Géologie de la France, n° 4, 1993
pp. 11-24, 4 fig.

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 *

Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Kimmeridgian/Tithonian transition beds of the Boulonnais (Pas-de-Calais): new palaeontological data (ammonites), sequential organization and organic-matter content

Jeannine R. GEYSSANT [1], Jean-Pierre VIDIER [2], Jean-Paul HERBIN [3], Jean-Noël PROUST [4], Jean-François DECONINCK [4]

Mots-clés : Faune ammonites, Biostratigraphie, Kimméridgien, Tithonien, Stratigraphie séquentielle, Matière organique, Sédimentation marge continentale
Pas-de-Calais (Boulonnais)

Résumé

La biozonation par les ammonites, du Kimméridgien supérieur et du Tithonien affleurant dans les falaises du Boulonnais (Pas-de-Calais) est revue. De nouvelles récoltes d'ammonites et une étude sédimentologique détaillée de la formation des Argiles de Châtillon permettent de situer avec précision la limite Kimméridgien/Tithonien au sein de cette formation dans laquelle on distingue deux membres : l'inférieur appartient à la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Autissiodorensis) et le supérieur à la zone à Gigas-Elegans. Il y a lacune de la partie supérieure de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Irius) et peut-être aussi de la base de la zone à Gigas-Elegans. La zone à Autissiodorensis débute par un niveau transgressif surmontant une discontinuité. Le Tithonien (zone à Gigas-Elegans) débute également par un niveau transgressif surmontant une discontinuité correspondant au minimum à la lacune de la partie supérieure de la zone à Autissiodorensis. Les paléoenvironnements des dépôts correspondent à des milieux de rampe carbonatée homoclinale. Leur évolution de la base au sommet des Argiles de Châtillon reflètent les fluctuations du niveau marin et montrent la superposition de deux ensembles progradants pluriévénementiels correspondant aux deux membres de cette formation. La distribution de la matière organique est analysée et comparée avec celle des successions de même âge de Grande-Bretagne. Elle met en évidence la multiplicité des facteurs qui permettent son accumulation : physiographie, paléoprofondeur et climat. L'interprétation séquentielle et la distribution de la matière organique montrent l'influence des variations du niveau marin sur les peuplements d'ammonites : les formes subserpenticônes, d'origine subboréale, dominent lors des phases de remontée rapide du niveau marin relatif ; les formes globuleuses de la plate-forme ouest-européenne, les remplacent lorsque les paléoprofondeurs diminuent.

* Manuscrit reçu le 28 juillet 1993, accepté définitivement le 3 décembre 1993.
(1) Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Stratigraphie, 4 place Jussieu, T. 15-16, C. 117, 75252 Paris Cedex 05.
(2) Rue du Calvaire, P.N.82, 62137 Coulogne.
(3) Institut Français du Pétrole, 1-4 avenue de Bois-Préau, BP 311, 92506 Rueil-Malmaison Cedex.
(4) URA CNRS 719, Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

Abridged English Version

Introduction

A recent multiparametric approach based on biostratigraphy, analysis of organic matter and sequential interpretation was applied to the Upper Kimmeridgian/Tithonian deposits of the Boulonnais (northwestern France) (Herbin *et al.*, 1993a, 1994; Proust *et al.*, 1993b). The succession was studied along the 20-km long coastal-cliff section between Boulogne-sur-Mer and Cap Gris-Nez - Pointe de Courte-Dune (fig. 1). The deposits are a mixed siliciclastic/carbonate system with typical offshore sand bodies (Grès de Châtillon, Grès de la Crèche). They represent the most proximal facies of Kimmeridgian/Tithonian age exposed in northwestern Europe and are related to the vicinity of the London-Brabant Massif.

Biostratigraphy

The biostratigraphy of the section has been revised thanks to new ammonite finds, to the review of earlier mentioned and/or described ammonites, and to recent progress in Kimmeridgian and Tithonian biozonation (Cope, 1967, 1980; Hantzpergue, 1989). The whole section ranges from (fig. 2) Upper Kimmeridgian [Mutabilis Zone (Lallierianum Subzone), Eudoxus Zone (Orthocera, Caletanum, Contejeani subzones) and Autissiodorensis Zone] to Tithonian (Gigas-Elegans Zone to Kerberus Zone). At the top of the succession, lacustrine and lagoonal deposits correspond to the so-called « Purbeck Beds » in England.

Two sections in the Argiles de Châtillon Formation were investigated in detail (fig. 3), north of Audresselles (at Pointe du Nid de Corbet and at Cran aux Oeufs - Cran Barbier) (fig. 1). Previously, the Kimmeridgian/Tithonian boundary was not accurately located and thought to be at the top of the Argiles de Châtillon, or within this formation at an ill-defined level. The present study precisely locates the Kimmeridgian/Tithonian boundary in the middle of the formation (fig. 3). The Argiles de Châtillon may be divided in two parts :

1 – The Lower Member (8 m) is composed of massive, black, pyritic mudstone with biodetrital, decimetre-scale intercalations. At their base is a disconformity, and above are few centimetres of mudstone enclosing a rich ammonite fauna with common *Propectinatites* sp. and rarer *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.), *Aulacostephanus volgensis* (Vischn), *Tolvericeras (T.) murogense* Hantz., *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol). This fauna indicates the Autissiodorensis Zone (Autissiodorensis Subzone). Subboreal Perisphinctids (*Propectinatites*), known until now only from the English Autissiodorensis Zone, coexist with southern West-European Platform species (*Tolvericeras (T.) murogense, Aspidoceras*). The predominance of ammonites with a subserpenticone morphology is noteworthy, *e.g. Propectinatites* (evolute coiling, slow whorl-growing in height and thickness) in this level, interpreted as a transgressive bed overlying a discontinuity through facies analysis. Two limestone beds (15-20 cm each) are present in the middle of this member, the lower one with common *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol) showing a globulous morphology, very different from the subserpenticone ammonites of the base. At the top of the member, a sandy limestone bed (50 cm) contains *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.), *Gravesia lafauriana* Hantz., *Tolvericeras (T.)* n. sp., *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol) (Autissiodorensis Zone, Autissiodorensis Subzone). Ammonites with a globulous morphology, evolute and with thick whorls, are present whereas subserpenticone ammonites are missing. This lower member belongs to the Autissiodorensis Zone (Autissiodorensis Subzone).

2 – The Upper Member (11 to 15 m) consists of black shale with coquina beds. At its base is a disconformity, and above it are a few centimetres of phosphatic mudstone with common *Pectinatites (Arkellites)* sp., and *Propectinatites* sp. and rarer fragmentary *Gravesia* cf. *gigas* (Zieten). Ammonites with subserpenticone morphology predominate in this level interpreted as a transgressive bed. The shales of this upper member contains *Pectinatites (Arkellites) bleicheri* (Loriol) (subserpenticone morphology) whereas *Gravesia gigas* (globulous morphology) is common at the top of the Argiles de Châtillon. The Upper Member belongs to the Gigas-Elegans Zone, the basal zone of the Tithonian. The upper part of the Autissiodorensis Zone (Irius Subzone) is missing and perhaps also the basal part of the Gigas Zone (species such as *Tolvericeras (Pseudogravesia) hahni* Hantz. have not been found). The Kimmeridgian/Tithonian boundary is located within the Argiles de Châtillon at the boundary between the two members of this formation, and is represented by a hiatus and disconformity.

Depositional environments and sequential organization

The Kimmeridgian/Tithonian rocks of the Boulonnais were deposited in a homoclinal ramp setting (Proust *et al.*, 1993b). The main facies and inferred depositional palaeoenvironments from bottom to top are :

Grès de Châtillon (uppermost part)

Medium- to coarse-grained trough cross-bedded bioclastic sandstone with some mud couplets and bundles, interpreted as estuarine tidal sand waves. The transition toward the Argiles de Châtillon presents coarsening-upward, bioturbated sandy shale and sandy mudstone-wackestone, with some drift wood, phosphate and glauconite. It is interpreted as deepening-upward inner- to middle-ramp deposits in a lower shoreface environment. A ravinement surface separates them from the lower coarse-grained sandstone.

Argiles de Châtillon

Lower Member (beds 1 to 16). It begins with an ammonite-rich bed (n° 1). This Lower Member is composed of thickening and coarsening-upward decimetric alternations of dark-grey massive shale and hummocky cross-stratified (HCS) bioclastic mudstone-wackestone, truncated by a composite sandy limestone bed along a downward shift surface. The latter is reworked in its middle part by an erosion surface and at its top by a thoroughly bioturbated horizon, which indicates the maximum flooding surface hiatus. The Lower Member corresponds to middle-ramp deposits.

Upper Member (beds 17 to 21). It also begins with an ammonite-rich bed (n° 17) corresponding to a maximum palaeodepth. It consists of thickening and coarsening upward microlaminated organic-rich shale and HCS bioclastic sandy limestone, evolving from lower offshore to upper offshore palaeoenvironments (outer ramp). Its upper part is sharply truncated by a thicker limestone bed that predates deeper marine conditions.

Upper Member (beds 22 to 23). The rocks are very similar to those observed in the upper part of the Lower Member.

Upper Member (bed 24). Same facies as in the Lower Member. The upper part is enriched with sand, and wave-induced lenticular and flaser bedding, indicative of a strongly shallowing upward trend from storm-dominated middle-ramp to inner-ramp fair-weather wave-dominated deposits.

Grès de la Crèche (lower part)

Thick bedded, trough cross-bedded, thoroughly bioturbated, medium- to coarse-grained sandstone. The sharp basal contact with bed 24 is interpreted as a downward shift surface formed by the basinward shift of the wave base razor.

The palaeoenvironmental evolution through time shows two superposed progradational multi-event sequences each beginning with a transgressive event (beds 1, 17). Maximum flooding in the section is located at the base of the Upper Member and corresponds to outer ramp deposits.

Organic-matter distribution

The distribution of organic-matter was analysed. Two main organic-rich intervals exist in the whole section. The lower and richer one is in the Argiles de Châtillon, and the upper one in the Argiles de la Crèche (Herbin *et al.*, 1993a, 1994).

In the Argiles de Châtillon, the organic matter content is varied through the section (fig. 4). At the base of the Autissiodorensis Zone, just above the disconformity, the TOC reaches 3 to 7 % with hydrogen indices typical of type II origin (IH up to 600 mg HC/g TOC). But, this thin accumulation (20 cm) abruptly disappears upsection with the TOC content falling to 2 % on average, after which the TOC content shows a progressive upward decrease to less than 1 %. The Lower Member of the Argiles de Châtillon belonging to the Autissiodorensis Zone is consequently characterized by a general loss in quantity (TOC petroleum potential) and quality of organic matter. In the Upper Member of the Argiles de Châtillon, corresponding to the Gigas-Elegans Zone, the distribution of organic matter shows a gaussian distribution, with a positive trend up to maximum enrichment of about 9 % TOC, extending over 5 m, then a large trend with a minimum toward the base of the Grès de la Crèche spreads over about 10 m.

The environment of the Argiles de Châtillon generally corresponds to a shallow shelf below the storm-wave base, with low general energy conditions and evidence of high-energy environments corresponding to the shell beds (Fürsich and Oschmann, 1986). Rare and thin distal storm beds occur in the strata with maximum organic content. More common and thicker beds generally occur in the parts of the succession containing little organic matter.

This organic-matter distribution may be compared with that of rock of the same age in Great Britain (basin zone). Similar enrichment occurs in the same stratigraphical interval, at the base of the Autissiodorensis Zone, in Dorset, Yorkshire (Herbin *et al.*, 1991, 1993a,b), Southern England and the Wash area (Gallois, 1979). They correspond in Great Britain to the top of the second organic-rich belt (Herbin *et al.*, 1993a, 1994), which occurs from the upper part of the Eudoxus Zone to the lower part of the Autissiodorensis Zone. In the Boulonnais, the top of the Eudoxus Zone corresponds to a proximal facies, too much oxygenazid and devoid of organic matter. As a result of the overal deepening, shown by the base of the Autissiodorensis Zone, the Boulonnais shelf was subjected to the same dysaerobic environment as Dorset and Yorkshire, and recovered the organic signal previously existing in the basin. However these last references to the second organic-rich belt very rapidly disappeared with time, both in the distal (Dorset, Yorkshire) and in the proximal areas (Boulonnais). Consequently, although the transgression was much greater during the Autissiodorensis Zone than during the Eudoxus Zone, the preservation of organic matter was less effective during the Autissiodorensis Zone, regardless of the palaeodepth in the basin as well as on the shelf.

In the Boulonnais, above the disconformity corresponding to the upper part of the Autissiodorensis Zone which is missing, the transgression still was a major event in the Gigas-Elegans Zone, with deposition of microlaminated organic shale corresponding to a deep ramp floor. This coincides with great accumulation of organic matter [third organic rich belt in Dorset and Yorkshire (Herbin *et al.*, 1993a, 1994)].

This variation in time of organic-matter content shows that several parameters, such as physiography, palaeodepth and also climate controled organic-matter quality and primary-productivity variations (Herbin *et al.*, 1993a, 1994).

Influence of palaeodepth on ammonite distribution

Confrontation of shell morphology in ammonite populations with relative sea-level fluctuations has become more common frequent these last years (El Hariri *et al.*, 1992; Hantzpergue, 1991, 1993; Marchand, 1993...). Ammonite populations in the Argiles de Châtillon shows a real correlation between palaeodepth and shell morphology. Within this formation, two major transgressive phases have been deduced from sedimentological study and the distribution of organic matter. The first, at the base of Argiles de Châtillon, corresponds to the beginning of the Autissiodorensis Zone; the second one at the base of the second member, corresponds to the lower part of the Gigas-Elegans Zone. In both levels ammonites with subserpenticone shells dominate (*Propectinatites* then *Propectinatites* and *Pectinatites*) (fig. 3). They originated from subboreal seas, particularly from Dorset, into the basin axis where they are abundant and diversified. Above these transgressive levels, palaeodepth decreases and West-European platform ammonites with globulous morphology (*Aspidoceras, Gravesia*) replaced the former ones. Subboreal species with subserpenticone morphology invaded the West-European Platform during transgressive phases, but became rarer when palaeodepth conditions became unfavourable for them (Geyssant, 1993).

Introduction

Le Kimméridgien-Tithonien du Boulonnais a fait l'objet d'études récentes, à l'initiative de l'Institut Français du Pétrole pour comparer sa richesse en matière organique avec celle des niveaux de même âge du Dorset (Gallois, 1979) et Yorkshire (Herbin *et al.*, 1991, 1993b). Les argiles du Kimméridgien-Tithonien jouent en effet un rôle important dans la genèse des hydrocarbures en Mer du Nord. Cette comparaison a permis de souligner les facteurs favorables à l'accumulation de matière organique (Herbin *et al.*, 1993a, 1994).

Afin de dater les enrichissements en matière organique de ces niveaux dans le Boulonnais et de les corréler avec ceux du Dorset et du Yorkshire, une étude biostratigraphique a été entreprise. La biozonation des diverses formations est basée sur les faunes d'ammonites. L'étude d'autres groupes zoologiques (ostracodes, foraminifères, bivalves, échinides...), dans des publications antérieures (Kandel, 1969 ; Barnard et Shipp, 1981 ; Oschmann,1985 ; Wignall, 1990...), a apporté des informations sur les conditions paléoécologiques ou sédimentologiques des dépôts mais a été infructueuse pour se substituer aux ammonites dans le découpage biostratigraphique de cette série. Les récoltes récentes d'ammonites faites dans le cadre de cette étude, ont permis de préciser le découpage biostratigraphique de la série, de situer la limite Kimméridgien/Tithonien et enfin de confronter les variations des peuplements d'ammonites avec les fluctuations du niveau marin.

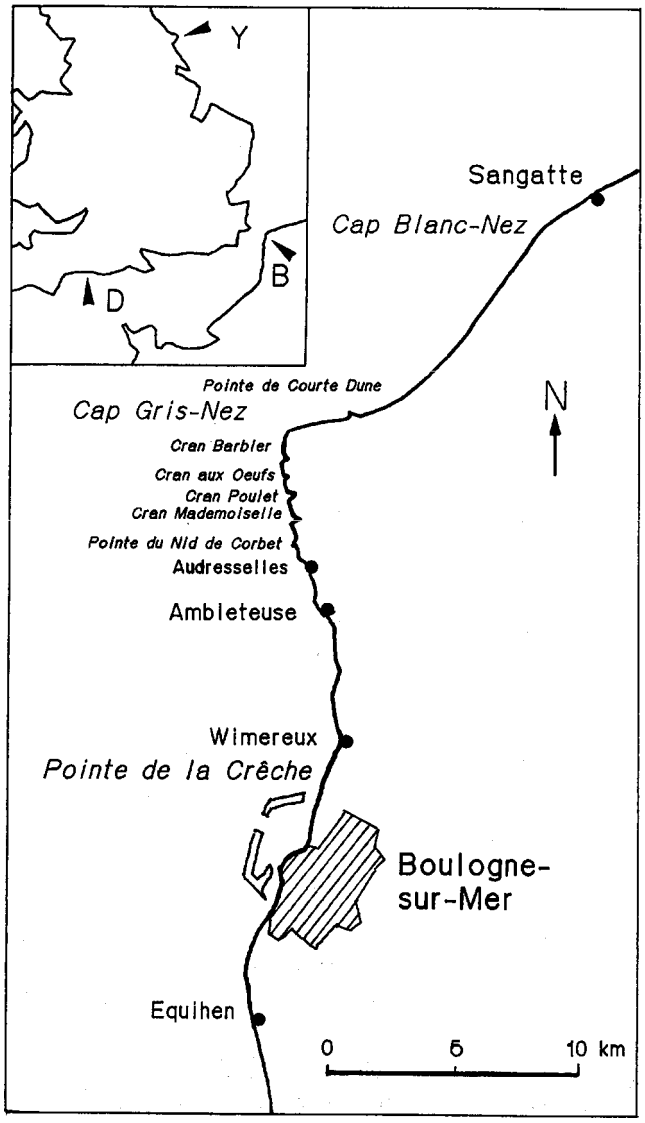


Fig. 1. – Carte de localisation géographique de la région étudiée. B : Boulonnais. D : Dorset. Y : Yorkshire.
Fig. 1. – Geographical location map of the study area. B: Boulonnais. D: Dorset. Y: Yorkshire.

Zonation des diverses formations du Kimméridgien-Tithonien affleurant dans les falaises du Boulonnais

La succession des formations a été progressivement établie depuis 1863 (Rigaux, 1863, 1891 ; Pellat, 1865, 1880 ; Munier-Chalmas et Pellat, 1900 ; Pruvost, 1921, 1925) jusque vers les années 1960 (Bonte, 1969). D.V. Ager et P. Wallace (1966) ont remplacé cinq termes de la partie supérieure de la succession par des termes à qualificatifs géographiques locaux plus faciles à utiliser.

Les récoltes d'ammonites faites dans le cadre de cette étude, la lecture critique des ammonites précédemment citées et/ou décrites (Sauvage et Rigaux, 1872 ; Loriol et Pellat, 1866, 1874-75 ; Pellat, 1880 ; Rigaux, 1891 ; Leroux, 1929 ; Pruvost, 1925 ; Ziegler, 1962) et les progrès récents dans la connaissance de la biozonation des étages Kimméridgien et Tithonien [Mise au point par le Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1991 (p. 133-134) à partir des travaux de J.C.W. Cope (1967, 1980), W.A. Wimbledon (1980) et P. Hantzpergue (1989)] permettent de faire le point et de préciser la biozonation de ces formations.

Les meilleures observations sur les formations du Kimméridgien-Tithonien dans le Boulonnais peuvent être faites sur les falaises littorales, entre Equihen au sud de Boulogne-sur-Mer (carte à 1/50 000 de Boulogne-sur-Mer) et le Cap Gris-Nez - Pointe de Courte Dune (carte à 1/50 000 de Marquise), sur une distance d'environ 20 km (fig. 1). Dans l'ensemble, la série est constituée de dépôts argileux, marneux, à intercalations de petits bancs de calcaires bioclastiques, interrompus à plusieurs reprises par des barres de grès plus ou moins importantes. Les caractères sédimentologiques des dépôts traduisent la proximité du Massif émergé Londres-Brabant.

De la base au sommet de la série, on peut reconnaître diverses formations (fig. 2) :

1. Les Argiles du Moulin Wibert (20 m) sont composées de marnes noires pyriteuses avec quelques bancs calcaires micritiques ou lumachelliques. La partie basale de cette formation (le mètre inférieur) qui a livré des *Aulacostephanus peregrinus* Ziegler appartient au sommet de la zone à Mutabilis et peut être corrélée avec la sous-zone à Lallierianum (horizon à Schilleri) (Hantzpergue, 1989, p. 56). Mais l'essentiel de cette formation a livré des ammonites de la zone à Eudoxus inférieure (sous-zone à Orthocera) avec *Orthaspidoceras orthocera* (d'Orb.), *Aulacostephanus* cf. *calvescens* Ziegler et *Aulacostephanus eudoxus eudoxus* (d'Orb.).

2. Les Sables et Grès de Conningthun (1 à 5 m) n'ont pas livré d'ammonites.

BOULONNAIS		2	1	3	DORSET (Cope 1980; Wimbledon 1980)	HAUT-FOND D'EUROPE OCCIDENTALE (Hantzpergue, 1989)		
LITHOSTRATIGRAPHIE	ZONES D'AMMONITES				ZONES D'AMMONITES	ZONES D'AMMONITES	SOUS ZONES D'AMMONITES	HORIZONS D'AMMONITES
CALCAIRE DES OIES *	PURBECKIEN	PORTLANDIEN s.g.	TITHONIEN	PORTLANDIAN s.a.	Purbeck Beds			
GRES DES OIES *	KERBERUS				Oppressus (p.p.)			
	OKUSENSIS				Anguiformis			
ASSISES DE CROI *	GLAUCOLITHUS				Kerberus			
	ALBANI				Okusensis			
					Glaucolithus			
					Albani			
	ROTUNDA?-FITTONI?			U. KIMMERIDGIAN s.a.	Fittoni			
P_3								
ARGILES DE WIMEREUX *	PALLASIOIDES				Rotunda			
P_2								
BANCS JUMEAUX	HUDLESTONI?-PECTINATUS?				Pallasioides			
P_1								
ARGILES DE LA CRECHE *	WHEATLEYENSIS? SCITULUS (p.p.) ?				Pectinatus			
GRES DE LA CRECHE: GRES DE LA CRECHE SUP.	GIGAS: SCITULUS (p.p.)				Hudlestoni			
GRES DE LA CRECHE: MARNES INTERCALAIRES					Wheatleyensis			
GRES DE LA CRECHE: GRES DE LA CRECHE INF.	GIGAS: ELEGANS				Scitulus			
ARGILES DE CHATILLON					Elegans	Gigas	Gravesiana Gigas	
	AUTISSIODORENSIS s.z. Autissiodorensis	KIMMERIDGIEN SUP. s.g. (p.p.)	KIMMERIDGIEN (p.p.)	L. KIMMERIDGIAN s.a. (p.p.)	Autissiodorensis	Autissiodorensis	Irius Autissiodorensis	Catalaunicum Irius Lafauriana Autissiodorensis
GRES DE CHATILLON	s.z. Contejeani	EUXODUS					Contejeani	Yo Contejeani
CALCAIRES DU MOULIN WIBERT	s.z. Caletanum				Eudoxus	Eudoxus	Caletanum	Quercynum Caletanum
SABLES DE CONNINCTHUN								
ARGILES DU MOULIN WIBERT	s.z. Orthocera						Orthocera	Calvescens Hybridus Orthocera
	MUTABILIS (p.p.) s.z. Lallierianum (p.p.)				Mutabilis (p.p.)	Mutabilis (p.p.)	Lallierianum (p.p.)	Schilleri

Fig. 2. – Lithostratigraphie unifiée et biozonation d'ammonites du Kimméridgien-Tithonien des falaises du Boulonnais. La lithostratigraphie est celle établie progressivement en France de 1863 à 1969.
* Dénominations nouvelles proposées par D.V. Ager et P. Wallace (1966).
1 : Kimméridgien - Tithonien suivant leur récente acception (1990) par l'*International Subcommission on Jurassic Stratigraphy* sur proposition du *Working Group on the Kimmeridgian/Tithonian boundary*. 2 : Pour mémoire, extension du Kimméridgien *sensu gallico* et du Portlandien *sensu gallico*. 3 : Pour mémoire, extension du Kimméridgien *sensu anglico* et du Portlandien *sensu anglico*. Dans les quatre colonnes de droite sont données les biozonations d'ammonites respectivement pour le Dorset d'après les données récentes de J.C.W. Cope (1980) et W.A. Wimbledon (1980), et pour le haut-fond d'Europe occidentale d'après P. Hantzpergue (1989).
Fig. 2. – Standardized lithostratigraphy and ammonite biozonation of the Kimmeridgian/Tithonian on the Boulonnais cliffs. 1) Kimmeridgian - Tithonian with their recent acceptation (1990) by the International Subcommission on Jurassic Stratigraphy *on proposition of the* Working Group on the Kimmeridgian/Tithonian boundary. *2) As a reminder, extent of the Kimmeridgian sensu gallico and Portlandian sensu gallico. 3) As a reminder, extent of the Kimmeridgian sensu anglico and Portlandian sensu anglico. The four columns on the right show the ammonite biozonations for Dorset (after Cope, 1980, and Wimbledon, 1980) and the West-European Platform (after P. Hantzpergue, 1989).*

3. Les Calcaires du Moulin Wibert (14 m) sont constitués d'une alternance de nombreux bancs calcaires décimétriques et de marnes noires. La présence de fréquents *Aspidoceras caletanum* (Opp.) associés à *Sutneria eumela* (d'Orb.), *Amoeboceras beaugrandi* (Sauvage) plus rares indiquent la deuxième sous-zone (sous-zone à Caletanum) de la zone à Eudoxus.

4. Les Grès de Châtillon (environ 5 m) sont représentés par des sables et des grès jaunes, altérés en boules. Ils sont datés du sommet de la zone à Eudoxus par la présence d'*Aulacostephanus yo* (d'Orb.).

5. Les Argiles de Châtillon (18 à 25 m) sont composées d'argiles noires pyriteuses intercalées de bancs calcaires et lumachelliques. Des coupes détaillées de cette formation sont données dans le paragraphe suivant.

– Dans la partie inférieure ont été signalés : *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.) (*in* Ziegler, 1962), *Aulacostephanus volgensis* (Vischn.) (*in* Ziegler, 1962), *Aspidoceras longispinum* (Sow.) (*in* Pellat, 1880 ; Rigaux, 1891).

– Dans la partie supérieure ont été cités : *Gravesia gigas* (Zieten) (*in* Pellat, 1880 ; Leroux, 1929, à 3 m du sommet ; Ziegler, 1962, à 10 m du sommet), *Gravesia* sp. (*in* Leroux, 1929, à 8 m du sommet).

A la suite de P. Pruvost (1925, p. 205) qui observe la présence de *Gravesia* seulement à partir des Grès de la Crèche, la limite Kimméridgien/Portlandien est placée à la base des Grès de la Crèche. Bien qu'il connaisse cependant les citations par E. Pellat de *Gravesia* dans les Argiles de Châtillon, leur association avec *Aulacostephanus* et *Aspidoceras* du Kimméridgien,

l'incite à considérer les Argiles de Châtillon comme kimméridgiennes et à placer la limite kimméridgien/Portlandien au sommet de cette formation. « *Il serait pratiquement impossible de tracer la limite en pleine masse argileuse, où n'existe aucun repère* » (Pruvost, 1925). Cette position est encore suivie par D.V. Ager et P. Wallace (1966) et par les auteurs des cartes géologiques à 1/50 000 de Marquise (Bonte, 1971) et de Boulogne-sur-Mer (Bonte *et al.*, 1985).

B. Ziegler (1962) tenant compte de la présence de *Gravesia* dans la partie supérieure des Argiles de Châtillon, les place dans la zone à Gravesia et attribue la partie inférieure de cette formation à la zone à Autissiodorensis. Dans la « Synthèse géologique du Bassin de Paris » (Debrand-Passard et Rioult, 1980, p. 226), l'interprétation de B. Ziegler est reprise et la limite Kimméridgien/Portlandien placée « *à une dizaine de mètres du sommet* ». En fait, la limite des deux étages reste imprécise au sein des Argiles de Châtillon.

Le problème de cette limite est à nouveau posé par P. Hantzpergue (1989, p. 198) qui signale « *l'association dans le Boulonnais (obs.pers.) de G. gigas avec A.autissiodorensis* ».

Une nouvelle interprétation biostratigraphique de la formation des Argiles de Châtillon est donnée (cf. paragraphe suivant) à la suite de l'étude des ammonites qui ont été récoltées par deux des auteurs (J.R. G. et J.-P. V.).

6. Les Grès de la Crèche (environ 20 m)

– Grès de la Crèche inférieurs (10 m) à *Gravesia gigas* (Zieten) et *Pectinatites (Arkellites) bleicheri* (Loriol).

– Marnes intercalaires (3 à 5 m) à *Gravesia* sp.

– Grès de la Crèche supérieurs (5 m) à *Gravesia* sp., *Pectinatites* sp.

La faune d'ammonites des Grès de la Crèche indique la zone à Gigas équivalente de la zone à Elegans et de la base de la zone à Scitulus (Cope, 1967).

7. Les Argiles de la Crèche (8 à 9 m) [terme proposé par D.V. Ager et P. Wallace (1966) pour les « Marnes à *Anomia laevigata* » des auteurs français] noires, débutent, au dessus d'une surface de ravinement, par un mince niveau contenant des ammonites à morphologie subserpenticône (*Pectinatites* sp.), comparable aux deux niveaux repérés dans les Argiles de Châtillon et interprétés comme niveaux transgressifs (fig. 3).

8. Les Bancs-jumeaux (1 m) sont deux bancs calcaires encadrés par deux niveaux phosphatés P1 et P2 dont seul l'inférieur a livré des exemplaires remaniés de *Pectinatites (Virgatosphinctoides) pringlei* (Pruvost), espèce qui pourrait être rapprochée du groupe de *P.(V.) wheatleyensis* Neaverson, et qui indiquerait donc la zone à Wheatleyensis. Ces remaniements permettent d'attribuer une partie des Argiles de la Crèche sous-jacentes à la zone à Wheatleyensis *pars*, malgré l'absence de preuves formelles.

Le niveau phosphaté supérieur P2 n'a pas livré d'ammonites.

L'épaisseur de ces bancs diminue rapidement vers l'intérieur des terres et les niveaux P1 et P2 y sont confondus (Wimille, Wacquinghen).

9. Les Argiles de Wimereux (8 à 9 m) [terme proposé par D.V. Ager et P. Wallace (1966) pour les « Marnes à *Exogyra dubiensis* » des auteurs français] grises, contiennent *Pectinatites (Pectinatites) devillei* (Loriol), *P.(P.) boidini* (Loriol) de la zone à Pallasioides.

10. Le Niveau phosphaté de la Tour de Croï (= P3) (quelques cm) a livré de très nombreux fossiles phosphatés, dont certains, roulés, remaniés des niveaux sous-jacents. Ont été identifiés *Pectinatites (Pectinatites) devillei* (Loriol), *P.(P.) boidini* (Loriol), *Pavlovia pallasioides* (Neaverson) de la zone à Pallasioides.

Puisque les Argiles de Wimereux et le niveau P3 d'une part, les Argiles de la Crèche et le niveau P1 d'autre part, appartiennent respectivement aux zones à Pallasioides et à Wheatleyensis, les zones à Hudlestoni et Pectinatus sont virtuellement représentées dans l'intervalle compris entre les deux niveaux phosphatés P1 et P2.

11. Dans les Assises de Croï (10 m) et les Grès des Oies (12 m) [termes proposés par D.V. Ager et P. Wallace (1966) pour les « Marnes à *Ostrea expansa* » et les « Grès à *Trigonia gibbosa et Perna bouchardi* » des auteurs français] dont la biozonation a été revue par W.G. Townson et W.A. Wimbledon (1979), ont été reconnues les zones à Albani, Glaucolithus, Okusensis et Kerberus.

12. La série jurassique se termine par le Calcaire des Oies (2 m) [terme proposé par D.V. Ager et P. Wallace (1966) pour les « Lumachelle à *Anisocardia socialis* et Calcaires lacustres » des auteurs français] du faciès purbeckien du Tithonien.

Nouvelles données biostratigraphiques déduites de l'étude détaillée des Argiles de Châtillon

Les conditions d'affleurement des Argiles de Châtillon sont particulièrement favorables à leur étude détaillée et à la récolte d'ammonites dans les falaises situées au nord d'Audresselles où les différents termes de cette formation sont facilement accessibles et pour certains d'entre eux bien dégagés en larges surfaces structurales.

Une première coupe a été levée au nord d'Audresselles (au sud et au nord de la Pointe du Nid de Corbet). Ses différents termes se retrouvent en allant vers les Cran Mademoiselle et Cran Poulet au nord (fig. 3).

Une deuxième coupe levée dans la région des Cran aux Oeufs et Cran Barbier (2,5 km et 3 km au nord de la Pointe du Nid de Corbet) montre quelques différences avec la précédente coupe.

1. Coupe des Argiles de Châtillon au nord d'Audresselles (Pointe du Nid de Corbet) (fig. 3)

GRÈS DE CHÂTILLON à la base de la succession :

De bas en haut :
Sommet de grès en boules.

0,90 m : Lentilles argileuses. Sables fins, jaunes.

0,70 m : Sables rouille bioclastiques.

0,30 m : Banc gréseux à très nombreux débris végétaux, reposant par une surface perforée sur les sables sous-jacents.

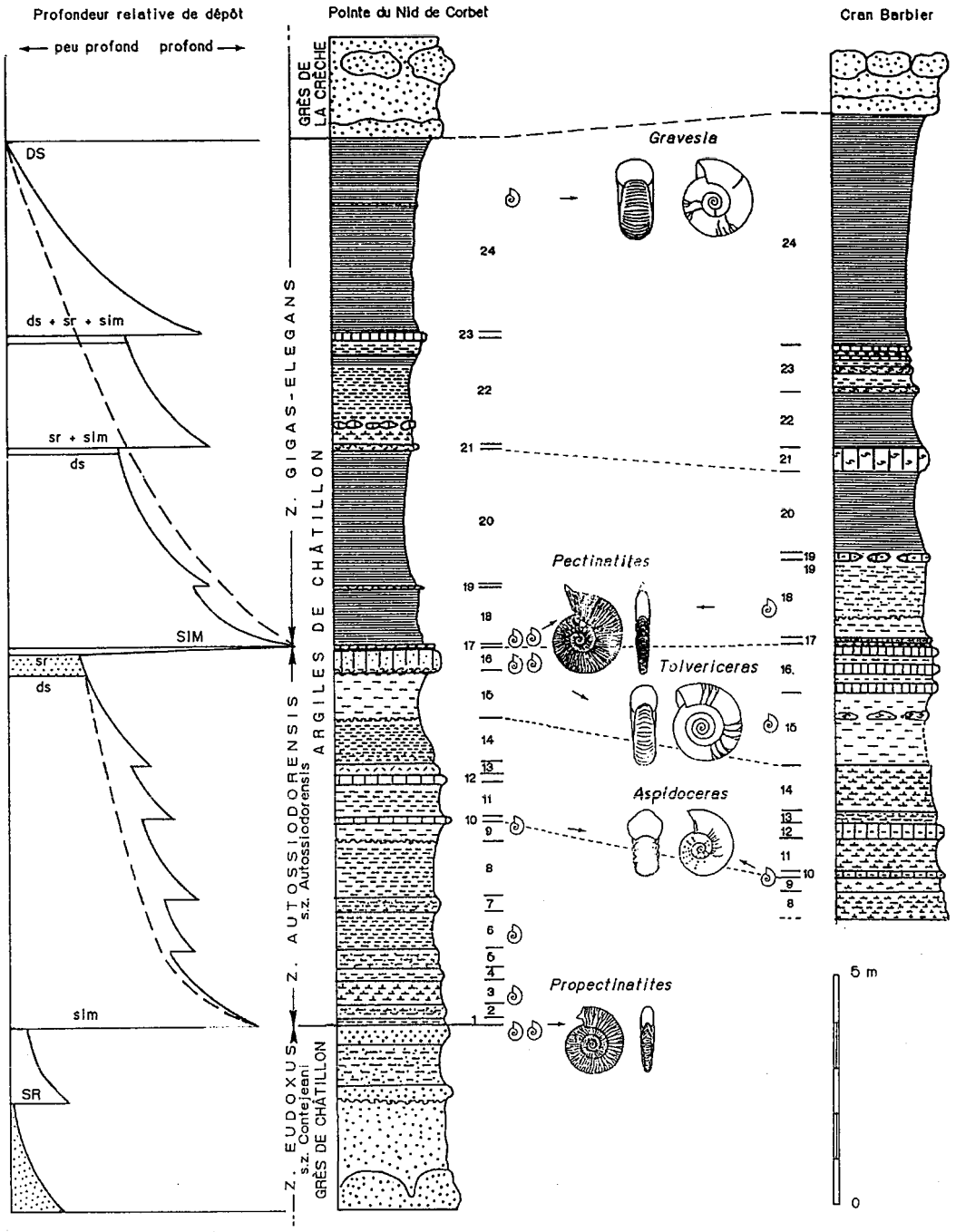


Fig. 3. – Coupes des Argiles de Châtillon au nord d'Audresselles (Pointe du Nid de Corbet et Cran Barbier). Lithologie. Paléoprofondeurs. Influence des variations de paléoprofondeur sur les peuplements d'ammonites. A gauche, morphologie subserpenticône (genres subboréaux). A droite, morphologie globuleuse (genres de la plate-forme ouest-européenne) chez un des genres dominants du niveau considéré. SR : surface de ravinement. SIM : surface d'inondation maximale. DS : surface de déplacement vers le bassin (en majuscules pour les événements majeurs, en minuscules pour les événements mineurs).

Fig. 3. – Sections of the Argiles de Châtillon, North of Audresselles (Pointe du Nid de Corbet, Cran Barbier). Lithology. Palaeodepth. Influence of palaeodepth variations on ammonite populations. On the left, subserpenticone morphology (subboreal genera). On the right, globulous morphology (West-European Platform genera) of one of the prevailing genera of the bed. SR: ravinement surface. SIM: maximum flooding surface. DS: downward shift (in capitals: major events; in small letters: minor events).

0,90 m : Argiles silteuses grises.

0,40 m : Grès très bioturbés, gris.

ARGILES DE CHÂTILLON (19,20 m) :

• Membre inférieur (8,15 m), niveaux 1 à 16

1 - 0,15 m : Argiles. Ammonites : *Propectinatites websteri* Cope, *Propectinatites* n. sp., *Aulacostephanus* sp. gr. *autissiodorensis* (Cott.), *Aulacostephanus volgensis* (Vischn.), *Tolvericeras (T.) murogense* Hantz., *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol), *Aspidoceras* sp.

2 - 0,30 m : Niveau argilo-gréseux très bioturbé. Débris d'huîtres.

3 - 0,50 m : Marnes noires. Ammonites : *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cotteau), *Aulacostephanus volgensis* (Vischniakoff).

4 - 0,30 m : Argiles indurées, évoluant de bas en haut d'un pôle biodétritique à une argile feuilletée.

5 - 0,40 m : Argiles peu indurées, sableuses, très bioclastiques.

6 - 0,80 m : Argiles noires compactes. Ammonites : *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol).

7 - 0,30 m : Argiles silteuses indurées.

8 - 1,20 m : Argiles compactes fossilifères (petits lamellibranches) à lits biodétritiques.

9 - 0,40 m : Argiles claires verdâtres à débris coquilliers reposant par une surface perforée sur les argiles sous-jacentes.

10 - 0,15 m : Banc calcaire d'aspect bréchique, surface parsemée d'huîtres. Petits grains de phosphate noir, arrondis, millimétriques. Ammonites : *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol), *Aspidoceras longispinum* ? (Sow.), *Aspidoceras* sp.

11 - 0,70 m : Argiles compactes assez claires, légèrement verdâtres, dans la partie moyenne passée bioclastique plus indurée. Nombreux fossiles à la base.

12 - 0,20 m : Banc calcaire argileux très bioturbé.

13 - 0,25 m : Niveau induré, biodétritique.

14 - 1,00 m : Argiles sombres plus marneuses à la base. Petits lamellibranches.

15 - 1,00 m : Argiles blanches avec une passée violacée et un lit de grands « galets mous », reposant par terriers sur les argiles sous-jacentes.

16 - 0,50 m : Banc calcaire très dur, parfois divisé en calcaire bioclastique légèrement gréseux (0,35 m) et lumachelle (0,15 m) pénétrant par terriers dans l'argile sous-jacente. Ammonites : *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.), *Gravesia lafauriana* Hantz., *Tolvericeras (T.)* n. sp. (base et sommet), *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol) (dans la lumachelle).

• Membre supérieur (11,05 m), niveaux 17 à 24

Terme a : bancs 17 à 20

17 - 0,15 m : Lumachelle (0,10 m) à grains de phosphate noirs millimétriques, qui reposent sur un niveau plus argileux (0,05 m). Ammonites : *Gravesia* sp. cf. *gigas* (Zieten), *Pectinatites (Arkellites)* n.sp., *Propectinatites* n.sp.

18 - 1,20 m : Argiles feuilletées noires. Dans la partie médiane, sur 0,50 m, ces argiles feuilletées alternent avec de fines plaquettes silteuses à figures sédimentaires.

19 - 0,05 m : Lumachelle.

20 - 2,90 m : Argiles feuilletées : de bas en haut :
- (0,90 m) argiles noires assez massives à plaquettes millimétriques fossilifères. L'extrême base est plus claire sur quelques cm.
- (2,00 m) argiles feuilletées noires.

Terme b : bancs 21 à 23

21 - 0,15 m : Lumachelle.

22 - 2,20 m : Ensemble composé de :
base - (0,50 m)
•(0,30 m) marne grise.
•(0,20 m) banc discontinu de calcaire micritique,
toit - (1,70 m) - argiles :
•(1,20 m) argiles de plus en plus claires vers la base.
•(0,25 m) argiles feuilletées,
•(0,25 m) argiles silteuses lumachelliques,

23 - 0,20 m : Banc bioclastique gris bleu, lumachellique sur les 5 cm inférieurs.

Terme c : banc 24 :

24 - 4,20 m : Argiles noires à passées légèrement indurées, silteuses, biodétritiques. A 1,50 m du toit une de ces passées à fins débris végétaux et huîtres a livré *Gravesia gigas* (Zieten).

GRÈS DE LA CRÈCHE, au sommet de la succession :

Pectinatites (Virgatosphinctoides) elegans Cope, *Gravesia gigas* (Zieten) (base des grès et grès en boules).

2. Coupe des Argiles de Châtillon dans le secteur des Cran aux Oeufs et Cran Barbier (fig. 3)

ARGILES DE CHÂTILLON à la base de la succession :

• Membre inférieur (visible sur 6,00 m), niveaux 8 à 16

8 - 0,60 m : Marnes noires finement bioclastiques.

9 - 0,20/0,30 m : Marnes claires. Quelques lamellibranches peut-être phosphatés.

10 - 0,15 m : Banc discontinu de calcaire argileux. Ammonites : *Aspidoceras* sp.

11 - 0,70 m : Marnes.

12 - 0,30 m : Calcaires argileux.

13 - qq dm : Argiles silteuses biodétritiques.

14 - 1,00m : Marnes sombres à débris végétaux.
•15 - 1,60 m de bas en haut :
•1,00 m - Argiles blanches et argiles violettes à galets mous.
•0,20 m - Banc discontinu d'une lumachelle à huîtres et éléments calcaires bioclastiques. A la base quelques éléments phosphatés. Ammonites : *Aulacostephanus volgensis* (Vischn.).
•0,40 m - Argiles blanches.

16 - 1,00 m : Alternances de bancs calcaires et d'argiles lumachelliques. Surface de la dernière lumachelle calcaire parsemée de grains de phosphates noirs millimétriques.

• Membre supérieur (11,25/14,75 m), niveaux 17 à 24

17 - 0,20 m : Banc de calcaire argileux (0,10 m). Argiles claires (0,10 m).

18 - 1,20 m de bas en haut : Argiles grises (0,30/0,50 m) séparées du banc sus-jacent par une surface perforée.

Argiles silteuses, résistantes à l'érosion, légèrement plus claires que les argiles sous-jacentes. Lamellibranches abondants, souvent en position de vie. Ammonites : *Pectinatites (Arkellites) bleicheri* (Loriol).

19 - 0,10/0,20 m : Banc calcaire argileux discontinu.

20 - 1,80 m : Argiles feuilletées à plaquettes silteuses. Figures sédimentaires. Localement lits de cristaux de gypse (5 cm).

21 - 0,40/0,60 m : Banc de calcaire lumachellique. Stratifications obliques.

22 - 1,20 m : Argiles feuilletées.

23 - 1,05 m de bas en haut :
- 0,15 m - Lumachelle.
- 0,30 m - Argiles claires.
- 0,15 m - Lumachelle.
- 0,15 m - Argiles claires.
- 0,10 m - Banc induré, surface inférieure montrant des figures de charge ou érosives.
- 0,10 m - Argiles.
- 0,10 m - Banc induré.

24 - 5,00/8,00 m

Argiles grises silteuses, à nombreux petits débris végétaux dans la partie supérieure. Ammonites : *Gravesia* sp.

GRÈS DE LA CRÈCHE, au sommet de la succession

Pectinatites (Virgatosphinctoides) elegans Cope, *Gravesia gigas* (Zieten) (base des grès et grès en boules).

En conclusion :

On peut distinguer dans les Argiles de Châtillon deux ensembles :

– un membre inférieur (8 m) composé d'argiles noires pyriteuses, plus ou moins massives à passées biodétritiques, décimétriques. Il débute par quelques centimètres d'argiles surmontant une discontinuité et renfermant une faune abondante dominée par les *Propectinatites* sp. associés à de plus rares *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.), *Aulacostephanus volgensis* (Vischn), *Tolvericeras (T.) murogense* Hantz., *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol). Cette faune indique la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Autissiodorensis). On y observe la coexistence de Périsphinctidés jusqu'ici décrits seulement dans la zone à Autissiodorensis des régions subboréales d'Angleterre (*Propectinatites*) et de formes plus méridionales de la plate-forme ouest-européenne (*Tolvericeras (T.) murogense, Aspidoceras*). On notera également, la prédominance, dans ce niveau transgressif (*l.s.*) surmontant directement une surface de discontinuité, d'ammonites (*Propectinatites*) à morphologie subserpenticône (très évolutes, à croissance des tours lente en hauteur et en épaisseur).

Au sein de ce membre, sont présents deux bancs carbonatés de 15 à 20 cm d'épaisseur chacun (n° 10 et 12) qui constituent un repère visuel facilement identifiable. L'inférieur renferme de nombreux *Aspidoceras catalaunicum* à morphologie globuleuse, très différente des morphologies subserpenticônes (*Propectinatites*) du niveau basal.

Ce membre se termine par un banc dur, carbonaté, légèrement gréseux de 50 cm (n° 16) bien représenté depuis la région de la Pointe de la Crèche au sud, mais qui perd son individualité plus au nord, vers le Cran aux Oeufs où il se transforme en une série de trois bancs calcaires lumachelliques séparés par des intercalations argileuses également lumachelliques. Il nous a livré *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.), *Gravesia lafauriana* Hantz., *Tolvericeras (T.)* n. sp., *Aspidoceras catalaunicum* (Loriol) (zone à Autissiodorensis, sous-zone à Autissiodorensis). On note la présence d'ammonites à morphologie globuleuse, à tours épais et l'absence de formes à morphologie subserpenticône.

Ce membre inférieur est donc daté de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Autissiodorensis).

– un membre supérieur (11 à 15 m) constitué d'argiles feuilletées noires, à bancs lumachelliques. Il débute par quelques cm d'argiles phosphatées surmontant une discontinuité et renfermant une faune de *Pectinatites (Arkellites)* sp. *et Propectinatites* sp. dominants, associés à des *Gravesia* cf. *gigas* (Zieten) plus rares et fragmentaires. Là encore on observe la coexistence de formes subboréales (*Pectinatites*) et de formes méridionales (*Gravesia*) et la prédominance d'ammonites à morphologie subserpenticône, dans un niveau correspondant à un épisode nettement transgressif.

Globalement ce membre s'épaissit vers le nord (Cran Barbier). Des différences dans le détail des successions rendent délicates les corrélations banc par banc.

Dans l'ensemble les ammonites du membre supérieur indiquent la zone à Gigas-Elegans, première zone du Tithonien. Il y a donc lacune de la partie supérieure de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Irius) dont les espèces caractéristiques n'ont pas été trouvées et n'ont d'ailleurs jamais été citées antérieurement ; la base de la zone à Gigas est peut-être également absente (des formes telles que *Tolvericeras (Pseudogravesia) hahni* Hantz. n'ont pas été trouvées). La limite Kimméridgien-Tithonien se situe donc au sein des Argiles de Châtillon, à la limite des deux membres qui constituent cette formation et qui est soulignée par une discontinuité.

Environnements de dépôts et organisation séquentielle

Les sédiments du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais correspondent dans leur ensemble à des milieux de rampe carbonatée homoclinale (Proust *et al.*, 1993b) comme l'indiquent l'absence de dépôts de bordure de plate-forme ou de pente, la forte dilution des carbonates dans l'argile, la présence de dépôts gréseux littoraux et l'ubiquité des milieux marins ouverts. La formation des Argiles de Châtillon représente dans cet ensemble, la partie la plus argileuse et la plus distale par rapport au paléolittoral brabançon (Proust *et al.*, 1993a, b).

L'enchaînement des faciès caractéristiques des environnements de dépôts successifs reflète les fluctuations du niveau marin relatif au cours du temps (fig. 3). De la base au sommet de la coupe, plusieurs ensembles peuvent être distingués.

Grès de Châtillon (partie supérieure)

Il s'agit de grès moyens à grossiers, bioclastiques, en bancs décimétriques à laminations obliques en auges (h = dm ; L = m). Chacune d'entre elles est constituée d'un doublet millimétrique sablo-argileux dont l'épaisseur augmente puis diminue progressivement d'épaisseur à l'intérieur d'un faisceau élémentaire de lamines. Des indices d'émersion peuvent apparaître localement sous forme de microdeltas entre deux mégarides successives. Ces dépôts sont interprétés comme des barres sableuses littorales estuariennes soumises aux courants de marées. Ils représentent les environnements les plus proximaux relevés dans la coupe (fig. 3).

La transition vers les Argiles de Châtillon est constituée de dépôts d'argiles sableuses et de *mudstones/wackestones* sableux bioclastiques intensément bioturbés, à bois flottés, phosphates et glauconie. La base de ce niveau est plus grossière et davantage chargée en sable que le sommet. La diversité des traces fossiles décroît vers le haut. Ces sédiments sont interprétés comme des dépôts riches en nutriments, de rampe supérieure située à la limite d'action des vagues permanentes. Cet ensemble caractérise une période d'approfondissement qui fait suite, par l'intermédiaire d'un contact abrupt (surface de ravinement), aux grès grossiers sous-jacents et dont le toit (niveau n° 1 du membre inférieur des Argiles de Châtillon) est riche en ammonites.

Argiles de Châtillon

– Membre inférieur (bancs 1 à 16) : Il est constitué d'argilites massives, sombres, pyriteuses et de *mudstones-wackestones* bioclastiques en alternances décimétriques. Le sommet présente quelques passées à lentilles bioclastiques discontinues intercalées entre des niveaux argileux et interprétés comme des événements de tempêtes distaux, d'*offshore* supérieur (Aigner, 1982, 1985 ; Fürsich et Oschmann, 1986). L'apparition de ces événements de tempêtes dont l'importance (épaisseur, nombre d'événements...) croît vers le sommet, permet d'interpréter le milieu de sédimentation en terme de rampe moyenne dont la profondeur diminue au cours du temps (progradation). Ces dépôts sont tronqués, suivant une surface de *downward shift* (déplacement vers le bassin), par un banc complexe de calcaire gréseux (banc n° 16) à bioturbations verticales ou obliques peu diversifiées. Ce banc est lui-même recoupé dans sa partie médiane par une surface de ravinement surmontée par des niveaux lenticulaires bioclastiques à laminations mamelonnées de tempêtes (HCS : *Hummocky Cross Stratification*) et phosphates. Le toit est jalonné par un niveau fortement bioturbé (surface d'inondation maximale). Ce banc semble refléter à la fois une chute suivie d'une remontée du niveau marin relatif.

– Membre supérieur (bancs 17 à 21) : il débute par un niveau riche en ammonites (n° 17) correspondant à une paléoprofondeur maximale. Il est constitué d'argilites microlaminées riches en matière organique et niveaux microbioclastiques et gréseux à laminations de tempêtes (HCS) dont l'importance et l'épaisseur croissent de la base au sommet. Les dépôts de tempêtes sont en effet caractérisés, à la base principalement par de simples « *lags* » coquilliers (résidus coquilliers sur cicatrice d'érosion) dont l'épaisseur est de l'ordre de celle d'un fragment coquillier et vers le sommet, par des niveaux plus épais, centimétriques à laminations en HCS. Cette succession est caractéristique d'une évolution de milieux d'*offshore* inférieur (toit) vers des milieux d'*offshore* supérieur de rampe externe (Aigner, 1985 ; Guillocheau, 1990). Cet ensemble régressif est recoupé à sa partie supérieure par un banc calcaire plus épais dont le sommet marque le retour vers des conditions marines plus distales.

– Membre supérieur (bancs 22 à 23) : Cet ensemble présente des caractères sédimentologiques similaires à ceux du toit du membre inférieur (voir ci-dessous) hormis l'absence de faciès gréseux sommitaux.

– Membre supérieur (banc 24) : Faciès proche de celui évoqué pour les bancs 1 à 16 avec toutefois un aspect moins carbonaté et plus argileux. La partie supérieure se charge très progressivement en silts et sables moyens qui forment de petites lentilles sableuses de rides de houle (« *lenticular* » à « *flaser bedding* »). Cet ensemble évolue progressivement de milieux d'*offshore* dominés par les tempêtes vers des milieux soumis aux vagues permanentes. La profondeur de dépôt diminue. La tendance est régressive et progradante.

Grès de la Crèche (partie inférieure)

Ces dépôts reposent en contact abrupt, net, érosif sur le faciès précédent. Il s'agit de grès bioclastiques moyens à grossiers, en bancs épais, à laminations obliques en auges dont la base est fortement bioturbée (*Thalassinoïdes, Rhizocorallium, Ophiomorpha, Rosselia, Teichinus...*). Ces dépôts correspondent à des milieux de haute énergie de barre d'avant côte soumise à la houle (*shoreface* supérieur). La surface basale est interprétée comme une surface de *downward shift* provoquée par l'action érosive de la limite inférieure d'action des vagues permanentes (Homewood *et al.*, 1992).

L'analyse détaillée des faciès des Argiles de Châtillon associée à un calage biostratigraphique revu et plus précis permet de modifier l'étude à petite échelle de P.B. Wignall (1991). L'évolution des paléoenvironnements de la base au sommet de cette formation montre la superposition de deux ensembles progradants pluriévénementiels, correspondant respectivement aux deux membres de cette formation. Les paléoprofondeurs maximales de chacun de ces deux ensembles se situent, pour le premier à la base de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Autissiodorensis) (banc n° 1), et pour le second à la partie inférieure de la zone à Gigas-Elegans (banc n° 17). Cette deuxième phase transgressive se superpose au maximum d'inondation de l'ensemble des Argiles de Châtillon. Les deux ensembles sont séparés par une lacune durant la partie supérieure de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Irius) et peut-être de la base de la zone à Gigas-Elegans.

Distribution de la matière organique dans les Argiles de Châtillon

La matière organique a été analysée par pyrolyse Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1985-86). Trois sites ont été étudiés : le premier près de la Pointe de la Crèche, à partir d'un échantillonnage pris tous les 10 cm, les deux autres à Audresselles au nord et à Equihen au sud

de Boulogne, pour caractériser l'extension du faciès organique et comparer avec la série de référence. Ils montrent une bonne corrélation de cette distribution sur plus de 20 km de distance (Herbin *et al.*, 1993a, 1994).

Deux intervalles principaux, riches en matière organique existent dans l'ensemble de la section. L'intervalle inférieur, le plus riche en matière organique, se situe dans les Argiles de Châtillon souvent décrites comme argiles bitumineuses ; l'intervalle supérieur se rencontre dans les Argiles de la Crèche.

Au sein des Argiles de Châtillon la matière organique est hétérogène et ses caractéristiques quantitatives et qualitatives dépendent de l'âge.

A la base de la formation, c'est-à-dire dans la partie inférieure de la zone à Autissiodorensis, la teneur en Carbone Organique Total (COT) atteint 3 à 7 %, avec des indices d'hydrogène (IH) typiques d'une matière organique marine de type II (IH jusqu'à 600 mg HC/g COT) (fig. 4). Mais cette accumulation n'est présente que sur 20 cm d'épaisseur et disparaît rapidement. En s'élevant dans la série, les teneurs en COT chutent à 2 % puis régulièrement jusqu'à moins de 1 %. Le membre inférieur des Argiles de Châtillon, appartenant à la zone à Autissiodorensis, est ainsi caractérisé par une perte générale dans la quantité (COT) et la qualité de la matière organique (IH).

Dans le membre supérieur des Argiles de Châtillon, c'est-à-dire dans la zone à Gigas-Elegans, la distribution de la matière organique montre une courbe gaussienne dissymétrique, avec une tendance positive jusqu'à un maximum d'environ 9 % de COT à la Pointe de la Crèche, de 6 % à Audresselles et une tendance négative plus longue qui aboutit aux Grès de la Crèche.

L'environnement des Argiles de Châtillon correspond dans son ensemble à une plate-forme peu profonde sous la limite d'action des vagues où régnaient des conditions générales de faible énergie, interrompues

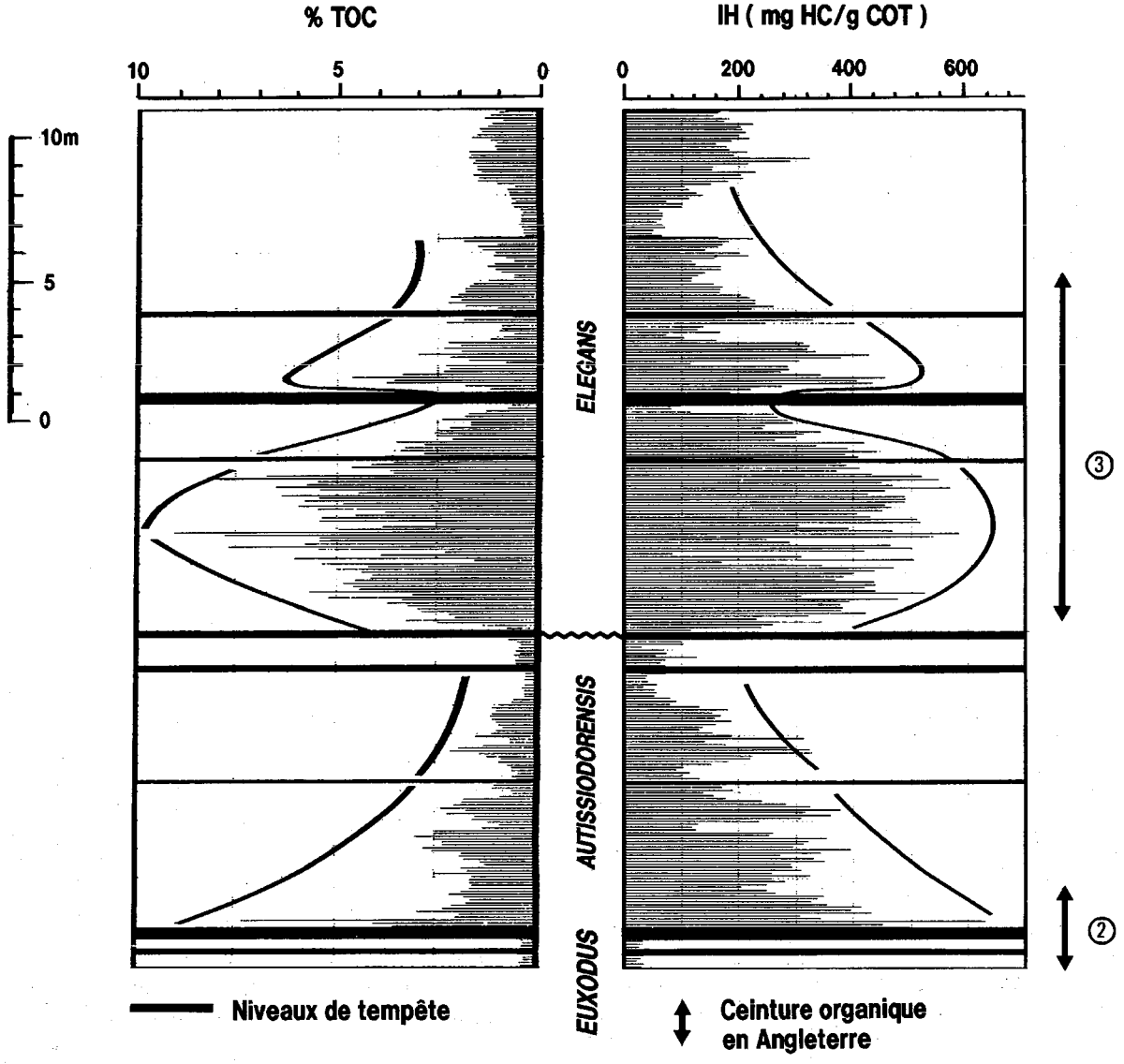


Fig. 4. – Distribution des paramètres organiques dans les Argiles de Châtillon : contenu en carbone organique total (TOC), indice d'hydrogène (IH). Courbes établies à la Pointe de la Crèche.

Fig. 4. – Distribution of organic parameters in the Argiles de Châtillon at the Pointe de la Crèche: total organic carbon content (TOC), hydrogen index (IH).

temporairement par des conditions de haute énergie, marquées par la présence de lumachelles à *Nanogyra virgula*, correspondant à des tempêtes distales (Fürsich et Oschmann, 1986). Au maximum d'accumulation de la matière organique, ces lumachelles témoignant de tempêtes distales sont rares et de faible épaisseur. Elles sont plus fréquentes et plus épaisses dans les creux des cycles organiques élémentaires qui existent au sein de la grande séquence. Les niveaux pauvres en matière organique (minimum de COT dans les cycles) devaient se déposer durant une période de niveau de la mer relativement plus bas.

Cette distribution de la matière organique peut être comparée avec celle des séries de même âge, en Grande-Bretagne, dans la zone bassin. L'enrichissement en matière organique observé à la base de la zone à Autissiodorensis, dans le Boulonnais, se retrouve dans le Dorset, le Yorkshire (Herbin *et al.*, 1991 ; 1993a, b) et de nombreux forages du sud de l'Angleterre et du Wash (Gallois, 1979). Dans ces régions, il correspond à la phase terminale d'un enrichissement qui a débuté dès le sommet de la zone à Eudoxus [2e ceinture organique (Herbin *et al.*, 1993a, 1994)]. Dans le Boulonnais, le sommet de la zone à Eudoxus correspond à des faciès proximaux trop oxygénés et dépourvus de matière organique. Le début d'une transgression générale, à la base de la zone à Autissiodorensis, permet de retrouver, dans le Boulonnais, le signal organique qui existait dans le bassin, dès le sommet de la zone à Eudoxus.

Très rapidement, dans le milieu et le sommet de la zone à Autissiodorensis, cet enrichissement en matière organique disparaît, aussi bien dans les zones distales (Dorset, Yorkshire) que dans les zones proximales (Boulonnais). Et cependant dans ces régions la sédimentation correspond à une période globalement transgressive.

La partie supérieure de la zone à Autissiodorensis n'est représentée par aucun dépôt dans le Boulonnais, elle correspond à une discontinuité importante au sein des Argiles de Châtillon.

Au-dessus, dans la zone à Gigas-Elegans, la transgression est de nouveau importante et l'on observe, aussi bien dans le Boulonnais que dans les régions distales plus au nord, un enrichissement en matière organique [c'est la 3e ceinture organique observée dans le Dorset et le Yorkshire (Herbin *et al.*,1993a, 1994)].

Cette variation de l'accumulation de la matière organique dans le temps montre qu'elle dépend non seulement de transgressions déterminant la taille du collecteur (sa superficie) et la paléoprofondeur, mais aussi du climat qui contrôle la qualité de la matière organique et les variations de la productivité primaire (Herbin *et al.*, 1993a, 1994).

Influence de la paléoprofondeur sur les peuplements d'ammonites

La confrontation de la morphologie des coquilles des peuplements d'ammonites avec les fluctuations du niveau marin est devenue plus précise ces dernières années (El Hariri *et al.*, 1992 ; Hantzpergue, 1991, 1993 ; Marchand, 1993...). Les peuplements d'ammonites présents dans les Argiles de Châtillon montrent nettement une corrélation entre la paléoprofondeur et la morphologie des coquilles. Au sein de cette formation, on observe deux épisodes majeurs de remontée rapide du niveau marin relatif. Le premier, à la base des Argiles de Châtillon, correspond au début de la zone à Autissiodorensis. Le second, à la base du membre supérieur, correspond au début du Tithonien (zone à Gigas-Elegans). Dans ces deux niveaux, les genres d'ammonites à morphologie subserpenticône (très évolutes, à croissance des tours lente en hauteur et en épaisseur) (fig. 3) dominent avec des *Propectinatites* dans la base de la zone à Autissiodorensis, puis des *Propectinatites* et des *Pectinatites* dans la base de la zone à Gigas-Elegans. Ces genres sont typiquement subboréaux et connus essentiellement en Grande-Bretagne (Dorset surtout qui correspond à l'axe du domaine bassin) où ils sont abondants et bien diversifiés.

Au-dessus de chacun de ces épisodes, la paléoprofondeur diminue et les ammonites présentent une morphologie globuleuse telles les *Aspidoceras* et les *Gravesia*, genres bien représentés ou caractéristiques (pour les *Gravesia*) de la plate-forme ouest-européenne. Leur sont associés quelques éléments subboréaux à morphologie moins contrastée tels les *Aulacostephanus*.

Les formes subboréales à morphologie subserpenticône pénètrent en nombre sur la plate-forme ouest-européenne lors des épisodes transgressifs. Elles disparaissent ou deviennent très rares lorsque les conditions paléobathymétriques leur deviennent défavorables, elles laissent alors la place aux ammonites à morphologie globuleuse de la plate-forme ouest-européenne (Geyssant, 1993).

Une observation comparable concernant l'influence des variations eustatiques sur les peuplements d'ammonites, a été faite dans le Toarcien-Bajocien du Maroc où l'on remarque également la prédominance de morphologies subserpenticônes lors des périodes d'inondation rapide et leur remplacement par des ammonites à morphologie différente (suboxycône) lorsque la paléoprofondeur diminue (El Hariri *et al.*, 1992). Dans le Boulonnais, les ammonites à morphologie globuleuse ont le même comportement que les ammonites à morphologie suboxycône du Maroc.

Conclusion

La limite Kimméridgien/Tithonien est située avec précision au sein des Argiles de Châtillon, dans lesquelles on distingue deux membres : l'inférieur appartient à la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Autissiodorensis) et le supérieur à la zone à Gigas-Elegans. Il y a lacune de la partie supérieure de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Irius) et peut-être de la base de la zone à Gigas.

L'évolution des paléoenvironnements des Argiles de Châtillon, montre la superposition de deux ensembles progradants pluriévénementiels correspondant respectivement aux deux membres de cette formation. Les paléoprofondeurs maximales de chacun de ces deux ensembles se situent, pour le premier à la base de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Autissiodorensis), et pour le second à la partie inférieure de la zone à Gigas-Elegans. Cette deuxième phase transgressive se superpose au maximum d'inondation de l'ensemble des Argiles de Châtillon. Elle surmonte une discontinuité correspondant à la lacune de la partie supérieure de la zone à Autissiodorensis et peut-être de la base de la zone à Gigas-Elegans.

Il existe une corrélation entre la paléoprofondeur et la prédominance de certains types morphologiques d'ammonites au sein des peuplements : morphologie subserpenticône de genres subboréaux, lors des épisodes transgressifs, morphologie globuleuse des genres de la plate-forme ouest-européenne, lorsque la paléoprofondeur diminue.

La distribution de la matière organique, en particulier dans les Argiles de Châtillon, a été bien calée par rapport aux biozones d'ammonites, ce qui a permis la comparaison avec les enrichissements en matière organique dans les séries de même âge en Grande-Bretagne, dans la zone bassin. Cette comparaison a mis en évidence la multiplicité des facteurs qui entrent en jeu : physiographie, paléoprofondeurs et facteur climatique qui doivent agir dans le même sens favorable pour permettre son accumulation.

Remerciements

Nous remercions C. Cavelier, R. Enay et P. Hantzpergue pour leurs remarques et suggestions lors de la lecture du manuscrit initial.

Références bibliographiques

AGER D.V., WALLACE P. (1966). – The environmental history of the Boulonnais, France. *Proc. Geologists' Assoc.*, London, **77**, 4, pp. 385-417.

AIGNER T. (1982). – Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). *in* Einsele G. et Seilacher A. (ed) : Cyclic and event stratification. Springer Verl., Berlin, pp. 180-198.

AIGNER T. (1985). – Storm depositional systems. *in* Friedman G.M. et Neugebauer H.J. et Seilacher A. (ed.) : Lectures Notes in Earth Sciences. Springer Verl., Berlin, 174 p.

BARNARD T., SHIPP D.J. (1981). – Kimmeridgian Foraminifera from the Boulonnais. *Rev. Micropaléont.*, Paris, **24**, 1, pp. 3-26.

BONTE A. (1969). – Le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, **89**, pp. 23-46.

BONTE A. (1971). – Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000. Marquise XXI-3. *BRGM éd.*, Orléans.

BONTE A., COLBEAUX J.-P., LEPLAT J., SOMME J. (1985). – Carte géologique de la France à 1/50 000. Boulogne-sur-Mer. *BRGM éd.*, Orléans.

COPE J.C.W. (1967). – The palaeontology and stratigraphy of the lower part of the Upper Kimmeridge Clay of Dorset. *Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.), Geol.*, London, **15**, 1, 79 p.

COPE J.C.W. (1980). – Kimmeridgian Correlation Chart *in* Cope J.C.W., Duff K.L., Parsons C.F., Torrens H.S., Wimbledon W.A., Wright J.K. : A Correlation of Jurassic Rocks in the British Isles. Part 2: Middle and Upper Jurassic. *Geol. Soc. Sp. Rep.*, London, **15**, pp. 76-85.

DEBRAND-PASSARD S., RIOULT M. (1980). – Kimméridgien. *in* Megnien C. (éd.) : Synthèse géologique du Bassin de Paris. I - Megnien C. et F. (coord.) : Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, Orléans, **101**, pp. 217-226.

EL HARIRI K., SADKI D., DOMMERGUES J.-L., MOUTERDE R. (1992). – Niveaux condensés, fluctuations eustatiques ? Implications sur les faunes d'ammonites jurassiques dans le Haut-Atlas (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **314**, (2), pp. 507-510.

ESPITALIE J., DEROO G., MARQUIS F. (1985-86). – La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, Paris, **40**, 5, pp. 563-579, **40**, 6, pp. 755-784, **41**, 1, pp. 73-89.

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, pp. 141-161.

GALLOIS R.W. (1979). – Oil shale resources in Great Britain. *Intern. Report British Geol. Surv.*, 2 vol.

GEYSSANT J.R. (1993). – Colonisation des mers subboréales kimméridgiennes du Yorkshire (Angleterre) par des ammonites méridionales. *Geobios*, Lyon, M.S. **16**, 12 p.

GROUPE FRANÇAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE (1991). – Réactualisation des échelles d'ammonites. *3rd Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, Poitiers, pp. 124-134.

GUILLOCHEAU F. (1990). – Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse Doct., Strasbourg, 257 p.

HANTZPERGUE P. (1989). – Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale. *Cahiers Paléontol.*, CNRS éd., Paris, 428 p.

HANTZPERGUE P. (1991). – Biogéographie des ammonites et variations du niveau marin : apport de la stratigraphie séquentielle dans l'analyse des peuplements du Kimméridgien nord-aquitain. *Geobios*, Lyon, **24**, 1, pp. 59-64.

HANTZPERGUE P. (1993). – Biogéographie des ammonites et variations du niveau marin : analyse quantitative des peuplements du Kimméridgien ouest-européen. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **317**, (2), pp. 493-498.

HERBIN J.-P., MULLER C., GEYSSANT J.R., MELIERES F., PENN J.E.et le Groupe YORKIM (1991). – Hétérogénéité quantitative et qualitative de la matière organique dans les argiles du Kimméridgien du Val de Pickering (Yorkshire, U.K.), cadre sédimentologique et stratigraphique. *Rev. Inst. Fr. Pétrole, Fr.*, **46**, n° 6, pp. 675-712.

HERBIN J.-P., GEYSSANT J.R. (1993 a). – « Ceintures organiques » au Kimméridgien/Tithonien en Angleterre (Yorkshire, Dorset) et en France (Boulonnais). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **317**, (2), pp. 1309-1316.

HERBIN J.-P., GEYSSANT J.R., MELIERES F., MULLER C., PENN J.E. et le YORKIM GROUP (1993 b). – Variation of the distribution of organic matter within a transgressive system tract : Kimmeridge Clay (Jurassic), England. *in* Katz B., Pratt L. (éd.) : Source rocks in a sequence stratigraphic framework. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology*, Tulsa, pp. 67-100.

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. (1994). – Sequence stratigraphy of source rocks applied to the study of the Kimmeridgian/Tithonian in the Northwest European shelf (Dorset/U.K., Yorkshire/U.K. and Boulonnais/France). *Marine Petrol. Geol.*, Oxford (déposé n° MPG/HE439/93).

HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R., CROSS T.A. (1992). – Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, Pau, **16**, pp. 357-381.

KANDEL J.-C. (1969). – Etude micropaléontologique et stratigraphique des falaises jurassiques du Boulonnais. *Thèse Doct. 3e cycle Univers. Paris VI*, Paris, 159 p.

LEROUX E. (1929). – Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrogéologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer. *Mém. Soc. géol. Nord*, Lille, **8**, 2, 52 p.

LORIOL P. de, PELLAT E. (1866). – Monographie paléontologique et géologique de l'étage Portlandien des environs de Boulogne-sur-mer. *Mém. Soc. phys. Hist. nat. Genève*, Genève, 19, 200 p.

LORIOL P. de, PELLAT E. (1874-1875). – Monographie paléontologique et géologique des étages supérieurs des environs de Boulogne-sur-mer. *Mém. Soc. phys. Hist. nat. Genève*, Genève, 23-24, 478 p.

MARCHAND D. (1992). – Ammonites et paléoprofondeurs : les faits, les interprétations. *Paleovox*, Lyon, **1**, pp. 49-68.

MUNIER-CHALMAS M., PELLAT E. (1900). – Falaises jurassiques du Boulonnais. *8e Congrès géol. intern., Livret-guide d'excursion*, Paris, pp. 15-26.

OSCHMANN W. (1985). – Faziesentwicklung und Provinzialismus in Nordfrankreich und Südengland zur Zeit des obersten Jura (Oberkimmeridge-Portland). *Münchner Geowiss. Abh.*, München, **2**, 120 p.

PELLAT E. (1865). – Note sur les assises supérieures du terrain jurassique de Boulogne-sur-mer et croquis des falaises situées entre Wimereux et les moulins de Ningle. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **2**, 23, pp. 193-216.

PELLAT E. (1880). – Le terrain jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **3**, 8, pp. 647-699.

PROUST J.-F., DECONINCK J.-F., EMMANUEL L., GEYSSANT J.R., HERBIN J.-P., VIDIER J.-P. (1993 a). – Sédimentologie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. *in* Assoc. Sédiment. Français (éd.) : 4e Congrès Français de sédimentologie, Excursions, pp. 99-123.

PROUST J.-N., DECONINCK J.-F., GEYSSANT J.R., HERBIN J.P., VIDIER J.-P. (1993 b). – Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **316,** (2), pp. 363-369.

PRUVOST P. (1921). – Révision de la feuille de Boulogne (campagne de 1920). Observations sur le terrain portlandien du Boulonnais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, **25**, pp. 75-83.

PRUVOST P. (1925). – Les subdivisions du Portlandien boulonnais d'après les Ammonites. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, **49**, pp. 187-215.

RIGAUX E. (1863). – Notice stratigraphique sur le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, Boulogne-sur-Mer, **4**, 29 p.

RIGAUX E. (1891). – Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, Boulogne-sur-Mer, **16**, pp. 5-108.

SAUVAGE E.H., RIGAUX E. (1872). – Description d'espèces nouvelles des terrains jurassiques de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais). *J. Conchyliol.*, Paris, 26 p.

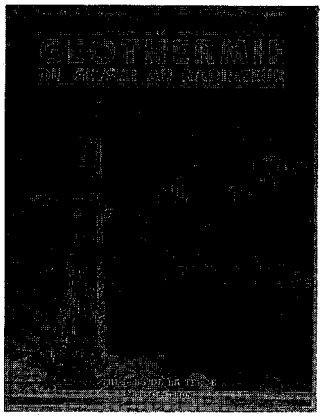
TOWNSON W.G., WIMBLEDON W.A. (1979). – The Portlandian strata of the Bas Boulonnais, France. *Proc. Geologists' Assoc.*, London, **90**, 1, 2, pp. 81-91.

WIGNALL P.B. (1990). – Ostracod and foraminifera micropaleoecology and its bearing on biostratigraphy: a case study from the Kimmeridgian (Late Jurassic) of North West Europe. *Palaios*, Tulsa, **5**, pp. 219-226.

WIGNALL P.B. (1991). – Test of the concepts of sequence stratigraphy in the Kimmeridgian of England and Northern France. *Marine Petrol. Geol.*, Oxford, **8**, pp. 430-441.

WIMBLEDON W.A. (1980). – Portlandian Correlation Chart *in* Cope J.C.W., Duff K.L., Parsons C.F., Torrens H.S., Wimbledon W.A., Wright J.K.: A Correlation of Jurassic Rocks in the British Isles. Part 2: Middle and Upper Jurassic. *Geol. Soc. Sp. Rep.*, London, **15**, pp. 85-93.

ZIEGLER B. (1962). – Die Ammoniten-Gattung Aulacostephanus im Oberjura (Taxionomie, Stratigraphie, Biologie). *Palaeontographica*, Stuttgart, **A**, 119, 172 p.



LA GÉOTHERMIE du geyser au radiateur

Jean-Michel COUDERT et Florence JAUDIN

Géothermie : le nom peut paraître barbare, il est seulement d'origine grecque : « Gé », qui veut dire Terre et « thermé » qui signifie chaleur. La géothermie concerne donc la chaleur de la Terre. D'où provient-elle, que peut-on en faire, comment peut-on l'utiliser, quel est son avenir, telles sont les principales questions auxquelles ce livre répond.

L'énergie géothermique, cette fausse énergie nouvelle utilisée bien avant le charbon ou le pétrole, est quelque peu méconnue par rapport à l'énergie solaire ou à l'énergie nucléaire. L'impact de l'énergie géothermique, au niveau mondial, ne sera jamais très important mais localement il peut être significatif.

Cet ouvrage se veut plus un point de départ, un livre d'initiation que la somme des connaissances dans le domaine de la géothermie.

Prix 95,00 F + 35 F *de frais de port et d'emballage*

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