

Stratigraphie et analyse sédimentologique du passage Oxfordien/Kimméridgien dans le Boulonnais*

Johann SCHNYDER (1, 2)
François BAUDIN (2)
Jean-François DECONINCK (1)
Christophe DURLET (2)
Roger JAN DU CHENE (2)
Bernard LATHUILIERE (3)

Stratigraphic and sedimentologic analyses through the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the Boulonnais area (Northern France)

Géologie de la France, n° 4, 2000, pp. 21-37, 11 fig., 1 ann.

Mots-clés : Oxfordien, Kimméridgien, Biostratigraphie, Argiles, Matière organique, Stratigraphie séquentielle, Pas-de-Calais, Boulonnais.

Key words: Oxfordian, Kimmeridgian, Biostratigraphy, Clay minerals, Organic matter, Sequence stratigraphy, Pas-de-Calais (France), Boulonnais.

Résumé

Le passage Oxfordien/Kimméridgien du Boulonnais est étudié grâce à deux sondages carottés d'une cinquantaine de mètres de long ayant traversé des formations non affleurantes, connues uniquement par des travaux anciens. La partie inférieure des sondages correspond à un intervalle compris entre le sommet de la zone d'ammonites à *Plicatilis* et la base de la zone à *Cautisnigrae* (Oxfordien moyen/supérieur). La partie supérieure est datée de la zone à *Cymodoce* (Kimméridgien inférieur). L'étude des faciès et microfaciès est complétée par l'analyse à haute résolution de la fraction argileuse du sédiment ainsi que de son contenu organique (pyrolyse Rock-Eval et observation de palynofaciès). La microgranulométrie, effectuée sur la fraction insoluble du sédiment, permet d'analyser les variations des apports terrigènes. Un découpage séquentiel de la série s'appuyant sur des données convergentes peut ainsi être proposé dans un cadre chronologique précis. L'intégration des assemblages argileux dans ce découpage montre que des interstratifiés smectitiques sont

associés à des baisses du niveau marin relatif au 3^{ème} ordre, alors que la kaolinite et l'illite caractérisent les périodes de haut niveau marin relatif. Cette relation inhabituelle entre assemblages argileux et niveau marin relatif se retrouve dans le Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais et semble donc caractéristique du Jurassique supérieur de cette région. Elle pourrait résulter de simples variations de sources détritiques en fonction de la physiographie de la côte ou d'un contrôle climatique ou tectonique de la sédimentation. Les données actuelles ne permettent cependant pas de trancher entre ces hypothèses.

Abridged English Version

Introduction

Samples were selected in cored sections of two boreholes drilled through the Oxfordian/Kimmeridgian boundary close to Boulogne-sur-Mer (Boulonnais area, North of France). By the end of the Jurassic, this area was subjected to a mixed carbonate/siliciclastic sedimentation in an epicontinental environment close to emerged land (London-Brabant Massif) (Fig. 1).

This study provides additional data on a series of formations not recognized in outcrop since the beginning of the 20th century (Pellat, 1867, 1878, 1880a, b; Rigaux, 1872, 1893, 1901; Pruvost, 1921; Dutertre, 1925). It completes the recent regional revision of the late Bajocian to early Oxfordian formations (Magniez et al., 1984; Vidier et al., 1995; Thierry et al., 1996) and the Kimmeridgian-Tithonian formations exposed in the cliffs between Boulogne-sur-Mer and Cape Gris-Nez (Deconinck et al., 1983; Wignall, 1991; El Albani et al., 1993; Geyssant et al., 1993; Proust et al., 1993, 1995; Wignall et al., 1996).

Description of the formations (facies, microfacies)

The studied section includes four distinct formations from the base up:

a) The "Argiles du Mont des Boucards" Formation (15-30 m thick; Pellat, 1867).

It consists of homogeneous claystone to marlstone with occasional mollusk shells. The formation is generally subdivided into

* Manuscrit déposé le 31 octobre 2000, accepté le 8 janvier 2001.

(1) Université de Lille 1, Sciences de la Terre, Bât. SN5, Sédimentologie et Géodynamique, FRE 2255 CNRS, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(2) Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, Département de Géologie Sédimentaire, FRE 2400 CNRS, Case 117, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

(3) UMR 7566 G2R Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques, Université Henri Poincaré de Nancy 1, BP 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex.

two members: the "Argiles à pyrite" Member at the base and the "Argiles à Ostrea subdeltoidea" Member above. The second member commonly contains *Ostrea* beds.

Coral boundstone may be observed locally between the two main members - this facies, the "Calcaire de Brucquedal" Member consists of marlstone with abundant echinoderm debris, brachiopods, shell fragments and calcareous build-ups dominated by microbial crusts (thrombolites). The poorly diversified coral fauna include *Thamnasteria* (dominant), *Stylosmilia*, *Comoseris*, *Fungiastraea* and *Enallhelia* genera. The limited palaeogeographic extension of the reefal facies can be mapped (Fig. 6).

b) The "Grès de Brunembert" Formation (1-10 m thick; Pellat, 1878).

This formation consists of decimetre- to metre-thick alternations of bioclast-rich sandy beds and silty to sandy marl. It is separated from the underlying formation by an erosional surface.

c) The "Oolithe d'Hesdin-l'Abbé" Formation (about 10 m thick; Pellat, 1867).

It comprises decimetre- to metre-thick beds of bioturbated limestone consisting of poorly-sorted ooliths and pisoliths in a marly matrix. The formation is fairly fossiliferous (pelecypods, brachiopods, echinoderms, bryozoans, foraminifera). *Oncolites* are also observed.

d) The "Caillasses d'Hesdigneul" Formation (5 m thick; Pruvost, 1921).

This formation is composed of micritic and compact limestone.

Results and discussion

The biostratigraphic framework used in the boreholes is based on both palynologic data (dinoflagellate cysts) and published data (ammonites). The ammonite zonation defined by the Groupe français d'étude du Jurassique (1997) for the subboreal realm in the West European basins is used here (Fig. 2). The lowermost part of both boreholes is comprised between the top of *Plicatilis* Zone and the base of the *Cautisnigrae* Zone (*Glosense/Tenuiserratum* ammonite zones in the Boreal ammonite scheme, middle/late Oxfordian). The top of the boreholes belongs to the *Cymodoce* zone (early Kimmeridgian) (Fig. 7).

In addition to facies and microfacies analysis, a high-resolution determination of the clay mineral assemblages and a study of the organic content (Rock-Eval pyrolysis, palynofacies observations) of the well-preserved borehole (SCP8) have been carried out (Fig. 8). Grain-size data were obtained on the insoluble fraction, with the hypothesis that this fraction reflects variations of terrigenous input. The clay assemblages are composed of kaolinite, illite, mixed illite-smectite layers and chlorite. Variations of the kaolinite and illite content are similar and in direct contrast to variations of the smectitic mineral content. A smectite-rich interval occurs in the "Argiles à pyrite" Member and is correlated with a grain-size increase of the insoluble fraction, interpreted as a terrigenous input. Kerogen studies have been essentially limited to the marly or clay intervals. The organic content is generally low (TOC <1%) and dominated by a poorly preserved continental organic matter (Type III and IV). Marine organic matter (dinoflagellates, foraminifera) is more abundant in the "Argiles à Ostrea subdeltoidea" than in the "Argiles à pyrite".

A depositional model (Fig. 9) and a sequence analysis of the deposits are proposed (Fig. 8). Comparison between the variation of the clay minerals and the sequence stratigraphy shows that smectite-rich intervals occurred during late highstands and lowstands, whereas illite and kaolinite were dominant during transgressions and early highstands. This unusual relationship, previously observed in the Kimmeridgian-Tithonian deposits of the Boulonnais area (Proust et al., 1995) (Fig. 11), seems to be characteristic of Late Jurassic deposits along the western edge of the so-called London-Brabant Massif. Variations of detrital sources associated with physiographic changes of the coastline and tectonic or climatic control of the sedimentation are discussed briefly to explain this signal.

Introduction

Au Jurassique supérieur, la région du Boulonnais correspondait à une plate-forme épicontinentale soumise à une sédimentation mixte silico-clastique et carbonatée, à proximité du Massif Londres-Brabant (fig. 1). Sur le plan climatique et paléobiologique, le Boulonnais

faisait alors partie de la province subboréale, zone intermédiaire et fluctuante entre les provinces boréale et téthysienne. L'existence de ces provinces faunistiques oblige à utiliser pour ces périodes plusieurs échelles d'ammonites (Groupe français d'étude du Jurassique, 1997) (fig. 2).

Dans cette région, le passage Oxfordien/Kimmeridgien n'a plus été étudié depuis les travaux anciens de Pellat (1867, 1878, 1880, a, b), Rigaux (1872, 1893, 1901), Pruvost (1921), et Dutertre (1925), notamment parce que ces sédiments n'affleurent plus ou très mal depuis cette époque. Seules quelques analyses d'argiles et de palynofaciès, effectuées sur moins de dix échantillons extraits d'un forage de Boulogne-sur-Mer (sondage APO 1 bis) sont disponibles (Decommer, 1982; Decommer et Chamley, 1981). Au contraire, les sédiments sous-jacents du Bajocien supérieur au début de l'Oxfordien inférieur ont été réétudiés depuis une quinzaine d'années, grâce aux travaux du tunnel sous la Manche et de l'autoroute A16 (Magniez et al., 1984; Vidier et al. 1995; Thierry et al., 1996). Il en va de même pour les sédiments sus-jacents du Kimmeridgien supérieur et du Tithonien, qui affleurent en falaise entre Boulogne-sur-Mer et le Cap Gris-Nez (Deconinck et al., 1983; Wignall, 1991; El Albani et al., 1993; Geysant et al., 1993; Proust et al., 1993, 1995; Wignall et al., 1996). Ces travaux ont conduit à l'intégration de données diverses permettant de proposer un découpage séquentiel bien calibré chronologiquement. L'étude de deux sondages carottés couvrant le passage Oxfordien/ Kimmeridgien permet de combler une partie des incertitudes dans les connaissances géologiques régionales. Ces deux sondages, SCP8 (X = 550,434; Y = 333,506; Z = 14,4 m) et SCP6 (X = 550,528; Y = 333,305; Z = 13,7 m), (fig. 3) d'une cinquantaine de mètres de profondeur et distants de 250 m environ ont été forés à des fins géotechniques au sud de Boulogne-sur-Mer.

Résultats analytiques

Méthodes d'étude

Le forage SCP8, plus complet dans sa partie supérieure, a fourni les échantillons analysés. L'étude comprend l'examen détaillé des faciès et microfaciès, l'analyse à haute résolution de la microgranulométrie, de la fraction argileuse et du

contenu organique du sédiment (148 échantillons). Le pas d'échantillonnage dans les faciès argileux est de l'ordre de 20 centimètres. Quarante-quatre lames minces ont été réalisées dans les faciès gréseux et carbonatés.

La microgranulométrie est effectuée à l'aide d'un microgranulomètre laser Malvern Mastersizer X. Les échantillons destinés à la microgranulométrie ont subi une décarbonatation dans le but de préserver préférentiellement le signal des flux terrigènes détritiques, en faisant la supposition raisonnable que la production carbonatée était essentiellement autochtone et marine et la fraction insoluble du sédiment plutôt dominée par les flux terrigènes, dans un contexte paléogéographique marqué par la proximité immédiate de terres émergées.

La fraction argileuse (< 2 µm) est étudiée par diffraction des rayons X sur pâtes orientées selon le protocole analytique donné par Holtzappfel (1985). Les proportions relatives des minéraux argileux sont estimées avec une erreur de ± 5 %.

Le contenu organique est déterminé par pyrolyse Rock-Eval de type OSA, qui permet d'obtenir les paramètres suivants (Espitalié *et al.*, 1985a, 1985b, 1986) : teneur en carbone organique total (COT en % pondéral), Tmax indicateur du degré de maturité thermique et index d'hydrogène (IH), qui permettent d'estimer la nature de la matière organique. L'analyse géochimique du contenu organique est complétée par l'observation de 11 lames palynologiques. La classification des palynofaciès utilisée est celle de Whitaker (1984), modifiée par Steffen et Gorin (1993). Cette classification distingue plusieurs catégories au sein des palynomacéraux (PM) issus des débris de végétaux supérieurs, suivant la résistance des particules à la dégradation. Ces catégories sont regroupées ici pour plus de clarté.

Faciès et microfaciès

Les faciès rencontrés étant mixtes, silico-clastiques et carbonatés, une échelle parallèle des textures est utilisée (fig. 4). Les formations suivantes sont identifiées (de la base au sommet) :

a) formation des Argiles du Mont des Boucards (épaisseur 15-30 m ; Pellat, 1867),

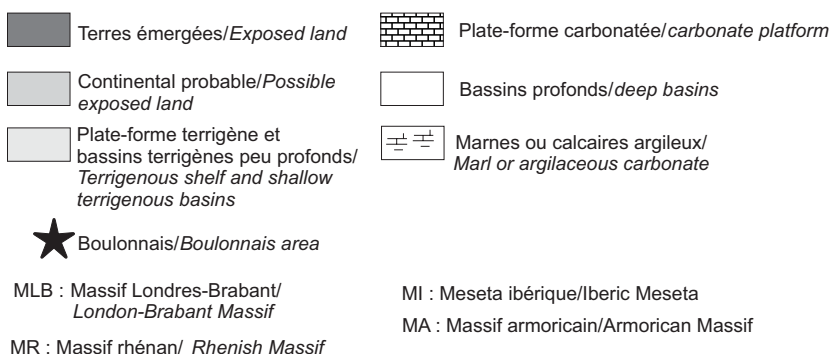
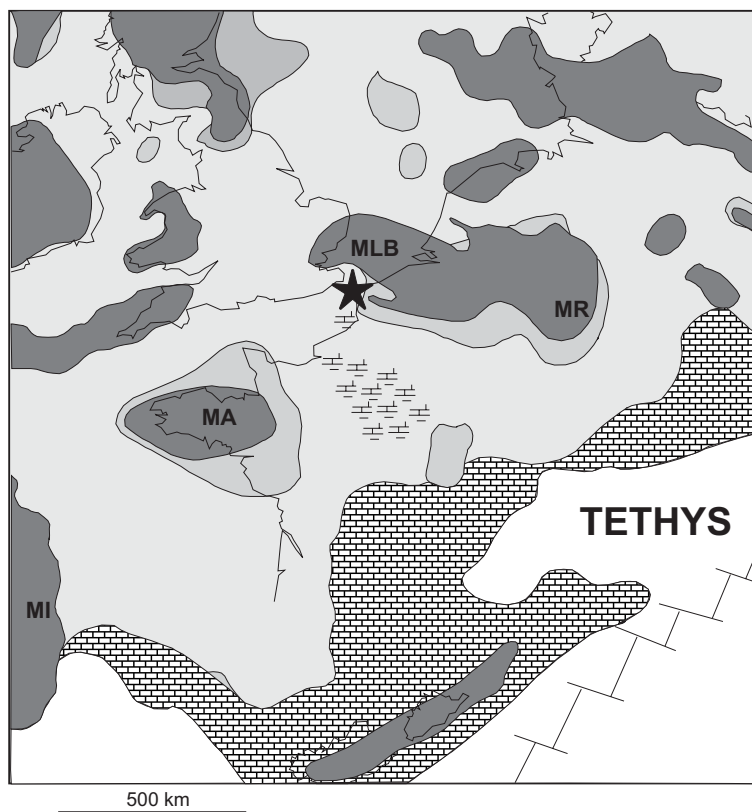


Fig. 1.- Paléogéographie du Kimméridgien inférieur, d'après Cecca *et al.*, 1993.

Fig. 1.- Early Kimmeridgian paleogeography, after Cecca *et al.*, 1993.

Zones d'ammonites

SOUS-ETAGES	DOMAINE TETHYSIEN <small>Province méditerranéenne</small>		DOMAINE BOREAL <small>Angleterre, Nord de l'Europe, régions arctiques</small>	
		Zonation subboréale utilisée pour le Boulonnais	Zonation boréale	
Kimméridgien inférieur	Planula*	Cymodoce		
		Baylei		
Oxfordien supérieur	Bimammatum	Pseudocardata		Rosenkrantzi
		Cautisnigrae		Regulare
Oxfordien moyen	Transversarium	Pumilus		Serratum
		Plicatilis		Glosense
				Tenuiserratum
				Densiplicatum

* Les corrélations entre les zonations téthysienne et subboréale à la limite Oxfordien/Kimméridgien ne sont pas encore clairement établies. La limite Oxfordien/Kimméridgien (passage Pseudocardata/Baylei dans la zonation subboréale) pourrait correspondre à la limite Bimammatum/Planula ou se situer dans la partie inférieure de la zone à Planula dans la zonation téthysienne.

Fig. 2.- Zonations d'ammonites du passage Oxfordien/Kimméridgien pour les domaines boréal et téthysien, d'après Groupe français d'étude du Jurassique, 1997. La zonation de la province boréale n'a pas été représentée au Kimméridgien inférieur, par souci de simplification.

Fig. 2.- Ammonite zonation of late Oxfordian and early Kimmeridgian for the Boreal and Tethyan realms, after the Groupe français d'étude du Jurassique, 1997.

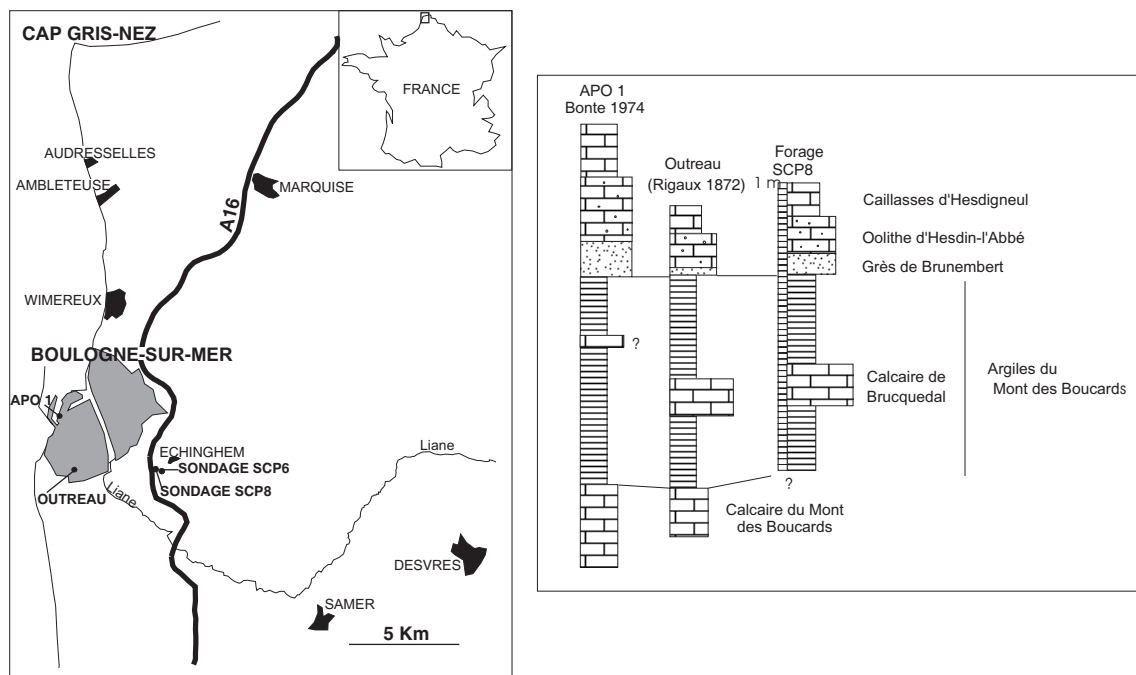


Fig. 3. - Localisation des sondages SCP8 et SCP6. La comparaison des sondages APO 1 (Bonte, 1974), d'Outreau (Rigaux, 1872) et du sondage SCP8 donne une idée des variations latérales de faciès et suggère la présence sous les sondages SCP8 et SCP6 de la Formation des Calcaires du Mont des Boucards.

Fig. 3. - Location of boreholes SCP8 and SCP6. Comparison between boreholes APO 1 (Bonte, 1974) and Outreau (Rigaux, 1872) and borehole SCP8 indicates the lateral facies variations and suggest the presence of the Mont des Boucards Limestone Fm. beneath boreholes SCP8 and SCP6.

b) formation des Grès de Brunembert (épaisseur 1-10 m ; Pellat, 1878),

c) formation de l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé (épaisseur, environ 10 m ; Pellat, 1867),

d) formation des Caillasses d'Hesdigneul (épaisseur 5 m ; Pruvost, 1921).

a) Formation des Argiles du Mont des Boucards

La formation correspond à un ensemble de marnes et d'argiles parfois pyriteuses, à rares débris coquilliers et débris millimétriques de végétaux. Dans les deux sondages, la base de la formation n'est pas atteinte. La comparaison des épaisseurs des sondages SCP8 et SCP6 avec celles du sondage APO 1 et d'un sondage près d'Outreau (fig. 3) suggère néanmoins que la formation est pratiquement complète. Les marnes nettement plus claires et carbonatées à la base des deux sondages SCP8 et SCP6 confirment la proximité de la Formation du Calcaire du Mont des Boucards sous-jacente. La Formation est généralement composée de deux membres : le « Membre des Argiles à pyrite » à la base et le « Membre des

Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » au sommet (Rigaux, 1893, in Mansy *et al.* sous presse). Le membre supérieur présente quelques lits à *Ostrea*. Un lit de silt argileux orangé riche en sidérite est observé à la cote 29,70-29,80 m du sondage SCP8. Il est aussi présent dans le sondage SCP6. Des nodules de sidérite ont par ailleurs été décrits dans la littérature (Bonte, 1969).

Un ensemble corallien, le « Calcaire de Brucquedal » (épaisseur 0-10 m, Pellat, 1867) s'intercale ponctuellement entre les deux membres précédents. Nous reprenons dans ce travail le découpage ancien de la Formation des Argiles du Mont des Boucards en deux membres principaux parfois séparés par un troisième membre corallien (Rigaux, 1893), car il est souligné, comme on le verra plus tard, par des différences sédimentologiques.

Les faciès coralliens sont présents dans les deux sondages étudiés. Il s'agit de bancs de calcaires gris à jaunâtres en bancs décimétriques à métriques, qui contiennent des polypiers rosés, des radioles d'oursins et des brachiopodes, alternant avec des marnes. Ces marnes gris-bleu silteuses livrent de nombreux radioles d'oursins, de rares pentacrinés, des brachiopodes et des

petits lamellibranches. Quelques brachiopodes, mal conservés, ont pu être déterminés, et attribués aux genres *Septaliphoria* et *Torquirynchia*. Les calcaires récifaux présentent à la fois des faciès de démantèlement (floastone à rudstone) et des faciès construits variés (polypiers lamellaires, branchus, colonies en réseaux). Des nodules carbonatés centimétriques à décimétriques s'intercalent parfois dans les marnes. La faune de polypiers, constituée de colonies et d'individus de petites tailles est assez peu diversifiée et relativement homogène. Elle est dominée par le genre *Thamnasteria*, qui présente ici un morphotype lamellaire très fin. On y trouve aussi les genres *Thecosmilia*, *Stylosmilia*, *Comoseris*, *Fungiastraea*, *Enallhelia*, ainsi qu'un individu de la famille des Montlivaltidés. Des coraux branchus n'ont pu être déterminés. Les faciès coralliens sont aussi caractérisés par un très grand développement d'encroûtements microbiens (thrombolites) qui recouvrent pratiquement toutes les colonies coralliennes. Les croûtes microbiennes sont souvent les bioconstructeurs essentiels de ces calcaires. De petites accumulations d'intraclastes millimétriques, issus du démantèlement de ces croûtes sont aussi visibles, notamment à la base de la

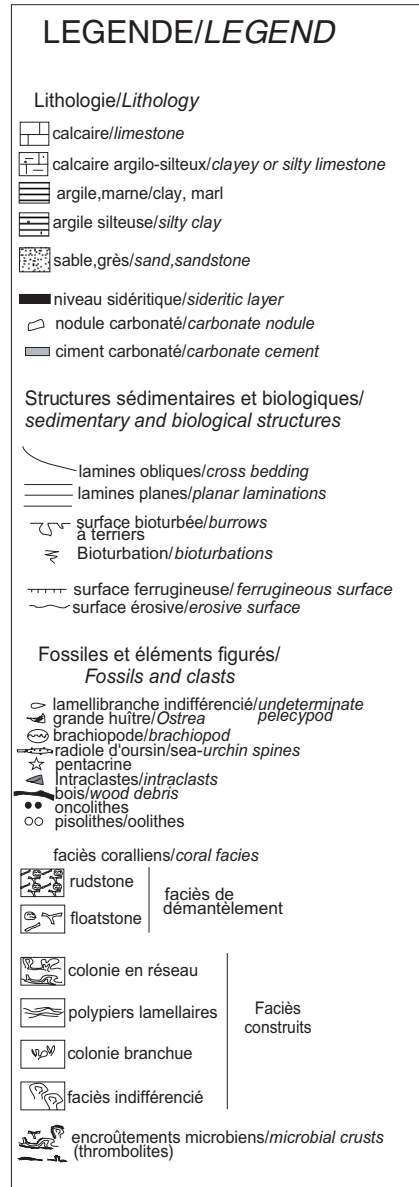
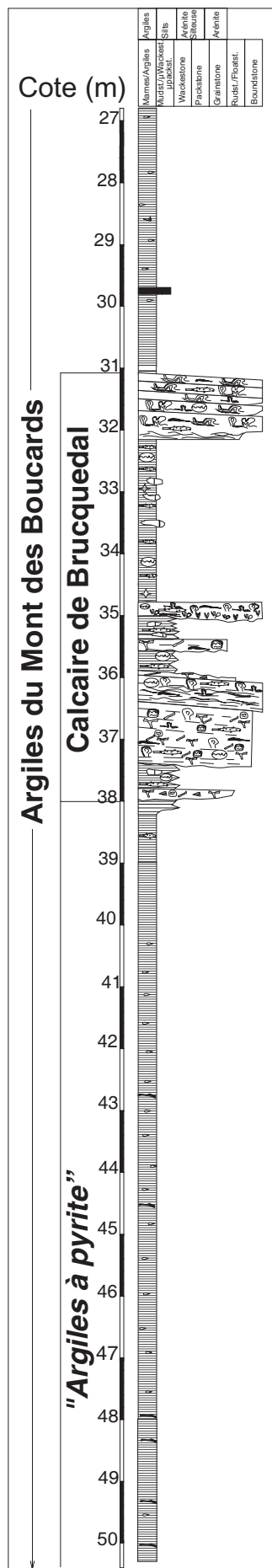
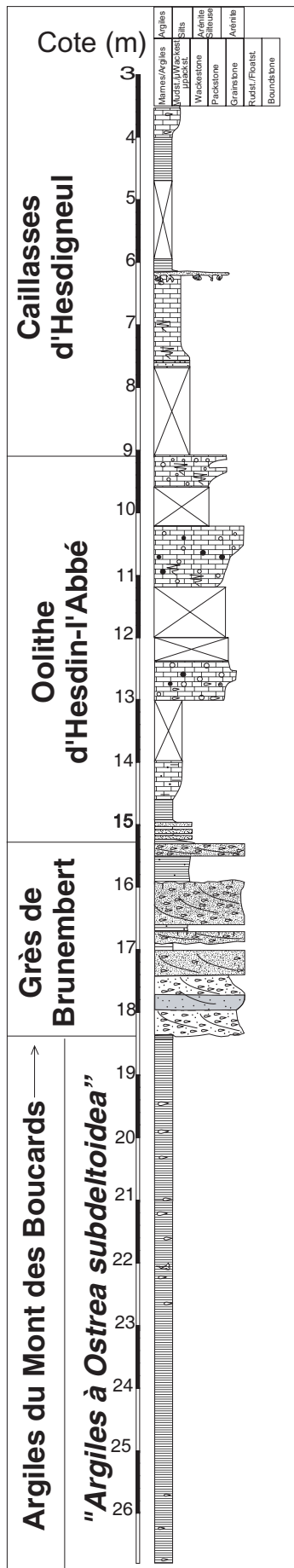


Fig. 4.- Lithologie, faciès et microfaciès du sondage SCP8.

Fig. 4.- Lithology, facies and microfacies of borehole SCP8.

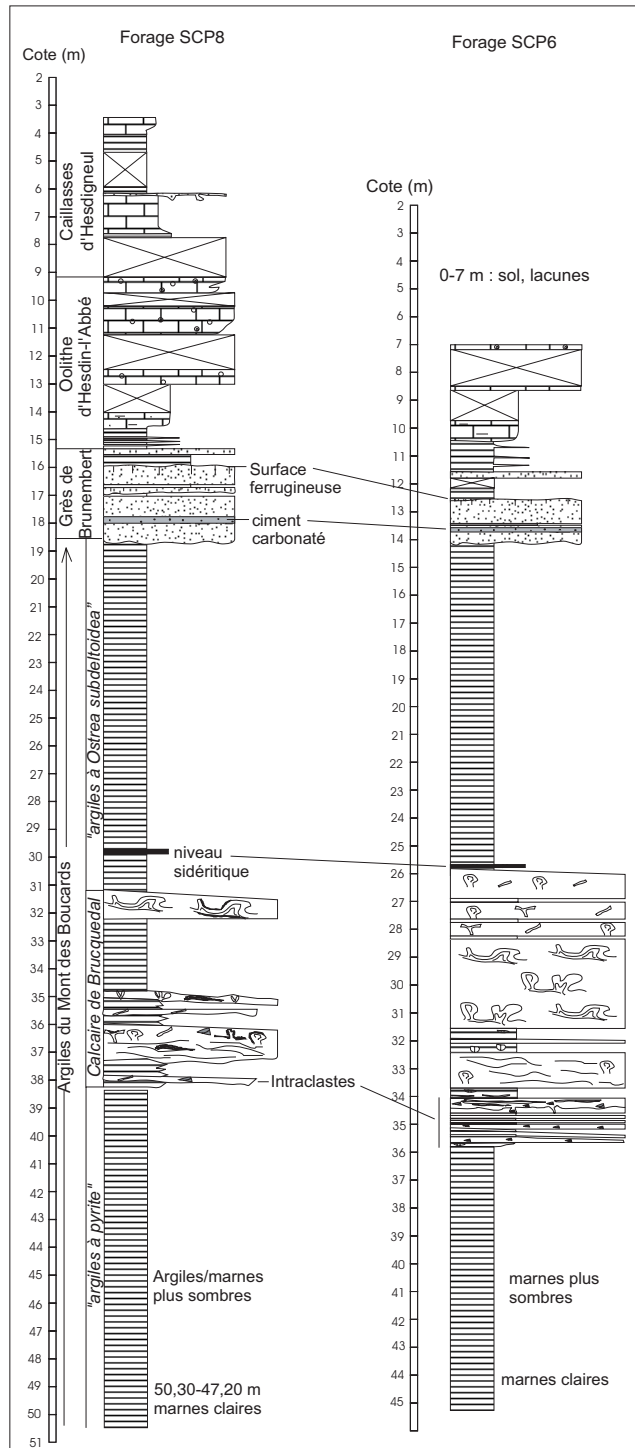


Fig. 5.- Comparaison des sondages SCP8 et SCP6.

Fig. 5.- Comparison of boreholes SCP8 and SCP6.

formation (cote 37,80-38 m du sondage SCP8 et 34-36 m du sondage SCP6). Les polypiers apparaissent souvent perforés par des éponges ou des bivalves (*Gastrochaenolites*).

L'extension cartographique du Calcaire de Brucquedal au sud-est de Boulogne-sur-Mer peut être précisée grâce à une compi-

lation bibliographique (fig. 6). L'ensemble corallien semble s'allonger suivant une direction NW-SE, grossièrement parallèle au paléorivage (cf. fig. 6). L'organisation spatiale et stratigraphique précise de ces faciès n'est toutefois pas connue.

D'après Vidier (*in* Mansy *et al.*, 2000), le Calcaire du Mont des Boucards

(situé sous les sondages SCP8 et SCP6 et le Membre des « Argiles à pyrite ») est daté du sommet de l'Oxfordien moyen-base de l'Oxfordien supérieur par des ammonites des genres *Orthosphinctes* et *Dichotomoceras*, alors que le Calcaire de Brucquedal est daté de la limite Oxfordien moyen/supérieur par une faune d'ammonites (*Amoeboceras ovale* et *Dichotomosphinctes wartae*).

b) Formation des Grès de Brunembert (épaisseur 1-10 m ; Pellat, 1878)

Séparés des Argiles du Mont des Boucards par un contact particulièrement net, se trouvent plusieurs bancs décimétriques à métriques de grès roux lumachelliques ou de lumachelles plus ou moins gréseuses, à rares débris d'échinodermes. Les grès présentent quelques lamines obliques estompées, peu faciles à identifier en carottes. La base des bancs est parfois érosive. Plusieurs lamines ferrugineuses brunes peuvent aussi être identifiées. Ces grès alternent avec des marnes silto-gréseuses brunes en bancs décimétriques. D'après A. Bonte (*in* Mégnien *et al.*, 1980), les Grès de Brunembert renferment *Trigonia bronni*, *Astarte morini*, *Gervillia tetragona*, *Ostrea bruntrutana*, *O. subdeltoidea* ainsi que des petits gastéropodes. Les bancs gréseux des sondages passent latéralement à des calcaires roux et des plaquettes gréseuses vers Echinghen.

c) Formation de l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé (épaisseur (10 m ; Pellat, 1867)

Des lacunes (cotes 13,95-13 m et 12,40-11,20 m) dues au prélèvement d'échantillons géotechniques sont présentes dans cet intervalle. La formation est constituée de bancs décimétriques à métriques de calcaires blancs-jaunâtres fréquemment bioturbés, riches en pisolithes et oolithes souvent mal classées, baignant dans une matrice argileuse. Quelques oncolithes sont parfois présentes. Les premiers bancs sont enrichis en quartz anguleux. La faune et la microfaune, assez riches, sont composées de lamellibranches, de brachiopodes, d'échinodermes, de bryozoaires et de foraminifères (*Lenticulines* et *Textularidés*), souvent oolithisés ou pisolithisés. Les lamellibranches *Trigonia papillata*,

Pholadomya protei, *Pygurus blumenbachi*, le gastéropode *Nerinea goodhalli*, le brachiopode *Zeilleria egena* et les ammonites « *Perisphinctes* » *involutus* et *Ringsteadia* sp. ont été précédemment déterminés dans la formation (Bonte, in Mégnien *et al.*, 1980).

Une faune d'ammonites composée de *Ringsteadia anglica*, *R. frequens* et *R. branderi* trouvée dans l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé indique l'Oxfordien supérieur, zone à Pseudocordata (Vidier in Mansy *et al.*, 2000). De récentes découvertes indiquent même au sommet de l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé la présence du Kimméridgien inférieur, zone à Baylei (Pierre Hantzpergue, travail en cours).

d) Formation des Caillasses d'Hesdigneul (épaisseur 5 m ; Pruvost, 1921)

Au-dessus d'une lacune d'observation due à un échantillonnage géotechnique, on observe un niveau carbonaté blanc micritique, très compact, bioturbé, sans macrofossiles et très différent des calcaires à pisolithes et oolithes sous-jacents entre les cotes 7,70 et 6,15 m de profondeur. Le sommet de ce banc est affecté par des terriers verticaux centimétriques à décimétriques remplis par un sable bioclastique et quartzéux provenant du banc sus-jacent. En lame mince, des intraclastes, des oncoïdes ou oncolithes, de petits lamelli-branches, des brachiopodes, des foraminifères hyalins ainsi que des échinodermes sont visibles dans ces terriers. La micrite encaissante contient aussi de petits lamelli-branches, des gastéropodes et parfois des ostracodes. Elle s'enrichit en grains de quartz à proximité des terriers. Des laminations sont parfois visibles lorsque la bioturbation est absente. Après un niveau métrique de marne blanche puis le début d'un calcaire bioclastique blanc crème, les colluvions et la terre végétale apparaissent à la cote 3,5 m. Les bancs calcaires sont séparés par des lits marnés lorsque la formation est complète. La formation passe latéralement aux Sables et Grès de Wirwignes ou de Questrecques (Bonte, in Mégnien *et al.*, 1980).

Les Caillasses d'Hesdigneul ont livré les ammonites *Perisphinctes achilles*, *Rasenia cymodoce*, le brachiopode *Zeilleria humeralis*, et les gastéropodes *Nerinea goodhalli*, *Harpagodes oceani* (Bonte, in Mégnien *et al.*, 1980). Une faune

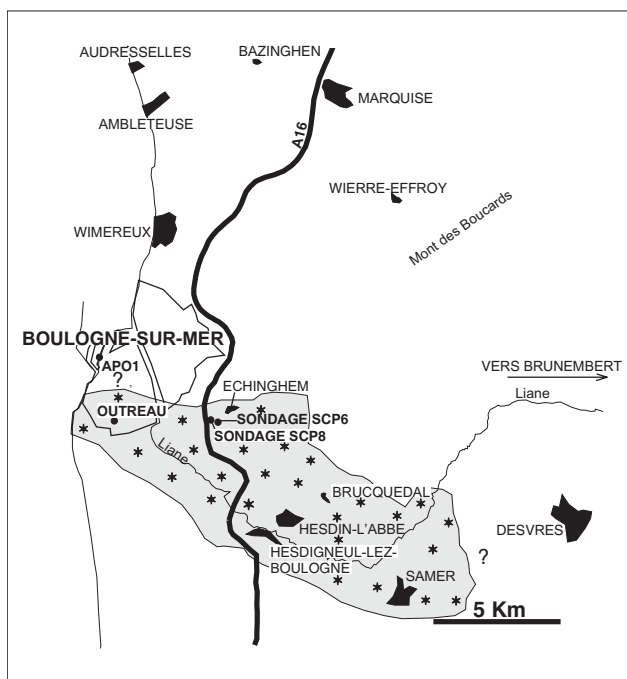


Fig. 6.- Extension géographique des faciès coralliens du Calcaire de Brucquedal, d'après une compilation bibliographique. Vers Desvres à l'est et au nord d'Outreau, la présence de ces faciès n'est pas certaine.

Fig. 6.- Lateral extension of the coral facies (Calcaire de Brucquedal Limestone Fm) based on bibliographic data. The occurrence of coral facies east of Desvres and north of Outreau is uncertain.

de *Rasenia cymodoce*, récoltée récemment sur des affleurements à la base des Caillasses d'Hesdigneul, dans les talus de l'autoroute A16 indique le Kimméridgien inférieur (zone à *Cymodoce*) (Vidier in Mansy *et al.*, 2000).

Cadre bio-et chronostratigraphique

De nouvelles données biostratigraphiques sont obtenues dans le sondage SCP8. Elles sont issues de l'étude de kystes de dinoflagellés dans 10 préparations palynologiques provenant de la Formation des Argiles du Mont des Boucards. Ces données sont cohérentes avec les datations précédentes basées sur la présence d'ammonites dans les faciès carbonatés et les complètent dans les faciès argileux des Argiles du Mont des Boucards, sans apporter d'éléments nouveaux sur la position de la limite Oxfordien/Kimméridgien (fig. 7).

Sur les 36 espèces de dinoflagellés identifiées à différents niveaux du sondage, 6 sont des espèces-index (cf. ann. 1) dont l'apparition ou la disparition peuvent être corrélées avec certaines limites de zones d'ammonites dans la province boréale. Ces repères biostratigraphiques

sont ensuite rapportés à la zonation subboréale en utilisant les corrélations proposées dans la littérature (Groupe français d'étude du Jurassique, 1997, fig. 2).

La disparition stratigraphique (LAD) de *Compositosphaeridium polonicum* coïncide ainsi avec le sommet de la zone à Glosense (= sommet de *Pumilus* ou base de *Cautisnigrae*, zonation subboréale). Les apparitions de *Cribroperidinium globatum* et *Glossodinium dimorphum* sont corrélés avec la base de la zone à *Tenuiserratum* (= sommet de *Plicatilis*, zonation subboréale). L'association de *C. globatum*, *G. dimorphum* et *C. polonicum* dans certains niveaux des « Argiles à pyrite » permet alors de dater par encadrement cet intervalle : il correspond à la zone à *Tenuiserratum* ou à la zone à Glosense (= sommet de *Plicatilis*, zone à *Pumilus* ou base de la zone à *Cautisnigrae* dans la zonation subboréale, Oxfordien moyen-début de l'Oxfordien supérieur). Les faunes d'ammonites indiquent le passage Oxfordien moyen/supérieur pour le Calcaire du Mont des Boucards (situé sous le sondage SCP8) ainsi que pour le Calcaire de Brucquedal (Vidier in Mansy *et al.*, 2000). Jusqu'au sommet du Membre du Calcaire de Brucquedal, le sondage est donc daté du sommet de l'Oxfordien moyen ou du début de l'Oxfordien supérieur.

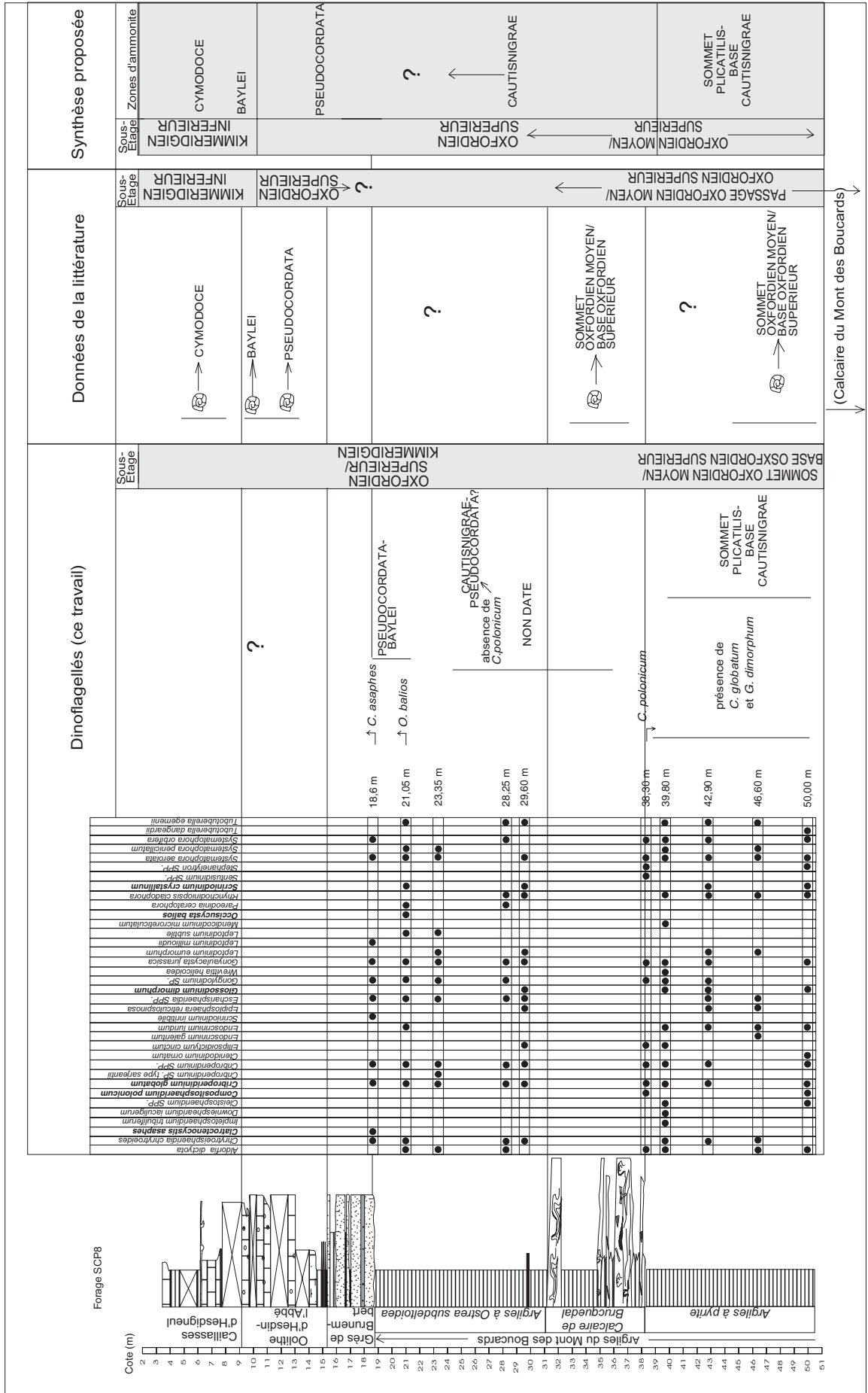


Fig. 7.- Cadre bio-et chronostratigraphique. Les dinoflagellés-index sont en gras. Fig. 7.- Biostratigraphic data. The index-species are in bold (dinoflagellate).

Au-dessus, les disparitions de *Clathrocoenocystis asaphes* et *Scrinodinium crystallinum* sont corrélées avec le sommet de la zone à Baylei, tandis que l'apparition d'*Occisucysta balios* coïncide avec la base de la zone à Rosenkrantzi (= base de la zone à Pseudocordata, zonation subboréale). L'association de *C. asaphes*, *S. crystallinum* et *O. balios*, au sommet des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* », indique donc la zone à Pseudocordata ou la zone à Baylei (Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur). La formation de l'Oolithe d'Hesdin l'Abbé est datée de la zone à Pseudocordata et de la zone à Baylei par les ammonites, alors que la base des Caillasses d'Hesdigneul a livré une faune de la zone à Cymodoce (Vidier *in* Mansy *et al.*, 2000). Le sommet du sondage est donc daté du sommet de l'Oxfordien supérieur et du début du Kimméridgien inférieur ; le passage Oxfordien/ Kimméridgien se situant dans la Formation de l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé.

Entre les cotes 38 et 21,05 m, l'absence de marqueurs biostratigraphiques laisse une incertitude de datation. Néanmoins les marqueurs correspondant à la zone à Glosense (= sommet de Pumilus et base de Cautisnigrae dans la zonation subboréale), abondants sous le Calcaire de Brucquedal ne sont plus présents dans les « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* ». La base du membre des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » serait donc Oxfordien supérieur, l'incertitude de datation s'étendant ici de la zone à Cautisnigrae à la zone à Pseudocordata.

Analyse de la microgranulométrie et de la fraction argileuse

Le sédiment correspond à une siltite très fine sur l'ensemble de la Formation des Argiles du Mont des Boucards (fig. 8). Les pourcentages d'argiles (< 4 µm) ne sont supérieurs aux silts (> 4 µm et < 63 µm) qu'à la base du forage, dans le Membre des « Argiles à pyrite » (cote 46,80-47 m, 49,65-50,30 m). Les sables fins et moyens sont présents à l'état de traces, sauf autour du Calcaire de Brucquedal, où ils dépassent souvent 10 % (27-31 m, 38-43,40 m).

La fraction argileuse est constituée de proportions variables de chlorite, d'illite, d'interstratifiés illite/smectite irréguliers (I/S) de type R0 et de kaolinite :

- la chlorite n'est présente qu'en trace ;
- les proportions d'illite varient d'environ 10 % à plus de 50 % ;

- les interstratifiés illite/smectite (I/S) de type R0 fluctuent d'environ 15 % à plus de 90 % ;

- enfin la kaolinite qui n'est pas systématiquement présente peut constituer jusqu'à 40 % de la fraction argileuse.

D'une manière générale, les proportions d'illite et de kaolinite varient de manière parallèle, en opposition avec les proportions des interstratifiés I/S.

Deux zones minéralogiques se distinguent dans le sondage SCP8 :

1) dans les « Argiles à pyrite », on remarque une rapide et très forte augmentation des interstratifiés smectitiques au détriment de la kaolinite et de l'illite. L'augmentation de la teneur en interstratifiés I/S est associée à un enrichissement parallèle de la teneur en silt puis en sables fins et moyens de la fraction insoluble du sédiment.

2) dans le Calcaire de Brucquedal, puis lors du dépôt des premiers mètres des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* », ce flux de minéraux argileux smectitiques et de silts diminue. La cote 26,80-28 m correspond ainsi à un pic d'argilosité et un minimum des teneurs en interstratifiés I/S. Un enrichissement en sable est aussi présent juste au-dessus du Calcaire de Brucquedal. Au-dessus de la cote 26,80-28 m, la fraction argileuse se partage sans changements entre kaolinite, illite et interstratifiés I/S, l'illite étant en moyenne mieux représentée qu'en-dessous.

La microgranulométrie montre que la base des Grès de Brunembert repose sans transition granulométrique sur la Formation des Argiles du Mont des Boucards, confirmant le caractère brutal de cette limite.

Contenu organique

Analyse du carbone organique

Le sédiment présente une faible teneur en carbone organique, le COT étant en moyenne sur l'ensemble du sondage SCP8 de 0,36 % (fig. 8). La valeur la plus forte (0,67 %) est atteinte dans les « Argiles à

pyrite » et des COT très faibles (> 0,1 %) voir nuls se rencontrent sur les quelques échantillons provenant des Grès de Brunembert et des Caillasses d'Hesdigneul, leur lithologie ne permettant pas la préservation de la matière organique.

La moyenne des index d'hydrogène (IH) sur le sondage est de 25 mg HC/g COT. Quelques pics à 80-90 sont enregistrés dans les « Argiles à pyrite », alors que les teneurs en carbone organique sont trop faibles dans les Grès de Brunembert et les Caillasses d'Hesdigneul pour que le Rock-Eval puisse donner un IH fiable. Les Tmax sont en général compris entre 420 à 430 °C, quelques valeurs pouvant toutefois dépasser 450°C. Dans un diagramme IH/Tmax (fig. 10), les échantillons du forage SCP8 apparaissent comme étant majoritairement de Type IV (matière organique très altérée dont l'origine n'est pas identifiable géochimiquement), les quelques échantillons présentant les plus forts IH se rapprochant du Type III (matière organique d'origine continentale), ce qui est cohérent avec les débris de végétaux identifiés sur la carotte.

Le COT est plus fort dans les « Argiles à pyrite » (0,43 % en moyenne) par rapport aux « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » (0,35 %). La moyenne la plus faible (0,26 %) se rencontre dans le Calcaire de Brucquedal. Les IH sont aussi plus forts dans les « Argiles à pyrite » (30) par rapport aux « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » (18). Dans les « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* », les IH commencent à diminuer vers la cote 26,60 m, la courbe présentant peu après une nette cassure (25,40 m). Par contre, au sein du Calcaire de Brucquedal, les IH ne diminuent pas (39 en moyenne).

Palynofaciès

Les palynofaciès montrent que la matière organique d'origine continentale, allochtone, domine largement : les palynomacéraux et les spores-pollens représentent de 83 % à 97 % des particules figurées (fig. 8). La matière organique a souvent un aspect altéré, ce qui est cohérent avec les faibles IH. La présence constante quoique parfois en très faible quantité de dinoflagellés et de membranes basales de foraminifères indique un milieu marin franc sur l'ensemble des Argiles du Mont des Boucards.

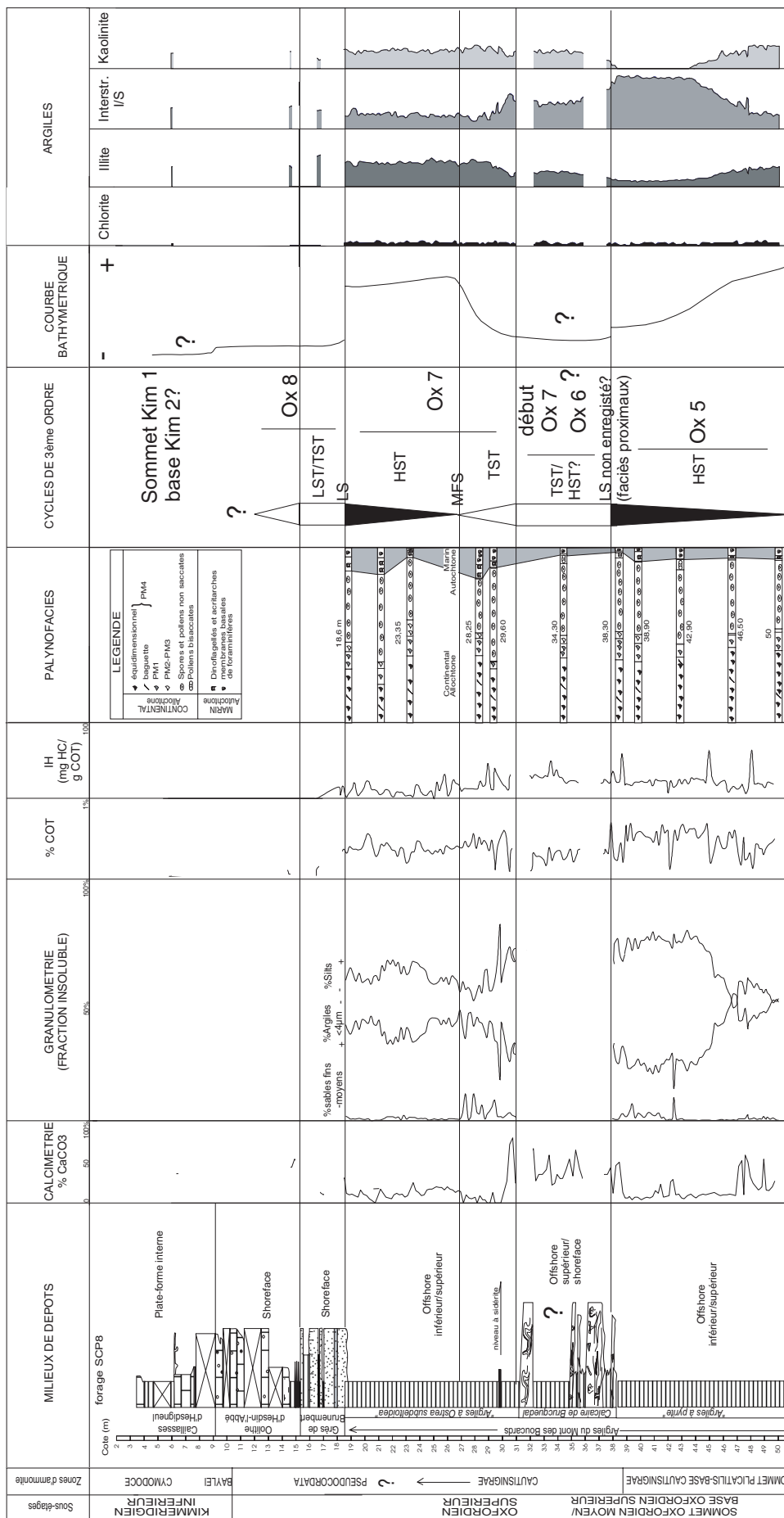


Fig. 8.- Synthèse des données et interprétation séquentielle.
 Fig. 8.- *Synthesis of the data and sequence interpretation.*

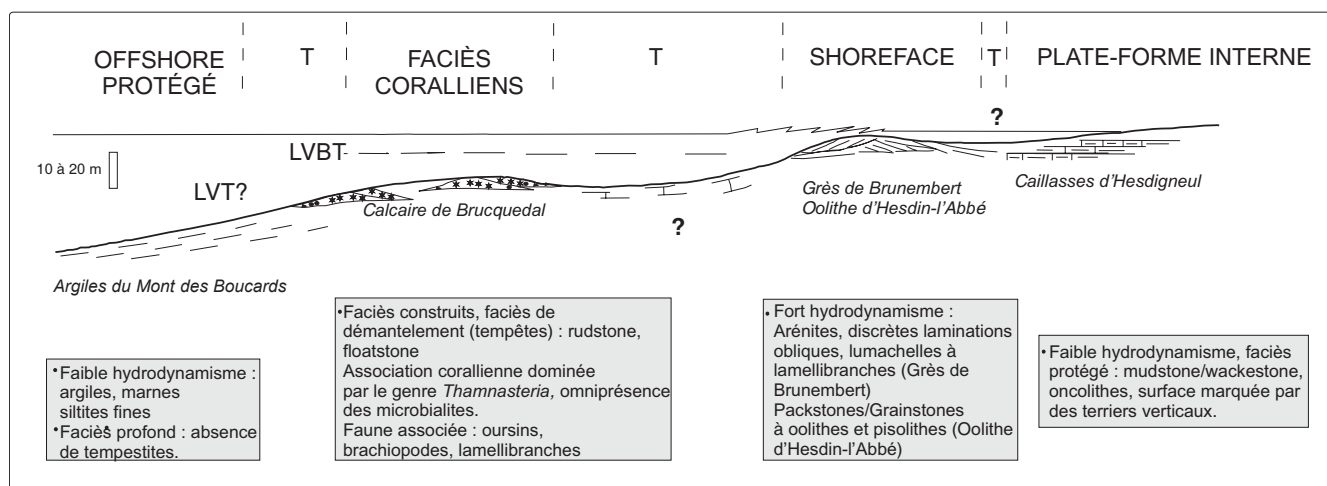


Fig. 9.- Zonation idéalisée des faciès des sondages SCP8 et SCP6, LVBT : limite inférieure des vagues de beau temps, LVT : limite inférieure des vagues de tempêtes, T : faciès de transitions.

Fig. 9.- Facies zonation of boreholes SCP8 and SCP6. LVBT: fairweather wave base, LVT: storm wave base, T: transitional facies.

Ces données sont en accord avec la proximité des terres émergées, notamment du Massif Londres-Brabant, qui devait être la source d'un important apport de particules organiques, par voie aquatique ou aérienne. La part des éléments marins autochtones est plus importante dans les « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* », où dinoflagellés et membranes basales de foraminifères représentent plus de 10 % des palynofaciès, avec un maximum de 17 % à la cote 28,25 m, que dans les « Argiles à pyrite », où ils en constituent toujours moins de 10 %. Le palynofaciès de la cote 23,35 m est caractérisé par l'abondance maximum sur l'ensemble des lames de fragments de végétaux curieusement bien préservés (10 % de PM2-PM3). Il pourrait correspondre à un événement exceptionnel (crue ou tempête) amenant dans le milieu de sédimentation des fragments de végétaux plus frais. Les lames situées dans le Calcaire de Brucquedal (34,30 m) ou juste en-dessous (38,30 m) présentent la plus faible proportion de particules marines (< 5 %) des palynofaciès étudiés. L'influence marine semble donc avoir été la plus faible au sein de ce membre, à moins qu'il ne s'agisse d'un meilleur recyclage des producteurs. Il faut aussi signaler que les lames situées entre les cotes 42,90 m et 34,30 m montrent les plus grandes fréquences de pollens bisaccates. Enfin, dans certaines lames, la présence en quantités infimes de scolécodontes et d'algues tasmanacées est observée, sans que ces particules apportent de renseignements supplémentaires du fait de leur trop faible proportion.

Interprétations

Environnements de dépôts et découpage séquentiel

Evolution des environnements de dépôts (fig. 9)

Offshore

Argiles du Mont des Boucards : la lithologie (marnes/argiles, siltites très fines) indique des milieux calmes de type offshore inférieur, voire supérieur lorsque les argiles s'enrichissent en silts. L'absence de tempestites pourtant fréquentes dans les faciès argileux sus-jacents du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais peut être expliquée soit par la bioturbation, soit par un environnement relativement profond et/ou relativement protégé.

Offshore sup.

Calcaire de Brucquedal : c'est un milieu corallien, construit, peu agité, sans doute protégé, aux conditions environnementales favorables à l'épanouissement des encroûtements microbiens. La faune corallienne est assez peu diversifiée et relativement homogène ; les colonies sont de petites tailles et dominées par le genre *Thamnasteria* supportant des conditions changeantes. Le milieu pourrait avoir été eutrophisé ou mal éclairé, par exemple en relation avec une forte turbidité des eaux due à d'importants apports détritiques continentaux. Les faciès de démantèlement

et les bancs à intraclastes enregistrent quelques remaniements par des tempêtes, qui pouvaient sans doute occasionnellement perturber ce milieu probablement situé sous la limite d'action des vagues de beau temps. La probable faible luminosité du milieu et son lien avec la turbidité rendent difficiles l'appréciation précise d'une paléobathymétrie. Les faciès coralliens sont assez étendus au passage Oxfordien moyen/supérieur sur les marges nord de la Téthys et dans le domaine boréal de l'Europe occidentale. Même s'ils ne sont pas tous du même âge, ils existent en Lorraine, dans les Ardennes, en Bourgogne, en Normandie, dans le Jura Suisse, la plate-forme du Frioul, en Angleterre, en Pologne, Roumanie, Géorgie et Arabie (Flügel *et al.*, 1996 ; e.g. Insalaco *et al.*, 1997 ; Insalaco, 1999). Dans le Jura Suisse et en Angleterre, certaines bioconstructions situées en environnement silico-clastique sont aussi caractérisées par un grand développement des encroûtements microbiens et sont associées à des conditions mésotrophes voire eutrophes en milieu plutôt confiné (Dupraz et Strasser, 1999 ; Insalaco, 1999). En Angleterre, la faune faiblement diversifiée de ces bioconstructions est proche de celle du Calcaire de Brucquedal.

Shoreface

Grès de Brunembert : la lithologie (arénites), les discrètes laminations obliques, les lumachelles à assez grosses coquilles de lamellibranches associées au

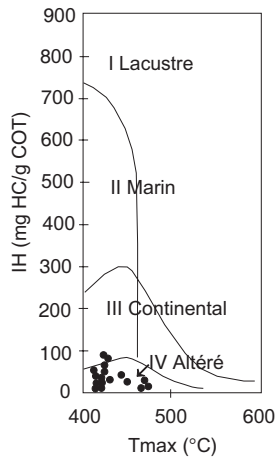


Fig. 10.- Diagramme IH/Tmax. Position des échantillons de sondages SCP8.

Fig. 10.- IH/Tmax diagram for the SCP8 samples.

contexte sédimentaire général indiquent des milieux de haute énergie peu profonds.

Oolithe d'Hesdin-l'Abbé : les packstones/grainstones à oolithes et pisolithes caractérisent aussi de tels milieux. Il existe un relais graduel des faciès entre les deux formations : les premiers bancs carbonatés de l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé, qui contiennent encore des grains de quartz passent ensuite à des bancs où les grains de quartz ont totalement disparu. Il est difficile d'apprécier si l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé marque une variation bathymétrique par rapport aux Grès de Brunembert ou correspond simplement à une période plus favorable à la production carbonatée. Il ne semble pas y avoir d'indication dans la littérature sur un éventuel passage latéral de faciès entre ces formations.

Plate-forme interne

Caillasses d'Hesdigneul : elles correspondent à un environnement calme, vraisemblablement peu profond et protégé. Cette interprétation est étayée par les textures (mudstones-packstones), par l'absence de structures de tempêtes, par la présence de terriers verticaux, d'oncolites ou oncoïdes, ainsi que par la présence latéralement de faciès sableux (Sables et Grès de Wirwignes) (Bonte *in* Mégnien *et al.*, 1980).

Interprétation séquentielle (fig. 8)

Les Argiles du Mont des Boucards semblent pouvoir être découpées en deux

tendances opposées, de part et d'autre du Calcaire de Brucquedal. Dans le Membre inférieur des « Argiles à pyrite », la granulométrie de la fraction insoluble du sédiment donne une image approchée des flux terrigènes. Cette image suggère une tendance progradante, indiquée par l'enrichissement progressif de la fraction insoluble du sédiment en silt, puis en sable juste sous le Calcaire de Brucquedal (cote 50,30-38 m). Cette variation granulométrique est liée à l'augmentation de l'hydrodynamisme du milieu, ou au rapprochement des sources lorsque le niveau marin relatif baisse. Dans le Membre supérieur des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » le phénomène inverse est observé. La fraction insoluble devient de plus en plus argileuse. Ceci pourrait correspondre à l'envoiment des bioconstructions sous-jacentes lors de la montée du niveau marin relatif (tendance rétrogradante). Le niveau riche en sables situé juste au-dessus du Calcaire de Brucquedal (cote 31-27 m) peut être considéré comme une surface de ravinement, la montée du niveau marin relatif entraînant une érosion et/ou une remobilisation des sédiments. La surface maximale d'inondation suivante pourrait être placée dans l'intervalle 26-28 m, associée au maximum d'argilosité de la fraction insoluble. Le niveau de sidérite de la cote 29,70-29,80 m pourrait alors correspondre à un ralentissement du taux de sédimentation au cours de la montée du niveau marin relatif.

Cette interprétation séquentielle des Argiles du Mont des Boucards est appuyée par les palynofaciès et les analyses géochimiques de la matière organique du sédiment. La tendance progradante sous le Calcaire de Brucquedal est associée à de plus fortes valeurs de l'IH, du COT, et à une présence plus discrète des particules d'origine marine (dinoflagellés et membranes basales de foraminifères). La baisse du niveau marin relatif serait ainsi associée à une moindre oxydation de la matière organique et/ou au rapprochement des sources continentales. L'envoiment des bioconstructions est au contraire accompagné par une plus forte proportion des particules d'origine marine et de faibles IH et COT. L'abondance maximale de ces particules d'origine marine est associée à la possible surface maximale d'inondation de la cote 26-28 m. La montée du niveau marin relatif et sa stabilisation

entraîneraient aussi l'accroissement de l'altération de la matière organique continentale (plus faibles COT et IH). Ceci serait lié à une plus forte oxydation des particules organiques due à l'éloignement des sources continentales et/ou au milieu marin plus ouvert. L'abondance minimale des particules d'origine marine se situe enfin dans le Calcaire de Brucquedal, ce qui peut être dû au bas niveau marin et/ou au relatif confinement du milieu qu'indiquent les associations de polypiers et les encroûtements microbiens.

Les données biostratigraphiques, bien que rares, permettent d'identifier les cycles sédimentaires. La disparition stratigraphique du dinoflagellé *Compositosphaeridium polonicum* au-dessous du Calcaire de Brucquedal indique que le membre des « Argiles à pyrite » ne peut être plus jeune que la séquence Ox 5 de Hardenbol *et al.* (1999). La partie supérieure des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » est datée de la zone à Pseudocordata ou Baylei par la présence des dinoflagellés *Clathrotenocystis asaphes* et *Occisucysta balios*. Elle ne peut donc être plus récente que la séquence Ox 8 de Hardenbol *et al.* (1999). Si ces arguments biostratigraphiques sont considérés comme déterminants, il faut admettre que les séquences au troisième ordre Ox 6, Ox 7 et la base de Ox 8 sont comprises, au moins *pro parte*, entre la base du Calcaire de Brucquedal et le sommet des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* ». Le maximum régressif de second ordre défini par Hardenbol *et al.* (1999) correspondrait donc au sommet du système régressif de second ordre et probablement au prisme de haut niveau (highstand : HST) de la séquence Ox 5. Le Calcaire de Brucquedal correspond à la condensation de plusieurs cycles de troisième ordre, probablement Ox 6 et le début de Ox 7. Il doit être interprété comme une alternance verticale de corps sédimentaires incluant les parties proximales d'événements transgressifs (transgressive system tract : TST) et peut-être de prismes de haut niveau (highstand : HST), les prismes de bas niveau n'étant pas enregistrés dans ces faciès proximaux. Le membre des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » représente la base du long système transgressif de second ordre dont le sommet se situe au Kimméridgien supérieur (Hardenbol *et al.*, 1999).

La limite brutale et érosive de la base des Grès de Brunembert marque certaine-

ment une importante lacune d'érosion ou de non-dépôt consécutive à une chute du niveau marin relatif qui aurait rapidement rapproché les sources terrigènes. Les Grès de Brunembert, très bioclastiques, correspondent probablement à la partie proximale et sommitale d'un prisme de bas niveau (LST) ou à la base d'un prisme transgressif (TST). Les environnements de dépôts sont par la suite restés relativement proximaux durant le dépôt des formations suivantes : Grès de Brunembert, Oolithe d'Hesdin-l'Abbé, Caillasses d'Hesdigneul. Des faciès sableux sont souvent observés latéralement. Les nombreuses lacunes d'observation au sein de l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé et des Caillasses d'Hesdigneul dans le forage SCP8 limitent cependant une interprétation séquentielle précise de ces formations. La présence de *Rasenia cymodoce* dans les Caillasses d'Hesdigneul suggère le sommet de la séquence Kim 1 ou la base de la séquence Kim 2 telles que définies par Hardenbol *et al.* (1999).

Il faut cependant souligner que ces hypothèses sont préliminaires, l'étude d'une seule verticale ne permettant pas de distinguer le signal eustatique du signal tectonique dans le contrôle de l'espace disponible, ce qui peut amener des distorsions sédimentaires importantes d'un site à l'autre.

Discussion sur la signification du signal argileux

Une influence négligeable de la diagenèse

L'augmentation de la teneur en minéraux smectitiques dans le Membre des « Argiles à pyrite » ne semble pas due à une influence diagénétique. Si c'était le cas, cette augmentation devrait s'effectuer aux dépens de l'illite et de la kaolinite dans des proportions comparables, or ici la kaolinite disparaît totalement. La diagenèse d'enfouissement semble négligeable car l'enfouissement des séries est probablement resté inférieur à 500 m. De plus les variations des minéraux argileux ne sont pas continues et de sens constant : il n'y a donc pas de transformation de minéraux argileux liée à une augmentation de température en profondeur, ce qui s'accorde avec la présence de matière organique peu mature (Tmax compris généralement entre 420 et 430°C). Les variations des

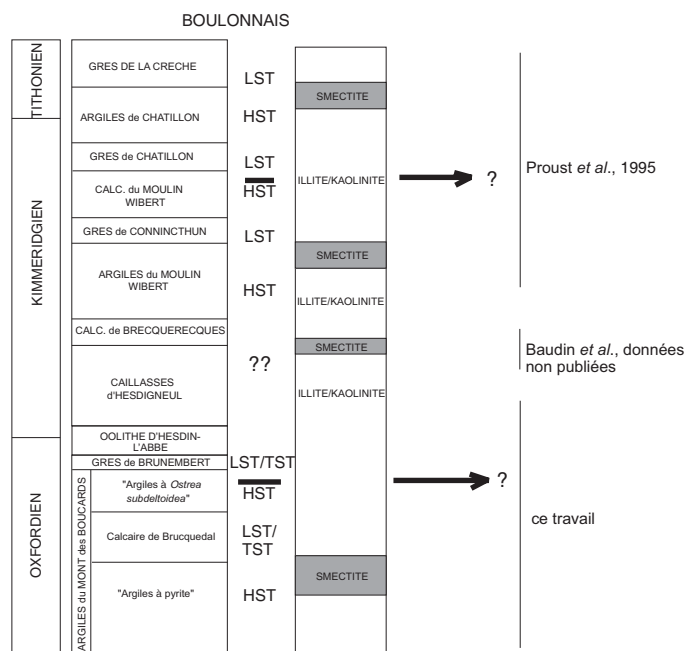


Fig. 11.- Intervalles enrichis en minéraux smectitiques dans la série sédimentaire du Boulonnais, de l'Oxfordien moyen/supérieur au Tithonien et relation avec le découpage séquentiel. D'après Proust *et al.*, 1995, Baudin *et al.*, données non publiées, et ce travail.

Fig. 11.- Position of the smectite-rich sediments in the Late Jurassic series of the Boulonnais area, and relation with sequence stratigraphy. After Proust *et al.*, 1995, Baudin *et al.*, unpublished data, and this work.

assemblages argileux semblent donc essentiellement liées aux fluctuations paléoenvironnementales.

Sources des argiles et intégration des assemblages argileux dans le découpage séquentiel

A l'instar des sédiments du Kimméridgien du Boulonnais et de Normandie (Deconinck *et al.*, 1983 ; St Germès *et al.*, 1996) les minéraux argileux semblent avoir essentiellement une origine détritique. L'illite et la chlorite (minéraux primaires) proviennent certainement de l'érosion des terres émergées. Le parallélisme entre les évolutions de la kaolinite et de l'illite suggère un remaniement de la kaolinite de roches anciennes ou de paléoaltérations. Les minéraux smectitiques peuvent provenir soit d'une source pédogénétique, soit d'altération de roches volcaniques en milieu océanique. Le signal argileux, souvent complexe, reflète l'érosion à terre et la redistribution des flux terrigènes par les courants marins.

Il semble exister une relation entre les variations des assemblages argileux dans la Formation des Argiles du Mont des

Boucards et le découpage séquentiel proposé (fig. 8). L'augmentation des proportions des interstratifiés I/S au détriment de la kaolinite et de l'illite est associée à la baisse du niveau marin relatif dans le Membre des « Argiles à pyrite ». Dans le Membre des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* », au contraire, les interstratifiés I/S diminuent légèrement par rapport à la kaolinite et à l'illite, alors que le niveau marin relatif remonte. Les variations des interstratifiés I/S sont ainsi parallèles aux silts, donc aux flux terrigènes. Cette corrélation peut indiquer que les minéraux smectitiques résultent d'apports continentaux directement liés à la baisse du niveau marin relatif. Il n'est toutefois pas exclu que les teneurs en kaolinite et illite baissent et entraînent l'augmentation des proportions relatives de minéraux smectitiques. Cette relation entre assemblages argileux et découpage séquentiel des ensembles sédimentaires a déjà été décrite dans les sédiments sus-jacents du Kimméridgien et du Tithonien dans le Boulonnais (Proust *et al.*, 1995 ; Baudin *et al.*, en prép.) (fig. 11). Seuls deux intervalles de la série du Jurassique supérieur du Boulonnais font exception : les transitions « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* »/ Grès de Brunembert dans le sonda-

ge SCP8 et le passage Calcaires du Moulin Wibert/Grès de Châtillon au Kimméridgien supérieur, zone à Eudoxus, sous-zone à Caletanum (Proust *et al.*, 1995) qui sont associés à des baisses du niveau marin relatif ne présentent pas d'intervalle enrichi en minéraux smectitiques.

Ce type de relation est d'autant plus étonnant que les minéraux smectitiques, plus légers, se déposent par sédimentation différentielle de préférence au large, alors que l'illite et la kaolinite proviennent souvent de l'intensification de l'érosion sur les domaines continentaux en période de bas niveau marin (Chamley, 1989). L'apparition de minéraux smectitiques dans l'est du Bassin de Paris à l'Oxfordien inférieur (zone à Mariae, sous-zone à Scarboroughense) semble ainsi concordante avec l'élévation relative du niveau marin lors d'un cycle de deuxième ordre (Pellenard *et al.*, 1999). Cet apport important de smectites détritiques proviendrait majoritairement de l'Atlantique Nord en cours d'ouverture et envahirait à l'Oxfordien le Bassin parisien par l'intermédiaire d'une structure subsidente, le sillon marneux (Dugué, 1991).

Dans le Boulonnais, le message argileux est systématiquement inverse. Dans le bassin de Cleveland (Yorkshire, Angleterre), dans la Formation de la Kimmeridge Clay (Kimméridgien/Tithonien), il existe aussi de fortes variations des proportions des minéraux smectitiques (Ramdani, 1996), mais celles-ci ne semblent pas avoir la même signification que dans le Boulonnais. En particulier, il semble que dans le bassin de Cleveland, les baisses du niveau marin relatif soient majoritairement associées à des baisses des teneurs en smectite (Ramdani, 1996). Le message argileux du Boulonnais semble donc assez particulier, ceci étant peut-être lié à sa position proximale. La région du Havre, relativement proche du Boulonnais, présente elle aussi un intervalle smectitique associé à une baisse du niveau marin. Ce niveau, dans les Marnes de Bléville, est corréléable, aux incertitudes de datation près, avec un intervalle smectitique trouvé dans le Boulonnais au sommet des Caillasses d'Hesdigneul (zones à Cymodoce/Mutabilis, Saint Germès *et al.*, 1996 ; Baudin *et al.*, en prép.). L'étude du sondage SCP8 étend donc l'enregistrement argileux particulier du Boulonnais jusqu'au passage Oxfordien moyen/supérieur.

Hypothèses sur l'enregistrement argileux du Boulonnais

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour tenter d'expliquer cette relation entre signal argileux et variations du niveau marin relatif, particulière à la série du Jurassique supérieur du Boulonnais :

- 1) existence de barrières morphologiques en mer,
- 2) changement des sources argileuses en relation avec les variations eustatiques,
- 3) changements climatiques,
- 4) influence tectonique.

1) Présence de barrières morphologiques en mer

L'augmentation des interstratifiés I/S en période de baisse du niveau marin pourrait être liée à l'existence de barrières morphologiques en mer, susceptibles de « filtrer » préférentiellement certains minéraux argileux venant du continent par le jeu de la sédimentation différentielle. De tels phénomènes sont connus en Normandie à l'Oxfordien moyen (Dugué, 1991). Les particules d'illite et de kaolinite sont bloquées en domaine interne de barrières sous-marines oolithiques ou récifales, alors que les particules smectitiques sont plutôt concentrées vers le large, en domaine externe, en raison de leur plus grande flottabilité. Dans le Boulonnais, les ensembles sableux du Kimméridgien/Tithonien pourraient avoir joué ce rôle de barrières morphologiques sous-marines, la baisse du niveau marin accentuant de manière relative les morphologies sous-marines. Pendant l'épisode du Calcaire de Brucquedal, il est cependant peu probable que ces bioconstructions discontinues aient pu jouer un rôle de barrière.

2) Changement de sources argileuses en relation avec les variations eustatiques

Les fluctuations du niveau marin à proximité de terres émergées peuvent entraîner des changements dans les sources détritiques gouvernés par exemple par des variations courantologiques ou paléogéographiques (émersion de certains domaines, accentuation de l'érosion et mise en déséquilibre de sols ou de paléoaérites...). Ce type de phénomène pourrait expliquer l'augmentation des interstratifiés I/S dans le Membre des

« Argiles à pyrite ». Le couple illite/kaolinite et les minéraux smectitiques semblent en effet provenir de stocks différents à l'échelle du Boulonnais. Parmi les sources possibles des minéraux smectitiques, l'érosion régressive de sols smectitiques (vertisols) a par exemple été invoquée (Deconinck *et al.*, 1983). Ces sols pourraient être antérieurs ou se développer sur les aires peu déclives et mal drainées, libérées par le retrait de la mer en bordure du Massif Londres-Brabant et à proximité immédiate des milieux de sédimentation. Dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais, les smectites appartiennent d'ailleurs au groupe des montmorillonites et beidellites alumineuses et ferrifères, qui proviennent surtout de l'érosion de sols (Proust *et al.*, 1995). Lors de la montée du niveau marin relatif au sein des « Argiles à *Ostrea subdeltoidea* » dans le sondage SCP8, et dans les niveaux de la série du Jurassique supérieur du Boulonnais, la proportion des minéraux smectitiques diminue. Les stocks smectitiques ne subiraient plus la même érosion, pouvant par exemple être ennoyés. Les assemblages argileux reflèteraient alors la composition minéralogique de l'arrière-pays à grande échelle, avec un mélange de minéraux smectitiques, de kaolinite, d'illite et de chlorite.

3) Changements climatiques

Les apports smectitiques associés aux baisses du niveau marin relatif pourraient aussi marquer des phases climatiques plus arides. La formation à terre de sols smectitiques serait alors favorisée par rapport aux sols à kaolinite qui caractérisent des périodes plus humides associées à une plus forte hydrolyse. Le climat en Europe au Jurassique supérieur était tempéré chaud et caractérisé par une forte saisonnalité (Frakes, 1992, Valdes et Sellwood, 1992). Sur le long terme, l'intervalle Kimméridgien-Tithonien est marqué par une phase relativement plus chaude et aride débutant à l'Oxfordien et attestée au moins à l'échelle ouest-européenne par des marqueurs sédimentologiques, minéralogiques et isotopiques (Frakes, 1992 ; Ribouilleau *et al.*, 1998). Une brutale baisse des teneurs en kaolinite dans des sédiments de la Kimmeridge Clay au sein de la zone à Hudlestoni a été interprétée comme signant un changement climatique associé à cette tendance, parallèlement à d'autres données (Wignall et Ruffel, 1990). La zone à Hudlestoni correspond dans le Boulonnais

à une lacune de sédimentation. Toujours dans la Kimmeridge Clay, mais à une échelle de temps de 20 ka, des enrichissements ponctuels en kaolinite corrélés avec des cycles organiques sont attribués à des variations climatiques à haute fréquence (Desprairies *et al.*, in Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N. P., Bertrand P., 1995). Dans le Jura Suisse et en Espagne, des études à haute résolution des faciès ont montré l'influence du climat, parmi d'autres facteurs, à des échelles de temps de l'ordre de 20 ka et 100-400 ka à l'Oxfordien (Pittet et Strasser, 1998). Dans le cas du Boulonnais, une influence climatique régionale ne peut être écartée. Mais le fait que les apports smectitiques synchrones avec les baisses du niveau marin relatif au troisième ordre ne se retrouvent pas systématiquement dans les régions voisines ne plaide pas a priori en faveur de changements climatiques à large échelle pour expliquer l'essentiel du signal argileux. De plus, les variations climatiques à haute fréquence ne semblent pas enregistrées par les argiles dans ces faciès proximaux. Il faut aussi garder à l'esprit qu'un retard entre le changement climatique entraînant à terre le développement de sols en équilibre avec le climat et l'arrivée dans le milieu de sédimentation de ces minéraux argileux est possible, comme cela a été montré dans le cas des paléolittorales du Crétacé (Thiry *et al.*, 1999). Il est même possible d'imaginer un complet déphasage entre variation climatique et arrivée des minéraux argileux correspondants dans le bassin.

4) Influence tectonique

La domination de l'illite et de la kaolinite en période de remontée du niveau marin relatif pourrait également être liée à une forte activité tectonique entraînant des rajeunissements de reliefs et favorisant les apports d'illite et de kaolinite provenant de l'érosion continentale (Deconinck *et al.*, 1983). Les périodes de baisse du niveau marin relatif seraient au contraire des périodes de quiescences tectoniques. Cette hypothèse est aussi cohérente avec la géodynamique, marquée alors en Europe par un rifting actif dans l'Atlantique Nord et en Mer du Nord (Ziegler, 1989). Cependant, cette possible phase d'activité tectonique ne se marque pas dans le sondage et dans le reste de la série du Jurassique supérieur du Boulonnais par des apports plus grossiers pendant ces intervalles. Dans le Boulonnais, des preuves d'activité tectonique marquée ne sont présentes qu'à partir de l'extrême fin du Jurassique sur les lignes sismiques disponibles (Mansy, comm. pers.).

Conclusions

1) Un découpage séquentiel des sédiments dans un cadre chronostratigraphique précisé est proposé pour des formations qui n'ont pas bénéficié d'études exhaustives depuis longtemps. Ce découpage complète les travaux régionaux et permet d'avoir une vision globale de la succession sédimentaire du Jurassique supérieur du Boulonnais.

2) Il existe une logique entre signal argileux et variation du niveau marin relatif depuis le passage Oxfordien moyen/supérieur jusqu'au Tithonien dans le Boulonnais. Les données acquises et les données bibliographiques sur le Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais ne permettent pas actuellement de valider ou d'infirmer définitivement les différentes hypothèses avancées ici pour expliquer le signal argileux, les mécanismes sédimentologiques possibles ayant pu par ailleurs être couplés. Le ou les processus sédimentologiques à l'origine de ce signal semblent a priori avoir été restreints à la bordure nord-occidentale du Massif Londres-Brabant. Seul un large contrôle latéral de la sédimentation pourrait permettre de contraindre ces hypothèses et de séparer les influences eustatiques et tectoniques, dans un contexte géodynamique de rifting actif à l'échelle de l'Europe.

Remerciements

Nous remercions la société FONDASOL de nous avoir fourni les carottes étudiées. Nous remercions aussi Jean-Pierre Garcia pour la détermination des brachiopodes du sondage SCP8, Alain Foucault et Cécile Robin pour les remarques et discussions enrichissantes, ainsi que les relecteurs du manuscrit. Nous avons bénéficié du soutien technique de Philippe Recourt, Deny Malengros (Lille 1) et Florence Savignac (Paris 6).

Références

- Bonte A. (1969) - Le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, **89**, 1, 23-46.
- Bonte A. (1974) - Lias et Bajocien dans le Boulonnais. Le sondage de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, **94**, 1, 11-18.
- Bonte A., Colbeaux J.P., Leplat J., Sommé J. (1985) - Carte géologique et notice explicative de la feuille de Boulogne-sur-Mer (1/50 000), 9-10.
- Cecca F., Azema J., Fourcade E., Baudin F., Guiraud R., De Wever P. (1993) - Early Kimmeridgian Palaeoenvironments (146 to 144 M.a). In: Dercourt J., Ricou L.E., et Vrielynck B. (eds.). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps, Beicip-Franlab, Rueil-Malmaison.
- Chamley H. (1989) - Clay sedimentology, Springer Verlag, 623 p.
- Decommer H. (1982) - Etude palynoplanctologique et cadre sédimentologique du Jurassique et du Crétacé du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, **101**, 161-176.
- Decommer H., Chamley H. (1981) - Environnements mésozoïques du Nord de la France, d'après les données des argiles et du palynoplancton. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **293**, 2, 695-698.
- Deconinck J.F., Chamley H., Debrabant P., Colbeaux J.P. (1983) - Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Ann. Soc. géol. Nord*, **102**, 145-152.
- Desprairies A., Bachaoui M., Ramdani A., Tribovillard N.P. (1995) - Clay diagenesis in Organic-Rich Cycles from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (UK): implication for palaeoclimate interpretations, p. 63-91. In: Lallier-Vergès E., Tribovillard N.P. et Bertrand P., Organic matter accumulation, the organic cyclicities of the Kimmeridge Clay Formation (Yorkshire, G.B.) and the recent maar sediments (Lac du Bouchet, France), *Lecture Notes in Earth Sciences*, **57**, Springer Verlag.

- Dugué O. (1991) - Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin Anglo-Parisien au Callovo-Oxfordien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **81**, 323-346.
- Dupraz C., Strasser A. (1999) - Microbialites and Micro-encrusters in Shallow Coral Bioherms (Middle to late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, **40**, 101-130.
- Dutertre A.P. (1925) - Observations sur les terrains jurassiques supérieurs dans la vallée de la Liane (Bas-Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, **49**, 216-236.
- El Albani A., Deconinck J.F., Herbin J.P., Proust J.N. (1993) - Caractérisation géochimique de la matière organique et minéralogie des argiles du Kimméridgien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, **2**, 2, 113-120.
- Espitalié J., Deroo G., Marquis F. (1985 a) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **40**, 5, 563-579.
- Espitalié J., Deroo G., Marquis F. (1985 b) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **40**, 6, 755-784.
- Espitalié J., Deroo G., Marquis F. (1986) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **41**, 1, 73-89.
- Flügel E., Kiessling W., Golonka J. (1996) - Phanerozoic reef patterns: data survey, distribution maps and interpretation. In: Reitner J., Neuweiler F., Gunkel F. (eds): Global and regional controls on biogenic sedimentation. I Reef Evolution. Research Reports. *Göttingen Arb. Geol. Paläont.* Sb2, 391-396, Göttingen.
- Frakes L.A., Francis J.E., Syktus, J.I. (1992) - Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, 274 p.
- Geysant J.R., Vidier J.P., Herbin J.P., Proust J.N., Deconinck J.F. (1993) - Biostratigraphie et paléoenvironnement des couches du passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas-de-Calais) : nouvelles données paléontologiques (ammonites), organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, n° 4, 11-24.
- Groupe Français d'étude du Jurassique (1997) - Biostratigraphie du Jurassique méditerranéen et ouest-européen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou E. et Hantzpergue P. (coord.). *Bull. Centre. Rech. Elf, Explor. Prod.*, Mém. **17**, 440 p., 6 fig., 79 tabl., 42 pl.
- Hardenbol J., Jacquin T., Graciansky P.C. de, Vail P.R., Thierry J., Farley M. (1999) - Jurassic chronostratigraphic chart: sequence chronostratigraphy. Tabl. n° 2; Jurassic table, general and ammonites biostratigraphy explanatory notes. In: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Spec. Publ.* n° **60**.
- Holtzapffel T. (1985) - Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. Nord, publ.*, n° 12, 136 p.
- Insalaco E., Hallam A., Rosen B. (1997) - Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. *Sedimentology*, **44**, 707-734.
- Insalaco E. (1999) - Facies and Palaeoecology of Upper Jurassic (Middle Oxfordian) Coral Reefs in England. *Facies*, **40**, 81-100.
- Magniez J.M., Marchand D., Thierry J., Vadet A. (1984) - Nouvelles observations (Stratigraphie, Biostratigraphie, Paléogéographie et Paléobiogéographie) sur des sédiments affleurants du Jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais (France). *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **298**, 2, n°14, 605-608.
- Mansy J.L., Amédéo F., Auffret J.P., Guennoc P., Lamarche J., Lefèvre D., Robaszynski F., Sommé J., Vidier J.P. (2000) - Carte géologique de Marquise à 1/50 000, 2^{ème} édition, BRGM, Orléans.
- Mégnien C. et al. (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Vol. III : Lexique des noms de Formation. *Mém. BRGM*, **103**.
- Pellat E. (1867) - Observations sur quelques assises du terrain jurassique supérieur du Bas-Boulonnais. Coup d'oeil sur le terrain jurassique supérieur de cette contrée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **25**, (2), 196-215.
- Pellat E. (1878) - Terrain jurassique supérieur du Bas-Boulonnais (étages Oxfordien, Corallien, Kimméridgien, Portlandien). *Ann. Soc. géol. Nord*, **5**, 173-195.
- Pellat E. (1880 a) - Compte rendus d'excursion. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 3, 574-586.
- Pellat E. (1880 b) - Le terrain jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 3, 647-699.
- Pellenard P., Deconinck J.F., Marchand D., Thierry J., Fortwengler D., Vigneron G. (1999) - Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **328**, 807-813.
- Pittet B., Strasser A. (1998) - Long-distance correlations by sequence stratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). *Geol. Rundsch.*, **86**, 852-874.
- Proust J.N., Deconinck J.F., Geysant J.R., Herbin J.P., Vidier J.P. (1993) - Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais (France). *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **316**, 2, 363-369.
- Proust J.N., Deconinck J.F., Geysant J.R., Herbin J.P., Vidier J.P. (1995) - Sequence analytical approach to the Upper Kimmeridgian-Lower Tithonian storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. *Geol. Rundsch.*, **84**, 255-271.
- Pruvost P. (1921) - Révision de la feuille de Boulogne à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **25**, 142-158.
- Ramdani A. (1996) - Les paramètres qui contrôlent la sédimentation cyclique de la « Kimmeridge Clay Formation » dans le bassin de Cleveland (Yorkshire, GB). Comparaison avec le Boulonnais (France). Thèse de l'Université Paris XI Orsay, 259 p.
- Riboulleau A., Baudin F., Daux V., Hantzpergue P., Renard M., Zakharov V. (1998) - Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **326**, 239-246.
- Rigaux E. (1872) - Notes pour servir à la géologie du Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, **1**, partie II, 17-27.
- Rigaux E. (1893) - Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, **16**, 1-109.
- Rigaux E. (1901) - Notes sur des sondages effectués à Boulogne-sur-Mer et aux environs. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, **6**, 253-262.
- Saint-Germes M., Baudin F., Deconinck J.F., Hantzpergue P., Samson Y. (1996) - Sédimentologie de la matière organique et des argiles du Kimméridgien de Normandie (région du Havre). *Géologie de la France*, n° 3, 21-33.

- Steffen D., Gorin G. (1993) - Sedimentology of organic matter in upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of southeast France: evidence of eustatic control. *In*: Katz B., Pratt L. (eds) - Source rocks in a sequence stratigraphic framework. *AAPG studies in Geology*, **37**, 49-65.
- Thierry J., Vidier J.P., Garcia J.P., Marchand D. (1996) - Le Dogger du Boulonnais : lithostratigraphie, biostratigraphie et stratigraphie séquentielle des séries à l'affleurement. *Ann. Soc. géol. Nord*, **4**, (2), 127-155.
- Thiry M., Simon-Coinçon R., Schmitt J.M. (1999) - Paléotéorations kaoliniques : signification climatique et signature dans la colonne sédimentaire. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **329**, 853-863.
- Valdes P.J., Sellwood B.W. (1992) - A paleoclimate model for the Kimmeridgian. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **95**, 47-72.
- Vidier J.P., Garcia J.P., Thierry J., Fauconnier D. (1995) - Le Dogger du Boulonnais (Nord bassin de Paris) : nouveaux découpages chronologique et séquentiel des formations carbonatées jurassiques en bordure du massif Londres-Brabant. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **320**, 2a, 219-226.
- Whitaker M.F. (1984) - The usage of palynology in definition of Troll Field Geology. *In*: 6th Offshore Northern Seas Conference and Exhibition, Stavanger 1984, Norsk Petroleumforening, paper **G6**, 44 p.
- Wignall P.B., Ruffell A.H. (1990) - The influence of a sudden climatic change on marine deposition in the Kimmeridgian of Northwest Europe. *J. Geol. Soc.*, London, **147**, 365-371.
- Wignall P.B. (1991) - Test of the concepts of sequence stratigraphy in the Kimmeridgian (Late Jurassic) of England and northern France. *Marine and Petroleum Geology*, **8**, 430-441.
- Wignall P.B., Sutcliffe O.E., Clemson J., Young E. (1996) - Unusual shoreface sedimentology in the Upper Jurassic of the Boulonnais, Northern France. *J. Sediment. Research*, **66**, 3, 577-586.
- Ziegler P.A. (1989) - Evolution of the North Atlantic: an overview. *In*: A. J. Tankard, H. R., Balkwill eds. Extensional Tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *A. A. P. G., Memoir*, **46**, 471-500.

Annexe 1 - Références des espèces-index citées dans le texte. D'après Williams G.L. et Lentin J.K. (1998) - The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates. *AASP Contributions Series Number 34*.

Annex 1 - *References of index-species quoted in the texte. After Williams G.L., Lentin J.K. (1998) - The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates. AASP Contributions Series Number 34.*

<p><i>Clatroctenocytis asaphes</i> (Drugg, 1978) Stover et Helby, 1987d <i>Compositosphearidium polonicum</i> (Gorka, 1965) Erkmen et Sarjeant, 1980 <i>Cribroperidinium globatum</i> (Gitmez et Sarjeant, 1972) Helenes, 1984 <i>Glossodinium dimorphum</i> Ioannides <i>et al.</i>, 1977 <i>Occisucysta balios</i> Gitmez, 1970 émend. Jan du Chêne <i>et al.</i>, 1986b <i>Scrindinium crystallinum</i> (Deflandre 1939a) Klement, 1960</p>

STRUCTURES PROFONDES DU BASSIN NORD LIGURE ET DU BASSIN NORD TYRRHÉNIEN

par
I. Contrucci

Document du BRGM n° 292

La première partie de cette thèse a été consacrée à l'étude de la nature de la croûte dans le Bassin nord ligure. Les profils de sismiques multi-traces ont mis en évidence un accident majeur dans le socle sur la marge provençale. Cet accident a été associé à un changement de nature de la croûte. La limite du domaine océanique a été placée le long de cet accident. Sur la marge corse, il n'existe pas d'accident similaire à celui observé sur la marge provençale. La limite du domaine océanique a été fixée par le magnétisme, en identifiant coté corse des anomalies similaires à celles qui sont observées coté provençal à l'aplomb de l'accident. L'enregistrement à terre sur la côte corse, du profil sismique permet d'imager le Moho sous le sel messinien, car il est éclairé avec des rais d'incidence oblique. Le retraitement des ESP de la région a permis de mettre en évidence l'existence d'une croûte océanique au centre du bassin et une croûte de type transitionnelle au large des marges provençale et corse. Cette croûte transitionnelle est caractérisée par la présence, dans la croûte inférieure, d'une couche d'une vitesse de 7,2 km/s. Une limite du domaine océanique a été proposée au nord du bassin ligure.

La deuxième partie de cette thèse porte sur le bassin nord tyrrhénien. L'analyse combinée de la sismique réflexion multi-traces, de l'inversion gravimétrique tridimensionnelle et des enregistrements à terre de la sismique réflexion grand-angle/réfraction, a permis d'obtenir une image tridimensionnelle du Bassin nord tyrrhénien. Le Bassin corse est probablement d'âge burdigalien, voir d'âge oligocène supérieur. Sa direction structurale et son âge indiquent que ce bassin est contemporain de l'ouverture liguro-provençale. Le flux de chaleur corrigé de l'effet des sédiments est faible, malgré la remontée du Moho sous le bassin. Les anomalies gravimétriques à l'air libre et les anomalies magnétiques sont négatives, confirmant la profondeur importante du bassin. Les enregistrements de sismique réflexion confirment la faible profondeur du Moho sous le bassin. Une arrivée tardive sur ces enregistrements a été associée à la base de la lithosphère. Le Bassin corse a subi des réactivations récentes au Tortonien, liées au rebond isostatique de la Corse hercynienne dû à l'écroulement gravitaire de la Corse alpine. La structure des sédiments sur cette bordure du bassin corse suggère une géométrie en paliers et rampes pour la faille de détachement majeure. Cette faille de détachement se prolongerait sous l'île d'Elbe, où une zone de cisaillement ductile a été observée. La géométrie actuelle de la ride de Pianosa serait le résultat d'un événement compressif burdigalien. Une restructuration tardive a lieu au Messinien durant laquelle se superpose la mise en place des magmas (île d'Elbe, Montecristo, Capraia) et la régression marine provoquant une importante érosion. Cette ride présente un flux de chaleur important, ainsi qu'une anomalie magnétique positive. Ceci est en accord avec la mise en place des plutons de l'île d'Elbe, de Montecristo et du volcanisme de Capraia. Au niveau de la structure profonde, nous avons mis en évidence l'existence d'un Moho ancien et profond "européen" et d'un Moho néoformé plus superficiel « toscan ».

The first part of the thesis examines the nature of the crust in the north Ligurian basin. Multichannel seismic profiles have revealed a major fault in the basement along the Provençal margin. We associate this fault with a change in the nature of the crust, and take it to mark the boundary of the oceanic domain. No similar fault is observed along the Corsican margin, and the boundary of the oceanic domain on the Corsican side has been defined on the basis of magnetic anomalies similar to those observed on the Provençal side directly above the fault. Onshore seismic profiling along the Corsican coast has imaged the Moho, marked by oblique incidence rays, beneath the Messinian Salt. Reprocessing the ESP of the region has revealed the existence of an oceanic crust in the centre of the basin and a transitional-type crust off the Provençal and Corsican margins. This transitional crust is characterized by the presence, in the lower crust, of a layer with a velocity of 7.2 km/s. A boundary of the oceanic domain is proposed for the north of the Ligurian basin.

The second part of the thesis concentrates on the north Tyrrhenian basin, where the combined analysis of multichannel seismic reflection profiles, 3-D gravity inversion and onshore wide-angle reflection/refraction seismic profiling has made it possible to obtain a 3-D image of the basin. The Corsican basin is probably Burdigalian in age, possibly Late Oligocene. Its structural direction and age indicate that it was contemporaneous with the Ligurian-Provençal opening. The heat flow, corrected for the effect of sediments, is low despite the rise in the Moho beneath the basin. The negative open air gravity anomalies and magnetic anomalies confirm the basin's great depth, whereas the seismic refraction profiles confirm the shallow depth of the Moho beneath the basin. A late arrival on these profiles has been assigned to the base of the lithosphere. Recent reactivation of the Corsican basin occurred during the Tortonian, associated with the isostatic rebound of Hercynian Corsica following the gravity collapse of Alpine Corsica. The structure of the sediments along this side of the Corsican basin suggests a ramp and flat geometry for the major detachment fault, which would seem to continue beneath the island of Elba where a ductile shear zone has been observed. The present geometry of the Pianosa ridge seems to be the result of Burdigalian compression. Late restructuring occurred during the Messinian, with the emplacement of magma (islands of Elba, Montecristo, Capraia) and a marine regression giving rise to major erosion. This ridge shows a high heat flow and a positive magnetic anomaly, which is in agreement with the pluton emplacement at Elba and Montecristo, and the volcanic activity at Capraia. As regards the deep structure, we demonstrate the existence of a deep and ancient "European" Moho and a shallower neoformed "Tuscan" Moho.

Prix de vente : 550 F + 50 F de frais de port et d'emballage pour la France et 60 F pour l'Étranger.

En vente chez votre libraire habituel ou aux : Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France - Tél. : 02 38 64 30 28.
Fax : 02 38 64 36 82 accompagné de votre titre de paiement.