



Excursion géologique dans le Jurassique supérieur du Boulonnais

Samedi 14 Avril 2012

J.F. DECONINCK



Excursion géologique dans le Jurassique supérieur du Boulonnais



Société Géologique du Nord.

Samedi 14 Avril 2012

Arrêt n° 1 : Pointe de la Crèche

*Explications générales et panorama sur l'ensemble
de la série du Kimméridgien et du Tithonien*

Au Jurassique supérieur, les dépôts sédimentaires visibles en falaises littorales dans le Bas-Boulonnais se sont formés en bordure du **Massif Londres-Brabant**. Ce massif faisait partie d'un ensemble de grandes îles (Fig. 1) correspondant aux actuels massifs hercyniens (Massif Central, Massif Armoricain, Cornouailles, Meseta ibérique...).



Fig. 1. Carte paléogéographique au Jurassique supérieur (d'après Blakey)

Les dépôts du Kimméridgien et du Tithonien du Nord-Ouest de l'Europe sont bien connus notamment par la « **Kimmeridge Clay Formation** » qui affleure dans le Dorset au Sud de l'Angleterre. Cette formation, majoritairement composée d'argiles noires, présente des intervalles riches en matière organique (MO) et constitue **une des principales roches-mères des gisements d'hydrocarbures de Mer du Nord**. Ces argiles noires déposées en milieu relativement profond (offshore inférieur principalement) constituent une succession sédimentaire relativement monotone. En revanche, les dépôts contemporains de Haute-Normandie et surtout du Boulonnais se sont formés en milieu plus proximal, en bordure du massif Londres-Brabant (Proust *et al.*, 1995). Ils présentent de fait une beaucoup plus grande variabilité lithologique (argiles, calcaires, grès). Celle-ci reflète, au gré des variations du niveau marin et des événements tectoniques qui ont affecté le massif Londres-Brabant, des

changements d'environnement de dépôts qui vont des **faciès d'offshore inférieur** à des environnements de **shoreface**, voire jusqu'à l'émergence (Proust *et al.*, 1995). Le schéma ci-dessous permet de replacer en milieu littoral les différents environnements de dépôts.

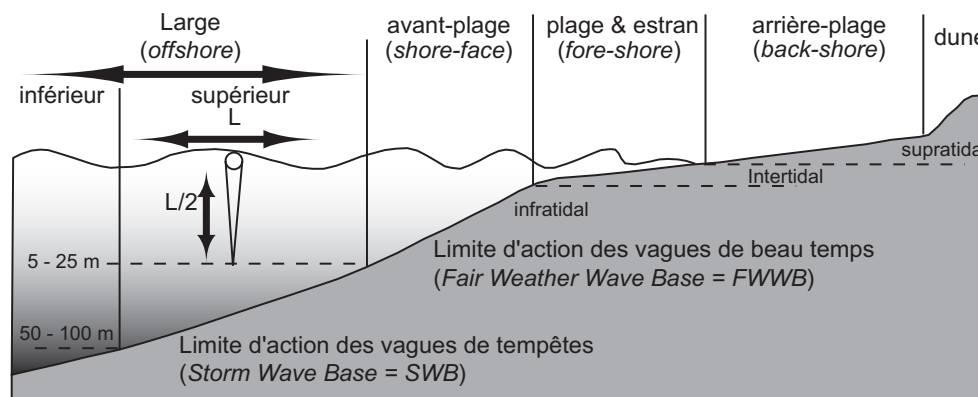


Fig. 2. Zonation sédimentaire en milieu littoral (In Chamley & Deconinck 2011, Bases de Sédimentologie, 3^{ème} édition, Dunod)

La succession sédimentaire du Jurassique supérieur du Boulonnais comprend plusieurs **formations** = ensemble de couches de nature voisine repérables et cartographiables à l'échelle régionale.

La série stratigraphique est datée grâce à la présence d'**ammonites**. Une biozonation précise a pu être établie. Plusieurs zones d'ammonites sont ainsi distinguées, 5 dans le Kimméridgien, 13 dans le Tithonien.

Kimmeridgian					Tithonian										Zones		
Baylei	Cymodoce	Mirabilis	Eudoxus	Autissiodorensis	Gigas-Elegans	Schulius	Wlenteyensis	Hudlestoni	Pectinatus	Pallasioides	Rotunda	Fittoni	Albani	Glaucolithus		Olusensis	Kerberus
NORMANDY					BOULONNAIS										Purbeckian facies		
					gap												

Fig. 3. Zone d'ammonites (domaine boréal du Kimméridgien et du Tithonien)

La série Kimméridgienne du Boulonnais débute par des formations qui ne sont pas visibles en falaises, mais qui ont pu être observées dans les années 90 à l'occasion de travaux autoroutiers. La série stratigraphique débute avec l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé (environ 10m). Il s'agit de calcaires blancs oolithiques en gros bancs (Bonte, 1969) attribuables d'un point de vue biostratigraphique aux zones à *Baylei* et *Cymodoce*. La succession se poursuit par les Caillasses d'Hesdigneul, constituée de 5 à 7m de calcaires marneux bioturbés puis par les Calcaires de Brecquerecque. Cette formation est constituée d'une alternance de bancs micritiques et de marnes. Caillasses d'Hesdigneul et Calcaires de Brecquerecque, sont attribuables à la zone à *Cymodoce*. Les calcaires de Brecquerecque sont surmontés par les **Argiles du Moulin Wibert**. La base de cette formation, visible à la fin des années 90 grâce aux travaux autoroutiers est essentiellement constituée d'argiles noires comportant 10 à 20% de CaCO₃. Le sommet de la formation (environ 20 mètres) est en revanche visible au cœur de l'**anticlinal de la Crèche** au Nord de Boulogne (Fig. 4).

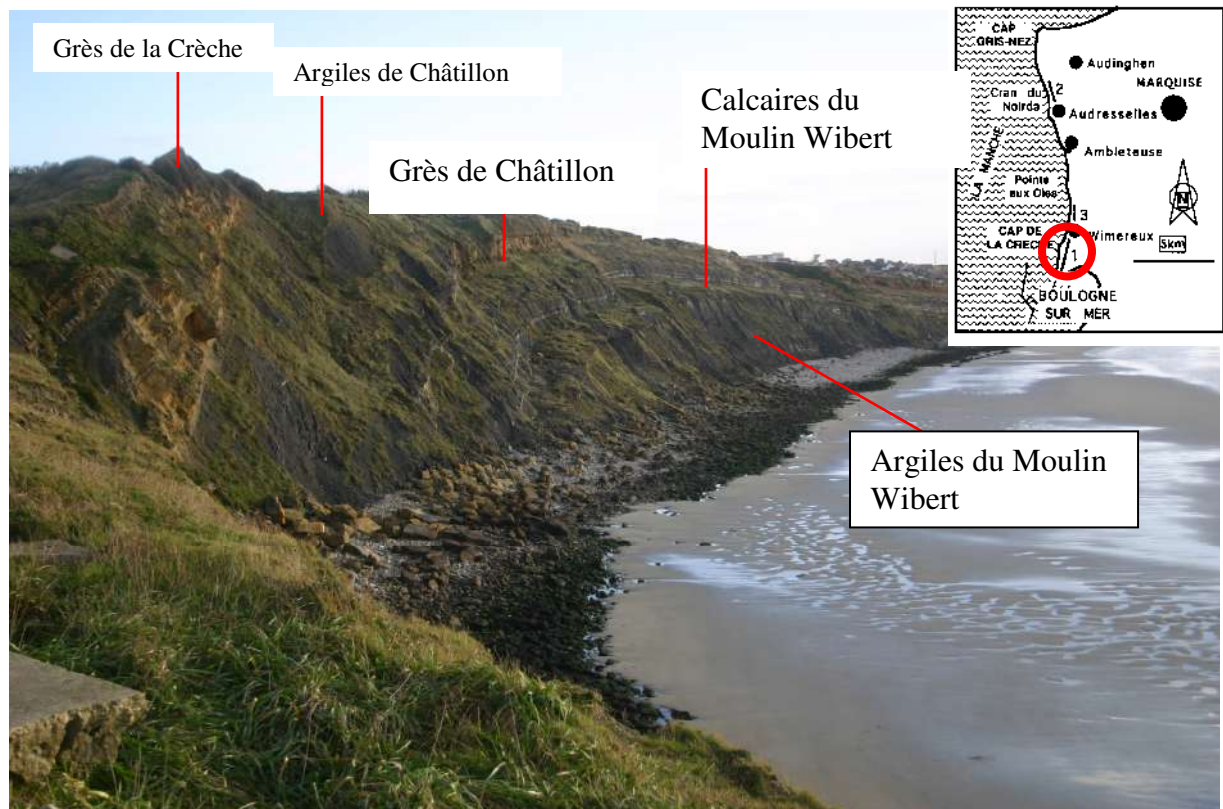


Fig. 4. Panorama depuis la Pointe de la Crèche (vers le Sud) sur l'anticlinal de la Crèche

Il s'agit là encore d'argiles noires occasionnellement pyriteuses et glauconieuses présentant des bancs de lumachelles à *Nanogyra virgula*. D'un point de vue biostratigraphique, la base de la formation est attribuable à la **zone à *Mutabilis***. Au niveau de l'anticlinal de la Crèche, seul le dernier mètre de sédiments correspondant à cette zone d'ammonite est visible, le reste de la formation est daté de la **zone à *Eudoxus*** (sous-zone à *Orthocera*, Herbin *et al.*, 1995). La base des Argiles du Moulin Wibert contient une quantité relativement importante de matière organique, avec des teneurs en carbone organique total qui atteignent 4%. Plus haut dans cette formation, les teneurs en MO beaucoup plus faibles ne dépassent pas 1%. Les assemblages argileux sont majoritairement constitués d'illite, d'interstratifiés illite-smectite et de kaolinite. Dans la moitié supérieure de la formation, les proportions de smectite augmentent progressivement et au sommet de la formation, alors que les argiles deviennent de plus en plus silteuses, la fraction argileuse devient essentiellement smectitique.

Les deux derniers mètres des Argiles du Moulin Wibert s'enrichissent significativement en silt et en sable avant le passage au **Sables et Grès de Connincthun**, formation épaisse de quelques mètres mais qui affleure mal au niveau de l'anticlinal de la Crèche entre Boulogne-sur-mer et la Pointe de la Crèche. On repère principalement un banc grésoglaucconieux à ciment carbonaté et grains de quartz polycristallins mal classés et rares feldspaths plagioclases. La faune comprend des trigonies et de rares oursins. Aucune ammonite n'a été trouvée dans cette formation, mais elle est attribuée à la zone à Eudoxus, puisque les **Calcaires du Moulin Wibert** sus-jacents dans lesquels les ammonites sont fréquentes appartiennent à la sous-zone à *Caletanum*, deuxième sous-zone de la **zone à**

Eudoxus (Herbin *et al.*, 1995). Les Calcaires du Moulin Wibert, épais d'environ 15m, sont constitués de nombreux bancs calcaires micritiques et de lumachelles à *Nanogyra virgula* séparés par des intervalles de marnes noires plus ou moins silteuses. Le sommet des Calcaires du Moulin Wibert passe progressivement à des marnes sableuses puis aux **Sables et Grès de Châtillon**, attribués à la sous-zone à *Contejeani* (dernière sous-zone de la zone à *Eudoxus*).

Au dessus des Grès de Châtillon, dont l'épaisseur ne dépasse pas 6m, viennent les **Argiles de Châtillon** dont l'épaisseur atteint 29m à la Pointe de la Crèche. Le passage des Grès aux Argiles de Châtillon est particulièrement bien exposé le long des falaises situées au Nord d'Audresselles au Cran du Noirda (**Arrêt n° 2**).

Les sables et grès passent brutalement à un banc carbonaté décimétrique d'aspect noduleux et contenant des débris coquilliers ainsi que des fragments de bois flottés. Les Argiles de Châtillon apparemment homogènes présentent en réalité une assez grande variabilité de faciès entre des argiles massives plus ou moins foncées, des argiles noires feuilletées et des argiles particulièrement plastiques en partie responsables des **glissements de terrains** qui affectent les falaises (Debrabant *et al.*, 1994). Au sein de ces argiles, on trouve quelques bancs carbonatés de lumachelles à *Nanogyra*, probablement mis en place sous l'influence de courants de tempêtes (Fürsich & Oschmann, 1986), des plaquettes gréseuses discontinues plus grossières et des bancs carbonatés noduleux d'origine diagénétique. D'un point de vue biostratigraphique, cette partie de la série sédimentaire a fait l'objet d'une analyse détaillée (Geysant *et al.*, 1993 ; Herbin *et al.*, 1995). La partie inférieure de la formation est attribuée à la sous-zone à *Autissiodorensis* (première sous-zone de la zone à *Autissiodorensis*). La partie supérieure est attribuée à la zone à *Gigas-Elegans*, première zone d'ammonite du Tithonien. La limite Kimméridgien/Tithonien se situe donc au sein des Argiles de Châtillon. Cette limite est bien visible au Nord du Cran du Noirda. Elle est marquée par un banc pluri-décimétrique de calcaire gréseux, surmonté par des plaquettes lumachelliques à nombreux éléments phosphatés, elles-mêmes surmontées par des argiles noires feuilletées à plaquettes gréseuses discontinues (Geysant *et al.*, 1993). Notons qu'une lacune est probable, car aucun indice de la présence de faune de la sous-zone à *Irius* (seconde sous-zone de la zone à *Autissiodorensis*) n'a pu être mis en évidence.

Les **Grès de la Crèche** (15 à 20m), traditionnellement subdivisés en Grès de la Crèche inférieur et Grès de la Crèche supérieur séparés par les Marnes Intercalaires, surmontent les Argiles de Châtillon et constituent l'ossature des falaises du Boulonnais. Ils sont reconnaissables à leurs gros bancs présentant de nombreuses stratifications obliques et une intense bioturbation. Par ailleurs, leur débit en boules lié à une cimentation par de la calcite pœcilitique formée sous l'influence d'eaux météoriques (Al-Ramadan *et al.*, 2005) est tout à fait caractéristique. Il s'agit généralement de grès fins à grains de quartz bien classés légèrement glauconieux et à ciment carbonaté. On y trouve fréquemment des accumulations bioclastiques dominées par les trigonies. Ces grès affleurent particulièrement bien et sont facilement accessibles de part et d'autre de la Pointe de la Crèche. D'un point de vue biostratigraphique, les Grès de la Crèche sont attribués à la zone à *Gigas* (Herbin *et al.*, 1995).

Au Nord de la Pointe de la Crèche, en se dirigeant vers Wimereux, on observe le passage assez brutal aux **Argiles de la Crèche** (autrefois appelée Argiles à *Anomia laevigata*, Bonte, 1969). Cette formation d'environ 8 mètres d'épaisseur est essentiellement argileuse. Il s'agit d'argiles noires plus ou moins plastiques et localement feuilletées. A la base, au contact des Grès de la Crèche, on note toutefois un intervalle décimétrique plus silteux et au sommet on remarque un enrichissement progressif en dépôts millimétriques bioclastiques puis en plaquettes gréseuses discontinues. Par ailleurs, cette formation essentiellement argileuse est coiffée par un horizon phosphaté comprenant des nodules centimétriques de phosphates

correspondant le plus souvent à des bioclastes roulés et épigénisés. Ce niveau appelé P1 (ou niveau phosphaté de la Rochette) qui contient aussi des galets centimétriques de quartz, est clairement visible notamment au Nord de Wimereux, précisément en se dirigeant vers la Pointe de la Rochette. Les Argiles de la Crèche (Fig. 5A et B) contiennent à la base *Pectinatites* sp. qui ne permet pas de fournir une attribution stratigraphique précise. En revanche, le niveau phosphaté P1 contient des ammonites qu'il est possible de rattacher à la zone à *Wheatleyensis* (Pruvost, 1925 ; Herbin *et al.*, 1995). Geysant *et al.* (1993) suggèrent que les Argiles de la Crèche pourraient appartenir à la zone à *Scitulus pro parte* et à la zone à *Wheatleyensis*.

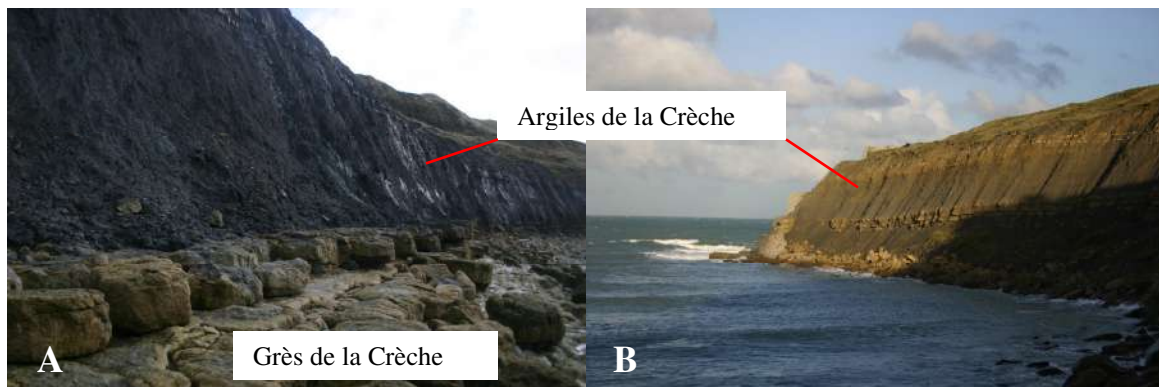


Fig. 5. A. Passage brutal des Grès de la Crèche aux Argiles de la Crèche. B. Face sud de la Pointe de la Crèche montrant l'ensemble des Argiles de la Crèche et les Bancs jumeaux.

Au dessus du niveau P1, on trouve les **Bancs jumeaux**. Il s'agit de deux bancs carbonatés micritiques fortement bioturbés. Au Nord de Wimereux, cette formation comporte trois bancs carbonatés en raison probablement du développement d'un banc intercalaire noduleux d'origine diagénétique. Le sommet de cette formation se caractérise par un deuxième niveau phosphaté, P2 dépourvu d'ammonites. Celles-ci ne sont présentes que dans les **Argiles de Wimereux** sus-jacentes (autrefois appelées Marnes à *Exogyra dubiensis*, Bonte, 1969). Ces ammonites indiquent la zone à *Pallasioides*. Les zones d'ammonites à *Hudlestoni* et *Pectinatus* ne sont donc pas représentées dans le Boulonnais en raison de l'importante condensation de la série matérialisée par les niveaux phosphatés P1 et P2.

Par rapport aux Argiles de la Crèche, les Argiles de Wimereux sont nettement plus silteuses et glauconieuses. Leur partie moyenne est soulignée par un banc carbonaté facilement repérable correspondant au banc à *Lima bononiensis*.

Au sommet des Argiles de Wimereux, un troisième niveau phosphaté est présent, il s'agit du niveau phosphaté de la Tour de Croï (P3) avant le passage à l'**Assise de Croï**. Cette formation, autrefois appelée Marnes et Calcaires à *Ostrea expansa* (Bonte, 1969) comporte des ammonites des zones à *Albani*, *Glaucolithus* et *Okusensis pro parte* (Townson & Wimbledon, 1979). Elle affleure particulièrement bien immédiatement au Sud de Wimereux ainsi qu'au Sud de la Pointe aux Oies. Cette formation se caractérise par une alternance de bancs calcaires noduleux et de marnes silteuses et glauconieuses. Epaisse seulement d'une dizaine de mètres, la série présente plusieurs indices de condensation, notamment la fréquence des processus de nodulisation, la présence de grains phosphatés et de glauconie dont les grains verts foncés sont minéralogiquement très évolués (Deconinck, 1982). Enfin cette formation peu épaisse couvre plusieurs zones d'ammonites.

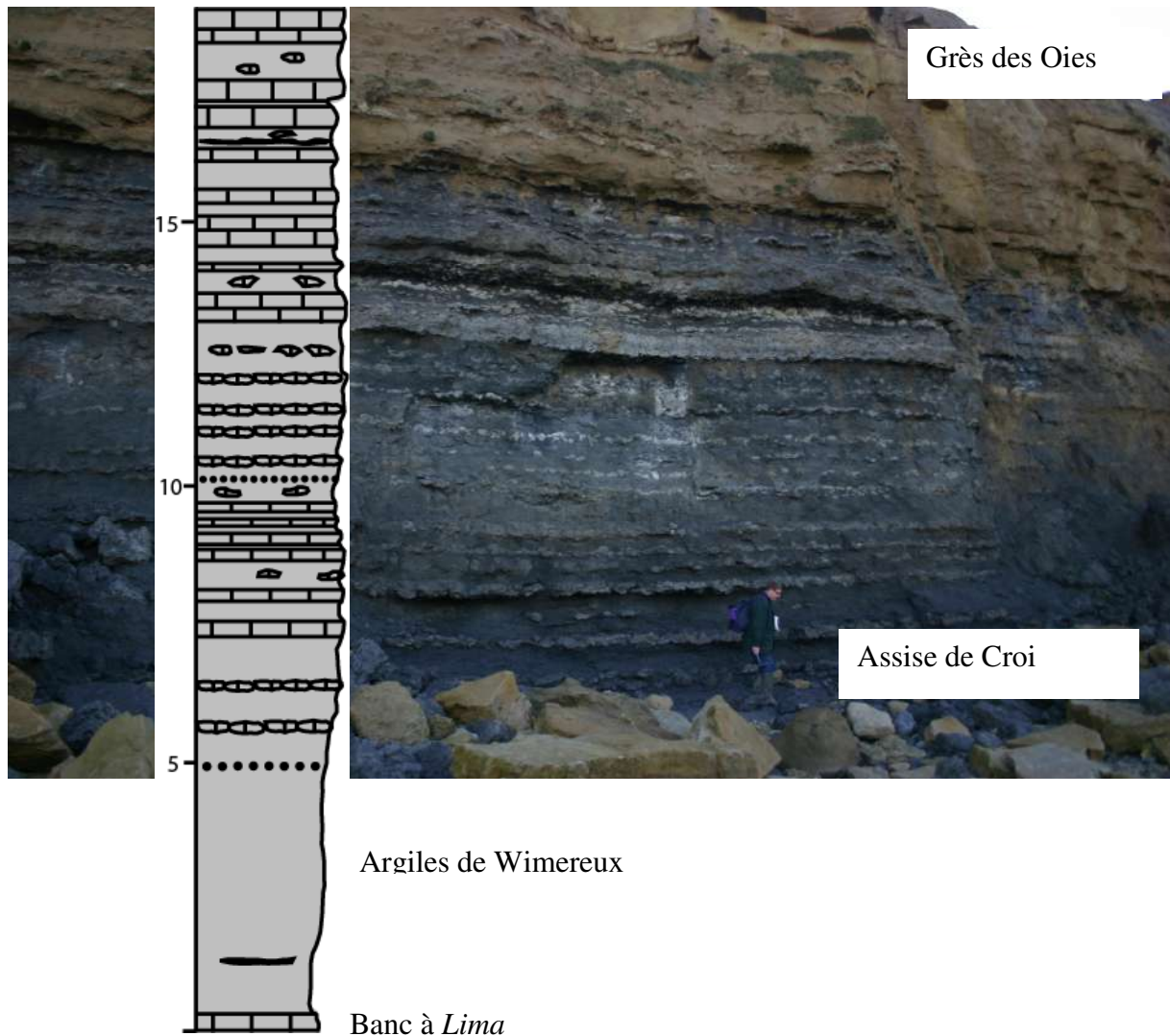


Fig. 6. Assise de Croï et Grès des Oies entre Wimereux et la Pointe de la Crèche.

L'Assise de Croï est surmontée par les Grès des Oies rattachés *pro parte* à la zone à *Okusensis* et à la zone à *Kerberus*. Il s'agit de grès fins à ciment carbonaté renfermant de nombreux lamellibranches (*Cardium* et *Trigonia* en particulier).

Cette série sédimentaire très diversifiée et entièrement marine s'achève par les **faciès purbeckiens**. Ils sont facilement accessibles à la Pointe aux Oies (**Arrêt n° 3**), et présents en sommet de falaise et observables en éboulis immédiatement au Sud de Wimereux. Les faciès purbeckiens présentent une grande variabilité latérale. Au sud de Wimereux, on trouve fréquemment des calcaires en « choux-fleur » qui correspondent à des **bioconstructions stromatolithiques** et des lumachelles à *Anisocardia socialis*, petits lamellibranches qui devaient pulluler dans un milieu de salinité anormale. A la Pointe aux Oies, la succession sédimentaire singulière des faciès purbeckiens a été détaillée récemment par Deconinck *et al.* (2000) et Schnyder *et al.* (2005). Elle consiste principalement en faciès conglomératiques qui sont particulièrement développés à la Pointe de la Rochette (où ils forment le **conglomérat de la Rochette**), accumulation de bois flottés et bioconstructions stromatolithiques.

Arrêt n° 2 : Le Cran du Noirda

Cet arrêt situé immédiatement au Nord d'Audresselles (et pourvu d'un petit parking), permet de mener une analyse sédimentologique détaillée des Grès de Châtillon et des Argiles de Châtillon. Il permet par ailleurs d'aborder quelques notions élémentaires d'analyse séquentielle.

La très grande variabilité lithologique décrite ci-dessus reflète de fréquents changements d'environnements de dépôts et en particulier des variations significatives de la tranche d'eau qui peuvent résulter soit de variations du niveau marin, soit de mouvements tectoniques ayant affecté le massif Londres-Brabant.

De manière très simplifiée on distingue 2 principaux faciès caractéristiques d'environnement allant du **shoreface** à l'**offshore inférieur**.

Les environnements de shoreface sont représentés par les ensembles gréseux : Grès de Connincthun, Grès de Châtillon, Grès de la Crèche et Grès des Oies. Immédiatement situés au Nord du Cran du Noirda (Fig. 7), les affleurements des Grès de Châtillon sont remarquables notamment par la diversité des figures et structures sédimentaires et par la diversité de la bioturbation (Fig. 8). Ils constituent un outil pédagogique exceptionnel d'autant que certaines figures sédimentaires identiques sont observables sur la plage à marée basse dans les dépôts actuels immédiatement adjacents.



Fig. 7. Affleurement du Cran du Noirda permettant d'observer les Grès de Châtillon et la partie basale des Argiles de Châtillon.

Rides de houle



Stratifications entrecroisées

Galets mous



Quelques

traces de

bioturbations



Fig. 8. Quelques figures sédimentaires et traces de bioturbations observables dans les Grès de Châtillon

En se déplaçant vers le Nord, on passe d'abord une petite **faille** bien visible, puis la falaise nous offre une coupe des Argiles de Châtillon couronnées par les Grès de la Crèche (Fig. 9 A). Les environnements les plus profonds d'offshore sont représentés par des argiles noires, plus ou moins feuilletées et riches en matière organique. Les Argiles de Châtillon présentent dans le détail des faciès variés, argiles compactes, argiles feuilletées, argiles grises particulièrement plastiques et des bancs carbonatés dont certains ont une origine

diagénétique. Certaines argiles sont à l'origine de glissements en masse particulièrement bien observables.

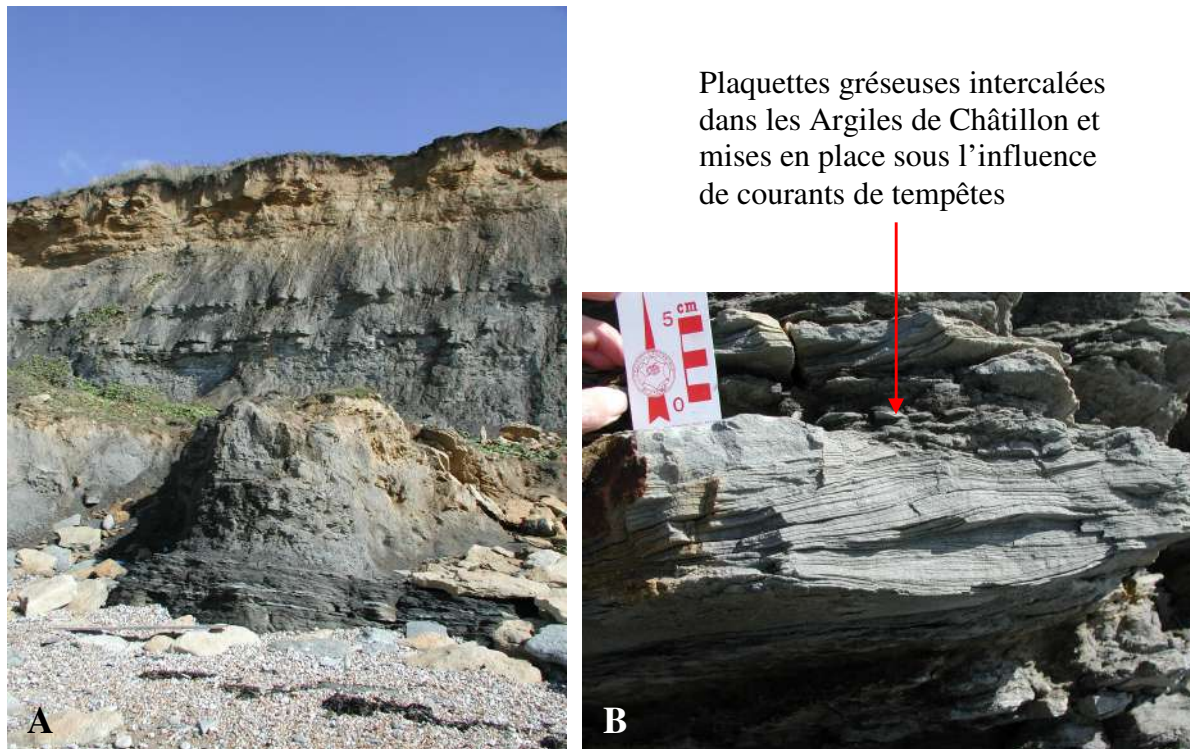


Fig. 9. A. Les Argiles de Châtillon et les Grès de la Crèche au Nord d'Audresselles. B. Tempestites au sein des Argiles feuilletées de Châtillon.

Au sein de ces argiles riches en matière organique peuvent s'intercaler des plaquettes gréseuses décimétriques à pluri-décimétriques plus ou moins continues (Fig. 9B), dont certaines présentent des HCS. Ces plaquettes gréseuses matérialisent l'influence de tempêtes.

La succession Grès de Châtillon – Argile de Châtillon – Grès de la Crèche permet de matérialiser un cycle de variation du niveau marin. **Les formations gréseuses** se sont toutes deux déposées sous une faible tranche d'eau, **au dessus de la limite d'action des vagues de beau temps**, alors que les **Argiles de Châtillon** se sont déposées à plus grande profondeur, **sous la limite d'action des vagues de beau temps, voire sous l'action des vagues de tempêtes**. Ceci permet de proposer une courbe de variation de la paléoprofondeur (Fig. 10).

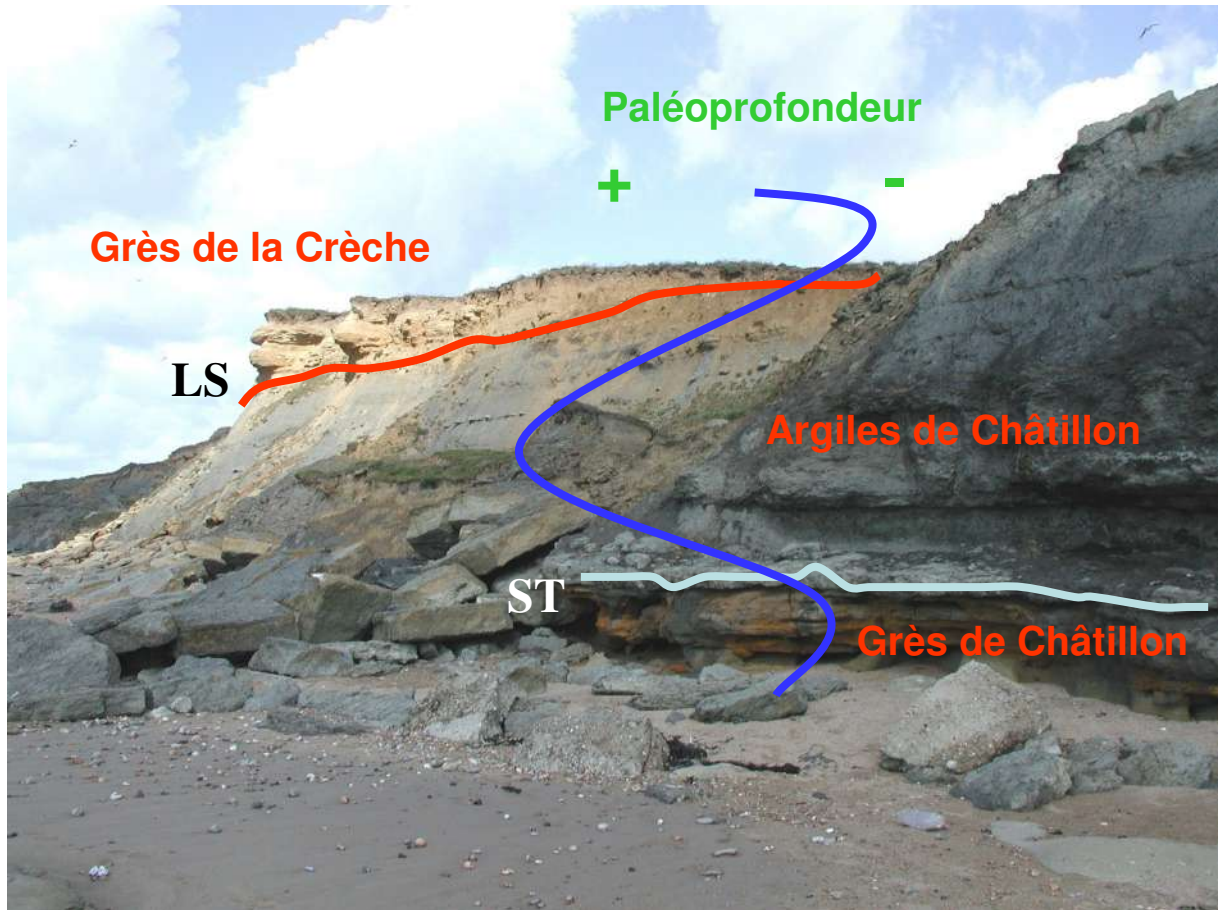


Fig. 10. Interprétation séquentielle simplifiée de la succession sédimentaire au Cran du Noirda. ST = surface de transgression, LS = limite de séquence.

Arrêt n° 3 : La Pointe aux Oies

Cet arrêt entre Wimereux et Ambleuse permet d'observer le sommet du Tithonien et les faciès purbeckiens.

Les **faciès purbeckiens** dont les coupes de référence se situent dans le Dorset, au Sud de l'Angleterre, affleurent dans le Boulonnais, d'une part à la Pointe aux Oies où ils sont facilement accessibles (Fig. 11), et d'autre part en sommet de falaise entre Wimereux et la Pointe de la Crèche. A cet endroit, ils ne sont observables qu'en éboulis. Le **Poudingue de la Rochette** qui affleure à la Pointe de la Rochette au Nord de Wimereux se rattache probablement à ces faciès particuliers (Deconinck *et al.*, 2000).

Le Tithonien se termine par les Grès des Oies qui contiennent des ammonites de la zone à *Kerberus*. Au sommet de cette formation, on note la présence d'un banc dont le toit est caractérisé par des ondulations plurimétriques (Fig. 12 et 13 A) et par la présence de **placages de galets** tout à fait comparables à ceux du Poudingue de la Rochette. Ce banc est surmonté par environ 50 cm d'argiles présentant des **nombreux débris de bois** pluridécimétriques voire métriques (Fig. 13 B) et contenant des galets –dont certains provenant des terrains paléozoïques– ainsi que des éléments bioclastiques de mollusques, des dents de poissons et des charophytes (Deconinck *et al.*, 2000). Ce dépôt est lui-même surmonté par des argiles silteuses verdâtres et par des **bioconstructions stromatolithiques** (Calcaires en « choux

fleur » des auteurs). Cette succession présente une grande variabilité latérale, la plus spectaculaire étant l'important développement des faciès conglomératiques vers le Sud au niveau de la Pointe de la Rochette. L'analyse détaillée de l'affleurement de la Pointe aux Oies révèle l'existence de structures sédimentaires qui s'apparentent à celles observables dans des dépôts actuels après le passage d'un tsunami (Schnyder *et al.*, 2005). Par ailleurs, les accumulations ligneuses, le mélange de faunes et flores continentales et marines ainsi que la grande variabilité latérale des dépôts constituent autant de caractéristiques des **dépôts liés à un tsunami**. Ces observations nous ont donc conduits (Deconinck *et al.*, 2000 ; Schnyder *et al.*, 2005) à interpréter les dépôts purbeckiens de la Pointe aux Oies comme ayant enregistré un tsunami très probablement consécutif à un séisme. Nous avons également proposé une hypothèse alternative avec un tsunami consécutif à l'impact en mer d'un astéroïde à l'origine du cratère de Mjøltnir daté approximativement de la limite Jurassique-Crétacé (Dypvik *et al.*, 1996). Une succession sédimentaire comparable a été décrite au Sud de la Suède (Vajda & Wigforss-Lange 2006), ce qui tendrait à conforter cette hypothèse. En revanche, la recherche de marqueurs d'impact (quartz choqués, spinelles nickelifères) et d'une anomalie en iridium dans les faciès purbeckiens du Boulonnais et d'Angleterre s'est révélée infructueuse (Mac Donald *et al.*, 2006). Pour l'heure, cette hypothèse ne peut pas être totalement écartée mais aucun élément tangible ne permet de la confirmer.



Fig. 11. Vue générale de l'affleurement de la Pointe aux Oies

Bancs gréseux montant les grandes ondulations qui seraient liées au passage d'une vague de type tsunami

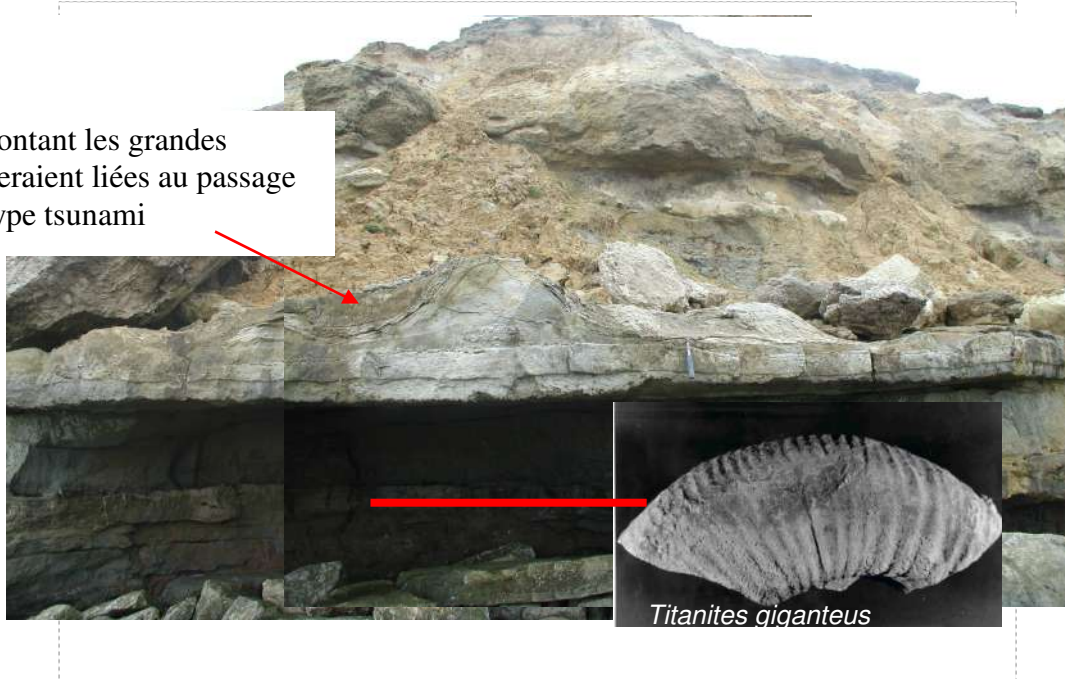
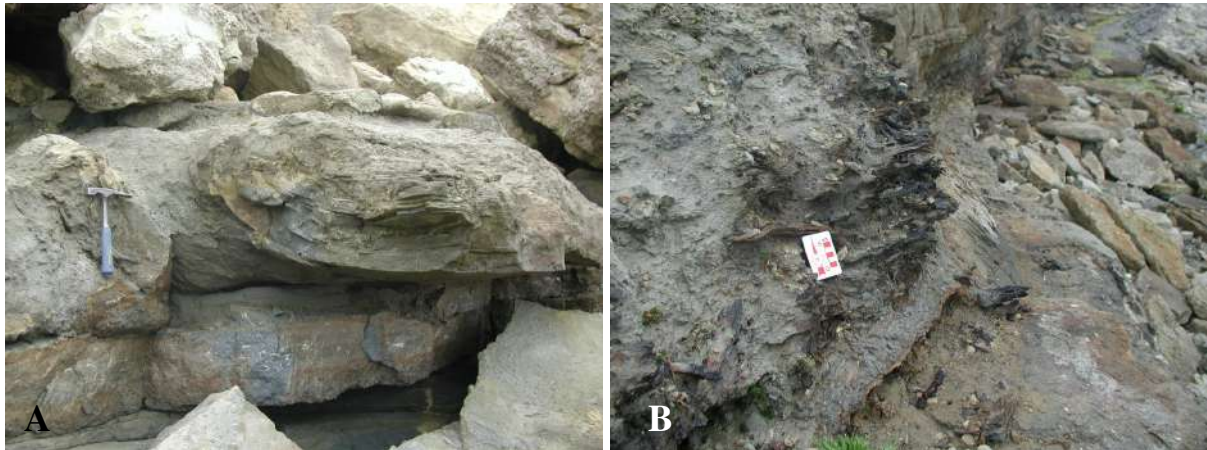


Fig. 12. La transition Tithonien/faciès purbeckiens montant notamment le banc gréseux affecté de grandes ondulations qui pourraient être liées au passage d'un tsunami.



**Fig. 13 A. Bancs gréseux contourné,
B. Accumulation de débris ligneux au sommet du banc ondulé.**

Bibliographie succincte

- AL-RAMADAN K., MORAD S., PROUST J.N & AL-AASM I. (2005). — Distribution of diagenetic alterations in siliciclastic shoreface deposits within a sequence stratigraphic framework : Evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France. *J. Sed. Res.* 75, 5, p. 943-959.
- BONTE A. (1969). — Le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 89, p. 23-46.
- DEBRABANT P., ADIDA B., PAINSET J., DECONINCK J.F. & RECOURT P. (1994). — Comportement géotechnique des Argiles de Châtillon (Kimméridgien/Tithonien du Bas-Boulonnais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 4, (2^{ème} série), p. 145-153.

- DECONINCK J.F. (1982). — Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral boulonnais. DEA, Univ. Lille 1, 55 p.
- DECONINCK J.F. & BAUDIN F. (2008). - Les dépôts du Kimméridgien et du Tithonien du Nord-Ouest du Bassin de Paris (Haute- Normandie, Boulonnais). *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. 15, p. 77-90
- DECONINCK J.F., BAUDIN F., & TRIBOVILLARD N. (2000). —The Purbeckian facies of the Boulonnais: a tsunami deposit hypothesis (Jurassic/Cretaceous boundary, Northern France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, p. 527-532.
- DECONINCK J.F., GEYSSANT J.R., J.N. PROUST & VIDIER J.P. (1996). — Sédimentologie et biostratigraphie des dépôts kimméridgiens du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. 3 fasc. 4 (2^{ème} série) p. 157 - 170.
- DYPVIK H., GUDLAUGSSON S.T., TSIKALAS F., ATTREP M. Jr., FERRELL Jr. R.E., KRINSLEY D.H., MORK A., FALEIDE J.L. & NAGY J. (1996). — Mjølner structure: an impact crater in the Barents sea, *Geology*, 24, p. 779-782.
- FÜRSICH F.T. & OSCHMANN W. (1986). — Storm shell beds of *Nanogyra virgula* in the Upper Jurassic of France. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, Stuttgart, 172, 2, p. 141-161.
- GEYSSANT J.R., VIDIER J.P., HERBIN J.P., PROUST J.N. & DECONINCK J.F. (1993). — Biostratigraphie et paléoenvironnement des couches de passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas de Calais): nouvelles données paléontologiques (ammonites) organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, 4, p. 11-24.
- HERBIN J.P., GEYSSANT J.R., EL ALBANI A., COLBEAUX J.P., DECONINCK J.F., FERNANDEZ-MARTINEZ J.L., PROUST J.N. & VIDIER J.P. (1995). — Sequence stratigraphy of source rocks applied to the study of the Kimmeridgian/Tithonian in the Northwest European shelf (Dorset/UK., Yorkshire/ UK. and Boulonnais/ France) *Mar. Petr. Geol.*, 12, 2, p. 177-194.
- MC DONALD I., IRVINE G.J., DE VOS E., GALA A.S. & REIMOLD W.U. (2006). — Geochemical search for impact signatures in possible impact-generated units associated with the Jurassic-Cretaceous Boundary in southern England and northern France. In *Biological Processes associated with impact events*, C. Cockell, I. Gilmour & C. Koeberl eds, Springer, p. 257-286.
- PROUST J.N., DECONINCK J.F., GEYSSANT J.R., HERBIN J.P. & VIDIER J.P. (1993). — Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, t. 316, II, p. 363-369.
- PROUST J.N., DECONINCK J.F., GEYSSANT J.R., HERBIN J.P. & VIDIER J.P. (1995). — A sequence analytical approach to the Late Kimmeridgian/Lower Tithonian storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. *Geologische Rundschau.*, 84, p. 255 - 271.
- PRUVOST P. (1925). — Les subdivisions du Portlandien boulonnais d'après les ammonites. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 49, p.187 – 215.
- SCHNYDER J., BAUDIN F. & DECONINCK J.F. (2005). — A possible tsunami deposit around the Jurassic-Cretaceous boundary in the Boulonnais area (North of France) *Sedimentary Geology* 17, 3-4, p. 209-227.
- TOWNSON W.G. & WIMBLEDON W.A. (1979). — The Portlandian strata of the Bas-Boulonnais, France. *Proc. Geol. Assoc. London*, 90, 1-2, p. 81-91.
- VAJDA V. & WIGFORSS-LANGE J. (2006). — The Jurassic-Cretaceous transition of Southern Sweden – palynological and sedimentological interpretation. *Progress in Natural Science*, 16, p. 31-38.