Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie

par Jean-François DECONINCK (*), Hervé CHAMLEY (*), Pierre DEBRABANT (*)
et Jean-Pierre COLBEAUX (**)

Résumé. — Une étude minéralogique et géochimique détaillée du Kimméridgien supérieur et du Portlandien des falaises littorales du Boulonnais, montre la prépondérance des influences continentales par rapport aux influences diagénétiques sur la sédimentation argileuse marine. D'importantes fluctuations des cortèges argileux sont observées, et attribuées à l'alternance irrégulière de périodes d'instabilité et de relaxation tectonique, ellesmêmes liées aux rejeux des grands systèmes de failles de l'Europe du Nord-Ouest. Les successions minérales et chimiques relevées conduisent à proposer diverses observations paléogéographiques mettant notamment en cause les rajeunissements tectoniques, la subsidence, l'eustatisme, la vitesse de dépôt. l'érosion de sols contemporains de la sédimentation ou de roches anté-Jurassique supérieur.

Abstract. — Mineralogical and geochemical investigations performed on the Late Kimmeridgian to Late Portlandian series outcropping along the Boulonnais shore (N France) point to the main influence of terrigenous patterns on the clay marine sedimentation, compared to diagenetic ones. Important variations of clay assemblages along the time are interpreted as the result of an irregular alternation of relaxation and epeirogenic stages, due to the chronic instability of the North-Western european fault system. The mineralogical and geochemical successions recovered allow to propose several paleoenvironmental observations including tectonical rejuvenations and subsidence, eustacy, sedimentation rates, late jurassic and older continental erosions and reworking.

1. — INTRODUCTION

Prolongement nord-occidental de l'Artois, le horst boulonnais est entaillé par une série de boutonnières morphologiques laissant apparaître les terrains paléozoïques et jurassiques. La présente étude, destinée à préciser le paléoenvironnement et à rechercher des marqueurs chimiques de minéraux argileux, a porté sur le Jurassique supérieur exposé en falaise sur le littoral entre Boulogne et Wimereux (fig. 1) (Deconinck, 1982).

II. — STRATIGRAPHIE

Les attributions chronostratigraphiques des termes lithologiques classiques (feuille de Marquise 1/50 000,

Note présentée le 3 Novembre 1982 et acceptée pour publication par le-Conseil de la S.G.N. le 5 Janvier 1983.

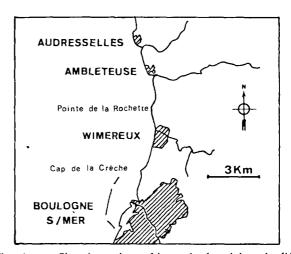


Fig. 1. — Situation géographique de la région étudiée.

1971) ont changé depuis la parution de la synthèse géologique du Bassin de Paris, en 1980 (fig. 2). La série stratigraphique débute par le Kimméridgien supé-

^(*) E.R.A. du C.N.R.S. n° 764. Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie, U.E.R. des Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

^(**) Laboratoire de Géologie Appliquée, U.E.R. des Sciences de la Terre. 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

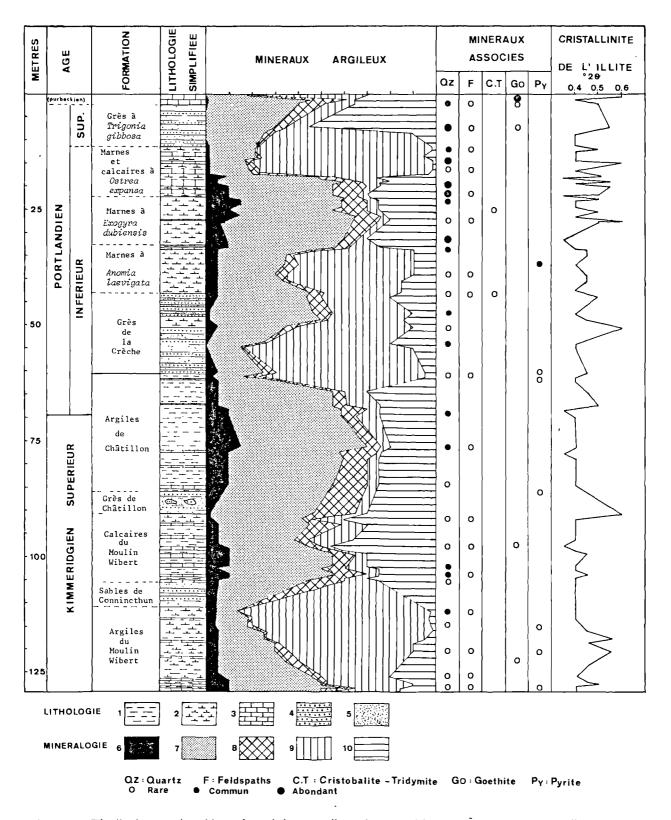


Fig. 2. — Distribution stratigraphique des minéraux argileux du Kimméridgien supérieur au Portlandien supérieur.

1, Argiles. — 2, Marnes. — 3, Calcaires. — 4, Grès. — 5, Sables. — 6, Chlorite. — 7, Illite. — 8, Edifices interstratifiés irréguliers. — 9, Smectites. — 10, Kaolinite.

rieur apparaissant à la faveur de l'anticlinal de la Crèche, visible entre Boulogne et le Cap de la Crèche (fig. 1). Elle se poursuit jusqu'au Portlandien supérieur représenté à son sommet par les faciès purbeckiens. Cette série fut décrite par de nombreux auteurs (Pruvost, 1925; Bonte, 1969, 1980), aussi nous n'y reviendrons pas dans le détail.

1) Le Kimméridgien supérieur.

Il est constitué d'une alternance de marnes, de calcaires et de bancs de grès dont la continuité est très nette (Bonte, 1969).

On distingue de bas en haut :

- Les Argiles du Moulin Wibert (20 m) comprennent des marnes noires pyriteuses (5 à 35 % de CaCO₃) renfermant quelques bancs de calcaires marneux vers la base et des lits de lumachelles à Nanogyra striata.
- Les Sables et Grès de Connincthun (1 à 5 m), beiges, légèrement glauconieux, sont peu développés au niveau de l'anticlinal de la Crèche.
- Les Calcaires du Moulin Wibert (15 m) sont constitués d'une alternance de marnes noires, de nombreux bancs calcaires décimétriques et de lumachelles à Nanogyra striata.
- Les Grès de Châtillon (5 m) sont jaunes et légèrement glauconieux, plus ou moins cimentés.
- Les Argiles de Châtillon (25 m) correspondent à des argiles noires pyriteuses (5 à 15 % de CaCO₃) entrecoupées de minces bancs calcaires et lumachelliques. La limite Kimméridgien-Portlandien, marquée par un changement faunistique important, se situe dans la partie supérieure de l'assise.

2) Le Portlandien.

a) Le Portlandien inférieur.

A la base, il est représenté par la formation des Grès de la Crèche, divisée en trois membres:

- Les Grès de la Crèche inférieurs (10 m) comprennent des sables et grès calcareux en bancs métriques. Au sommet de ce membre apparaît un poudingue dit "Poudingue à Trigonia pellati".
- Les Marnes intercalaires (2 à 5 m) sont sableuses, parfois ligniteuses.
- -- Les Grès de la Crèche supérieurs (5 m) correspondent à des grès calcareux à Perna rugosa, en bancs métriques au sommet, plus minces à la base où ils sont séparés par des passées argilo-sableuses.

La partie supérieure est essentiellement argileuse et marneuse. On la divise classiquement en trois assises :

— Les Marnes à Anomia laevigata (8 à 9 m) sont des marnes noires très fines (20 à 30 % de CaCO₃), comportant à leur sommet deux bancs calcaires continus appelés "bancs jumeaux", ainsi qu'un niveau de nodules phosphatés noié Ph1 ou niveau phosphaté de la Rochette.

- Les Marnes à Exogyra dubiensis (10 m) sont des argiles noires (5 à 15 % de CaCO₃) glauconieuses et sableuses. La base comprend un niveau de nodules phosphatés désigné Ph2, la partie médiane est soulignée par un banc de calcaire à Lima bononiensis.
- Les Marnes et Calcaires à Ostrea expansa (10 m), limités à la base par le niveau phosphaté de la Tour de Croï, noté Ph3, sont constitués d'une alternance de calcaires, parfois noduleux et glauconieux, de marnes et d'argiles noires glauconieuses.

b) Le Portlandien supérieur.

Il n'est pas visible dans son ensemble sur la coupe étudiée. Il est constitué d'une alternance de bancs métriques sableux et gréseux (7 à 8 m) à Cardium pellati. Les faciès purbeckiens surmontent ces grès, il s'agit de calcaires concrétionnés et de lumachelles à Anisocardia socialis et Fabanella bononiensis.

3) Esquisse paléogéographique.

Le trait paléogéographique majeur de la région étudiée est l'existence du golfe de Boulogne (fig. 3) largement ouvert à l'Ouest vers l'Atlantique. La sédimentation s'effectue sous une faible profondeur d'eau, donnant naissance à des argiles, des bancs coquilliers et des sables quartzo-calcaires. La ride ardennaise, constituant l'arrière-pays boulonnais, est la principale source de matériaux détritiques.

III. — METHODES D'ETUDES

1) Diffraction des rayons X.

Une centaine d'échantillons a été prélevée sur l'ensemble de la série. Les fractions argileuses (particules de taille inférieure à $2 \mu m$) sont extraites puis analysées par diffraction des rayons X sur pâtes orientées, grâce à un diffractomètre enregistreur Philips

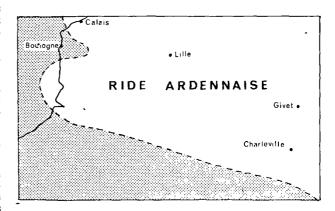


Fig. 3. — Paléogéographie du Boulonnais au Kimméridgien. (D'après Leroux et Pruvost, 1935, simplifiée).

PW 1 730. La différenciation des minéraux s'effectue grâce à divers essais : état naturel, saturation à l'éthylène-glycol, chauffage à 490° C pendant deux heures, saturation à l'hydrazine hydrate.

2) Analyses chimiques.

Pour l'essentiel, la technique analytique est définie par Pinta (1971) et les services du laboratoire de minéralogie du Commissariat à l'Energie atomique (1963). Les échantillons sont broyés, homogénéisés et soumis à trois types d'attaques: fluo-nitrique sous pression, fusion alcaline, fluoperchlorique. Elles permettent les dosages colorimétriques de TiO₂ et P₂O₅, spectrophotométriques de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, KO, Na₂O et des éléments-traces Sr, Mn, Li, Ni, Cr, Co, Cu, Pb et V (absorption atomique). Un spectrophotomètre PE 5 000 est utilisé pour les dosages.

Le dosage du carbone organique par pyrolyse est réalisé sur quelques échantillons, à l'aide d'un doseur bas carbone de type Babcock et Wilcox.

IV. — RESULTATS ET INTERPRETATIONS

1) Minéralogie de la fraction argileuse.

Les minéraux argileux reconnus sont la chlorite, l'illite, les édifices interstratifiés irréguliers (10-14_s), (10-14). (14.-14) (Lucas, 1962). la smectite et la kaolinite. Ces espèces minérales, présentes en proportions variables, constituent des assemblages argileux diversifiés sur l'ensemble de la série (fig. 2). Les minéraux associés aux argiles sont le quartz, les feldspaths, la goethite, la pyrite et l'opale C.T. (cristobalite-tridymite).

2) Origine des minéraux argileux.

L'ubiquité des formes minérales de transition, tels les interstratifiés irréguliers, l'absence de changements minéralogiques de sens constant et les fluctuations de la cristallinité de l'illite indiquent une influence négligeable, voire nulle de la diagenèse d'enfouissement sur les minéraux argileux. Par ailleurs, l'indépendance générale entre la lithologie et la minéralogie des argiles suggère une absence ou une faible intervention des genèses argileuses dans le milieu de dépôt (fig. 4). En conséquence, l'origine terrigène prépondérante des argiles du Jurassique supérieur du Boulonnais est probable. Les variations minéralogiques et l'étude des paragenèses minérales sont dès lors susceptibles de fournir des indications paléoenvironnementales.

3) Interprétation.

— Les analyses chimiques des fractions argileuses constituées à 85 % de smectites et la position de la raie (060) de ces minéraux montrent qu'ils sont essen-

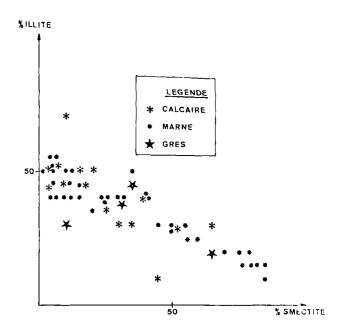


Fig. 4. — Diagramme illite-smectite montrant l'indépendance entre lithologie et minéralogie des argiles.

tiellement alumino-ferrifères (Desprairies, 1982). Ce type de smectites se forme préférentiellement dans les sols des parties aval des bassins versants mal drainés, sous un climat aride (chaud et à humidité contrastée). Les assemblages quasiment monominéraux à smectite traduisent donc probablement l'érosion superficielle des sols sur un continent présentant une morphologie peu déclive (Paquet, 1969).

 Les pourcentages en illite, chlorite et kaolinite varient de manière parallèle tout au long de la série. L'illite et la chlorite (dits minéraux primaires) proviennent surtout de l'érosion directe du substratum continental. Quant à la kaolinite, elle a d'abord une origine pédologique : elle se forme dans des sols bien drainés de climat chaud et humide; ces sols peuvent être remaniés par l'érosion, particulièrement en cas de rajeunissement tectonique où leurs produits sont alors mêlés à ceux des roches sous-jacentes. La kaolinite peut également exister dans ces roches anciennes elles-mêmes, où elle s'est accumulée à la suite de pédogenèses antérieures. Ce minéral est abondant, notamment dans certaines formations du Paléozoïque du Boulonnais (Calatayud, 1981; Crasquin, 1982), dont certains éléments plus grossiers se retrouvent dans les sédiments iurassiques.

L'augmentation brutale et parallèle des minéraux primaires et de la kaolinite suggère donc une reprise d'érosion affectant les parties plus profondes du continent. Les épisodes correspondants traduisent probablement des périodes d'instabilité tectonique et de rajeunissements morphologiques à terre. Des études structurales (Hallam et Sellwood, 1976; Auffret et Colbeaux, 1977) relient l'instabilité tectonique du Boulonnais au Jurassique supérieur à des rejeux de failles délimitant un système de horsts et grabens dans l'ensemble de la Mer du Nord.

a) Passage des Argiles du Moulin Wibert aux Calcaires du Moulin Wibert.

Ces deux assises sont bien différenciées sur le plan minéralogique. Les Argiles du Moulin Wibert se caractérisent par une augmentation progressive des smectites vers le sommet, au détriment des minéraux primaires et de la kaolinite. Cette évolution suggère, compte tenu de ce qui précède, un aplanissement progressif du continent. Un tel aplanissement paraît se poursuivre jusqu'à ne plus autoriser que l'érosion des seules formations de couverture; les smectites sont en effet alors quasiment seules présentes dans la fraction fine des dépôts. Dans ce contexte de stabilité épirogénique, les assemblages argileux sont susceptibles de fournir des indications paléoclimatiques. Au Jurassique supérieur, l'abondance des smectites alumino-ferrifères (jusqu'à 85 % de la fraction argileuse) suggère l'existence d'un climat à tendance chaude et à pluviosité irrégulièrement répartie au long de l'année. Les Calcaires du Moulin Wibert sont riches en illite et kaolinite (respectivement 30 à 45 % et 25 à 45 % des minéraux argileux), cependant que les smectites sont rares. L'augmentation simultanée des minéraux primaires et de la kaolinite est sans doute la conséquence d'un rajeunissement morphologique d'origine tectonique. Les Sables et Grès de Connincthun, passée détritique grossière, s'intègrent également à cet épisode paléogéographique. Notons que l'hypothèse d'un rajeunissement morphologique, qui a priori conduit à un apport accru de matériaux détritiques, se heurte à la diminution relative du quartz par rapport aux carbonates, et à la constance probable de la quantité d'argile si l'on considère la proportion d'Al₂O₃, lorsque l'on passe des Argiles aux Calcaires du Moulin Wibert. On peut dès lors se demander si les changements observés ne sont pas simplement dus à un épisode transgressif qui provoquerait un approfondissement du milieu, avec dépôts carbonatés et une érosion préférentielle des minéraux des sols amont comme la kaolinite. Mais une telle explication ne rendrait pas compte de l'augmentation du groupe de l'illite plutôt issu des substrats, et ne s'accorde pas avec les travaux d'Ager et Wallace (1966) sur le caractère plus profond des Argiles du Moulin Wibert par rapport aux Calcaires. Ainsi l'hypothèse d'un rajeunissement tectonique qui provoque l'amenuisement des sols mal drainés et le remaniement des sols et roches de l'amont, paraît la plus vraisemblable. Les Sables de Connincthun traduiraient le début de ce rajeunissement, cependant que les minéraux argileux des Calcaires du Moulin Wibert sus-jacents en reflèteraient la poursuite et les effets secondaires.

b) Les Argiles de Châtillon.

Les minéraux primaires (chlorite et illite: 50 à 70 %) et la kaolinite (25 à 30 %) dominent les assemblages argileux de cette formation, sauf au sommet où les smectites redeviennent présentes en forte proportion. Le mélange en abondance du groupe de l'illite et de la kaolinite suppose encore une érosion active sur le continent. Le faciès sin des Argiles de Châtillon indique un approfondissement du bassin de sédimentation par rapport aux Calcaires du Moulin Wibert et aux Grès de Châtillon. Cet approfondissement peut être dû à une subsidence plus importante, consécutive d'un rajeunissemesnt tectonique de l'arrière-pays à cette époque, et déterminant une transgression et donc un éloignement de la ligne de rivage. Notons que le relais rapide des minéraux primaires et de la kaolinite par les smectites au sommet de l'assise, sans changement appréciable de lithofaciès, ne peut être interprété uniquement par un aplanissement morphologique. En effet, la coupure est brutale, alors que l'évolution morphologique nécessite une érosion longue entraînant un relais plus progressif des minéraux argileux. Un faible taux de sédimentation ou même un hiatus dans la sédimentation pourrait expliquer ce changement.

c) Les Grès de la Crèche.

On constate une continuité minéralogique entre les Argiles de Châtillon et les Grès de la Crèche inférieurs, également riches en smectites (65 à 70 %). Les Grès de la Crèche marquent un épisode régressif et des émersions locales (Ager et Wallace, 1966). Or une régression s'accompagne habituellement d'une reprise d'érosion et contrarie a priori le développement des sols stables et mal drainés où se forment les smectites. On peut penser à un phénomène d'érosion régressive, les sols avals des paysages continentaux terrestres étant remaniés les premiers à la suite de la régression. Il se peut aussi que les paysages avals peu déclives, abandonnés par la mer en régression, aient favorisé la formation de sols à smectites. Dans les marnes intercalaires et les Grès de la Crèche supérieurs, les pourcentages d'illite et de kaolinite augmentent au détriment des smectites qui demeurent néanmoins en quantité notable (30 %). Ce changement débute après le dépôt du "Poudingue à Trigonia pellati" au sommet des Grès de la Crèche inférieurs. L'érosion vigoureuse qui caractérise cette époque est donc enregistrée dans les sédiments grossiers comme dans les sédiments plus fins.

d) Les Marnes à Anomia laevigata.

Le changement de faciès très brutal observé par rapport aux Grès de la Crèche supérieurs correspond à un approfondissement du milieu de dépôt. Ces nouvelles conditions favorisent la décantation des smectites abondantes dans cette assise (30 à 55 %), par rapport aux minéraux primaires et à la kaolinite. La proportion encore importante d'illite correspond sans doute

à un reliquat d'érosion continentale marquée, à la suite du sursaut tectonique contemporain des Grès de la Crèche supérieurs, ou encore à des phénomènes de sédimentation différentielle des espèces argileuses.

e) Les Marnes à Exogyra dubiensis.

Par rapport aux marnes sous-jacentes, on constate une augmentation de la proportion de minéraux primaires (55 %) et de kaolinite (30 %) au détriment des smectites. Cet assemblage argileux suggère à nouveau une intense reprise d'érosion, argumentée par la proportion notable de sable présent.

f) Les marnes et calcaires à Ostrea expansa.

Les parties inférieure et supérieure de cette assise se différencient fortement par leurs assemblages argileux. Dans le tiers inférieur, la minéralogie des argiles, identique à celle observée dans les Marnes à Exogyra dubiensis sous-jacentes, traduit une poursuite de l'érosion sur le continent. La partie supérieure présente en revanche une smectite abondante (jusqu'à 85 %); l'illite n'y constitue que 10 à 15 % de la fraction argileuse, la chlorite, les interstratifés irréguliers et la kaolinite sont présents à l'état de traces. Cette coupure minéralogique intervient dans une série lithologique monotone et ne paraît pas correspondre à des changements importants des conditions régnant dans le bassin de sédimentation.

L'étude morphoscopique des granules de glauconie, très abondants dans cette assise, montre qu'ils sont très évolués. Leur étude diffractométrique sur agrégat orienté indique qu'ils sont constitués d'une illite ferrifère ou glauconite [raie principale à 10 Å, harmonique (002) à 5 Å absent]. Or les glauconies correspondent à des périodes de taux de sédimentation d'autant plus faible que leurs caractères cristallographiques sont proches du minéral glauconite bien cristallisé (Odin, 1975). Dans le cas présent, la glauconie indique un taux de sédimentation très faible, voire un hiatus. La soudaineté du changement minéralogique observé n'est donc qu'apparente, elle est due à une condensation sédimentaire; le temps réel a probablement été suffisant pour permettre un aplanissement du continent et une stabilisation des reliefs continentaux bordant le bassin de sédimentation. Le caractère progressif de l'aplanissement est masqué par une sédimentation particulièrement lente.

Les Marnes et Calcaires à Ostrea expansa sont également phosphatés. Les phosphates sont parfois présents sous forme de nodules constitués de carbonateapatite dans un mélange du type suivant: Ca₃ (P₂O₄)₂ 40 %, CaCO₃ 40 %, argiles 10 %, quartz 10 %. La formation de phosphates est liée à un régime transgressif et associée à l'extension de larges plateaux continentaux (Larsen et Chillingar, 1967). La glauconie abondante, la présence de phosphate et les conditions réductrices du milieu de sédimentation,

[l'indice
$$Mn^* = log \left[\frac{Mn \text{ \'e}chantillons}{Mn \text{ shales}} / \frac{Fe \text{ \'e}chantillons}{Fe \text{ shales}} \right]$$

(Debrabant et Foulon, 1979) présente en effet des valeurs négatives témoignant d'un déficit en oxygène], situent l'aire de genèse de ces sédiments sur le plateau continental en arrière du talus, dans des bassins confinés où s'accumule la matière organique.

g) Les Grès à Cardium pellati.

L'abondance de la kaolinite, associée à l'illite, caractérise les bancs gréseux de cette formation. L'augmentation brutale de la proportion de ces minéraux au détriment des smectites, ainsi que l'existence locale de poudingues, traduisent une reprise vigoureuse de l'érosion probablement liée à l'émersion purbeckienne. Le milieu, qui était réducteur au Portlandien inférieur, s'ouvre au Portlandien supérieur et devient oxydant (Mn* > O). Dans le même temps les phosphates. liés à la fraction grossière dans le Portlandien moyen, se retrouvent dans la fraction fine au Portlandien supérieur. Cette diminution de taille résulte probablement d'un transport ou de remaniements des niveaux du Portlandien inférieur, également déterminés par la régression.

h) Les faciès purbeckiens.

L'illite, les smectites et la kaolinite se retrouvent en proportion voisine dans ces faciès. L'abondance de la goethite dans la fraction argileuse suppose une mobilisation notable des oxydes de fer. Dans ces niveaux, la formation pédologique de la kaolinite précède probablement de peu sa sédimentation, et le minéral peut avoir une signification climatique directe. Le climat chaud et aride du Kimméridgien et du Portlandien inférieur pourrait devenir plus humide au Jurassique terminal. Dès lors, deux origines peuvent être envisagées pour les kaolinites du Jurassique supérieur, essentiellement héritées des roches anciennes au Kimméridgien et au Portlandien inférieur, d'origine pédologique contemporaine de la sédimentation au Portlandien supérieur. Des analyses géochimiques de la fraction argileuse (particules de taille inférieure à 2 μm) montrent que les argiles primaires et/ou la kaolinite sont lithifères au Kimméridgien et au Portlandien inférieur, non lithifères au Portlandien supérieur et au Purbeckien (fig. 5). Ceci renforce l'hypothèse d'une double origine de la kaolinite.

Notons que le milieu de sédimentation ouvert et de salinité normale au Kimméridgien, probablement laguno-lacustre au Purbeckien, permet d'envisager une transformation chimique des minéraux argileux au contact de l'eau de mer beaucoup plus riche en lithium que l'eau douce. Cette hypothèse se heurte cependant aux faits que l'ion Li⁺ se fixe plus facilement sur les smectites que sur l'illite et la kaolinite (Ataman, 1964), et que les argiles du Portlandien supérieur déposées en milieu marin sont peu lithifères.

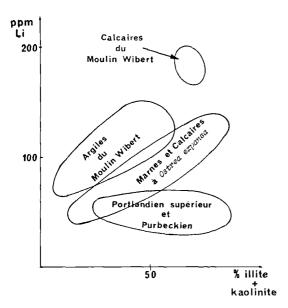


Fig. 5. — Relations entre le couple illite-kaolinite et le lithium.

CONCLUSIONS

La succession sédimentaire du Jurassique terminal, qui s'étend du Kimméridgien supérieur au Portlandien supérieur et au faciès purbeckien le long des côtes boulonnaises, est considérée du point de vue de la minéralogie et de la géochimie minérale. L'absence de relation entre la minéralogie des argiles et la lithologie conduit à penser que l'essentiel des minéraux argileux

est hérité de l'arrière-pays. A l'image de ce qui a été proposé pour le domaine atlantique adjacent, les variations observées, nombreuses et d'intensités diverses, sont dès lors interprétées en termes de paléoenvironnements. Le phénomène majeur paraît résider dans une alternance irrégulière d'épisodes d'aplanissements morphologiques favorables au développement des smectites pédologiques, voire localement sédimentaires, et d'épisodes de rajeunissement tectoniques provoquant le remaniement d'illites, chlorites et kaolinites arrachées aux vieilles roches et aux altérations amonts. Il en résulte une instabilité structurale chronique de la marge boulonnaise au Jurassique supérieur, du reste localement attestée par la sédimentation de matériels grossiers comme les Sables et Grès de Connincthun, les poudingues à Trigonia pellati ou les Grès à Cardium pellati; cette instabilité est en outre saisie, grâce à la minéralogie et à la géochimie, dans des assises de lithologie plus homogène comme les Marnes à Anomia laevigata puis à Exogyra dubiensis, lorsque soulèvement de l'arrière-pays, subsidence du domaine marin et eustatisme se combinent de manière variable selon l'époque. Cette interprétation s'intègre bien dans le cadre géologique de l'Europe du Nord-Ouest où des mouvements tectoniques ayant une influence sur la sédimentation ont été démontrés en Mer du Nord au Kimméridgien inférieur (Kent, 1975), dans le Bas-Rhin à partir du Kimméridgien (Heybroek, 1975), en Manche occidentale dès le Jurassique moyen (Bouysse et Horn, 1972), et enfin en Angleterre où, dès le Kimméridgien, l'influence des failles sur la configuration des bassins sédimentaires fut mise en évidence par Anderson et Owen (1968). La nature des relations entre le lithium et l'ensemble illite-kaolinite, parfois étroite, parfois nulle, conduit à envisager l'utilisation de l'élément chimique comme marqueur des kaolinites anciennes remaniées, d'une part, des kaolinites pédogéniques contemporaines de la sédimentation, d'autre part.

BIBLIOGRAPHIE

- AGER D.V. et WALLACE P. (1966). The environmental history of the Boulonnais, France. Proc. Geol. Ass., 77, p. 385-417.
- ANDERSON J.G.C. et OWEN T.R. (1968). The structure of the British Isles. 162 p., 54 fig., 3 pl. Pergamon Press, New-York.
- ANONYME (1963). "Analyse des silicates". Commission d'établissement des méthodes d'analyse du Commissariat à l'Energie Atomique, 65, n° 140. Edit. du C.E.A.
- 4) ATAMAN G. (1964). Oligoéléments dans les argiles. Rev. Inst. franç. Pétr., 19, 9.
- AUFFRET J.P. et COLBEAUX J.P. (1977). Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. Bull. Soc. géol. Fr., (7). 19, 5, p. 1047-1055, 3 fig., 1 tabl.

- BONTE A. (1969). Le Boulonnais. In Géologie du Nord de la France. Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXIX, 1, p. 23-46, 2 fig.
- BONTE A. (1971). Carte géologique de Marquise au 1/50.000.
- BONTE A. (1980). In Synthèse géologique du Bassin de Paris. Lexique des noms de formation. Mém. B.R.G.M., n° 103, p. 467.
- BOUYSSE P. et HORN R. (1972). La géologie du plateau continental autour du Massif armoricain. Bull. B.R.G.M., 2° sér., sect. IV, n° 2, p. 3-17, 2 fig.
- 10) CALATAYUD P. (1981). Alluvionnement argileux dans deux bassins versants du Nord de la France. D.E.A. Lille, 51 p. ronéot.
- 11) CRASQUIN S. (1982). Répartition des ostracodes dans le Viséen du Boulonnais et de l'Avesnois (Nord de la France). D.E.A. Lille, 50 p. ronéot.

- 12) DEBRABANT P. et FOULON J. (1979). Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. Oceanologica acta, 2, 4, p. 469-476.
- DECONINCK J.F. (1982). Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral boulonnais. D.E.A. Lille, 55 p. ronéot.
- 14) DESPRAIRIES A. (1982). Relation entre le paramètre D des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application à l'étude des sédiments. Clay minerals (sous presse).
- 15) HALLAM A. et SELLWOOD D.W. (1976). Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. J. Geol., 81, p. 301-321.
- 16) HEYBROEK P. (1975). On the structure of the Dutch part of Central North Sea Graben. In Petroleum and the continental shelf of the North West Europe, vol. 1, Applied Science Publ. L.T.D., p. 339-349, 10 fig.
- 17) KENT P.E. (1975). The tectonic development of Great Britain and the surrounding seas. *In* Petroleum and the continental shelf of the North West Europe, vol. 1, *Applied Science Publ. L.T.D.*, p. 3-28, 16 fig.

- 18) LARSEN G. et CHILLINGAR G.V. (1967). Diagenesis in sediments. Elsevier Publ. Comp., 551 p.
- 19) LEROUX E. et PRUVOST P. (1935). Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. Ann. Soc. géol. Nord, t. LX, p. 70-99, 3 fig. 1 pl.
- 20) LUCAS (1962). La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., 23, 202 p.
- 21) ODIN G.S. (1975). Les glauconies: constitution, formation, âge. Thèse Doct. Etat. Univ. P. et M. Curie, Paris, 245 p.
- 22) PAQUET H. (1970). Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., 30, 206 p.
- 23) PIN'TA M. (1971). Spectrométrie d'absorption atomique. 1 et 2, Edit. Masson.
- 24) PRUVOST P. (1925). Les subdivisions du Portlandien boulonnais d'après les ammonites. Ann. Soc. géol. Nord, t. XLIX, p. 187-215.

SOMMAIRE

Tome Cli

1982

3^{me} trimestre

	pages
P.R. RACHEBŒUF. — Révision des syntypes de <i>Chonetes nana</i> Verneuil, 1845 (Chonetacea, Brachiopoda)	129
L. VOISIN. — Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale	135
J.F. DECONINCK, H. CHAMLEY, P. DEBRABANT et J.P. COLBEAUX. Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie	145
F. MEILLIEZ. — Analyse de la déformation et évaluation des textures sédimentaire et tectonique dans le Poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne (France)	153
A. BEUGNIES. — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont	165
H. MAILLOT, M. DEBEY, F. DI COLA, P. REMY, C. VERWEIRDE et F. MEILLIEZ. — Prospection géophysique appliquée à la reconnaissance de gisements de matériaux sur le plateau de Rocroi (Ardennes)	. 175
J. PILLET et M. WATERLOT. — Découverte d'une nouvelle espèce de <u>Trilobite</u> (Homalonotidae) dans les grès de Vireux (Ardennes, France)	183

© 1983 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteur.

Imprimé en France (Printed in France)