

Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire *

René CUBAYNES (1), Philippe FAURE (2), Pierre HANTZPERGUE (3),
Thierry PELISSIE (2) et Jacques REY (2)

Mots-clés : Jurassique, Unité stratigraphique, Biostratigraphie, Discontinuité, Cycle sédimentaire (Analyse séquentielle), Plate-forme carbonatée, Eustatisme, Contrôle tectonique, Bassin aquitain (Quercy).

Résumé

Les auteurs présentent une description générale et synthétique du Jurassique du Quercy, avec son contenu sédimentaire et paléontologique, dans le cadre d'unités lithostratigraphiques inégalement datées par leur contenu faunique. Ils proposent un découpage séquentiel partiellement nouveau et affiné. L'âge et la signification des discontinuités sédimentaires majeures sont précisés. La comparaison avec les cycles eustatiques de 3^e ordre de Vail suggère que les empilements sédimentaires sont principalement contrôlés par les variations globales du niveau marin. A ce facteur dominant se superposent les manifestations locales d'une tectonique distensive locale au Lias, au Dogger et à la base de l'Oxfordien.

Abstract

The authors present an extensive study of the lithostratigraphy, biostratigraphy and sequential organization of the Quercy Jurassic series, combined with more or less precise dating of depositional units and sedimentary unconformities. The application of Vail's sequential stratigraphic concepts and the comparison between the ages of the sequences and the unconformities, and 3rd order eustatic cycles demonstrate that sedimentary deposits would seem to be mainly controlled by global sea level variations but also evidence local extensional tectonics during the Liassic, Dogger and basal Oxfordian periods.

1. Introduction

Sur la bordure nord-orientale du bassin d'Aquitaine (fig. 1), le Quercy présente de larges affleurements des terrains jurassiques, en une bande longue de 200 km et large de 10 à 80 km, à faible pendage général (2 à 3 %) vers l'ouest et le sud-ouest, et affectée 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).

A la suite de la première synthèse de A. Thévenin (1903), les travaux menés depuis plusieurs décennies sur la composition stratigraphique (Gèze, Durand-Delga et Cavallé, 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 les plus récentes, réalisées dans le cadre de thèses d'État (Cubaynes, 1986 ; Hantzpergue, 1987) ou de spécialité (Pélissie, 1982) ont eu pour ambition d'associer un examen approfondi et renouvelé du contenu macro et micropaléontologique à une analyse lithostratigraphique et sédimentologique détaillée, prenant en compte l'examen des faciès et séquences aux diverses échelles d'observation. Nous nous proposons de présenter ici une synthèse des résultats obtenus, descriptifs (découpage lithostratigraphique, contenus sédimentaires et paléontologiques, âges, organisation séquentielle) et interprétatifs (recherche des principaux facteurs contrôlant l'évolution

(1) Laboratoire de Géologie des Facultés Catholiques de Lyon, 25, rue du Plat, 69288 Lyon Cedex 1 et Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex.

(2) Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex.

(3) Laboratoire de Géologie stratigraphique et structurale, Université de Poitiers, 40, avenue du Recteur-Pineau, 86033 Poitiers Cedex. UA 157 Dijon.

* Manuscrit déposé le 11 octobre 1988, accepté le 25 septembre 1989.

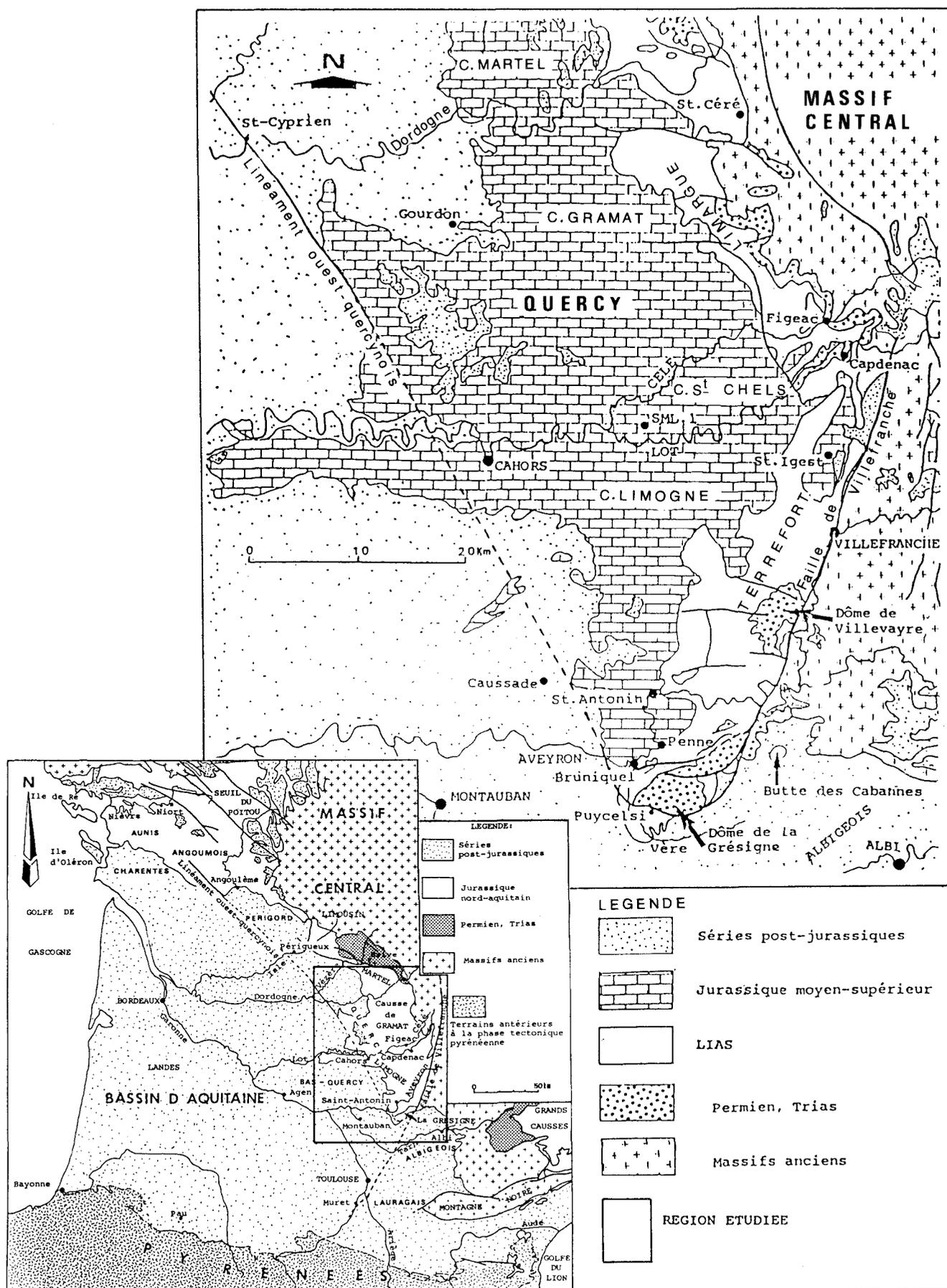


Fig. 1. - Esquisse géologique du Quercy. Sa place dans le bassin d'Aquitaine.

géodynamique de la plate-forme carbonatée quercynoise), dans le prolongement d'un exposé préliminaire et succinct récemment paru (Rey *et al.*, 1988).

2. Les unités lithostratigraphiques

Nous avons décomposé la série sédimentaire du Jurassique quercynois en 22 formations : 10 au Lias, 3 au Dogger, 9 au Malm. Certaines dénominations créées par nos prédécesseurs, tel J. Delfaud (1968), ont été conservées. D'autres sont nouvelles. Certaines formations ont été subdivisées en membres : 11 au Lias, 10 au Dogger, 4 au Malm.

2.1. Les formations et membres du Lias (fig. 2)

• Formation de la Madeleine

(R. Cubaynes, 1986 ;

d'après S. Megelink-Assenat, 1982)

- *Épaisseur* : 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.

- *Âge* : Trias supérieur-Hettangien.

• *Définition* : Reposant en discordance sur le Paléozoïque de la bordure sud-ouest du Massif central et sur des formations molassiques du Carbonifère-Permien (discordance 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 de dolomies de base, deux ensembles détritiques (« Grès de Gaillot », « Grès de Cazalous ») séparés par un mince niveau dolomitique, « l'horizon de Villeveyre ».

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) :

— microflore d'âge Norien à *Classopollis* et *Ovalipollis*

pseudoalatus (THIEGART) dans les grès du sondage de Nègrepelisse (C. Grignac, 1983) ;

— microflores d'âge Carnien-Norien à *Camerosporites*, *Enzonalsporites*, *Ovalipollis*, *Duplicisporites* et *Paracirculina* dans la base des grès de la Grésigne (Cl. Bouquet, 1980) ;

— microflores hettangiennes à *Classopollis* dans les grès des sondages de Figeac (C. Grignac et J. Taugourdeau-Lantz, 1982 ; C. Grignac, 1983) ;

— microflores hettangiennes à *Voltzia ribeiroi*, *Equisetites* cf. *pseudohoerensis*, *Otozamites conimbricensis* dans les grès fins au sud-ouest de Figeac (J. Doubinger *et al.*, 1985).

• Formation du Maillet

(R. Cubaynes, 1986 ;

d'après S. Megelink-Assenat, 1982)

- *Épaisseur* : 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.

Âge : 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 tidalitiques 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.

— Le membre des Dolomies et argiles vertes tire son originalité du développement — en sommet de séquence tidale — d'argiles supralittorales à *Classopollis*. 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-Villeveyre 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 fluviatile margino-littorale (région de Figeac), un marais maritime (région de Saint-Igest) et

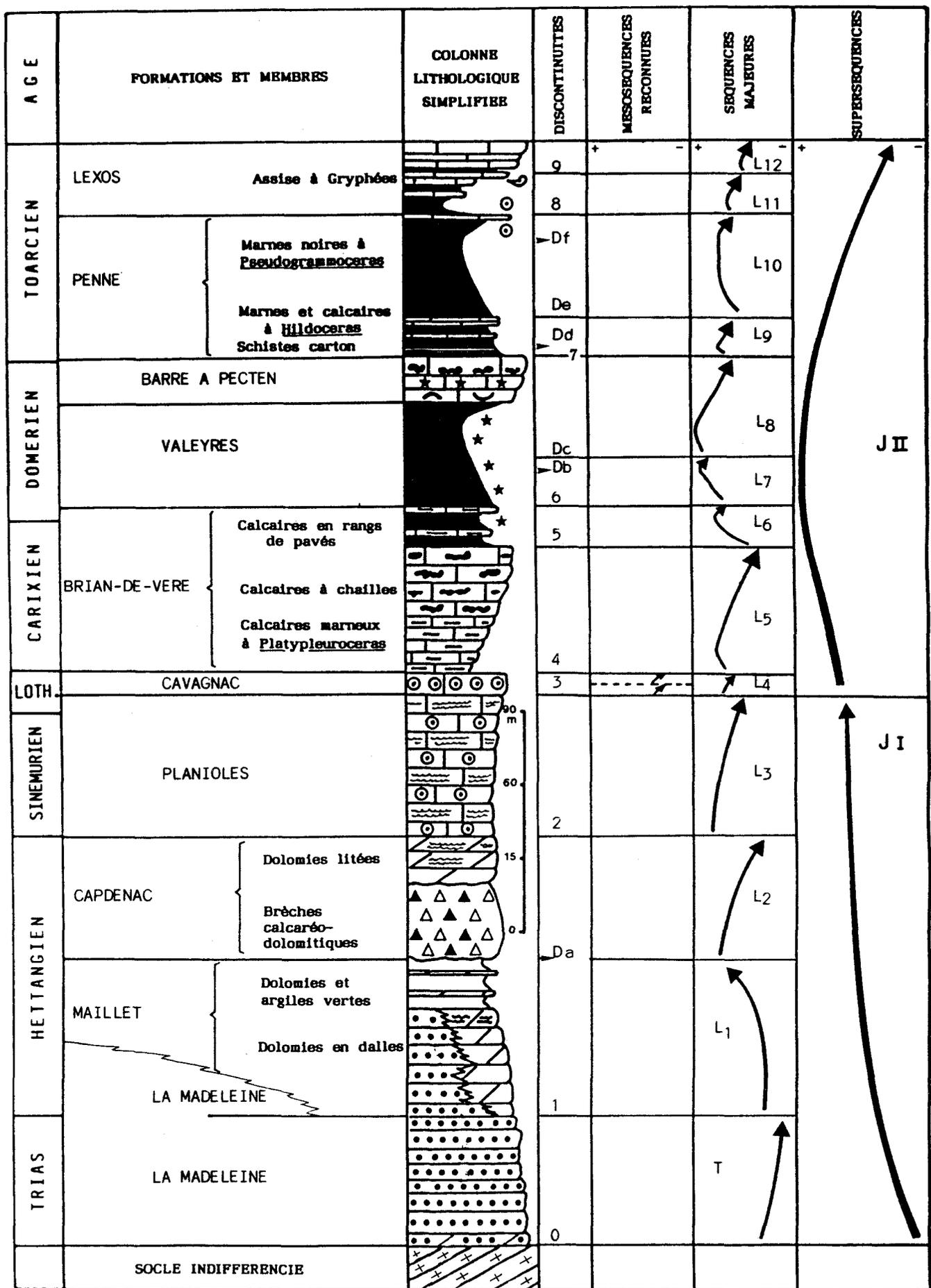


Fig. 2. - Le Lias du Quercy. Unités lithostratigraphiques et organisation séquentielle.

un domaine marin plus ou moins confiné (région de Nègrepelisse-La Grésigne).

L'attribution stratigraphique de la Formation du Maillet est argumentée par des microflores continen-

tales à *Classopollis* et *Araucariacites* (BOUTET, 1980) ainsi que par des faunes de Lamellibranches à *Paralledon hettangiensis* (TERQUEM), *Cuneigervillia*, *Modiolus* et *Pteromya* (Freneix et Cubaynes, 1984).

● Formation de Capdenac (R. Cubaynes, 1986)

- *Épaisseur* : 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.
- *Âge* : 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 sein 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)

- *Épaisseur* : 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.
- *Âge* : 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 microrhythmes (à l'échelle centimétrique) d'origine stromatolitique (Rey *et al.*, 1982). La limite inférieure de cette formation correspond à l'apparition du premier blanc 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 *Lycopodiocites rugulatus* (coupe d'Aussevaysse) indiquerait un âge Sinémurien supérieur (Cl. 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)

- *Épaisseur* : 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.
- *Âge* : 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 (fig. 12), 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 Bédrier) sur la discontinuité D4 (Lefavrais-Raymond, 1950) pourrait confirmer l'âge Lotharingien supérieur de ces calcaires.

● Formation de Brian-de-Vère (R. Cubaynes, 1986)

- *Épaisseur* : quelques dm à 55 m.
- *Coupe-type* : vallée de la Vère le long de la route D 664 à Brian-de-Vère.
- *Âge* : Carixien 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 Démospoges. 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 Lias.

• Formation de Valeyres (R. Cubaynes, 1986)

- *Épaisseur* : 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 ».

• *Âge* : 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.

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).

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

— Les Argilites grises, avec un mélange de matériel amorphe non sapropélique et de matériel ligno-charbonneux, correspondent à la première arrivée massive de colloïdes dans le bassin quercynois. La succession de trois écozones de crinoïdes (à *Chladocrinus*, puis à *Chladocrinus* et à *Balanocrinus* enfin à *Balanocrinus*) souligne l'approfondissement calme et progressif du Bassin quercynois. La réalisation de vasières circolittorales 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 une déstabilisation du bassin avec des glissements de sédiments sur une pente. La microflore continentale s'enri-

chit 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.

• Formation de la Barre à Pecten (R. Cubaynes, 1986)

- *Épaisseur* : 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).

• *Âge* : 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), puis, au sommet, par *Paltarpites paltus* BUCKMAN. Les biomicrites, wackestone à packestone, représentent des dépôts bioclastiques du domaine infralittoral, colonisé par des grands Pectinidés tels *Pseudopecten* (*Pseudopecten*) *aequivalvis* (SOWERBY) ou par des *Pinna*. Le palynofaciès se caractérise par un intervalle à Tasmanacées (Cubaynes *et al.*, 1984) et par l'abondance des Ptéridophytes.

• Formation de Penne (R. Cubaynes et Ph. Fauré, 1981)

- *Épaisseur* : 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.

• *Âge* : 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 Elegantum) indiquent des fonds réducteurs, sans brassage, où règne une intensive activité anaérobie ; ils représentent le seul faciès sapropélique algair 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 et à Falciferum, 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 microplankton algair, 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, packestone 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)

- *Épaisseur* : 0 à 18 m.
- *Coupe-type* : entrée de la carrière des cimenteries Lafarge à Lexos, le long de route D 958.
- *Âge* : Toarcien supérieur, zones à Insigne, à Pseudoradiosa et zone à Aalensis.
- *Définition* : Cette unité se compose de marnes sombres puis d'une alternance de marnes et marno-calcaires (fig. 10). Elle se place entre la discontinuité D8 et les calcaires aaléniens à *Leioceras opalinum* (REINECKE) et *Pseudammaticeras* sp., au sommet. Son épaisseur se réduit du sud (18 m en Grésigne) au nord (1,50 à 2 m à Figeac) avant de disparaître (Capdenac). Le développement des faunes benthiques (lamelli-branches 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.

2.2. Les formations et membres du Dogger (fig. 3)

● Formation d'Autoire (J. Delfaud, 1969)

Elle est composée de trois membres qui sont de bas en haut :

a) Calcaires à oncolites de la Toulzanie

- *Épaisseur* : 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.
- *Âge* : Aalénien inférieur et moyen.
- *Définition* : Alternances marno-calcaires progressivement relayées par des calcaires bioclastiques à petits oncolites. L'ensemble dessine une séquence klüpfélienne couronnée par un hard-ground ferrugineux (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 dolomités de Calvignac

- *Épaisseur* : 50 à 80 m.
- *Coupe-type* : rive gauche du Lot, le long de la route D 8 montant au village de Calvignac.
- *Âge* : Bajocien.

- *Définition* : Ensemble de calcaires oolithiques massifs recristallisés à la base, surmonté de sparites et dolosparites interrompues par une surface de réactivation (D11). 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

- *Épaisseur* : 10 m.
- *Coupe-type* : le long de la route D 662, au pied du Pech Affamat, 3,5 km en amont de Larnagol.
- *Âge* : Bajocien.
- *Définition* : Cette séquence de comblement présente successivement : des calcaires granulaires à laminations entrecroisées ; des paléosols, lentilles ligniteuses, tapis algaires et micrites à *fenestras* ; 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 D12, surface de réactivation passant latéralement à une discordance angulaire.

● Formation de Cajarc (J. Delfaud, 1969)

Elle a été subdivisée en cinq membres :

a) Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol

- *Épaisseur* : 0 à 25 m.
- *Coupe-type* : au bord de la route D 662, entre la station de pompage et le village de Larnagol.
- *Âge* : 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 *fenestras* ; brèches de dessiccation, tapis stromatolitiques, etc. Elle est couronnée par un hard-ground (D13).

b) Calcaires massifs de la Bouye

- *Épaisseur* : 20 à 30 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.
- *Âge* : passage Bajocien-Bathonien.
- *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

- *Épaisseur* : 25 à 45 m.
- *Coupe-type* : à la suite de celle du membre précédent.
- *Âge* : Bathonien inférieur.
- *Définition* : Au-dessus d'alternances marno-calcaires à brachiopodes (*Burmihynchia termierae* ROUSSELLE, *Arceythyris veziani* ROLLET et CONTINI, *Tubithyris whatleyensis* WALKER, *Millithyris arvierensis* ALMERAS), viennent des calcaires recristallisés, tapis stro-

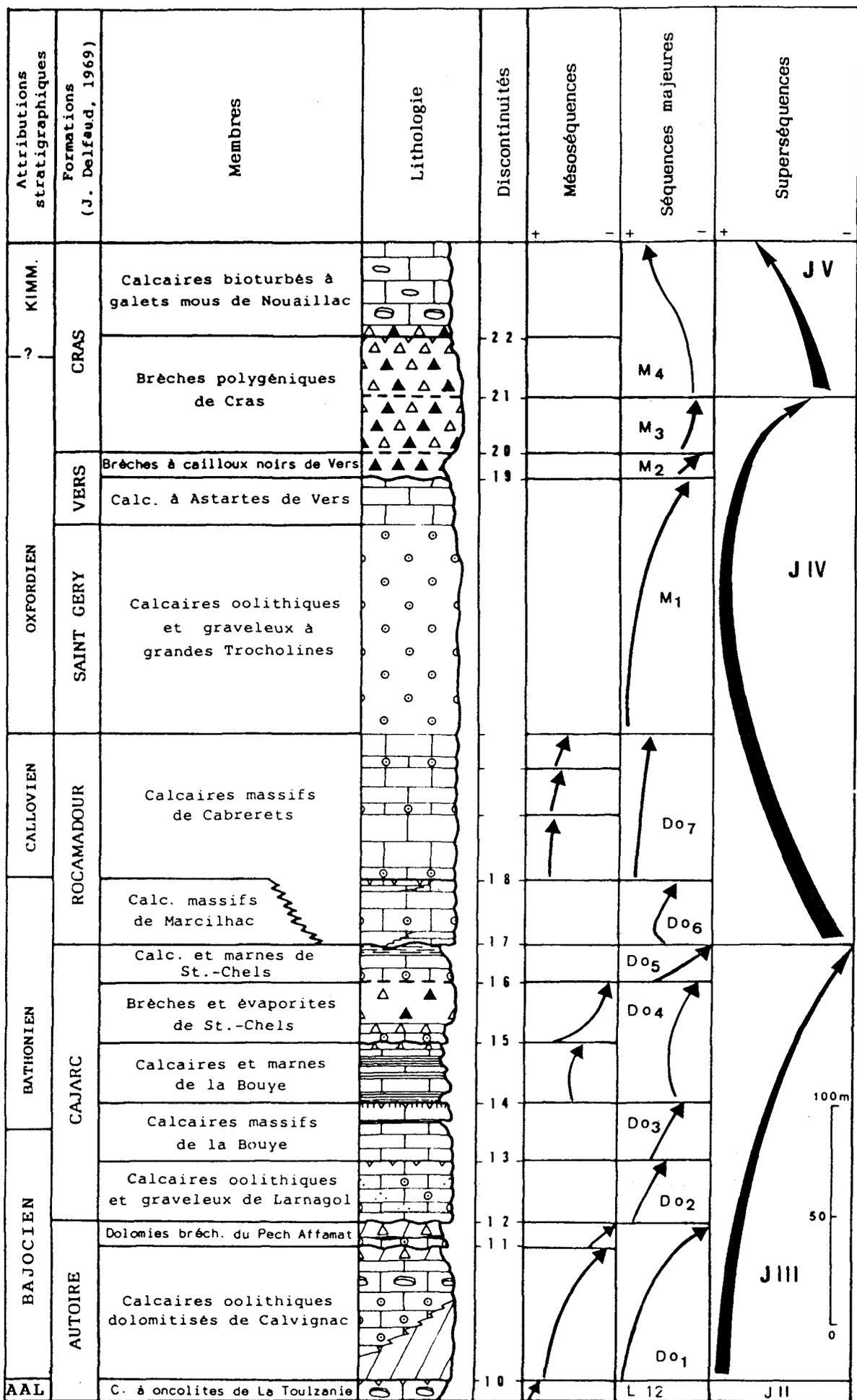


Fig. 3. - Le Dogger et la base du Malm dans les vallées du Lot et du Célé. Unités lithostratigraphiques et organisation séquentielle.

matolitiques, 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 supratidaux confinés (sebkha ou étang saumâtre).

d) Brèches et évaporites de Saint-Chels

- *Épaisseur* : 0 à 20 m.
- *Coupe-type* : au bord de la route D 143, entre les 3^e et 5^e virages de la montée de Larnagol vers Saint-Chels.
- *Âge* : Bathonien moyen.
- *Définition* : Cette unité débute par des calcaires oolithiques renfermant *Kallirhynchia concinna* (SOW.), brachiopode du Bathonien moyen. Viennent ensuite des micrites à pseudomorphoses, puis des calcaires recristallisés à structure bréchique. La discontinuité D16 clôture ces dépôts de sebkha.

e) Calcaires et marnes de Saint-Chels

- *Épaisseur* : 0 à 30 m.
- *Coupe-type* : à la suite de celle du membre précédent, entre les 5^e et 6^e virages de la montée.
- *Âge* : 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 D17. 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

- *Épaisseur* : 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).
- *Âge* : 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* (PÉLISSIE 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 (D18). Une riche faune de brachiopodes (*Burmihynchia proteiformis* LAURIN, *Ornithella (Digonella) digonoides* (BUCKMAN), *Arceothyris diptycha* (OPPEL), *Tubithyris globata* (SOW.) et de foraminifères (*Pseudocyclammina maynci* HOTT., *Pfenderina salernitana* SARTONI, etc...) caractérise le Bathonien terminal (Pélicissié et al., 1984).

b) Calcaires massifs de Cabrerets

- *Épaisseur* : 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.
- *Âge* : Callovien.

• *Définition* : Ensemble de micrites massives avec quelques récurrences 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).

2.3. Les formations et membres du Malm (fig. 3 et 4)

• Formation de Saint-Géry (J. Delfaud, 1969)

- *Épaisseur* : 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 ».
- *Âge* : Oxfordien.
- *Définition* : Ensemble monotone de calcaires granulaires avec quelques intercalations micritiques livrant une abondante faune benthique (*Pr. crusei*, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Valvulina lugeoni* SEPTFONT, *Chablaisia chablaisensis* SEPTFONT, etc...), association considérée comme oxfordienne. Cette importante barrière oolithique se réduit vers Cabrerets où elle s'enrichit en oncolites centimétriques.

• Formation de Vers (J. Delfaud, 1969)

Elle comprend deux membres :

a) Calcaires à Astartes de Vers

- *Épaisseur* : 10 à 30 m.
- *Coupe-type* : le long de la route D 8, au-dessus de l'unité précédente.
- *Âge* : 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

- *Épaisseur* : 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.
- *Âge* : 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 sparitique 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 :

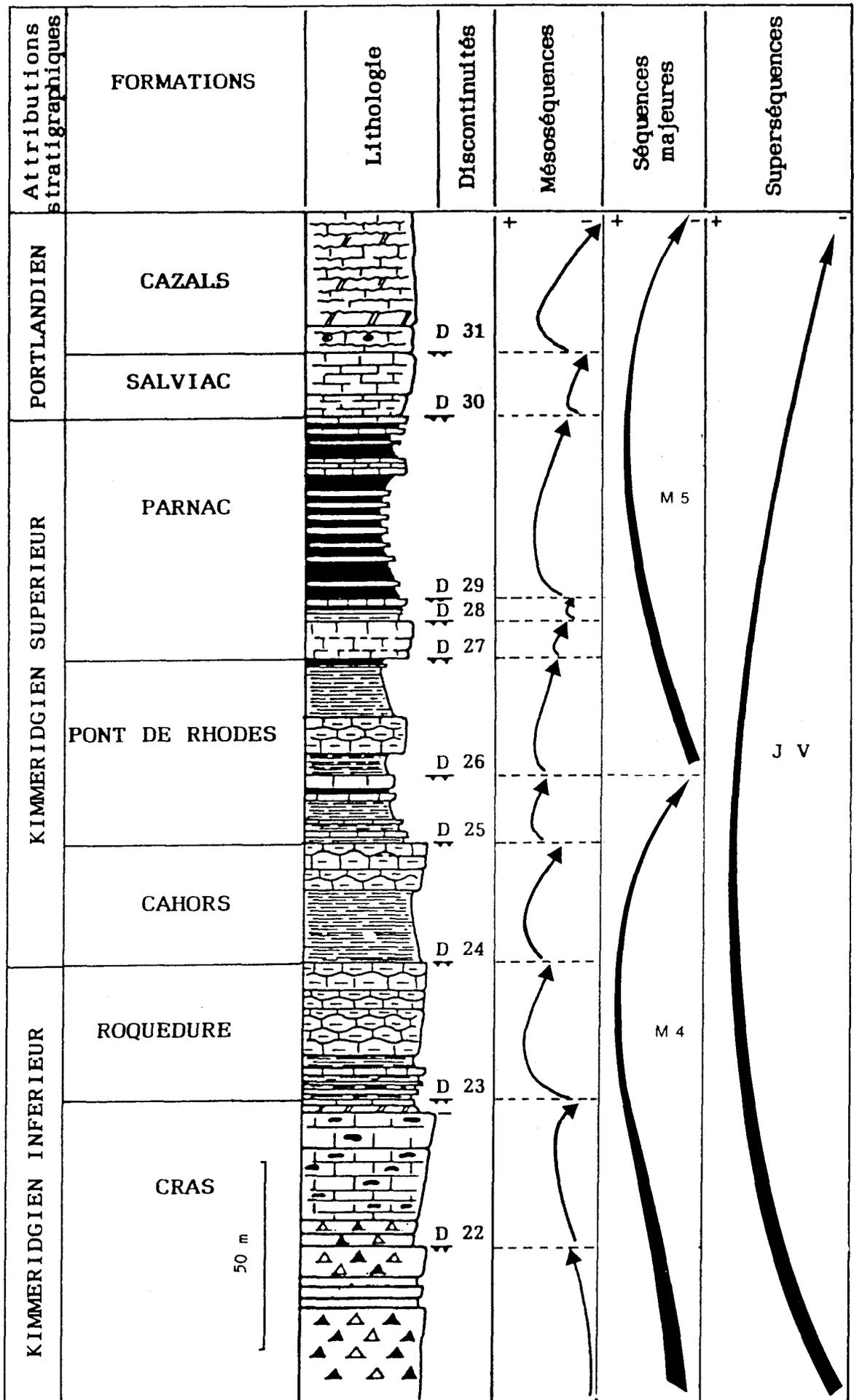


Fig. 4. - Le Kimmériidgien - Portlandien entre Lot et Dordogne. Unités lithostratigraphiques et organisation séquentielle.

a) Brèches polygéniques de Cras

- *Épaisseur* : 50 à 60 m.
- *Coupe-type* : le long de la route D 49, au-dessus de l'unité précédente.
- *Âge* : passage Oxfordien/Kimméridgien.
- *Définition* : Ces brèches hétérométriques à ciment sparitique dessinent 2 séquences positives séparées par la discontinuité D21. Dus à la dissolution d'évaporites et témoignant du développement de sebkhas (Pélissié, 1985), ces faciès passent au sommet à des micrites de lagon couronnées par un hard-ground (D22).

b) Calcaires bioturbés à galets mous de Nouaillac

- *Épaisseur* : 40 m.
- *Coupe-type* : carrière du moulin de Nouaillac et dans la colline sus-jacente, au bord de la route D 653, rive droite du Lot, 4 km en aval de Vers.
- *Âge* : 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.

● Formation de Roquedure (P. Hantzpergue, 1987)

- *Épaisseur* : 39 m.
- *Coupe-type* : elle se développe sur le versant sud de la colline qui borde la vallée du Céou entre Montfaucou et Pont-de-Rhodes, au lieu-dit « Roquedure » (Commune de Soucirac).
- *Âge* : Kimméridgien inférieur, zone à Cymodoce, sous-zone à Chatellaillonensis.
- *Définition* : La Formation 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 *Pholadomya protei* (BRONG.) et *Nanogyra 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 D24) qui souligne probablement la limite entre les sous-étages inférieur et supérieur du Kimméridgien. Faisant suite aux Calcaires bioturbés à galets mous de Nouaillac, les assises de la Formation 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), *Rasenoïdes Chatellaillonensis* (M et m) (HANTZPERGUE) et *Streblites* sp. Cette association dominée par *R. Chatellaillonensis* (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 *Rasenoïdes ecolisna* (HANTZPERGUE), juste sous le banc à terriers situé au toit de la formation, permet de reconnaître l'horizon à Discoïde qui marque la limite supérieure de la zone à Cymodoce.

● Formation de Cahors (P. Hantzpergue, 1987)

- *Épaisseur* : 33 m.
- *Coupe-type* : la Formation de Cahors surmonte les assises de la formation de Roquedure, d'est en ouest, sur le versant sud de la colline qui borde la vallée du Céou. Cependant, la partie terminale de la Formation de Cahors est mieux exposée dans l'ancienne carrière située au nord du Mont Saint-Cyr, entre Saint-Georges et Cabessut.

● *Âge* : Kimméridgien supérieur, zone à Mutabilis, sous-zone à Mutabilis.

● *Définition* : Les vingt premiers mètres de cette formation sont constitués par des calcaires argileux gris bleuté, se débitant en plaquettes et parcourus par de nombreuses pistes (*Scolia*). Ensuite, la partie terminale de la Formation 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 D25). 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 de la formation.

● Formation de Pont-de-Rhodes (P. Hantzpergue, 1987)

- *Épaisseur* : 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.
- *Âge* : cette formation 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 lumachelliques à *Nanogyra virgula* (DEFR.) et de calcaires argileux noduleux, qui présente un aspect typique du « faciès virgulien ». Cette alternance s'achève par un mince banc de calcaire graveleux dont la surface perforée est recouverte localement par une croûte ferrugineuse (discontinuité D27).

Les dépôts de la Formation de Pont-de-Rhodes correspondent à une sédimentation de vase 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

Calvescens caractérisent respectivement les sous-zones à Lallierianum (zone à Mutabilis) et à Orthocera (zone à Eudoxus). La limite entre ces deux sous-zones coïncide avec la discontinuité D26 qui, selon les localités, s'exprime par une lacune plus ou moins prononcée de l'horizon à Schilleri.

● Formation de Parnac (P. Hantzpergue, 1987)

- *Épaisseur* : 51 m.

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

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

● *Définition* : Cette puissante formation 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 D29), puis s'achève par 35 m de dépôts à dominante marneuse. Dans les douze premiers mètres, ces marnes sont feuilletées et particulièrement riches en matière organique. Quelques bancs carbonatés s'y intercalent : l'un deux, plus massif et bioclastique, livre de fréquents restes de vertébrés dont *Steneosaurus* sp. (Hantzpergue et al., 1982). Puis d'épaisses couches de marnes feuilletées alternent avec de minces bancs calcaires. Six mètres au-dessus du banc à vertébrés, un autre banc repère 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* (D'ORB.), l'autre avec l'association d'*Aulacostephanus autissiodorensis* (COTT.) et *Aspidoceras* gr. *catalaunicum* (DE LOR.). La Formation 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 D30).

Dans la Formation 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) et les horizons à Irius et à Catalaunicum (sous-zone à Irius).

● Formation de Salviac (J. Delfaud, 1969 ; émend. P. Hantzpergue, 1987)

- *Épaisseur* : 40 m.

● *Coupe-type* : carrière de Pech Fourque au nord-est de Salviac.

● *Âge* : Portlandien, 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 calcaires 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 D31).

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 (Portlandien basal).

● Formation de Cazals (J. Delfaud, 1969)

- *Épaisseur* : 90 m.

● *Coupe-type* : coupe de Cazals.

● *Âge* : Portlandien. La base de la formation est datée de la sous-zone à Gravesiana (zone à Gigas) tandis que l'âge de sa partie terminale reste indéterminé.

● *Définition* : La Formation de Cazals débute par 5 m de calcaires micritiques, finement grenus, plus ou moins bioclastiques, à *Gravesia gigas intermedia* (HANTZPERGUE) et *G. gravesiana* (D'ORB.), puis par une dizaine de mètres de calcaires fins, en bancs décimétriques réguliers, renfermant uniquement *Gravesia gravesiana* (D'ORB.) dans leur partie inférieure. Ce dernier horizon à ammonites portlandiennes précède une épaisse série de calcaires micritiques et de dolomies traduisant la régression fini-jurassique.

3. L'organisation séquentielle

3.1. Les principales discontinuités sédimentaires

Nous avons identifié une quarantaine de discontinuités de valeur régionale à globale dans la série jurassique du Quercy (fig. 2 à 4). Certaines, numérotées de D1 à D31, sont bien visibles sur le terrain et dans les empilements sédimentaires. D'autres, plus discrètes, indiquées de Da à Dg, ont toutefois une signification importante dans l'histoire de la plate-forme (fig. 2, 3, 4).

— **Discontinuité D1.** Au nord du Quercy, dans la région de Figeac et de Capdenac, elle correspond à la base de l'horizon dolomitique de Villevayre qui surmonte les grès de Gaillot, au sein de la Formation de la Madeleine et au passage Trias-Hettangien. Plus au sud, elle pourrait marquer la limite entre la formation gréseuse de la Madeleine et la formation dolomitique du Maillet.

— **Discontinuité Da.** Intra-hettangienne. Elle est constituée d'un ensemble de petites surfaces situées au toit des dolomies et argiles vertes (membre supérieur de la Formation de Maillet), dans les environnements aux tendances marines les plus affirmées.

— **Discontinuité D2.** Cette rupture sédimentaire particulièrement nette dans tous les sondages de la région Figeac-Capdenac, correspond au premier niveau de calcaires francs (oobiosparites grainstone du domaine infralittoral) ravinant les Dolomies litées sous-jacentes. Elle traduit une nouvelle avancée des eaux sur la plate-forme quercynoise et pourrait correspondre à la base du Sinémurien.

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

— **Discontinuité D4.** Post-lotharingienne (discontinuité D2 de Gabilly *et al.*, 1985). Cette rupture sédimentaire correspond à de profonds changements dans la sédimentation et dans les biocénoses. Elle sépare le Lias inférieur calcaire du Lias moyen à dominante argileuse.

— **Discontinuité D5.** Post-Ibex. Cette discontinuité clôture, au toit des Calcaires à chailles, une séquence klüpfélienne d'échelle décimétrique.

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

Dans les zones de hauts-fonds (Figeac-Capdenac) ces deux discontinuités D5 et D6 tendent à se confondre, avec de possibles lacunes.

— **Discontinuité Db.** Intra-stokesi. Elle se matérialise, au sein des Marnes de Valeyres, par une croûte ferrugineuse de 5 à 15 mm d'épaisseur, avec arrêt de sédimentation et concentration de faune.

— **Discontinuité Dc.** Intra-Margaritatus. Le membre des Argilites grises est raviné par la base de la première taphoséquence de pente. Cette discontinuité sépare donc les deux membres de la formation des Marnes de Valeyres, les Argilites grises à la base, les Marnes à taphoséquences de pente au sommet.

— **Discontinuité D7'.** Post-Spinatum, matérialisée par un fond durci.

— **Discontinuité D7''.** Post-Paltus, caractérisée par des encroûtements ferrugineux, une microkarstification et des fissures ouvertes à N 20°E. Ces deux discontinuités, séparées par un niveau calcaire à Paltus (zone à

Tenuicostatum, horizon I à Paltus) épais de 20 à 25 cm, clôturent la Barre à Pecten. La discontinuité D7'', à composante tectonique (phase de distension du Toarcien inférieur) correspond à la superposition du membre des Schistes carton à la Barre à Pecten. D7' et D7'' correspondent à la discontinuité D3 de Gabilly *et al.*, (1985). N'étant séparées l'une de l'autre que par 30 à 50 cm de sédiment, elles ont été confondues dans la figure 2 sous le numéro D7.

— **Discontinuité Dd.** Cette discontinuité s'exprime au sommet du membre des Schistes carton par un horizon de condensation décimétrique à *Harpocera-toides strangewaysi* (SOW.) [zone à Serpentinus, sous-zone à Strangewaysi, horizon IV] et à *Harpoceras pseudoserpentinum* GABILLY [zone à Serpentinus, sous-zone à Pseudoserpentinum, horizon V].

— **Discontinuité De.** Intra-Bifrons. Elle correspond à la surface indurée d'un double banc carbonaté à condensation d'*Hildoceratidae* au sein du membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras*.

— **Discontinuité Df.** Intra-Thouarsense. Cette discontinuité se matérialise, dans le bassin quercynois, par un niveau de nodules pyriteux portant des traces de fixation d'organismes (*Chionia* ?) et par un horizon de condensation à *Grammoceras thouarsense* (D'ORBIGNY) *Pseudogrammoceras doerntense* (DENCKMAM) et *P. gr. bingmanni* (DENCKMAM).

— **Discontinuité D8.** Intra-Fallaciosum. Cette discontinuité intratoarcienne interrompt la formation des Marnes et calcaires de Penne. Elle se situe au sein d'un mince niveau de calcaires bioclastiques qui sont encadrés par des marnes riches en oolithe ferrugineuse. Nous l'avons retrouvée sur toute l'étendue du bassin quercynois ainsi qu'au nord de Figeac, dans les coupes de Théminettes, Autoire.

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

— **Discontinuité D9.** Post-Mactra. Cette discontinuité interrompt une mésoséquence décimétrique clôturée par l'assise à Gryphées. Les dépôts sus-jacents, témoignent d'environnements marins plus profonds. Nous n'avons pas retrouvé les discontinuités post-Variabilis (n° 4 de Gabilly *et al.*) et post-Gruneri (n° 5 de Gabilly *et al.*). Ces deux ruptures sédimentaires, mises en évidence dans le Centre-Ouest de la France, n'apparaissent pas dans les séries quercynaises, beaucoup plus dilatées. Tout au plus, la crise de la zone à Variabilis se matérialise-t-elle par le dépôt d'oolithes ferrugineuses sur les zones de hauts-fonds et de seuils (Capdenac).

A l'inverse, les discontinuités D4 et D7 apparaissent nettement plus marquées dans le bassin quercynois que dans le Poitou.

— **Discontinuité D10.** Elle coïncide avec la discontinuité n° 7 de Gabilly *et al.* (1985) et marque un changement dans la sédimentation, l'évolution diagénétique (surface formant le mur de la dolomitisation secondaire affectant le Bajocien) et les biocénoses (apparition des Foraminifères benthiques).

— **Discontinuité D11.** Elle s'accompagne d'un approfondissement minime et marque l'apparition de *L.*

dufaurei. Elle pourrait correspondre à la discontinuité n° 8 de Gabilly *et al.* (1985) et marquer ainsi la limite Bajocien inférieur/supérieur.

— **Discontinuité D12.** Liée à un nouvel approfondissement brutal et plus important que dans le cas précédent, elle coïncide avec des mouvements tectoniques sur d'anciens accidents hercyniens N 160°, notamment au niveau de l'anticlinal de Saint-Martin-Labouval (fig. 5) où elle peut correspondre à une surface de discordance contemporaine de la discontinuité n° 9 de Gabilly *et al.* (1985), et du premier niveau à indices d'émergence des Charentes (Foucher, 1986) ; elle constitue la limite entre les Formations d'Autoire et de Cajarc.

— **Discontinuité D13.** Manifestant toujours une saccade dans le comblement de la plate-forme quercynoise, elle se confond localement (La Toulzanie) avec la D12 (fig. 5).

— **Discontinuité D14.** Correspondant à une surface durcie taraulée en Quercy ou à une croûte dolomitique en Grésigne, elle s'accompagne de nouveau d'un approfondissement brutal, suffisant pour permettre le développement de biocénoses à brachiopodes.

— **Discontinuité D15.** Elle est liée à des mouvements tectoniques (discordance angulaire dans la région de Sauliac-sur-Célé) qui semblent accompagner une subsidence plus forte du bassin quercynois par rapport à ses bordures. Vers le nord-ouest (nord du Causse de Martel) et le sud-est (vallée de l'Aveyron), elle se confond avec la D16.

— **Discontinuité D16.** Correspondant au deuxième niveau à indices d'émergence des Charentes (N. Foucher, 1986), elle s'accompagne de nouveaux mouvements tectoniques sur les mêmes zones que la D12. Elle coïncide avec l'apparition de *P. maynci* et marque également un changement climatique, la disparition des faciès de sebkha dans tout le Quercy pouvant être mise en relation avec une légère humidification du climat (Dhiersat et Pélissié, 1985).

— **Discontinuité D17.** Datée du Bathonien terminal, elle correspond à la discontinuité n° 10 de Gabilly *et al.* (1985) et au troisième niveau à indices d'émergence de Foucher. L'approfondissement se réalise de façon moins brutale que précédemment ce qui peut être mis en parallèle avec une atténuation de l'activité tectonique. Elle s'accompagne d'un important renouvellement faunique : disparition de *L. dufaurei*, apparition de *Tr. gigantea*, *Tr. palastiniensis*, *Pf. salernitana* et « *Lituanella* » *mesojurassica*. Elle est également citée dans les Grands Causses et les Pyrénées (B. Peybernès et Th. Pélissié, 1985) où elle coïncide avec la fin de la période de rifting de la Téthys ligurienne et marque alors une discordance post-rifting. Elle sépare les superséquences JIII et JIV.

— **Discontinuité D18.** Visible seulement au nord du Célé, elle marque dans tout le Quercy la disparition du *Pf. salernitana*, *P. maynci*, *L. mesojurassica* et l'apparition de *P. crusei*. Elle pourrait correspondre à la discontinuité n° 11 de Gabilly *et al.* (1985) et marquer la limite Bathonien/Callovien.

— **Discontinuité Dg.** La transition entre les Formations de Rocamadour et de Saint-Géry est généralement progressive avec intercalation de niveaux granulaires au

sein des micrites massives. Au nord-est de Cabrerets, le passage est brutal, en relation avec une forte réduction d'épaisseur de la formation de Saint-Géry. Le phénomène semble dû à des mouvements tectoniques avec basculement de bloc et création d'un onlap. Il est fort probable qu'il s'agisse là de la discontinuité de base de l'Oxfordien, particulièrement discrète en Quercy.

— **Discontinuité D19.** Accompagnée d'une émergence généralisée du Quercy, elle peut être l'équivalent de la discontinuité n° 21 de Gabilly *et al.* (1985) et constituer la limite Oxfordien/Kimméridgien. Elle est soulignée par un nouveau changement faunique : disparition de *P. crusei* et *K. palastiniensis*, apparition de *A. jaccardi*.

— **Discontinuité D20.** Du fait de la bréchification, elle coïncide avec un important changement climatique (Th. Pélissié, 1985) ; elle correspond à la discontinuité n° 21 de Gabilly *et al.* (1985) et témoigne d'un retour à des conditions plus marines.

— **Discontinuité D21.** Elle constitue le prolongement de la discontinuité D22 de Gabilly *et al.* (1985) ; elle s'exprime par la brusque apparition, dans les éléments de la Formation bréchique de Cras, de sédiments de plus haute énergie.

— **Discontinuité D22 à D31.** Les discontinuités intrakimméridgiennes D23 et D29 et intra-portlandiennes D30 et D31 sont rigoureusement datées et repérées dans l'échelle biostratigraphique basée sur les ammonites. Ainsi, elles peuvent être corrélées avec les discontinuités sédimentaires reconnues dans le Jurassique supérieur nord-aquitain (Hantzpergue, 1985 a ; Gabilly *et al.*, 1985) : à partir de la sous-zone à Chatellaillonensis, ces discontinuités sont en effet isochrones entre les Charentes et le Quercy et nombre d'entre elles ont été identifiées dans les séries du haut-fond d'Europe occidentale (Hantzpergue, 1987). L'origine eustatique de ces discontinuités paraît prouvée par leur vaste extension géographique mais leur importance paraît différente selon que l'on envisage leur signification en sédimentologie ou leur incidence sur les peuplements d'ammonites. D'un point de vue sédimentologique, nous retiendrons l'importance de la discontinuité D21 dans la partie médiane de la Formation de Cras. Elle limite les superséquences JIV et JV qui marquent l'évolution sédimentaire du Jurassique supérieur. De même, les discontinuités D22, D23, D24, D25 et D26 délimitent des séquences positives ou négatives composant la séquence majeure M4 ; D27, D28, D29, D30 et D31 soulignent les étapes de l'évolution sédimentaire de la séquence majeure M5.

D'un point de vue paléobiogéographique, les discontinuités D23 (à la base de la Formation de Roquedure) et D27 (à la base de la Formation de Parnac) coïncident en Europe occidentale avec d'importantes modifications dans la répartition des ammonites subboréales et subméditerranéennes (Hantzpergue, 1987).

3.2. Les superséquences

En Aquitaine, les sédiments jurassiques s'organisent en cinq superséquences (fig. 2, 3 et 4).

— **La superséquence JI** englobe le Trias et le Lias inférieur carbonaté. Elle présente la succession trans-

gressive suivante (de la base au sommet) : des dépôts fluviatiles puis margino-littoraux (les Dolomies du Maillet), un complexe évaporitique (les Brèches calcaréo-dolomitiques et dolomies de Capdenac), et des tidalites calcaréo-dolomitiques avec développement de faciès stromatolitiques (les Calcaires à microrhythmes de Planioles). Elle est interrompue au sommet par la discontinuité D3, intra-lotharingienne.

— **La superséquence JII** est limitée à sa base par la discontinuité D3 et, à son sommet, par la discontinuité D10. Elle s'étend donc du Lotharingien à l'Aalénien (inclus). Elle englobe donc le Lotharingien et tout le Lias moyen et supérieur à dominante marneuse. Elle s'exprime par la succession des formations suivantes : Calcaires oolithiques de Cavagnac, Calcaires de Brian-de-Vère, Marnes de Valeyres, Barre-à-Pecten, Marnes et Calcaires de Penne, Marnes et Calcaires de Lexos, dans une évolution d'ensemble cyclique, transgressive puis régressive.

— **La superséquence JIII** s'inscrit entre les discontinuités D10 et D17. Elle correspond donc à la majeure partie du Dogger (Formations d'Autoire *pro parte* et de Cajarc). Elle exprime une évolution régressive, avec la mise en place de cordons littoraux, puis de mangroves et enfin de lagunes sursalées (brèches et évaporites de Saint-Chels).

— **La superséquence JIV** se développe du Bathonien terminal (base de la Formation de Rocamadour) au Kimméridgien basal (partie médiane de la Formation de Cras). Elle correspond à un cycle transgression-régression aboutissant dans le Quercy à une sédimentation intertidale et supratidale représentée par les brèches polygéniques de Cras (Pélessié, 1986), formation contemporaine des épisodes coralliens de la bordure nord-aquitaine (Hantzpergue et Maire, 1981).

— **La superséquence JV** est constituée par la succession de deux cycles ou séquences majeures M4 et M5. La première composée par cinq lithoclines, traduit initialement un approfondissement des milieux de dépôt (membre supérieur de la formation de Cras, calcaires argileux et marnes des formations de Roquedure et de Cahors). Cette évolution s'exprime en Aquitaine par l'apparition diachrone puis par la généralisation des faciès marneux à *Nanogyra virgula* (DEFER).

La seconde séquence (M5) composée par six lithoclines, débute dans la formation de Pont-de-Rhodes, avec des environnements à céphalopodes qui, progressivement, aboutiront au Portlandien à la généralisation de milieux peu profonds représentés dans les formations de Salviac et de Cazals par des calcaires laminés puis des dolomies précédant l'émersion fini-jurassique.

3.3. Les séquences majeures

Les dépôts du Jurassique quercynois sont agencés en 24 séquences majeures (fig. 2, 3 et 4) :

— 12 au Lias (séquences L1-L3 de la superséquence JI et L4 à L12 de la superséquence JII) ;

— 7 au Dogger (séquence Do1 à Do5 constituant la superséquence JIII ; séquence Do6-Do7 formant la base de la superséquence JIV) ;

— 5 du Malm (séquences M1 à M3 de la superséquence JIV et M4 à M5 de la superséquence JV).

— **Séquence L1** (Hettangien *pro-parte*). Elle possède une évolution à tendance essentiellement régressive, avec des tendances marines à la base (partie inférieure des Dolomies en dalles), à quoi succèdent des dépôts laminés, stromatolitiques (partie supérieure des Dolomies en dalles), puis des argiles et dolomies à anhydrite qui caractérisent des milieux marins plus ou moins confinés, puis supratidaux.

— **Séquence L2** (Hettangien *pro-parte*). Elle débute, au niveau des fonds durcis de la discontinuité Da, par des faciès relativement plus marins, de sebkhas. Elle se poursuit par une phase post-évaporitique avec les dolomies litées. Son évolution d'ensemble est donc légèrement régressive.

— **Séquence L3** (Sinémurien-Lotharingien inférieur). Cette séquence pluridécamétrique est limitée, à sa base, par la discontinuité D2 et tronquée, à son sommet, par la discontinuité D3. Elle indique une tendance générale régressive avec le développement, à la partie inférieure (et en base de séquences élémentaires), de tapis oolithiques infralittoraux et, à la partie supérieure, de stromatolites, puis de brèches de dessiccation, de cristaux de gypse, de paléosols et enfin avec la multiplication de petits hard-grounds.

— **Séquence L4** (Lotharingien). Cette petite séquence, métrique à décamétrique, le plus souvent organisée en séquences métriques de type klüpfélien, sépare les dépôts de plate-forme proximale du Lias inférieur des dépôts de plate-forme distale du Lias moyen.

— **Séquence L5** (Carixien *pro-parte* : zones à Jamesoni et Ibex). Cette séquence pluri-décamétrique, limitée par les discontinuités D4, à sa base, et D5 à son sommet englobe les deux premiers membres de la formation des Calcaires de Brian-de-Vère : les Calcaires marneux à *Platypleuroceras* (zone à Jamesoni) et les Calcaires à chailles (zone à Jamesoni, partie supérieure, et zone à Ibex). C'est une séquence de comblement en domaine de plate-forme distale.

— **Séquence L6** (Carixien supérieur : (zone à Davoei) et base du Domérien inférieur (zone à Stokesi *pro-parte*). Cette séquence à dominante d'ouverture, d'échelle décamétrique, s'exprime par les Calcaires en rangs de pavés (membre supérieur de la formation de Calcaires de Brian-de-Vère). Limitée, à sa base, par la discontinuité D5 post-Ibex, elle est tronquée, à son sommet, par la discontinuité D6 post-Davoei.

— **Séquence L7** (zone à Stokesi *pro parte*) comprise entre la discontinuité D6 et la discontinuité Dc. Cette phase d'homogénéisation du bassin quercynois voit l'ennoyage des paléoreliefs sous-marins du Carixien sous un apport massif d'illites (Argilites grises). Elle correspond à la réalisation des vasières circalittorales à *Balanocrinus* et aux eaux les plus profondes de tout le Lias quercynois, en une séquence d'approfondissement.

— **Séquence L8** (Domérien-zone à Margaritatus et zone à Spinatum ; extrême base du Toarcién, zone à Tenuicostatum, horizon à Paltus). Cette séquence s'inscrit entre la discontinuité Db et la discontinuité D7' au sommet de la Barre à Pecten. Elle englobe la totalité

des Marnes à taphoséquences de pente et la formation de la Barre à Pecten. Elle se caractérise donc d'abord par une phase de déstabilisation d'environnements de plate-forme (Marnes à taphoséquences de pente) puis évolue d'abord vers des milieux circalittoraux, puis infralittoraux (Barre à Pecten). Elle est donc cyclique.

— **Séquence L9** (Toarcien inférieur-moyen, zone à *Tenuicostatum*, horizon à *Semicelatum*, zone à *Serpentinus*, zone à Bifrons, horizons VII et IX *pro-parte*, fig. 9). Cette séquence décimétrique se développe entre les discontinuités D7' et De. Elle présente la succession de deux types de dépôts :

a - Membre des Schistes carton : dépôt de sédiments varvés sur des fonds anoxiques (horizons III et IV) ;

b - Membre des Marnes et Calcaires à *Hildoceras* : dépôt de vases carbonatées sur des fonds bien oxygénés et éclairés de l'étage infralittoral avec des faunes benthiques développées (horizon V à VIII et horizon IX *pro-parte*), à profondeur décroissante vers le haut.

— **Séquence L10** (Toarcien moyen, zone à bifrons, horizons IX et X, zone à *Variabilis*, zone à *Thouarsense*, zone à *Insigne*, horizon XVII à *Fallaciosum*). Cette séquence pluridécimétrique est limitée à sa base par la discontinuité De et, à son sommet, par la discontinuité D8. Cette séquence présente, elle aussi, la succession de deux types de dépôts :

a - Membre des Marnes et calcaires à *Hildoceras* ; dépôts de vases carbonatées sur des fonds bien oxygénés avec la superposition de couches à *Ectacrinus* à la base (horizons IX à XII partie inférieure), puis d'une écozone à *Isocrinus* au sommet (horizon XII partie supérieure). Cette succession suggère un approfondissement progressif avec la mise en place de vasières circalittorales, toutefois nettement moins profondes que celles du Domérien moyen.

A partir du sommet de l'horizon XII, l'augmentation du taux de sédimentation conduit à la formation de dépôts laminés sur des fonds semi-réducteurs du domaine circalittoral.

b - Membre des Marnes noires à *Pseudogrammoce-ras* : dépôt d'argilites laminées (horizons XIII et XV) avec un fort taux de sédimentation, ces faciès confinés étant peu propices au développement de la vie benthique. Au sein de ce membre et au-dessus du niveau de condensation de la discontinuité Df, l'épaisseur de la tranche d'eau diminue et des apports détritiques grossiers s'intercalent dans les marnes.

— **Séquence L11** (Toarcien supérieur), zone à *Insigne*, horizon XVIII à *Insigne*, XIX à *Gruneri* ; zone à *Pseudoradiosa*, horizons XX à *Levesquei*, XXI à *Pseudoradiosa*, XXII à *Explanata*, zone à *Aalensis*, horizons XXIII à *Mactra*, XXIV à *Subcompta*, XXV à *Fluens*). C'est une séquence de tendance cyclique comprise entre les discontinuités D8 et D9 (fig. 10) avec des bancs de calcaires marneux strato-croissants vers le haut et des marnes noires circalittorales strato-décroissantes. La séquence s'achève par le développement d'une assise à Gryphées.

— **Séquence L12** (Toarcien terminal, zone à *Aalensis*, sous-zones à *Celtica*, *Aalensis*, *Buckmani* ; *Aalénien*). Cette séquence elle aussi cyclique débute par marnes noires à intercalations de bancs à Gryphées et

conduit à l'installation d'une vaste plate-forme carbonatée avec la mise en place de calcaires à oncolites. Cette séquence est tronquée, au sommet, par l'importante discontinuité D10.

— **Séquence Do1** (Bajocien). Limitée à la base par la discontinuité D10 et au sommet par la discontinuité D12, elle traduit le passage en évolution régressive de dépôts de barrière oolithique à des sédiments de milieux margino-littoraux.

— **Séquence Do2** (Bajocien). Elle présente une évolution régressive succédant à un léger approfondissement contemporain de mouvements tectoniques. Elle s'étend des environnements subtidaux jusqu'aux limites du domaine supratidal, sous un climat relativement humide.

— **Séquence Do3** (Bajocien terminal). Très semblable à la précédente, elle s'en distingue par une plus grande homogénéité de faciès.

— **Séquence Do4** (Bathonien inférieur et moyen). Elle forme une séquence cyclique, dans des environnements analogues à la précédente mais sous un climat plus aride, comme l'atteste la généralisation des faciès de sebkha.

— **Séquence Do5** (Bathonien supérieur *pro-parte*). Elle termine en Quercy la superséquence JIII. Elle passe de milieux subtidaux au domaine supratidal sous climat humide comme l'indiquent les faciès dulçaquicoles généralisés à cette époque à l'ensemble du Quercy. Comme la séquence Do2, elle succède à un brutal enfouissement associé à des mouvements tectoniques.

— **Séquence Do6** (Bathonien terminal). Elle ne s'individualise nettement qu'au nord du Célé où elle dessine une biséquence transgressive puis régressive. A l'inverse de la plupart des précédentes, cette séquence débute donc par une augmentation progressive de la tranche d'eau.

— **Séquence Do7** (Callovien). Elle présente une tendance régressive allant de dépôts de barrière à des eaux intertidales.

— **Séquence M1** (Oxfordien inférieur ?). Succédant à des mouvements tectoniques, son évolution est régressive, allant de faciès de barrière à des dépôts intertidaux.

— **Séquence M2** (Oxfordien). Elle se termine par une émergence avec altération et bréchification des dépôts antérieurs.

— **Séquence M3** (Oxfordien terminal-Kimméridgien basal). Elle clôture la superséquence JIV et s'exprime, dans un contexte climatique aride, par une sédimentation sous une faible tranche d'eau soumise à de nombreuses fluctuations comme l'indique la bréchification éogénétique par dissolution de niveaux évaporitiques.

— **Séquence M4** (Kimméridgien basal-Kimméridgien supérieur *pars*). Elle débute par une sédimentation très peu profonde (brèche de dissolution) qui, par étapes successives, montre une ouverture sur le domaine océanique.

Les séquences lithoclinales qui la compose marquent ces différentes étapes.

Les calcaires bioturbés à galets mous de Nouaillac, déposés dans un environnement lagonal, indiquent une tendance transgressive qui s'accroît ensuite avec une

sédimentation de plus en plus argileuse, progressivement ouverte sur le domaine océanique comme l'atteste le retour des céphalopodes sur la bordure orientale du bassin d'Aquitaine (formations de Roquedure et de Cahors). Les calcaires argileux, bioclastiques et noduleux de la formation de Pont de Rhodes terminent la séquence M4. Ils sont typiques du faciès virgulien qui s'étend alors sur une grande partie du bassin d'Aquitaine et sur le bassin de Paris.

— **Séquence M5** (Kimméridgien supérieur *pars*-Portlandien). De caractère franchement régressif, la séquence M5 conduit par saccades au développement d'une sédimentation carbonatée intertidale à supratidale (formation de Salviac) épisodiquement soumise à de brèves influences océaniques (présences de *Gravesia*). Elle s'achève par une séquence lithoclinale de comblement dont l'évolution conduit rapidement au développement d'une sédimentation margino-littorale et lagunaire. Les termes évaporitiques qui terminent la séquence M5 sur la bordure nord-Aquitaine, notamment dans la région de Cognac, ne paraissent pas être représentés dans le département du Lot.

Dans l'état actuel de nos connaissances, la limite supérieure de la séquence M5 n'a pas encore été précisée.

4. L'évolution paléogéographique et sédimentaire

4.1. La création d'une plate-forme carbonatée au Lias inférieur

La première transgression liasique, à l'Hettangien inférieur, se dirige du sud vers le nord et le nord-est. Elle entraîne la submersion progressive de plaines fluviales 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 le développement 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'approfondisse-

ment des milieux de dépôt se poursuit pendant le Domérien inférieur-moyen avec l'installation des vasières circalittorales 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 Toarcien 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'*Isoacrinus*). Enfin le Toarcien supérieur et l'Aalénien sont marqués par une évolution vers de nouveaux faciès de plate-forme carbonatée peu profonde.

4.3. Le développement 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'émersion. Cette évolution est marquée par deux périodes tectoniques avec réactivation d'accidents hercyniens N 20°E, N 11° 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 Dogger supérieur et au Malm inférieur, une nouvelle plate-forme carbonatée se superpose à la précédente avec retour progressif des conditions marines, phase de comblement préluant à une émersion, 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 subtidaux, sur un littoral non barré. La tendance transgressive s'accroît 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 SW et ceci en relation avec la structure profonde du socle, notamment exprimée par le linéament ouest-

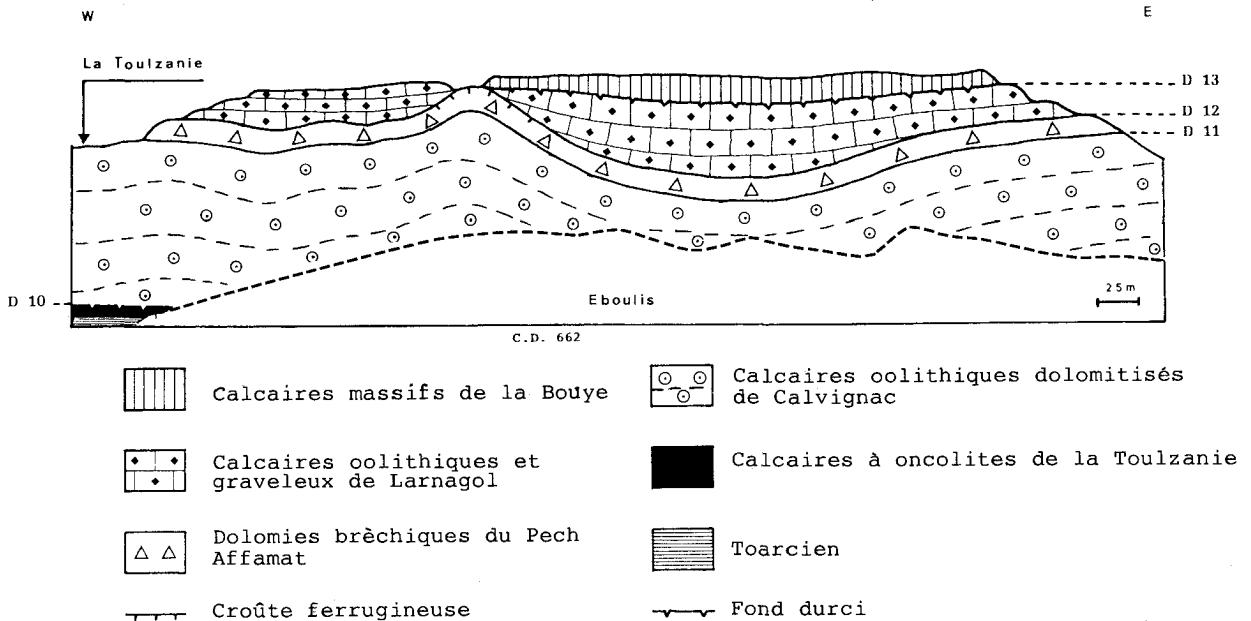


Fig. 5. - Les discontinuités bajociennes à la Toulzanie et la surface de discordance de la discontinuité D12.

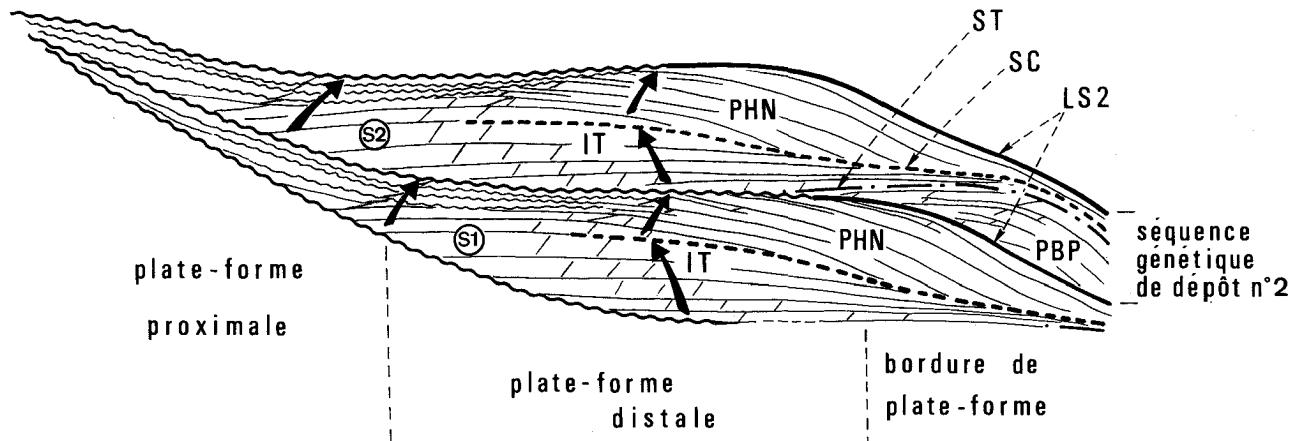


Fig. 6. - Séquences de dépôt et discontinuités d'origine eustatique en domaine de plate-forme (inspiré de Vail et al., 1987).

quercynois. Le dépôt des marnes et calcaires argileux à *Nanogyra virgula* (DEFR.) (Formations 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 « vase à *N. virgula* » indique probablement un lessivage des zones émergées et semble traduire également l'intervention de déformations épirogéniques (Enay et al., 1980).

4.5. Vers la régression 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 Portlandien basal, le caractère franchement marin des dépôts est attesté par l'abondance et la vaste répartition des ammonites du genre *Gravesia*. La tendance régressive s'accroît ensuite rapidement, accompagnée par la différenciation d'un golfe étroit, du Quercy au Charentes, ouvert à l'ouest sur le domaine atlantique. Situés à l'extrémité orientale de ce golfe, les dépôts quercynois traduisent un moindre profondeur que leurs équivalents charentais : les calcaires à *Gravesia* de la formation de Salviac sont contemporains de l'alternance de marnes et de calcaires argileux à *N. virgula* (DEFR.) de la pointe de Chassiron (Ile d'Oléron), caractérisée par la même faune d'ammonites. De même, la sédimentation intertidale et supratidale de la Formation de Cazals s'effectue tandis que dans les Charentes les dépôts sont alors plus variés : des forma-

tions évaporitiques s'intercalent dans une série de marnes, de calcaires micritiques, oolithiques ou bioclastiques.

5. Les principaux facteurs de l'évolution géodynamique

5.1. Le contrôle eustatique

a. Principes d'application des concepts de la stratigraphie séquentielle à l'étude d'une série de plate-forme carbonatée

L'influence des variations du niveau de la mer sur l'évolution sédimentaire d'une plate-forme carbonatée peut être reconnue en appliquant la démarche de la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1984), ainsi que cela a été récemment démontré pour l'interprétation du Jurassique du bassin parisien (Vail *et al.*, 1987).

Sur la plate-forme carbonatée quercynoise, la séquence génétique de dépôt, engendrée par un cycle de montée puis de baisse des eaux, se compose de 3 prismes sédimentaires successifs, superposés et/ou juxtaposés (fig. 6) :

— le **prisme de bordure de plate-forme (PBP)**, sédimenté en bas niveau marin dans les parties basses. Il est caractérisé par des dépôts sous faible tranche d'eau ;

— l'**intervalle transgressif (IT)**, corps sédimentaire agradant (en « onlap »), lié à la montée des eaux. Il s'étend sur toute la plate-forme et montre généralement une tendance à l'approfondissement, par l'intermédiaire de séquences d'ordre inférieur (paraséquences) cycliques ou de comblement ;

— le **prisme de haut niveau marin (PHN)**, corps sédimentaire progradant formé en phase de stabilité ou de baisse lente des eaux. Il couvre l'ensemble de la plate-forme et exprime, dans la superposition de paraséquences de comblement, une diminution progressive de la profondeur. Il est donc représenté, soit par une séquence majeure klüpfélienne, allant de faciès de plate-forme ouverte à des faciès de barrière (au Toarcien-Aalénien, par exemple), soit par une séquence majeure « quercynoise » (Delfaud, 1975) allant d'environnements de barrière ou de lagon à des milieux de lagunes ou de sebkhas littorales (Dogger).

Ainsi, la séquence génétique de dépôt est cyclique sur la partie distale et moyenne de la plate-forme où elle intègre le prisme de bordure de plate-forme (partie distale), l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin. Elle est de tendance régressive sur la partie la plus proximale de la plate-forme où elle est représentée par le seul prisme de haut niveau marin. Les séquences de dépôt sont limitées par des discontinuités de baisse brutale des eaux qui témoignent d'émersion, totale (type 1) ou partielle (type 2), de la plate-forme. Ces ruptures sédimentaires (LS) séparent deux corps sédimentaires formés à faible profondeur et qui ne sont pas toujours aisément décelables sur une verticale. Seule, la connaissance de l'organisation géométrique des dépôts permet de les localiser avec certitude.

L'intervalle transgressif est séparé du prisme de haut niveau marin, sur la plate-forme distale, par une rupture sédimentaire — la discontinuité de montée rapide des eaux ou surface condensée (SC) — qui correspond à une phase de vacuité sédimentaire avec des expressions variées (niveau de condensation, croûte ferrugineuse, horizon glauconieux, lit très bioturbé ou surface durcie...). Cette discontinuité se localise au point d'inversion du cycle séquentiel, au sein des dépôts signalant la tranche d'eau la plus forte avec des faciès souvent comparables de part et d'autre de la discontinuité. La lacune stratigraphique est d'importance croissante vers le bassin, par accroissement de la durée de la phase de vacuité sédimentaire.

La surface de transgression (ST), comprise entre le prisme de bordure de plate-forme et l'intervalle transgressif, est souvent bien visible dans les colonnes stratigraphiques. Elle se marque généralement par un changement lithologique, une homogénéisation des 2s et un approfondissement marqué.

b. L'empreinte de l'eustatisme dans le Jurassique quercynois

La comparaison entre les séquences majeures et discontinuités ci-dessus décrites et antérieurement reconnues dans nos travaux analytiques détaillés (R. Cubaynes, 1986 pour le Lias ; Th. Pélissier, 1982 pour le Dogger-Malm inférieur ; P. Hantzpergue, pour le Malm supérieur, 1987) d'une part, et les cycles eustatiques de 3^e ordre récemment établis par Haq *et al.* (*in* Bally, 1987) d'autre part, montre le rôle dominant joué par les variations globales du niveau des mers dans l'évolution de la plate-forme quercynoise (fig. 7 et tableau).

Au Lias, nous avons retrouvé 10 des 11 discontinuités de baisse brutale des eaux décrites par B.U. Haq *et al.* : ce sont nos discontinuités D1, D2, D3, D5, D6, Dc, D7, De, D8 et D9. Pour le Lotharingien, Carixien, Domérien et Toarcien ; elles sont calées sur les mêmes zones d'ammonites. Au Lias inférieur, les arguments chronostratigraphiques collectés sont insuffisants pour comparer les âges des discontinuités quercynois aux limites de cycles. Une seule discontinuité de baisse brutale des eaux mentionnée par Haq *et al.*, n'a pas été retrouvée : il s'agit de la discontinuité à 198 M.A. (base du Lotharingien) qui serait insérée dans les calcaires à Stromatolites du Sinémurien-Lotharingien où les discontinuités sont multiples et difficiles à hiérarchiser. Enfin, une des discontinuités les plus perceptibles à l'observation en Quercy n'a pas d'équivalent dans le diagramme des cycles eustatiques, et nous verrons ultérieurement que nous lui accordons une signification tectonique. Les discontinuités de baisse brutale des eaux limitent les séquences majeures créées par les variations globales du niveau des mers et auxquelles nous donnons les significations suivantes : l'ensemble L1-L2 correspond à une seule séquence cyclique, formée durant le cycle UAB - 2 ; elle associerait un intervalle transgressif (L1) et un prisme de haut niveau marin (L2), séparés par la discontinuité de montée rapide des eaux Da. La séquence L3 représenterait uniquement la sédimentation de prismes de haut niveau marin des cycles UAB - 3.1 et UAB - 3.2.

Les séquences du Lias moyen et supérieur L5 à L12, déposées dans des environnements plus profonds, sont

A G E S	QUERCY			EUSTATISME (B.U. HAQ et al.)		Prismes	Discont. tecton.
	Disc	Séq.	niv. cond.	Limites cycles	Cycles		
Portlandien terminal	Dx	—	—	—	—	—	—
		M5			LZA 4.6.	PHN IT PBP	
Kimméridgien supérieur (anté Eudoxus)	D26			2(142)			
		M4			LZA 4.5.	PHN IT PBP	
Kimméridgien inférieur (anté Cymodoce)	D21			2(144)			
Oxfordien		M3			LZA 4.4. LZA 4.3.	PHN	
intra-Oxfordien	D20			2(148,5)			
Oxfordien		M2			LZA 4.2.	PHN	
intra-Oxfordien	D19			2(149,5)			
Oxfordien inf.?		M1			LZA 4.1.	PHN	
Oxfordien inf.	Dg			1(150,5)			↑↓
Callovo/Oxfordien		Do7			LZA 3.2.	PHN	
intra-Callovien inf.?	D18			2(155,5)			
passage Bathonien-Callovien ?		Do6			LZA 3.1.	PHN IT?	
intra-Bathonien term.	D17			1(158,5)			
Bathonien sup.		Do5			LZA 2.4.	PHN	
intra-Bathonien	D16 D15			2(159,5) 0			↑↓
Bathonien inf./moyen		Do4			LZA 2.3.	PHN	
post-Bajocien	D14			2(161,5)			
Bajocien term.		Do3			LZA 2.2.	PHN	
intra-Bajocien	D13			2(166)			
Bajocien		Do2			LZA 2.1.	PHN	
intra-Bajocien	D12			2(169)			↑↓
Bajocien inf.		Do1			LZA 1.	PHN	

intra-Aalénien (post-Opalinum)	D10			1(177)			
Toarcien term./Aalénien		L12			UAB 4.6.	PHN IT	
intra-Toarcien sup. (post-Nactra)	D9			2(179,5)			
Toarcien sup.		L11			UAB 4.5.	PHN IT PBP?	
intra-Toarcien (intra-Fallaciosum)	D8			2(181)			
Toarcien moyen		L10	Df		UAB 4.4.	PHN IT PBP	
Toarcien moyen (intra-Bifrons)	De			2(182,5)			
Toarcien inf./moyen		L9	Dd		UAB 4.3.	PHN IT PBP	
Toarcien basal (post-Paltus)	D7*			0			↑↓
Limite Domérien-Toarcien (post-Spinatum)	D7'			2(186,5)			
Domérien moyen/sup.		L8			UAB 4.2.	PHN IT PBP	
Domérien moyen (intra-Margaritatus)	Dc			2(188)			
Domérien inf./moyen		L7	Db		UAB 4.1.	PHN IT	
Domérien basal (intra-Stockesi)	D6			1(188,5)			
Carixien sup./Domérien bas.		L6			UAB 3.4.	PHN IT	
intra-Carixien (post-Ibex)	D5			2(191)			
Carixien inf./moyen		L5			UAB 3.3.	PHN IT	
post-Lotharingien	D4			0			↑↓
Lotharingien terminal		L4			0		
intra-Lotharingien	D3			2(195)			↑↓
Sinemurien/Lotharingien		L3			UAB 3.2. UAB 3.1.	PHN PHN	
intra-Hettangien	D2			2(202)			
Hettangien		L1-2	Da		UAB 2.	PHN IT	
passage Trias-Hettangien	D1			2(211)			
Trias		T			UAB 1		
post-Hercynienne	Do						↑↓

Tabl. 1. - Tableau comparatif des discontinuités et séquences majeures du Jurassique du Quercy et des cycles eustatiques de Haq, Hardenbol et Vail (1987).

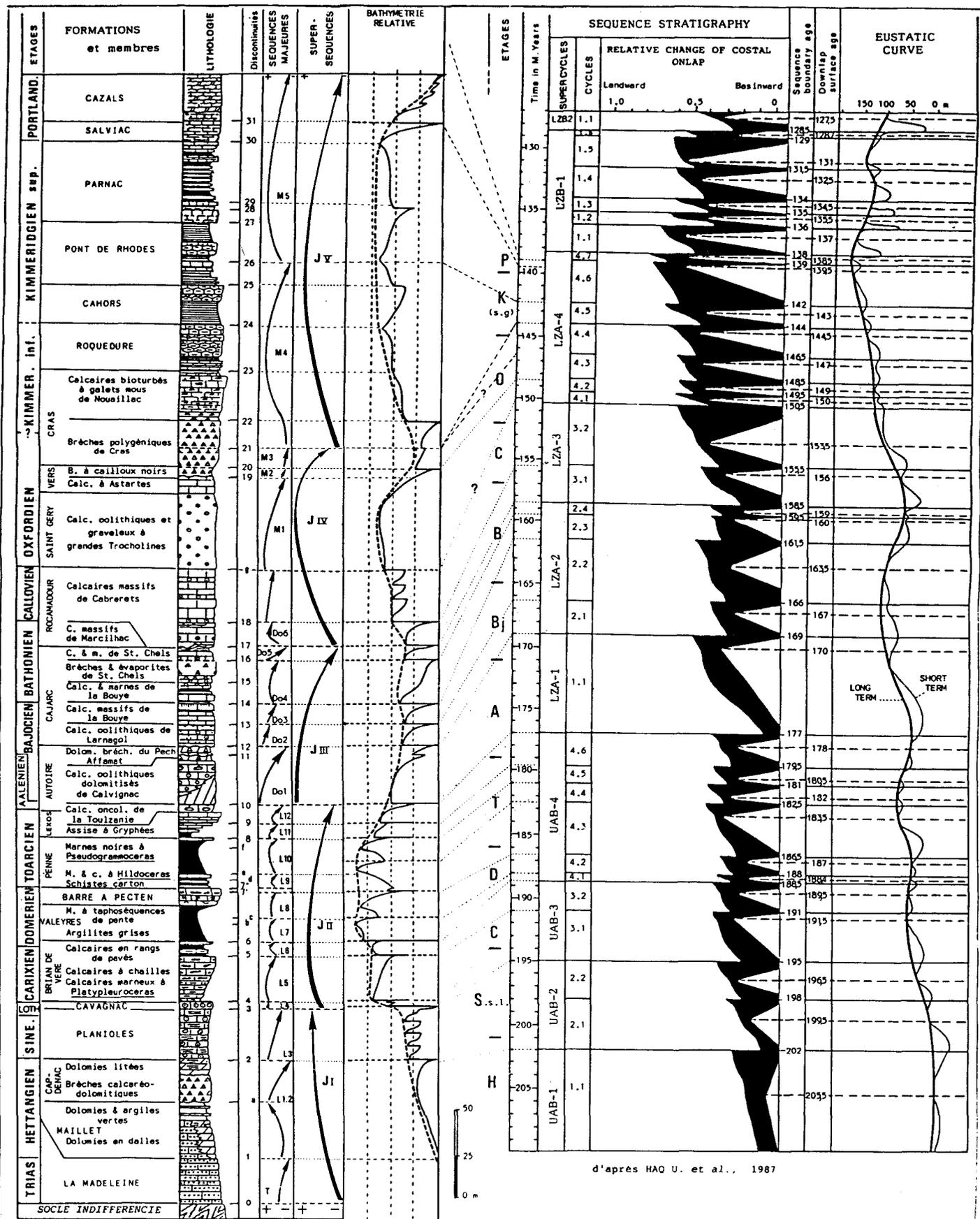
cycliques et amènent chacune la superposition d'un intervalle transgressif et d'un prisme de haut niveau marin (fig. 8 et 9) ; elles sont complétées même à la base, au Domérien et au Toarcien inférieur-moyen, lorsque la tranche d'eau est plus épaisse, par des prismes de bordure de plate-forme, comme les Marnes à taphoséquences de pente (fig. 8). Les discontinuités Db, Da et Df représentent alors, au point d'inflexion du cycle séquentiel, les surfaces condensées de montée rapide des eaux.

De l'Aalénien au passage Oxfordien-Kimméridgien, le calage stratigraphique des séquences et des discontinuités est moins précis faute de bon marqueurs paléontologiques. Toutefois on peut identifier dix discontinuités préluant chacune à une progressive ou brusque transgression et qui coïncideraient à des discontinuités de baisse brutale des eaux, de type 1 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 des prismes de haut niveau marin (séquences quercynaises).

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.

Dans le Kimméridgien et le Portlandien, l'évolution de la superséquence J V, engendrée par une montée globale des eaux à long terme (fig. 7), s'effectue suivant 4 principales étapes correspondant aux séquences majeures M4 et M5. Ces séquences, limitées par des discontinuités (D21, D26 et Dx), assimilables à des surfaces de baisse brutale des eaux de type 2, peuvent être interprétées comme des séquences génétiques de dépôt créées par des cycles eustatiques de 3^e ordre. Les deux séquences M4 et M5 montrent chacune la succes-



d'après HAO U. et al., 1987

Fig. 7. - Succession lithostratigraphique, séquences majeures et superséquences du Jurassique du Quercy. Comparaison avec les cycles eustatiques de Haq, Hardenbol et Vail (1987).

sion des dépôts de bas niveau, puis de l'intervalle transgressif et du prisme de haut niveau marin, séparés par une discontinuité de montée rapide des eaux (respectivement D25 et D31, comme l'illustre la fig. 11 pour la séquence M5).

D'autres discontinuités de grande extension géographique, tel que les D23 et D27, correspondent à des surfaces de transgression majeures. La signification événementielle de ces deux dernières discontinuités est importante puisque, respectivement à la base de la sous-

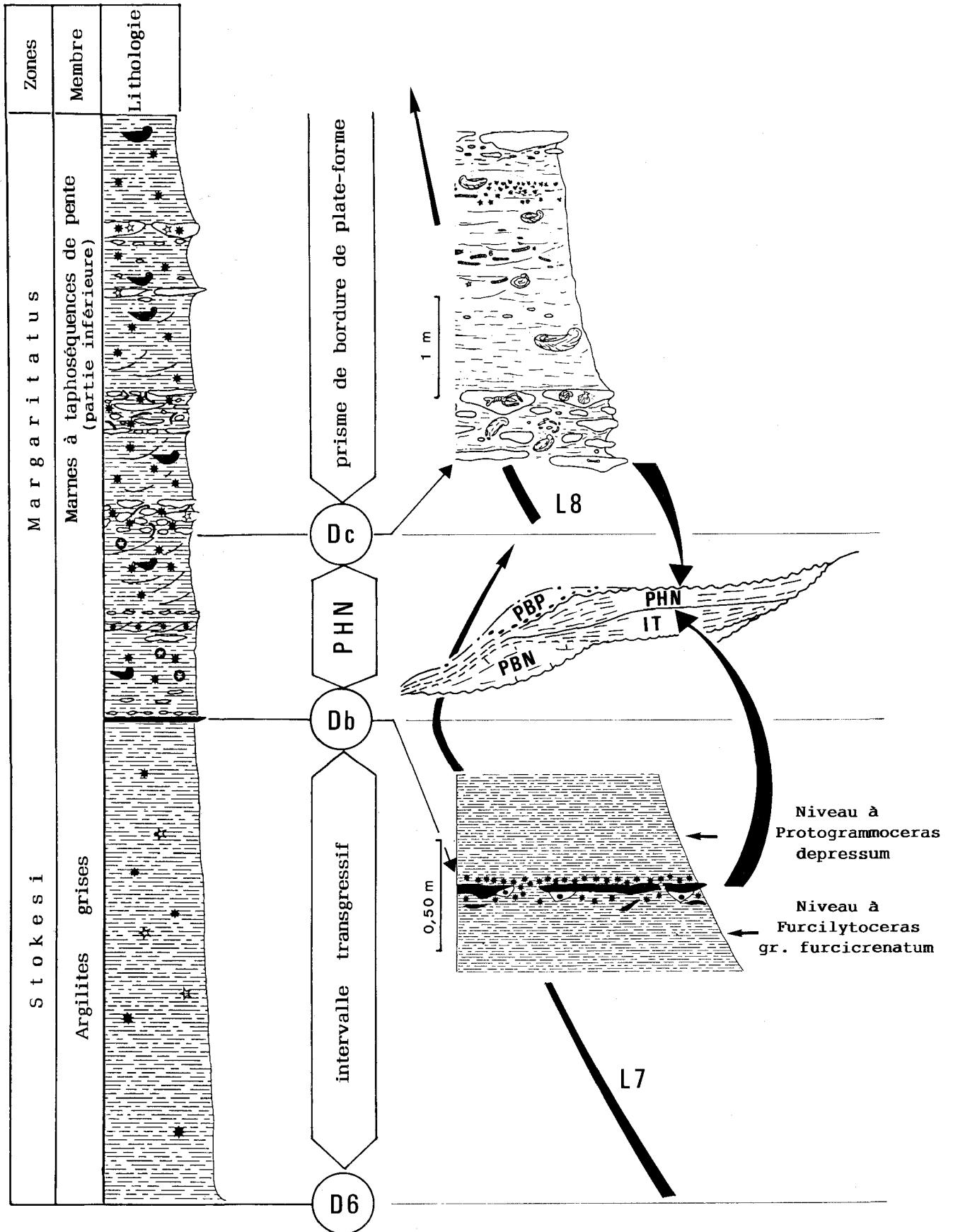


Fig. 8. - Les divers prismes de dépôt et discontinuités de la formation de Valeyre (Domérien), dans la coupe-type de la Boulbène, et leur interprétation eustatique.

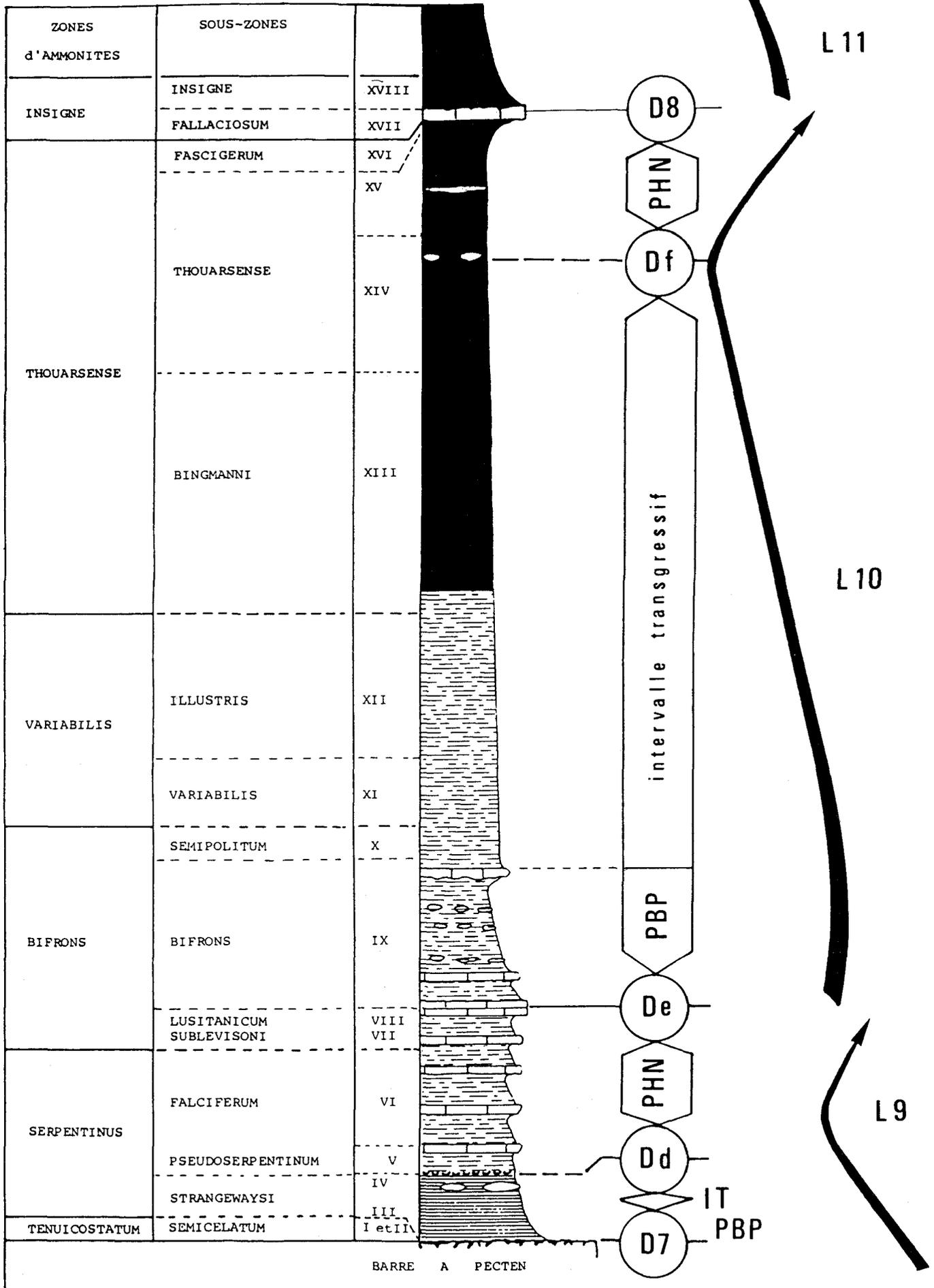


Fig. 9. - Les divers prismes de dépôt et discontinuités de la formation de Penne (Toarcien), dans les coupes-types de Penne et de Lexos, et leur interprétation eustatique.

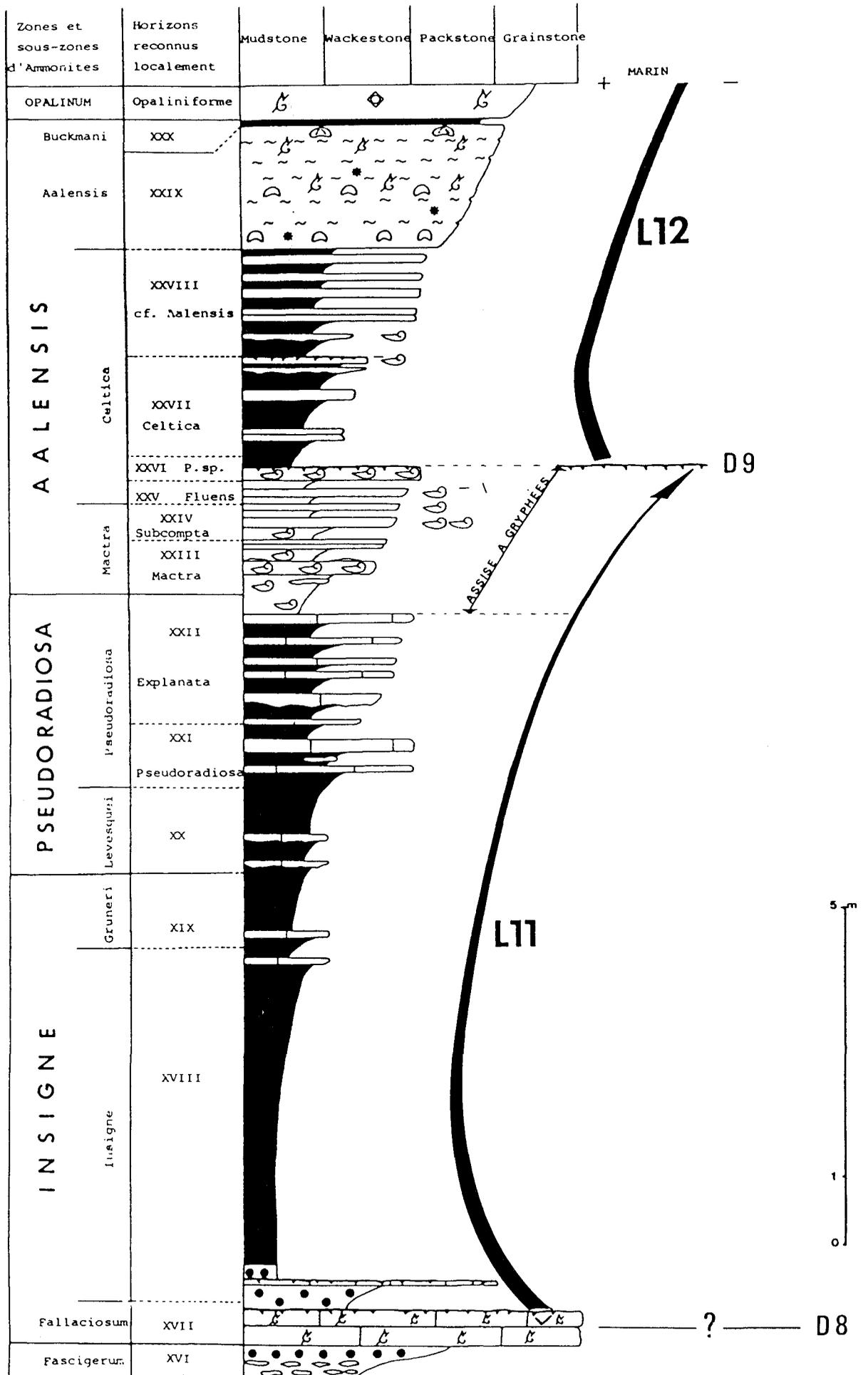


Fig. 10. - Les séquences de comblement du Toarcien supérieur L11 et L12 dans la coupe-type de Lexos.

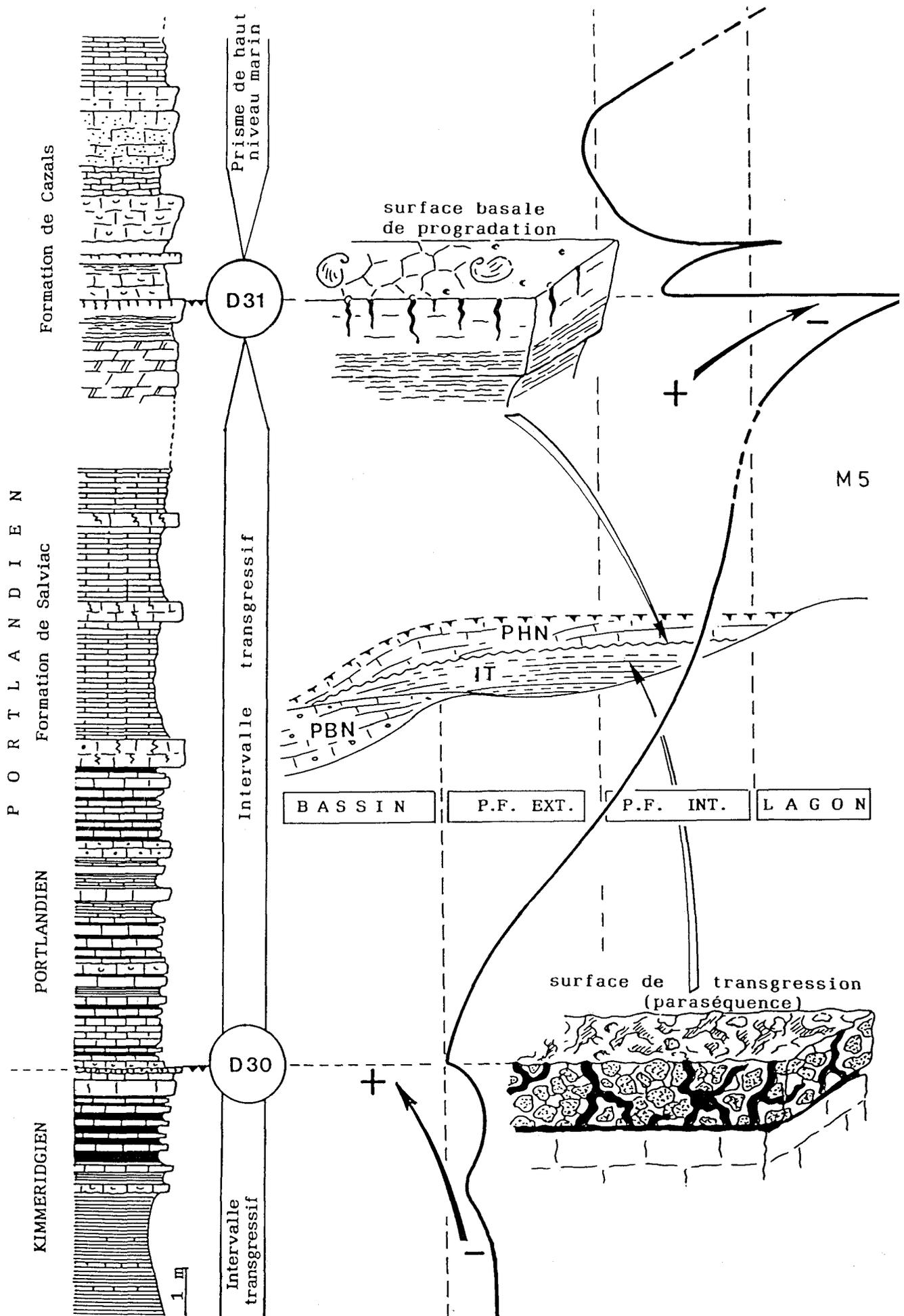


Fig. 11. - Les divers prismes de dépôt du Kimméridgien terminal - Portlandien basal dans la coupe du Mas de Maury, et leur interprétation eustatique.

zone à Chatellaillonensis et de la sous-zone à Caletanum, elles coïncident sur le haut-fond ouest-européen à des phases d'accentuation du provincialisme des faunes d'ammonites.

5.2. Le contrôle tectonique

a. Lias

Pendant tout le Lias inférieur (Hettangien-Sinemurien), la plate-forme proximale quercynoise 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'émersion. Dès le Lotharingien supérieur, le bassin quercynois présente une morphologie différenciée, attestée par les onlaps de la formation de Cavagnac (fig. 12). Cette phase de distension (crise lotharingienne des auteurs) coïncide avec une première discontinuité, qui est aussi eustatique (discontinuité D3 à 195 MA) signalée par Haq *et al.* La discontinuité D4 qui couronne la Formation de Cavagnac est aussi tectonique, créant de nouvelles différenciations topographiques. En effet, dès le Carixien basal, le bassin quercynois présente une structure en héli-graben (fig. 13), 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 (fig. 14), bordés par des failles d'orientation N 20°E. Cette discontinuité D4 à la limite Lotharingien-Carixien n'est pas mentionnée par Haq *et al.* : la séquence métrique L4 se met donc en place durant une phase de rifting.

Au Toarcien inférieur, un nouveau jeu distensif des failles majeures (faille de Villefranche-de-Rouergue, linéament ouest-quercynois) se traduit par une disposition en héli-graben (fig. 15). 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 pendant le Dogger inférieur 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 ligur. Cette phase distensive agit surtout selon la direction N 20°E induisant une morphologie en horsts et grabens et en blocs basculés (Peybernet et Pélissié, 1985).

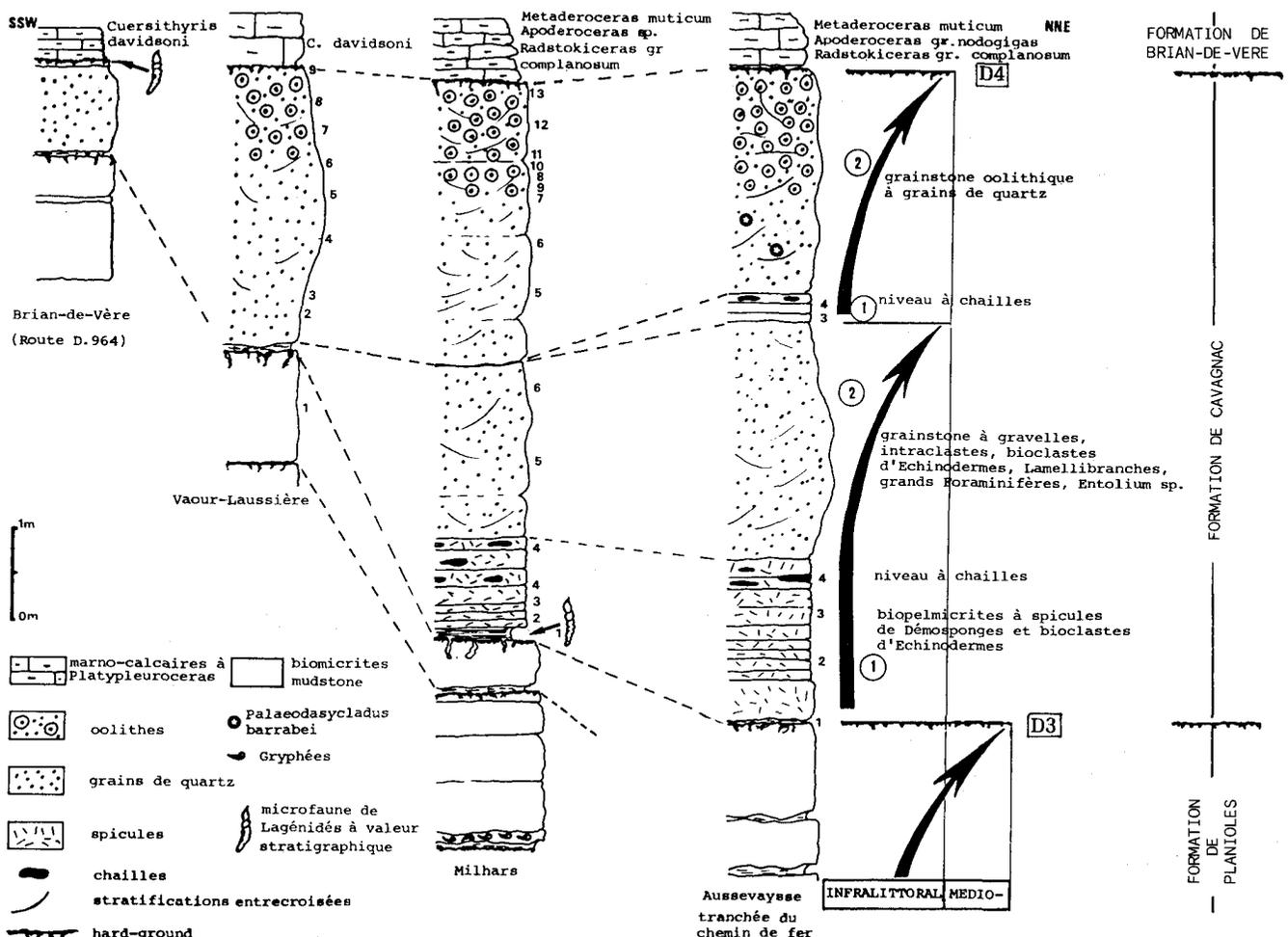


Fig. 12. - Coupes de la formation de Cavagnac dans la région de la Grésigne, montrant le dispositif en onlap au-dessus de la discontinuité D3.

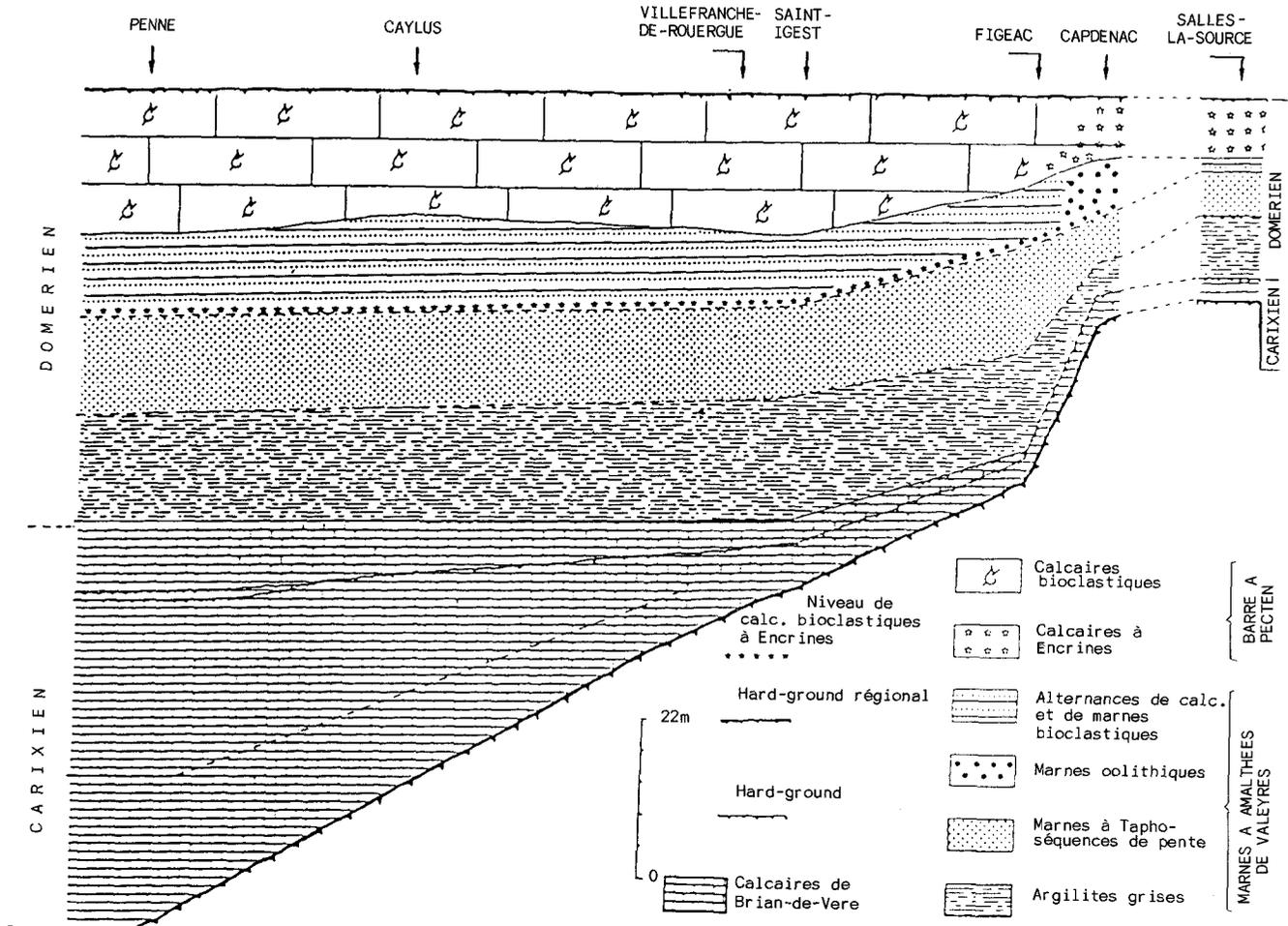


Fig. 13. - La structure en héli-graben du bassin liasique du Quercy méridional au Carixien-Domérien.

S'individualisent ainsi plusieurs zones hautes (seuil de Villefranche-de-Rouergue, seuil caussenard, môle de Castelsarrasin) dotées de séries réduites et/ou soumises à l'érosion. Cette morphologie s'accompagne d'une subsidence différentielle marquée dans les Pyrénées et les grands Causses, plus discrète mais néanmoins décelable en Quercy. La direction N 150°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 ». Trois phases tectoniques principales s'individualisent ainsi : la première (exprimée par D12) durant le Bajocien (fig. 5), la seconde (D15) au cours du Bathonien, la troisième (D16) au Bathonien supérieur. Les première et troisième phases se superposeraient à des limites de cycles eustatiques de 3^e ordre, ce qui ne paraît pas être le cas de la seconde.

c. Malm

Au Jurassique supérieur, une phase distensive NNE-SSW s'amorce en Aquitaine et se traduit localement, 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 Portlandien, présentant une évolution sédimentaire dominée principalement par l'eustatisme.

Les modifications structurales s'expriment cependant discrètement, compensées par une importante élévation du niveau de la mer (séquence M4). Elles se traduisent principalement dans le Quercy par un épaissement des dépôts kimméridgiens en direction du SW, en relation avec le linéament ouest-quercynois et avec les 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 coralliennes du Kimméridgien inférieur nord-aquitain (Hantzpergue, 1985 b).

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

5.3. Le contrôle climatique

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

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

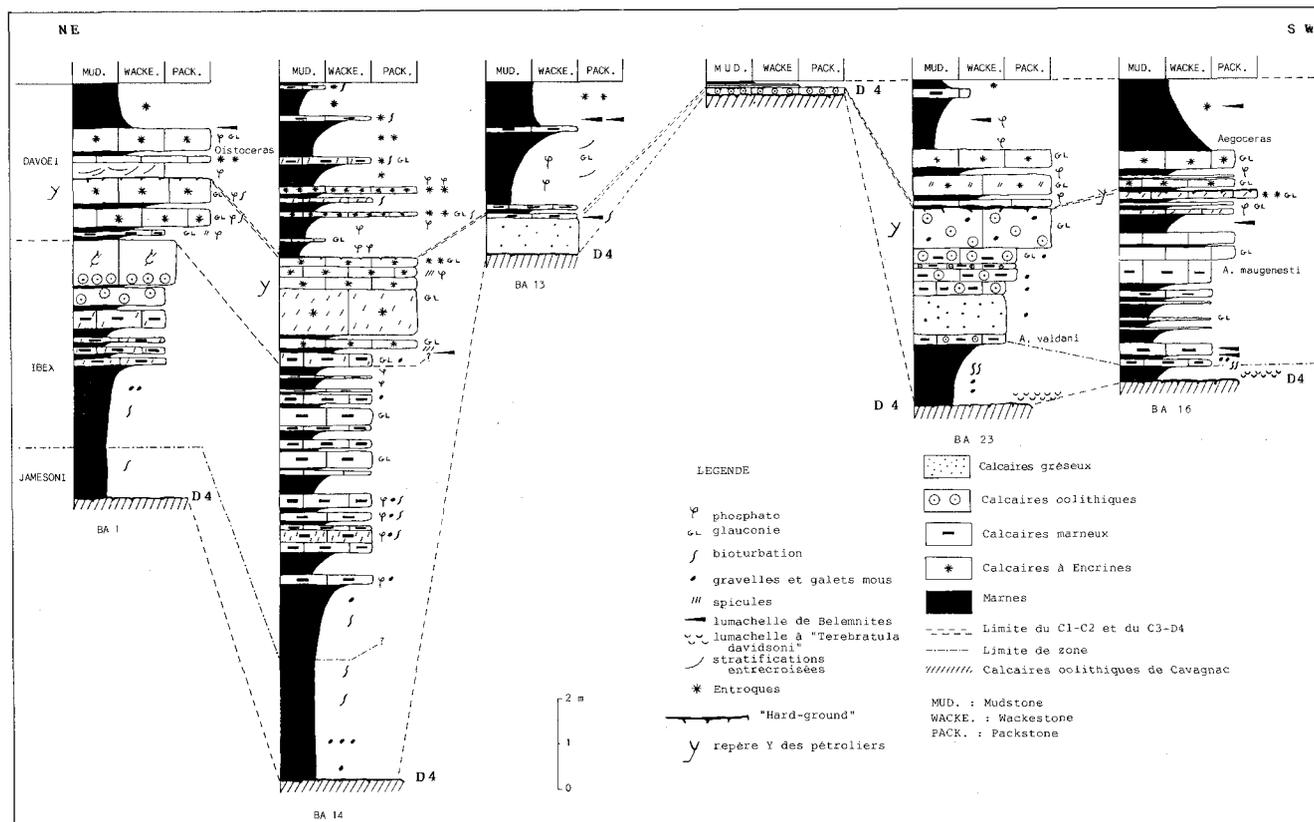


Fig. 14. - Coupes de la formation de Brian-de-Vère dans la région de Figeac, montrant la différenciation en hauts-fonds et grabens, au-dessus de la discontinuité D4.

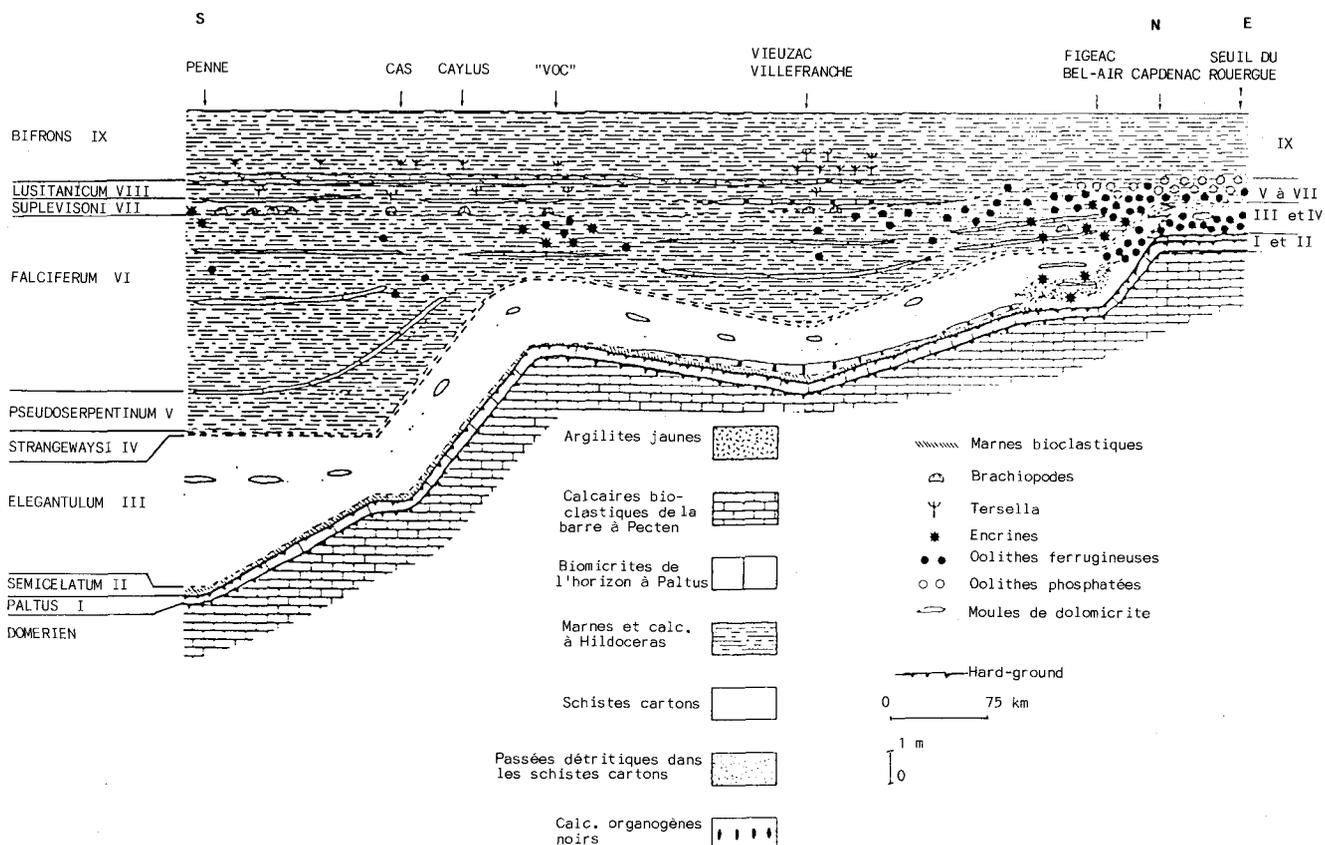


Fig. 15. - La structure en héli-graben du bassin liasique du Quercy méridional au Toarcien inférieur et moyen.

Pour le Jurassique moyen, le facteur climatique, quoique jouant un 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 dulçaquicoles caractéristiques. Telle est l'une des significations qui a été donnée à la discontinuité D16.

6. Conclusions

Les premiers objectifs assignés à ce travail étaient de présenter une synthèse sur le contenu lithologique et paléontologique du Jurassique du Quercy, de proposer un découpage en unités lithostratigraphiques (formations et membres) cartographiables à différentes échelles, d'exposer l'état des connaissances actuelles sur les âges de ces unités, de montrer l'enchaînement des milieux de dépôt dans le temps. Mais nous avons voulu aussi, en présentant un découpage séquentiel partiellement nouveau et affiné, et en précisant l'âge et la signification des discontinuités limitant les séquences majeures, rechercher les principales causes ayant influé sur l'évolution de cette plate-forme carbonatée.

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 de la mer. Ces variations sont, pour la première fois en Aquitaine, très précisément calées sur l'échelle chronostratigraphique par les faunes d'ammonites collectées dans le Lias et le Kimméridgien. Pour ces intervalles, l'étroite similitude avec la courbe eustatique de Haq *et al.* (1987), constitue un argument majeur en faveur d'une interprétation eustatique des fluctuations observées. Par analogie, un âge peut être proposé pour dater les séquences peu fossilifères du Dogger et de la base du Jurassique supérieur. 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).

Références bibliographiques

BALLY A.W. (1987). - Atlas of seismic stratigraphy. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Studies in Geology, n° 27, vol. 1.

BOUTET C. (1981). - Étude palynoplantologique 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. (1981). - Première analyse biostratigraphique du Lias supérieur du Sud-Quercy (bordure Nord-Est Aquitaine). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (II), 292, pp. 1031-1034.

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, biostratigraphique, paléocéologique et sédimentologique. *Strata*, 2, 6, 574 p., Thèse Doctorat d'État, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse.

CUBAYNES R., FAURE Ph., HANTZPERGUE P., LEFAVRAIS-RAYMOND A., PELISSIE Th., REY J. (1987). - Le Jurassique du Quercy, Généralités ; livret-guide d'excursion. *Strata*, 2, 7, 159 p.

DELFAUD J., GOTTIS M. (1966). - Sur quelques figures de sédimentation dans le Portlandien du Lot et sur leur cadre paléogéographique en Aquitaine septentrionale. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 103, B, 7, pp. 1-4.

DELFAUD J. (1969). - Essai sur la Géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *Thèse Doctorat d'État, Univ. Bordeaux*, 5 vol.

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. Fr.*, 77, pp. 593-611.

DELFAUD J. (1975). - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 15, 6, pp. 643-650.

DELFAUD J. (1980). - Le contexte paléogéographique des séquences d'échelle moyenne dans le Jurassique aquitain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 22, 4, pp. 575-579.

DEPECHE F. (1968). - Étude micropaléontologique du Bathonien des Causses du Quercy (région de Cajarc), *Rev. Micropal.*, 11, 4, pp. 210-216.

DHIERSAT G., PELISSIE Th. (1985). - Séquences carbonatées internes régressives du Dogger des Causses du Quercy, *Strata*, 1, 2, pp. 23-45.

DOUBINGER J., GRAUVOGEL-STAMM, 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, pp. 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, pp. 87-115.

DURAND-DELGA M. (1979). - L'anticlinal de la Grésigne (Tarn, Haut-Languedoc), résultat du coulisement d'un bloc crustal quercynois. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), 289, pp. 9-12.

ENAY R., MANGOLD C., CARIU E., CONTINI D., DEBRAND-PASSARD S., DONZE P., CABILLY J., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MOUTERDE R., THIERRY J. (1980). - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Groupe Français d'Étude du Jurassique. *Doc. Lab. Géol. Lyon. H.S.*, 5, 210 p.

FEIST M., CUBAYNES R. (1984). - Découverte de Charophytes dans le Lias du Sud de la France. Implications paléocéologiques et phylogénétiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (II), 299, pp. 593-596.

FRENEIX S., CUBAYNES R. (1984). - Biofaciès à *Cuneigervilleia-pteromya* et Biofaciès à *Eomiodon* dans l'Hettangien du Quercy (Aquitaine orientale). *Géobios*, 17, 1, pp. 5-17.

FOUCHER N. (1986). - Géodynamique sédimentaire et évolution paléogéographique de la plate-forme nord-est aquitaine du Jurassique moyen (Charente, Dordogne). *Thèse Doctorat 3^e Cycle, Univ. Poitiers*, 200 p.

GABILLY J. (1976). - Le Toarcien à Thouars dans le Centre-Ouest de la France. Biostratigraphie. Évolution de la faune (*Harporeratinae*, *Hildoceratinae*). *Éditions C.N.R.S.*, les Stratotypes Français, 3, 217 p.

GABILLY J., CARIU E., HANTZPERGUE P. (1985). - Les grandes discontinuités stratigraphiques du Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 1, 3, pp. 391-401.

GEZE B., DURAND-DELGA M., CAVAILLE A. (1947). - Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 224, pp. 133-135.

GRIGNAC C., TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982). - Découverte de microflores d'âge hettangien dans l'épandage grés-conglomératique « triasique » formant la base du Mésozoïque de la région de Figeac-Capdenac (Quercy). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), 295, pp. 57-62.

- GRIGNAC C. (1983). - Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure sud-ouest du Massif central (France). Thèse Doctorat 3^e cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 211 p.
- HANTZPERGUE P., MAIRE Ph. (1981). - Les plates-formes de l'Aunis et de l'Angoumois au Jurassique supérieur : caractères sédimentologiques et paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **23**, 5, pp. 493-500.
- HANTZPERGUE P., LAFaurie G., LANGE-BADRE B. (1982). - Un Crocodilien du Jurassique supérieur marin des environs de Cahors. *Bull. Soc. Études Lot*, 4, **13**, pp. 375-385.
- HANTZPERGUE P., LAFaurie G. (1983). - Le Kimméridgien quercynois : un complément biostratigraphique du Jurassique supérieur d'Aquitaine, *Géobios*, 16, 1, pp. 601-609.
- HANTZPERGUE P. (1985 a). - Les discontinuités sédimentaires majeures dans le Kimméridgien français : chronologie, extension et corrélations dans les bassins ouest-européens. *Géobios*, **18**, 2, pp. 179-184.
- HANTZPERGUE P. (1985 b). - L'héritage hercynien dans la paléogéographie récifale du Jurassique supérieur nord-aquitain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (II), **301**, pp. 1147-1150.
- HANTZPERGUE P. (1987). - Les Ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale (*Perisphinctidae*, *Aulacostephanidae*, *Aspidoceratidae*). Biochronologie, Systématique, Évolution, Paléobiogéographie. Thèse Doctorat d'État, Univ. Poitiers, 568 p.
- HAQ U.B., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **35**, pp. 1156-1166.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1950). - Le Pliensbachien du Lot. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **9**, pp. 147-148.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., LE CALVEZ Y. (1963). - Étude détaillée du Lias moyen et supérieur des sondages implantés par l'Asturienne des Mines dans la région de Bel-Air et du Castelet (Sud de Figeac). *Rapport B.R.G.M.*, DS 63 A 43.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., LE CALVEZ Y. (1964). - Sondage de Théminettes, *Rapport B.R.G.M.*, DS 64 A 94.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., LAFaurie G. (1980). - La « crise lotharingienne » sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **22**, 4, pp. 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'État, Univ. Claude-Bernard, Lyon, 354 p.
- PELISSIE Th. (1982). - Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse Doctorat 3^e cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 281 p.
- PELISSIE Th., PEYBERNES B., REY J. (1984). - Les grands Foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléoécologique et paléobiogéographique. *Benthos* 83, pp. 479-489.
- PELISSIE Th. (1985). - Typologie et interprétation génétique des brèches du passage Oxfordien/Kimméridgien dans le Quercy (France, Sud-Ouest). *Archives Sciences Genève*, 39, 2, pp. 211-224.
- PEYBERNES B., PELISSIE Th. (1985). - Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le Haut-Fond Occitan (SW de la France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (II), **301**, pp. 533-538.
- REY J., PEYBERNES B., FAURE Ph. (1981). - Les Stromatolithes du Lias inférieur aquitano-pyrénéen. *Archives Sciences Genève*, **34**, pp. 181-190.
- REY J., CUBAYNES R., FAURE Ph., HANTZPERGUE P., PELISSIE 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**, pp. 1009-1015.
- THEVENIN A. (1903). - Étude géologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 95, **14**, 203 p.
- VAIL P.R., HARDENBOL J., TODD R.G. (1984). - Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **36**, pp. 129-144.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIIVILLA 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, pp. 1301-1321.

Références

Cartes géologiques à 1/80 000

- Brive, 3^e édition, par B. Gèze (1968).
- Cahors, 2^e édition, par B. Gèze, A. Cavaillé, M. Durand-Delga (1951).
- Figeac, 3^e édition, par B. Gèze, A. Cavaillé (1971).
- Gourdon, 2^e édition, par F.M. Bergounioux (1948).
- Montauban, 3^e édition, par B. Gèze (1949).
- Rodez, 3^e édition, par B. Gèze et A. Cavaillé (1969).

Carte géologique à 1/50 000

- Puy-l'Évêque, par J.G. Astruc (1985).