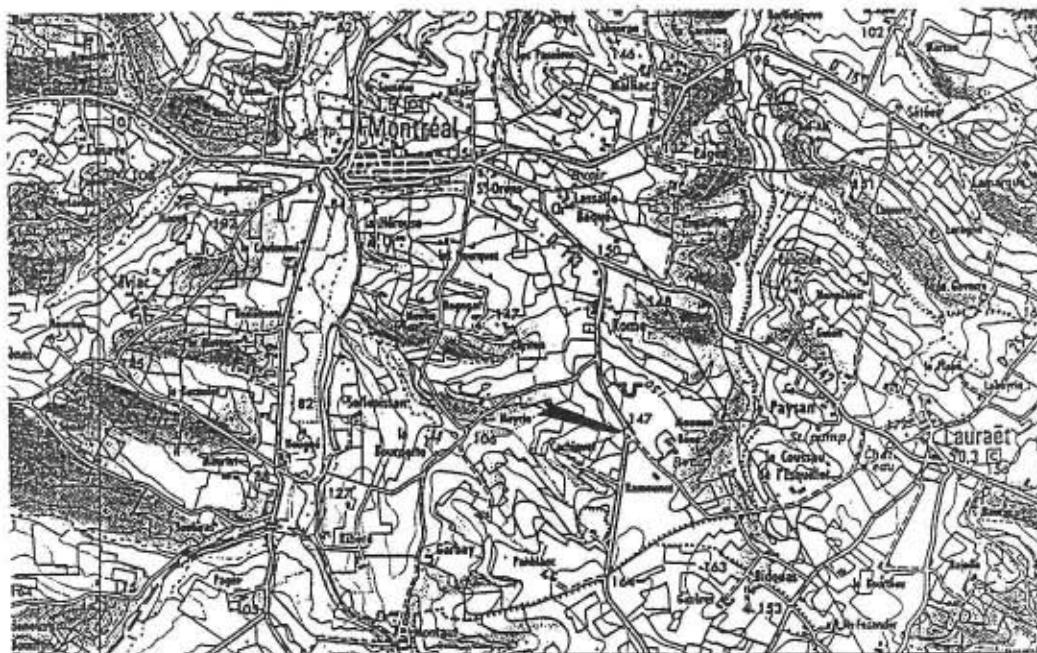
MONTREAL-BEON

CALCAIRE DE HERRET

Documents: Fig. 80, 81

Description sommaire :

L'exploitation des horizons calcaires lacustres de la formation de Herret en bordure de la D.113 au lieu dit Béon au sud-est de Montréal a mis en évidence, sous les calcaires utilisés en concassage ,un riche gisement de mammifères .



1/50 000 MONTREAL

A l'ouest de la D.113 des travaux pour édifier une retenue d'eau permettent d'accéder aux couches basales. Ainsi de bas en haut, sont discernables sur 3 à 4 mètres, des argiles carbonatées gris vert à gris bleu silteuses à marbrures jaunes dont le sommet emballé des nodules carbonatés gris vert durs aux formes diverses (septarias et "figures de prises"). Vient ensuite un niveau calcaire lacustre gris vert micritique dur à sommet durci, lui-même surmonté par une couche argilo-carbonatée gris bleu à taches marron qui s'est révélée le principal niveau fossilifère. Les fouilles opérées ont montré une passée d'argile blanchâtre carbonatée contenant planorbes et limnées. Ensuite s'individualisent de part et d'autre de la route les horizons calcaires lacustres dont la partie sommitale est litée plus finement.

L'importante faune de micro- mammifères, mammifères, reptiles mais aussi amphibiens et oiseaux rattache ces horizons aux niveaux MN 4 (Burdigalien supérieur) DURANTHON 1994. L'association d'espèces inféodées au milieu aquatique marécageux (*Ampelomeryx*, *Deinotherium*, *Diplocynodon*, planorbes et limnées) montre que la longue phase de mise en eau conduisant à l'épisode des calcaires lacustres exploités, a été précédée par des venues d'eau de faible épaisseurs comportant des périodes d'assèchement (cf surface durcie et septarias) .Les données floristiques (SUC 1994,non publiées) laissent apparaître une forte proportion d'herbacées (60 %) indiquant un milieu relativement ouvert, alors que

la présence d'éléments halophytes (*Amaranthacae, Caryophyllacae, Plumbaginacae*) semblent signaler la proximité relative d'un rivage marin.
L'épaisseur des sédiments représentant le Cénozoïque dépassait les deux cent mètres au droit du sondage de Clairac au nord-est de la Garonne, alors que sur la coupe établie lors du forage de Mézin (927-3-205) à 14 km au nord de Montréal, le Tertiaire a été reconnu sur 570 mètres.

Forage de MEZIN (Station de pompage)
927-3-205

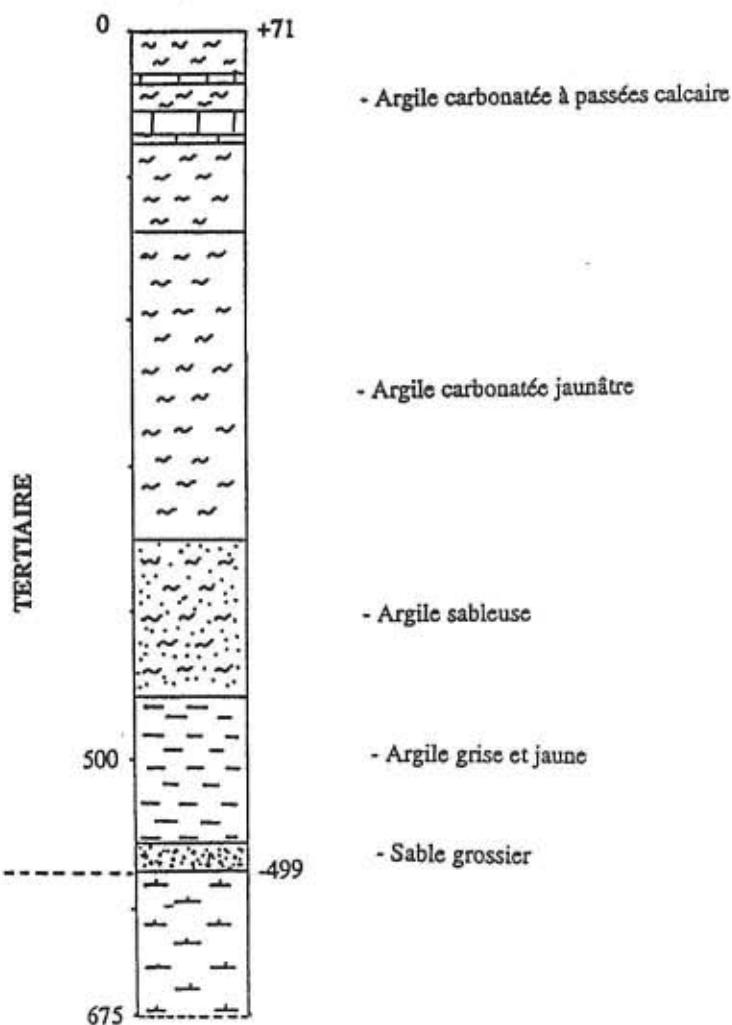


Fig. 80

COUPE DE BEON
 (2,5 km au sud-est de MONTREAL)

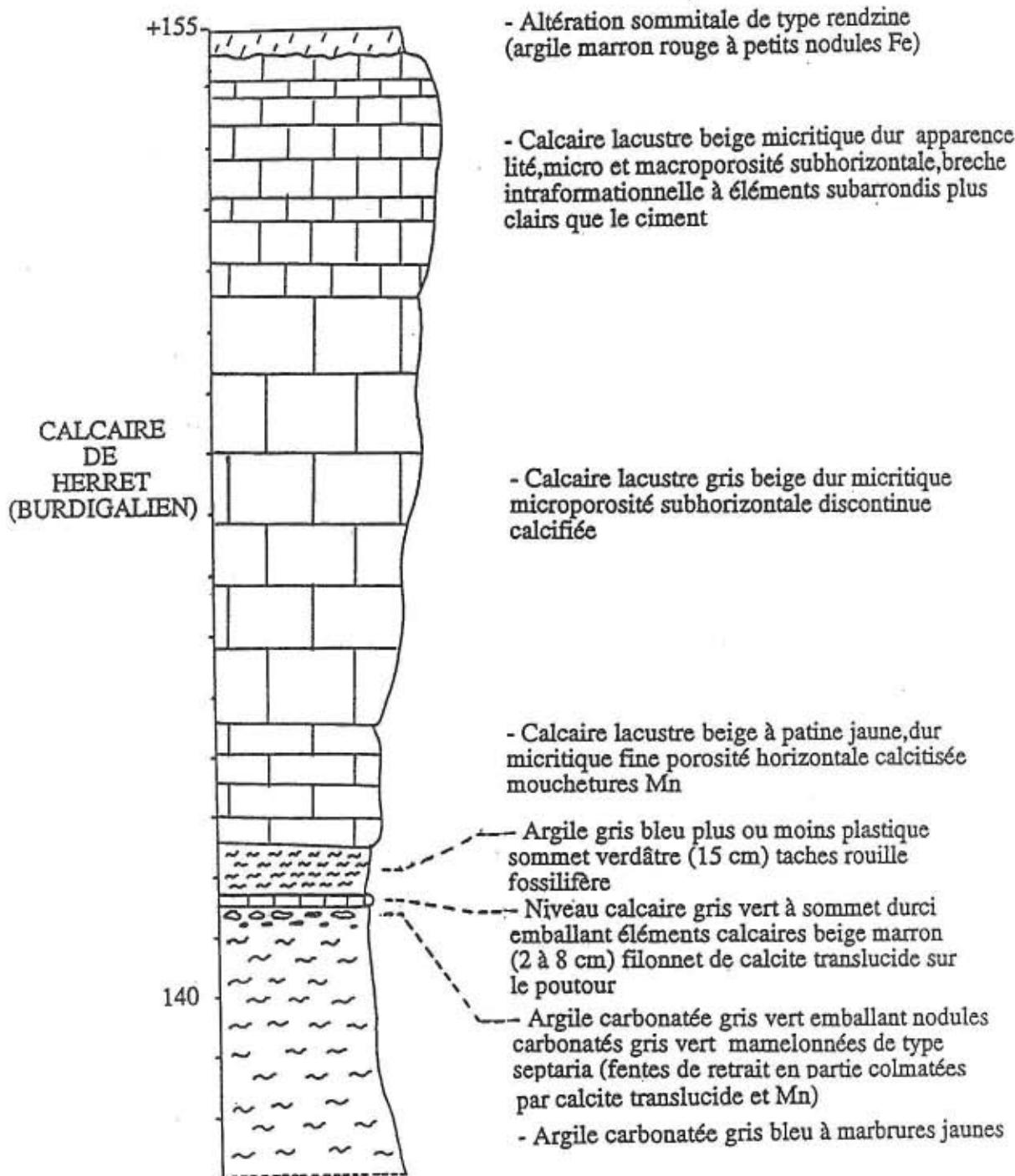


Fig. 81

Capdeville 1995

ARRET 17

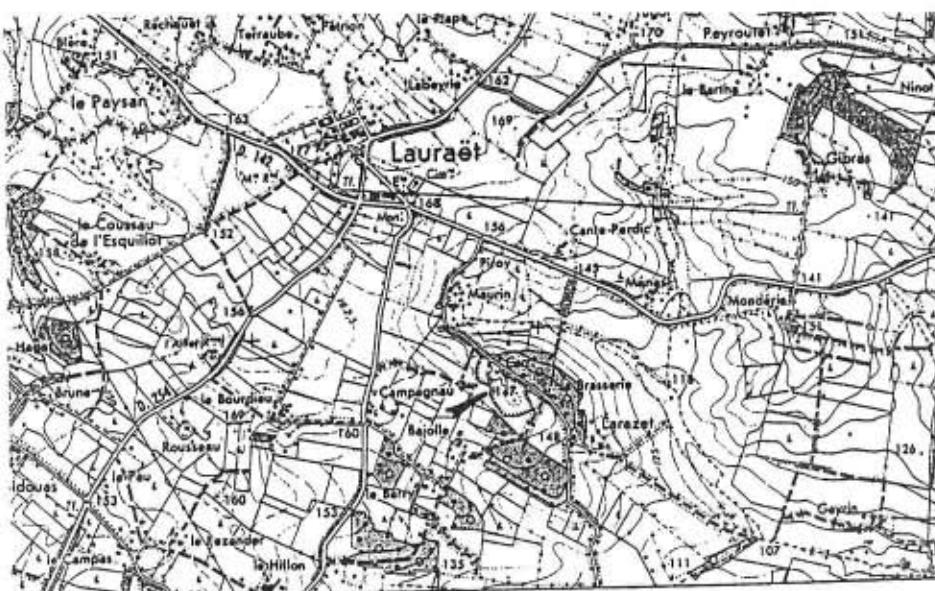
LAURAET

CALCAIRES DE HERRET ET SABLES FAUVES

Documents : Fig. 82, 83

Description sommaire :

Au sud (1km) du petit village de Lauraët, les carrières de Maurin, ouvertes dans les calcaires de Herret, montrent dans leur front de taille le piègeage karstique de la formation des Sables Fauves.



**COUPE SCHEMATIQUE D'UN REMPLISSAGE
KARSTIQUE (CARRIERE MAURIN)**

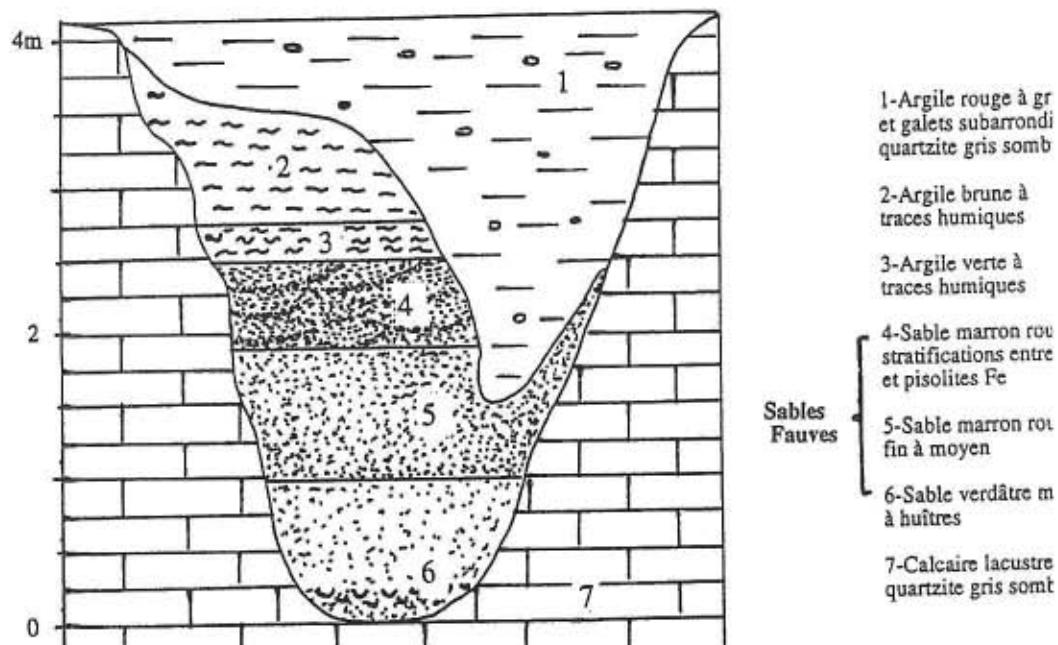


Fig. 82

DURANTHON 1995

**COUPE DU FRONT DE TAILLE
DE LA CARRIERE MAURIN**

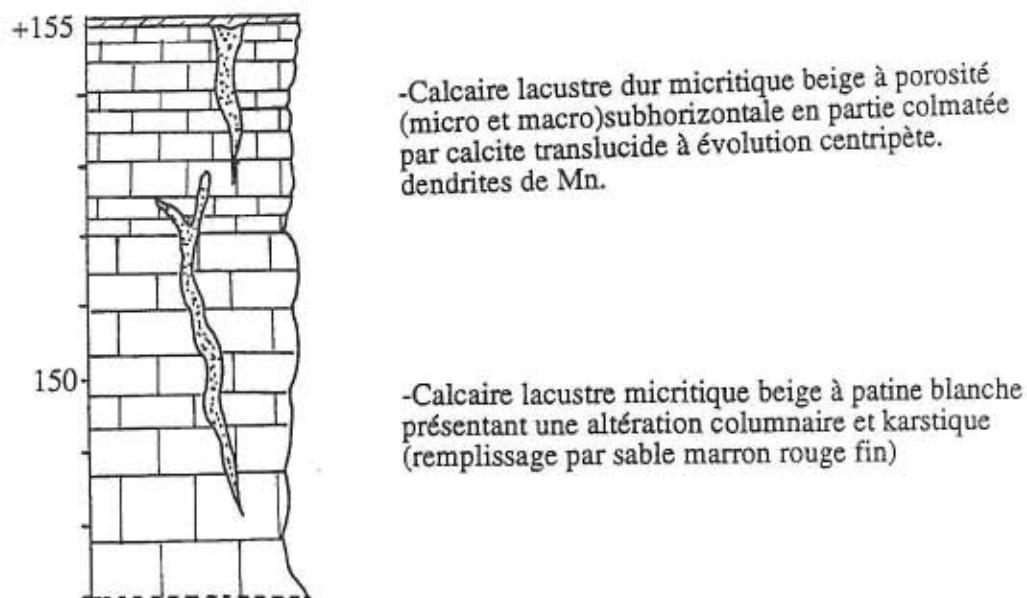


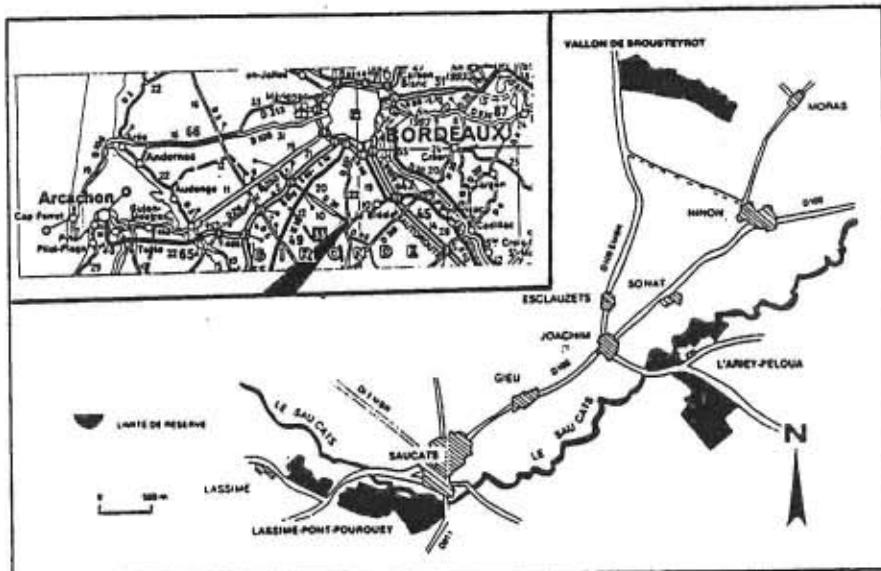
Fig. 83

ARRET 18

RESERVE NATURELLE GEOLOGIQUE DE SAUCATS LABREDE (GIRONDE)
STRATOTYPES DE L'AQUITANIEN ET DU BURDIGALIEN

Documents : Fig. 84

Description sommaire : Sur 75 hectares, à 20 km au sud de Bordeaux, sont répartis divers affleurements de l'Aquitanién (défini par MAYER-EYMAR EN 1858) et du Burdigalien (défini par DEPERET en 1892). Classés réserve naturelle géologique depuis 1982, ces aménagements ont pour buts principaux : la protection des stratotypes, mais aussi la valorisation pédagogique et culturelle de ces sites représentatifs.



Différents affleurements aménagés le long du ruisseau de Saint Jean d'Etampes (ou ruisseau de Saucats) permettent depuis le moulin de Bernachon puis l'Ariey, Péloua, Pont-Pourquey et Lassime de suivre plusieurs cycles sédimentaires représentants l'Aquitanién, le Burdigalien et le Serravallien. Les associations faunistiques caractéristiques de différents milieux, couvrant du domaine marin proximal au continent, sont mises en évidence. En particulier cinq horizons superposés relatent un épisode transgressif aquitanién sur le site de Bernachon tandis qu'à l'Ariey, est référencé en neuf niveaux, l'épisode régressif suivant.



RESERVE NATURELLE GEOLOGIQUE DE SAUCATS - LA BRÈCHE

LA MER, AU TERTIAIRE, ENVAHIT PAR TROIS FOIS LA REGION AQUITAINE

Troisième invasion de la région par la mer



Ce 3^{ème} cycle sédimentaire visible à Saucats (Lassime)

a été appelé

SERRAVALLIEN



Argiles à Venericardia

Falun à Perna

Falun à Glycymers

Falun à Oliva

Falun à Solen

Falun à Macra

Falun à Turtella

Falun à coraux



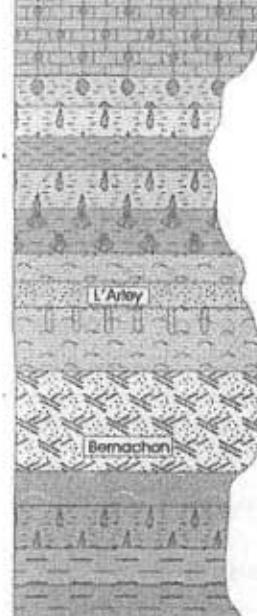
Deuxième Invasion de la région par la mer

Ce 2^{ème} cycle sédimentaire visible à Saucats

(au Péloua, à la Couquillayre, à Pont-Pourquey et à Lassime)

a été appelé

BURDIGALIEN



Calcaire à planorbes

Argiles à huîtres

L'Arley

Grès marin

Bernachon

Falun (Sable coquiller)

Argiles

1ère étape



1^{ère} Etape
La mer envahit la Région (Transgression)



Première Invasion de la région par la mer

2^{ème} Etape:
La mer se retire de la Région (Régression)

Transgression + Régression
= Cycle sédimentaire

Ce 1^{er} cycle sédimentaire

visible à Saucats

(à Bernachon et à l'Arley)

a été appelé

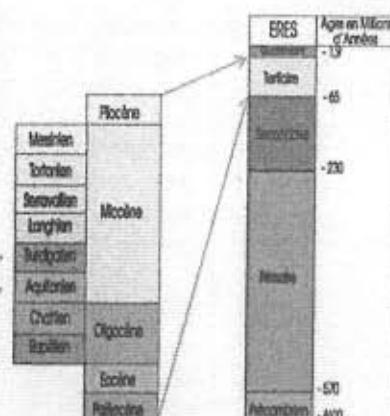
AQUITANIEN

Les deux premiers cycles sédimentaires

représentés à Saucats par des dépôts très fossilifères ont été choisis

comme étalons

comme niveaux de référence (STRATOTYPES) dans l'échelle chronologique internationale des Géologues



LES FOSSILES DE SAUCATS ONT UNE VALEUR INTERNATIONALE

Journal définitif des Règlements

1910062

Laboratoire Décorsière et Fauré

Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Classé par Date et ordre de saisie

Date	Payer / Nom,Prénom du	Montant Règl.	Mode Règl.	No	S	Domiciliation	Opér.
21/02/2019	GAUTRAND	22,60	CARTE	C1902847	0		SIM
21/02/2019	LINARD	19,00	CHEQUE	C1902675	0		SIM
21/02/2019	VEITH	65,59	CHEQUE	C1902705	0		SIM
21/02/2019	CABANIE	49,15	CHEQUE	C1900575	0		SIM
21/02/2019	COMBES	48,57	CHEQUE	C1902700	0		SIM
21/02/2019	CABIROL	22,60	CHEQUE	C1902330	0		SIM
21/02/2019	CHADOURNE	17,00	CHEQUE	C1902560	0		SIM
21/02/2019	EMOND	48,57	CHEQUE	C1902710	0		SIM
21/02/2019	YACONI	35,54	CHEQUE	C1902939	0		SIM
21/02/2019	THAO	22,60	CARTE	C1900264	0		SIM
21/02/2019	DOUX	22,60	CHEQUE	C1902801	0		SIM
21/02/2019	DELAPLACE	22,60	CHEQUE	C1902525	0		SIM
21/02/2019	FRUCTUOSO	22,60	CHEQUE	C1902810	0		SIM
21/02/2019	CREPS	48,57	CHEQUE	C1902709	0		SIM
21/02/2019	CAMLERS	35,54	CHEQUE	C1825170	0		SIM
21/02/2019	THOMAS	32,34	CHEQUE	C1901274	0		SIM
21/02/2019	PETIT	17,00	CHEQUE	C1820576	0		SIM
21/02/2019	BOUDET	17,00	CHEQUE	C1901806	0		SIM
21/02/2019	BUFFET	17,00	CHEQUE	C1902152	0		SIM
21/02/2019	CEBE	22,60	CHEQUE	C1902623	0		SIM
21/02/2019	JACQUIN	22,60	CHEQUE	C1901777	0		SIM
21/02/2019	LEGER	48,57	CHEQUE	C1824508	0		SIM

Journal définitif des Règlements 1910062

Page 2

Édité le 21/02/2019

Laboratoire Decorsière et Fauvè
Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Classé par Date et ordre de saisie

Date	Payer / Nom,Prénom du	Montant Règl.	Mode Règl.	No	S	Domiciliation	Opér.
21/02/2019	BOUDROUAYA	22,60	CHEQUE	C1822643	O		SIM
21/02/2019	MILLAVET	22,60	CHEQUE	C1902860	O		SIM
21/02/2019	FOURNIER	17,00	CHEQUE	C1902866	O		SIM
21/02/2019	CORBIERE	22,60	CHEQUE	C1902327	O		SIM
21/02/2019	TRAD	17,00	CHEQUE	C1823900	O		SIM
21/02/2019	PALAZY	22,60	CHEQUE	C1902832	O		SIM
21/02/2019	DESCOMPS	47,55	CARTE	C1902702	O		SIM
21/02/2019	MUNOZ	22,60	CARTE	C1903115	O		SIM
21/02/2019	ALQUIER	34,52	CARTE	C1902830	O		SIM
21/02/2019	BOURGUES	22,60	CHEQUE	C1902432	O		TRO
21/02/2019	DA CUNHA	47,55	CHEQUE	C1903272	O		TRO
21/02/2019	GALFANO	22,60	CARTE	C1902953	O		SIM
21/02/2019	CHAPPERT	19,00	CARTE	C1902731	O		TRO
21/02/2019		-0,01	BENEFICE	C1821441	O		SIM
21/02/2019		0,01	IRRECOUVRAB	C1821441	O		SIM
21/02/2019	DA SILVA	28,00	CARTE	C1903068	O		SIM
21/02/2019	MILHOMME	22,60	CARTE	C1900109	O		TRO
21/02/2019		10,78	VIREMENT	C1714919	O		TRO
21/02/2019		4,62	VIREMENT	C1714919	O		TRO
21/02/2019		10,78	VIREMENT	C1719676	O		TRO
21/02/2019	MOURET	64,57	CHEQUE	C1902776	O		SIM
21/02/2019		10,78	VIREMENT	C1723511	O		TRO

Journal définitif des Règlements

1910062

Laboratoire Decorrière et Fauré

Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Classé par Date et ordre de saisie

Date	Payer / Nom,Prénom du	Montant Règl.	Mode Règl.	No	S	Domiciliation	Opér.
21/02/2019	BOUYSET	19,00	CARTE	C1901866	O		TRO
21/02/2019	BOURKIA	17,00	VIREMENT	C1815391	O		TRO
21/02/2019	SERRES	15,40	VIREMENT	C1700899	O		TRO
21/02/2019		11,90	VIREMENT	C1824104	O		TRO
21/02/2019	DEVEZE	13,30	VIREMENT	C1709648	N		TRO
21/02/2019		15,40	VIREMENT	C1721118	O		TRO
21/02/2019		15,40	VIREMENT	C1719406	O		TRO
21/02/2019	BASCOUL	22,60	CHEQUE	C1902732	O		SIM
21/02/2019	MIQUEL-BERMOND	22,60	CHEQUE	C1902835	O		SIM
	Total : Encassé	1 325,79					

Journal définitif des Règlements 1910062

Laboratoire Decorsière et Fauré

Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Classé par Date et ordre de saisie

N° Compte : ALBI		Mode de Règlement		Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
3	VE : 0			44,10	44,10	0,00	0,00	0,00	0,00
		Total : Imputé		44,10		44,10	TTC		
-		Total : Irrécouvrable		0,00			HT		0,00
-		Total : Perte		0,00			TVA		0,00
-		Total : Bénéfice		0,00					
		= TOTAL : ENCAISSE		44,10					
N° Compte : ALBI 70%		Mode de Règlement		Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
1	- B : 0			- 0,01	- 0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
4	VE : 0			44,24	44,24	0,00	0,00	0,00	0,00
		Total : Imputé		44,23		44,23	TTC		
-		Total : Irrécouvrable		0,00			HT		0,00
-		Total : Perte		0,00			TVA		0,00
-		Total : Bénéfice		-0,01					
		= TOTAL : ENCAISSE		44,24					

Journal définitif des Règlements 1910062

Laboratoire Decorsière et Fauré
Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Page 2
Édité le 21/02/2019

Classé par Date et ordre de saisie

N° Compte : AP1 ANAPATH DIRECTE						
Mode de Règlement	Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
1 CBE : 0	47,55	47,55	0,00	0,00	0,00	0,00
5 CE : 0	247,42	242,32	0,00	0,00	0,00	5,10
Total : Imputé	294,97	289,87	0,00	0,00	0,00	5,10
- Total : Irrécouvrable	0,00	HT	0,00		HT	4,25
- Total : Perte	0,00	TVA	0,00		TVA	0,85
= TOTAL : Bénéfice	0,00					
= TOTAL : ENCAISSE	294,97					
N° Compte : APFSE1 ANAPATH DIRECTE FSE						
Mode de Règlement	Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
2 CBE : 0	62,52	62,52	0,00	0,00	0,00	0,00
6 CE : 0	277,14	273,06	0,00	0,00	0,00	4,08
Total : Imputé	339,66	335,58	0,00	0,00	0,00	4,08
- Total : Irrécouvrable	0,00	HT	0,00		HT	3,40
- Total : Perte	0,00	TVA	0,00		TVA	0,68
= TOTAL : Bénéfice	0,00					
= TOTAL : ENCAISSE	339,66					

Journal définitif des Règlements 1910062

Laboratoire Decorsière et Fauré

Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Classé par Date et ordre de saisie

N° Compte : CD1
CLIENTELE DIRECTE

Mode de Règlement	Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
N° Compte : CD1						
1 CBE : 0	22,60	17,00	0,00	0,00	5,60	0,00
2 CE : 0	41,60	36,00	0,00	0,00	5,60	0,00
Total : Imputé	64,20	53,00	TTC	0,00	11,20	TTC
- Total : Irrecouvrable	0,00	HT	0,00			0,00
- Total : Perte	0,00	TVA	0,00			0,00
- Total : Bénéfice	0,00					
= TOTAL : ENCAISSE	64,20					
 N° Compte : CDFSE1						
CLIENTELE DIRECTE FSE						
Mode de Règlement	Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
6 CBE : 0	128,40	106,00	0,00	0,00	22,40	0,00
18 CE : 0	373,20	306,00	0,00	0,00	67,20	0,00
Total : Imputé	501,60	412,00	TTC	0,00	89,60	TTC
- Total : Irrecouvrable	0,00	HT	0,00			0,00
- Total : Perte	0,00	TVA	0,00			0,00
- Total : Bénéfice	0,00					
= TOTAL : ENCAISSE	501,60					

Journal définitif des Règlements 1910062

Laboratoire Decorsiére et Fauré
Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Page 4
Édité le 21/02/2019

Classé par Date et ordre de saisie

N° Compte : CMU1 CMU						
Mode de Règlement	Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
1 I2003 : 0	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
1 VE : 0	4,62	4,62	0,00	0,00	0,00	0,00
Total : Imputé	4,63	4,63	0,00	0,00	0,00	0,00
- Total : Irrécouvrable	0,01	0,00				
- Total : Perte	0,00	0,00				
- Total : Bénéfice	0,00	0,00				
= TOTAL : ENCAISSE	4,62					
N° Compte : SS1 SEC. SOCIALE - MUTUELLES						
Mode de Règlement	Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires	Frais de gestion
2 VE : 0	32,40	32,40	0,00	0,00	0,00	0,00
Total : Imputé	32,40	32,40	0,00	0,00	0,00	0,00
- Total : Irrécouvrable	0,00	0,00				
- Total : Perte	0,00	0,00				
- Total : Bénéfice	0,00	0,00				
= TOTAL : ENCAISSE	32,40					

Journal définitif des Règlements 1910062

Laboratoire Décorsière et Fauré
 Critères de choix : Du 21/02/2019 au 21/02/2019. Afficher le détail des Chèques globaux.

Classé par Date et ordre de saisie

Total Général					
Mode de Règlement	Total réglé	Honoraires	Frais de rappel	Honoraires Hors	Dépassement d'Honoraires
1 - B : 0	- 0,01	- 0,01	0,00	0,00	0,00
10 CBE : 0	261,07	233,07	0,00	0,00	28,00
31 CE : 0	939,36	857,38	0,00	0,00	72,80
1 I2003 : 0	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
10 VE : 0	125,36	125,36	0,00	0,00	0,00
Total : Imputé	1 325,79	1 215,81	0,00	0,00	100,80
- Total : Irrecouvrable	0,01	HT	0,00		9,18
- Total : Perte	0,00	TVA	0,00		7,65
- Total : Bénéfice	-0,01				1,53
= TOTAL : ENCAISSE	1 325,79				

