

Le Jurassique du forage de Sancerre-Couy : l'invasion marine

Jacqueline LORENZ ⁽¹⁾

avec la collaboration de

Bernard BEAUDOUIN ⁽²⁾, Philippe BLANC ⁽¹⁾, Christian CASTAING ⁽³⁾, Marie-Denise COURME ⁽⁴⁾,
Marie-France DELAVENNA ⁽⁵⁾, Françoise DÉPÈCHE ⁽¹⁾, Bernard GAUTHIER ⁽³⁾, Jean-Pierre GELY ⁽⁶⁾,
Thierry HOLTZAPFFEL ⁽⁷⁾, Valérie LECLERC ⁽³⁾, Andrée LEFAVRAIS ⁽³⁾, Gilles LEROUUGE ⁽⁸⁾,
Didier MARCHAND ⁽⁹⁾, Pierre MARTIN ⁽³⁾, Frédéric MELIÈRES ⁽⁶⁾, Raymond MILLON ⁽³⁾,
Michel PINAUT ⁽²⁾, Bernard PRADIER ⁽⁴⁾, Yves REYRE ⁽⁶⁾, Véra ROHRLICH ⁽²⁾, Bernard ROY ⁽¹⁰⁾,
Michel STEINBERG ⁽⁵⁾, Josette TAUGOURDEAU ⁽¹⁾, Anne TOURY ⁽³⁾, Norbert TRAUTH ⁽⁵⁾

Mots-clés : Coupe sondage, Jurassique inférieur, Jurassique moyen, Argile minéral, Matière organique, Stratigraphie séquentielle, Taux compaction, Carbonate.
Cher département (Sondage GPF Sancerre-Couy), Bassin parisien.

Le forage de Sancerre-Couy a livré une coupe continue des terrains jurassiques de l'Hettangien à la base du Callovien, sur une épaisseur de 560 m (0 à 559,60 m). Détritique à la base, le Jurassique devient rapidement carbonaté et argileux ; il présente des niveaux richement fossilifères, en particulier dans les marnes du Lias, permettant d'établir une stratigraphie fine (détermination de A. Lefavrais et de D. Marchand) (fig. 1).

Les études sédimentologiques ont mis en évidence trois grandes séquences fondées sur les cortèges argileux tandis que l'étude du taux de compaction permet de préciser que le recouvrement de la série traversée par le forage n'a jamais dépassé 450 m environ. Ceci explique l'absence de la « fenêtre à huile » dans la série jurassique comme l'analyse de la matière organique le démontre.

L'analyse stratigraphique séquentielle sur ce matériel de choix offre une base de référence.

Malheureusement les recherches de signaux magnétostratigraphiques se sont révélées jusqu'à présent vaines par suite d'une forte réaimantation des roches.

Enfin, les études structurales ont permis de mettre en évidence des déformations synsédimentaires.

Description de la série du Lias

Hettangien (559,60 à 508,20 m)

A 559,6 m sur l'Argile bariolée de Châlain (Trias supérieur) débutent sans transition, sur 3,7 m d'épaisseur, des grès grossiers blanchâtres kaoliniques contenant des fragments charbonneux vers le haut. Puis apparaît une succession de bancs métriques de grès grossiers généralement granoclassés, à débris charbonneux et rares empreintes de lamellibranches, séparés par des lits décimétriques d'argile verte à grise.

Au-dessus d'un niveau de grès à terriers, localisé à 549,65 m, viennent des grès, en bancs métriques, à ciment carbonaté et passées argileuses verdâtres dont certaines contiennent de petits galets gréseux centimétriques.

A partir de 542 m et sur 1,5 m, on observe le passage progressif de la sédimentation gréseuse à une sédimentation carbonatée : les grès sont surmontés, sur environ 4 m, par des calcaires argileux bioclastiques gris sombre, parfois bioturbés.

(1) Université P. & M. Curie, Département de Géologie sédimentaire, Paris.

(2) École des Mines de Paris, Laboratoire de Sédimentologie, Fontainebleau.

(3) BRGM, SGN/Départements : Cartes et synthèses géologiques, Géophysique, Orléans.

(4) Université d'Orléans, Laboratoire de Géologie.

(5) Université Paris-Sud, Laboratoire de Sédimentologie, Orsay.

(6) Muséum National Histoire naturelle, Laboratoire de Géologie, Paris.

(7) Université d'Angers, Laboratoire de Géologie.

(8) Université Paris-Sud, Laboratoire de Tectonique, Orsay.

(9) Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre.

(10) CNRS, Garchy.

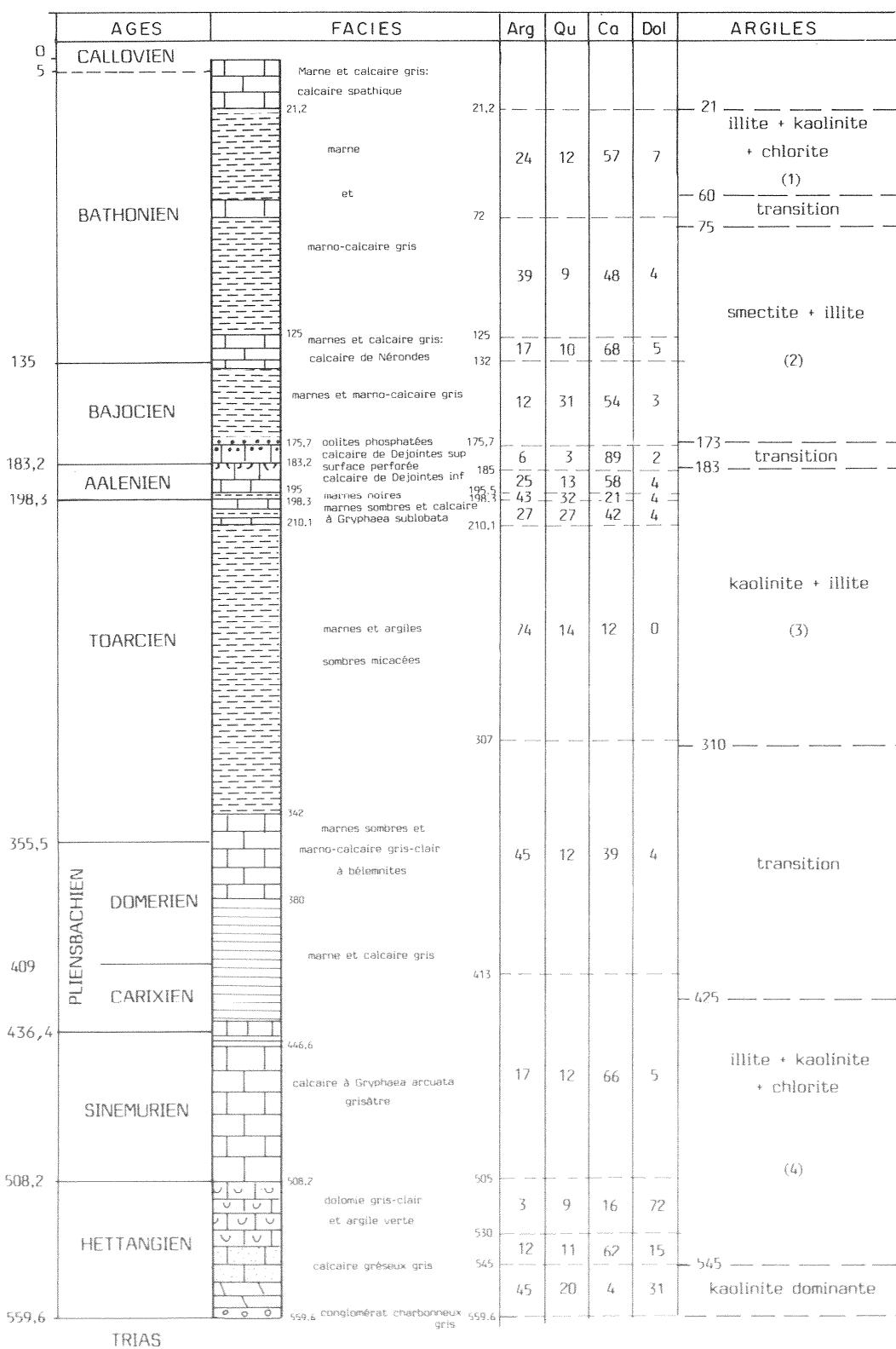


Fig. 1. - Coupe des dépôts jurassiques du sondage de Couy.

Sur une passée argileuse située à 536,75 m, reposent des grès fins à joints stylolithiques (pl. 1, photo 1), homogènes, gris sombre, à ciment carbonaté jusqu'à 530,5 m. Au dessus et jusqu'à 512 m, se succèdent des bancs métriques de grès fins, calcaieux, blanchâtres, présentant de petits lits grossiers à traces de lamelli-branches et des niveaux argileux centimétriques sombres. Vers 515 m, a été observée une figure de charge.

A 512 m, apparaît une passée de calcaire argileux surmontée par des bancs métriques de marnes gris-vert, séparés par des marnes calcaires ou des calcaires dolomitiques. Cette alternance se poursuit jusqu'à 508,2 m.

Les éléments de datation sont rares dans cette série largement détritique. Les études palynologiques effectuées sur les niveaux riches en débris végétaux (entre

555,25 et 542,5 m) ont livré en abondance le genre *Classopollis* associé à *Heliosporites reissingeri*, *Deltoidospora toralis*, *Taurocuspites verrucatus*, *Alisporites robustus*. Ces formes indiquent plutôt un Hettangien basal (J. Lorenz *et al.*, 1987).

L'ensemble correspond à un corps détritique progradant progressivement recouvert par des dépôts dolomitiques paralliques. On ne peut préciser à quel moment de l'Hettangien correspond la base de ces dépôts détritiques.

Sinémurien (508,20 à 436,40 m)

Sinémurien inférieur (508,2 à 481,6 m)

A 508,2 m débute brutalement un ensemble de bancs métriques de calcaires bioclastiques de couleur grise dans lesquels on note l'apparition de gryphées à 502,05 m. On remarque encore des joints stylolithiques et quelques passées marneuses bioclastiques riches en entroques.

A 500 m commence une sédimentation à tendance plus marneuse s'achevant par un important ravinement avec grands terriers à 481,6 m (pl. 1, photo 2).

La datation de ces premiers niveaux est délicate. Ils ont été attribués au Sinémurien au vu de la présence des gryphées qui, régionalement, apparaissent avec cet étage (R. Mouterde, 1952).

Sinémurien supérieur (481,6 à 436,4 m)

Au-dessus viennent de petits bancs décimétriques de calcaire bioclastique gris, riches en gryphées (pl. 1, photo 3), séparés par des niveaux marneux bioclastiques gris sombre ou par des ravinements comblés par des faciès bioclastiques plus grossiers. Cette succession se poursuit avec une augmentation des passées marneuses tant en fréquence qu'en épaisseur, les bancs calcaires devenant eux-mêmes plus argileux. On note de nombreuses gryphées et vers le haut la présence d'*Echioceras*, dès 450 m (et peut-être à 441,6 m), marquant le Lotharingien.

Pliensbachien (436,40 à 455,50 m)

Carixien (436,40 à 409 m) (pl. 1, photo 4)

Les trois zones du Carixien ont été reconnues. Les zones à Jamesoni et Ibex (436,40 à 414,50 m) sont constituées de marnes sombres avec des passées de calcaires bioturbés dans la première zone. Les bélémnites et *Acanthopleuroceras cf. maugenestii* sont présentes dans la zone à Ibex.

Au-dessus de 414,5 m, les carottes montrent une succession de niveaux d'accumulations bioclastiques dans des marnes gris sombre et, vers le sommet, de nombreuses ammonites appartenant à la fin de la zone à Davoei et à l'extrême base de la zone à Stokesi (jusqu'à 406,50 m). Ces niveaux renferment en particulier *Aegoceras capricornus*, *Productylioceras davoei*, *Oistoceras figulinum* ainsi que des bélémnites.

Domérien (409 à 355,50 m)

Au Domérien, la sous-zone à Stokesi de la zone à Margaritatus est représentée par des marnes noires avec plusieurs passées à terriers à 407,6 m et 408 m témoignant de bioturbations (comme précédemment à la partie supérieure du Carixien). Ces marnes noires micacées sont très riches en ammonites de 408 à 407 m et entre 397 et 395 m puis en bélémnites. Ont été recueillies en particulier *Amaltheus stokesi*, *A. margaritatus*, *A. gibbosus*, *Lytoceras sp.*, *Protogrammoceras sp.*, *Harpax pectinoides*. Au-dessus jusqu'à 355,50 m, des marnes noires à bioturbations ont fourni *Pleuroceras spinatum* et *Pleuroceras solare*.

Le sommet du Domérien est souligné par un ravinement.

Toarcien (355,50 à 198,30 m)

A 355,5 m, un niveau de marnes grises à remaniements de bélémnites — reposant sur les marnes bioclastiques et bioturbées du Domérien — représente la base de la série toarcienne.

Au-dessus viennent des marnes gris foncé avec une passée calcaire à 349,7 m.

A 348 m, commencent les schistes-carton riches en matière organique (jusqu'à 9 % de carbone organique total in Delavenna, 1990, p. 86) avec trois passées calcaires (à 346,6 m, 344,5 m et 342,8 m) ainsi que des remaniements à 342,4 m.

Dès 352,1 m, sous les schistes-carton, a été recueilli *Dactyloceras cf. semicelatum* (zone à *Tenuicostatum*) que l'on retrouve jusqu'à 341,5 m. A 336 m a été récolté, dans les schistes-cartons, *Harpoceras gr. complanatus* de la zone à *Serpentinum*.

Vers 338 et 335,5 m, le faciès schisteux se perd au profit de marnes non litées moins riches en matière organique et surmontées de 335,5 à 328,3 m par de nouveaux schistes-carton.

Au-dessus viennent des marnes noires à fines lentilles détritiques claires millimétriques avec de petits niveaux calcaires respectivement à 322,5 m, 316 m et à 315,6 m ; une passée riche en débris de fossiles s'étend de 315,6 à 315,1 m.

Ensuite, les marnes noires (ayant présenté des irisations d'hydrocarbures à la sortie des carottes et renfermant encore 2 % de matière organique) se terminent à 307,6 m sous un niveau décimétrique conglomératique à ammonites et bélémnites phosphatées de la zone à Bifrons (sous-zone à Sublevisoni, horizon à *Lusitanicum*).

A 307,5 m, reprend le dépôt de marnes noires à rares passées calcaires décimétriques et avec parfois des nodules calcaires, et localement des débris bioclastiques ; elles sont légèrement micacées à partir de 275 m.

A partir de 267 m, une passée calcaire montre des déformations synsédimentaires tandis qu'apparaissent de petits niveaux calcaires. A 263,5 m comme à 253 m, des passées calcaires présentent des structures cone-in-cone (pl. 2, photo 1). Les argiles deviennent progressivement micacées et, entre 254 et 247 m, elles présentent des traces d'hydrocarbures et des lentilles calcaires. Ce niveau relativement riche en ammonites est daté sur carottes de la zone à *Variabilis*.

A partir de 245 m environ, les argiles noires micacées réapparaissent jusqu'à 232,5 m. Au-delà commencent des niveaux de remaniements. Puis apparaissent de nombreuses petites lentilles millimétriques à centimétriques remplies de fin matériel détritique calcaire, elles sont très abondantes vers 217-220 m et cela jusqu'à 210,40 m (pl. 2, photo 2).

Entre 214,2 et 214,5 m, les marnes noires présentent des lentilles centimétriques de pyrite. Puis à 211,90 m, une passée de galets noirs plus ou moins calcaires marque un arrêt de sédimentation.

Entre 210,4 et 210,90 m, de gros septarias (pl. 1, photo 5) sont surmontés, à 210 m, par une lumachelle à gryphées se poursuivant par une alternance de marnes noires lumachelliques et de calcaires bioclastiques à gryphées. Cette alternance se termine par un gros banc de calcaire bioclastique noduleux à massif, riche en fossiles (gryphées, bélémnites et entroques de 207,8 à 206,2 m). Le sommet de ce calcaire présente des gryphées en position de vie marquant un net arrêt de sédimentation (pl. 1, photo 6).

Sur cette discontinuité, des marnes noires, dures, micacées à *Pleydellia* passent à des marnes grises et noires jusqu'à 199,7 m où commence une sédimentation plus claire. Celle-ci supporte 50 cm de marnes noires riches en *Pleydellia* sp., surmontées de marnes claires calcaires à *Leioceras* sp. à 198,30 ; ce qui permet de fixer à cette cote la limite entre le Toarcien et l'Aalénien.

En se fondant sur les Foraminifères, le Toarcien peut être divisé en six unités (M.-D. Courme, 1991).

Au cours de la première unité 1 (zone à *Tenuicostatum*) apparaissent les formes toarcviennes : *Lenticulina toarcense*, *L. chicheryi*, *L. bochardi*. Des espèces domériennes persistent : *Ichtyolaria nitida* et *Nodosaria sexcostata* ; elles disparaissent au sommet de cette unité.

La période couverte par les unités 2 et 3 (sommet de la zone à *Tenuicostatum*, zone à *Serpentinus*) est caractérisée par l'extrême pauvreté des *Nodosariaceae*, représentés par des lenticulines essentiellement, dont *L. bochardi* et l'absence totale d'ostracodes. Les *Reinholdella* apparaissent timidement à la base de l'unité 3. L'unité 4 (zone à *Bifrons*) est marquée par l'explosion des *Reinholdella* puis l'apparition des citharines. Elle se termine par un appauvrissement presque général des faunes de foraminifères, ostracodes et ammonites.

Dans l'unité 5, on remarque que *L. chicheryi*, après une éclipse au cours des unités 2 à 4, devient très fréquente ; par contre, les citharines, bien représentées dans l'unité 4 se restreignent essentiellement à *Citharina charollensis*. L'unité 5 est relayée par l'unité 6 avec apparition de *L. d'orbignyi*, dans les zones à *Pseudodiodia* et *Aalensis*.

Dans les intervalles dépourvus de foraminifères et d'ostracodes, la présence de sulfures de fer (pyrite), le grain fin du sédiment, la régularité des lits, l'absence d'organismes fouisseurs et la rareté du benthos confirment des conditions anaérobies et donc l'existence d'une eau stagnante.

Un tel environnement est défavorable aux faunes aquatiques. D'autre part, certains niveaux et en particulier l'unité 3 (- 322 à - 315,50 m) montrent une grande richesse en débris de tests de posidonomies (lamellibranches). Leur abondance est associée à un

mode de vie pseudo-planctonique. Leur fixation sur un support flottant pourrait être responsable de leur mort. En effet, en se déplaçant, ce support aurait pu transporter ces organismes dans des eaux plus profondes, peu oxygénées et provoquer leur mort et leur accumulation (E.-G. Kauffman, 1978).

Alternant avec ces épisodes relativement courts, des phases d'oxygénéation temporaire du fond des eaux permettaient à une faune de survivre. Ces conditions ont alterné durant le Toarcien inférieur et l'extrême base du Toarcien moyen, impliquant une oscillation constante de la limite entre les zones d'oxydation et de réduction (E.-G. Kauffman, 1978).

Au Toarcien, la région de Couy pouvait faire partie d'un domaine marin où les eaux stagnantes, près du fond, permettaient aux fines particules de se déposer mais créaient des conditions hostiles au développement de la vie ; ces conditions favorisaient par contre la fossilisation de la matière organique. Des conditions similaires se rencontrent actuellement au fond de la Mer Noire (E.-G. Kauffman, 1978). Ce milieu euxinique était parfois troublé par des courants qui aéraient l'eau et permettaient une colonisation temporaire (sur des laps de temps plus ou moins longs) par une faune benthique. Ce n'est qu'à la fin du Toarcien que les influences franchement plus marines vont s'installer et se maintenir.

Description de la série du Dogger

Aalénien (198,30 à 183,20 m)

Des marnes noires à *Leioceras* sp., épaisses de 3 m, constituent la base de l'Aalénien.

Au-dessus repose une alternance de marnes noires et de calcaires clairs (à gryphées vers le bas) avec de petits nodules phosphatés vers 193,70 et 192,20 m. En montant dans la série, les calcaires gris micritiques à bioclastes deviennent prépondérants jusqu'à 183,20 m où ils sont tronqués par une surface d'arrêt de sédimentation soulignée par des perforations et des terriers (pl. 3, photo 1). Ces calcaires représentent à l'affleurement la partie inférieure des calcaires de Dejoints et ont été datés par R. Mouterde (1952) de l'Aalénien inférieur. La surface perforée bien visible également à l'affleurement souligne une lacune importante de l'Aalénien moyen et supérieur.

Bajocien (183,20 à 134,90 m)

Bajocien inférieur (183,2 à 175,7 m)

A partir de 183,2 m, des calcaires clairs noduleux présentent des zones plus argileuses à nombreux mollusques avec des coquilles parfois perforées (pectens, gryphées, alectryonies ?), disposées dans le plus grand désordre. La pyrite est abondante.

De 180,6 à 179,10 m, se développe une zone plus ou moins bréchique à galets et filets argileux noirs (pl. 3, photo 2). Les fossiles sont de moins en moins abondants.

Ce faciès de calcaires blanchâtres à grisâtres entre-coupé de niveaux à aspects bréchiques (178,5 m ; 177,9-178 m ; 177,5 m) se poursuit jusqu'à 176,5 m où se remarque un lit marneux très contourné à *Ctenostreon*. La pyrite devient abondante à partir de 176,5 m avec apparition de calcaires à gravelles phosphatées. Les fossiles sont peu abondants jusqu'à 176,25 m.

De 176,25 à 176,1 m, le calcaire présente un aspect bréchique à débris de fossiles non identifiables et à nodules informes.

De 176,1 à 175,8 m s'étend un calcaire à gravelles phosphatées à nombreux fossiles ; *Ctenostreon*, *Lima*, ammonites en section, gastéropodes abondants. Ce calcaire se termine à 175,70 m par une surface perforée.

Cet ensemble correspond, en affleurement, à la partie supérieure du Calcaire de Dejontes, rapporté par R. Mouterde (1952) à la partie supérieure du Bajocien inférieur (zone à Sauzei). La lacune de l'Aalénien moyen-supérieur se prolonge donc dans la base du Bajocien.

Bajocien supérieur (175,7 à 134,9 m)

A partir de 175,71 m commencent au-dessus d'un ravinement, des marno-calcaires sombres présentant jusqu'à 175,35 m des oolithes phosphatées (pl. 3, photo 3). Ces marno-calcaires se poursuivent jusqu'à 167,25 m où ils présentent un niveau de calcaire bioturbé. Au-dessus se développent de petites alternances de marnes et de marno-calcaires.

Dans ces alternances, on remarque des passées à entroques (154,7 ; 154 à 151,5 ; 149,4 ; 146,9 m) et, à 141,4 m un banc à accumulation de bélémnites et de débris d'huîtres.

De nombreuses ammonites (*Parkinsonia* sp. à 139 m, *P. depressa* à 149,85 m (pl. 3, photo 4), *Oecotraustes genicularis* à 160,75 m, *Pseudoperisphinctinae* probable à 162,10 m, *Parkinsonia acris* à 163,42 m et 164,60 m) permettent de dater ces marno-calcaires du Bajocien supérieur. Il y aurait une lacune du Bajocien moyen soulignée par une discontinuité au niveau des formations à oolithes phosphatées.

Les alternances marnes-calcaires (F. Mélières, 1991)

L'étude sédimentologique des alternances métriques marnes-calcaires d'âge bajocien supérieur du forage de Sancerre-Couy (Cher), et l'anatomie détaillée d'une des passées calcaires, combinant la minéralogie qualitative et quantitative (DRX) de la totalité des constituants du sédiment, et l'étude des nannofaciès (MEB), a permis de mettre en évidence la nature de ces alternances et d'en proposer un modèle génétique.

Les alternances marnes-calcaires sont constituées par une succession plus ou moins régulière de passées décimétriques très fortement carbonatées (85 % CaCO₃), résultant d'un dépôt temporaire et intensif de spicules de calcispongiaires se superposant à une sédimentation permanente, caractérisée par une phase carbonatée modeste (30 % du sédiment) dominée par les cocolithes, et par un cortège argileux probablement dominé, à l'origine, par la smectite. L'extrême finesse de la granulométrie indique que le dépôt s'est effectué dans un milieu de très faible énergie, c'est-à-dire sous

une profondeur d'eau de plusieurs dizaines de mètres, par des courants de très faible vitesse (0,5 cm/sec).

L'absence totale de la kaolinite dans le cortège des minéraux argileux témoigne du non-fonctionnement de la seule aire nourricière connue à proximité (paléo « Massif central »). Ceci implique, pour cette dernière, une submersion complète entraînant l'absence de production de matériel terrigène (kaolinite), ou tout au moins suffisamment importante pour bloquer les mécanismes d'exportation de ce matériel. De toute façon, cette absence de kaolinite qui contraste fortement avec le régime sédimentaire immédiatement précédent (Bajocien moyen, littoral, riche en kaolinite), témoigne d'un régime transgressif établi, ce qui confirme l'existence d'une profondeur d'eau non négligeable, déterminant un milieu de dépôt de très faible énergie.

La production intermittente de grandes quantités de spicules de calcispongiaires peut s'expliquer par le développement de ces organismes sur les vastes plates-formes sous-marines voisines pendant des périodes de bas niveau marin. En effet, les calcispongiaires se développent préférentiellement sous une très faible tranchée d'eau (une dizaine de mètres). Pendant les périodes de haut niveau marin, la hauteur de la tranchée d'eau pouvait être suffisamment importante pour interdire le développement de ces organismes.

Le modèle génétique proposé fait donc intervenir un pilotage des alternances marnes-calcaires par des variations eustatiques. Compte tenu de l'extrême mollesse du relief de l'époque, l'amplitude de ces variations pouvait être faible, de l'ordre d'une dizaine de mètres.

Après avoir établi la nature diagénétique de certains constituants du sédiment et en avoir quantifié l'importance, il a été possible de remonter à la composition originelle, seul témoin du paléoenvironnement. Des bilans concernant les vitesses de dépôt montrent que les passées carbonatées se sont constituées avec une vitesse moyenne (après compaction) de 65 mm/1 000 ans, cinq fois supérieure à celle des marnes (13 mm/1 000 ans), et que la durée moyenne de dépôt de la passée carbonatée est de 2 390 ans. Dans la mesure où l'enregistrement sédimentaire en un point du bassin peut être considéré comme pleinement représentatif d'un phénomène périodique global, la période moyenne d'apparition de l'événement carbonaté semble être proche de 40 000 ans, ce qui pourrait suggérer un contrôle par la variation de l'obliquité de l'axe terrestre.

Bathonien (134,90 à 5 m environ)

A 134,9 m, apparaît une formation plus calcaire présentant à 134,7 m des galets perforés renfermant de la pyrite dans les perforations et à 134,35 m des lamellibranches et des ammonites.

Cette formation se poursuit par des calcaires marneux à partir de 126,7 m jusqu'à 124,5 m, riches en bioturbations (terriers verticaux), à passées phosphatées (132).

Les niveaux plus calcaires de la base correspondent à la formation du calcaire de Nérondes (extrême sommet de la zone à Parkinsonia, fin du Bajocien supérieur) se poursuivant par des alternances calcaire-marnes de

la zone à Zig Zag, sous-zone à Macrescens avec la présence de *Siemiradskia procerata* et de *Procerites funatus* datant le Bathonien inférieur.

Ce régime sédimentaire se poursuit jusqu'à 124,5 m puis est surmonté de marnes jusqu'à 118,5 m où apparaît un banc de calcaire (de 118,5 à 118 m). Un second banc calcaire, de 117,7 à 117,5 m, marque un ralentissement de la sédimentation.

Ce banc calcaire est à nouveau surmonté (à 117,5 m) par des marnes avec, vers le haut, des passées calcaires parfois avec terriers surmontées de quelques mètres de marnes jusqu'à 83,5 m avec des lamelli-branches de 117,3 à 117 m.

A 83,5 m, un banc calcaire très bioturbé (pl. 3, photo 5) souligne de nouveau un ralentissement de la sédimentation. Il supporte une épaisse série de marnes avec passées de marno-calcaires devenant plus nombreuses au-dessus de 75 m, avec des ammonites (*Procerites gr. hodsoni* de la zone à Hodsoni). A 67,5 m, des calcaires micritiques faiblement glauconieux et phosphatés, à brachiopodes, marquent un niveau de condensation. Au-dessus, des marnes à rares passées calcaires se développent jusqu'à un petit niveau bioturbé à 58,5 m ; il en est de même de 55,5 à 55 m.

Au-dessus, des marnes silteuses se développent jusqu'à 50,25 m. A 50,25 m, un banc calcaire supporte des marnes à petits bancs de calcaires marneux.

A partir de 40,75 m commencent des calcaires bioclastiques jusqu'à 29,5 m. Ensuite viennent des calcaires plus argileux jusqu'au-dessus de 20,6 m, base de l'avant-trou, où ils semblent se continuer d'après l'examen des cuttings.

Callovien (de - 5 m environ, jusqu'au niveau du sol)

La présence d'*Homoeoplanulites* sp. à 2,8 m permet de mettre en évidence l'extrême base du Callovien. En surface, à moins d'un mètre au-dessus de l'origine du puits, on notait des niveaux versicolores.

Vers 5 m de profondeur ont été trouvées par V. Leclerc dans des cuttings de l'avant-trou, d'abondantes sphérolites de magnétite qui ont été rapportées à des débris météoritiques (J. Lorenz, P. Blanc, 1988).

Minéralogie du Jurassique

(M.-F. Delavenna *et al.*, 1989 ; M.-F. Delavenna, 1990) (fig. 2)

Un échantillonnage effectué à un pas d'environ 50 cm en vue des mesures de paléomagnétisme a été utilisé pour réaliser une étude systématique de la minéralogie de la série jurassique.

De la base au sommet de la série, treize termes lithologiques peuvent être regroupés en quatre grands ensembles (fig. 2 B). Le sommet de l'Hettangien très riche en dolomite constitue, en fait, le sommet d'un premier ensemble qui débute au Trias et qui est caractérisé par l'abondance des sulfates et de la dolomite. Le second, correspondant au Sinémurien, Pliensbachien et

Toarcien, est surtout calcaro-marneux puis marneux, la proportion d'argiles y est croissante de la base au sommet. Un troisième ensemble correspondant au Toarcien terminal, à l'Aalénien et à la base du Bajocien (caractérisé par l'existence de nombreuses lacunes) présente une augmentation notable des carbonates avec, notamment entre 175 et 195 m de profondeur, le Calcaire de Dejoints. Le dernier ensemble correspond au Bajocien supérieur et au Bathonien. Il s'agit à nouveau de faciès marneux où, en dehors du Calcaire de Nérondes (entre 125 et 135 m), les proportions de calcite sont assez constantes, mais celles de quartz plus variables. La plupart des termes lithologiques définis au sein de ces quatre ensembles coïncident rarement avec des limites d'étages.

Trois assemblages argileux (fig. 2 C) ont été distingués. Du sommet de l'Hettangien au sommet du Toarcien, la kaolinite et l'illite sont des phyllites prédominantes, de faibles quantités de chlorite et d'interstratifiées y sont associées. Le second assemblage débutant à la base du Bajocien est caractérisé par la présence de smectite qui apparaît progressivement entre 175 et 185 m, puis devient le minéral argileux prédominant jusqu'à 75 m environ. La disparition de la smectite se produit ensuite rapidement vers 65-70 m et l'on passe au troisième assemblage caractérisé par l'association d'illite et de kaolinite et la présence d'un peu de chlorite et d'interstratifiées. Les limites de ces assemblages argileux ne coïncident généralement ni avec des limites d'étages, ni d'ailleurs avec celles des termes lithologiques définis précédemment.

Grâce au calage stratigraphique très précis de la série de Couy et en l'absence de diagenèse notable, il est possible de comparer les variations minéralogiques aux courbes de variations du niveau global des mers (fig. 2 D). Un premier cycle eustatique post-triasique présente un maximum transgressif au niveau de la zone à Jamesoni. Il lui correspond le passage de niveaux à kaolinite très prédominante à des formations s'enrichissant progressivement en illite et en carbonates. Toutefois, les horizons les plus riches en illite précédent assez nettement le maximum de la transgression. Au cours de la régression qui suit, les proportions d'illite et de carbonates diminuent, un minimum est atteint dès la zone à Margaritatus. Il est donc légèrement antérieur à l'époque de régression maximale située dans la zone à Spinatum.

Un second cycle est marqué au cours de la transgression par une nouvelle augmentation de l'illite qui débute dans la zone à *Serpentinus*, mais cette croissance est modeste et de courte durée. Elle cesse dès la zone à Bifrons et donc avant l'époque de la transgression maximale, tandis que les proportions de carbonates restent constantes puis diminuent au-dessus de la zone à Bifrons. La phase régressive de ce second cycle coïncide, à la base de l'Aalénien et à la base du Bajocien très lacunaires, avec une croissance de la proportion de la kaolinite.

Le troisième cycle est marqué, dès le début de la transgression au Bajocien supérieur, par l'apparition de smectite et la disparition de la kaolinite. Le minéral gonflant cédera la place à un nouvel assemblage illite-chlorite lors de la régression du Bathonien supérieur, régression importante marquée latéralement dans le bassin de Paris par une émersion. Au cours de ce troisième épisode eustatique, il ne semble exister aucune

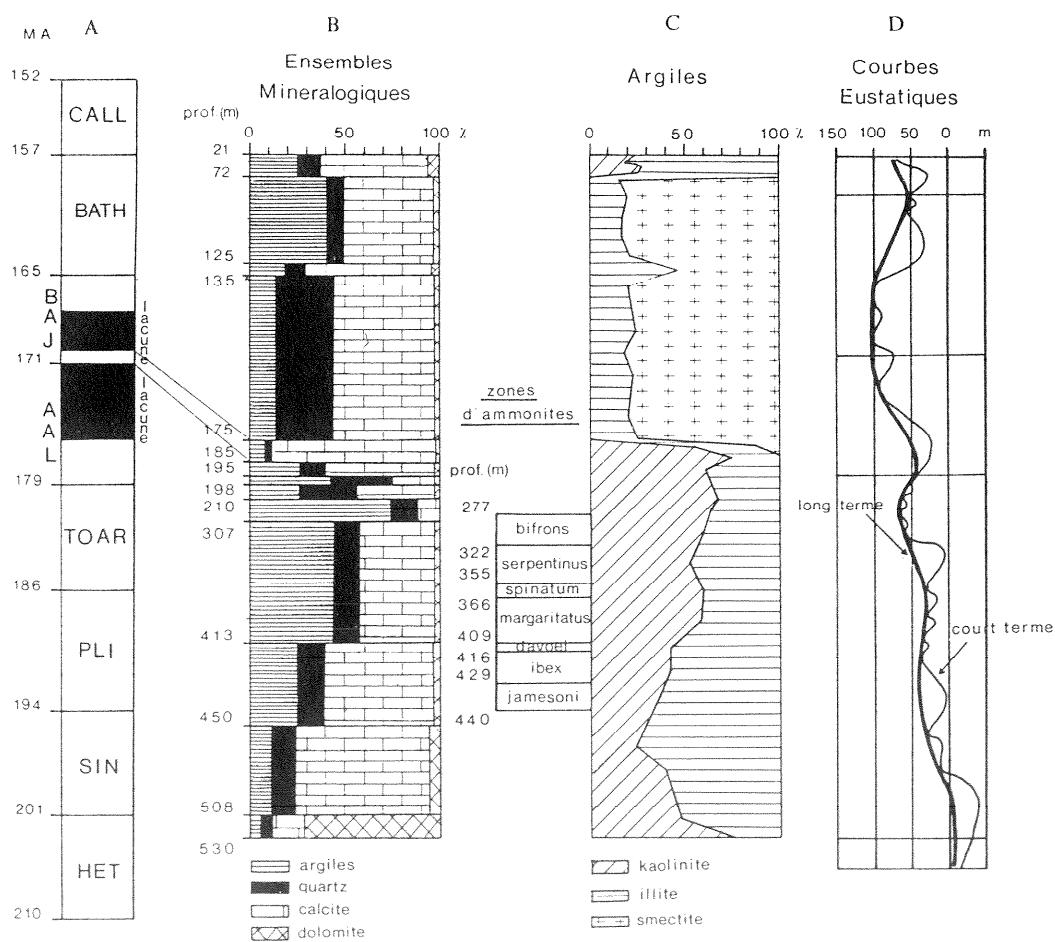


Fig. 2. - Minéralogie de la roche totale (B) et de la fraction argileuse (C) du Lias et du Dogger du forage de Sancerre-Couy comparées aux variations des niveaux des mers (D). Les limites stratigraphiques déterminées dans le forage ont été calées sur l'échelle stratigraphique (A), d'où l'absence d'échelle pour les profondeurs du forage.

relation entre la lithologie et les assemblages argileux qui demeurent constants, aussi bien dans le Calcaire de Nérondes, que dans les marnes qui l'encadrent, mais changent brutalement dans les marno-calcaires du Bathonien supérieur dont les faciès sont pourtant peu différents des niveaux sous-jacents.

Lors des deux premiers cycles eustatiques, le parallélisme approximatif entre les quantités de carbonates et la nature des minéraux argileux donne à penser que les variations de pourcentages de kaolinite et d'illite sont partiellement gouvernées par des phénomènes dynamiques. Les particules de kaolinite généralement plus grossières que celles d'illite sont plutôt associées aux niveaux relativement pauvres en carbonates ; la kaolinite marque l'augmentation des apports terriègnes. Toutefois, à ce mécanisme se superpose très probablement l'influence du niveau marin. Lors des transgressions, le site de Couy est plus loin des côtes et reçoit moins de kaolinite, c'est l'inverse lors des régressions. Il n'en demeure pas moins des décalages temporels entre les courbes de variations minéralogiques et les courbes eustatiques et sans pouvoir en apporter une démonstration précise, il est plausible qu'ils sont dus aux mouvements verticaux ayant affecté la région au Lias. Au Bajocien-Bathonien, il n'y a plus de perturbation tectonique et la minéralogie des argiles suit de plus près les mouvements eustatiques. Le niveau général des mers est plus élevé que précédemment, les côtes sont plus éloignées et seules les particules les plus fines

(smectite) se déposent à Couy. Seule la forte régression fini-bathonienne permettra le retour de minéraux nettement terrigènes.

Analyse séquentielle du Jurassique (Hettangien à Callovien) (J.-P. Gély, J. Lorenz, 1991) (fig. 3)

Les discontinuités, limites des séquences de dépôts, sont représentées par des arrêts de sédimentation soulignés par des bioturbations et parfois par un ravinement (limites Hettangien-Sinémurien, Domérien-Toarcien, intra-Bajocien). L'absence d'érosion subaérienne montre que la chute du niveau marin était plus faible que la subsidence régionale (discontinuité de type 2). De part et d'autre de ces discontinuités, les cortèges argileux diffèrent souvent imperceptiblement au vu des carottes mais sont bien mis en évidence sur les diagraphies qui présentent de nettes ruptures de courbes (limites de séquences intra-carixienne, intra-toarcienne et intra-bathonienne).

Le forage de Couy, situé entre le sous-bloc biturige et le fossé de la Loire, présente en fonction de l'évolution locale de la subsidence tectonique, tantôt les faciès carbonatés de la plate-forme berrichonne (séquence de

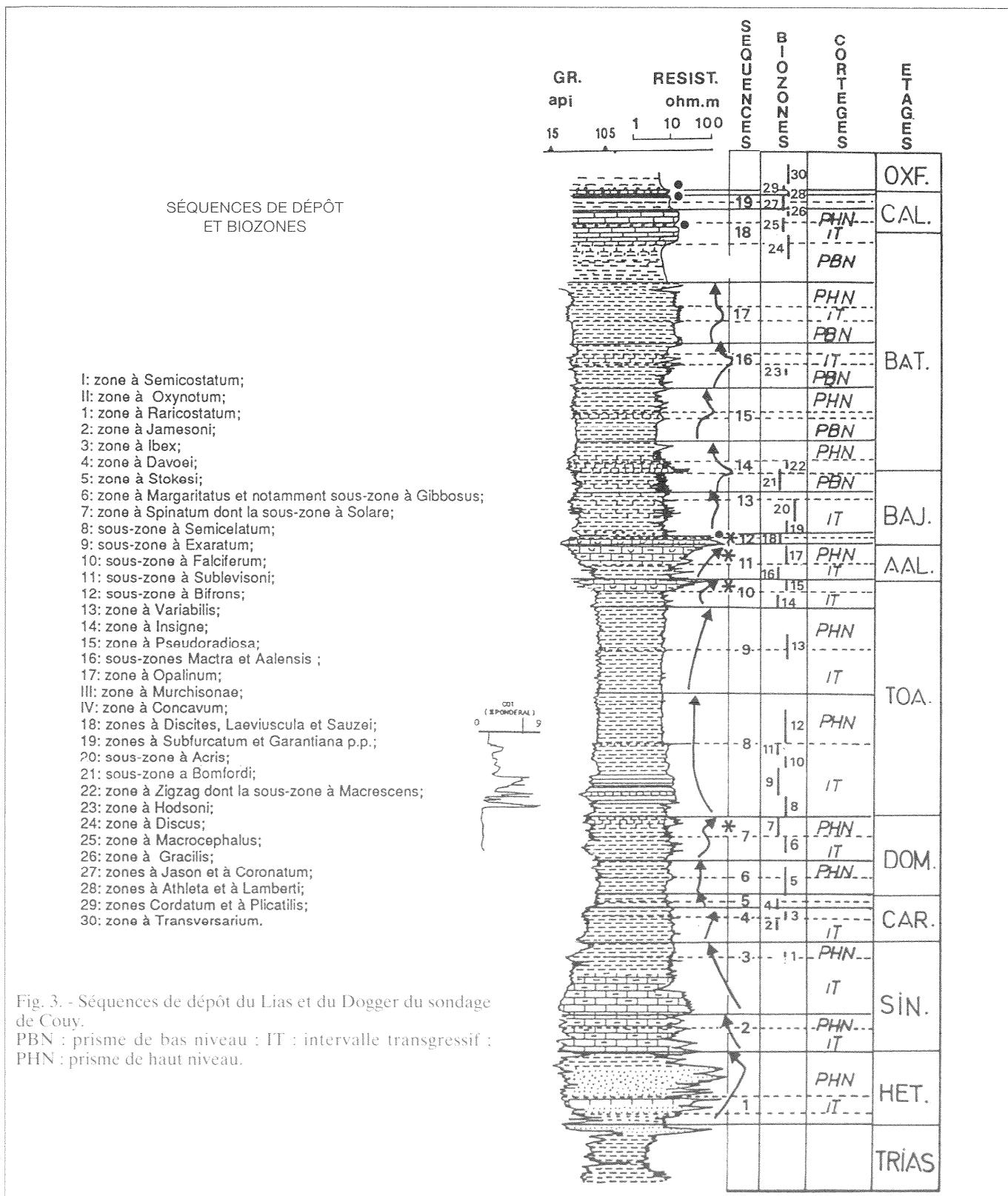


Fig. 3. - Séquences de dépôt du Lias et du Dogger du sondage de Couy.

PBN : prisme de bas niveau ; IT : intervalle transgressif ; PHN : prisme de haut niveau.

dépôts à dominance carbonatée), tantôt les épais faciès argileux du fossé de la Loire (séquence de dépôts à dominance argileuse). Pendant les séquences à dominance argileuse (séquences du Bajocien et du Bathonien), on observe sur les carottes l'évolution lithologique suivante, plus ou moins contrastée : la base argileuse, parfois silteuse et à débris bioclastiques provenant de la plate-forme berrichonne, passe rapidement à des calcaires micritiques à ammonites puis à des argiles, parfois silteuses et bioclastiques au sommet.

Les valeurs du sonique et de la résistivité sont croissantes puis décroissantes tandis que le gamma-ray a une évolution opposée (séquences bathoniennes). Les niveaux les plus calcaires correspondant dans la séquence aux périodes où les vitesses de sédimentation des argiles étaient les plus faibles, sont souvent accompagnés d'oolithes ferrugineuses, de traces de glauconie ou de phosphates et sont les plus riches en accumulation d'ammonites. Sur les diagraphies, à ces niveaux correspondent les valeurs maximales du sonique et de

la résistivité dues aux bancs calcaires et minimales du gamma-ray bien qu'ils contiennent des traces de phosphates ou de glauconie. Ils représentent classiquement les niveaux au maximum de la transgression qui séparent les cortèges transgressifs de ceux de haut-niveau.

Pendant les séquences à dominance calcaire, on a une évolution lithologique inverse de la précédente : des calcaires bioclastiques à la base évoluent vers des calcaires micritiques argileux à rares ammonites qui deviennent bioclastiques au sommet (séquence du Bajocien inférieur). Dans ces séquences, les calcaires de plate-forme laissent la place à des calcaires hémipelagiques à rares oolithes ferrugineuses soulignant le maximum de la transgression. Sur les diagrapiques, ces niveaux correspondent aux valeurs maximales du gamma-ray, minimales du sonique et de la résistivité de la séquence de dépôts (séquence à la limite Aalénien-Bajocien).

Cependant, on remarque qu'à ces successions de dépôts caractéristiques des variations du niveau marin se surimposent les influences de la subsidence tectonique régionale ce qui détermine l'espace disponible pour les sédiments (« accommodation », H.-W. Posamentier *et al.*, 1989) et le régime hydrodynamique. Au Sinémurien supérieur ou Lotharingien, l'accélération de la subsidence pendant l'intervalle de haut-niveau a provoqué le remplacement des calcaires micritiques bioturbés, entrecoupés de venues turbiditiques argileuses et bioclastiques originaires de la plate-forme berrichonne, par des argiles noires de bassin qui persisteront dans la région jusqu'au Lias supérieur. Pendant le Lias, au-dessus du niveau correspondant au maximum de transgression, le prisme de haut-niveau est formé d'argiles plus ou moins silteuses très pauvres en faune. Au contraire, dans la sous-zone à *Pseudoradiosa*, la fin de la séquence s'achève par la progradation d'une plate-forme de calcaires micritiques à gryphées, de type « *catch-up carbonate highstand platform* » (J.-F. Sarg *et al.*, 1989). La plate-forme s'installe de nouveau à la fin de la zone à *Opalinum* pour subsister cette fois-ci pendant toute la séquence du Bajocien inférieur (*keep-up carbonate platform*, J.-F. Sarg *et al.*, 1989). La période du maximum de transgression à vitesses de sédimentation minimales voit le dépôt de phosphate (sous-zone à *Bifrons* et à *Bomfordi*, zones à *Opalinum* et *Subfurcatum-Garantiana*), de glauconie (zone à *Hodsoni*), d'oolites ferrugineuses (zones à *Subfurcatum-Garantiana* et à *Macrocephalus*), d'ammonites (sous-zones à *Stokesi* et *Bifrons*, zones à *Variabilis* et *Subfurcatum*). Les niveaux très riches en oolithes phosphatées des zones à *Subfurcatum-Garantiana* présentent un important pic sur la courbe du gamma-ray, excellent repère diagraphe. La période du maximum de transgression est favorable à l'accumulation de matière organique si les conditions de préservation le permettent. Ainsi, les dépôts argileux correspondant au maximum de transgression pendant la sous-zone à *Stokesi* et la zone à *Variabilis* sont riches en matière organique.

Les schistes-carton dont les limites sont diachrones s'inscrivent dans un intervalle transgressif (sous-zones à *Semicelatum* et *Exaratum*) mais disparaissent avant le maximum de transgression représenté ici par des calcaires à petits galets phosphatés de la base de la sous-zone à *Bifrons*. La base de la zone à *Semicelatum* est représentée par de rares bancs de calcaires argileux

dans des marnes épaisses ; au-dessus, ces mêmes bancs de calcaires argileux bioturbés sont associés aux laminites riches en matière organique des Schistes carton. Puis, les marnes bioturbées du sommet de la zone à *Exaratum* et les sous-zones à *Falciferum* et *Sublevisorum*, pauvres en matière organique, s'achèvent par les calcaires du maximum de transgression. Au-dessus, les épaisses argiles noires du prisme de haut-niveau sont pauvres en matière organique, pouvant être l'un des effets de la dilution.

Dans les schistes-carton alternent des calcaires argileux bioturbés de milieu oxygéné correspondant à des périodes de très faibles apports argileux et des laminites argileuses de milieu anoxique à sédimentation détritique relativement plus forte. Au-dessus, les faciès calcaréo-argileux bioturbés deviennent prédominants et s'achèvent au moment du maximum de transgression.

L'étude du forage de Couy montre que les discontinuités sont de type 2. Du fait du ralentissement des vitesses de sédimentation, les niveaux correspondant au maximum de transgression peuvent contenir de la glauconie, des phosphates, des oxydes de fer mais aussi des accumulations d'ammonites et parfois de matière organique. Des séquences à dominance argileuse ou calcaire se succèdent en fonction de l'accommodation (effet conjugué de l'eustatisme et de la subsidence régionale déterminant l'espace disponible pour les sédiments). Dans les séquences à dominance argileuse, le maximum de transgression est représenté par les niveaux les plus calcaires tandis que pour les séquences à dominance calcaire, ce sont des calcaires micritiques argileux. La matière organique est présente dans ces niveaux tant que la sédimentation argileuse reste relativement forte et le milieu anoxique ; dans le cas contraire, la sédimentation calcaréo-argileuse bioturbée est le témoin d'environnements oxygénés temporaires (bancs micritiques du Sinémurien et du Pliensbachien, bancs calcaréo-argileux des schistes-carton). La sédimentation argileuse anoxique est associée aux turbidites issues de la plate-forme (Lias inférieur) véhiculées par des eaux de fond ; l'anoxicité des fonds et donc la préservation de la matière organique, souvent interprétée comme les conséquences d'une stratification des eaux du bassin serait illustrée ici par la sédimentation argilo-turbiditique. Le forage de Couy, par ses données sédimentologiques, paléontologiques et ses diagrapiques bien calées, est un sondage de référence stratigraphique pour le Bassin parisien. Il est possible d'y reconnaître les séquences de dépôts de troisième ordre décrites à l'échelle globale (P.-R. Vail *et al.*, 1987 ; B.-U. Haq *et al.*, 1989 ; A. Hallam *et al.*, 1989) et de les caractériser par une signature diagraphe (ruptures de courbe, rampes et pics majeurs) utilisée pour les corrélations à l'échelle du bassin (J. Lorenz et J.-P. Gely, sous presse).

Taux de compaction des sédiments jurassiques (B. Beaudouin *et al.*, 1988)

L'étude conjointe des documents diagraphe et des carottes réalisés au cours du forage a permis d'établir des relations entre porosité (calculée à partir des

enregistrements « Sonic » et « densité »), taux de compaction (mesuré sur les carottes), teneur en carbonate (analyse minéralogique) et profondeur.

La porosité a été calculée à partir des temps de transit et des valeurs de densité ($\gamma\gamma$) exprimées sur les enregistrements.

Le taux de compaction a été, lui, mesuré directement sur les carottes, soit autour des objets non déformables (bélemnites, gryphées, nodules à septaria) soit à partir d'objets déformés (terriers, filons...) : ce taux de compaction τ mesure le rapport h_0/h de l'épaisseur initiale à l'épaisseur actuelle.

L'analyse minéralogique a été réalisée sur les 600 premiers mètres (M.-F. Delavenna *et al.*, 1989). Les minéraux principaux retenus sont quartz, calcite et dolomite, tandis que trois familles ont été distinguées dans les argiles, à 14 Å (phyllites et/ou micas et/ou glauconite) et 7 Å (kaolinite essentiellement). De cet ensemble de résultats ont été particulièrement retenues ici les teneurs en carbonate/argile.

Dans la pratique, la détermination des porosités ϕ a été menée sur l'intervalle 0-600 m sur les deux jeux de diagraphies des sondages Couy 1 et 1 bis, et les résultats réunis en un seul ensemble.

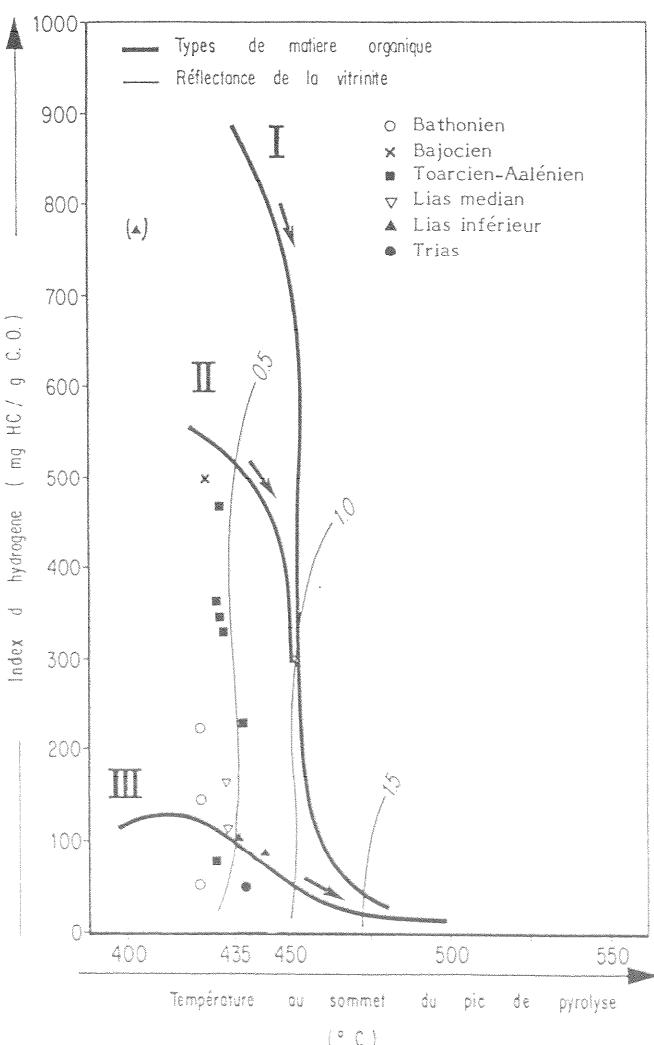


Fig. 4. - État d'évolution de la matière organique (Index d'hydrogène en fonction de la température atteinte au sommet du pic de pyrolyse).

Influence de la teneur en carbonate : A chaque profondeur, il apparaît une forte relation entre la teneur en carbonate et la valeur de γ ; ainsi sur l'intervalle 200-400 m (Domérien-Toarcien), la porosité passe de 30 à 10 % quand la teneur en CaCO_3 va de 0 à 100 %.

Influence de la profondeur : En regroupant les points de mesure en classes correspondant à la teneur en carbonate, un diagramme montre une réduction, pour chaque classe, de la porosité avec la profondeur : ainsi pour des échantillons en situation médiane (moitié de carbonate), passe de 23 à 15 % quand z varie de 100 à 450 m ; tandis que pour des tronçons très carbonatés la variation est de 10 à 5 % en passant de 200 à 500 m.

Estimation du paléorecouvrement : La connaissance, à une même profondeur, de la porosité actuelle et du taux de compaction permet d'accéder à la porosité initiale, γ_0 (en supposant négligeables les transferts de matière). Ainsi par exemple, à la profondeur de 211 m, les nodules à septaria autour desquels les lamination sont déformées permettent à partir de la porosité des argiles de 28 % et d'un taux de 2,3 de calculer $\gamma_0 = 69 \%$.

L'ensemble de ces restitutions donne pour les argiles et les marnes (0 à 60 %) une porosité originelle proche de 72 % et pour les échantillons les plus carbonatés une valeur de 55 % (cette dernière révèle l'importance des transferts de carbonate au cours de la diagenèse). Cette valeur de 72 % est très proche de celles mesurées dans les sédiments marins superficiels.

En conclusion, on peut suggérer un recouvrement maximal de l'ordre de 450 m. L'ensemble de ces études conduit par ailleurs à la détermination des taux de sédimentation.

Matière organique dans les sédiments du Jurassique (B. Pradier et B. Gauthier, 1987) (fig. 4)

Sur les échantillons prélevés tous les 50 m environ, dans les niveaux les plus sombres, l'étude de la matière organique a été réalisée selon les techniques de la pétrologie organique (description du contenu organique, réflectance, microspectrofluorimétrie), et de la géochimie organique (dosage du carbone organique, pyrolyse Rock-Eval).

Au-dessus du Trias moyen, les particules organiques observées sont peu fréquentes, et ont subi une oxydation précoce. À la base de l'Hettangien, un niveau charbonneux franc indique un apport continental. À l'Hettangien supérieur, l'importance des apports détritiques et l'abondance de *Botryococcus* (algues) indiquent un milieu de dépôt continental, fluvio-lacustre.

La présence de Tasmanacées (algues) au Lotharingien indique un milieu marin ou saumâtre bénéficiant d'apports détritiques d'origine ligno-cellulosique (inertinite et microspores). Ce milieu semble se perpétuer jusqu'au Toarcien inférieur.

Jusqu'à l'Aalénien, le matériel organique observé s'enrichit en *Botryococcus* et microspores, semblant indiquer un milieu mixte, saumâtre. Au-delà, il s'appauvrit en matériel fluorescent, notamment algaire, avec permanence de particules détritiques d'origine continentale.

Le degré de diagenèse n'a pu être évalué par réflectométrie de la vitrinite en l'absence de particules de vitrinite clairement identifiable que dans le niveau n° 15, à 555,4 m, qui présente un tissu ligno-cellulosique gélifié permettant une mesure fiable ($PR = 0,45\%$) (PR = Pouvoir réflecteur). Celle-ci indique un degré d'évolution assez faible, et situe cet échantillon près de l'entrée de la zone à huile.

La microspectrofluorimétrie effectuée sur les Tasmanacées met en évidence que les longueurs d'ondes d'émission maximale (L_{max}) ne traduisent pas d'évolution franche (L_{max} autour de 460 nm). L'ensemble des séries traversées reste donc dans un domaine immature, ce qui est en accord avec la valeur de PR égale à 0,45 % mesurée à 555 m.

Cependant, on a remarqué dans la tranche 225-325 m, le passage des L_{max} par un maximum à 470 nm. Ceci devra être confirmé par un échantillonnage plus serré, mais les données obtenues sont de qualité suffisante pour avancer l'hypothèse d'une anomalie thermique dans cette tranche. L'observation microscopique n'a pas révélé, pour sa part, de traces nettes d'oxydation qui pourraient expliquer ce phénomène.

L'examen des courbes d'évolution des paramètres de fluorescence (L_{max} et QF), permet de supposer :

- une anomalie thermique entre 225 et 325 m,
- une tendance à la dérive des spectres vers les hautes longueurs d'onde à partir de 125 m, vers la surface,
- une tendance à la dérive des spectres vers les hautes longueurs d'onde en dessous de 400 m.

Une mesure fiable de PR a été faite à 555 m, et situe ce niveau près de l'entrée de la fenêtre à huile.

L'ensemble de ces remarques se retrouve à l'examen des courbes d'évolution du paramètre QF en fonction de la profondeur. QF représente le rapport des flux d'émission dans le bleu et dans le rouge, avec une limite commune à 353 m.

Le carbone organique

En premier lieu, il ressort que, hormis dans les niveaux charbonneux hettangiens, les teneurs les plus fortes (2,7 %) sont rencontrées dans le Toarcien, réputé à l'échelle du bassin de Paris comme roche-mère potentielle d'huile. A l'inverse, les teneurs les plus faibles sont rencontrées dans le Trias, l'Hettangien et le sommet du Bathonien. Pour les deux premiers âges de dépôt, ces basses teneurs en carbone organique peuvent s'expliquer soit par des apports organiques faibles durant la sédimentation soit par sa non-préservation du fait de l'oxydation très rapide des composés organiques au sein des sédiments. En ce qui concerne le sommet du Bathonien proche de la surface, une oxydation récente peut être envisagée.

Cet aspect quantitatif est complété par une étude par pyrolyse Rock-Eval dont les résultats traduisent globalement une évolution dans les apports organiques depuis le Trias (exclusivement continentaux) jusqu'à dans le Toarcien (quasi exclusivement marins). A partir du milieu du Bajocien, la part du constituant d'origine continentale croît régulièrement. Dans le détail, quelques points sont à noter. Ainsi, au milieu du Toarcien, les apports organiques d'origine continentale croissent puis décroissent régulièrement. De même, la

base de cet étage contient une matière organique à dominante continentale qui semble légèrement oxydée peut-être sous l'influence d'une phase d'émersion entre le Domérien et le Toarcien. Enfin, dans les grès hettangiens, la présence de filonnets de bitumes souligne l'occurrence de processus de migration de fluides au sein de cet étage au cours de la diagenèse.

État d'évolution diagénétique de la matière organique

Des calculs réalisés à partir d'un modèle mathématique de simulation de la diagenèse organique (J.-R. Disnar, 1986) montrent que cet état d'évolution diagénétique de la matière organique est compatible avec un gradient géothermique de 40 °C/km par des températures maximales atteintes par les séries allant de 60 à 90 °C et un enfouissement maximum de l'ordre de 1 500 m. Cependant, deux niveaux possèdent un degré d'évolution diagénétique sensiblement supérieur à celui provoqué par le simple enfouissement. Il s'agit du milieu du Toarcien et de la base de l'Hettangien. Ce dernier niveau, aquifère d'extension régionale, a pu être soumis à des circulations de fluides hydrothermaux durant la vie du bassin, comme en témoigne la présence de niveaux de bitumes (vraisemblablement allochtones). Aucune explication ne peut pour l'instant être avancée pour l'anomalie constatée dans le Toarcien.

Le paramètre $I.P.$ fournit une indication moins précise sur le degré d'évolution atteint par les constituants organiques des échantillons. Les valeurs de $I.P.$ obtenues montrent que seuls les échantillons issus du Trias contiennent une matière organique ayant atteint le début de la fenêtre à huile (zone dans laquelle les huiles sont formées par craquage t-hermique de la M.O.).

Tectonique (A. Toury *et al.*, 1987, 1988)

Les analyses structurales de la couverture sédimentaire traversée par le sondage Sancerre-Couy 1 révèlent une histoire tectonique post-hercynienne complexe et polyphasée. Le secteur de Couy en bordure du fossé de la Loire a fonctionné en horst pendant la période s'étendant du Permien à la fin du Crétacé. Les distensions N-E, NE-SW et, E-W ont favorisé le jeu et les rejeux en failles normales des plans limitant la zone haute de Couy.

Déformations enregistrées par des sédiments du Lias. Quatre-vingt-trois plans de failles portant des stries ont été relevés entre - 210,75 et - 507,30 m. Outre quelques diaclases subverticales orientées N-S à NNE-SSW, ce sont essentiellement des failles normales, rarement inverses ou décrochantes. Elles ont permis de mettre en évidence deux déformations post-diagenèse : une distension orientée N 80° et un raccourcissement probable orienté NE-SW qui active des plans décrochants (sénestre N 73°-71° N et dextre N 53°-38° S). Trois distensions syn-sédimentaires ont été individualisées : N 0°, N 70° et N 90° dans les sédiments du Sinémurien.

Leur observation a permis de caler chronologiquement plusieurs phases distensives jusqu'alors inconnues en surface.

Déformations enregistrées par les sédiments du Dogger.

Les sédiments du Dogger n'ont conservé que très peu d'éléments structuraux : quelques diaclases se regroupant selon deux familles directionnelles N 80-90° et N 130-140° et une faille normale à rejet centimétrique, orientée N 84° avec un pendage de 58° vers le sud.

Rappel des phases enregistrées dans la couverture sédimentaire

— *Direction jurassique inférieur à moyen* : les niveaux triasiques sont affectés par une distension orientée ESE-WNW (N 120-130°).

— *Direction jurassique terminal-crétacé* : trois directions de distension orientées E-W, ENE-WSW (N 70°)

et N-S, sont visibles dans les terrains attribués au Lias, au Trias, voire au Permien. Au cours de la diagenèse des sédiments du Lias, entre le Jurassique inférieur et le Crétacé inférieur, les directions de distension varieraient progressivement de NW-SE à N-S, ceci pouvant indiquer une rotation anti-horaire des directions de déformation.

— *Raccourcissement éocène* : un raccourcissement N-S affecte les sédiments du Permien et du Trias. Les formations liasiques ont enregistré un raccourcissement NE-SW qui pourrait aussi être relié aux phases d'âge éocène.

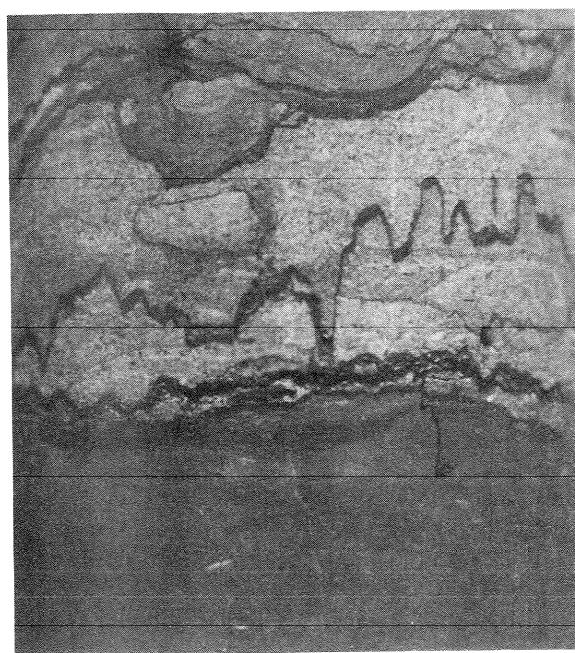
— *Distension oligocène* : une distension de direction E-W a été mise en évidence comme postérieure à la diagenèse des sédiments du Lias. Elle a également été observée dans la série d'âge triasique.

Références

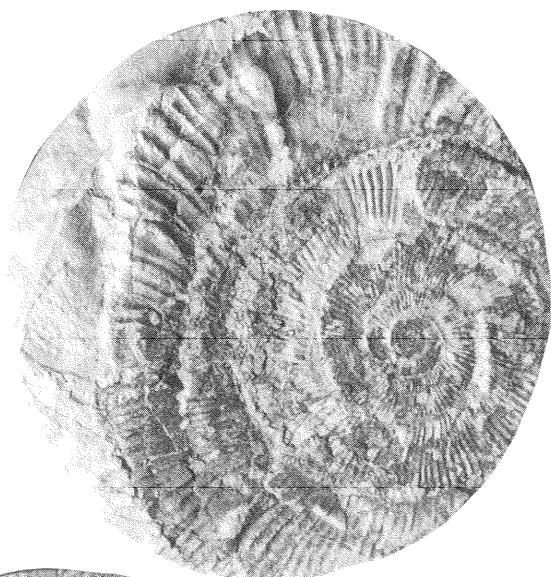
- BEAUDOUIN B., DELAVENNA M.F., PINAULT M., ROHRICH V., TRAUTH N. (1988). - Influence de la profondeur et de la teneur en carbonate sur la porosité et le taux de compaction dans les sédiments jurassiques du sondage Sancerre-Couy (G.P.F. anomalie magnétique du bassin de Paris). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **307**, (2), pp. 395-399.
- COURME M.D. (1991). - Le Toarcien de Sancerre-Couy (Géologie profonde de la France). Apports de l'étude des foraminifères. *Géologie de la France*, n° 2, pp. 19-27.
- DELAVENNA M.F., STEINBERG M., TRAUTH N., HOLTZAPFFEL T. (1989). - Influence des cycles eustatiques et de la tectonique syn-sédimentaire sur la minéralogie du Lias et du Dogger du forage de Sancerre-Couy (Cher). Programme Géologie profonde de la France. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **308**, (2), pp. 111-116.
- DELAVENNA M.F. (1990). - Le Jurassique du forage de Sancerre-Couy (Programme Géologie profonde de la France, Cher) : minéralogie, propriétés physiques et matière organique. Thèse. Univ. Paris-Sud/Orsay, 195 p.
- DISNAR J.R. (1986). - Détermination de paléotempératures d'enfonnement de sédiments charbonneux à partir de données de pyrolyse. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **203**, (2), pp. 691-695.
- DURAND B., ALPERN B., PITTON J.L., PRADIER B. (1986). - Thermal modeling in sedimentary basins. Technip, pp. 441-474.
- GELY J.P., LORENZ J. (1991). - Analyse séquentielle du Jurassique du forage de Couy. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **313**, (2), pp. 347-353.
- HALLAM A. (1989). - A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of the new data and the revised exxon curve. In: Wilgus C.K. et al. (eds.): Sea-Level Changes : an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 261-273.
- HAO B.U., HARDENBOLD J., VAIL P.R. (1989). - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus C.K. et al. (eds.): Sea-Level Changes : an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 71-108.
- KAUFFMAN E.G. (1978). - Benthic environments and paleoecology of the Posidonienschiefer (Toarcian). *N. Jahrb. Geol. Paläont.*, **157**, pp. 28-36.
- LORENZ C., LEFAVRAIS A., LORENZ J., MARCHAND D., MILLON R. (1991). - Calage stratigraphique des diagrphies du Jurassique du sud du Bassin parisien à partir du sondage de Sancerre-Couy (Programme Géologie profonde de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, pp. 947-952.
- LORENZ J., LEFAVRAIS A., DEPECHE F., LECLERC V., MARCHAND D., ROY B., TAUGOURDEAU J., REYRE Y. (1987). - Le Jurassique. Documents du BRGM, n° 136, pp. 19-30.
- LORENZ J., BLANC P. (1988). - Présence de sphérolites de magnétite d'origine cosmique probable dans le Callolien inférieur du sondage de Couy (Cher). Programme Géologie profonde de la France. *Com. Trav. Hist. et Scient.*, section Sciences, pp. 217-226..
- LORENZ J., DELAVENNA M.F., HOLTZAPFFEL T., LEFAVRAIS A., TRAUTH N., STEINBERG M. (1988). - Biostratigraphie, lithologie et minéralogie du Lias et du Dogger traversés par le forage profond « Anomalie magnétique du bassin de Paris ». Programme Géologie profonde de la France. In : 2nd Int. Symp. Jurassic Stratigr., Lisboa, pp. 947-961.
- LORENZ J., GELY J.P. (sous presse). - Interprétation séquentielle du Jurassique inférieur et moyen du Sud du Bassin parisien à partir des corrélations diagrphiques calées sur le forage de Couy (Cher, France). *Geobios*.
- MÉLIÈRES F. (1991). - Nature et origine des alternances métriques marnes-calcaires d'âge bajocien du forage de Sancerre-Couy (Cher, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, pp. 953-970.
- MOUTERDE R. (1952). - Étude sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **50**, n° 236, 459 p.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T., VAIL P.R. (1989). - Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework, Sea-Level Changes. In: Wilgus C.K. et al. (eds.) : Sea-Level Changes: an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **12**, pp. 109-124.
- PRADIER B., GAUTHIER B. (1987). - Étude préliminaire de la matière organique sédimentaire. Documents du BRGM, n° 136, pp. 103-118.
- SARG J.F. (1989). - Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus C.K. et al. (eds.): Sea-Level Changes: an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 155-181.
- TOURY A., LEROUUGE G., MARTIN P., CASTAING C. (1987). - Synthèse préliminaire des données structurales. Documents du BRGM, n° 136, pp. 57-68.
- TOURY A., LEROUUGE G., MARTIN P., CASTAING C. (1988). - Première analyse structurale de la série sédimentaire du sondage Sancerre-Couy 1 (Géologie profonde de la France : Anomalie magnétique du bassin de Paris) : apports à la connaissance de l'histoire tectonique polyphasée du Sud du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), pp. 69-72.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F., TRIFILIEFF (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, pp. 1301-1321.

PLANCHE I Lias du sondage de Couy

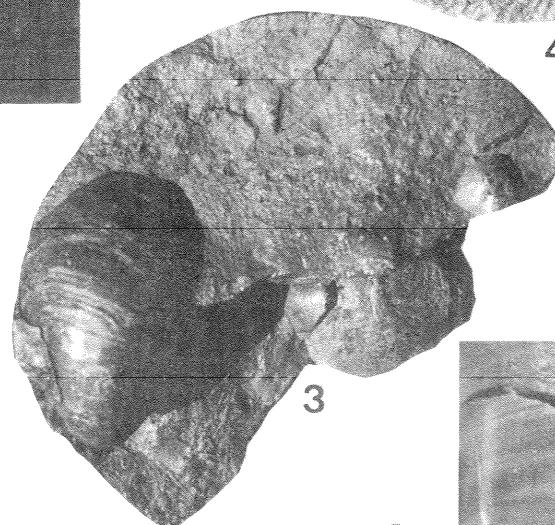
- Photo 1. - Hettangien. Styololithes à la cote 530.50.
- Photo 2. - Sinémurien. Surface perforée à la cote 481.50.
- Photo 3. - Sinémurien. Gryphées à la cote 453.20.
- Photo 4. - Carixien. *Prodactylioceras davoei* à la cote 410.
- Photo 5. - Toarcien. Section de septaria soulignant la compaction des argiles. Cote 210.60.
- Photo 6. - Toarcien. Niveau à Gryphées à la cote 210.



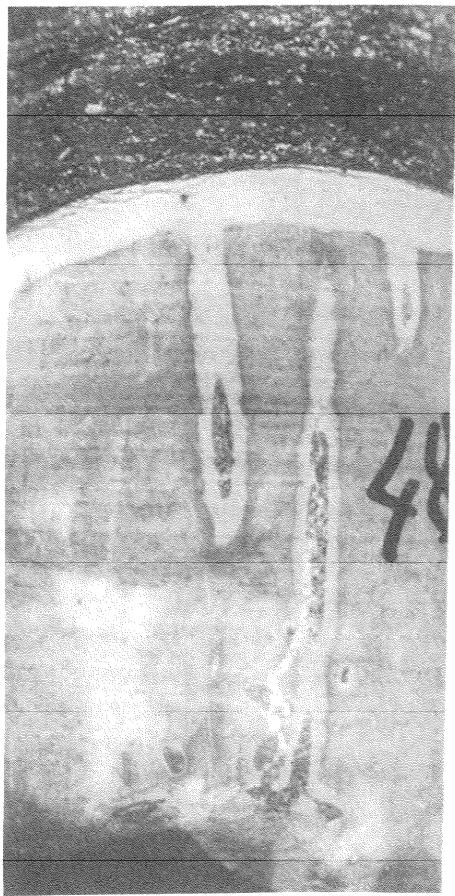
1



4



3



2



6



5

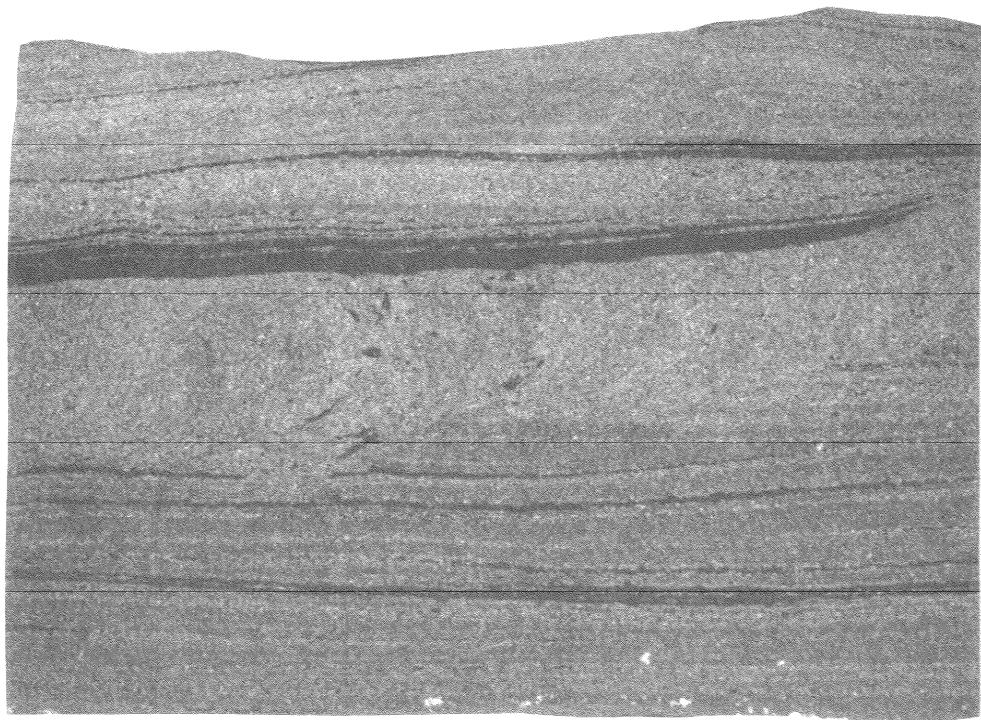
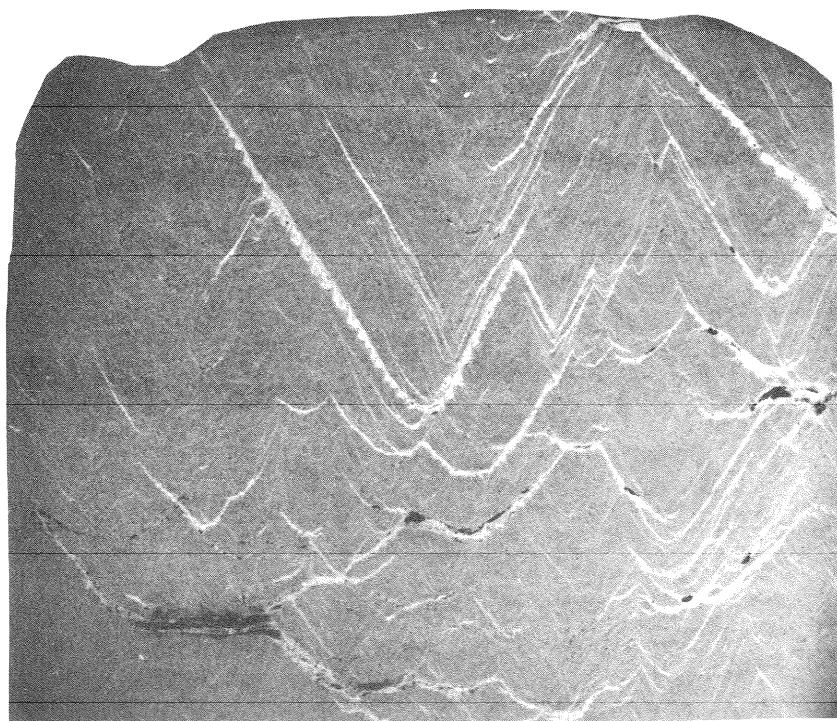
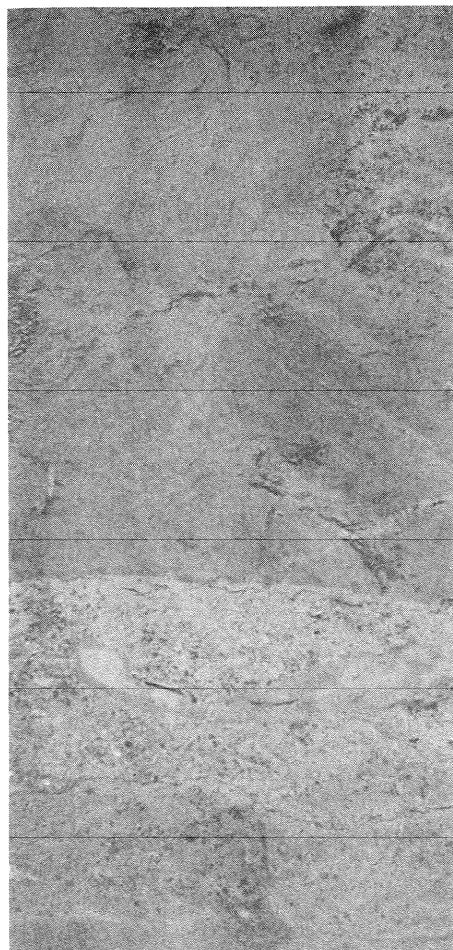


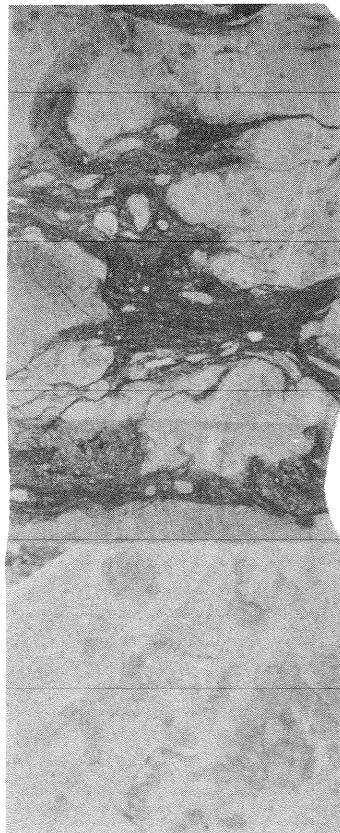
PLANCHE II
Lias du sondage de Couy

Photo 1. - Structure cone-in-cone du Toarcien moyen à la cote 263 m. Sondage de Couy.

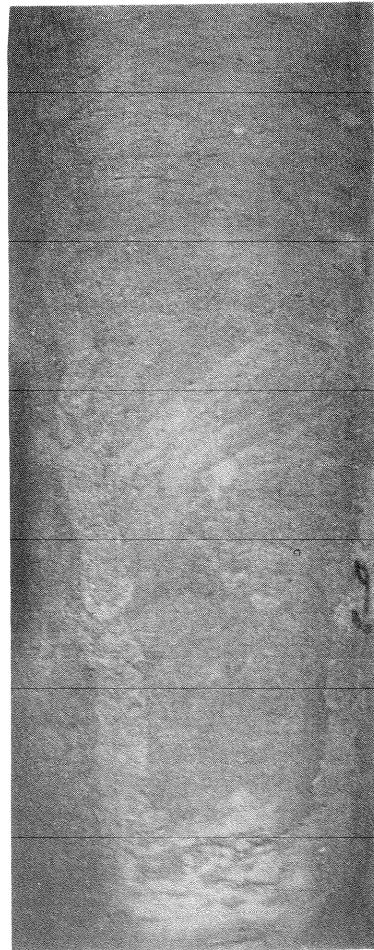
Photo 2. - Fines laminationns du Toarcien supérieur. Sondage de Couy.



1



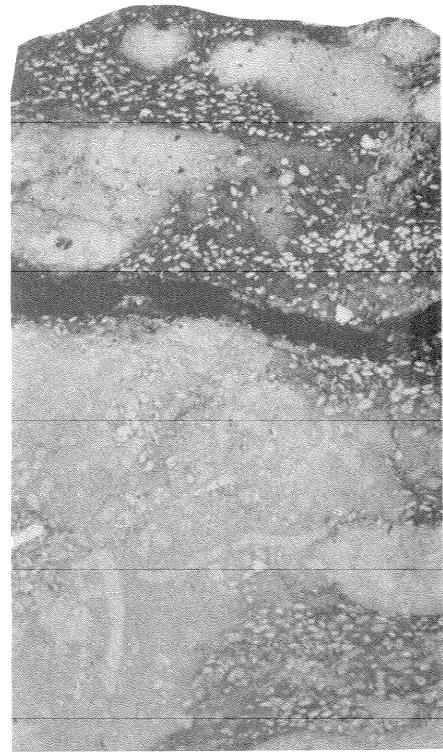
2



5



4



3

PLANCHE III

Dogger du sondage de Couy

Photo 1. - Cote 183,20 : surface perforée au contact Aalénien-Bajocien.

Photo 2. - Cote 179 : Bajocien, calcaire d'aspect bréchique à filets argileux noirs.

Photo 3. - Cote 175,50 à 175,60 : passage Bajocien inférieur-Bajocien supérieur souligné par des oolites phosphatées. Le sédiment micritique est intensément bioturbé.

Photo 4. - Cote 136, *Parkinsonia depressa*, Bajocien supérieur, zone à Parkinsoni.

Photo 5. - Terrier en U à la cote 83,80.