

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 5 (2^{ème} série), Fascicule 3
parution 1997

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

- Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.
- La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.
- La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une des séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. - Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. - Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques (2) (3)	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	200,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	270,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV.....	330,00 F H.T.
Tome CVI.....	385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX)	50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX).....	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires).....	29,00 F H.T.
Ecorché géologique <i>infra mésozoïque</i> (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.).....	50,00 F H.T.

FASCICULES SPÉCIAUX

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F H.T.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F H.T.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F H.T.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F H.T.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F H.T.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F H.T.
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F H.T.
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F H.T.
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F H.T.
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI fasc. 4).....	125,00 F H.T.
« Géologie et aménagement régional » (T. I)	250,00 F T.T.C.
« Le Nord et son environnement géologique	175,00 F H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée G

(2) Les étudiants qui en font la demande annu

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier

et sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 120,00 F.
de 160,00 F.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 5 (2^{ème} série), Fascicule 3
parution 1997

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1996 —

<i>Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. ROBAZYNSKI
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. M. DEBUYSER
	M. A. BLIECK
<i>Conseillers</i>	M. N. CRAMPON
	M. J.F. DECONINCK
	M. G. DASSONVILLE
	M. J. FERRIÈRE
	M. B. MISTIAEN
	M. J. SOMMÉ
<i>Secrétaire</i>	M. O. AVERBUCH
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. LEDESERT
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 1996 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 1996 —

MM. A. BLIECK, J.F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

Nous tenons à remercier ici MM. et MMes B. BEAUDOUIN, F. BERGERAT, G. BRETON,
J. P. COLBEAUX, B. DAVID, P. DEBRABANT, P. JUIGNET, B. PEYBERNÈS, F. ROBASYNSKI,
S. VANDYCKE et K. VON SALIS qui ont bien voulu contribuer à l'examen des articles de ce fascicule.

A N N A L E S D E L A S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 03 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

I N T R O D U C T I O N

LA CRAIE : OBJET GEOLOGIQUE, RESERVOIR, MATERIAU ET PAYSAGE

ARRAS - 15 & 16 Novembre 1996

La Craie s'est déposée pendant 35 M.A. dans un vaste bassin couvrant une grande partie de l'Europe du Nord et de la Mer du Nord, s'étendant à l'Est à travers la Pologne jusqu'au Kazakhstan. Cette roche, véritable exception biologique et sédimentaire, présente des particularités marquées au niveau de sa lithification et de sa diagenèse. Son comportement sous l'effet des contraintes qui se sont succédées depuis le Crétacé, sa sensibilité à la déformation cassante ou plicative, liés à ses propriétés physiques et mécaniques, ont besoin d'être précisés. Les réponses géophysiques, le comportement des ouvrages construits dans ou avec la Craie, dépendent aussi des développements récents des moyens de mesure et de la modélisation du comportement. En raison de sa grande micro-porosité et de sa fissuration, la Craie est un réservoir important d'hydrocarbures ou d'eau douce de qualité. La connaissance des modalités d'emmagasinement et de transport de ces fluides est importante pour une utilisation optimale des ressources et leur protection contre les pollutions. La vulnérabilité des eaux souterraines s'accroît énormément lorsque des systèmes karstiques se développent dans la Craie. Karstogénèse et hydrologie karstique y présentent des caractères particuliers encore imparfaitement connus. D'autre part, les terrains crayeux ont donné naissance à une géomorphologie et des paysages spécifiques.

Ces quelques aspects, bien entendu non exhaustifs, soulignent la nécessaire complémentarité des approches des chercheurs et praticiens qui s'intéressent à ce même objet : la Craie. Ouverture pluridisciplinaire, ouverture européenne, c'est dans cet esprit que ce colloque sur *La Craie, objet géologique, réservoir, matériau et paysage* a été voulu et organisé par la Société Géologique du Nord dans le cadre des réunions spécialisées de la Société Géologique de France et de la Société Géologique du Nord, avec le concours du Groupe Français du Crétacé, au coeur de l'Artois, pays de Craie qui est à l'origine de l'adjectif devenu universel et traduit dans toutes les langues pour désigner des eaux captives jaillissantes (artésiennes).

De nombreux chercheurs de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, notamment de l'UFR des Sciences de la Terre (JE 231 Hydrogéologie, Structure et Matériaux des Milieux Carbonatés, URA 719 Dynamique Sédimentaire et Structurale) et de l'UFR de Géographie (Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire), de l'Université d'Artois (Laboratoire de Géosciences Environnementales), mais aussi de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, de l'Ecole Centrale de Lille et de la Faculté Polytechnique de Mons, se sont impliqués dans la préparation et l'organisation de ce Colloque sur la Craie. Un appui scientifique précieux a été apporté par d'éminents chercheurs du Centre CNRS de Géomorphologie de Caen, des universités de Paris VI, Reims, Rouen, Toulouse, Copenhague (DK), Mons (B), Reading (UK) et Utrecht (NL). La participation des professionnels des Sciences de la Terre a été rendue effective grâce à la collaboration du Service Géologique National (BRGM), du British Geological Survey et du Service Géologique de Belgique. Un soutien financier appréciable a été apporté par le Conseil Régional Nord-Pas de Calais, l'Agence de l'Eau Artois-Picardie, le Service Géologique National, le Conseil Général du Pas-de-Calais, l'Association Arras-Université, les sociétés OMYA, EAUX du NORD, GEOSERVICES et SADE. Que tous veuillent bien trouver ici l'expression de la gratitude que nous souhaitons leur témoigner de la part de tous les participants au Colloque sur la Craie.

Ce Colloque s'est tenu à Arras les 15 et 16 novembre 1996, dans les locaux de l'Université d'Artois qui avait tout mis en oeuvre pour la réussite de cette réunion pour laquelle cent quarante quatre participants se sont inscrits, représentant vingt trois universités françaises, douze universités étrangères, trois écoles d'ingénieurs, dix huit services publics (français et étrangers) ou sociétés. Une trentaine de scientifiques sont venus des pays voisins (Belgique, Royaume Uni, Pays-Bas, Danemark, Allemagne et Suisse).

Soixante neuf présentations scientifiques ont été effectuées, sous la forme de quatre conférences invitées, trente et une communications orales et trente quatre posters, regroupés en six thèmes.

Le premier thème, **Sédimentation et stratigraphie de la Craie**, a été ouvert par une conférence de P. Juignet (Université de Caen) sur *La Craie : sédimentation et enregistrements stratigraphiques - Apports des méthodes d'études classiques et d'approches nouvelles*, mettant l'accent sur le caractère singulier du faciès sédimentaire Craie et soulignant la richesse des apports scientifiques récents de l'analyse des ichnofaciès, des méthodes géochimiques et isotopiques et de la cyclostratigraphie, notamment en ce qui concerne les fluctuations et séquences des dépôts présentant une valeur globale. Cette conférence introduisait parfaitement les vingt six autres présentations de ce thème.

Le second thème, **Structures et déformations de la Craie**, a comporté huit présentations allant de l'analyse des microstructures et des propriétés physiques de la craie faillée aux modèles tectono-sédimentaires et tectoniques à l'échelle du bassin, en passant par les transformations diagénétiques liées à l'hydrofracturation, sans oublier les apports des travaux du tunnel sous la Manche et les observations faites outre-Manche.

Le troisième thème, **La Craie en tant que réservoir**, a été introduit par une conférence de M. Price (The University of Reading) sur *Multi-porosity behaviour of the Chalk aquifer*, véritable synthèse sur les propriétés aquicludes et aquifères de la Craie, explicitant clairement les processus régissant le déplacement de l'eau en zone non saturée, où le rôle de la matrice prédomine, puis en zone saturée dans laquelle les fractures, notamment celles agrandies par dissolution, jouent le rôle essentiel. Ce thème a donné lieu à dix autres présentations dont une a porté sur les hydrocarbures.

Le quatrième thème, **Caractérisation physique, mécanique et géophysique de la Craie**, a fait l'objet de neuf présentations portant sur les relations entre minéralogie et porosité dans la craie, sur les apports de la mesure des propriétés capillaires pour la compréhension de la dynamique de transformation des matrices carbonatées, sur le comportement mécanique de la Craie en relation avec la microstructure et la distribution des éléments chimiques, sur les effets et les applications de l'injection d'acide sulfurique dans la craie et, enfin, sur les apports des différentes méthodes géophysiques.

Le cinquième thème, **Le karst dans la Craie**, a été introduit par une conférence de J. Rodet (Centre CNRS de Géomorphologie de Caen) sur une *Typologie des karsts dans la Craie* basée sur différents critères, comme l'existence ou l'absence de relations entre le karst et la nappe de la Craie, les stades de développement du karst en fonction du développement de l'organisation des eaux souterraines, les dynamiques para ou syngénétique, l'évolution quaternaire de la région et le rôle des couvertures, et enfin l'impact humain. Sur les six autres présentations concernant ce thème du karst, trois étaient consacrées au transport turbide. La chronologie et le développement des manifestations karstiques, de faible amplitude dans un bassin soumis à une dynamique globalement subsidente, ont d'autre part été clairement mis en relation avec l'évolution géodynamique de ce bassin (Bassin de Mons, Belgique).

Le sixième thème, **Géomorphologie et paysages en terrain à substratum crayeux**, a été ouvert par une conférence de J.P. Lautridou (Centre CNRS de Géomorphologie de Caen) sur *Relief, Sol, Homme : l'opposition Haute-Normandie-Picardie et Champagne crayeuse*, mettant l'accent sur le contraste de relief, de couverture tertiaire et quaternaire, de formations pédologiques, de profondeur de nappe et d'activité humaine entre ces deux régions. Sur les six autres présentations regroupées sous ce thème, deux se rapportaient aux formations periglaciaires quaternaires. L'érosion hydrique des sols du vignoble champenois a fait l'objet d'une étude cartographique en même temps que quantitative sur les particules déplacées. Enfin, trois communications avaient trait à la géomorphologie.

Le programme et les résumés ont fait l'objet d'un livret remis aux participants. La majorité des articles déposés à la S. G. N. avant le 10 Mai 1997 est maintenant regroupée dans deux fascicules des *Annales de la Société Géologique du Nord*, quelques articles paraîtront au *Bulletin de la Société Géologique de France* mais sans regroupement particulier, au fil de la publication.

Les articles des 2 premiers thèmes figurent dans le présent fascicule (n°3, T. 5, 1997) à l'exception de l'un d'entre eux dont la parution a dû être retardée. Cet article sera donc intégré au début du fascicule suivant (n°4, T. 5, 1997) avant les travaux relatifs aux 4 autres thèmes.

N. CRAMPON

Ancien Président de la SGN (1994 & 1995)

Organisateur du Colloque *Craie*

LA CRAIE : SÉDIMENTATION ET ENREGISTREMENTS STRATIGRAPHIQUES. APPORTS DES MÉTHODES D'ÉTUDES CLASSIQUES ET D'APPROCHES NOUVELLES (*).

The Chalk : a tool for sedimentology and stratigraphy. Classic and new approaches (**).

par Pierre JUIGNET (**)

Résumé. — Il existe une longue tradition de recherche paléontologique et sédimentologique sur la craie, en particulier dans le bassin anglo-parisien. La nature sédimentaire des diverses craies est rappelée ainsi que les transformations diagénétiques précoces qui les caractérisent. Les environnements sédimentaires, où le taux de production carbonatée interfère avec l'afflux de matériel terrigène, varient de l'axe des bassins vers leurs bordures et sous l'influence des fluctuations du niveau eustatique. Des repères lithologiques (lits marneux, cordons de silex, hardgrounds), utiles pour définir les formations, fournissent des indications sur la subsidence régionale et la morphologie des fonds. Diverses faunes et microfaunes caractérisent une succession de biozones indispensables pour les datations et corrélations au sein d'une province nord-européenne établissant quelques échanges avec la province téthysienne voisine. Les analyses géochimiques démontrent un bon enregistrement des conditions océanographiques, notamment pour le $\delta^{13}C$ qui s'avère un précieux outil de corrélation. L'individualisation des séquences et de leurs cortèges de dépôts rencontre des difficultés, mais la cyclostratigraphie permet des reconstitutions détaillées pour le Cénomaniens et le Turonien, avec une précision de l'ordre de 10 ka. La craie, sous contrôle pélagique quasi-permanent, a enregistré de multiples événements biologiques, géochimiques, paléocéanographiques et climatiques ; elle représente des archives aussi riches d'informations que les sédiments océaniques profonds pour la stratigraphie globale du Crétacé supérieur.

Abstract. — *Paleontology and Sedimentology of the Chalk, were traditionally done on the Anglo-Paris Basin. In a first step, we will remind the different types of chalk and the characteristics of their early diagenetic processes. The sedimentary environments where the carbonate production interferes with supply of terrigenous material, depend on sea-level fluctuations, and their position from the basin axis to the margins. The lithological markers (marl beds, flints bands, hardgrounds) used to define geological formations, provide information on regional subsidence and sea-bed morphology. In the North European province, different fauna and microfauna characterize a succession of biozones used for dating and correlations, thus establishing some exchanges with the bordering Tethyan province. Geochemical analyses reveal a good registration of the oceanographic parameters, especially of $\delta^{13}C$ that is a valuable correlation tool. Identification of sequences and their depositional succession remains difficult, but the cyclostratigraphy allows detailed reconstruction of the Cenomanian and the Turonian, with an accuracy of about 10 ky. The quasi-permanent, pelagically controlled chalk experienced multiples biological, geochemical, paleoceanographical and climatical events ; thus it represents an archive as rich in information as deep-ocean sediments for global stratigraphy of the Late Cretaceous.*

I. — INTRODUCTION.

La craie est largement répandue en Europe du Nord-Ouest, notamment dans le Bassin anglo-parisien, et ce faciès sédimentaire ainsi que les faunes associées ont suscité très tôt de nombreuses observations lithologiques et paléontologiques. La craie (*Creta* en latin, Chalk en anglais, Kreide en allemand), est à la base de l'individualisation du Crétacé comme système géologique par d'Omalius d'Halloy dès 1822 (anglicisé la même année en *Cretaceous* par Conybeare et Phillips), mais les dépôts crayeux caractérisent plutôt la partie supérieure de cette période, du Cénomaniens au Maastrichtien.

L'aire d'extension de la sédimentation crayeuse s'étend en fait bien au-delà des limites du domaine anglo-parisien. Elles est également observée en Irlande, Belgique, Hollande, Danemark, Suède, Allemagne, Pologne, Ukraine, Kazakhstan et Moyen-Orient ; on la retrouve en Amérique du Nord dans le Bassin du Western Interior et en Australie occidentale dans le bassin de Carnarvon ; la prospection profonde à terre ou en off-shore a considérablement élargi son extension décelable en

Europe du Nord. La période de dépôt de ces craies varie d'un domaine à l'autre, ou même au sein d'un même bassin, et ne recouvre souvent qu'une partie du Crétacé supérieur ; toutefois, en Mer du Nord et au Danemark, le même faciès persiste au Paléocène (Mortimore, 1990; Hancock, 1993). Par ailleurs, les forages en domaine océanique ont rencontré dans de nombreux sites de l'Atlantique et du Pacifique, des boues crayeuses dont l'âge est compris entre le Crétacé et le Quaternaire récent.

Les craies des bassins de l'Europe du Nord, prospectées depuis le 18^{ème} siècle, ont livré de nombreux macrofossiles (ammonites, bélemnites, échinides, brachiopodes, bivalves..) qui ont permis de mieux comprendre l'évolution au sein de ces lignées et de définir des unités biostratigraphiques utilisables pour les datations et corrélations. Cet inventaire a été poursuivi, depuis le milieu du 20^{ème} siècle, sur les microfaunes (foraminifères, ostracodes..) et nannoflores (coccolithes, dinoflagellés, spores et pollens). Parallèlement, l'analyse lithologique et séquentielle a permis d'individualiser différentes formations au sein des séries crayeuses et d'aborder le contrôle structural de la sédimentation.

(*) Introduction au Thème 1 du Colloque Craie, Arras 1996.

(**) Département de Géologie, Université, Esplanade de la Paix, 14032 CAEN Cedex

Plus récemment, les recherches orientées vers la chemostratigraphie montrent que les craies enregistrent des variations de teneur en isotopes stables ou éléments traces avec des pics qui caractérisent des événements d'extension globale. Enfin, l'analyse cyclostratigraphique des craies met en évidence un contrôle de la sédimentation à l'échelle de la dizaine de milliers d'années permettant des corrélations à haute résolution.

II. — PETROLOGIE ET DIAGENESE DES CRAIES.

La craie se présente généralement comme une roche à grain très fin, friable, peu indurée, de couleur blanchâtre. L'étude microscopique montre qu'il s'agit d'un sédiment de nature pélagique constitué à 80% environ par des fragments de squelette d'espèces variées de coccolithophoridae, algues brunes dorées monocellulaires (classe des Haptophyta) ; quelques niveaux sont aussi très riches en *Nannoconus* et calcisphères (*Pithonella*). Les foraminifères benthiques et planctoniques sont présents en proportion très variable (5 à 15%). Les bioclastes peuvent envahir certains faciès ; ils appartiennent aux bivalves, souvent des inocérames, ainsi qu'aux bryozoaires, échinides et spongiaires. La quasi-totalité de ce matériel carbonaté est constituée de calcite peu magnésienne réputée stable dans les conditions de surface (fig.1).

La très faible teneur en éléments terrigènes constitue l'originalité de ce faciès. Cette phase est surtout représentée par des argiles, parfois concentrées en lits, où dominent les smectites, éventuellement accompagnées d'illite, kaolinite, chlorite et zéolite (clinoptilolite) ; la glauconite est abondante dans certains bancs, de même que le phosphate. Le quartz reste très rare, mais la silice est localement présente sous forme de spicules d'opale et de lépisphères de cristobalite-tridymite.

Les silex sont un constituant classique mais non systématique des formations crayeuses. Ces accidents siliceux se sont développés précocement au sein du sédiment par remobilisation de la silice organique et soulignent fréquemment des horizons bioturbés (Cayeux, 1927; Clayton, 1986).

Le microfaciès des craies se présente donc comme une micrite caractérisée, localement ou temporairement au sein d'une séquence, par une charge particulière de microfossiles ou de bioclastes. Dans les formations turono-coniaciennes de la région d'Etretat, on peut ainsi distinguer des mudstones à nannofossiles, des wackestones à inocérames, des mudstones-packstones à bryozoaires, des wackestones-packstones à échinodermes (Quine et Bozence, 1991).

L'évolution diagénétique de la craie a été particulièrement étudiée parce qu'elle engendre une grande variété de structures bien exposées dans les affleurements sur le continent, qu'elle conditionne les valeurs de porosité et perméabilité qui contrôlent son intérêt comme aquifère ou réservoir d'hydrocarbures (en particulier dans les gisements de la Mer du Nord) et que des comparaisons peuvent être tentées avec des dépôts océaniques identiques plus récents (Aubry, 1972; Scholle, 1974).

Hancock (1993) a résumé les diverses transformations qui affectent la craie après son dépôt (fig. 2) et individualise une étape de "diagenèse intrinsèque", inévitable, qui rend compte de l'état le plus fréquent des craies connues sur le continent.

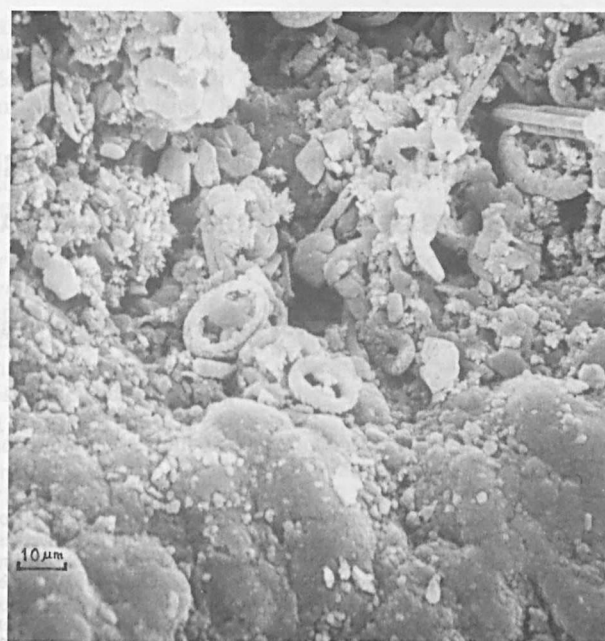


Fig. 1. — Nannofaciès de la Craie de Rouen (coccolithes et fragments reposant sur la croûte phosphatée du hardground "Rouen", Cénomaniens, Fécamp-Cap Fagnet) (trait d'échelle 10 µm, cliché Juignet).

Fig. 1. — Nannofacies of Craie de Rouen (coccoliths and pieces resting on phosphatic coating of the "Rouen" hardground, Cenomanian, Fécamp-Cap Fagnet). (scale dash 10 µm)

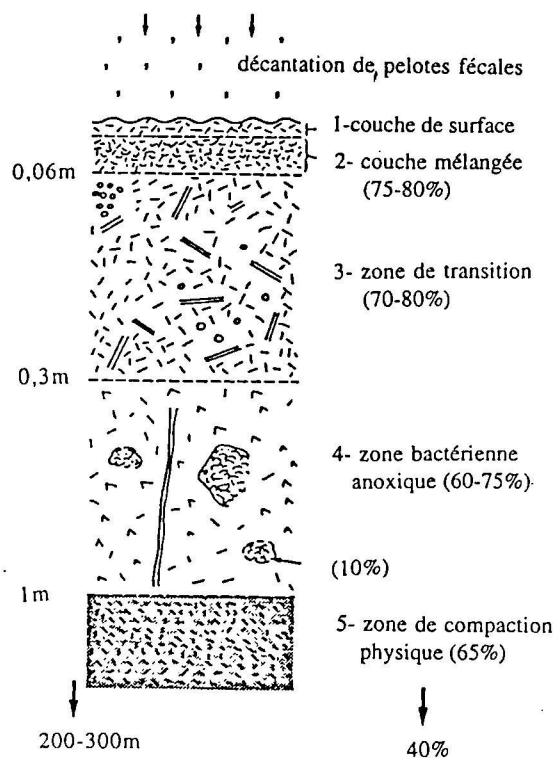


Fig. 2. — Couches successives au sein de la craie lors du dépôt, avec valeur approximative de la porosité (d'après Hancock, 1993) (voir commentaire dans le texte §II).

Fig. 2. — Typical layers in white chalks at the time of accumulation, with approximate values for porosity (after Hancock, 1993) (details in text §II).

Cette évolution se réalise sur le fond marin à des profondeurs croissantes ; il distingue ainsi de haut en bas : 1- liseré incohérent de quelques mm d'épaisseur constitué par une suspension à forte porosité (80-90%) qui estompé l'interface liquide/solide, et facilement mobilisé par les courants, 2- couche superficielle (de 0 à 5-8 cm, porosité 75-80%), entièrement brassée par l'intense bioturbation créée par le benthos, 3- couche de transition (5-8 à 20-35cm, porosité 70-80%) affectée par divers fouisseurs, avec traces possibles d'anoxie, 4- couche plus profonde (20-35cm à 1m, porosité 60-75%), milieu anoxique avec intense activité bactérienne, atteinte par quelques fouisseurs profonds (*Thalassinoides*, *Bathichnus*), 5- couche soumise à la compaction (1 à 2-3m, porosité 40-65%). Au-delà, des conditions régionales particulières, comme une forte accumulation, peuvent introduire des modifications complémentaires et une perte de porosité plus marquée.

La diagenèse précoce est également marquée, dans la couche 4, par des actions bactériennes libérant des ions carbonates qui peuvent provoquer une cimentation en nodules ou horizons indurés, éventuellement dénudés par l'action érosive des courants, puis encroûtés et minéralisés (hardgrounds). En fait, cette cimentation qui s'exprime surtout lors d'un ralentissement de sédimentation ou au cours d'un hiatus, résulte bien souvent d'une dissolution des éléments de coccolithes et d'un nourrissage simultané de rhomboédres calcitiques engrenés (fig. 3). La dissolution précoce affecte généralement les fossiles aragonitiques ; elle peut se poursuivre, en particulier au sein des craies noduleuses, et engendrer des lacis de veines argileuses résiduelles.

Les séries crayeuses intègrent parfois quelques faciès atypiques comme les craies marneuses et craies glauconieuses du Cénomanién, ou encore les tuffeaux à phase siliceuse (Turonien de Touraine) ou calcarénitique (Maastrichtien des Pays-Bas par exemple) dominante.

III. — ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES.

La reconstitution des conditions de dépôt des craies est enrichie par la connaissance des milieux océaniques où l'on rencontre des sédiments récents de même nature ; toutefois, au Crétacé, des conditions particulières ont certainement prévalu dans les bassins épicontinentaux.

Depuis les travaux de Cayeux (1935), il est admis que la tranche d'eau dans le Bassin anglo-parisien ait rarement dépassé 300 m au cours du Crétacé, mais on reconnaît maintenant qu'il existait une topographie sous-marine assez contrastée, notamment à proximité d'accidents affectant le socle, et que des dénivellations de l'ordre de la centaine de mètres pouvaient exister entre des hauts-fonds et des axes de bassin subsidents.

Par ailleurs, des variations périodiques du niveau eustatique, de l'ordre de la dizaine de mètres ou plus, sont bien démontrées et il apparaît que le niveau marin a atteint son plus haut niveau post-paléozoïque au cours du Crétacé supérieur (plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau actuel) ; cette culmination se situerait au Turonien inférieur (Vail *et al.*, 1977 ; Haq *et al.*, 1988) ou au Campanien supérieur (Hancock et Kaufman, 1979 ; Hancock, 1989). Dans les deux cas, il faut admettre que la mer de la craie a largement recouvert les terres précédemment émergées, parfois depuis la fin du Paléozoïque, et que, sur une large partie du domaine nord-ouest européen, les faciès littoraux détritiques ont été très localisés autour de

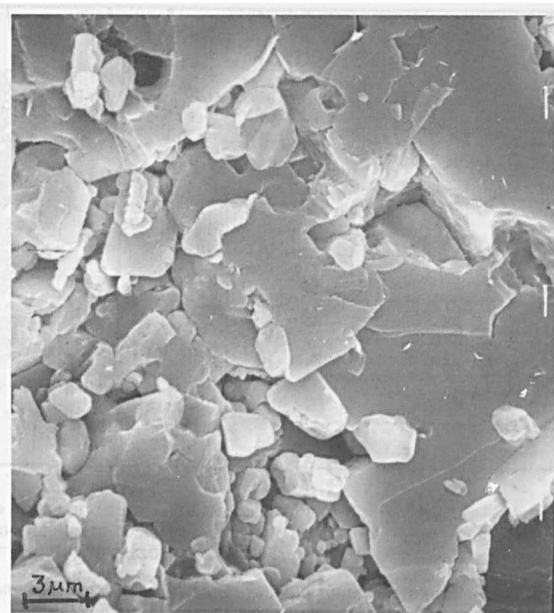


Fig. 3. — Nannofaciès du hardground "Tilleul 1" (plage de recrystallisation de la calcite des coccolithes, Turonien, Le Tilleul) (trait d'échelle 3 μ m, cliché Juignet).

Fig. 3. — Nannofaciès of "Tilleul 1" hardground (recrystallisation area of coccolithe calcite, Turonian, Le Tilleul) (scale dash 3 μ m).

reliefs résiduels, finalement peu réactivés au cours de cette période (Ziegler, 1982). Enfin, on ne connaît pas de traces d'émersion au sein des séries crayeuses.

Le nannoplancton calcaire se développe dans une tranche d'eau superficielle de quelques dizaines de mètres d'épaisseur et les particules pélagiques subissent une décantation d'autant plus lente que leur taille est réduite. Il est vraisemblable que la sédimentation a été accélérée par l'agglutination des éléments du phytoplancton en pelotes fécales (Hattin, 1975) telles qu'en produisent actuellement les copépodes par exemple (vitesse de chute $\times 10\ 000$) ; de tels pellets, rarement observés en microfaciès, devraient toutefois être rapidement désorganisés sur le fond. On admet une vitesse de sédimentation moyenne de 2 à 4 cm/1000 ans pour la craie.

Les traces de haute énergie hydrodynamique, influences des courants ou des tempêtes, sont fréquentes : horizons de calcarénite vannée, accumulations de coquilles, lentilles conglomératiques, surface arasée de hardgrounds tronqués. L'érosion sous-marine peut localement créer des chenaux ou cuvettes qui entaillent le substrat sédimentaire sur quelques dizaines de mètres de profondeur (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine et Bozence, 1991 ; Jarvis, 1992) (fig. 4) ; des cicatrices d'érosion de grande dimension au centre du Bassin de Paris (Hanot et Renoux, 1991) ont peut-être la même origine.

Des déclivités temporaires ou entretenues affectent le plancher marin et déterminent des phénomènes de resédimentation gravitaire sous forme de glissements en masse, de débris-flows ou de turbidites. Cette redistribution du sédiment pélagique contribue au comblement des bassins les plus subsidents (jusqu'à 2000 m dans la Fosse Centrale ou le Graben Viking en Mer du Nord par exemple). Dans le Bassin anglo-parisien, l'épaisseur de craie accumulée varierait de 200 à 1000m, avec un valeur moyenne de 300 à 400 m (Alcaydé *et al.*, 1980 ; Mortimore, 1990). Ce facteur 5, entre les

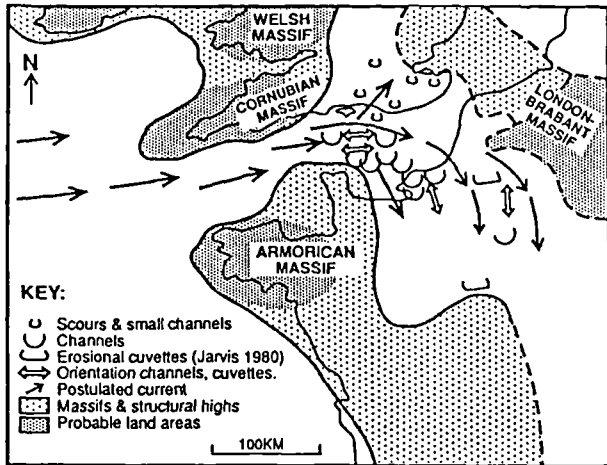


Fig. 4. — Paléogéographie au Crétacé supérieur avec orientation des chenaux et cuvettes d'érosion du plancher crayeux et interprétation des courants de surface (d'après Quine et Bozence, 1991).

Fig. 4. — Late Cretaceous palaeogeography with occurrence and orientation of erosional sea-floor channels and cuvettes and interpreted surface currents (after Quine et Bozence, 1991).

épaisseurs de craie dans des zones centrales subsidentes et sur des bordures ou seuils affectés de lacunes et condensations, se vérifie par exemple en Normandie au Cénomaniens et au Turonien (Juignet et Breton, 1991) ou en Angleterre également au Cénomaniens (Kennedy, 1969).

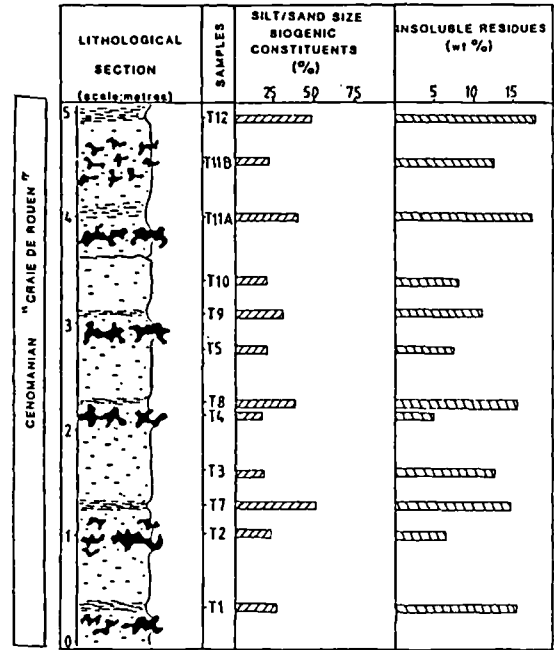


Fig. 5. — Alternances marne-craie avec % de bioclastes de la taille silt-sable et % de résidu insoluble dans la Craie de Rouen (Cénomaniens de Normandie) (d'après Quine et Bozence, 1991).

Fig. 5. — Marl-Chalk rhythms with % of silt-sand size biogenic constituents and % of insoluble residues (Cenomanian Craie de Rouen, Normandy) (after Quine et Bozence, 1991).

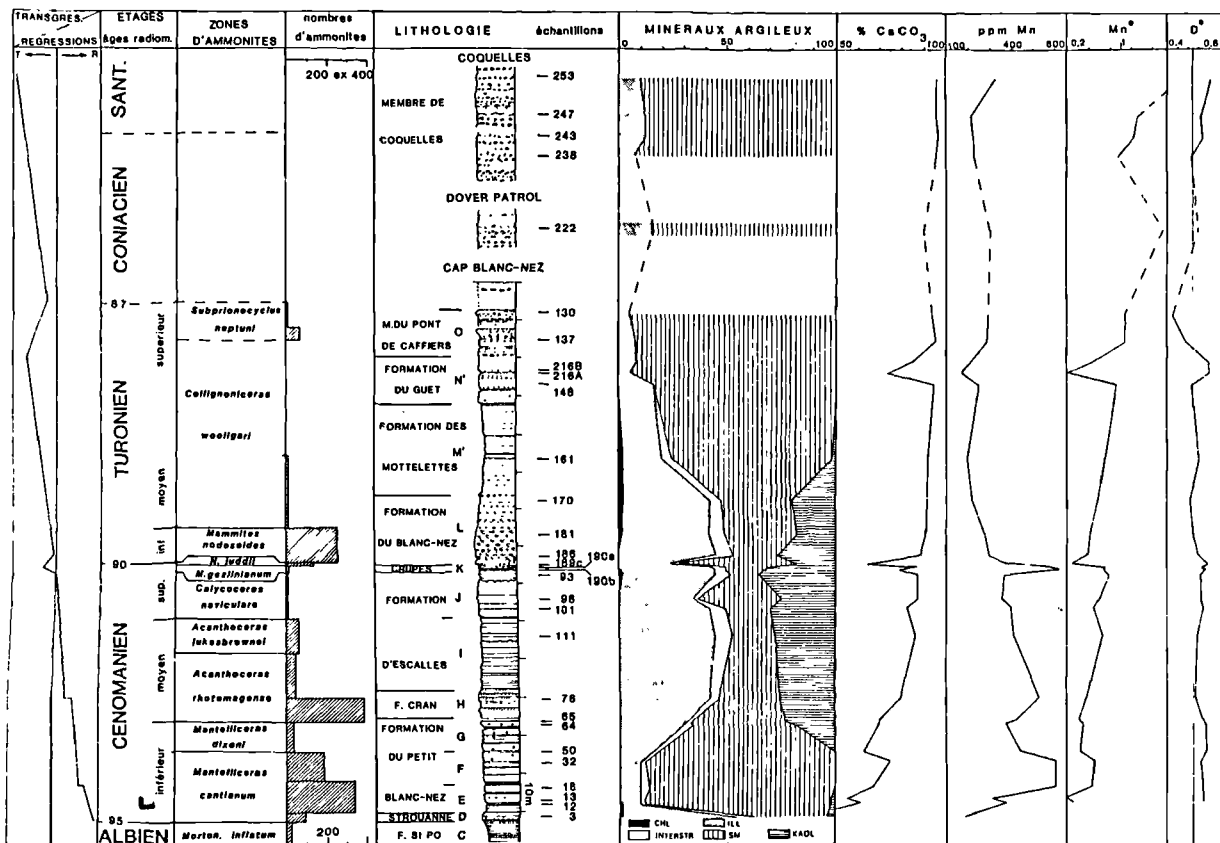


Fig. 6. — Minéralogie, géochimie et faunes d'ammonites des craies du Cap Blanc Nez (d'après Deconinck et al., 1989).

Fig. 6. — Clay-mineralogical, geochemical and ammonite faunas of the Cap Blanc-Nez section (after Deconinck et al., 1989).

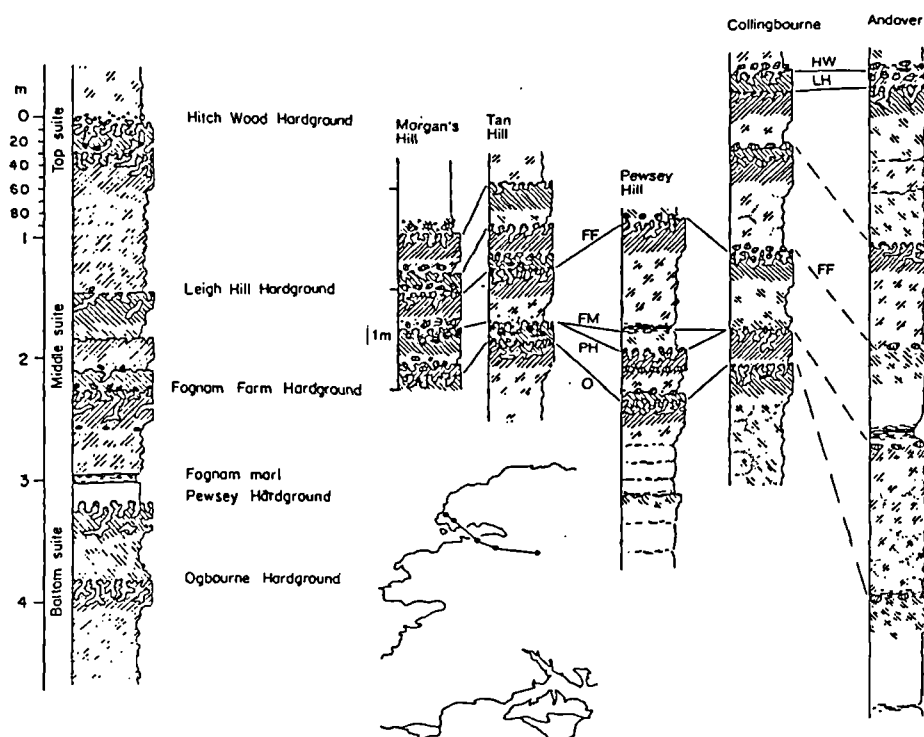


Fig. 7. — Succession des hardgrounds et corrélations du Chalk Rock (Turonien moyen- supérieur du Wiltshire au Hampshire) (d'après Bromley et Gale, 1982).

Fig. 7. — Hardground succession and correlation of the English Chalk Rock (Wiltshire to Hampshire) (after Bromley et Gale, 1982).

Au Cénomanién, les dépôts sont fréquemment soulignés par une alternance de bancs marneux et crayeux traduisant des fluctuations de la teneur en carbonate entre 60% et 90%. Dans les rythmes de la Craie de Rouen, Quine (1991) a mis en évidence la décroissance verticale du taux de composants terrigènes parallèlement à la diminution de taille des particules bioclastiques carbonatées ; cette corrélation suggère que des courants d'apport actifs associés aux marnes basales déclinent progressivement (fig. 5) ; toutefois, pour d'autres auteurs (Ditchfield et Marshall, 1989), la variation du $\delta^{18}O$ indiquerait plutôt une variation périodique de la température des eaux de surface modulant le taux de production carbonatée.

Dans le Boulonnais, le cortège argileux des craies est dominé par les smectites au Cénomanién inférieur ; ensuite, jusqu'au Turonien moyen, la proportion d'illite et de kaolinite augmente fortement ; enfin, la smectite prédomine à nouveau jusqu'au Santonien (fig. 6). La constitution de ces cortèges serait contrôlée par l'évolution du couple érosion/niveau marin. En Normandie, la structuration des haut-fonds Bray-Caux au cours du Cénomanién s'oppose à l'apport d'illite et de kaolinite mais favorise en revanche l'authigenèse de smectites lattées (Deconinck *et al.*, 1989, 1991).

IV. — LITHOSTRATIGRAPHIE.

En première approche, les séries crayeuses apparaissent souvent homogènes et il est apparu utile d'y introduire des subdivisions pour reconnaître l'architecture générale de ces dépôts, y effectuer des corrélations et les cartographier. Des unités ont ainsi été caractérisées, dès le 19^{ème} siècle dans les

pays de l'Europe du Nord, sur la base du faciès dominant ; en France par exemple : Craie chloritée, Craie tuffau, Craie blanche, Craie à silex zonés... ou en Angleterre : Chalk Marl, Grey Chalk, Lower Chalk without flints, Upper Chalk with flints... Cette nomenclature restait assez imprécise et il s'est avéré nécessaire de reprendre la définition de Formations et de Membres lithologiques régionaux, clairement délimités par des repères physiques, sur une coupe de référence : exemple de la Craie de Rouen comprise entre les hardgrounds "Rouen 1" et "Antifer 1" ; de telles discontinuités présentent parfois une vaste extension géographique et peuvent alors être suivies latéralement dans les faciès détritiques littoraux périarmoricains (Juignet, 1974).

En bordure de bassin, les omissions et discontinuités sédimentaires sont bien enregistrées et les hardgrounds sont nombreux. C'est le cas par exemple du Chalk Rock, représentant une partie du Turonien moyen-supérieur, qui s'étend sur 250 km au nord du bassin du Wessex et comporte un faisceau de 8 hardgrounds pour une épaisseur de 2 à 5 m ; Bromley et Gale (1982) ont pu identifier chacun d'eux et suivre l'évolution latérale des condensations (fig. 7).

Les potentialités de corrélation lithostratigraphique au sein de la craie du bassin anglo-parisien ont été bien illustrées par Mortimore et Pomerol (1987) qui ont démontré que des repères tels que des lits marneux ou des cordons de silex clairement identifiés traduisaient des événements sédimentaires ou diagénétiques et pouvaient être suivis latéralement sur de grandes distances en soulignant la géométrie des dépôts (fig. 8). Ces repères présentent en outre une signature géophysique (résistivité, gamma ray) et sont donc décelables en forage. Notons enfin que la limite Cénomanién-Turonien est parfois soulignée (Yorkshire,

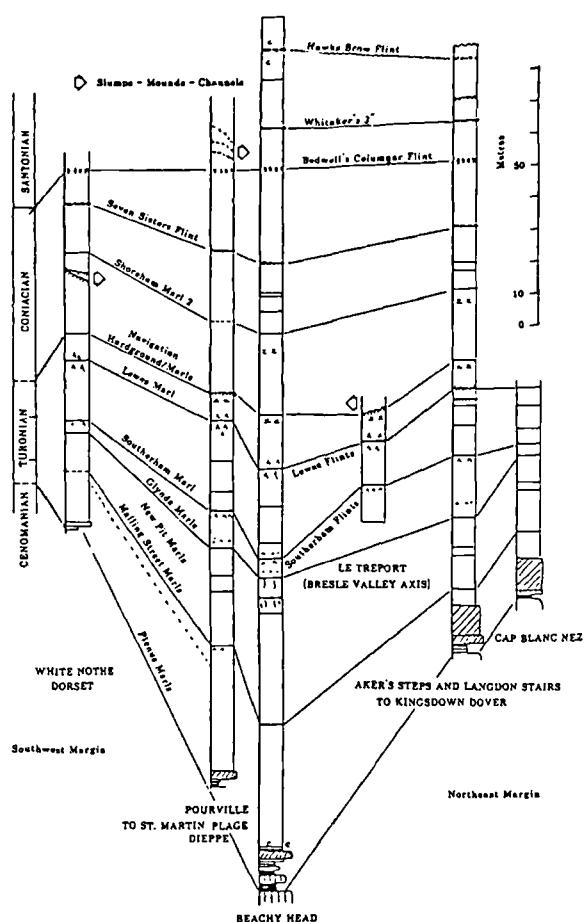


Fig. 8. — Corrélation de repères lithologiques dans les craies (Turonien à Santonien) du bassin anglo-parisien (Sud de l'Angleterre, Normandie et Boulonnais) (d'après Mortimore et Pomerol, 1987).

Fig. 8. — Correlation of lithological markers across the anglo-Paris basin (Turonian to Santonian chalks of southern England, Normandy and Boulonnais) (after Mortimore and Pomerol, 1987).

Allemagne du Nord) par des marnes noires, riches en carbone organique, qui traduiraient l'extension en domaine épicontinental d'un événement anoxique bien enregistré dans les bassins océaniques (Schlanger et Jenkyns, 1976).

V. — BIOSTRATIGRAPHIE.

De multiples données paléontologiques sur la macrofaune des craies ont été acquises dès le siècle dernier et ont servi à définir des unités biostratigraphiques. A la suite de d'Orbigny (1852), la craie a été divisée en étages basés sur le contenu faunistique et des subdivisions en biozones (par exemple Craie à *Turrilites tuberculatus*, à *Holaster subglobosus*, à *Inoceramus labiatus*, à *Micraster coranguinum*, à *Marsupites testudinarius*, à *Belemnitella mucronata*....) ont été proposées par Hébert (1874, 1875), Barrois (1876), de Grossouvre (1901), Jukes-Browne et Hill (1903, 1904), Rowe (1900, 1908). L'extension verticale des espèces de nombreux groupes est maintenant assez bien établie sur l'ensemble du domaine de la craie (Kennedy, 1971 ; Wright et Kennedy, 1981 ; Christensen, 1990). On distingue ainsi une dizaine de zones et sous-zones d'ammonites au Cénomanién, 6 zones

d'ammonites ou 5 zones d'inocérames au Turonien, 4 zones d'échinides ou 7 zones d'inocérames au Coniacien-Santonien, 6 zones de bélemnites au Campanien- Maastrichtien... (fig. 9).

Ces bilans ont été complétés par de multiples analyses micropaléontologiques (Carter et Hart, 1977 ; Monciardini, 1978) et on dispose désormais d'échelles de distribution parallèles pour les foraminifères, dinoflagellés, nanfossiles calcaires (Robaszynski *et al.*, 1980). Il serait théoriquement possible de distinguer une quinzaine de zones de foraminifères planctoniques sur l'ensemble de la série crayeuse, mais leur présence est très irrégulière ; aussi utilise-t-on plus couramment une vingtaine de zones de foraminifères benthiques qui peuvent constituer des marqueurs régionaux.

Le rapport planctoniques/benthiques fournit également des repères stratigraphiques et paléoenvironnementaux. L'inventaire des populations de foraminifères au sein d'alternances marne-craie du Cénomanién de Folkestone (Leary et Ditchfield, 1989) montre que les marnes, marquées par un $\delta^{18}O$ plus élevé que les craies, contiennent un plus grand nombre de spécimens, un assemblage de benthiques plus diversifié, une plus grande abondance de rotalipores et un rapport planctoniques/benthiques plus faible (fig. 10) ; le contrôle pourrait être effectué par la qualité du substrat et la température des eaux de surface.

La répartition géographique des divers peuplements évoqués a permis de situer la craie dans une province faunique nord-européenne (ou "boréale", voisine de la province à hoplitinés de l'Albien moyen), distinguée des provinces téthysienne et australe. Ce provincialisme concerne certains genres d'ammonites (*Schloenbachia*, *Hyphoplites*...) et des bélemnites (fig. 11) ; à l'inverse, d'autres genres d'ammonites (*Vascoceras*, *Neolobites*...), nombre de bivalves (rudistes, certains ostracés), de coelentérés, ainsi que de nombreux genres de foraminifères (*Orbitolina*, *Praealveolina*...) restent cantonnés au domaine mésogéen ou pénètrent temporairement dans le Sud du bassin de Paris et atteignent rarement les fonds crayeux (Juignet *et al.*, 1974). Il existe toutefois divers taxons-index plus ubiquistes (ammonites, bélemnites, crinoïdes, foraminifères planctoniques) qui permettent d'utiles corrélations entre le domaine de la craie nord-européenne et les bassins mésogéens, africains, australiens ou américains (Amédro et Robaszynski, 1993 ; Gale *et al.*, 1995 ; Gale et Christensen, 1996) (fig. 12).

Certaines crises biotiques sont enregistrées dans la craie. Celle de la limite Cénomanién-Turonien se traduit par des extinctions massives dans la macro- et la microfaune (Jefferies, 1962 ; Jarvis *et al.*, 1988 ; Leary *et al.*, 1989 ; Hart, 1993) ; la disparition successive de certains foraminifères benthiques puis des rotaliporidés, comme la réduction de fréquence des praeglobotruncanidés et hedbergellidés reflèterait l'envahissement progressif du bassin par une zone faiblement oxygénée réduisant leurs niches écologiques étagées dans la colonne d'eau. Un événement moins marqué au Cénomanién moyen se marque par une réduction temporaire de taille des rotalipores et hedbergelles qui serait liée à une réduction de profondeur et un refroidissement des eaux (Paul *et al.*, 1994)

Enfin, comme nous l'avons déjà mentionné, les craies présentent des ichnocénoses particulièrement riches (Ekdale et Bromley, 1984, 1991) . Les inventaires exhaustifs des traces d'endofaune montrent que diverses générations de fousisseurs se sont surimposées au sein des tranches successives du substrat en fonction des caractères physico-chimiques du

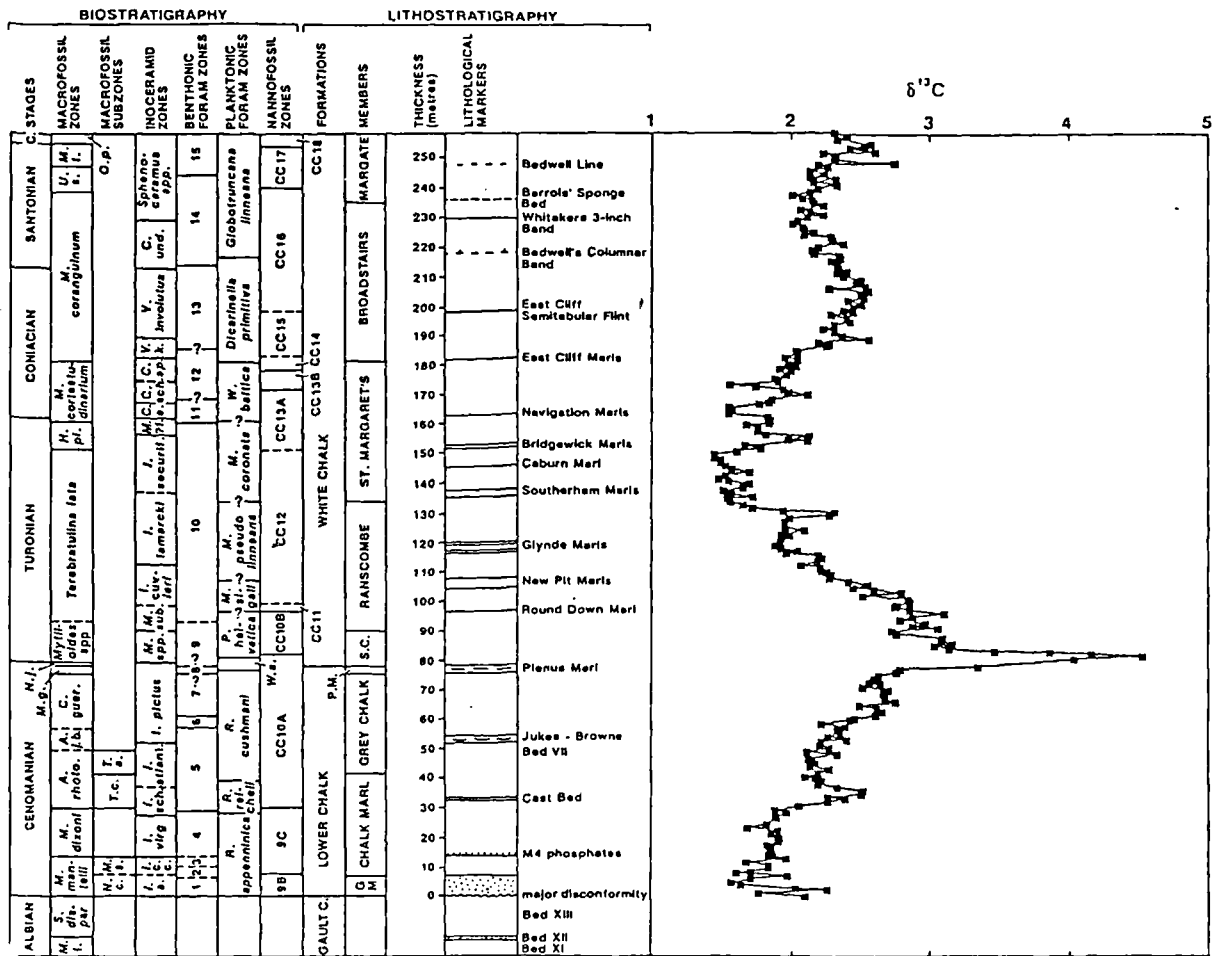


Fig. 9. — Biozones, repères lithologiques et variation du $\delta^{13}C$ dans les craies du Kent oriental (d'après Jenkyns et al., 1994).

Fig. 9. — Biozones, lithological markers and $\delta^{13}C$ curve in the chalks of East Kent (after Jenkyns et al., 1994).

milieu interstitiel et de la bathymétrie (fig.13). La concentration des bioturbations souligne généralement des repères de stratification au sein de la craie. Quelques niveaux s'avèrent d'excellents marqueurs ; c'est le cas des Cuilfail *Zoophycos* Beds (Mortimore, 1986) proches de la limite Turonien-Coniacien sur une grande partie du bassin anglo-parisien.

VI. — CHIMIOSTRATIGRAPHIE.

Depuis une vingtaine d'années, l'approche chimiostratigraphique a permis de relever, sur de nombreuses coupes de la craie, les teneurs en un certain nombre d'isotopes stables ou d'éléments-traces et de mettre en évidence divers événements ou processus sédimentologiques, climatiques et géodynamiques. L'un des faits les plus marquants concerne la présence d'un pic positif, composite, en carbone 13 (variation de $\delta^{13}C$ -carbonate- de +2‰ environ) à la limite Cénomanién-Turonien (Scholle et Arthur, 1980; Gale et al., 1993) (fig. 9). Cet événement, précisément identifié ensuite dans d'autres provinces, par exemple le Western Interior, traduirait la réponse océanique à l'enfouissement intense de carbone organique (plus riche en ^{12}C) qui échapperait ainsi à un recyclage oxydant. Un autre pic, moins marqué (amplitude de +1‰ environ), forme également un repère vers la base du

Cénomanién moyen (Paul et al., 1994). Les fluctuations temporelles du $\delta^{13}C$ s'avèrent un excellent outil pour les corrélations à distance ; ceci paraît bien démontré entre la craie du bassin anglo-parisien et la Scaglia des Apennins (Jenkyns et al., 1994). De nombreux auteurs ont, par ailleurs, signalé l'homologie qui existe entre la courbe de variation du $\delta^{13}C$ et celle des transgressions et régressions au cours du Crétacé.

Pour ce qui concerne la courbe de variation du $\delta^{18}O$, plutôt influencée par la lithologie et marquée par une croissance depuis la fin du Cénomanién, on peut admettre, compte-tenu de la faible évolution diagénétique de la craie, qu'elle traduirait une détérioration climatique progressive à partir de cette époque. Sur des données portant essentiellement sur du matériel pélagique de l'Est du Kent, Jenkyns et al. (1994) ont proposé une courbe suggérant la variation, au Crétacé supérieur, des paléotempératures de la mer au sein de laquelle la nannoflore secrète son squelette calcitique (fig. 14).

Les tendances des courbes de variation en manganèse correspondent assez bien à celles concernant le $\delta^{13}C$ dans les craies du Cénomanién-Turonien de Normandie (Pomerol, 1983). Le rapport Mn/Fe (Pratt et al., 1991) semble également un indicateur de l'environnement géochimique (variation des gradients et des limites de redox dans le bassin) lors du dépôt

VII. — STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET CYCLOSTRATIGRAPHIE.

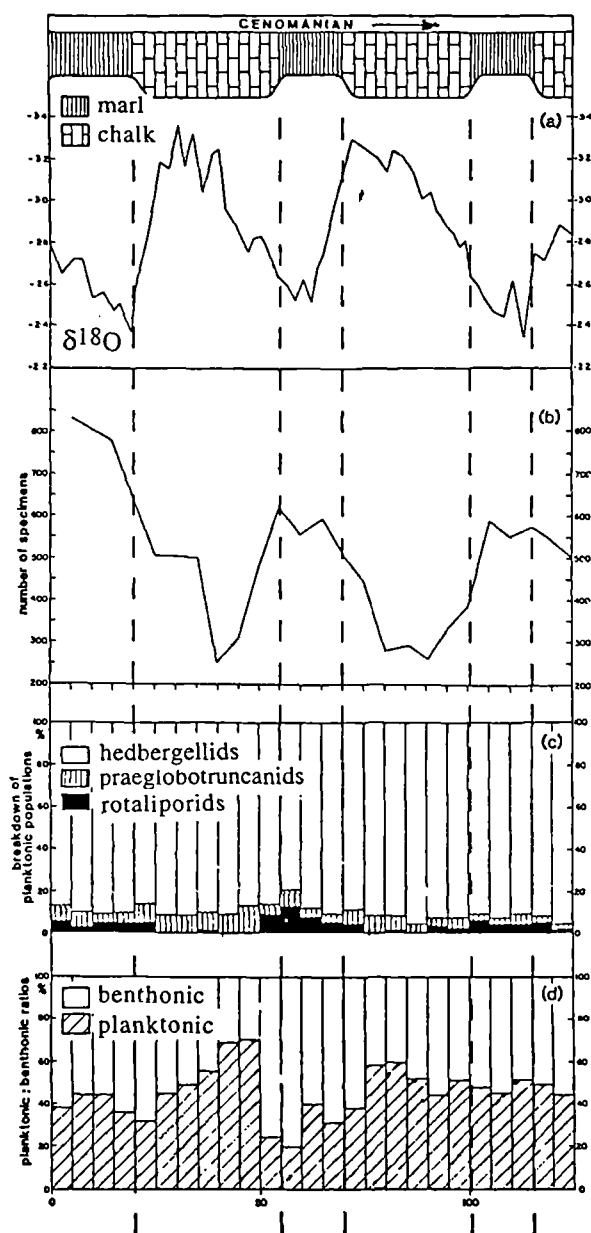


Fig. 10. — Variations du $\delta^{18}O$, du nombre de foraminifères, de l'association de planctoniques et du rapport planctoniques/benthoniques dans 3 rythmes de craie marneuse du Cénomaniens de Folkestone (d'après Leary et Ditchfield, 1989).

Fig. 10. — Oxygene isotope signature against number of foraminiferas, planktonic assemblage and planktonic/benthonic ratio through 3 cenomanian chalk-marl rhythms from Folkestone (after Leary et Ditchfield, 1989).

(fig. 15). La teneur en strontium est souvent difficile à interpréter ; en revanche, le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ s'avère utilisable pour des corrélations : une courbe établie sur la craie du Norfolk montre que ce rapport décroît depuis 0,70775 au Cénomaniens jusqu'à 0,70730 au Turonien moyen, puis croît jusqu'à plus de 0,70775 au début du Maastrichtien (Mc Arthur *et al.*, 1993) ; une valeur repère de 0,707473 est par exemple retenue pour la limite Santonien-Campanien (Gale *et al.*, 1995).

L'analyse des bassins à sédimentation crayeuse en terme de stratigraphie séquentielle, telle qu'elle a été conçue par Vail et ses collaborateurs d'Exxon, permet d'approfondir la signification de la plupart des repères lithologiques, minéralogiques, paléontologiques et géochimiques. Malgré des difficultés inhérentes au fait que ce dépôt de carbonate pélagique est peu dépendant des variations de flux sédimentaires terrigènes et que la topographie des fonds n'individualise pas toujours clairement plate-forme, pente et bassin, il est manifeste que le dépôt de la craie est influencé par des variations périodiques du niveau eustatique de l'ordre du million d'années qui interfèrent avec la forte élévation et sa retombée marquant l'ensemble du Crétacé supérieur. Parmi les discontinuités mentionnées précédemment, il est possible d'individualiser des surfaces limites de séquence, des surfaces transgressives souvent soulignées par de la glauconie et des surfaces d'inondation maximale (downlap surface) fréquemment associées à des phosphates ; ces discontinuités sont plutôt discrètes, sous forme de surfaces d'omission bioturbées, non lithifiées, en domaine de bassin, mais forment souvent des fonds indurés, perforés, minéralisés et encroûtés (hardgrounds) sur les marges. La baisse du niveau marin entraîne en général un afflux de matériel argileux alors qu'un niveau élevé sera accompagné par une sédimentation plus lente et plus carbonatée ; les cortèges transgressifs sont soulignés par des lits de calcarénite bioclastique, des faunes remaniées, de la glauconie.

L'individualisation de ces séquences et de leurs cortèges sédimentaires repose sur la corrélation aussi précise que possible de diverses coupes réparties sur l'ensemble des bassins et de leurs bordures ainsi que de celles des formations littorales non crayeuses éventuellement conservées. Compte-tenu de la précision des datations, c'est pour les périodes cenomaniennes et turoniennes que cette confrontation est la plus démonstrative (Robaszynski *et al.*, 1997; Juignet et Breton, 1994; Gale, 1996) ; on y dénombre un peu plus de 8 séquences (fig. 16) qui sont également identifiées dans d'autres provinces.

D'autres variations lithologiques périodiques d'origine primaire, à une échelle beaucoup plus fine de l'ordre de dizaines à centaines de milliers d'années (cycles de Milankovitch), sont fréquemment décelables dans la craie. Les parties de bassin les plus subsidentes fournissent les meilleures références pour cette cyclicité : dans le Cénomaniens du Sud de l'Angleterre, Gale (1989) a répertorié environ 212 alternances marne-craie, épaisses de 0,2 à 1 m, organisées en 44 groupes de 5 rythmes en moyenne. Une durée de 20 000 ans pour ces cycles élémentaires, et 100 000 ans environ pour les faisceaux, est compatible avec la durée de l'étage (4 à 4,5 Ma). Un contrôle avec calage biostratigraphique démontre que la plupart des rythmes peuvent être suivis latéralement avec précision, sur plus de 200 km, de l'île de Wight au Boulonnais (fig. 17), et même être décelés, bien au-delà, dans le Nord de l'Allemagne ou le Bassin vocontien par exemple (Gale, 1995). Le Turonien, pour sa plus grande partie (Gale, 1996), fournit un découpage identique où les rythmes peuvent être identifiés individuellement. L'ensemble des craies de Normandie, du Cénomaniens au Campanien, offrent la même potentialité.

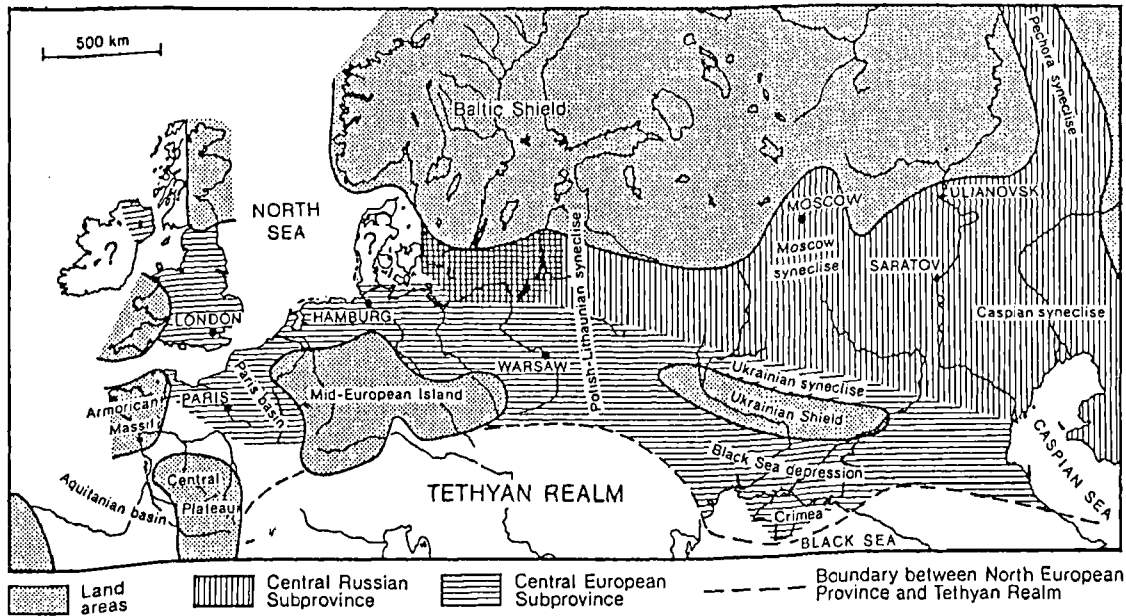


Fig. 11. — Paléobiogéographie au Crétacé supérieur : province nord-européenne (avec sous-provinces centre-Europe et centre-Russie déduites des bélemnites) et province téthysienne (d'après Christensen, 1976).

Fig. 11. — Paleobiogeography of the Upper Cretaceous : North European Province (with Central European and Central Russian Subprovinces as defined on belemnites) and Tethyan Province (after Christensen, 1976).

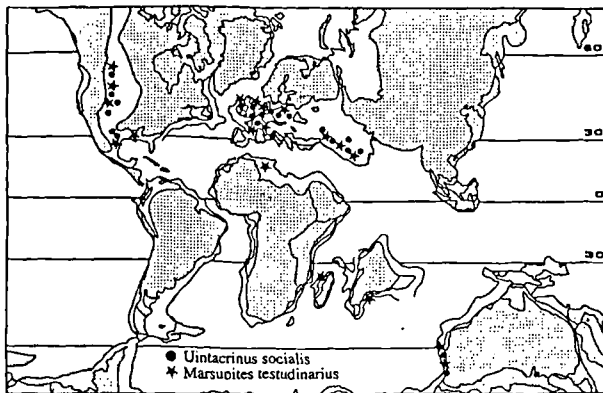


Fig. 12. — Répartition de *Uintacrinus socialis* et *Marsupites testudinarius* (crinoïdes sans tige) dans la paléogéographie du Santonien supérieur (d'après Gale et al., 1995).

Fig. 12. — Paleogeographical distribution of the late Santonian *Uintacrinus socialis* and *Marsupites testudinarius* (stemless crinoids) (after Gale et al., 1995).

Ces rythmes évoquent un contrôle orbital selon les cycles astronomiques de précession des équinoxes (18 à 23 000 ans), la variation d'excentricité (100 000 ans) également décelable modulant le premier signal (Berger et Loutre, 1989). Les fluctuations climatiques qui en résultent se traduiraient par une variation de l'érosion par ruissellement sur le continent ou une variation de la productivité marine liée à la température des eaux de surface.

La cyclostratigraphie à haute résolution apporte évidemment des indications nouvelles quant à la durée des

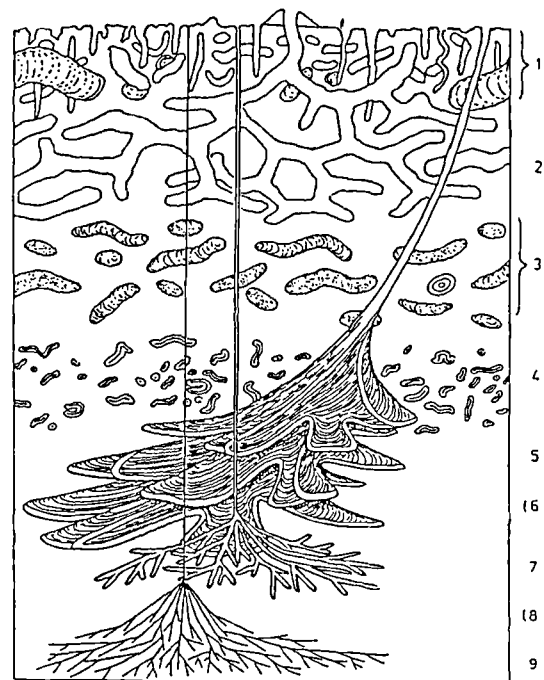


Fig. 13. — Etagement des traces fossiles et position relative des ichnogenes dans la craie du Maastrichtien supérieur du Danemark (d'après Ekdale et Bromley, 1991) : 1- puits de fousseurs, ? *Planolites* de 3 tailles et grands *Taenidium*, 2- *Thalassinoides*, 3- *Planolites* sombres et *Taenidium*, 4- *Anconichnus*, 5- *Zoophycos* sombres, (6- éventuellement *Zoophycos* blancs, 7- grands *Chondrites*, (8- éventuellement *Chondrites* moyens, 9- petits *Chondrites*).

Fig. 13. — Trace fossil tiering and relative positions of the ichnogenes in the Upper Maastrichtian Chalk of Denmark (after Ekdale et Bromley, 1991).

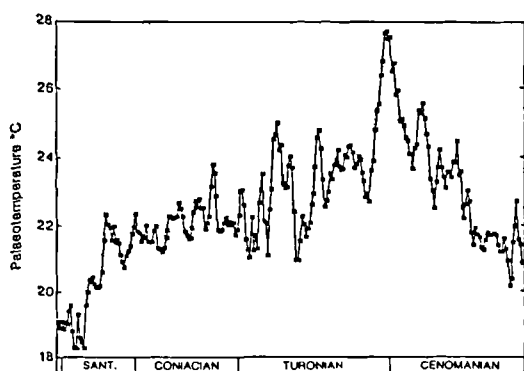


Fig. 14. — Courbe de paléotempérature estimée pour la mer du Crétacé supérieur, déduite des variations du $\delta^{18}O$ des craies du Kent oriental (d'après Jenkyns *et al.*, 1994).

Fig. 14. — Palaeotemperature curve derived from the $\delta^{18}O$ of the Chalk of East Kent (after Jenkyns *et al.*, 1995).

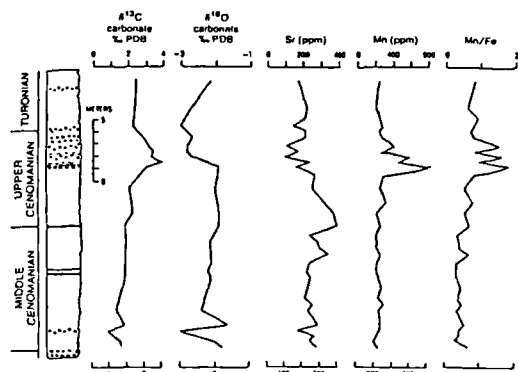


Fig. 15. — Rapports isotopiques et teneurs en éléments-traces des craies à la limite Cénomanién-Turonien en Normandie (d'après Pratt *et al.*, 1991).

Fig. 15. — Isotopic ratios and trace-element contents of the chalks of the Cenomanian-Turonian boundary sequence in Normandy (after Pratt *et al.*, 1991).

unités biostratigraphiques, des temps de migration des espèces, des lacunes ou condensations, ainsi que la variation des taux de sédimentation, la vitesse de formation des minéraux authigènes. On estime par exemple des durées extrêmes de 1,4 Ma pour la zone à *M. mantelli* et 0,110 Ma pour celle à *M. geslinianum*, ou bien encore une vitesse de sédimentation réduite à moins de 1 mm/1000 ans pour permettre l'authigénèse de glauconite.

VIII. — LA CRAIE : UNE MEMOIRE PRIVILEGIEE POUR DE MULTIPLES EVENEMENTS ET PROCESSUSGLOBAUX.

Progressivement, une exigence s'est imposée : celle de fournir une colonne lithologique détaillée, lisible, permettant un archivage et une exploitabilité fiable des diverses données ; trop d'observations précieuses réalisées sans repérage précis dans le passé sont malheureusement devenues inutilisables. Les approches pluridisciplinaires récentes font sensiblement

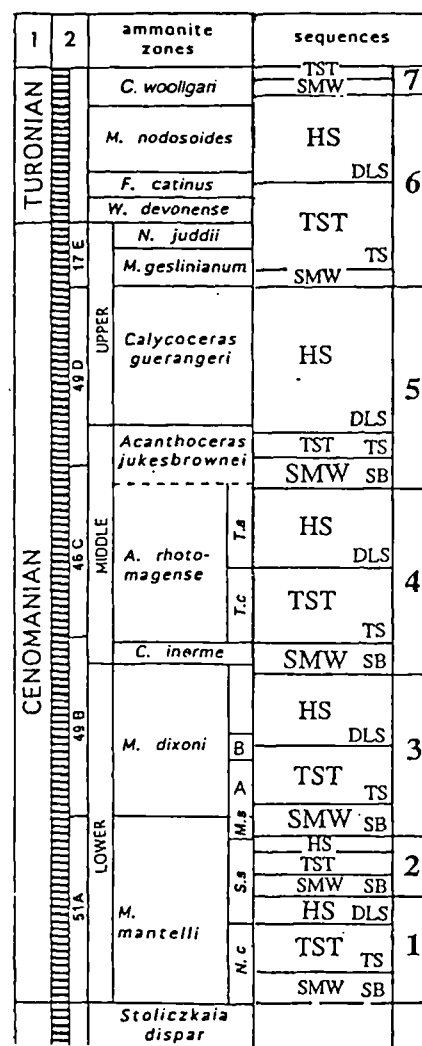


Fig. 16. — Cyclostratigraphie, biozonation et stratigraphie séquentielle du Cénomanién et Turonien inférieur dans le NW du bassin anglo-parisien (2: découpage rythmique à 20 000 ans ; SMW : bas niveau, TST : cortège transgressif, HS : haut niveau, SB : limite de séquence, TS : surface de transgression, DLS : surface d'inondation maximum) (en partie d'après Gale, 1995 et Robaszynski *et al.*, 1997).

Fig. 16. — Cyclostratigraphy, biozonation and sequence stratigraphy of Cenomanian and Early Turonian (2: couplets at 20 ky ; SMW : shelf margin wedge, TST : transgressive system tract, HS : high stand, SB : sequence boundary, TS : transgressive surface, DLS : downlap surface) (partly after Gale, 1995 and Robaszynski *et al.*, 1997).

progresser notre connaissance des multiples messages enregistrés au sein de la craie.

Citons, par exemple, l'inventaire des événements paléocéanographiques du Cénomanién moyen par Paul *et al.* (1994): cette étude porte sur une série de coupes réparties dans les bassins anglo-parisien et de Cleveland qui intéressent la tranche de sédiment s'étendant des rythmes B33 à C14 de Gale (1989) ; l'analyse conjointe, banc par banc, de faunes temporaires indicatrices de conditions particulières (pulse fauna), du $\delta^{13}C$, du $\delta^{18}O$, du pourcentage de résidu insoluble et du carbone organique total met en évidence des variations significatives, sensibles au niveau du rythme et synchrones à l'échelle d'un ou de plusieurs bassins (fig. 18). Il est ainsi possible de dater ces événements avec une précision de l'ordre de 10 000 ans.

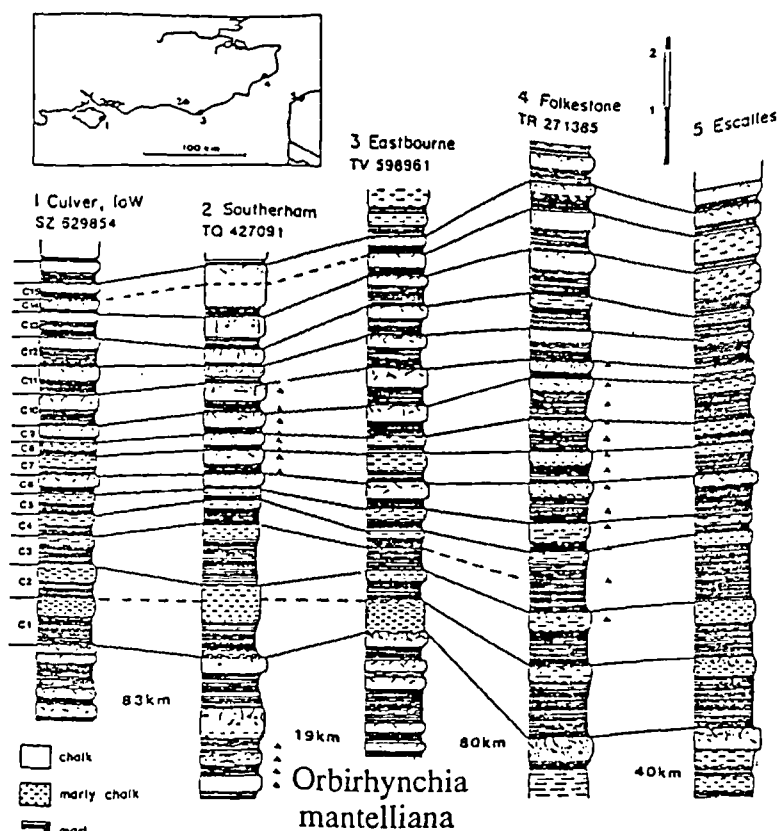


Fig. 17. — Corrélation de 15 rythmes (C1 à C15) de craie marseuse du Cénomaniens moyen (zone à A. rhotomagensis) à travers le nord du bassin anglo-parisien (d'après Gale, 1989).

Fig. 17. — Correlation of 15 chalk marl couplets (mid-cenomanian *A. rhotomagensis* zone) across the northern anglo-Paris basin (after Gale, 1989).

Mentionnons également une discussion de la limite Santonien-Campanien exploitant les données établies sur diverses craies du Sud de l'Angleterre, Nord de l'Allemagne, Texas et Ouest de l'Australie (Gale *et al.*, 1995). Une chronologie détaillée peut être proposée, à côté d'un âge absolu (83,5 Ma), pour une série d'événements concernant la répartition des faunes (ammonites, crinoïdes, bélemnites, foraminifères planctoniques), des flores (coccolithes) et la position de repères isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$) ou magnétique (passage de la magnétozone 34 normale à la 33 inverse). L'utilisation de l'échelle magnétostratigraphique est en fait assez exceptionnelle pour la craie car la chronozone 34 normale persiste de l'Aptien au Santonien.

CONCLUSION.

La craie a pris naissance au Crétacé supérieur dans un certain nombre de bassins bien individualisés mais présentant de larges ouvertures en fonction du niveau eustatique très élevé au cours de cette période. Les conditions climatiques et la répartition de ces bassins ont différencié une province biogéographique de la craie nord-européenne, en marge de la province téthysienne. L'enchaînement des formations crayeuses ne présente généralement pas de traces d'émersion et les parties axiales subsidentes des bassins reçoivent une sédimentation pratiquement continue, favorable à l'enregistrement de messages sédimentaires variés. Ces dépôts offrent ainsi un champ d'application favorables pour diverses

techniques paléontologiques, physiques ou chimiques efficaces pour établir des corrélations globales.

Une première approche s'est consacrée à l'inventaire des indices biotiques offrant un bon potentiel de chronologie relative et de caractérisation de biotope ; on dispose maintenant de bases précises sur la répartition des diverses espèces animales et végétales au sein de la craie, mais une quantification de celle-ci mérite parfois d'être entreprise. De nombreux marqueurs lithologiques tels que les lits marneux, cordons de silex, hardgrounds sont répertoriés ; leur répartition horizontale peut rendre compte des variations bathymétriques et des différences de contrôle structural entre les bordures et les dépo-centres des bassins.

L'application de la stratigraphie séquentielle conduit à une investigation approfondie des différents gradients sédimentaires et des discontinuités au sein des craies ; toutefois, la sédimentation largement dominée par la décantation de coccolithes n'exprime pas toujours clairement les fluctuations de niveau eustatique, en particulier du Coniacien au Campanien. En revanche, la cyclostratigraphie s'applique avec un grand succès, notamment aux craies du Cénomaniens et Turonien ; elle permet, dans certains cas, des corrélations fiables avec une précision de 10 à 20 000 ans à l'intérieur d'un bassin ou même entre bassins différents.

La variation verticale du $\delta^{13}\text{C}$ -carbonate- au sein des craies a mis en évidence des repères significatifs pour effectuer des corrélations à longue distance et déceler des

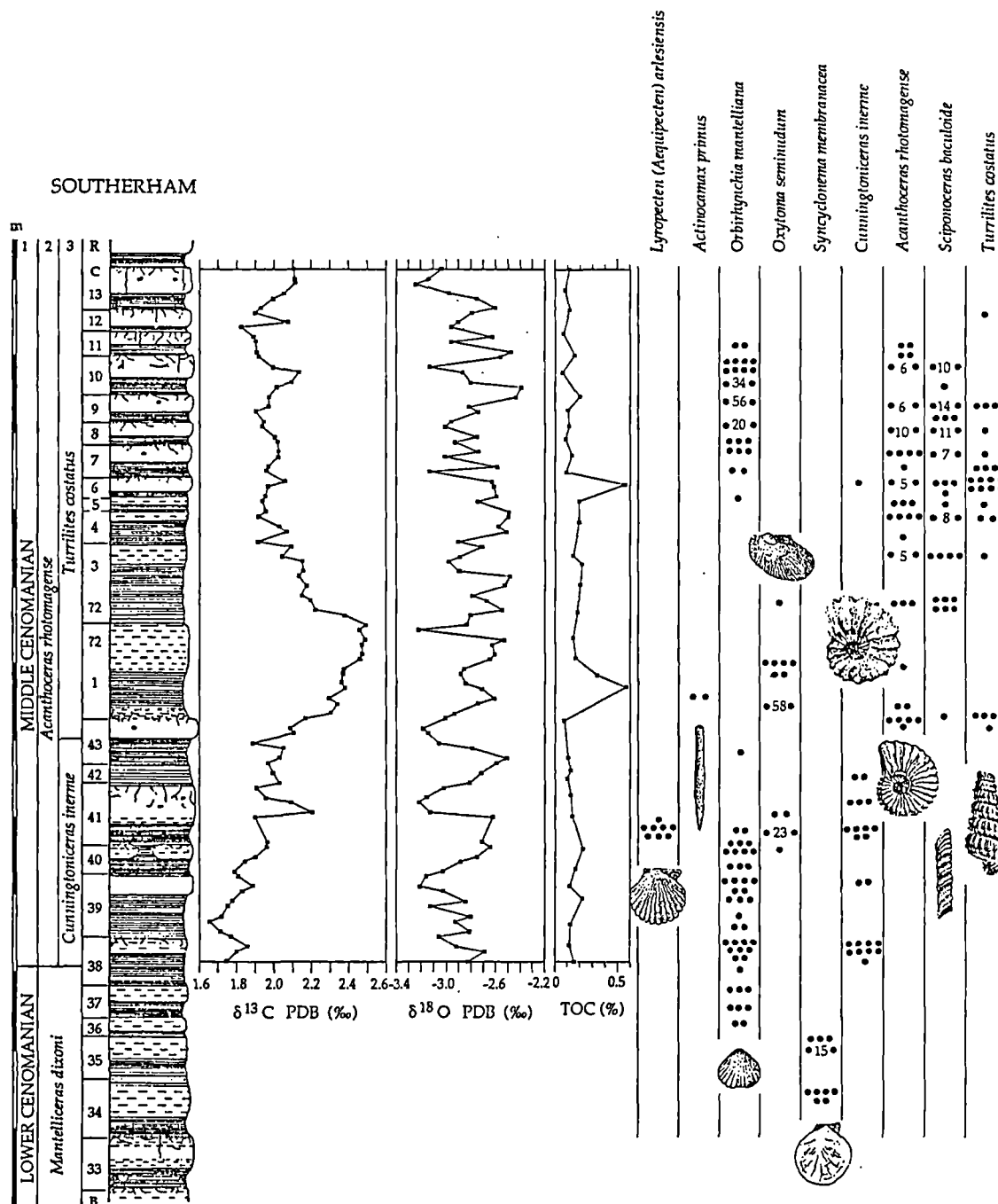


Fig. 18. — Evènements paléocéanographiques au cours du Cénomanién moyen à Southeram, Sussex : valeurs du $\delta^{13}\text{C}$, du $\delta^{18}\text{O}$ et du carbone organique total (TOC) avec répartition des macrofossiles marqueurs (d'après Paul *et al.*, 1994).

Fig. 18. — Palaeoceanographic events in the Middle Cenomanian at Southeram, Sussex : $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, TOC values, plus occurrences of key macrofossils (after Paul *et al.*, 1994).

connections avec les crises du milieu océanique ; d'autres éléments (Mn) présentent des variations apparemment riches d'enseignement mais qui doivent encore être testées. Notons que certains biomarqueurs permettent de prédire divers changements géochimiques ou paléocéanographiques de la mer de la craie ; des investigations de cet ordre devraient être étendues.

Ainsi, la craie, peu affectée par les modifications diagénétiques, représente un sédiment pélagique qui a

enregistré de nombreux événements biologiques, géochimiques, océanographiques, climatiques ; dans bien des cas, ceux-ci traduisent des phénomènes interdépendants affectant l'ensemble du globe. Beaucoup plus facilement accessible que les sédiments océaniques profonds et permettant une lecture beaucoup plus fine sur ses meilleurs affleurements, la craie constitue certainement un gisement d'information sans équivalent pour la stratigraphie globale du Crétacé supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

- ALCAYDÉ G., JUIGNET P. & MONCIARDINI C. (1980).- Stratigraphie et Paléogéographie du Crétacé supérieur. In Megnier C. (Ed.) Synthèse géologique Bassin de Paris, vol. 1, Stratigraphie et Paléogéographie, *Mem. Bur. Rech. Géol. Min.* 101, p. 289-325, 6 fig.
- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1993).- La zone à *Actinocamax plenus* dans le Domaine boréal. Eléments de comparaison de la limite Cénomanién - Turonien entre les Domaines boréal et téthysien. *Cretaceous Research*, 14, p. 487-494.
- AUBRY M. P. (1972).- Recherches pétrographiques, stratigraphiques et paléosédimentologiques sur les craies de Haute-Normandie. Thèse 3e cycle, Univ. Paris, 105 p., 21 pl.
- BARROIS C. (1876).- Recherches sur le terrain crétacé supérieur de l'Angleterre et de l'Irlande. *Mem. Soc. géol. France*, 1, 323 p.
- BERGER A. & LOUTRE M. F. (1989).- Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature*, 342, p. 133.
- BROMLEY R. G. & GALE A. S. (1982).- The Lithostratigraphy of the English Chalk Rock. *Cretaceous Research*, 3, p. 273-306.
- CARTER D. J. & HART M. B. (1977).- Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geology)*, 29, p. 1-135.
- CAYEUX L. (1927).- La formation des silex dans la craie. *C. R. Soc. géol. France*, IV, 27, p. 210-213.
- CAYEUX L. (1935).- Les Roches Sédimentaires de France : Roches calcaires. Masson, Paris, 463 p.
- CHRISTENSEN W. K. (1990).- Upper Cretaceous belemnite Stratigraphy of Europe. *Cretaceous Research*, 11, p. 359-369.
- CLAYTON C. J. (1986).- The Chemical environment of flint formation in Upper Cretaceous Chalks. In Sieveking G. de G. et Hart M. B. (Eds) The scientific study of flint and chert. Cambridge Univ. Press, p. 43-54.
- DECONINCK J. F., HOLTZAPFFEL T., ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1989).- Données minéralogiques, géochimiques et biologiques comparées dans les craies cénomaniennes à santoniennes du Boulonnais. *Geobios*, mém. spec. 11, p. 179-188.
- DECONINCK J. F., AMEDRO F., FIOLET-PIETTE A., JUIGNET P., RENARD M., ROBASZYNSKI F. (1991).- Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomanién du Boulonnais et du Pays de Caux. *Ann. Soc. géol. Nord.*, 1, p. 57-66, 1 pl.
- DITCHFIELD P. & MARSHALL J. (1989).- Isotopic variation within three Cenomanian chalk-marl rhythms. *Geology*, 17, p. 842-845.
- EKDALE A. A. & BROMLEY R. G. (1984).- Cretaceous chalk ichnofacies in Northern Europe. *Geobios*, Mem. special n° 8, p. 201-204.
- EKDALE A. A. & BROMLEY R. G. (1991).- Analysis of Composite Ichnofabrics : an example in Uppermost Cretaceous chalk of Denmark. *Palaios*, 6, p. 232-249.
- GALE A. S. (1989).- Field meeting at Folkestone Warren 29th November 1987. *Proc. Geol. Ass.*, 100, p. 73-80.
- GALE A. S. (1990).- A Milankovitch scale for Cenomanian time. *Terra nova*, London, 1, p. 420-425.
- GALE A. S. (1995).- Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian Stage in Western Europe. In House M. R. & Gale A. S. (Eds) Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 85, p. 177-197.
- GALE A. S. (1996).- Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In Hesselbo S. P. & Parkinson D. N. (Eds) Sequence Stratigraphy in British Geology. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 103, p. 177-195.
- GALE A. S., JENKYN H. C., KENNEDY W. J. & CORFIELD R. M. (1993).- Chemostratigraphy versus biostratigraphy : data from around the Cenomanian - Turonian boundary. *Journ. Geol. Soc., London*, 150, p. 29-32.
- GALE A. S., MONTGOMERY P., KENNEDY W. J., HANCOCK J. M., BURNETT J. A. & McARTHUR J. M. (1995).- Definition and global correlation of the Santonian - Campanian boundary. *Terra Nova*, 7, p. 611-622.
- GALE A. S. & CHRISTENSEN W. K. (1996).- Occurrence of the belemnite *Actinocamax plenus* in the Cenomanian of SE France and its significance. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 43, p. 68-77.
- GROSSOUVRE A. de (1901).- Recherches sur la craie supérieure. *Mém. carte géol. France*, Imp. Nationale, Paris, 2, 1013 p.
- HANCOCK J. M. (1989).- Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous. *Proc. Geol. Ass.*, 100, 4, p. 565-594.
- HANCOCK J. M. (1993).- The formation and diagenesis of chalk. In Downing R. A., Price M. & Jones G. P. (Eds) The hydrogeology of the Chalk of north-west Europe. Oxford.
- HANCOCK J. M. & KAUFFMAN E. G. (1979).- The great transgressions of the Late Cretaceous. *Journ. geol. Soc. Lond.*, 136, p. 175-186, 5 fig., 4 tabl.
- HANOT F. & RENOUX P. (1991).- Petrophysical variations in the Senonian chalk of the Paris Basin and their influence on static corrections. *First Break*, 9, 11, p. 515-526.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, spec. publ., 42, p. 71-108.
- HART M. B. (1993).- Cretaceous foraminiferal Events. In Hailwood E. A. & KIDD R. B. (Eds) High Resolution Stratigraphy. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 70, p. 227-240.
- HATTIN D. E. (1975).- Petrology and origin of fecal pellets in Upper Cretaceous Strata of Kansas and Saskatchewan. *J. Sedim. petrol.*, 45, p. 686-696.
- HEBERT E. (1874).- Comparaison de la craie des Côtes d'Angleterre avec celle de France. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 2, p. 416-428.
- HEBERT E. (1875).- Classification des terrains crétacés supérieurs. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 3, p. 595-599.
- JARVIS I. (1992).- Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks : the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology*, 39, p. 55-97.
- JARVIS I., CARSON G., HART M., LEARY P. & TOCHER B. (1988).- The Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) anoxic event in SW England : evidence from Hooken cliffs near Beer, SE Devon. *Newsl. Stratig.*, 18, 3, p. 147-164.
- JEFFERIES R. P. S. (1962).- The palaeoecology of the *Actinocamax plenus* Subzone (lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaontology*, 4, 609-647, pls. 77-79.
- JENKYN H. C., GALE A. S. & CORFIELD R. M. (1994).- Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 131, 1, p. 1-34.
- JUIGNET P. (1974).- La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricain. Aptien, Albien, Cénomanién de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanién. *Thèse. Université de Caen*, 810 p., 174 fig., 47 tabl., 28 pl.
- JUIGNET P., LOUAIL J., NEUMANN M. & POURMOTAMED F. (1974).- Pénétration de Foraminifères mésogènes dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris au Cénomanién. *C. R. Acad. Sciences Paris*, 278, p. 2279-2282, 1 pl.
- JUIGNET P. & BRETON G. (1992).- Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the Western Paris Basin. *Palaogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 91, p. 197-218.
- JUIGNET P. et BRETON G. (1994).- Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatisme dans les craies turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France). Expression et signification des rythmes de la craie. *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Museum du Havre*, 81, 2, p. 55-81.

- JUKES-BROWNE A. J. & HILL W. (1903).- The Cretaceous Rocks of Britain. 2 : The Lower and Middle chalk of England. *Mem. geol. Surv. U. K.*, 558 p.
- JUKES-BROWNE A. J. & HILL W. (1904).- The Cretaceous Rocks of Britain. 3 : The Upper Chalk of England. *Mem. geol. Surv. U. K.*, 566 p.
- KENNEDY W. J. (1969).- The correlation of the Lower Chalk of south-east England. *Proc. Geol. Ass.*, 80, p. 459-560.
- KENNEDY W. J. (1971).- Cenomanian Ammonites from Southern England. *Spec. Pap. Palaeont.* 8, 133 p., 64 pl., 5 tabl.
- KENNEDY W. J. & JUIGNET P. (1974).- Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute-Normandie, France. *Sedimentology*, 21, p. 1-42, 36 fig.
- LEARY P. N. & DITCHFIELD P. (1989).- The foraminiferal assemblage against the oxygen isotope signature through three Cenomanian (Cretaceous) marl chalk-marls rhythms from SE England. *Mesozoic Res.*, 2, 2, p. 75-81.
- LEARY P. N., CARSON G. A., COOPER M. K. E., HART M. B., HORNE D., JARVIS I., ROSENFELD A. & TOCHER B. A. (1989).- The biotic response to the Late Cenomanian oceanic anoxic event, integrated evidence from Dover, SE England. *Journ. Geol. Soc., London*, 146, p. 311-317.
- Mc ARTHUR J. M., THIRLWALL M. F., GALE A. S., KENNEDY W. J., BURNETT J. A., MATTEY D. & LORD A. R. (1993).- Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous : a new curve, based on the English Chalk. In Hailwood E. A. & Kidd R. B. (Eds) High Resolution Stratigraphy. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 70., p. 195-209.
- MONCIARDINI C. (1978).- Biozones de Foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord du Bassin de Paris. *Bull. Bur; Rech. Géol. Min.*, 3, 1, p. 206-223.
- MORTIMORE R. N. (1986).- Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 2, p. 97-139.
- MORTIMORE R. N. (1990).- Chalk or chalk ? Proceedings International Chalk Symposium, Brighton Polytechnic, Thomas Telford, London, p. 15-45.
- MORTIMORE R. N. & POMEROL B. (1987).- Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Ass.*, 98, 2, p. 97-143.
- ORBIGNY A. d' (1852).- Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique. II, 2. Masson et Cie, Paris.
- PAUL C. R. C., MITCHELL S. F., MARSHALL J., LEARY P. N., GALE A. S., DUANE A. & DITCHFIELD P. D. (1994).- Paleocceanographic events in the Middle Cenomanian of Northwest Europe. *Cretaceous Research*, 15, p. 707-738.
- POMEROL B. (1983).- Geochemistry of the late Cenomanian-early Turonian chalks of the Paris Basin : manganese and carbon isotopes in carbonates as paleoceanographic indicators. *Cretaceous Research*, 4, p. 85-93.
- PRATT L. M., FORCE E. R. & POMEROL B. (1991).- Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian-Turonian boundary. *Journ. Sedim. Petrol.*, 61, 3, p. 370-383.
- QUINE M. & BOZENCE D. (1991).- Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, 38, p. 1113-1152.
- ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980).- Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, 22, 4, p. 195-321.
- ROBASZYNSKI F., JUIGNET P., GALE A., AMEDRO F. & HARDENBOL J. (1997).- Sequence Stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Anglo-Paris Basin, exemplified by the Cenomanian Stage. *Soc. Econom. Palaeontol. Mineral.*, (sous presse).
- ROWE A. W. (1900).- The Zones of the white Chalk of the English coast. I. Kent and Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 16, p. 289-368.
- ROWE A. W. (1908).- The Zones of the White Chalk of the English coast. V. the Isle of Wight. *Proc. Geol. Ass.*, 20, p. 209-352.
- SCHLANGER S. O. & JENKYN H. C. (1976).- Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, p. 179-184.
- SCHOLLE P. A. (1977).- Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration. *Bull. A. A. P. G.*, 61, 7, p. 982-1009.
- SCHOLLE P. A. & ARTHUR M. (1980).- Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones : potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Bull. A. A. P. G.*, 64, p. 67-87.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M. & THOMPSON S. (1977).- Global cycles of relative changes of sea-level. In Payton C. E. (ed) Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. *Mem. A. A. P. G.*, 26, p. 49-212.
- WRIGHT C. W. & KENNEDY W. J. (1981).- The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. *Monogr. Palaeont. Soc.* London, 148 p., 32 pl. (Publ. n° 560, part of vol. 134, 1980).
- ZIEGLER P. A. (1982).- Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Intern. Petrol. Maatschappij B. V., 130 p., 40 pl.

FORAMINIFERA OF THE UNITED KINGDOM CHALK SUCCESSION; ROLE IN CORRELATION AND SEQUENCE STRATIGRAPHY OF CENOMANIAN-TURONIAN

Foraminifères des craies Céno-mano-Turonien en Angleterre; Rôle dans les corrélations et dans la stratigraphie séquentielle.

by MALCOLM B. HART (*)

Abstract. — As a result of intensive investigations over 100 years the Chalk succession in the United Kingdom has been sub-divided into 17 biozones based on planktonic Foraminifera and 22 biozones based on benthonic Foraminifera. These zones have been used to correlate the Chalk succession throughout the UK and found to be remarkably reliable. Despite the problems involved in recognising a sequence stratigraphy in basinal successions 5 3rd order depositional sequences have been identified in the Cenomanian and partially correlated with the more marginal successions of south-west England. The Turonian - Maastrichtian interval is not represented by any marginal sediments in the UK and the 4 sequences identified in the Turonian cannot be tested in more clastic-dominated successions. Sequences have not yet been identified in the Coniacian - Maastrichtian succession.

Résumé. — Après des études portant sur plus d'un siècle, la succession des craies en Angleterre a pu être subdivisée en 17 biozones fondées sur les foraminifères planctoniques et 22 biozones à partir des foraminifères benthiques. Ces zones ont servi à établir des corrélations dans les craies tout le Royaume-Uni et sont remarquablement fiables. Malgré les problèmes soulevés pour reconnaître des séquences stratigraphiques dans des milieux de bassin, 5 séquences de dépôt de 3^{ème} ordre ont été identifiées dans le Céno-mano et partiellement corrélées avec les séries plus marginales du Sud Ouest de l'Angleterre. L'intervalle Turonien-Maastrichtien n'est représenté par aucune sédimentation marginale dans le Royaume-Uni et les 4 séquences identifiées dans le Turonien n'ont pas pu être testées dans des dépôts à dominante clastique. Des séquences n'ont pas encore été reconnues dans l'intervalle Coniacien-Maastrichtien.

Dans l'introduction, après avoir signalé que les études micropaléontologiques de la craie ont commencé surtout après 1945, actuellement près de 1000 taxons appartenant à plus de 300 genres ont été recensés. Le Céno-mano est très particulier par ses nombreux foraminifères agglutinants et par l'accroissement de la proportion de formes planctoniques dans les parties moyenne et supérieure de l'étage. C'est ensuite au Turonien que l'on trouve le plus grand nombre de foraminifères planctoniques mais les formes typiques de la craie (*Gavelinella*, *Stensioeina*, *Bolivinoidea*, *Praebullimina*, *Osangularia*...) ne se développent qu'à partir du Coniacien. Plus haut, elles forment l'essentiel du biota de foraminifères.

Les différentes zones sont explicitées et une corrélation avec les zones thétyennes est tentée à travers l'étude de matériel de sondage de *Gotan Spur* (Western Approaches, DSDP, Leg 80).

Pour la stratigraphie séquentielle, la micropaléontologie peut apporter une aide à l'interprétation en séquences de dépôt. Par exemple, la surface maximale d'inondation ainsi que l'intervalle transgressif sont souvent soulignés par une plus grande abondance en formes planctoniques.

Deux exemples d'interprétation séquentielle sont présentées : le premier est relatif au Céno-mano du Sud-Est de l'Angleterre tandis que le second a trait au Turonien du Sud-Ouest.

I. — INTRODUCTION

The chalk facies occupies a considerable area of outcrop (and subcrop) in northwest Europe. In many areas chalk sedimentation persisted for approximately 34 million years (Cenomanian - Maastrichtian), and provides micropalaeontologists with a unique opportunity to study evolutionary lineages of Foraminifera. There are, however, two major problems in any such investigation. Firstly, chalk is a tenacious sediment and sample preparation is difficult. While the softer, clay-rich chalks can be readily disaggregated, the purer white chalks require either very careful crushing under water or other physical technique. Without due care, perhaps half the fauna may be destroyed,

thereby limiting, or at worst invalidating, attempts at any statistical treatment. Secondly, diagenetic changes leading to the formation of the characteristic flints, may also have changed the composition of the fauna in a selective way (Curry, 1982, 1986; Hart *et al.*, 1986).

The chalk facies persists throughout the Cenomanian - Maastrichtian interval over a large part of the north-west European shelf, continuing into the overlying Danian in Denmark, south Sweden and parts of the North Sea Basin. The chalk succession has been investigated at almost every major on-shore locality in the UK, either by the author or by colleagues. The fig. 1 shows the outcrops of the chalk in the UK and identifies many of the key localities. Some of

(*)Department of Geological Sciences, University of Plymouth, Drake Circus, Plymouth PL4 8AA, Devon, United Kingdom.

the work relating to the foraminifera of the chalk is not officially published but is available in PhD theses, which - in the UK - remain unpublished. Key references on the Foraminifera of the chalk in the UK are therefore Williams-Mitchell (1948), Jefferies (1962,1963), Barr (1962, 1966a,b), Hart (1970, thesis), Owen (1970, thesis), Carter & Hart (1977), Bailey (1978, thesis), Bailey & Hart (1979), Hart & Bailey (1979), Swiecicki (1980, thesis), Hart *et al.* (1981), Ball (1985, thesis), Leary (1987, thesis), Hart & Ball (1986), Hart & Swiecicki (1987), Jarvis *et al.* (1988), Hart *et al.* (1989), Mitchell (1993, thesis), Paul *et al.* (1994) and Bidgood (1995, thesis). This list is not fully comprehensive and there are numerous other papers on either a limited part of the succession or a particular taxonomic group. The whole succession has, therefore, been sampled at about 1 metre intervals, although some parts, when Milankovitch cycles were being investigated (Cottle, 1989; Leary & Hart, 1992) have been sampled more intensively.

The total microfauna recorded by all the above authors totals approximately 1000 taxa from over 300 genera. The distribution of these taxa is not, however, uniform but varies markedly. As indicated by Hart & Bailey (1979), the typical Late Cretaceous microfauna (*Gavelinella*, *Stensioeina*, *Bolivinoidea*, *Praebulimina*, *Osangularia*, etc.) appears progressively in, and above, the Coniacian interval. The Cenomanian, with its diverse microfauna of agglutinated Foraminifera, is quite atypical, especially in the mid-Late Cenomanian as the proportion of planktonic Foraminifera in all samples increases (Hart & Bailey, 1979). The greatest numbers of planktonic Foraminifera are found in chalks of Turonian age, and it is during this interval that the benthonic fauna is very reduced and rather "conservative" in appearance. Only a few new lineages develop during this interval, with real innovations only appearing in the overlying Coniacian-Santonian interval. It is in the Cenomanian-Coniacian interval that one can detect (Hart & Bailey, 1979) a fairly direct relationship between actual water depth and the distribution of the foraminiferal fauna.

II. — FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY

The planktonic Foraminifera are used extensively in international correlation (as distinct from inter-regional), and with the publication of monographs by Postuma (1971), Masters (1977), Robaszynski & Caron (1979), Robaszynski *et al.* (1984), Caron (1985) and Robaszynski & Caron (1995) there is now established a well-known zonation based on diagnostic taxa. In most compilations (Haq *et al.*, 1987, 1988; Hardenbol *et al.*, *in preparation*) the zonation based on the planktonic foraminifera is usually described as "world-wide", "global" or "Tethyan", with the implication that in boreal and austral areas such zonations do not apply. A number of workers (Sliter, 1976; Hart & Bailey, 1979; Bailey & Hart, 1979; Huber, 1990) have successfully shown that while such high-latitude faunas are quite distinctive, they can usually be correlated with zonations established in more "Tethyan" areas.

In the example of the chalk facies of the UK, however, the planktonic foraminiferal fauna is restricted more by water depth than palaeolatitude. In borehole material from (fig. 1) the Goban Spur and the open ocean end of the Western Approaches Basin (D.S.D.P. Leg 80) diverse planktonic faunas are recorded that can be used to identify

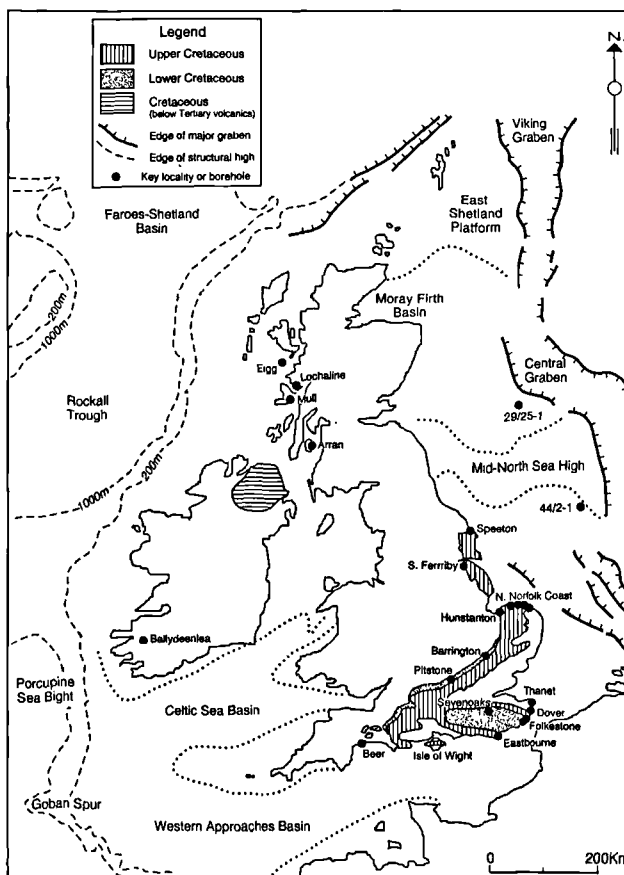


Fig. 1. — Locality map for the British Isles and adjacent off-shore areas which shows the distribution of Cretaceous strata, positions of key sample localities and the location of some important boreholes.

Fig. 1. — Carte des Iles britanniques montrant la distribution des couches crétacées, la position des localités-clés pour l'échantillonnage et la situation de quelques sondages importants.

many of the "Tethyan" zones (Ball, 1985; Hart & Ball, 1986; Leary & Hart, 1988; Hart & Duane, 1989; Carroll, *in preparation*).

In "Tethyan" successions the Late Cretaceous succession (fig. 2) begins with the *Rotalipora globotruncanoides* (?= *Rotalipora brotzeni*) Zone; which has now been proposed by the International Subcommittee on Cretaceous Stratigraphy for the base of the Cenomanian Stage. This Zone can be identified in the Goban Spur succession (Carroll, pers. comm.) but in the on-shore successions (eg. Folkestone and the Boulonnais) only a reduced fauna of *Hedbergella*, *Praeglobotruncana* and rare *Rotalipora appeninica* has been recorded by Carter & Hart (1977) and Robaszynski *et al.* (1980). From the mid-Cenomanian upwards the planktonic zonation used in the chalk facies (fig. 2) is indistinguishable from that described from "Tethyan" successions (Zones of *Rotalipora reicheli*, *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Helvetotruncana helvetica*, *Marginotruncana sigali*). Above the mid-Late Turonian the planktonic foraminiferal zonation of the UK is quite different from that in "Tethyan" areas. There appears, therefore, to be a direct correlation between the applicability of the "Tethyan" zonation and global sea level curves (Hancock, 1976, 1989; Hancock & Kauffman, 1979; Haq *et al.* 1987, 1988). Following the

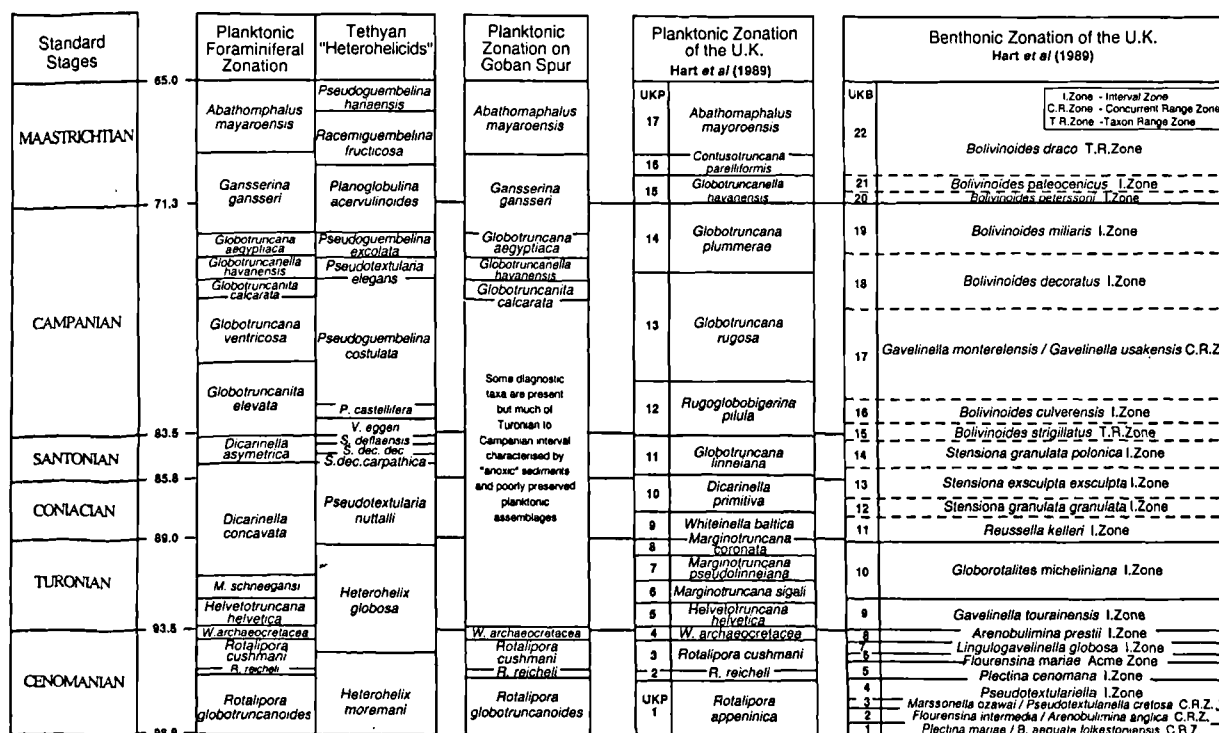


Fig. 2. — Comparison of foraminiferal zonal schemes; the international standard succession (after Robaszynski & Caron, 1995), zonal succession of the Goban Spur (after Ball, 1985; Hart & Ball, 1986; Carroll, pers. comm.) and the zonal succession of southern England (after Hart et al., 1989).

Fig. 2. — Comparaison de zonations de foraminifères ; la succession standard internationale (selon Robaszynski & Caron, 1995), la succession zonale de Goban Spur (selon Ball, 1985; Hart & Ball, 1986; Carroll, comm. Pers.) et la succession zonale de l'Angleterre méridionale (selon Hart et al., 1989).

global sea-level fall in the Late Turonian water depths in the chalk seas of the UK were never again sufficient to support a deep-water, keeled, planktonic foraminiferal assemblage (Hart & Bailey, 1979). It would appear that any sea-level rise was in parallel with the rate of basin subsidence and sediment infilling. Planktonic:benthonic ratios show only a 5 - 10% level for the planktonic fauna (based on the 250-500 µm grain size fraction), which only changes in the latest Campanian and Maastrichtian. Even at this stratigraphic level the increase in the planktonic fauna is composed of *Archaeoglobigerina* and *Rugoglobigerina*, rather than *Globotruncana*, *Contusotruncana* and *Gansserina*. These taxa are, however, known from the Goban Spur (Ball, 1985) and some of the central areas of the North Sea Basin (Swiecicki, 1980; Bidgood, 1995).

The UK chalk succession has been subdivided into 17 planktonic foraminiferal zones, all of which are described and identified by Hart et al. (1989). In the same publication (Hart et al., op. cit.) the Cenomanian - Maastrichtian interval was sub-divided into 22 zones based on benthonic Foraminifera. While this zonation was developed for the UK succession, many of the taxa can be identified from northern France, Holland, Germany, Denmark, southern Sweden and parts of Poland. Some elements of the zonation (eg. the species of *Bolivinoidea*) can be identified in DSDP samples as well as from other areas of N.W.Europe and North Africa. As indicated by Hart & Bailey (1979) certain elements of the fauna are clearly responding to changes in water depth. This is particularly true of taxa such as *Labyrinthidoma*, a large, internally complex lituolid recently described by Adams et al. (1973) and Hart (1995).

III. — SEA LEVEL CHANGES & SEQUENCE STRATIGRAPHY

Sea level is generally accepted as being high during the Cretaceous (Hancock, 1976; Vail et al. 1977; Hancock & Kauffman, 1979; Haq et al. 1987, 1988); the combined result of a non-glacial world coupled with high rates of sea-floor spreading (Kauffman & Hart, 1995). Set against this global curve are the more minor changes in sea level which have generated the depositional "sequences" of the sequence stratigraphy model (Haq et al., 1987, 1988; Juignet & Breton, 1992; Gale, 1996). In the centre of the Anglo-Paris Basin, well away from clastic input, the classic methods of identifying 3rd order depositional sequences and parasequences cannot be applied and different authors have used various sedimentological and palaeontological indicators (eg. flint concentrations, hardgrounds, reworked phosphatic pebble horizons, concentrations of fossils, pulse faunas, planktonic:benthonic ratios, etc.). In more marginal areas (eg. south west England and western France) Simmons et al., (1991) and Juignet & Breton (1992) have used more direct sedimentological information in order to construct sea level curves and identify sequence boundaries.

The estimation of relative water depth has always been a part of palaeoecology and one of the principal uses of micropalaeontology. A variety of techniques have been employed including planktonic:benthonic ratios (Carter & Hart, 1977; Hart & Bailey, 1979; Hart, 1980), planktonic foraminiferal morphogroup analysis (Hart & Bailey, 1979; Caron & Homewood, 1983; Leary, 1987), maximum diameter measurements (Leary & Hart, 1989) and benthonic

foraminiferal community analysis (Koutsoukos & Hart, 1990 and references therein).

The application of micropalaeontology to sequence stratigraphy has been quite widely discussed (eg. Olsson, 1988; Simmons & Williams, 1992; Emery & Myers, 1996) but little detailed work has been published. Loutit *et al.* (1988), Vail & Wonardt (1990) and Simmons & Williams (1992) all draw attention to the fact that the maximum flooding surface can, in certain situations, be identified by an abundance of planktonic microfossils associated with the potential condensation of biozones. As there are other circumstances under which concentrations of plankton can be produced one must use caution if using abundance alone as an indicator. Emery & Myers (1996) also focus on the maximum flooding surface and provide a useful summary diagram of the faunal characteristics of some typical sequences (Emery & Myers, 1996, fig. 6.14). Detailed work on the foraminiferal response to the uppermost Albian sequence of the Gault Clay Formation at Folkestone is in the final stages of preparation by the author

Two examples of sequence stratigraphical interpretations will be presented to illustrate some of the problems, as well as possible solutions. The first is based on the Cenomanian successions of south-east England, while the second involves the Turonian succession of south-west England.

IV. — CENOMANIAN SUCCESSION OF THE FOLKESTONE - DOVER AREA

The succession between Folkestone and Dover has been studied intensively for the last 100 years, with 1996 being the 100th anniversary of Jukes-Browne & Hill's (1896) paper on the delimitation of the Cenomanian stage in England. Since that time numerous papers on the palaeontology (eg. Kennedy, 1969), micropalaeontology (eg. Carter & Hart, 1977), lithostratigraphy (eg. Mortimore, 1986; Robaszynski & Amedro, 1986; Robinson, 1986), cyclostratigraphy (eg. Gale, 1990, 1995) and isotope stratigraphy (eg. Paul *et al.*, 1994; Jenkyns *et al.*, 1994) have appeared.

The foraminiferal data from the Folkestone/Dover succession was studied as part of the site investigation for the Channel Tunnel (see Hart, 1992; Hart & Harris, *in press*; Harris *et al.*, 1996). The distribution of the Foraminifera has, therefore, been used primarily for precise correlation along the tunnel route. This has highlighted both major changes in the fauna and horizons at which minor (or major) hiatuses can be identified. The fig. 3 summarises some of the foraminiferal data for the succession, together with a possible interpretation of the sequences. Some of these (eg. the base of the Cenomanian and the base of the Plenius Marls succession) have been identified by previous authors (eg. Juignet & Breton, 1992), while others - such as that in the middle of the Lower Cenomanian and within the Jukesbrownei zone are approximately in the same position in the succession. The principal discrepancy is the case of the mid-Cenomanian non-sequence (Carter & Hart, 1977). Not only does this horizon mark a major change in the foraminiferal fauna and a marked increase in the proportion of planktonic taxa in the fauna but it cuts across (as a major erosion surface) many of the underlying zones. It is a global erosive event,

being detected in most of N.W. Europe, the Alps, the Middle East, India, Brazil, the Western Interior of the USA and many of the ocean basins. Other authors (eg. Juignet & Breton, 1992, p.208) prefer to have a single, major, sequence from a sequence boundary at the base of the Dixoni zone to the lower part of the Jukesbrownei zone. In this interpretation the mid-Cenomanian non-sequence is either a "transgressive surface" or the maximum flooding surface. The interpretation presented here is influenced by an interpretation of the marginal facies present in south-west England (Simmons *et al.* 1991, fig.1). The occurrence of deeper-water Foraminifera, such as *Reophax* spp., and the unusually ornamented planktonic foraminiferid, *Favusella washitensis*, are also significant in this interpretation.

It is clear that further work on this issue is needed and the interpretation shown in fig. 3, along with all other interpretations, requires further assessment.

V. — TURONIAN OF SOUTH-WEST ENGLAND

The Upper Cretaceous (Cenomanian - Coniacian) of south-east Devon outcrops in a series of small, isolated, erosional outliers around the village of Beer (figs. 1 and 4). The best successions are to be found in the area (fig. 4) of The Pinnacles, Hooken Cliffs, The Hall, Beer Roads, Connett's Hole and on Annis Knob (which can be found just above the path from Beer Roads to Seaton Hole). The Turonian - Coniacian succession yields a diverse, well-preserved, fauna of planktonic Foraminifera which is associated with a slightly restricted assemblage of benthonic taxa. The diversity, abundance and size of the planktonic taxa confirms the Early - Middle Turonian as one of the Late Cretaceous sea level maxima (Haq *et al.*, 1987, 1988; Hancock, 1976, 1989; Hancock & Kauffman, 1979). The lithostratigraphy of these successions has been documented by Jarvis & Tocher (1983, 1987), Jarvis & Woodroof (1984) and Tocher & Jarvis (1987) while the Foraminifera were first described by Hart (1970) and Hart & Weaver (1977).

As indicated in fig. 5, the foraminiferal zones of *Helvetica*, *Sigali*, *Pseudolinneiana*, *Coronata* and *Baltica* can be identified and correlated with other successions in Southern England and Northern France (Hart, 1982). The planktonic fauna shows a high planktonic:benthonic ratio in the *Helvetica* - mid-*Pseudolinneiana* zones, which parallels the distribution of the large, internally complex lituolid *Labyrinthidoma* (see Hart, 1995, for a full discussion). This mid-Late Turonian regression is recorded world-wide and, in the successions of south-west England appears to be remarkably abrupt.

In this succession the distribution of the Foraminifera have been used (fig. 5) in an attempt to identify possible sequence boundaries and maximum flooding surfaces. The relative water depths are only diagrammatic as there are no marginal successions against which to estimate real values. Because of the absence of encrusting algae and other shallow-water indicators the depth of water, even during the *Coronata* zone was probably still in excess of 80 m. Four major sequences have been identified, although all must be regarded as having minor oscillations within them. Although Haq *et al.* (1987, 1988) also recognises four sequences within the Turonian their placing of the *Sigali* Interval Zone makes comparison quite difficult. Of more

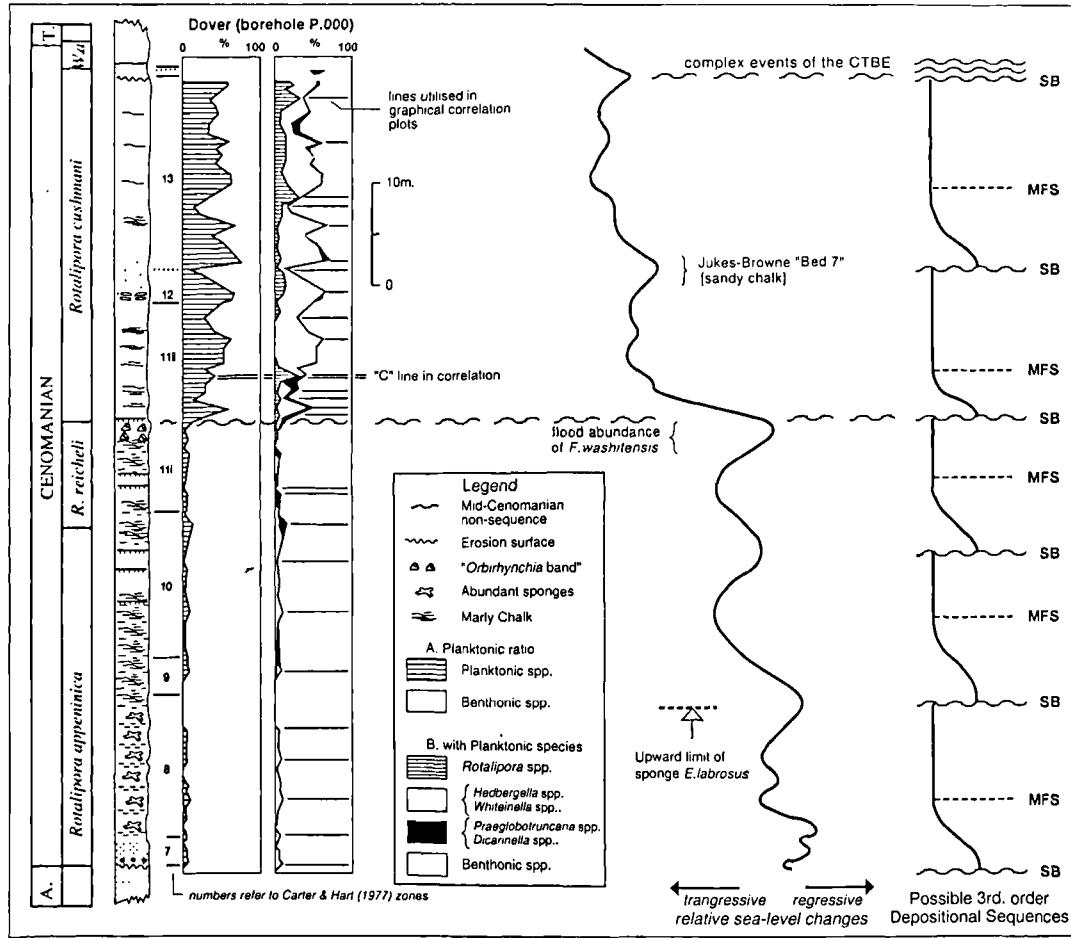


Fig. 3. — The Cenomanian succession of Dover and the sequence stratigraphy derived from a study of the foraminiferal fauna. The data in graphs A and B are based on counts of the 250-500µm grain size fraction.

Fig. 3. — Le Cénomanién de Douvres et les séquences dérivées d'une étude des foraminifères. Les données dans les courbes A et B sont fondées sur des comptages dans la fraction 250-500µm.

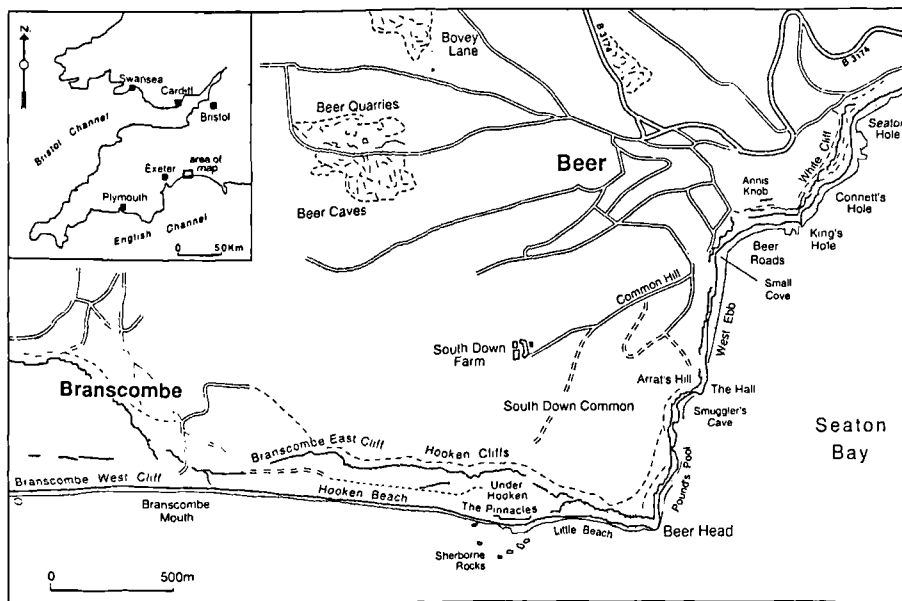


Fig. 4. — Locality map of the Beer area, south-west England.

Fig. 4. — Carte de localisation de la région de Beer, Sud-Ouest de l'Angleterre.

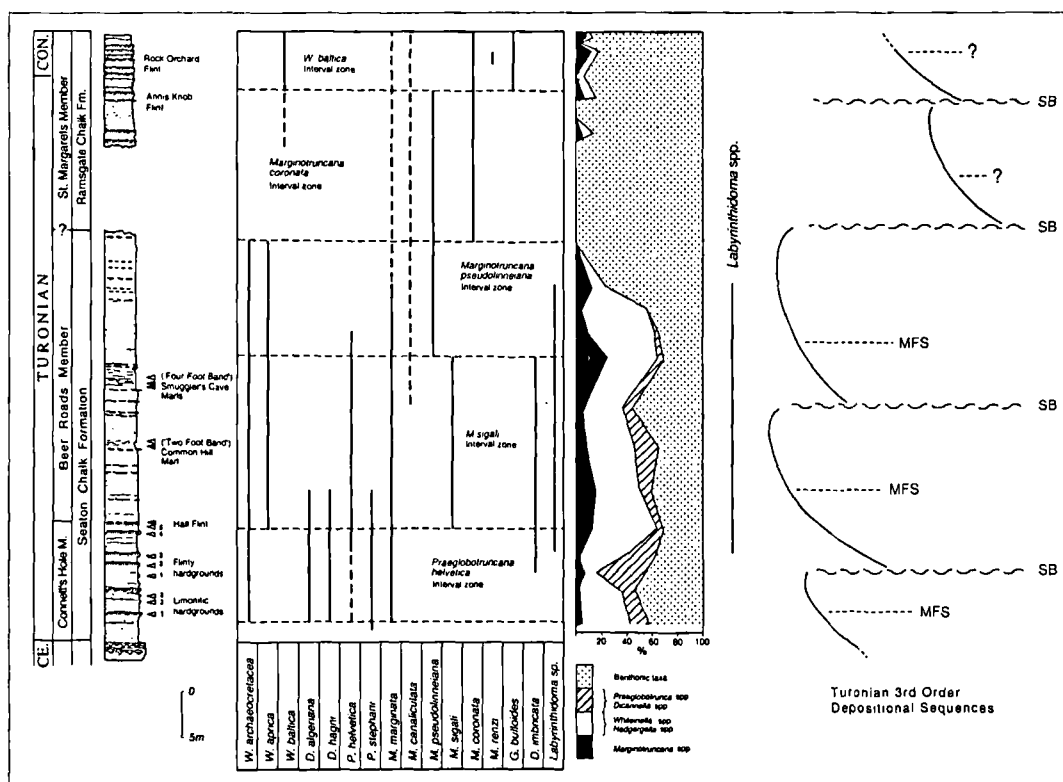


Fig. 5. — The lithostratigraphy, foraminiferal biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Beer succession. It must be noted that geological samples cannot be collected from this locality without permission.

Fig. 5. — Lithostratigraphie, biostratigraphie des foraminifères et stratigraphie séquentielle des dépôts de Beer. Il faut préciser que des échantillons géologiques ne peuvent être collectés sans permission dans cette localité.

significance is the fact that Gale (1996) has also identified four sequences within the Turonian succession of the UK (using totally different criteria). While not located at precisely the same levels they are reasonably close and it is clear that we are identifying the same events. The major fall in sea level appears to be within the Pseudolinneiana Interval Zone and this coincides with the top of Gale's (1996) Turonian - 3 sequence. The same major sequence

boundary, with a forced regression associated with it, has recently been described from the Cauvery Basin of S.E.India by Hart *et al.* (1996), thereby confirming the global nature of this event.

Acknowledgements. — Various colleagues - too many to mention - are thanked for their assistance in the generation of the ideas propounded in this paper. Mr. John Abraham is thanked for the final production of the figures. The reviewers are thanked for their contribution to the overall quality of the paper.

SELECTED REPORTS AND PUBLICATIONS

- ADAMS C.G., KNIGHT R.H. & HODGKINSON R.L. (1973). — An unusual agglutinating foraminifer from the Upper Cretaceous of England. *Palaeontology*, 16, 637-644.
- BAILEY H.W. (1978). — A foraminiferal biostratigraphy of the Lower Senonian in Southern England. Unpublished PhD Thesis, CNAA/Plymouth Polytechnic.
- BAILEY H.W. & HART, M. B. (1979). — The correlation of the Early Senonian in Western Europe using Foraminiferida. *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS, Series A, No.6, 159-169.
- BALL K. C. (1985). — A foraminiferal biostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Southern North Sea Basin (U.K. Sector). Unpublished PhD Thesis, CNAA/Plymouth Polytechnic.
- BARR F.T. (1962). — Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Isle of Wight, England. *Palaeontology*, 4, 552-580.
- BARR F.T. (1966a). — The foraminiferal genus *Bolivinoidea* from the Upper Cretaceous of the British Isles. *Palaeontology*, 9, 220-243.
- BARR F.T. (1966b). — Upper Cretaceous foraminifera from the Ballydeenlea Chalk, Co. Kerry, Ireland. *Palaeontology*, 9, 492-510.
- BIDGOOD M.D. (1995). — The microbiostratigraphy of the Palaeocene of the Northwest European Continental Shelf. Unpublished PhD Thesis, University of Plymouth.
- CARON M. (1985). — Cretaceous planktic foraminifera. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (eds), *Plankton Stratigraphy*, 17-86, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- CARON M. & HOMEWOOD P. (1983). — Evolution of early planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 7, 453-462.
- CARTER D.J. & HART M.B. (1977). — Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. *Bulletin of the British Museum, Natural History (Geology)*, 29, 1-135.
- COTTLE R.A. (1989). — Orbitally mediated cycles from the Turonian of southern England: their potential for high resolution stratigraphic correlation. *Terra Nova*, 1, 426-431.

- CURRY D. (1982). — Differential preservation of foraminiferids in the English Upper Cretaceous - consequential observations. In: BANNER F. T. & LORD A. R. (eds), *Aspects of Micropalaeontology*, 240-261, George Allen & Unwin, England.
- CURRY D. (1986). — Foraminiferids from decayed chalk flints and some examples of their use in geological interpretation. In: SIEVEKING G. de G. & HART M. B. (eds), *The Scientific Study of Flint and Chert*, 99-103, Cambridge University Press, Cambridge, England.
- EMERY D. & MYERS K. J. (1996). — Sequence Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, U.K., 297pp.
- GALE A. S. (1990). — A Milankovitch scale for the Cenomanian time. *Terra Research*, 1, 420-425.
- GALE A. S. (1995). — Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian of Western Europe. In: HOUSE M. R. & GALE A. S. (eds), *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy*. Geological Society Special Publication No. 85, 177-197.
- GALE A. S. (1996). — Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In: HESSELBO S. P. & PARKINSON D. N. (eds), *Sequence Stratigraphy in British Geology*, Geological Society Special Publication, No. 103, 177-195.
- HANCOCK J.M. (1976). — The petrology of the Chalk. *Proceedings of the Geologists' Association*, 86, 499-535 (for 1975).
- HANCOCK J.M. (1989). — Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous. *Proceedings of the Geologists' Association*, 100, 565-594.
- HANCOCK J. M. & KAUFFMAN E. G. (1979). — The great transgressions of the Late Cretaceous. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 175-186.
- HARRIS C. S., HART M. B. & WOOD C. J. (1996). — A revised stratigraphy. In: HARRIS C. S., HART M. B., VARLEY P. M. & WARREN C. D. (eds), *Engineering Geology of the Channel Tunnel*, Thomas Telford Publishing, London, 398-420.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. (1987). — Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.St A, POSAMENTIER H., ROSS C.A. & van WAGONER J. (eds), *Sea-level changes: an integrated approach*. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Tulsa, No. 42, 71-108.
- HART M. B. 1970). — The distribution of the Foraminiferida in the Albian and Cenomanian of S.W.England. Unpublished PhD Thesis, University of London.
- HART M. B. (1980). — The recognition of mid-Cretaceous sea level changes by means of Foraminifera. *Cretaceous Research*, 1, 289-297.
- HART M. B. (1982). — Turonian foraminiferal biostratigraphy of southern England. *Memoire Museum Nationale d'Histoire Naturelle*, 46, 203-207.
- HART M. B. (1992). — The geology and micropalaeontology of the Channel Tunnel. *Geology Today*, July/August, 137-141.
- HART M.B. (1995). — *Labyrinthidoma* Adams, Knight & Hodgkinson; an unusually large foraminiferal genus from the chalk facies (Upper Cretaceous) of southern England and Northern France. In: KAMINSKI M.A., GEROCH S. & GASINSKI M.A. (eds), Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Krakow, Poland, September 12-19, 1993, *Grzybowski Foundation Special Publication no. 3*, 123-130.
- HART M.B. & BAILEY H. W. (1979). — The distribution of planktonic Foraminiferida in the mid-Cretaceous of N. W. Europe. *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS, Series A, 6, 527-542.
- HART M. B., BAILEY H. W., SWIECICKI A. & LAKEY B. (1986). — Upper Cretaceous flint meal faunas from southern England. In: SIEVEKING G. de G. & HART M. B. (eds), *The Scientific Study of Flint and Chert*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 89-97.
- HART M. B. & BALL K. C. (1986). — Late Cretaceous anoxic events, sea level changes and the evolution of the planktonic foraminifera. In: SUMMERHAYES C. P. & SHACKLETON N. J. (eds), *North Atlantic Palaeoceanography*, Geological Society Special Publication, No. 21, 67-78.
- HART M. B. & DUANE A. M. (1989). — Late Cretaceous development of the Atlantic Continental Margin off South-west England. *Proceedings of the Ussher Society*, 7, 165-167.
- HART M. B. & HARRIS C. S. (*sous presse*). — Micropalaeontological investigations for the Channel Tunnel. In: MORTIMORE, R. N., *Proceedings of the Chalk Tunnels Symposium, Brighton 1995*.
- HART M. B. & SWIECICKI A. (1987). — Foraminifera of the Chalk Facies. In: Hart, M. B. (ed.), *The Micropalaeontology of Carbonate Environments*, 121-137, Ellis Horwood, Chichester, England (British Micropalaeontological Society Series).
- HART M. B. & WEAVER P. P.E. (1977). — Turonian microbiostratigraphy of Beer, S.E.Devon. *Proceedings of the Ussher Society*, 4, 86-93.
- HART M. B., BAILEY H.W., FLETCHER B.N., PRICE R.J. & SWIECICKI A. (1981). — Cretaceous. In: JENKINS D.G. & MURRAY J.W. (eds), *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*, Ellis Horwood, Chichester, UK, British Micropalaeontological Society Series, 149-227.
- HART M. B., BAILEY H.W., CRITTENDEN S., FLETCHER B.N., PRICE R.J. & SWIECICKI A. (1989). — Cretaceous. In: JENKINS D.G. & MURRAY J.W. (eds), *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*, Ellis Horwood, Chichester, UK, British Micropalaeontological Society Series, 273-371.
- HART M. B., TEWARI A. & WATKINSON M. P. (1996). — Wood boring bivalves from the Trichinopoly Sandstone of the Cauvery Basin, South-East India. In: PANDEY J., AZMI R. J., BHANDARI A. & DAVE A. (eds), *Contributions to the XV Indian Colloquium on Micropalaeontology and Stratigraphy, Dehra Dun, 1996*, 529-539.
- HUBER B.T. (1990). — Maestrichtian planktonic foraminifer biostratigraphy of the Maud Rise (Weddell Sea, Antarctica): ODP Leg 113 Holes 689B and 690C. In: BARKER P.F., KENNETT, J. P. *et al.* *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas (Ocean Drilling Program), 489-513.
- JARVIS I. & TOCHER B. A. (1983). — The Cenomanian-Turonian boundary in S.E.Devon, England. In: BIRKELUND T., BROMLEY R. J., CHRISTENSEN W. K., HAKANSSON E. & SURLYK F. (eds), *Cretaceous Stage Boundaries Symposium Abstracts*, Copenhagen, 94-97.
- JARVIS I. & TOCHER B. A. (1987). — Field Meeting: the Cretaceous of SE Devon, 14-16 March, 1986. *Proceedings of the Geologists' Association*, 95, 51-66.
- JARVIS I. & WOODROOF P. B. (1984). — Stratigraphy of the Cenomanian and basal Turonian (Upper Cretaceous) between Branscombe and Seaton, S.E.Devon, England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 74, 1-33.
- JARVIS I., CARSON G. A., COOPER M. K. E., HART M. B., LEARY P. N., TOCHER B. A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988). — Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, 9, 3-103.
- JEFFERIES R. P. S. (1962). — The palaeoecology of the *Actinocamax plenus* Subzone (Lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaeontology*, 4, 609-647.
- JEFFERIES R. P. S. (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 74, 1-33.

- JENKYN H. C., GALE A. S. & CORFIELD R. M. (1994). — Carbon- and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131, 1-34.
- JUIGNET P. & BRETON G. (1992). — Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, 197-218.
- JUKES-BROWNE A. J. & HILL W. (1896). — A delimitation of the Cenomanian. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 52, 99-177.
- KAUFFMAN E. G. & HART M. B. (1995). — Cretaceous Bio-Events. In: WALLISER, O.H. (ed.), *Global Events and Event Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Germany, 285-312.
- KENNEDY W. J. (1969). — The correlation of the Lower Chalk of south-east England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 80, 459-560.
- KOUTSOUKOS E. A. M. & HART M. B. (1990). — Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, 221-246.
- LEARY P. N. (1987). — The late Cenomanian anoxic event; implications for foraminiferal evolution. Unpublished PhD Thesis, CNAA/Plymouth Polytechnic.
- LEARY P. N. & HART M. B. (1988). — Comparisons of the late Cenomanian Foraminifera from Goban Spur, Site 551, DSDP Leg 80 (Western Approaches) and Dover (SE England). *Proceedings of the Ussher Society*, 7, 81-85.
- LEARY P. N. & HART M. B. (1989). — The use of the ontogeny of deep water dwelling planktonic foraminifera to assess basin morphology, the development of water masses, eustasy and the position of the oxygen minimum zone in the water column. *Mesozoic Research*, 2, 67-74.
- LEARY P. N. & HART M. B. (1992). — The benthonic foraminiferal response to changing substrate in Cenomanian (Cretaceous) rhythms induced by orbitally-forced surface water productivity. *Journal of Micropalaeontology*, 11, 107-111.
- LOUIT T. S., HARDENBOL J., VAIL P. R. & BAUM G. R. (1988). — Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequence. In: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G. St C, POSAMENTIER H., ROSS C.A. & van WAGONER J. (eds), *Sea-level changes: an integrated approach*. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Tulsa, No.42, 183-216.
- MASTERS B. A. (1977). — Mesozoic Planktonic Foraminifera; a worldwide review and analysis. In: RAMSAY A. T. S. (ed.), *Oceanic Micropalaeontology*, Part 1, 301-731
- MITCHELL S. F. (1993). — The mid-Cretaceous of north-east England: macrofauna, microfauna, sedimentology, stable isotope geochemistry and correlation with sections in southern England and north-west Germany. Unpublished PhD Thesis, University of Liverpool.
- MORTIMORE R. N. (1986). — Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologists' Association*, 97, 97-140.
- OLSSON R. K. (1988). — Foraminiferal modeling of sea-level change in the Late Cretaceous of New Jersey. In: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G. St C, POSAMENTIER H., ROSS C.A. & van WAGONER J. (eds), *Sea-level changes: an integrated approach*. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Tulsa, No. 42, 289-297.
- OWEN M. (1970). — Turonian foraminifera from Southern England. Unpublished PhD Thesis, University of London
- PAUL C. R. C., MITCHELL S. F., MARSHALL J. D., LEARY P. N., GALE A. S., DUANE A. M. & DITCHFIELD P. W. (1994). — Palaeoceanographic events in the Middle Cenomanian of Northwest Europe. *Cretaceous Research*, 15, 707-738.
- POSTUMA J.A. (1971). — Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, Netherlands.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proceedings of the Geologists' Association*, 97, 171-208.
- ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., FOUCHER J. C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980). — Synthèse Biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques; Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et Macrofaunes. *Revue de Micropaléontologie*, 22, 195-321.
- ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1975). — Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe - Méditerranée. *Bulletin Société Géologique de France*, 166, 681-692.
- ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1979). — Atlas of Mid-Cretaceous planktonic Foraminifera (Boreal Sea and Tethys), *Cahiers de Micropaléontologie*, Part 1, 1-185, Part 2, 1-181 (published in French and English).
- ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ DONOSO J. M. & WONDERS A. A. H. (1984). — Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids, *Revue de Micropaléontologie*, 26, 145-305.
- ROBINSON N. D. (1986). — Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 97, 141-170.
- SIMMONS M. D., WILLIAMS C. L. & HART M. B. (1991). — Sea level changes across the Albian - Cenomanian boundary in south-west England. *Proceedings of the Ussher Society*, 7, 408-412.
- SIMMONS M. D. & WILLIAMS C. L. (1992). — Sequence stratigraphy and eustatic sea-level change: the role of micropalaeontology. *Journal of Micropalaeontology*, 11, 112.
- SLITER W.V. (1976). — Cretaceous foraminifera from the southwestern Atlantic Ocean, Leg 36, Deep Sea Drilling Project. In: BARKER P.F., DALZIEL I.W.D., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Volume XXXVI, Washington (U.S. Government Printing Office), 519-573.
- SWIECICKI A. (1980). — A foraminiferal biostratigraphy of the Campanian and Maastrichtian chalks of the United Kingdom. Unpublished PhD Thesis, CNAA/Plymouth Polytechnic, 2 volumes.
- TOCHER B. A. & JARVIS I. (1987). — Dinoflagellate cysts and stratigraphy of the Turonian (Upper Cretaceous) chalk near Beer, southeast Devon, England. In: HART M. B. (ed.), *Micropalaeontology of Carbonate Environments*, Ellis Horwood, Chichester, (British Micropalaeontological Society Series), 138-175.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M. Jr & THOMPSON S. III (1977). — Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON C. E. (ed.), *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*, Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, No. 36, 83-97.
- VAIL P. R. & WORNARDT W. W. (1990). — Well log - seismic sequence stratigraphy: an integrated tool for the 90's. *GCSSEPM Foundation 11th Annual Research Conference Program and Abstracts*, 379-388.
- WILLIAMS-MITCHELL E. (1948). — The Zonal Value of Foraminifera in the Chalk of England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 59, 91-112.

DONNEES SUR LES NANNOCONUS (NANNOFOSSILES CALCAIRES, INCERTAE SEDIS) DU CENOMANIEN AU CAMPANIEN DANS LA CRAIE DU BASSIN DE PARIS ET DANS LE DOMAINE TETHYSIEN

Nannoconids (calcareous nannofossils, *incertae sedis*) in the chalk of the Paris Basin and the Tethyan realm during the Cenomanian-Campanian.

par D. NOEL (*), G. BUSSON (*) et A. CORNEE (*).

Résumé. — Plusieurs études sur les faciès pélagiques du Jurassique et du Crétacé inférieur ont établi les caractéristiques singulières des nannoflores constituant les calcaires fins : *incertae sedis* dominants au Lias (schizosphères) et au Jurassique terminal-Crétacé inférieur (Nannoconidés), coccolithes nains et peu diversifiés au Jurassique moyen-supérieur. Les intervalles marneux intercalés dans ces calcaires ont livré des nannoflores de coccolithes plus diversifiées et plus évolutives.

La présente étude porte sur le devenir, au Crétacé supérieur, des Nannoconidés dont le rôle lithogénétique a été si considérable jusqu'à l'Aptien. Après leur règne hégémonique au Jurassique terminal-Crétacé inférieur, les Nannoconidés régressent considérablement dès le début de l'Albien. Dans les sites que nous avons étudiés (craies du bassin de Paris, calcaires de la fosse vocontienne et de l'arc de Castellane, calcaires de Marches-Ombrie), ils sont très peu abondants au Cénomaniens. Ils semblent reprendre une importance relative au Turonien aussi bien dans la craie de Haute-Normandie que dans les calcaires de la fosse vocontienne et l'arc de Castellane. Au Sénonien, ils diminuent à nouveau considérablement dans le bassin de Paris, mais dans les chaînes subalpines, ils apparaissent sporadiquement abondants par exemple dans le Campanien de la coupe de l'Isclé, étage après lequel ils disparaissent totalement et définitivement.

Abstract. — *Distinctive features of nannofloras building fine-grained limestones have been inferred from numerous studies on Jurassic and early Cretaceous pelagic facies : incertae sedis are dominant during Liassic times (Schizosphaera), and during the latest Jurassic-Early Cretaceous (Nannoconids) ; dwarf and oligospecific coccoliths prevailed during the Middle-Late Jurassic times. Marly interbeds have yielded more diversified and evolutive coccoliths.*

The present study concerns the fate of Nannoconids during the Late Cretaceous, the lithogenetic role of which has been so significant until Aptian. Nannoconids underwent a strong decline early during the Albian. In our study areas (Paris basin, Vocontian trough, Castellane arch and Marches-Umbria) Nannoconids are very sparse in Cenomanian chalks and limestones. Their contribution seems to be more significant both in the Turonian chalk of high Normandy and limestones of the Vocontian trough and Castellane arch. During the Senonian, Nannoconids again declined in the Paris basin, but in the Subalpine ranges they were found to be sporadically abundant for example in the Campanian from the Isclé section. After the Campanian, they disappeared completely and definitely.

I. — INTRODUCTION

On connaît, depuis plusieurs décennies maintenant, le rôle lithogénétique de premier plan joué par les nannofossiles calcaires dans les dépôts marins du Mésozoïque. Une approche qui nous a paru particulièrement intéressante pour l'étude de ces nannoflores constructrices a été d'examiner les couches alternantes calcaires-marnes, fréquentes en particulier dans les dépôts du Mésozoïque téthysien. Les recherches que nous avons poursuivies sur l'ensemble du Jurassique et du Crétacé inférieur mettent en évidence un contraste fondamental, clairement visible dans ces alternances. Les niveaux marneux offrent des nannoflores surtout faites de Coccolithophoridées, de taille normale, diversifiées et évolutives : ce sont elles qui - par ailleurs faciles à dégager - ont permis de dresser des échelles

biostratigraphiques (par exemple Perch-Nielsen, 1985). Au contraire, les bancs calcaires, intercalés dans ces marnes, montrent des populations différentes individualisant trois grands ensembles.

Au Lias, ces intercalations calcaires sont souvent pétries de tests de schizosphères - un taxon *incertae sedis* pouvant correspondre aux kystes calcaires d'un Dinoflagellé(**) - oligospécifiques ou monospécifiques et de leurs produits parfois très altérés par la diagenèse calcitique (Busson et Noël, 1991 a). Au Jurassique moyen et supérieur, les intercalations de calcaires sont constituées de façon générale par des débris de coccolithes nains et peu diversifiés (Noël *et al.*, 1991 et 1994). Enfin, au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur, les calcaires fins sont souvent préférentiellement constitués de Nannoconidés

(*) Laboratoire de Géologie du Muséum, 43 rue de Buffon 75005 PARIS France.

(**) K. Von Salis (*in litteris*) refute cette interprétation, se fondant sur la structure des deux valves qui différencie les schizosphères des dinokystes calcaires apparaissant par la suite dans l'enregistrement géologique.

(Busson *et al.*, 1992), autres *incertae sedis* dont nous avons supposé qu'ils pouvaient être également de nature dinophycée (Busson et Noël, 1991b). Que se passe-t-il au Crétacé supérieur, entendu du Cénomaniens au Sénonien inclus ?

La question est d'autant plus intéressante que nos études récentes (Busson *et al.*, 1995 et Noël *et al.*, 1995) n'ont fait que confirmer l'originalité profonde de ce dépôt très généralisé qu'est la craie, couvrant cette même période de temps. En étudiant la craie - ce sédiment pélagique qui a envahi les plates-formes épicontinentales dans le bassin de Paris -, nous avons contribué à y relever trois singularités qui s'ajoutent aux caractères originaux déjà tirés de l'étude de cette formation.

1) Les pithonelles - *incertae sedis* parfois rapprochés de kystes de Dinoflagellés - perdent rapidement de leur importance, dès le Cénomaniens inférieur et moyen : le rôle hégémonique de restes de Dinoflagellés oligo- et monospécifiques, habituel dans les sédiments calcaires purs (c'est-à-dire à faible teneur en argile) aux époques antérieures, a disparu (Noël *et al.*, 1995).

2) La craie, bien que résultant de l'évolution d'une vase originelle à très forte teneur en calcaire, est, dans la plupart des cas, principalement constituée de Coccolithophoridées.

3) Au fil du temps, du Cénomaniens au Campanien, la diversité des Coccolithophoridées de ce sédiment de plus en plus calcaire pourtant va en croissant. Si les passées de craie très pures offrent des populations qui restent moins diversifiées que celles des passées marneuses, la diversification croissante est néanmoins remarquable, allant de 13 à 28 espèces au Cénomaniens à 38 espèces au Campanien (Busson *et al.*, 1995). Qu'en est-il des *Nannoconus*, dont le rôle lithogénétique a été si considérable jusqu'à l'Aptien, dans cette évolution si particulière ?

Pour tenter de déterminer le rôle des facteurs locaux d'une part et, d'autre part, le rôle d'une évolution biologique dans le temps, nous avons fait quelques comparaisons ponctuelles entre la constitution nannofloristique de la craie et celle de calcaires de régions téthysiennes (fosse vocontienne, arc de Castellane, Marches-Ombrie).

Au sujet des méthodes d'étude, notre moyen d'investigation de ces micrites crétacées a été le microscope électronique à balayage. Car, si ce moyen d'étude ne permet pas des inventaires aussi rapides que l'examen au microscope optique, par contre, dans l'étude des calcaires, lui seul permet de décrypter la nature originelle des parties de la roche plus ou moins affectées par la diagenèse. Par conséquent, lui seul permet d'approcher au mieux de la composition de la nannoflore qui a constitué le dépôt. Dans ce but, nous avons effectué de multiples examens au MEB, matérialisés par des centaines de clichés qui constituent autant de données concrètes et objectives, sur lesquelles nous avons pu déterminer et apprécier les composants nannofloristiques des sédiments étudiés. Aussi dans le texte ci-dessous, pour relater nos observations et étayer nos résultats, parlerons-nous souvent de "photos", terme qui constitue un raccourci relatif à nos méthodes d'étude. Ajoutons qu'il nous fallait éviter de nous appuyer sur des photographies biaisant la réalité du fait d'un choix subjectif. Nous avons donc pris en considération dans les décomptes évoqués ci-dessous des clichés systématiques de

la surface de la roche et, dans toute la mesure du possible, nous nous sommes servis de mosaïques constituées par le montage de plusieurs bandes de photos, en vue de permettre une restitution aussi précise que possible de l'importance respective des divers constituants, en particulier des coccolithes ou des *Nannoconus*.

II. — DONNÉES DE LA LITTÉRATURE SUR LES NANNOCONIDÉS

1) Antérieurement au Cénomaniens.

Par leur morphologie et leur taille, les *Nannoconidés* ont été distingués précocement des coccolithes au sein de la nannoflore calcaire. L'absence complète d'organismes équivalents actuels s'oppose à leur identification précise dans le monde biologique. Leur nature planctonique elle-même a été déduite indirectement de leur association habituelle avec des nannoflores et des faunes pélagiques, planctoniques et de leur localisation constante dans des faciès de haute mer. Dans un article synthétique, Busson et Noël (1991b) ont discuté de leur affinité biologique. Tenant compte de leur fréquence et de leur abondance dans les mers marginales et de leur rareté relative dans les sites plus profonds, en particulier océaniques, ces auteurs supposent que ce genre a proliféré principalement dans les bassins épicontinentaux.

L'étude des alternances calcaires-marnes du Crétacé inférieur téthysien a établi que les *Nannoconus* étaient très abondants, voire hégémoniques dans les passées calcaires, se raréfiant dans les couches ou interbanques marneuses où les populations de coccolithes diversifiées, évolutives, prennent le dessus (Noël, 1968 ; Darmedru, 1982). L'observation a pu être généralisée en prenant également en considération l'étude de masses importantes de calcaires très purs, tels que le sommet de la corniche Tithonique-Berriasien dans les chaînes subalpines françaises, ou les faciès Biancone ou Maiolica, dans lesquels de nombreux auteurs en avaient signalé l'abondance. Aubry (1970) cite à ce sujet Lapparent (1935), Farrinacci (1964), Dufour et Noël (1970). Rappelons aussi les travaux de Erba (1989). Et, dans la mesure où les *Nannoconus* proliféraient aux époques de mise en sommeil de l'alluvionnement terrigène, il nous a semblé légitime d'en conclure qu'ils représentaient des organismes adaptés aux périodes oligotrophes (Busson et Noël, 1991b). Bien que cette association soit de règle dans de très nombreux cas, il existe des exceptions. Ainsi, Erba (1993 *in* Erba, 1994) écrit qu'un flux de terrigènes important n'a pas empêché l'abondance des *Nannoconidés* dans de nombreuses coupes. Lambert et Laporte (1996) ont étudié, dans le puits Mango 1 (offshore méditerranéen du Sinaï) une série marine à dominante marneuse allant du Lias au Vraconien. Dans les niveaux d'âge Berriasien à Vraconien, ils ont rencontré la plupart des *Nannoconidés* connus dans cet intervalle de temps, ce qui leur a permis de préciser la succession des différents taxons.

Malgré quelques exceptions remarquables (Bréhéret, 1983), les *Nannoconus* sont rares ou absents dans les faciès déposés sous conditions anoxiques ou hypoxiques. Busson et Noël (1991b), rapprochant ce fait de leur rareté dans des aires de dépôts profondes, ont émis l'hypothèse que ces organismes pouvaient être de vie méroplanctonique, impliquant une phase de vie de fond.

Si les *Nannoconus* sont particulièrement abondants dans les calcaires fins - souvent considérés comme profonds, voire comme bathyaux - des basses latitudes, l'exploration plus complète du monde n'a pas tardé à en révéler la présence dans des régions telles que la Mer du Nord (Perch-Nielsen, 1979), le Spitzberg et le plateau des Falklands (Perch-Nielsen, 1985). Deres et Achériteguy (1980), bénéficiant des données de l'exploration pétrolière, en ont fourni une carte montrant que leur présence dans les hautes latitudes des deux hémisphères n'est pas exceptionnelle. En revanche, comme le fait remarquer Erba (1994) - avec plusieurs références bibliographiques -, à l'approche de ces régions boréales, les *Nannoconus*, même quand ils sont abondants, n'ont pas formé de calcaires massifs.

L'utilisation des *Nannoconus* en stratigraphie a souffert des difficultés à identifier des espèces au sein de ce vaste genre. Les premiers travaux datent du début des années 50 (Colom, 1950 in Erba (1994) ; Bronnimann, 1955). Ce dernier auteur, ayant étudié de nombreuses séries mésogéennes en particulier celles de Cuba, a pu définir trois associations successives entre le Jurassique terminal et le Crétacé moyen. En 1980, Deres et Achériteguy donnent une zonation de toutes les espèces de *Nannoconus* et leur distribution stratigraphique. Lambert et Laporte (1996), bénéficiant d'une série marine continue du Lias au Vraconien et de l'exploration d'une région nouvelle, ont apporté des éléments complémentaires et une synthèse intéressante. Ils distinguent deux grandes époques. D'une part, un intervalle Berriasien-Barrémien est franchement dominé par des *Nannoconus* piriformes possédant un canal étroit. Dans cet intervalle, la seule tendance évolutive consiste en l'augmentation de taille, plus ou moins associée à l'allongement du corpuscule. Le deuxième ensemble correspond à l'Aptien et à l'Albien. Les *Nannoconus* sont alors quadrangulaires, associés à des corpuscules cylindriques ayant une large cavité centrale ; les piriformes ayant totalement disparu au Gargasien. Ces grandes formes quadrangulaires se transforment au fil du temps en *Nannoconus* graciles, en particulier *N. fragilis* abondant à l'Albien et avec de rares *N. truitti*.

Erba (1994) a contribué à mettre en évidence la très nette diminution d'importance des Nannoconidés dans l'Aptien (zone à *Litterarius*). Cette époque se trouve marquée par une diversification importante des Coccolithophoridées. Le retour des Nannoconidés à l'Aptien supérieur est marqué par l'acmé de *N. truitti*. Mais Erba (*ibid.*) fait remarquer, à juste titre, que le genre *Nannoconus* n'a jamais regagné sa dominance antérieure.

2) Du Cénomanién au Campanien.

C'est seulement bien des années après les descriptions de *Nannoconus* dans l'intervalle du Jurassique terminal à l'Albien que les premières mentions de l'existence de ce genre ont été faites dans le Crétacé supérieur - entendu au sens de Cénomanién à Sénonien -. Deflandre et Deflandre-Rigault (1960) signalent ainsi des associations de *Nannoconus* dans la craie sénonienne du bassin de Paris, à quatre niveaux localisés dans des sites différents : un niveau à Saint-Denis de Moronval (arrondissement de Dreux), localisé entre le Santonien supérieur et le Campanien inférieur ; dans la falaise ouest de Fécamp, au niveau du

Santonien inférieur ; dans la craie de la carrière du Blanc minéral, près de Sens, dans un niveau daté du Campanien inférieur ; dans la falaise nord d'Étretat, dans des couches datées du Coniacien inférieur. En 1960, Caratini complète ces découvertes par la mention de la présence de Nannoconidés "dans tous les niveaux de la série du Cénomanién et du Turonien" de la côte Sainte Catherine près de Rouen. Et il affirme ainsi : "l'extension de ces microfossiles semble continue, depuis le Jurassique supérieur jusqu'au sommet du Crétacé".

Nous évoquerons ci-dessous les travaux d'Aubry (1970, 1972) et de Manivit (1980), qui portent sur une de nos régions d'étude. Par la suite, les découvertes de *Nannoconus* dans le Crétacé supérieur se sont multipliées. Rappelons seulement les inventaires et zonations stratigraphiques proposés pour ce Crétacé supérieur par Perch-Nielsen (1979 et 1985) et Deres et Achériteguy (1980).

En dépit de la présence des marqueurs stratigraphiques ainsi répertoriés de façon très générale, les *Nannoconus* ne jouent plus qu'un rôle tout à fait secondaire. Ainsi, Perch-Nielsen (1986) écrit "around the Barremian-Aptian boundary, *Nannoconids* ceased to be major contributors to rockforming". Lambert et Laporte (1996), en évoquant les *Nannoconus* de l'Albien, parle de "*N. gracilis*, qui annonce le déclin inéluctable de ce groupe qui agonisera cependant jusqu'au Campanien". En ce qui concerne la fin de ce genre, Perch-Nielsen (*ibid.*, Fig. 1) évoque la diminution massive du nombre des espèces durant le Campanien jusqu'à sa disparition totale avant la fin de cet étage.

III. — LE CÉNOMANIÉN

1) Le bassin de Paris

Dans le bassin de Paris, comme en bien des régions, le Cénomanién représente ce que nous avons appelé "l'aube de la craie" (Busson *et al.*, 1995). Nous assistons en effet de façon générale, à la suite des faciès sableux et argileux de l'Albien, à l'installation progressive de la craie. Dans les falaises du Blanc-Nez par exemple (Amédéo, 1993 et 1994), dans la partie inférieure du Cénomanién, les bancs crayeux s'intercalent dans les argiles puis, en montant dans l'étage, deviennent de plus en plus nombreux, le Cénomanién supérieur correspondant à une phase particulièrement transgressive(*) étant presque exclusivement formé de bancs crayeux empilés, constitués d'une craie par ailleurs de plus en plus purement calcaire.

Nous ne reviendrons pas ici sur les études publiées antérieurement aux nôtres et évoquées ci-dessus. Nos propres recherches ont porté sur le Cénomanién inférieur et moyen de ces falaises du Blanc-Nez, sur le Cénomanién moyen de la carrière de Montmorency (Aube) et le Cénomanién supérieur de la carrière de Presles (Aube). La localisation des sites étudiés, les coupes échantillonnées, leur lithologie, leur stratigraphie, leur teneur en CO₃Ca, leurs micro- et nanofaciès, ont déjà fait l'objet de publications (Busson *et al.*, 1995 ; Noël *et al.*, 1995). Dans ces dernières, nous avons précisé l'évolution des populations du nannophytoplancton, qui s'avèrent de plus en plus diversifiées dans les bancs de craie en montant dans

(*) Destombes(1971). In notice de la feuille au 1/50 000ème Marquise par Bonte *et al.*

l'étage, et des populations de pithonelles, plus abondantes dans les bancs crayeux que dans les bancs marneux mais, par ailleurs, d'importance déclinante en montant dans l'étage. C'est ainsi que les pithonelles sont très rares dans le Cénomaniens supérieur.

Ces études n'étant pas orientées vers les *Nannoconus*, aucun comptage systématique n'a été opéré. Qualitativement toutefois, nous pouvons dire que les *Nannoconus* sont rares ou très rares dans les bancs crayeux et absents dans les centrifugations des corpuscules contenus dans les marnes.

2) Domaine téthysien.

a) La fosse vocontienne.

Même s'il n'y a pas eu de séparation entre la mer de la craie et la mer alpine, le domaine de la fosse vocontienne diffère profondément de la plate-forme du bassin de Paris. Les épaisseurs y sont environ dix fois plus fortes, le régime alternant y est plus riche en marnes, la sédimentation a dû y être en général plus profonde, la diagenèse des bancs calcaires y est souvent plus poussée. Renvoyons pour le contexte géologique à l'excellente synthèse du Sud-Est (Arnaud *et al.*, 1984) et à la thèse de Porthault (1974), qui comporte en particulier les coupes que nous allons évoquer. Ces données dont nous allons faire état ont été choisies parmi les observations inédites de Gomel, qui a étudié le nannofaciès de très nombreux bancs du Cénomaniens de la fosse vocontienne. Nous avons choisi des échantillonnages réalisés sur un certain nombre de bancs, localisés dans trois coupes (fig. 1). Les observations attentives au MEB ont été concrétisées par plus d'un millier de clichés que nous allons commenter.

Dans le Cénomaniens de La Fare ($x = 853,600$; $y = 244,340$), 14 bancs ont été échantillonnés. Globalement, sur cette coupe, 220 champs d'observation montrent la présence de coccolithes, 6 la présence de *Nannoconus*. Dans la coupe de La Charce ($x = 846,650$; $y = 230,980$), la présence de coccolithes a été notée sur 600 photos alors que les *Nannoconus* n'ont été observés que sur 25. Enfin, sur la coupe de Pierre Vesce ($x = 860,300$; $y = 228,180$), sur 7 bancs échantillonnés, 80 photos montrent la présence de coccolithes, 1 de *Nannoconus*.

Ainsi, malgré des différences de domaine paléobiogéographique, structural et sédimentologique, le Cénomaniens de la fosse vocontienne présente en commun avec celui du Boulonnais et de l'Aube une rareté relative en *Nannoconus*, en contraste très net avec l'extrême abondance des coccolithes, constructeurs de calcaires. La raréfaction des *Nannoconus* est ici d'autant plus remarquable que la fosse vocontienne a représenté au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur un domaine où les *Nannoconus* ont été particulièrement abondants, voire hégémoniques dans de très importantes masses de calcaire.

b) La Scaglia Bianca de Marches-Ombrie (Italie).

Les études ont porté sur les coupes du Bosso, de Furlo et de Bottaccione (Gubbio) dont la localisation est donnée dans Cresta *et al.* (1989). Monechi (1981) avait seulement signalé la présence du genre *Nannoconus* dans le Cénomaniens de la coupe de Bottaccione.

Nous ne pouvons faire état, ici encore, de données quantitatives. Mais plus de 100 photos de nannofaciès de la

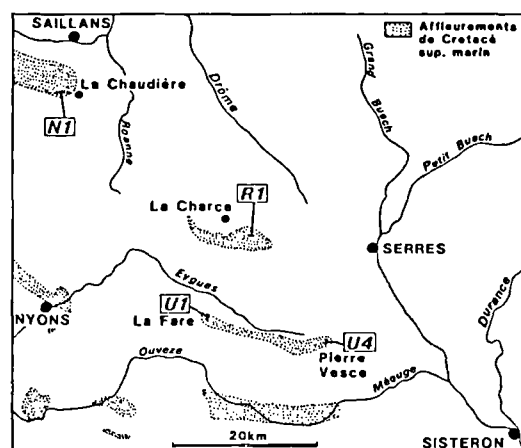


Fig. 1. — Carte de localisation des coupes du Cénomaniens et du Turonien de la fosse vocontienne, qui ont fait l'objet d'études de nannofaciès au MEB. D'après Porthault (1974), fig. 4 modifiée.

Fig. 1. — Location of Cenomanian and Turonian sections in the Vocontian trough from which samples have been studied with SEM. From Porthault (1974), fig. 4 modified.

Scaglia Bianca, formation correspondant approximativement à l'étage Cénomaniens, nous ont montré la présence de *Nannoconus* beaucoup moins abondants que les coccolithes. Dans la coupe du Bosso, nos observations ne révèlent, dans les champs non obscurcis par la diagenèse, que des coccolithes, parfois abondants. Une lame mince toutefois a permis d'observer la présence d'un *Nannoconus*. Dans la coupe de Furlo, les examens au MEB montrent la présence de coccolithes. Un *Nannoconus* est signalé en lame mince. Par contre dans la coupe de Gubbio, l'échantillon Gub.14 contient des coccolithes mais les *Nannoconus* y sont dominants. Remarquons que la Scaglia Bianca couvre un domaine géographique proche de celui que couvraient les faciès Maiolica, allant du Jurassique terminal au Barrémien compris. En outre, le faciès de ces deux formations (Scaglia Bianca et Maiolica) est très similaire, tant à l'affleurement qu'en microfaciès. Or, dans la Maiolica, les *Nannoconus* étaient souvent hégémoniques ou au moins importants (Busson *et al.*, 1992). Leur amenuisement au niveau du Cénomaniens est donc une fois de plus tout à fait remarquable.

IV. — LE TURONIEN

1) Le Bassin Parisien

Nous n'avons pas étudié le nannofaciès du Turonien du Bassin Parisien : l'abondance des craies noduleuses et indurées nous faisait craindre des actions diagénétiques très poussées, rendant difficile de déchiffrer la composition originelle de la fraction calcaire sédimentée. Trois études cependant donnent à penser que la proportion des *Nannoconus* y est devenue relativement élevée, en contraste avec l'extrême rareté de ces organismes dans le Cénomaniens inférieur et moyen du Boulonnais et de l'Aube.

Aubry (1970, 1972) a étudié le Crétacé, du Cénomaniens au Santonien supérieur, de la région dieppoise en Haute-Normandie. Cet auteur insiste particulièrement sur la richesse du Turonien en *Nannoconus*. "L'étude des craies de

Haute-Normandie d'âge Cénomaniens à Santonien supérieur... a révélé le rôle fondamental des *Nannoconus* dans la pétrogenèse des craies turoniennes du littoral dieppois" (Aubry, 1970) et, plus loin : "Les craies (turoniennes) du pays de Caux montrent une matrice formée de restes accumulés de nannofossiles juxtaposés à des éléments de calcite... Cette matrice des craies turoniennes (Turonien inférieur, moyen et supérieur de Saint-Martin Plage, du Val du Prêtre et de Puy) se montre constituée, pour sa portion la plus fine, d'un amoncellement de *Nannoconus* entiers et fragmentés, mélangés à des coccolithes et à des éléments. La proportion des coccolithes est variable mais reste toujours inférieure à celle des *Nannoconus*, contrairement à ce qui s'observe dans les craies sénoniennes..." (*ibidem*). Cet auteur observe encore que les plages riches en coccolithes sont moins fréquentes que celles où les *Nannoconus* dominent.

Les données d'Aubry (1972) ont été reprises, synthétisées et schématisées dans le tableau ci-joint (Tabl. I). Sans discuter celles qui se rapportent au Turonien, étage que nous n'avons pas étudié dans le bassin de Paris, nous observerons que l'auteur décrit des craies sénoniennes également riches en *Nannoconus*, même si ceux-ci ne forment plus la part majoritaire de la nannoflore. Or, cette répartition relative des *Nannoconus* et des coccolithes dans le Sénonien ne correspond pas du tout à ce que nous avons observé, aussi bien dans le Boulonnais que dans la région d'Arpenty (cf. infra). Il n'est pas possible en l'état actuel des choses de savoir ce qui est imputable, dans ce contraste, aux techniques d'observation risquant d'introduire des biais ou à une spécificité particulière de la région dieppoise.

Manivit (*in* Robaszynski *et al.*, 1980) a étudié 125 échantillons de l'Albien au Santonien, dans le Boulonnais, y compris par des examens au microscope électronique. "Les pithonelles et les *Nannoconus* peuvent atteindre un pourcentage élevé par rapport aux coccolithes seuls, jusqu'à 40% de la nannoflore, surtout au Cénomaniens supérieur et au Turonien, soulignant le rôle constructeur que ces organismes ont joué dans la formation de la craie". Et, plus loin : "Au Turonien, [on remarque] la richesse des *Nannoconus* et des pithonelles (observée également dans les falaises de Haute-Normandie)..."

2) La fosse vocontienne.

Nous ne pouvons faire état que de l'étude d'un échantillon du Turonien du Col de la Chaudière (x = 827,320; y = 262,860, fig. 1). Les clichés MEB ont tous mis en évidence la très grande abondance des *Nannoconus*, dont le rôle lithogénétique est là, indiscutable.

L'enrichissement relatif des *Nannoconus* dans l'étage Turonien semble donc établi simultanément dans le bassin de Paris et dans la fosse vocontienne. Sous réserve de confirmation par des études plus nombreuses, ce phénomène pourra contribuer à préciser les conditions paléogéographiques et paléoenvironnementales de dépôts de cet étage.

3) L'arc de Castellane.

Le Turonien de l'arc de Castellane a fait l'objet de quelques études ponctuelles, réalisées au MEB par l'un de nous, sur des échantillons provenant de la coupe de l'Isclé (x = 943,840 ; y = 208,850) (El Kholly, 1972 et fig. 2).

	% de ciment	% nannofossiles dans le ciment	Rapport Coccolithes-Nannoconus
SANTONNIEN SUPÉRIEUR	> 75	50 à 90	25% C / 50% N / 75% N
SANTONNIEN MOYEN	> 75	25 à 75	C / N
SANTONNIEN INFÉRIEUR	50 à 75	25 à 50	C / 10% N
CONIACIEN	50 à 75	25 à 50	C / 10% N
TURONIEN SUPÉRIEUR	50 à 75	25 à 50	C / N
TURONIEN MOYEN	50 à 75	non chiffré	C / N
TURONIEN INFÉRIEUR	75 à 25	non chiffré	C / N
CÉNOMANIEN	25 à 75	25 à 75	non chiffré

Tabl. I. — Nanrophytoplancton calcaire du Turonien au Santonien supérieur de Haute-Normandie, d'après les données de Aubry (1972).

Tabl. I. — Calcareous nanrophytoplankton in Turonian-Late Santonian times of High Normandy. From data by Aubry (1972).

Ainsi, sur l'échantillon 1305, 11 photos ont permis de repérer la présence simultanée de coccolithes, de pithonelles et de *Nannoconus*. Deux échantillons du passage Turonien-Coniacien ont été également examinés. L'un, qui a fait l'objet de nombreuses photographies, a révélé des pithonelles parfois abondantes, des fragments de coccolithes, de *Nannoconus*, des débris de foraminifères (éch. 1350). Un autre (éch. 1333) a révélé des pithonelles abondantes et la présence de coccolithes.

V. — LE SÉNONIEN

1) Le bassin de Paris

Rappelons d'abord les données de Aubry (1972) sur la région dieppoise (Tabl. I). D'après cet auteur, le Coniacien et Santonien inférieur montreraient des proportions de *Nannoconus* par rapport à l'ensemble de la nannoflore de l'ordre de 10 à 50%. Dans le Santonien moyen, ce chiffre passerait à 25 à 50 % et dans le Santonien supérieur de 25 à 75 %.

Manivit (1980), dans les coupes du Boulonnais (Coquelles et Caffiers), ne spécifie rien concernant les *Nannoconus* au-dessus du Turonien. Ses données relativement fouillées sur les Coccolithophoridées donnent à penser qu'elle a étudié cette craie sénonienne d'assez près. L'absence de toute mention sur les *Nannoconus* dans ce travail est une présomption en faveur de la rareté de ces organismes à ce niveau.

De notre côté, nous nous sommes livrés à une étude approfondie sur une coupe du Sénonien du bassin de Paris, échantillonnée dans le sondage d'Arpenty (30 km au S-SW de Paris) (Noël, 1970). Cette succession de craies blanches offre des éléments tout à fait cohérents sur l'abondance relative des *Nannoconus* dans un faciès où les nannoflores calcaires sont pratiquement hégémoniques (Tabl. II). Dans le Coniacien, où 4 niveaux ont été échantillonnés, 207 photos présentent des coccolithes, 2 des *Nannoconus*. Dans

	Nombre de niveaux étudiés	Côtes comprises entre	nombre de photos avec coccolithes	nombre de photos avec <i>Nannoconus</i>
Campanien	19	1 et 83 m	1050	20
Santonien	3	100 et 115,5 m	146	2
Coniacien	4	130 et 200 m	207	2

Tabl. II. — Abondance relative des *Nannoconus* dans le Sénonien du sondage d'Arpenty (Essonne, 30 km au S-SW de Paris), exprimée par le nombre de photos au MEB présentant respectivement des coccolithes et des *Nannoconus*.

Tabl. II. — Relative abundance of *Nannoconus* in The Senonian from the Arpenty borehole (Essonne, 30 km S-SW of Paris) given by the number of microphotographs showing respectively coccoliths and *Nannoconus*.

le Santonien, 3 niveaux ont fait l'objet globalement de 146 photos présentant des coccolithes et 3 des *Nannoconus*. Dans le Campanien enfin, sur 19 niveaux au total, 1050 photos présentent des coccolithes et 20 des *Nannoconus*. Ajoutons que, sur les échantillons de ce sondage, de vastes mosaïques ont été réalisées, offrant un panorama important des nannofaciès et donnant une idée précise sur ces constituants nannofloristiques.

Il s'avère ainsi que l'époque et le faciès de la craie s'opposent radicalement aux temps mésozoïques antérieurs. En effet, dans des sédiments riches en calcaire, atteignant parfois 97%, non seulement les nannoflores calcaires ne sont pas oligo- ou monospécifiques ; elles présentent au contraire des nannoflores de plus en plus diversifiées, en même temps que de taille de plus en plus grande. Mais, en outre, cette sédimentation très calcaire qui, dans les temps mésozoïques antérieurs, avait représenté des époques de développement privilégié de populations d'*incertae sedis* assimilables à des Dinoflagellés, s'avère, dans les mers de la craie (Crétacé moyen-supérieur), très défavorable aux pithonelles et aux *Nannoconus*.

2) L'arc de Castellane.

Ici encore, il est intéressant de ne pas se cantonner à un domaine aussi particulier que l'est celui de la craie. Nous allons donc comparer à cette sédimentation crayeuse quelques observations issues du domaine téthysien. La fosse vocontienne n'est susceptible de fournir qu'une coupe incomplète, du fait d'une phase de déformation antecampanienne (Philip, 1984). Nous avons donc examiné des échantillons prélevés dans l'arc de Castellane où la coupe se complète jusqu'au niveau du Campanien (Conard-Noireau, 1984). Les échantillons que nous avons étudiés (fig. 2) sont issus des prélèvements dus à El Kholi, localisés par ailleurs dans le travail de cet auteur (1972), déjà cité pour le Turonien.

Dans le Santonien de la coupe de l'Isclé, dans un échantillon (1428) étudié, les coccolithes semblent dominants, accompagnés de pithonelles. Sur un autre échantillon (501), provenant de la coupe de la cascade de la Lance ($x = 943,673$; $y = 217,075$), 29 photos ont révélé des pithonelles abondantes, ainsi que des *Nannoconus* et quelques coccolithes.

D'après Conard-Noireau (1984), le Campanien de l'arc de Castellane et de Nice correspond à 85 m de marnes,

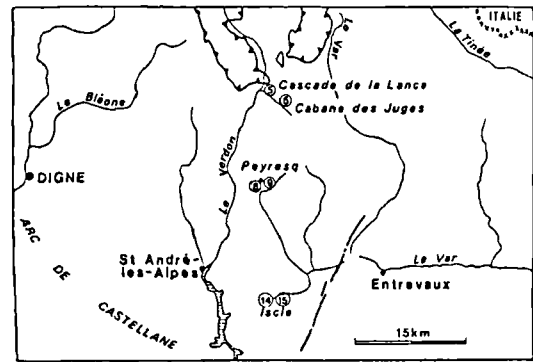


Fig. 2. — Carte de localisation des coupes du Crétacé supérieur dans la région de l'arc de Castellane, évoquées dans le texte. D'après El Kholi (1972), pl. 2 modifiée.

Fig. 2. — Location of Late Cretaceous sections from Castellane arch area, quoted in this text. From El Kholi (1972), pl. 2 modified.

entrecoupées de quelques bancs calcaires argileux, passant progressivement à des marnes et calcaires alternant sur 30 m qui terminent la série crétacée. Dans ce Campanien, 3 sites ont fourni les échantillons examinés (fig. 2). Dans la coupe de l'Isclé, l'échantillon 1482 a montré des *Nannoconus* abondants et des coccolithes rares, dans un nannofaciès évoquant celui de la craie plus que celui d'un calcaire. Dans la coupe de Peyresq I ($x = 943,360$; $y = 205,700$), l'échantillon 802 met en évidence des coccolithes nombreux et quelques fragments de pithonelles. Un autre échantillon (902) à Peyresq II ($x = 944,000$; $y = 205,700$) a montré des coccolithes et des fragments de pithonelle. Enfin, à la Cabane des Juges ($x = 946,825$; $y = 214,675$), l'échantillon 603, toujours d'âge campanien, met en évidence des coccolithes abondants, sans pithonelles ni *Nannoconus*.

VI. — CONCLUSION

Le nannoplancton calcaire, contributeur lithogénétique de première importance depuis le début des temps jurassiques, s'est profondément modifié entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Au Jurassique et au Crétacé inférieur, les passées les plus calcaires de la sédimentation marine ont été constituées majoritairement soit par des *incertae sedis* (schizosphères au Lias, *Nannoconus* au Jurassique terminal et Crétacé inférieur) que l'on a rapprochés des Dinoflagellés, soit par des coccolithes nains et peu diversifiés (Jurassique moyen-supérieur). Or, à partir du Cénomaniens et tout particulièrement au Sénonien, la craie, malgré sa grande pureté en calcaire, s'avère constituée de coccolithes de plus en plus diversifiés et de taille de plus en plus grande. Il était donc intéressant de connaître le comportement des *incertae sedis* à cette époque singulière, en particulier dans les mers de la craie. En ce qui concerne les pithonelles, nous avons vu, dans une note antérieure (Noël *et al.*, 1995), que ces organismes, encore relativement abondants dans le Cénomaniens inférieur et moyen, tendent à s'amenuiser beaucoup dans la craie blanche la plus pure, celle du Sénonien. Restait donc à suivre le destin des *Nannoconus*.

En ce qui concerne le domaine de la craie, les *Nannoconus* ne semblent connaître un regain d'importance

que pendant le Turonien. Malgré des indications de la littérature qui s'avèrent quelque peu contradictoires, les données que nous apportons, quoique ponctuelles, attesteraient qu'au Sénonien, en particulier, les *Nannoconus* sont relativement rares sur plus de 1000 clichés étudiés du Coniacien, Santonien et Campanien.

En ce qui concerne le domaine mésogéen (fosse vocontienne, arc de Castellane), les *Nannoconus*, pour ne pas être très rares, n'en sont pas moins des contributeurs lithogénétiques d'importance secondaire dans le Cénomaniens. Ils semblent connaître un regain d'importance au Turonien et, avec les pithonelles, sont rarement absents dans le Sénonien et peuvent même représenter les contributeurs principaux, par exemple dans le Campanien de l'Isle.

Ainsi, le changement est profond par rapport aux époques antérieures. Les *incertae sedis*, qui étaient les contributeurs principaux des époques à sédimentation calcaire, ont tendance à disparaître dans la craie, vase calcaire très pure, tandis qu'au contraire les Coccolithophoridées se diversifient. Dans la fosse

vocontienne, le Cénomaniens se caractérise également par une dominance très marquée des coccolithes sur les *Nannoconus*. Le phénomène paraît donc très général. De même au Turonien, aussi bien dans la fosse vocontienne, que dans la craie de Haute-Normandie et dans l'arc de Castellane, une recrudescence importante des *Nannoconus* se fait jour. Enfin, au Sénonien, dans l'arc de Castellane, dans un contexte argileux toujours présent, on assiste à un retour en force des *Nannoconus* et des pithonelles. Dans cet étage qui précède leur disparition, les règles présidant antérieurement à la distribution des *incertae sedis* se sont donc trouvées profondément modifiées. Ces éléments, difficiles à interpréter à l'heure actuelle, devront être pris en compte dans une tentative de reconstitution des conditions paléocéanographiques du Crétacé.

Remerciements. — Nous remercions Mme E. Cambreleng, dessinatrice, qui a réalisé l'illustration de cet article ; Mlle M. Destarac, photographe, qui a traité la multitude de clichés indispensables pour notre approche statistique ; Mlle A. Roure qui a effectué la saisie des données ; Mmes J. Raynaud et M.C. Laurent qui ont procédé à de nombreuses lectures au profit d'un des auteurs, aveugle. Nous témoignons notre reconnaissance à Mme K. von Salis qui, en tant que rapporteur, nous a fait bénéficier de suggestions et corrections.

BIBLIOGRAPHIE

- AMÉDRO F. (1993). — La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénomaniennes du Pas de Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2, 73-80.
- AMÉDRO F. (1994). — Corrélations dans les craies cénomaniennes traversées par le tunnel sous la Manche (côté France). *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Mus. Havre*, Le Havre, 81, 11-42.
- ARNAUD H., CHAROLLAIS J., DELAMETTE M. & PORTHUALT (1984). — Chaînes subalpines. In : Chap. 7 Le Crétacé supérieur. Debrand-Passard S. et al. (eds), Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, 125, 355-358.
- AUBRY M.P. (1970). — Importance géologique des *Nannoconus* dans les craies turoniennes de la région dieppoise. *Bull. Soc. géol. Normandie*, le Havre, LX, 1-7.
- AUBRY M.P. (1972). — Recherches pétrographiques, stratigraphiques et paléosédimentologiques sur les craies de Haute Normandie. Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris VI, 106 pages, annexes, 24 pl. phot.
- BREHERET J.G. (1983). — Sur des niveaux de black shales dans l'Albien inférieur et moyen du domaine vocontien (Sud-Est de la France) : étude de nannofaciès et signification des paléoenvironnements. *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, sect. C, 4ème sér., 5, 113-159.
- BRÖNNIMANN P. (1955). — Microfossils *incertae sedis* from the upper Jurassic and lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontol.*, New-York, 1, 28-51.
- BUSSON G. & NOEL D. (1991a). — Les calcaires fins pélagiques des temps liasiens sont primordialement faits d'une seule espèce du nannophytoplancton calcaire : la schizosphère *S. punctulata*. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 313, 795 - 800.
- BUSSON G. & NOEL D. (1991b). — Les nannoconidés indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. *Oceanol. Acta*, Paris, 14, 333-356.
- BUSSON G., NOËL D., CORNÉE A., AMÉDRO F., MANGIN A.M. & COLLETÉ C. (1995). — L'aube de la craie. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, t. 166, 2, 193-205.
- CARATINI C. (1960). — Sur la découverte de Nannoconidés dans le Cénomaniens et le Turonien du bassin de Paris. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 5, 106-107.
- CONARD-NOIREAU M. (1984). — Haute-Provence : arcs de Castellane et de Nice. In : Chap. 7 Le Crétacé supérieur. Debrand-Passard S. et al. (eds), Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, 125, 358-359.
- CRESTA S., MONECHI S. & PARISI G. (1989). — Mesozoic-Cenozoic stratigraphy in the Umbria-Marche Area. Geological field trips in the Umbria-Marche Apennines (Italy). *Mem. Carta Geologica d'Italia*, vol. XXXIX, 185 p.
- DARMEDRU C. (1982). — La Microfaune dans les alternances Marne-Calcaire pélagiques du Crétacé inférieur Vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Cl. Bernard Lyon 1, 154 p.
- DEFLANDRE G. & DEFLANDRE-RIGAUD M. (1960). — Présence de Nannoconidés dans le Crétacé supérieur du Bassin Parisien. *Rev. Micropal.*, 2, 4, 175-180.
- DERES F. & ACHERITEGUY J. (1980). — Biostratigraphie des Nannoconidés. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, Pau 4/1, 1-53.
- EL KHOLY Y. (1972). — Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute Provence). Thèse Doct. es Sci., Univ. Claude Bernard, Lyon, 115 pages.
- ERBA E. (1989). — Upper Jurassic to Lower Cretaceous *Nannoconus* distribution in some sections from northern and central Italy. *Mem. Sci. Geol.*, 41, 255-261.
- ERBA E. (1994). — Nannofossils and superplumes : the Early Aptian "nannoconid crisis". *Paleoceanography*, 9, 3, 483-501.
- LAMBERT B. & LAPORTE-GALAA C. (1996). — Nannoflore calcaire du puits Mango 1 (offshore, Nord Sinaï, Egypte). In : Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud. Actes Colloques Angers, 1994. *Elf-Aquitaine, Pau, Mém.* 16, 631-645.
- MANIVIT H. (1980). — Nannoplankton calcaire. In : Robaszynski F. & Amédéo F. (Coord). Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplankton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, 22, 4, 296-309.
- MONECHI S. (1981). — Aptian-Cenomanian calcareous nannoplankton from some sections in the Umbrian Apennine. *Riv. Ital. Paleont.*, 87, 2, 193-226.

- NOËL D. (1968). — Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (Fosse vocontienne, Basses Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, 1223-1225.
- NOËL D. (1970). — Coccolithes crétacés : la craie campanienne du Bassin de Paris. Paris, Ed. du C.N.R.S., 1 vol., 129 p.
- NOËL D., BUSSON G. & CORNEE A. (1991). — Les calcaires fins pélagiques du Jurassique moyen-supérieur sont essentiellement construits d'une nannoflore calcaire oligospécifique (coccolithes en "boutons de manchette"). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, 313, 1455-62.
- NOËL D., BUSSON G., CORNÉE A., BODEUR Y. & MANGIN A. M. (1994). — Contribution fondamentale des Coccolithophoridées à la constitution des calcaires fins pélagiques du Jurassique moyen et supérieur. *Geobios*, mém. sp. 17, 3ème Symp. intern. sur la Stratigraphie du Jurassique, Poitiers, 1991, 701-721.
- NOËL D., BUSSON G., MANGIN A.M. & CORNÉE A. (1995). — La distribution des pithonelles dans le Cénomanién inférieur et moyen du Boulonnais (Nord de la France) : liaison avec les alternances craies/craies marneuses et implications environnementales et historiques. *Rev. Micropal.*, 38, 245-255.
- PERCH-NIELSEN K. (1979). — Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, 6, 223-272.
- PERCH-NIELSEN K. (1985). — Mesozoic calcareous nannofossils. In : BOLLI H.M., SAUNDERS J.P. et PERCH-NIELSEN K. (eds) *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, 315-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1986). — Geologic events and the distribution of calcareous nannofossils- Some speculations. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 2, 421-432.
- PHILIP J. (coordonnateur) *et al.* (1984). — Crétacé supérieur. In : Debrand-Passard S. *et al.* (eds), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*. *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, 125, 339-387.
- PORHAULT B. (1974). — Le Crétacé supérieur de la "Fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud Est). Thèse Doct. es Sci., Univ. Claude Bernard, Lyon, 342 pages.

ENREGISTREMENT DES FLUCTUATIONS ENVIRONNEMENTALES PAR LES ÉCHINIDES IRRÉGULIERS DE LA CRAIE CAMPANIENNE DE CHARENTE-MARITIME (SO FRANCE)

Fossil record of palaeoenvironmental changes by irregular Echinoids in the Campanian chalk of Charente-Maritime (SW France)

par D. NÉRAUDEAU (*) et L. VILLIER (**)

Résumé. — Les variations écomorphologiques des associations d'échinides irréguliers de la Craie sont analysées à l'échelle du Campanien moyen et supérieur de Charente-Maritime (Sud-Ouest de la France). L'étude montre que ces associations enregistrent des fluctuations environnementales, notamment des variations séquentielles de la tranche d'eau, dont rend faiblement compte la série crayeuse, d'apparence monotone. Deux grandes tendances sont particulièrement bien enregistrées: (1) augmentation de profondeur entre le Campanien CIVa et le Campanien CV caractérisée par la succession des genres *Hemiaster* (*Bolbaster*), *Micraster* et *Echinocorys*; (2) diminution de profondeur entre le Campanien CV et la fin du Campanien CVII enregistrée par la succession des genres *Echinocorys*, *Micraster*, *Hemiaster* (*Bolbaster*) et *Nucleopygus*.

Abstract. — *Morphological and palaeoecological variations of irregular echinoid faunas from the Chalk have been analyzed at the scale of the Middle and the Upper Campanian from Charente-Maritime (SW France). The study shows that these faunas record environmental changes, especially sea-level variations, that are not recorded by the apparent monotony of the chalky lithological serie. Two main trends are particularly well registered: (1) a deepening between Campanian CIVa and Campanian CV, characterized by the succession of the genera Hemiaster (Bolbaster), Micraster and Echinocorys; (2) a shallowing between Campanian CV and Campanian CVII, characterized by the succession of the genera Echinocorys, Micraster, Hemiaster (Bolbaster) and Nucleopygus.*

I. — INTRODUCTION

La forte dépendance des échinides envers leur milieu permet d'utiliser leurs spécimens fossiles comme de véritables marqueurs écologiques (Ernst & Seibertz, 1977; Roman, 1984; Zaghbib-Turki, 1989; Néraudeau & Floquet, 1991). D'une part, la morphologie de chaque espèce présente des caractéristiques morphofonctionnelles exploitables en tant que critères écologiques pour la reconstitution des paléoenvironnements (Nichols, 1959; Smith, 1978, 1980, 1981; Smith & Paul, 1985; Néraudeau, 1995) et pour l'enregistrement des fluctuations du niveau marin (Néraudeau, 1990, 1992, 1995). D'autre part, la dépendance échinide/milieu s'exprime très nettement dans les modalités de dominance et d'association des différents groupes trophiques au sein d'un peuplement, modalités dont témoignent les analyses synécologiques utilisant des spectres fauniques (Smith *et al.*, 1988; Néraudeau & Moreau, 1989; Néraudeau, 1995). Finalement, la diversification taxinomique des échinides apparaît en totale adéquation avec la mosaïque de milieux des paléoenvironnements marins (Ernst, 1970; Seibertz, 1978; Smith, 1984; Néraudeau, 1990).

A ce titre, les variations d'échinofaunes observées dans la craie campanienne de Charente-Maritime (Sud-Ouest de la

France) enregistrent une différenciation environnementale dont rend faiblement compte la série crayeuse, d'apparence monotone. Dans cette note, les modifications verticales des associations d'échinides sont ainsi utilisées pour caractériser les variations séquentielles de la tranche d'eau.

II. — MATÉRIEL & MÉTHODES

Le secteur étudié correspond aux falaises littorales comprises entre les communes de Barzan, au sud, et de Meschers, au nord, en passant par la côte de Talmont (fig. 1). La portion de la série campanienne visible sur ces affleurements (Platel, 1989) s'inscrit entre le Campanien CIVa, à Barzan, et le Campanien CVII, à Meschers (fig. 2) d'après les biozones microfauniques définies par Andreieff & Morinaud (1973) et Neumann *et al.* (1983).

L'étude paléontologique porte sur les échinides irréguliers présents dans le Campanien supérieur du littoral charentais, à savoir les cassiduloïdes, avec les genres *Nucleopygus* et *Clypeolampas*, les spatangoïdes, avec les genres *Hemiaster* (*Bolbaster*) et *Micraster*, et les holastéroïdes, avec les genres *Offaster* et *Echinocorys*.

(*) Laboratoire de Paléontologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, 8 rue Buffon, 75005 Paris
(**) Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon

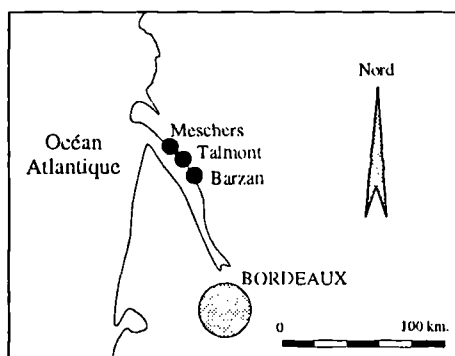


Fig. 1. — Localisation des coupes étudiées (Barzan, Talmont, Meschers), sur la rive charentaise de la Gironde.

Fig. 1. — Location of the sections under study (Barzan, Talmont, Meschers), on the north-eastern bank of the Gironde river mouth.

Les échinides réguliers, notamment les Cidaridae et les Phymosomatidae, ont également un intérêt paléocéologique, mais leurs répartitions environnementales, au niveau des genres et des familles, sont plus larges que celles des irréguliers (les Cidaridae, par exemple, sont présents de l'infralittoral au bathyal). Ils sont ainsi moins directement utilisables sur le terrain en tant que marqueurs écologiques.

Afin de définir la polarité des cycles écofauniques d'échinides de la craie campanienne, une étude détaillée, sur le terrain, a permis de localiser précisément les occurrences de chaque groupe écomorphologique (cassiduloïde, spatangoïde, holastéroïde) et, au delà, de chaque genre ou espèce.

Les fluctuations paléoenvironnementales, notamment les fluctuations bathymétriques, sont définies d'après les travaux sédimentologiques et les interprétations séquentielles de Platel (1989, 1996), utilisées par ailleurs dans l'analyse des cycles écofauniques d'astérides de la craie campanienne par Villier (1995, 1996) et Villier *et al.* (1997, dans le présent volume). Ces différents travaux de référence présentent en détail la tendance régressive du Campanien supérieur et la stabilisation de la transgression amorcée au Coniacien au cours du Campanien inférieur. La corrélation entre le découpage du Campanien en biozones de foraminifères CI à CIX (Andreieff & Morinaud, 1973; Neumann *et al.*, 1983; Platel, 1996) et le découpage en unités "Campanien 1" à "Campanien 6" de Platel (1996) permet de situer les biozones CIV à CVII étudiées dans cette note en correspondance avec le "Campanien 4" (CIVa-CIVb) et le "Campanien 5" (CV à CVIII). Une inversion de tendance dans les fluctuations transgressives/régressives peut ainsi être repérée vers la fin de CIV (fin du Campanien 4) (Platel, 1989, 1996). La série comprenant les biozones CIV à CVII (Campanien 4 et 5) s'inscrit ainsi dans la quatrième séquence de 3ème ordre (séquence SG) définie par Platel (1996) au cours du Campanien.

III. — RÉSULTATS

Les extensions verticales des genres caractérisant les trois groupes trophiques correspondent à quatre types d'échinofaunes (fig. 2).

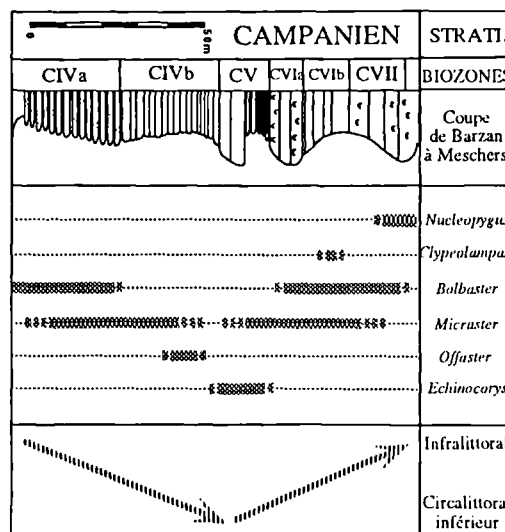


Fig. 2. — Coupe du Campanien supérieur du littoral charentais (CIV à CVII) avec l'extension stratigraphique des échinides irréguliers étudiés et les grandes tendances environnementales. Les niveaux lumachelliques ne se développent qu'à partir de CVIa et deviennent prépondérant au sommet de CVII. Les occurrences principales des espèces, représentées par des barres grises verticales, sont complétées par leurs occurrences locales ou exceptionnelles (partie discontinue à l'extrémité de ces barres).

Fig. 2. — Section of the Upper Campanian serie from the coast of Charente-Maritime (CIV à CVII) with the stratigraphical range of irregular echinoids and the main paleoenvironmental trends. The main occurrences of the species (vertical grey bars) are completed by their local or exceptional occurrences (discontinuities of the grey bar ends).

1) Niveaux à *Nucleopygus*

Un seul type de faciès contient en abondance des cassiduloïdes, en l'occurrence des *Nucleopygus*. Il s'agit des niveaux lumachelliques extrêmement riches en pycnodontes, et contenant quelques rudistes, du sommet de la biozone CVII, sur les falaises de Meschers. Les *Nucleopygus* sont caractéristiques de milieux appartenant à la partie supérieure ou médiane de l'étage infralittoral et représentent, notamment, une part importante de l'échinofaune du Cénomanien à faciès infralittoral de Charente-Maritime (Néraudeau & Moreau, 1989; Néraudeau, 1991a). Ces échinides marquent les milieux les moins profonds du Campanien médio-supérieur des falaises de Barzan-Talmont-Meschers. A titre de remarque, un autre cassiduloïde, *Clypeolampas leskei*, est présent, mais rare, en CVI (Talmont village) où il marque une pulsation mineure avec légère diminution de la tranche d'eau (Platel, 1989; Villier, 1995). Il participe à une tendance générale dominée par une diminution de profondeur (Platel, 1996) et annonce les environnements peu profonds à *Nucleopygus* qui prédominent au sommet de CVII.

2) Niveaux à *Hemiaster (Bolbaster)*

Les *Hemiaster* du sous-genre *Bolbaster* sont présents à deux reprises entre les biozones CIVa et CVII. D'une part, des *H. (B.) nasutulus* abondent dans la craie de la sous-biozone CIVa affleurant à Barzan. D'autre part, de nombreux *H. (B.) punctatus* sont présents dans la biozone CVII, sur les falaises de Meschers et sont également connus par ailleurs en CVI (site d'Aubeterre). Un peu plus étendus stratigraphiquement que les *Nucleopygus*, ils accompagnent

parfois ces derniers, à titre ponctuel, dans les lumachelles à pycnodontes. Ils sont également associés à de petits *Micraster*, en CIVa, en CVI et à la base de CVII. Les *Hemiaster* (*Bolbaster*) sont des spatangoïdes

caractéristiques des "vasières" circalittorales (Néraudeau & Floquet, 1991; Néraudeau, 1994, 1995). Ils peuvent coloniser l'infralittoral inférieur, mais prédominent dans le circalittoral supérieur.

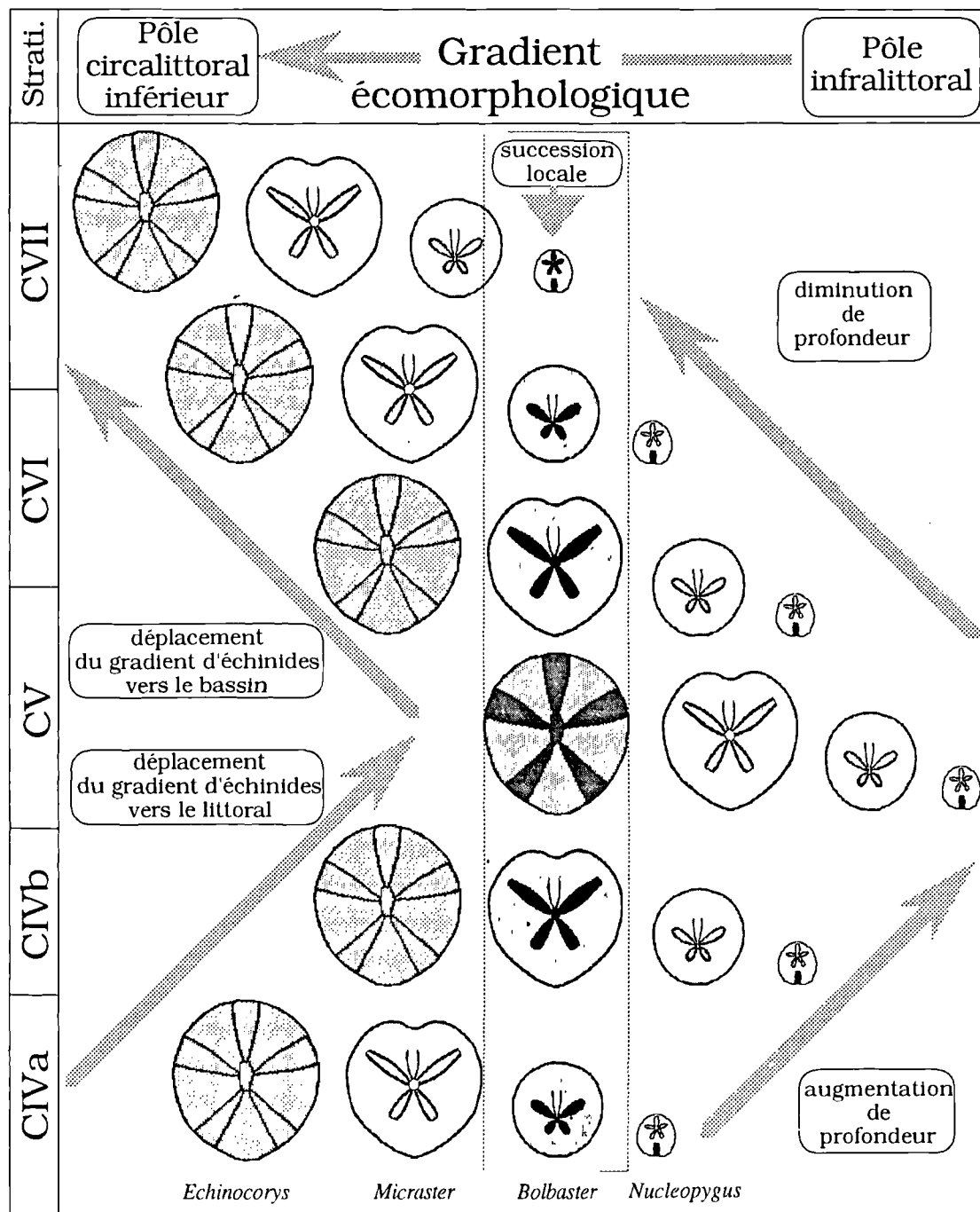


Fig. 3. — Variations spatio-temporelles, au Campanien supérieur, du gradient écomorphologique qui oppose les *Nucleopygus*, échinides infralittoraux de profondeur modérée, aux *Echinocorys*, échinides profonds, circalittoraux à épibathyaux. Les spatangoïdes *Hemiaster* (*Bolbaster*) et *Micraster* caractérisent des milieux et des profondeurs intermédiaires entre ces deux pôles. La succession verticale des échinides représentés en gris plus sombre visualise la série écomorphologique observée à l'échelle locale du Campanien du littoral de Charente-Maritime. Cette succession d'échinides enregistre un approfondissement entre CIVa et CV puis une diminution de profondeur entre CV et CVII.

Fig. 3. — Spatio-temporal variations on the carbonate platform and during Late Campanian of the ecomorphological gradient that oppose the rather shallow *Nucleopygus* to the deep *Echinocorys*, with the intermediate characteristics given by the spatangoids *Hemiaster* (*Bolbaster*) and *Micraster*. The vertical succession of echinoids figured in dark shows the ecomorphological sequence locally observed in the Campanian of the Charente-Maritime coast. This echinoid sequence registers a slight deepening between CIVa and CV before a stronger shallowing between CV and CVII.

3) Niveaux à *Micraster*

Les *Micraster* sont les échinides irréguliers les plus largement répartis, dans le Campanien médio-supérieur. Ils sont souvent associés aux *Echinocorys*, en CV, et aux *Offaster* en CIVb (à Talmont, lieu-dit "le Caillaud") parfois aux *Hemiaster (Bolbaster)* de CIVa (à Barzan et Meschers) et beaucoup plus rarement aux *Nucleopygus* de CVII (à Meschers). Cependant, ils sont parfois les seuls irréguliers présents, notamment dans la partie inférieure de la sous-biozone CIVb et, à titre local, à la base de la biozone CVI (à Talmont). Ce sont, au Crétacé supérieur, les spatangoïdes qui caractérisent les milieux les plus profonds des plateformes, plus particulièrement le circalittoral inférieur (Néraudeau & Floquet, 1991; Néraudeau, 1994, 1995).

4) Niveaux à *Echinocorys* et *Offaster*

Dans le Campanien médio-supérieur du littoral charentais, les holastéroïdes sont, au même titre que le cassiduloïde *Nucleopygus*, les échinides irréguliers qui possèdent les occurrences stratigraphiques les plus limitées. *Echinocorys ovatus* ne se trouve que dans la partie médio-supérieure de CV, à Talmont au lieu-dit "le Caillaud", tandis qu'*Offaster pilula* n'est présent qu'en CIVb sur la même coupe. Ces holastéroïdes sont inféodés à la plateforme distale et au talus et caractérisent la frange circalittorale inférieure-épibathyale (Néraudeau & Floquet, 1991; Néraudeau, 1994, 1995). De même que les occurrences de *Clypeolampas* annonçaient le faciès à *Nucleopygus* dans un contexte régressif, le niveau à *Offaster* annonce le faciès à *Echinocorys*, mais dans un contexte transgressif.

IV. — DISCUSSION

Par le passé, diverses analyses ont déjà montré que la succession environnementale des échinides irréguliers constitue un gradient écofaunique où se succèdent, du littoral vers le bassin, les cassiduloïdes, les spatangoïdes et les holastéroïdes. Des exemples ont été exposés en détail pour les échinofaunes cénomaniennes du littoral charentais (Néraudeau & Moreau, 1989; Néraudeau, 1995) et pour le Sénonien non crayeux de Vieille Castille, en Espagne (Néraudeau, 1991b; Néraudeau & Floquet, 1991); Smith *et al.* (1988) avaient également noté l'opposition, sur le plan des affinités environnementales, entre les cassiduloïdes et les holastéroïdes du Cénomaniens de Wilmington, en Angleterre. Dans le cas des échinides de la craie campanienne du littoral charentais, analysés ici pour la première fois, un gradient écofaunique est enregistré dans deux tendances (fig. 3):

— une tendance à l'approfondissement, entre CIVa et CV, où dominant successivement les spatangoïdes *Hemiaster (Bolbaster)* et *Micraster*, puis les holastéroïdes *Offaster* et *Echinocorys*;

— une tendance à la diminution de la profondeur, entre CV et CVII, où se succèdent l'holastéroïde *Echinocorys*, les spatangoïdes *Micraster* et *Hemiaster (Bolbaster)* et le cassiduloïde *Nucleopygus*.

Alors que la craie campanienne du sud-ouest de la France constitue une série de plus de 200m d'épaisseur, chacune de ces tendances écofauniques intervient sur une portion de série de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Des tendances comparables existent également au Campanien inférieur, notamment en CIII où un épisode à *Echinocorys orbis* traduit un approfondissement par rapport aux faciès à *Hemiaster (Bolbaster) nasutulus* de CI-CII et de CIV. Les études menées par Villiers (1995, 1996) et Villier & Breton (1996) sur les faunes d'astérides des mêmes terrains associent à ces cycles fauniques des variations séquentielles du 3ème ordre alors que jusqu'à présent la succession lithostratigraphique laissait simplement supposer un cycle transgressif-régressif à l'échelle de l'étage.

Par ailleurs, la série campanienne de Tercis, qui comporte dans l'ensemble des faciès de plate-forme externe ou de talus (Odin *et al.*, 1996) plus profonds que ceux du Campanien des Charentes, est dominée par les niveaux à *Echinocorys* (Hancock *et al.*, 1993). Les occurrences des *Micraster* et des *Hemiaster (Bolbaster)* y sont plus limitées qu'en Charentes et les cassiduloïdes n'y sont pas représentés, mais des cycles écofauniques peuvent y être définis à partir des spatangoïdes (*Hemiaster (Bolbaster)*, *Micraster*) et des holastéroïdes (*Echinocorys*).

V. — CONCLUSIONS

L'enregistrement, dans des faciès crayeux, de modifications environnementales verticales par des gradients d'échinides montre que ces macrofossiles présentent un intérêt paléoécologique et séquentiel non négligeable. D'un point de vue schématique, un gradient bathymétrique croissant mène des cassiduloïdes de type *Nucleopygus*, dans les milieux les moins profonds, aux holastéroïdes de type *Echinocorys* dans les milieux les plus profonds. Les marqueurs des milieux intermédiaires sont les spatangoïdes des genres *Hemiaster (Bolbaster)* et *Micraster*, le premier groupe étant moins profond que le second. La succession, sur une même coupe, d'un faciès riche en *Nucleopygus* surmonté d'un faciès dominé par les *Hemiaster* puis de niveaux dominés par les *Echinocorys* témoigne ainsi d'une augmentation de la tranche d'eau, notamment lors d'une pulsation transgressive. A l'inverse, une succession de polarité contraire rend compte d'une diminution de la tranche d'eau, notamment lors d'une pulsation régressive. Les investigations de terrain menées sur le Campanien des falaises littorales charentaises, révèlent que la résolution séquentielle apportée par ces gradients écomorphologiques d'échinides est généralement du 3ème ordre.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREIEFF P. & MORINAUD J.M. (1973). — Le Sénonien supérieur des falaises de Gironde. Exemple d'appui de la micropaléontologie à la cartographie-géologie. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologique et Minière*, 2, 1 : 38-44.
- ERNST G. (1970). — Faziesgebundenheit und Ökomorphologie bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. *Paläontologische Zeitschrift*, 44, 1/2 : 41-62.
- ERNST G. & SEIBERTZ E. (1977). — Concept and methods of echinoid biostratigraphy. *Paleontological Society of America, Volume on Biostratigraphy* : 541-563.
- HANCOCK J.M., PEAKE N.B., BURNETT J., DHONDT A.V., KENNEDY W.J. & STOKES R.B. (1993). — High Cretaceous biostratigraphy at Tercis, south-west France. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 63 : 133-148.

- NERAUDEAU D. (1990). — Ontogenèse, paléocécologie et histoire des *Hemiaster*, échinides irréguliers du Crétacé. Thèse de l'Université de Dijon : 194 p. (inédit).
- NERAUDEAU D. (1991a). — Lateral variations of the size-frequency distribution in a fossil echinoid community and their palaeoecological significance. *Lethaia*, 24, 3 : 299-309.
- NERAUDEAU D. (1991b). — Influence du jeu des transgressions-régressions sur les chronomorphoclines d'échinides et leurs interprétations phylogénétiques. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Série 2, 313 : 717-722.
- NERAUDEAU D. (1992). — Transgressions-regressions and echinoid morphoclines. *Lethaia*, 25 : 119-120.
- NERAUDEAU D. (1994). — Hemiasterid echinoids (Echinodermata: Spatangoida) from the Cretaceous Tethys to the present-day Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110 : 319-344.
- NERAUDEAU D. (1995). — Diversité des échinides fossiles et reconstitutions paléoenvironnementales. *Géobios*, Mémoire Spécial 18: 337-345.
- NERAUDEAU D. & MOREAU P. (1989). — Paléocécologie et paléobiogéographie des faunes d'échinides du Cénomaniens nord-aquitain (Charente-Maritime, France). *Géobios*, 22, 3 : 293-324.
- NERAUDEAU D. & FLOQUET M. (1991). — *Hemiaster* et *Mecaster* (Echinoidea : Spatangoida), marqueurs chronoécologiques de l'histoire de la plate-forme castillane (Espagne) au Crétacé Supérieur. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 88 : 265-281.
- NEUMANN M., PLATEL J.P., ANDREIEFF P., BELLIER J.P., DAMOTTE R., LAMBERT B., MASURE E. & MONCIARDINI C. (1983). — Le Campanien stratotypique: étude lithologique et micropaléontologique. *Géologie méditerranéenne*, 10, 3/4 : 41-57.
- NICHOLS D. (1959). — Mode of life and taxonomy in irregular sea-urchins. *Special Publications of the Systematic Association*, London, 3 : 105-108.
- ODIN G.S., HANCOCK J.M., ANTONESCU E., BONNEMAISON M., CARON M., COBBAN W.A., DHONDT A.V., GASPARD D., ION J., JAGT J.W.M., KENNEDY W.J., MELINTE M., NERAUDEAU D., VON SALIS K. & WARD P.D. (1996). — Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian/Maastrichtian boundary. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*, suppl.-66: 111-117.
- PLATEL J.P. (1989). — Le Crétacé supérieur de la plateforme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique. *Bur. Rech. Géol. Min. éd.*, 164 p.
- PLATEL J.P. (1996). — Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du Bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, 4 : 33-58.
- ROMAN J. (1984). — Les échinides et les milieux de vie du Tertiaire. Quelques exemples. *Géobios*, Mémoire Spécial, 8 : 115-124.
- SEIBERTZ E. (1978). — Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes: Ein Fazieswirkungsschema. *Paläontologische Zeitschrift*, 52, 1/2 : 93-109.
- SMITH A.B. (1978). — A functional classification of the coronal pores of regular echinoids. *Palaeontology*, 21, 4 : 759-789.
- SMITH A.B. (1980). — The structure and arrangement of echinoid tubercles. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B, 289 : 1-54.
- SMITH A.B. (1981). — Implications of lantern morphology for the phylogeny of Post-Paleozoic echinoids. *Palaeontology*, 24, 4 : 779-801.
- SMITH A.B. (1984). — Echinoid palaeobiology. *Special topics in palaeontology*, 1 : 1-190.
- SMITH A.B. & PAUL C.R.C. (1985). — Variation in the irregular echinoid *Discoides* during the Early Cenomanian. *Special Papers in Palaeontology*, 33 : 29-37.
- SMITH A.B., PAUL C.R.C., GALE A.S. & DONOVAN S.K. (1988). — Cenomanian and Lower Turonian echinoderms from Wilmington, south-east Devon, England. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Geology series, 42 : 1-245.
- VILLIER L. (1995). — Les Goniasteridae (Asteroidea, Echinodermata) du Sénonien nord-aquitain: taphonomie, systématique, biostratigraphie, paléobiogéographie et évolution. DEPS Univ. Poitiers, 154 p. (inédit).
- VILLIER L. (1996). — Les Goniasteridae (Asteroidea, Echinodermata) du Campanien d'Aquitaine: ontogenèse, évolution et paléocécologie. DEA Univ. Dijon, 50 p. (inédit).
- VILLIER L., BRETON G. & NERAUDEAU D. (1997). — Contexte paléocécologique, biodiversité et signification biostratigraphique des astérides dans le Campanien stratotypique. *Annales de la Société géologique du Nord*, 5, 3, p.181-188.
- ZAGHBIB-TURKI D. (1989). — Les échinides indicateurs des paléoenvironnements : un exemple dans le Cénomaniens de Tunisie. *Annales de Paléontologie (Vertébrés - Invertébrés)*, 75, 2 : 63-81.

CONTEXTE PALEOECOLOGIQUE, BIODIVERSITE ET SIGNIFICATION BIOSTRATIGRAPHIQUE DES ASTERIDES DANS LE CAMPANIEN STRATOTYPIQUE

Palaeoecological context, biodiversity and biostratigraphical meaning of the asteroids of the stratotypical Campanian

par L. VILLIER (*), G. BRETON (**) & D. NÉRAUDEAU (***)

Résumé. — Les affinités paléocéologiques et la distribution biostratigraphique des faunes d'astérides, habituellement peu étudiées par les paléontologues, sont analysées à l'échelle du Campanien stratotypique des Charentes (sud-ouest de la France). La composition taxinomique et les caractéristiques morphologiques de ces faunes montrent qu'elles possèdent une structure originale en milieu crayeux, traduisant une adaptation à la vie sur un substrat meuble. La diversité des espèces est maximale dans l'étage circalittoral supérieur. Elle diminue dans des environnements plus proximaux et plus distaux. Replacées dans un contexte séquentiel, les variations de la diversité des astérides suivent les fluctuations du niveau marin relatif. Au Campanien inférieur, l'approfondissement du milieu se traduit par une baisse de la diversité. Au Campanien supérieur, au contraire, le passage d'un environnement de plate-forme distale vers un milieu de plate-forme plus interne s'accompagne d'une diversification des espèces. D'un point de vue biostratigraphique, l'omniprésence des astérides dans la série campanienne et l'évolution morphologique graduelle des groupes *Metopaster* gr. *loirensis* et *Aspidaster* spp. permettent de réaliser un découpage en 6 unités. Ce découpage comporte des éléments corrélables entre le bassin d'Aquitaine et le bassin de Paris.

Abstract. — Palaeoecological affinities and biostratigraphical distribution of asteroid faunas are analyzed at the scale of the stratotypical Campanian of Charentes (SW France). The taxonomic composition and the morphological characteristics of these faunas show that they have an original structure in chalky lithofacies, showing an adaptation to a life on muddy substrates. The species diversity is maximum in the upper part of outer shelf, but decreases in shallower and deeper environments. In the sequential framework, asteroid diversity variations follow the relative sea-level. On one part, during the Early Campanian, the deepening of the environment corresponds to a decreasing of the diversity. On the other part, during Late Campanian, the shallowing of the environment from deep outer shelf to shallower inner shelf leads to a diversification of the species. Moreover, the omnipresence of asteroids in the Campanian chalk and the gradual morphological evolution of *Metopaster* gr. *loirensis* and *Aspidaster* spp. allow to define 6 asteroid biostratigraphical units and to make comparisons between Aquitaine basin and Paris basin.

I. — INTRODUCTION

D'une manière générale, les astérides fossiles sont rares, voire exceptionnels. Mais dans des faciès favorables comme celui de la craie, les éléments calcitiques qui composent leur squelette sont fréquents. Bien que ces ossicules soient souvent dissociés, leur étude (en particulier celle des plaques marginales) permet une identification au niveau spécifique. Jusqu'à présent, l'étude des astérides était axée sur la systématique et l'évolution des faunes boréales du Crétacé européen. Peu d'auteurs ont exploité les astérides comme outil biochronologique. Spencer (1913) fut le premier à proposer leur utilisation biostratigraphique, mais ses conclusions sont aujourd'hui largement critiquées. Plus récemment, les tableaux d'extension stratigraphique obtenus par Schulz & Weitschat (1975, 1981) pour les astérides du Crétacé supérieur d'Allemagne permettent de découper le Campanien en 11 unités, ce qui correspond à une précision de l'ordre du million d'années. Enfin, Breton

(1992) propose un découpage pour le Crétacé supérieur du bassin de Paris avec une précision équivalente à celle établie à partir des échinides. Dans tous les cas, ce sont les espèces des genres *Nymphaster*, *Metopaster* et *Crateraster* qui constituent l'essentiel des marqueurs. Certaines lignées évoluent donc suffisamment rapidement pour avoir une valeur biostratigraphique, même si, d'une manière générale, l'évolution des astérides paraît lente (Breton, 1992).

En plus d'une évolution rapide, l'utilisation biochronologique des astérides nécessite une faible dépendance vis à vis de l'environnement. Chez les espèces actuelles, les exemples d'influence des contraintes écologiques sur la morphologie sont très rares. Il est tout de même probable que les stratégies adaptatives (Blake, 1990) ou les conditions environnementales comme l'agitation du milieu (Hopkins *et al.*, 1994), l'abondance de la nourriture (Ventura *et al.*, 1994), la température ou la salinité de l'eau (Hamel & Mercier, 1994) soient impliqués dans une

(*) Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21 000 Dijon.

(**) Muséum d'Histoire Naturelle, place du Vieux Marché, 76 600 Le Havre.

(***) Laboratoire de paléontologie, U.R.A 12, Muséum National d'Histoire Naturelle, 8 rue Buffon, 75 005 Paris.

ségrégation écologique des taxons. Cependant, la plupart des astérides montrent une biologie opportuniste en s'adaptant aux ressources disponibles. Jusqu'à présent, aucune relation claire n'a pu être établie entre leur diversité et les paramètres édaphiques.

La majorité de ces paramètres est difficilement accessible par une approche paléontologique. Seules quelques interprétations paléobiologiques sont proposées lorsque des adaptations semblent très marquées. Les exemples restent toujours ponctuels et ne se fondent que sur des spécimens complets (Blake, 1984, 1988, 1990; Breton, 1985; Blake & Guensburg, 1989; Blake & Zinsmeister, 1988, Blake & Peterson, 1993). Dans les lignées les mieux étudiées, l'évolution des astérides semble indépendante du substrat (Breton, 1992).

Toutefois, les organismes benthiques sont très fréquemment sensibles aux contraintes du biotope. Leur utilisation à des fins biostratigraphiques doit donc être testée ou considérée avec réserve. Pour juger de l'intérêt et de la valeur biochronologique des astérides, une approche paléoécologique reste nécessaire. Elle passe par la reconstitution paléoenvironnementale de la plate-forme nord-aquitaine et une interprétation des variations de faciès au cours du temps. Indépendamment, une étude morphologique permet de rechercher des orientations adaptatives spécifiques au milieu crayeux. Les éventuelles incidences de l'environnement sur les astérides sont alors envisagées. La morphologie et la diversité spécifique sont comparées entre gisements synchrones mais de faciès très différents. Enfin, l'enchaînement dans le temps des paléomilieux peut être mis en parallèle avec la diversité et le renouvellement des faunes d'astérides.

II. — VARIATIONS PALÉOENVIRONNEMENTALES DANS LE CAMPANIEN STRATOTYPIQUE

Dans l'état actuel des connaissances, les modèles de stratigraphie séquentielle du type Vail *et al.* (1977) ou Homewood *et al.* (1992) sont difficilement applicables aux faciès crayeux de la marge nord du bassin d'Aquitaine. Il y est en effet difficile d'identifier avec certitude des discontinuités ou des limites de cortèges sédimentaires. Une analyse fine des lithofaciès et des assemblages fauniques permet toutefois de caractériser les variations de l'environnement au cours du temps.

Dans la région stratotypique du Campanien, la sédimentation est assez homogène, crayeuse, fine, riche en argile et en coccolithes. Elle est caractéristique d'un environnement de plate-forme externe, protégée de l'action des vagues (Platel, 1989). Toutefois, deux grands type de faciès se succèdent dans le temps :

- des craies argileuses à spongiaires et bryozoaires de domaine distal, proche du talus;
- des calcaires crayeux très riches en foraminifères benthiques, huîtres, rudistes, significatifs d'un environnement moins profond: étage circalittoral supérieur ou infralittoral inférieur.

La succession stratigraphique de ces deux types de faciès à l'échelle de l'étage laisse supposer un cycle transgressif-régressif (Platel, 1989). Plusieurs unités lithostratigraphiques ont été distinguées (Platel, 1977) et

l'étude des microfaunes a permis de proposer un découpage biostratigraphique (Séronie-Vivien, 1972; Andreieff & Morinaud, 1973; Neumann *et al.*, 1983). La biozation actuellement utilisée comprend 8 unités numérotées de CI à CVIII. Elles sont définies par des associations de foraminifères benthiques.

Dans le cadre litho- et biostratigraphique préétabli, il reste possible de définir plus finement les faciès et leur évolution. La synthèse de données lithostratigraphiques, sédimentologiques, micropaléontologiques et paléontologiques (Neumann *et al.*, 1983; Platel, 1977, 1989) débouche sur l'identification de 7 cycles d'augmentation puis de réduction de la profondeur (fig. 1).

Cycle 1

La fin du Santonien est caractérisée par une forte diversité des foraminifères benthiques et des dinoflagellés, un fort pourcentage de quartz et de glauconie détritique. La tendance transgressive du début du Campanien est marquée par la baisse de la diversité des foraminifères benthiques au bénéfice des formes planctoniques et une réduction constante du pourcentage en quartz et en glauconie. Le maximum d'approfondissement coïncide avec la limite entre les biozones CI et CII. A ce niveau, le rapport entre la diversité des foraminifères benthiques et celle des planctoniques diminue, traduisant une baisse relative du niveau marin jusqu'à la fin de la biozone CII.

Cycle 2

Les premiers mètres de la biozone CIII sont représentés par une alternance de calcaires marneux et des calcaires plus massifs, parfois partiellement silicifiés. La diversité des foraminifères planctoniques et des dinoflagellés est forte. De plus, la présence d'oursins comme *Echinocorys orbis* et *Holaster carentonensis* suppose un milieu plus profond qu'à la fin de la biozone CII (Néraudeau & Villier, 1997). Rapidement, la diversité de tous les microfossiles diminue, affectant principalement les formes planctoniques. Parallèlement, les faciès deviennent plus homogènes et bioclastiques. Les derniers niveaux du cycle 2 sont dominés par d'épais bancs calcaires métriques, bioclastiques, riches en échinodermes et en spongiaires. Ces variations traduisent une baisse progressive du niveau marin relatif jusqu'au début de la biozone CIV.

Cycle 3

La base de la biozone CIVa est marneuse, homogène, sans litage apparent. Les microfaunes associées à ces faciès sont particulièrement riches en foraminifères planctoniques. La glauconie, probablement d'origine primaire, est abondante alors que les grains de quartz restent rares. Ces niveaux seraient donc caractéristiques d'un milieu ouvert, sur la plate-forme externe. Les formations sus-jacentes sont dominées par des alternances décimétriques de calcaires argileux et de calcaires plus compacts. Ensuite, le pourcentage de glauconie diminue, la diversité relative des microfaunes benthiques et l'épaisseur des bancs calcaires augmentent, traduisant une régression.

Cycle 4

La fin de la biozone CIV a est caractérisée par une baisse nette de la diversité des foraminifères benthiques et un pic

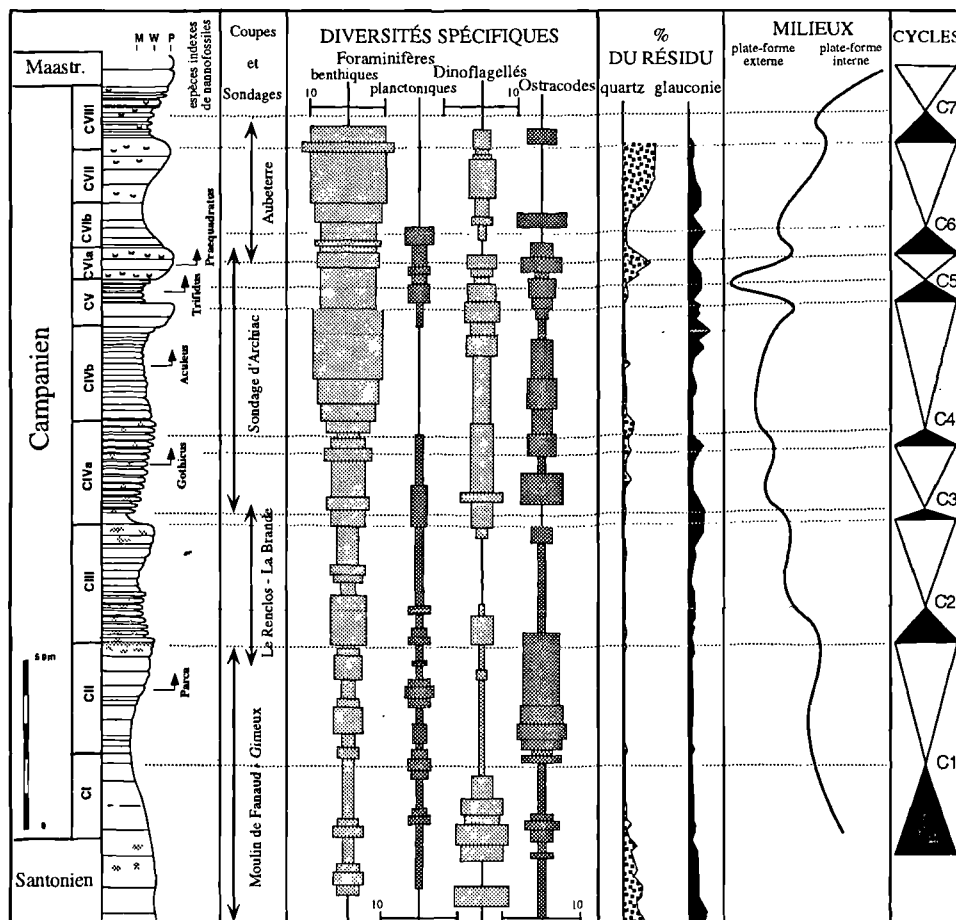


Fig. 1. — Coupe synthétique du Campanien stratotypique et interprétation des paléomilieux d'après la diversité spécifique des microfaunes et les pourcentages de quartz et de glauconie dans les résidus insolubles (données de Neumann *et al.*, 1983).

Fig. 1. — Synthetic section of the stratotypical Campanian and interpretation of the palaeoenvironments with references to species diversity of microfaunas, quartz and glauconite percentages in the insoluble residues (data from Neumann *et al.*, 1983).

de glauconie primaire. Bien que les faciès et la stratonomie ne soient pas nettement tranchés, ces variations semblent indiquer un approfondissement. Tout au long de la biozone CIVb et de la biozone CV, la diversité des foraminifères benthiques devient très importante alors que les formes planctoniques sont rares. Les interbanes marneux disparaissent progressivement et les bancs ne sont même plus identifiables au début de la biozone CV. Ces derniers niveaux se caractérisent par une diversification des oursins réguliers (genres *Phymosoma*, *Goniopygus*, *Temnocidaris* et *Salenia*), des rudistes et des *Spondylus* sp. Ces faunes indiquent une position circalittorale supérieure.

Cycle 5

Juste au dessus de ces niveaux, la sédimentation redevient brutalement rythmique. Les alternances de calcaires crayeux et de craies argileuses s'accompagnent d'une diversification importante des foraminifères planctoniques et d'une diminution des formes benthiques. La maximum d'inondation se traduit par une série de bancs très riches en oursins du domaine circalittoral inférieur, tels que *Micraster* et *Echinocorys* (Néraudeau & Villier, 1997), et par la présence de quelques céphalopodes. Au dessus, le passage à des faciès moins profonds est rapide. Les calcaires s'organisent alors en bancs massifs, riches en huîtres et en grands foraminifères benthiques. De plus, une

forte augmentation du pourcentage en quartz traduit une influence continentale nette.

Cycle 6

La transgression du cycle 6 se traduit par une baisse importante du rapport entre la diversité respective des foraminifères benthiques et planctoniques, ainsi que par une forte baisse du pourcentage de quartz dans le résidu insoluble. La diversité des foraminifères benthiques croît ensuite en continu jusqu'à la fin de la biozone CVII. Elle s'accompagne d'un retour des apports détritiques. De plus, les oursins du genre *Nucleopygus* apparaissent. Généralement limités aux faciès infralittoraux (Néraudeau & Moreau, 1989; Néraudeau, 1991), leur présence indique une baisse relative du niveau marin.

Cycle 7

Les données disponibles pour le Campanien stratotypique s'arrêtent au début de la biozone CVIII. Les interprétations environnementales ne se fondent alors que sur des observations paléocéologiques et stratigraphiques. La base de la biozone CVIII est marquée par l'apparition d'alternance de calcaires crayeux, pulvérulents et de niveaux noduleux plus compacts. Ces environnements sont très riches en oursins du sous-genre *Hemiaster* (*Bolbaster*) qui

sont considérés comme des organismes circalittoraux, toutefois moins profonds que les *Micraster* sp. présents dans le cycle 5 (Néraudeau & Floquet, 1991; Néraudeau, 1995). Ensuite, et jusqu'au début du Maastrichtien, des bancs plus massifs se mettent en place et les rudistes se diversifient pour former de véritables biostromes à rudistes et coraux. La succession de ces environnements correspond à un cycle d'approfondissement puis de réduction du niveau marin relatif.

III. — LES ASTÉRIDES DU CAMPANIEN STRATOTYPIQUE

Sur l'ensemble des niveaux campaniens de la marge nord-aquitaine, les astérides ne sont représentés que par des ossicules isolés. La détermination des espèces se fonde sur l'étude des plaques marginales. Les variations morphologiques de ces éléments squelettiques sont quantifiables par analyse biométrique des assemblages fossiles (Villier, 1996). Il est ainsi possible de reconstituer l'architecture du squelette et la forme de l'astéride. 34 espèces ou sous-espèces d'astérides ont été identifiées sur des critères morphologiques et 23 de ces taxons restent à décrire (cette situation systématique est directement liée à l'absence de synthèse récente sur les faunes d'astérides du sud de la France).

Globalement, la diversité est équivalente à celle de niveaux contemporains du Bassin anglo-parisien. Sur les 7 ordres d'astérides actuels (Blake, 1987), deux seulement sont présents, les Valvatida et les Paxillosida, alors que 5 ont des représentants jurassiques ou crétacés. Les Paxillosida ne sont d'ailleurs représentés que par deux espèces d'*Astropectinidae*, très discrètes dans les échantillonnages. Les Valvatida sont donc largement dominants avec 32 espèces réparties de manière très inégale dans trois familles : les Goniasteridae, les Pycinasteridae et les Stauranderasteridae. Le genre *Metopaster* (Goniasteridae), avec 13 espèces, est le mieux documenté comme dans tous les autres bassins crayeux du Crétacé supérieur.

L'étude de spécimens complets découverts dans le bassin de Paris permet de regrouper les genres en groupes morphologiques :

- type "*Metopaster*": des formes de grande taille avec des supéromarginales distales de grande taille (*Metopaster*, *Parametopaster*);

- type "*Crateraster*": des formes pentagonales sans supéromarginale distale différenciée (*Crateraster*, *Recurvaster*);

- type "*Nymphaster*": des formes à disque central large, pentagonal et bras différenciés, allongés (*Nymphaster*, *Comptonia*, *Pycinaster*, *Ophryaster*);

- type "Stauranderasteridae": des formes à disque central large et bras élargis (*Aspidaster*, *Hadranderaster*);

- type "Astropectinidae": des formes étoilées à cadre marginal important, orné d'épines (Astropectinidae, *Arthaster*);

- type "*Valettaster*": des formes hémisphériques (*Valettaster*);

- et quelques formes plus rares, fragmentaires, dont les caractéristiques morphologiques générales ne sont pas encore connues.

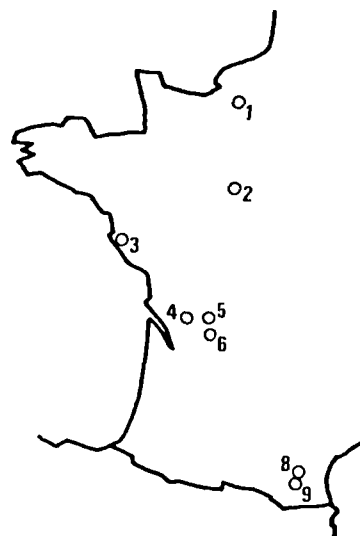


Fig. 2. — Localisation des sites étudiés en Figure 3: 1, Orival (Coniacien); 2, Villedieu (Coniacien); 3, Soullans (Santonien sup.-Campanien inf.); 4, Gimeux (Campanien inf.); 5, Dirac (Coniacien); 6, Auriac de Bourzac (Campanien inf.); 8, Sougraigne (Coniacien); 9, Bugarach (Coniacien).

Fig. 2. — Location of the areas under study on Figure 3: 1, Orival (Coniacian); 2, Villedieu (Coniacian); 3, Soullans (late Santonian, lower Campanian); 4, Gimeux (lower Campanian); 5, Dirac (Coniacian); 6, Auriac de Bourzac (lower Campanian); 8, Sougraigne (Coniacian); 9, Bugarach (Coniacian).

Sur chaque gisement (fig. 2), tous les types morphologiques sont associés. Seules leurs proportions varient. La constance de ces assemblages à l'échelle de tout l'ouest européen traduit une biocénose originale et suppose une structure des peuplements propre aux environnements crayeux puisque le même type d'association n'est connu ni dans la nature actuelle, ni dans d'autres milieux passés. De plus, les formes dominantes ont des caractéristiques morphologiques communes qui supposent des adaptations morphofonctionnelles minimales aux contraintes écologiques. Ainsi, le disque large, pentagonal, les bras très courts, élargis en spatules ou inexistant de la plupart de ces formes laissent supposer une adaptation vers une optimisation de la surface portante sur le substratum mou des boues crayeuses.

IV. — DIVERSITÉ ET CONTEXTE PALÉOENVIRONNEMENTAL

Sur la plate-forme aquitaine, au Campanien inférieur, la fréquence de chaque type morphologique dépend de l'environnement (a, fig. 3). Dans les faciès crayeux, le maximum de diversité des "*Metopaster*" correspond à l'étage circalittoral supérieur. Dans les faciès marno-sableux de Vendée, la diversité des "*Metopaster*" est moindre alors que les "*Nymphaster*" et les *Astropectinidae* sont plus abondants. Ce mode de répartition des astérides se retrouve également dans le Coniacien de l'Ouest de la France (b, fig. 3). La diversité spécifique et l'abondance des astérides sont donc corrélées avec les variations latérales de faciès. Les groupes morphologiques les plus sensibles sont les "*Metopaster*" et les "*Nymphaster*". La diversité maximale des "*Metopaster*" se situe dans l'étage circalittoral et celle des "*Nymphaster*" dans le domaine infralittoral. Les

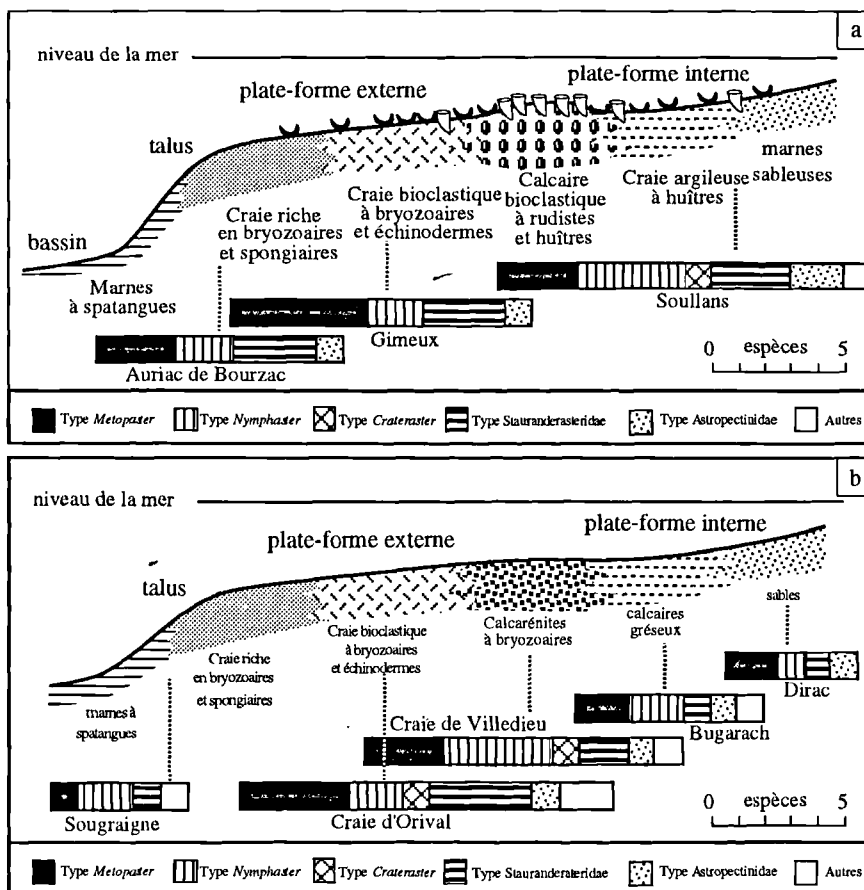


Fig. 3. — Variation des spectres de diversité des astérides:
 a: le long de la marge nord-aquitaine au Campanien inférieur;
 b: dans le Coniacien de l'ouest de la France.

Fig. 3. — Asteroid diversity variations:
 a: along the north-Aquitaine margin in the early Campanian;
 b: in the Coniacian of the western France.

proportions de ces deux types doivent donc permettre d'apprécier les variations bathymétriques. Une diversité importante et l'augmentation du rapport "Metopaster" sur "Nymphaster" indique un déplacement vers l'étage circalittoral supérieur. Leur baisse traduit, suivant les cas, le passage aux domaines de plate-forme interne ou de plate-forme distale.

Dans le milieu crayeux du Campanien stratotypique, les différents lithofaciès restent caractéristiques de l'étage circalittoral (plate-forme externe). Une baisse de la diversité jusqu'à la biozone CV accompagne l'approfondissement (a, fig. 3). La régression générale de la fin de l'étage est, elle, associée à une augmentation de la diversité. La diversité spécifique des astérides suit donc nettement les fluctuations du niveau marin relatif. Dans le détail, la diversité de "Metopaster" varie de façon inverse à la paléo-profondeur.

La somme des apparitions et des disparitions permet de décrire l'importance des renouvellements fauniques. Ces renouvellements interviennent à chaque limite entre les cycles reconnus (fig. 4). Ils sont donc synchrones des événements bio-sédimentaires majeurs. Comme il a été démontré pour les oursins, ce sont les transgressions qui

induisent les renouvellements les plus importants (Néraudeau *et al.*, 1997, sous presse).

Indépendamment, les apparitions et les disparitions sont restreintes à des périodes privilégiées (fig. 4). Chaque période d'approfondissement coïncide localement avec une baisse de la diversité. Dans la partie inférieure du Campanien, le nombre des extinctions est supérieur ou égal à celui des apparitions. A partir de la biozone CVI, le milieu devient moins profond et les apparitions sont alors supérieures aux disparitions. Par exemple, l'important approfondissement au milieu de la biozone CV est marqué par la disparition de 2 espèces sans nouvelle apparition.

La diversité spécifique dépend des contraintes environnementales. Ses variations pourraient avoir une origine écologique, directement liée aux adaptations morphofonctionnelles des espèces. Par exemple, *M. trichilae trichilae* Breton, 1992 n'apparaît sur la marge crayeuse nord-aquitaine qu'à la fin du Santonien et durant la biozone CII, quand le faciès caractérise les étages infralittoral inférieur ou circalittoral supérieur. Son extinction définitive coïncide avec un approfondissement du milieu. *M. trichilae trichilae* serait donc inféodée à un type de milieu et son extinction, la conséquence d'une brusque variation environnementale.

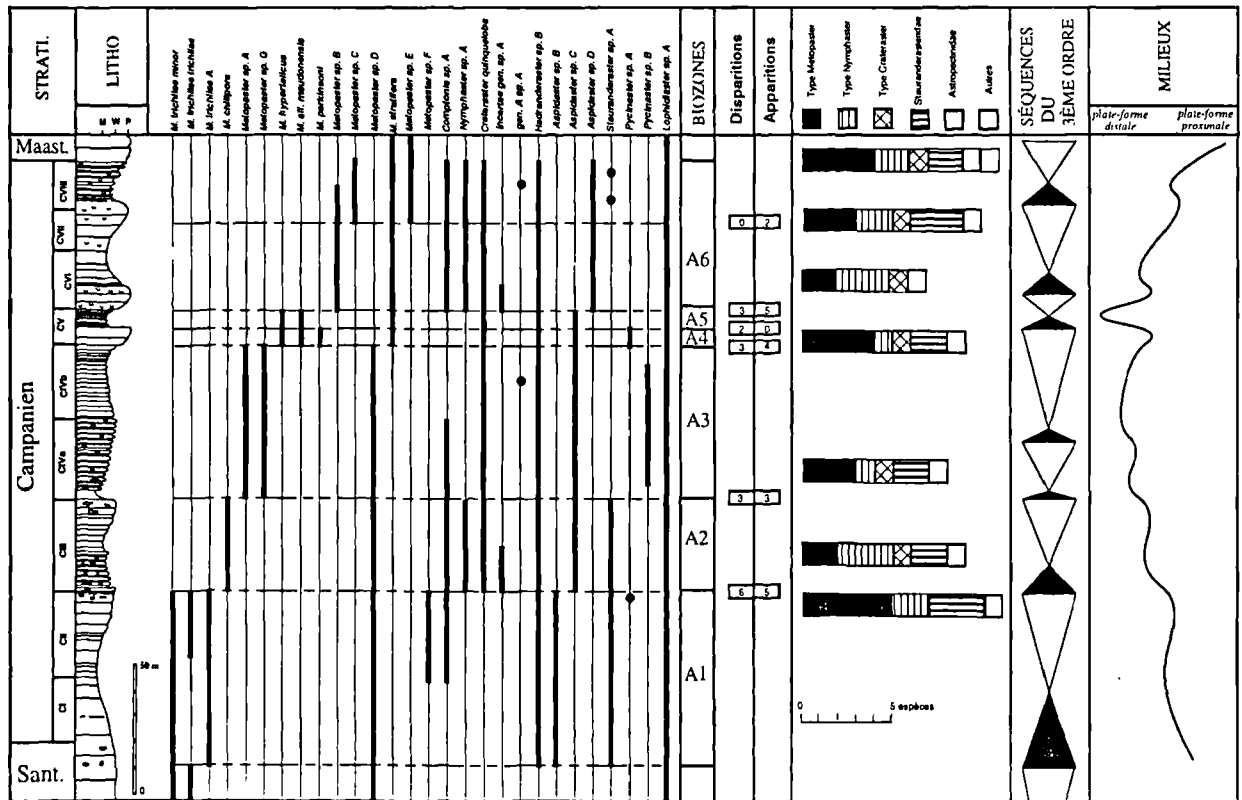


Fig. 4. — Comparaison des variations de l'environnement avec la répartition des espèces d'astérides, leur diversité et les renouvellements fauniques. Proposition d'un découpage biostratigraphique basé sur les astérides.
 Fig. 4. — Comparison between environments variation and the repartition of the asteroid species, their diversity and their faunal replacement. Proposition for biostratigraphical units based on asteroids.

V. — INTERPRÉTATIONS PALÉOBIOGÉOGRAPHIQUES

La marge nord-aquitaine est dominée par des faunes d'origine boréale (*M. trichilae* Breton, *Metopaster* sp. D, *Crateraster quinqueloba* Goldfuss, *M. meudonensis* Valette, *M. parkinsoni* Goldfuss et *Pycinaster* spp.). D'autres formes semblent avoir des affinités téthysiennes comme *Comptonia*, les *Metopaster* du groupe des Cornues (*sensu* Breton, 1992), un genre nouveau mentionné ponctuellement dans le domaine boréal comme "*Oreaster*" *decoratus* (Geinitz, 1871).

Les incursions en Aquitaine de faunes boréales sont faciles à distinguer en comparant l'extension stratigraphique et la variabilité des espèces. Par exemple, le genre *Crateraster* n'est connu en Aquitaine que du Cénomaniens au Coniacien moyen. Il est absent durant tout le Santonien et le début du Campanien. Sa réapparition au début de la biozone CIII est liée à une immigration à partir du bassin de Paris. Les premiers représentants aquitains de *Crateraster quinqueloba* au Campanien sont de petite taille et ne représentent qu'une part restreinte de la variabilité de l'espèce dans le domaine boréal. L'immigration de *Crateraster* s'accompagne d'une réduction de la variabilité morphologique probablement en relation avec la colonisation d'une population pionnière. Les formes de plus grande taille n'apparaissent qu'au moment de la diversification faunique du début de la biozone CV. Comme

pour *Crateraster quinqueloba*, l'apparition ponctuelle de *Metopaster aff. meudonensis* est interprétée comme le résultat d'une immigration au cours de laquelle certains morphotypes sont sélectionnés.

Les déplacements fauniques sont associés à des spéciations, dans un intervalle stratigraphique court. Ces variations importantes de la diversité interviennent durant des phases d'instabilité environnementale : à la faveur des transgressions ou des phases de comblement important, comme c'est le cas chez d'autres organismes (Garcia, 1992; Néraudeau *et al.*, 1997). Durant tout le Sénonien, les transgressions permettent le passage de faunes d'origine boréale par le "seuil" du Poitou. C'est le cas de *M. loirensis* au Coniacien inférieur, de *Crateraster* au début de la biozone CIII ou d'*Aspidaster* au tout début du Campanien. Les périodes régressives semblent favorables à la dispersion d'espèces du genre *Metopaster* comme *M. trichilae trichilae*, *M. aff. meudonensis* ou *M. parkinsoni*.

VI. — CONCLUSIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES

Dans le Campanien d'Aquitaine, l'environnement et des contraintes paléobiogéographiques influencent directement les peuplements d'astérides. Leur diversité varie à un instant donné le long de la plate-forme, mais la majorité des espèces possède une répartition suffisamment large pour envisager une approche biostratigraphique.

L'extension verticale des taxons permet de découper la série stratigraphique du Campanien en utilisant soit les associations, soit l'apparition de certains taxons comme marqueur (dans un premier temps, seules les espèces fréquentes sont prises en compte). De plus, la modification de certains caractères morphologiques peut servir à un découpage plus fin, mais de valeur biostratigraphique moins générale. On obtient alors un découpage biostratigraphique en 6 biozones (fig. 4) :

- biozone A1 : zone d'association de *M. trichilae minor*, *M. trichilae* A et *Aspidaster* sp. B;
- biozone A2 : zone d'extension de *M. chilipora*, d'apparition de *Crateraster quinqueloba* et d'*Aspidaster* sp. C; les formes de *M. chilipora* sont lisses à la base de l'unité et deviennent ornementées au cours du temps, ce qui est suffisant pour découper la biozone A2 en deux unités A2a à *M. chilipora* lisses et A2b à *M. chilipora* ornées;
- biozone A3 : zone d'association de *Metopaster* sp. A, *Metopaster* sp. G et *Pycinaster* sp. B;
- biozone A4 : zone d'association de *M. hypertelicus*, *M. aff. meudonensis*, *M. parkinsoni* et *Pycinaster* sp. A;
- biozone A5 : zone d'association des formes très peramorphiques de *M. hypertelicus*, avec *M. aff. meudonensis*, mais sans *M. parkinsoni* et *Pycinaster* sp. A;
- biozone A6 : zone d'association d'*Aspidaster* sp. D, de *Metopaster* sp. B et/ou *Metopaster* sp. C; de plus, l'association de *Metopaster* sp. C et de *Metopaster* sp. E caractérise bien la partie supérieure de cette biozone.

Les genres *Metopaster* et *Aspidaster* fournissent la majorité des espèces utilisées pour ce découpage. L'étude détaillée des espèces issues de *M. loirensis* (espèce du Coniacien et Santonien) est suffisamment précise pour repérer les variations morphologiques et donc caractériser leur valeur biostratigraphique. Les *Aspidaster* restent à décrire en détail, mais une première approche morphologique semble indiquer une véritable lignée. Ces

deux groupes sont présents en continu sur la marge nord du bassin d'Aquitaine et évoluent sur place. Pour l'instant, l'utilisation des *Comptonia*, *Nymphaster* et *Pycinaster* est rendue délicate par la rareté de leurs ossicules. Enfin, quelques formes (comme *Crateraster quinqueloba*, connue dès le Cénomani) restent très polymorphes au cours de leur histoire et ne sont pas directement exploitables.

D'autres éléments de corrélation sont les incursions ponctuelles de faunes boréales que l'on suppose synchrones à l'échelle du bassin. Lorsque ces espèces ont une extension réduite dans leur province d'origine, leur incursion peut servir de niveau repère pour les corrélations stratigraphiques. Par exemple, *M. meudonensis* n'est connue qu'à la base du Campanien supérieur dans le bassin de Paris. Sa présence en Aquitaine est également très courte, ce qui permet d'assimiler l'extension de *M. meudonensis* à un niveau repère, calé indépendamment dans plusieurs régions.

L'influence des variations environnementales sur les renouvellements fauniques pourrait servir de repère chronologique si les changements du milieu sont attestés comme directement en relation avec les fluctuations du niveau marin. Ce type d'analyse n'est possible qu'avec une fine résolution séquentielle de la stratigraphie (Garcia, 1992; Néraudeau *et al.*, sous presse).

Pour l'heure, l'utilisation du découpage biostratigraphique se cantonne à la marge nord du Bassin aquitain. Il est indispensable de le tester dans d'autres environnements (faciès proximaux du Périgord) et d'autres régions (sud du bassin d'Aquitaine). De plus, une étude complète des faunes téthysiennes est indispensable à une analyse paléo-biogéographique fine et à une extension de ce découpage biostratigraphique. Puisque soumis à la double influence boréale et téthysienne, la marge nord-aquitaine devrait être un site privilégié pour la corrélation de ces deux domaines.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREIEFF P. & MORINNAUD J. M. (1973). — Le Sénonien supérieur des falaises de la Gironde. Exemple d'appui de la micropaléontologie à la cartographie géologique. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologique et Minière*, 2, 1 : 38-44.
- BLAKE D.B. (1984). — Constructional morphology and life habits of the Jurassic sea star *Sphaeraster* Quenstedt. *Neus Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 169, 1 : 74-101.
- BLAKE D.B. (1987). — A classification and phylogeny of post Paleozoic sea stars. *Journal of Natural History*, 21 : 481-528.
- BLAKE D.B. (1988). — A first member Ctenodiscidae (Echinodermata). *Journal of Paleontology*, 62, 4 : 481-528.
- BLAKE D.B. (1990). — Adaptive zones of the class Asterozoa (Echinodermata). *Bulletin of Marine Science*, 46, 3 : 701-718.
- BLAKE D.B. & GUENSBURG T.E. (1989). — Two new multiarmed Paleozoic (Mississippian) asteroids (Echinodermata) and some paleobiologic implications. *Journal of Paleontology*, 63, 3 : 331-340.
- BLAKE D.B. & PETERSON D.O. (1993). — An unusual new asteriid (Asterozoa, Echinodermata) from the Cretaceous of California. *Journal of Paleontology*, 67, 4 : 586-589.
- BLAKE D.B. & ZINSMEISTER W.J. (1988). — Eocene asteroids (Echinodermata) from Seymour Island, Antarctic peninsula. *Bulletin of the Geological Society of America*, 169 : 489-489.
- BRETON G. (1985). — *Valettaster* ? Sphaerasteridae mésozoïque. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 72, 1-2 : 91-99.
- BRETON G. (1992). — Les Goniasteridae (Asterozoa, Echinodermata) jurassiques et crétacés de France : taphonomie, systématique, paléobiogéographie, évolution. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, Hors Série, 78, 4 : 1-590.
- GARCIA J.P. (1992). — Les variations du niveau marin sur le bassin de Paris au Bathonien-Callovien. Thèse de l'Université de Dijon : 295 p. (inédit).
- GEINITZ H.B. (1871). — Das Elbhalgebirde in Sachsen. Erster Teil. Der Undere Quader. *Palaeontographica*, 20 : 1-319.
- HAMEL J.F. & MERCIER A. (1994). — Influence of environmental factors on prespawning behaviour, spawning and developmental biology of the brooding starfish *Leptasteria polaris*. In "Echinoderms through time", B. David, A. Guille, J.P. Féral & M. Roux (eds), Balkema : 310.
- HOMWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A. (1992). — Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 16, 12 : 357-381.

- HOPKINS T.S., WATTS S.A., McCLINTOCK J.B. & MARION K.R. (1994). — Contrasting size demographics, sub-lethal arm loss and arm regeneration in two populations of *Astropecten articulatus* (Say) in the northern Gulf of Mexico. In "Echinoderms through time", B. David, A. Guille, J.P. Féral & M. Roux (eds), Balkema : 311-316.
- NERAUDEAU D. (1991). — Lateral variations of size-frequency distribution in a fossil echinoid community and their palaeoecological significance. *Lethaia*, 24 : 299-309.
- NERAUDEAU D. (1995). — Diversité des échinides fossiles et reconstitutions paléoenvironnementales. *Géobios*, Mémoire Spécial 18 : 337-345.
- NERAUDEAU D. & FLOQUET P. (1991). — Les échinides Hemiasteridae : marqueurs écologiques de la plate-forme nord-castillane et navaro-cantabre (Espagne) au Crétacé supérieur. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 88 : 265-281.
- NERAUDEAU D. & MOREAU P. (1989). — Paléoécologie et paléobiogéographie des faunes d'échinides du Cénomaniens nord-aquitain (Charente-Maritime, France). *Géobios*, 22, 3 : 293-324.
- NERAUDEAU D., MOREAU P. & THIERRY J. (1997). — Variations de la biodiversité chez les échinides pendant l'épisode transgressif Cénomaniens-Turonien inférieur en Charentes (France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 168, 1 : 51-61.
- NERAUDEAU D., THIERRY J., BRETON G. & MOREAU P. (sous presse). — Comparative variations in asteroids and echinoids biodiversity during the late Cenomanian transgression in Charentes (France). In "Echinoderms San Francisco", R. Mooi & M. Telford (eds), Balkema.
- NERAUDEAU D. & VILLIER L. (1997). — Enregistrement des fluctuations environnementales par les échinides irréguliers de la Craie campanienne de Charente-Maritime (SW France). *Annales de la Société géologique du Nord*, Série 2, 5 : 175-179.
- NEUMANN M., PLATEL J.P., ANDREIEFF P., BELLIER J.P., DAMOTTE R., LAMBERT B., MASURE E. & MONCIARDINI C. (1983). — Le Campanien stratotypique : étude lithologique et micropaléontologique. *Géologie méditerranéenne*, 10, 3-4 : 41-57.
- PLATEL J.P. (1977). — Le Campanien stratotypique dans le synclinal de Saintes (Charentes) : lithostratigraphie, géomorphologie et biozonation. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologique et Minière*, 1, 4 : 261-276.
- PLATEL J.P. (1989). — Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique. Bur. Rech. Géol. Min. éd., 164 p.
- SCHULZ M.G. & WEITSCHAT W. (1975). — Phylogenie und Stratigraphie der Asteroideen der nordwestdeutschen Schreiekreide. Teil 1: *Metopaster/Recurvaster* und *Calliderma/Chromaster* Gruppe. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischer Institut der Universität Hamburg*, 40 : 249-284.
- SCHULZ M.G. & WEITSCHAT W. (1981). — Phylogenie und Stratigraphie der Asteroideen der nordwestdeutschen Schreiekreide. Teil 2: *Crateraster/Teichaster*-Gruppe und Gattung *Ophryaster*. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischer Institut der Universität Hamburg*, 51 : 27-42.
- SERONIE-VIVIEN M. (1972). — Les biozones du Sénonien en Aquitaine occidentale. *Bulletin de la Société linnéenne de Bordeaux*, 2, 1 : 19-24.
- SPENCER W.K. (1913). — The evolution of Cretaceous Asteroidea. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, Serie B, 204 : 99-177.
- VAIL P., MITCHUM R.M. & THOMPSON S. (1977). — Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2 : The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In "Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration", C.E. Payton (ed.), *AAPG Memoir*, 26 : 53-62.
- VENTURA C.R.R., JUNQUIERA A.O.R. & FERNANDES F.C. (1994). — The relation between body size and number of prey in star fish (Echinodermata, Asteroidea). In "Echinoderms through time" B. David, A. Guille, J.P. Féral & M. Roux (eds), Balkema : 375-380.
- VILLIER L. (1996). — Les Goniasteridae (Asteroidea, Echinodermata) du Campanien d'Aquitaine: ontogenèse, évolution et paléoécologie. D.E.A Univ. Dijon, 50 p. (inédit).

LES CRAIES DU CENOMANIEN-TURONIEN DE L'AUBE ET DU BOULONNAIS : DES EVENEMENTS LITHO- ET BIOSEDIMENTAIRES COMMUNS

The Cenomanian-Turonian chalks from the Aube
and the Boulonnais : similar litho-and bioevents.

par Francis AMEDRO (*), Francis ROBASYNSKI (**), Claude COLLETE (***) & Claude FRICOT (****)

Résumé. — En utilisant comme référence les travaux réalisés au cours des dernières décennies sur le Cénomanien-Turonien dans le Boulonnais et le Sud-Est de l'Angleterre, de nombreux petits affleurements naturels ou artificiels dans la craie de l'Aube ont pu être situés dans la suite stratigraphique générale. Il apparaît ainsi beaucoup de similitudes dans la succession d'événements biologiques et écologiques pouvant servir de niveaux-repères pour relier l'Aube au Boulonnais. Les corrélations sont guidées par trois critères, successivement 1/ la lithologie, 2/ le contenu macrobiostratigraphique et en particulier les ammonites, 3/ les niveaux correspondant à des événements biologiques et écologiques. Avec l'utilisation conjointe de ces outils, on peut atteindre une précision voisine de celle du banc ou du groupe de bancs.

Abstract. — With reference to previous work on the Cenomanian-Turonian of the Boulonnais and SE England, the stratigraphical position of the numerous chalk pits of the Aube region can be now attributed with a good precision. Several bio-eco-events are used as marker-levels to link the Aube area to the Boulonnais. The correlations are led with i. lithology, ii. macrofaunal content, especially ammonites, iii. bio-eco-events. The joint use of these tools gives for correlations a bed to bed or group of beds confidence.

L'Aube et le Boulonnais se trouvent respectivement aux pôles Est et Nord du Bassin de Paris (fig. 1). Le Boulonnais assure la liaison avec la craie de l'Angleterre tandis que l'Aube est un des derniers jalons de la craie avant le Crétacé à caractère téthysien de la vallée du Rhône.

La comparaison des successions montre que de nombreux caractères stratigraphiques sont communs à l'Aube et au Boulonnais, ce qui révèle une unité dans l'histoire sédimentaire d'une large bande centrale NW-SE du bassin de Paris (et Sud-Est de l'Angleterre) au moins au Cénomanien-Turonien, c'est-à-dire durant environ 8 Ma. De part et d'autre de cette bande, les successions de la Normandie à l'Ouest, de la Touraine au Sud et de la Thiérache au Nord-Est, présentent des lithologies et des puissances très différentes.

I. — LE BOULONNAIS

Les falaises crétacées du Cap Blanc-Nez ont été l'objet de travaux depuis plus d'un siècle. Entre 1975 et 1986, des levés détaillés associés à des études macro- et micropaléontologiques ont abouti à la construction d'échelles biostratigraphiques parallélisées avec les

ammonites, inocérames, échinides, foraminifères, ostracodes, nannoplancton et dinoflagellés pour les étages Cénomanien (76 m) et Turonien (100 m) (Amédro *et al.*, 1976, 1978 a, 1978 b; Robaszynski & Amédro coord. *et al.*, 1980; Robaszynski & Amédro, 1986). Des études complémentaires de même nature ont également été effectuées dans une tranchée de chemin de fer à Caffiers à 10 km plus au Sud où sont entaillées les craies du Turonien-Coniacien (Amédro & Robaszynski, 1978; Amédro *et al.*, 1979). Plus récemment, à l'occasion de nouveaux levés effectués lors du creusement du Tunnel sous la Manche (Amédro, 1993, 1994) et de la révision de la feuille au 1/50.000e de Marquise, des précisions ont été apportées pour la succession sédimentaire ainsi que pour les zonations.

1) Les craies cénomaniennes

En termes généraux, et ceci est nettement perceptible en prenant du recul par rapport à la falaise lors des marées basses, le Cénomanien (76 m) débute par une craie glauconieuse verdâtre ("Tourtia"), suivie d'une longue alternance de cycles marno-crayeux, couronnée par le niveau des marnes à *Actinocamax plenus*, lui-même surmonté de la base de la craie noduleuse. Plusieurs

(*) 26, rue de Nottingham, 62100 Calais, France.

(**) Faculté Polytechnique, Dépt Mines-Géologie, 9, rue de Houdain, 7000 Mons, Belgique.

(***) 11, rue du 11 Novembre, 10300 Sainte-Savine, France.

(****) 11, rue des Marronniers, 51260 Esclavolles-Lurey, France.

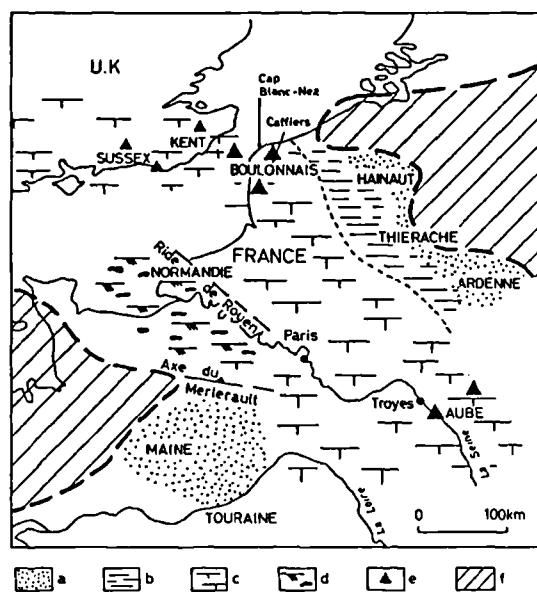


Fig. 1. — Esquisse paléogéographique du bassin anglo-parisien au Cénomaniens moyen avec distribution des principaux faciès (d'après Rat coord., 1978, modifié). Noter l'identité des faciès- et souvent d'épaisseur - dans la bande centrale orientée NW-SE du Kent à l'Aube.

a : faciès glauconieux, détritiques; b : marnes ("dièves" du Nord-Est du bassin de Paris), c : craies rythmées; d : craies à silex et hardgrounds de Normandie; e : point d'observation du niveau-repère à *Orbirhynchia mantelliana* et *Sciponoceras baculoides*; f : zone présumée non atteinte par la transgression du Cénomaniens moyen (Zone à *A. rhotomagense*).

Fig. 1. — Palaeogeographical sketch of the Anglo-Paris basin during the Middle Cenomanian with the distribution of main facies (after Rat coord., 1978, modified). Note the similarity of the facies - and often the thicknesses - in the NW-SE central belt from Kent to the Aube. a : glauconitic and detrital facies; b : marls; c : rhythmically sedimented chalks; d : chalks of Normandy with flints and hardgrounds; e : pit of the marker-level containing *O. mantelliana* and *S. baculoides*; f : area presumably not covered by the Middle Cenomanian transgressive pulse (*A. rhotomagense* Zone).

formations ont été créées pour fixer les spécificités des grands ensembles lithologiques et sont reprises sur la figure 2. Ces formations sont subdivisées en ensembles lithologiques (D à L), eux-mêmes divisés en groupes de bancs (1 à 27).

On ne reprendra pas ici la description de toutes ces unités lithologiques qui ont été détaillées ailleurs (par exemple dans Amédéo 1994 pour le Cénomaniens inférieur et la base du Cénomaniens moyen et dans Robaszynski & Amédéo coord. *et al.*, 1980 pour le reste). On insistera seulement sur les caractères et la position relative de niveaux qui permettent un repérage précis dans la succession cénomaniens.

Les niveaux-repères

Plusieurs niveaux sont caractérisés par une particularité lithologique liée ou non à l'abondance d'un certain nombre de fossiles ou de traces fossiles et forment d'excellents repères dans la succession crayeuse. L'inventaire de ces niveaux-repères a été établi par Amédéo & Robaszynski (1990) et Amédéo (1993) et leur continuité à travers le détroit du Pas de Calais a été mise en évidence par Amédéo (1994). Ces niveaux ont servi à situer avec une grande

précision la position des tunneliers au sein de la Craie bleue lors du creusement des galeries du Tunnel sous la Manche. Ils sont certainement le témoignage d'événements biologiques et écologiques ("bio-écoevents" des auteurs allemands et anglais) qui ont dû affecter de vastes surfaces dans la mer de la craie. C'est à ce titre qu'ils peuvent devenir précieux et constituer des lignes-temps très fines en regard des zones macro- ou micropaléontologiques beaucoup plus larges.

Toutefois, ces niveaux restent d'un usage régional à supra-régional, les corrélations inter-bassins à grande échelle restant l'apanage des fossiles pélagio-planctoniques comme les ammonites, les foraminifères planctoniques, les coccolithes ou les dinoflagellés.

Dans le Cénomaniens du Boulonnais, les principaux événements biologiques sont repris à la figure 2 et correspondent à la succession suivante, par ordre ascendant :

- unités 2,3,4 : craie finement glauconieuse dans les bancs inférieurs, nombreux *Inoceramus crippi* (Mantell), épaisseur 2 m;
- unité 10 : craie à nombreux *I. virgatus* (sur 2,30 m) suivie d'un premier niveau de craie à *Orbirhynchia mantelliana* (d'Orbigny) (sur 2,40 m), coiffé par un lit décimétrique de marne bleue formant la base de l'unité 11;
- unité 15' : bancs de craie semi-métriques contenant le deuxième niveau à *O. mantelliana* (épaisseur 2,30 m) supportant un lit pluridécimétrique de marne bleue formant la base de l'unité 16;
- base de l'unité 17 : marne crayeuse riche en *Entolium orbiculare* (Sowerby); *Grasirhynchia martini* (Mantell) et *Micrabacia coronula* (Goldfuss), épaisseur 1 m à 1,50 m;
- unité 19 et moitié inférieure de 19' : troisième niveau riche en *O. mantelliana* associé ici à l'ammonite *Sciponoceras baculoides* (Mantell) abondante (épaisseur 2,75 m);
- partie supérieure de l'unité 22 : banc à nombreux *Inoceramus atlanticus* (Heinz) (épaisseur 1,50 m);
- unité 23 à "structures lamellaires" de craie sèche (épaisseur : 3 m);
- niveau à *Actinocamax plenus* (de Blainville) bien caractérisé par ses niveaux marneux (1,30 m), cf. Jefferies (1963);
- hardground à *Sciponoceras bohemicum anterius* (Wright & Kennedy) à 0,80 m au-dessus de la base de la craie noduleuse du sous-ensemble L.a (0,40 m).

2) Les craies turoniennes.

La quasi totalité de la craie turonienne est visible dans la falaise du Cap Blanc-Nez mais elle reste difficilement accessible par des moyens simples. C'est la raison pour laquelle une coupe relais est utilisée avec la tranchée de chemin de fer de Caffiers située à environ 10 km au Sud-Est.

Bien que les épaisseurs varient d'une coupe à l'autre (environ 80 m au Cap Blanc-Nez, 100 m à Caffiers), la succession turonienne comporte trois lithologies principales. A la base, la craie noduleuse jaunâtre et durcie forme un ensemble assez résistant d'âge Turonien inférieur à Caffiers tandis qu'au Cap Blanc-Nez la constitution noduleuse envahit la base du Turonien moyen. Au milieu, une craie marneuse se développe sur une quarantaine de mètres et supporte une formation d'une quinzaine de mètres de craie plus blanche recelant les premiers silex d'aspect digitiforme. Au sommet, se développe la craie à silex dont les 30 m de base sont turoniens.

Comme pour le Cénomaniens, des niveaux-repères associant la lithologie et le contenu biologique traduisent des événements biologiques et écologiques d'extension géographique plus ou moins grande (fig. 3).

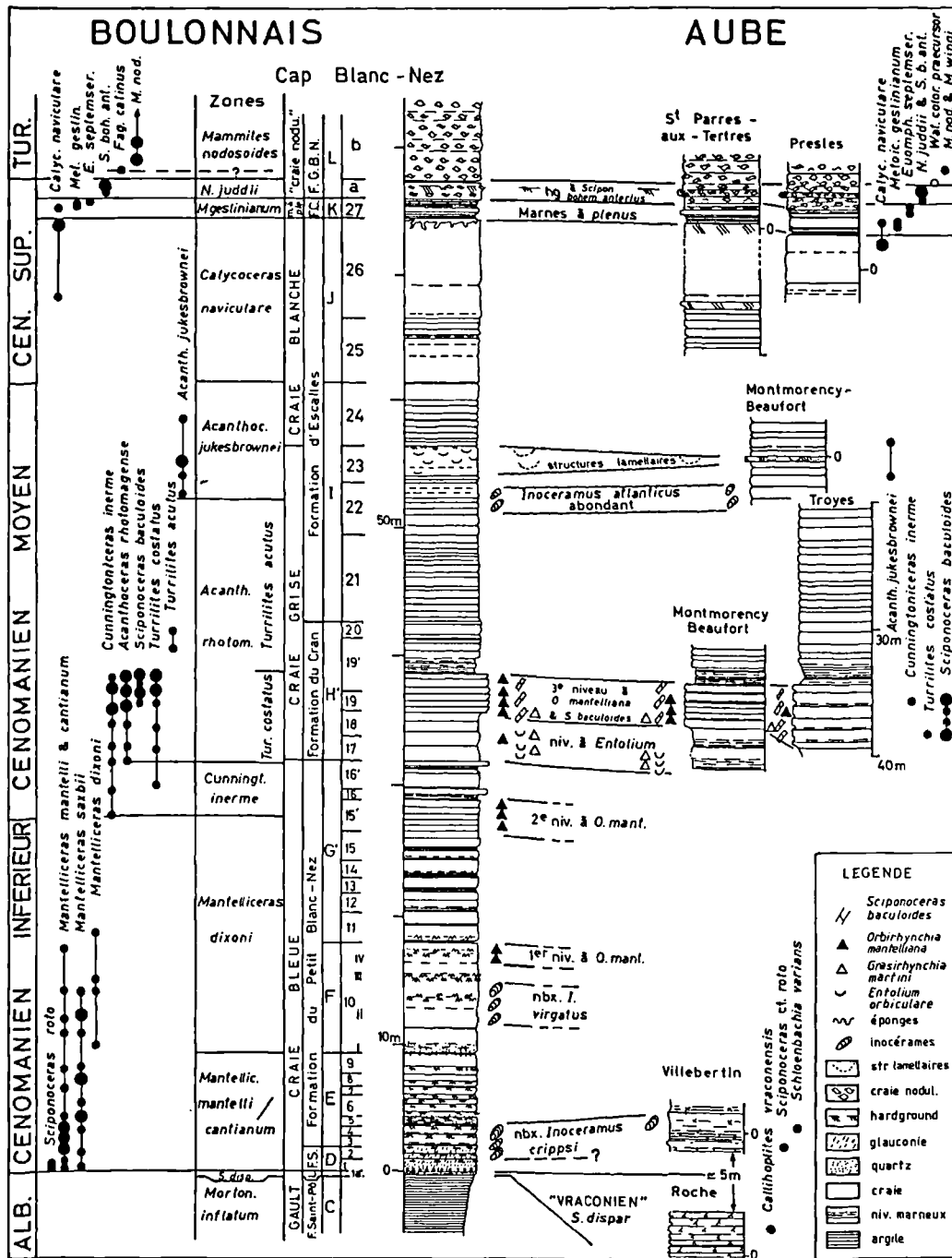


Fig. 2. — Les successions litho-biostratigraphiques du Boulonnais et de l'Aube pour le Cénomaniens : position des niveaux-repères correspondant à des événements biologiques et écologiques.

Fig. 2 - The Cenomanian litho- and biostratigraphical successions of the Boulonnais and the Aube : situation of the marker-levels which square with bio-and eco-events.

Les niveaux-repères

Au dessus du hardground à *S. bohemicum anterius*, dernier repère du Cénomaniens, viennent plusieurs niveaux de hardground ou de marne (92-78-73 et 55 m à Caffiers, difficilement visibles à la falaise du Blanc-Nez). Mais c'est surtout dans le faciès craie à silex qu'interviennent des niveaux-repères comparables à ceux mis en évidence dans le Kent (Robinson, 1986; Gale, 1996) ou dans le Sussex

(Mortimore, 1986). A Caffiers, on trouve successivement, en ordre ascendant :

- à 42 m : niveau marneux (n.m., fig. 3) associé aux premiers silex et associé à la disparition du foraminifère benthique *Globorotalites subconicus*. (Morrow);
- à 37-36 m : deux hardgrounds à oursins dont *Micraster leskei* (Des Moulins) et *Sternotaxis planus* (Mantell) sont suivis de trois niveaux marneux (à 36, 35 et 34) qui, par le fait de cette superposition sont corrélables aux "Bridgewick Marls" du Sussex;

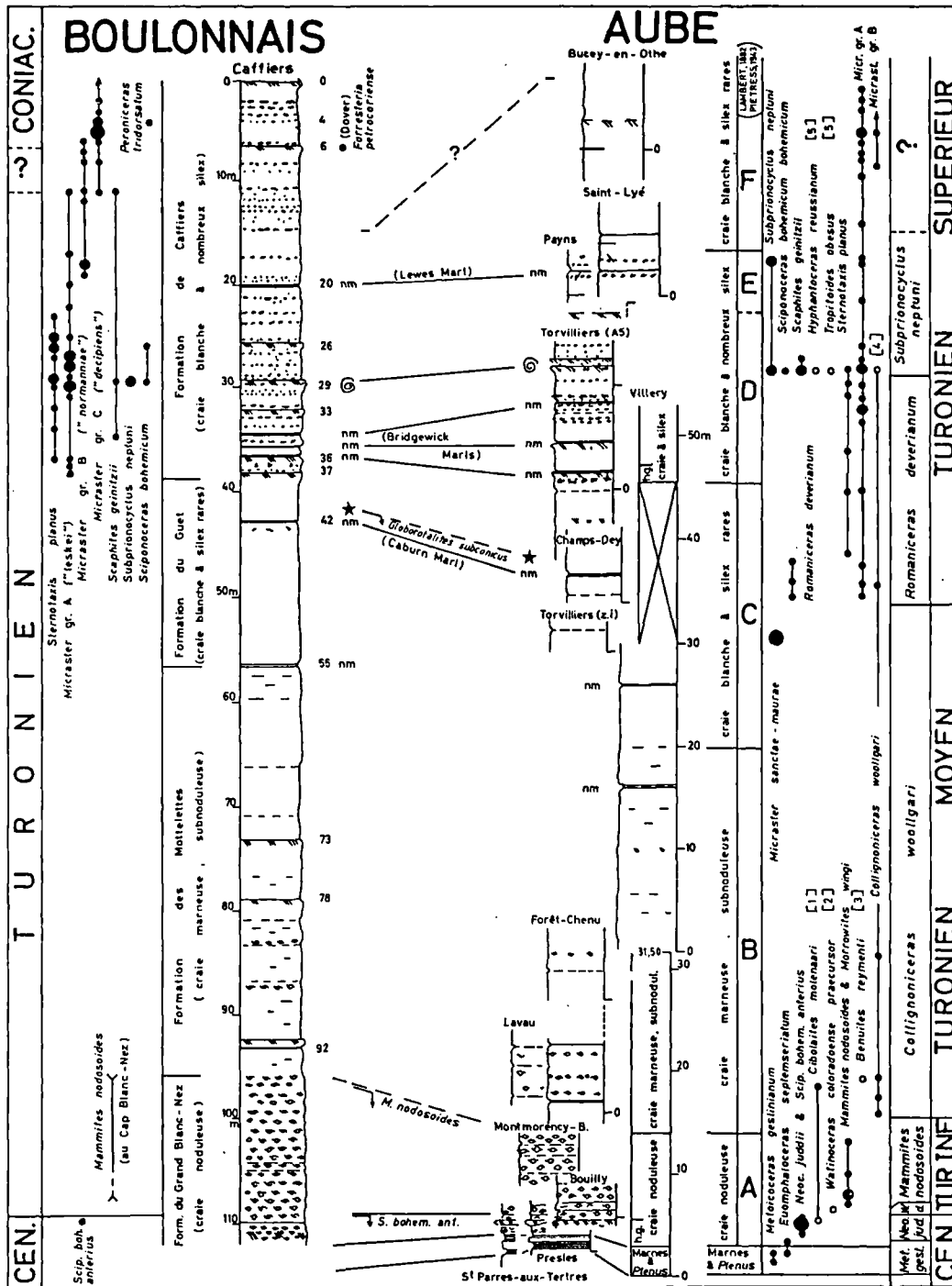


Fig. 3. — Les successions litho-biostratigraphiques du Boulonnais et de l'Aube pour le Turonien : position des niveaux-repères.

Les cercles oeilés correspondent à des récoltes dans d'autres gisements corrélés avec les coupes décrites ici sur des arguments lithologiques-et paléontologiques :

1. La Gendarmerie de Sainte-Savine,
2. La Rivière-de-Corps,
3. Lavau (base d'un pylone EDF près de la coupe décrite),
4. Lotissement du Hamelet à Sainte-Savine,
5. Fondation d'une maison à Bucey-en-Othe (les gisements 4 et 5 correspondent aux hardgrounds à *S. neptuni*).

Fig. 3. — The Turonian litho- and biostratigraphical successions of the Boulonnais and the Aube : situation of the marker-levels. The circles correspond to collectings in other pits correlated to the main section with litho- and biological criterions.

- à 33-29 et 26 m : trois hardgrounds à oursins et ammonites ; à Caffiers, les ammonites - et en particulier *Subprionocyclus neptuni* (Geinitz)- sont abondantes dans le niveau 29 m mais dans le Kent,

elles ont été récoltées également dans les autres hardgrounds et l'ensemble de ceux-ci constitue un équivalent du "chalk-rock" du Sud-Est de l'Angleterre (Wright, 1979) ;

- à 20 m : un niveau marneux pouvant correspondre au Lewes Marl;
- à 6 m : un hardground au dessus duquel abondent des oursins du groupe *Micraster decipiens* (Bayle); généralement accepté comme caractéristique du Coniacien. A Douvres, c'est à ce même niveau qu'a été découvert un exemplaire de l'ammonite *Forresteria petrocoriensis* (Coquand) marquant le Coniacien inférieur (Gale & Woodroof, 1981), tandis qu'à Caffiers, 2 m plus haut, au banc 4, a été récolté un exemplaire de *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter), ammonite de la partie moyenne du Coniacien, plus récente que *F. petrocoriensis*. Dans le Kent et le Sussex, ce hardground correspond de cette façon au "Top Rock" ou "Navigation hardground" (Mortimore, 1986).

II. — L'AUBE

A 350 km du Boulonnais, sur la marge Est des affleurements créacés du bassin de Paris, la partie du département de l'Aube correspondant à la Champagne crayeuse montre un paysage de champs ouverts sur un relief faiblement ondulé. Les seuls escarpements sont situés au Sud de Troyes et correspondent à la cuesta turonienne de la bordure du Pays d'Othe et à son prolongement sur la rive gauche de la Seine (butte de Montgueux).

Dans ce paysage, les affleurements sont rares : quelques carrières pour l'amendement des sols (Forêt-Chenu, Bucey-en-Othe, Presles, Montmorency-Beaufort) ou creusées comme décharges d'ordures ménagères (les Champs-Dey, St Lyé, Payns, St Parres-aux-Tertres) et des tranchées routières ou autoroutières (Bouilly, Roche, Villebertin, Torvilliers, Lavau). Le maximum d'épaisseur accessible atteint dans ce type de coupe éphémère est une vingtaine de mètres. A cela il faut ajouter un sondage de 40 m à Troyes au parking des halles (mais les 20 m supérieurs traversent les alluvions de la Seine) et une coupe prise le long d'un chemin franchissant la cuesta du Pays d'Othe à Villery : la plus importante avec 84,50 m mesurés permettant d'estimer les grands ensembles lithologiques du Turonien dont 30 m de coupe lithologique levée. A l'exception des carrières de Montmorency - Beaufort et de Presles situées au Nord de Troyes, toutes les coupes sont concentrées dans un rayon de 20 km autour de Troyes, en particulier sur la rive gauche (fig. 4).

Ces conditions d'affleurements peu favorables expliquent que les informations publiées sur les craies cénomaniennes et turoniennes de l'Aube soient peu nombreuses et peu précises : Barrois (1878), Lambert (1882), Péron (1887), Rouyer (1937), Pietresson de Saint-Aubin (1943, 1954). Les cartes géologiques de Troyes au 1/80.000e (Rouyer, 1940) et au 1/50.000e (Pomerol & Monciardini, 1992) reflètent cette situation.

Depuis une quinzaine d'années, à la faveur de récoltes paléontologiques effectuées méthodiquement par l'Association géologique auboise, de nombreuses informations nouvelles sont disponibles sur le Turonien supérieur exceptionnellement riche en ammonites (Amédéo *et al.*, 1982; Kennedy *et al.*, 1986) mais aussi sur les Marnes à *Plenus* et la limite Cénomaniens-Turonien (Robaszynski *et al.*, 1987) ainsi que sur la continuité des cycles de Milankovitch dans le Cénomaniens moyen (Amédéo *et al.*, 1994). Une synthèse préliminaire vient d'être présentée par Colletet *et al.*, 1996.

Les outils de corrélation du Cénomaniens-Turonien de l'Aube et du Boulonnais.

Ayant à l'esprit la colonne lithologique complète ainsi que la suite des niveaux-repères du Cénomaniens - Turonien du

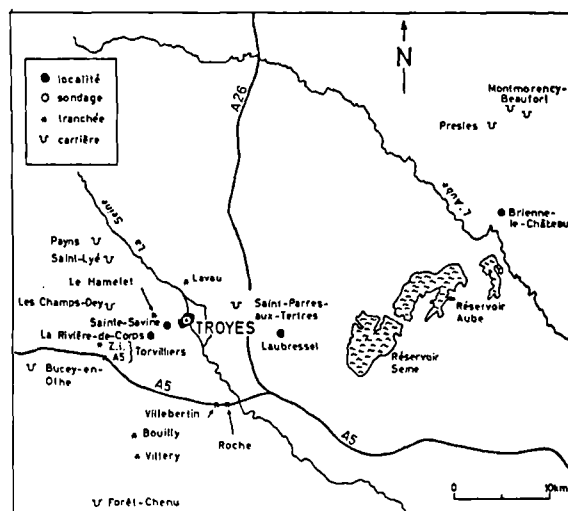


Fig. 4. — Localisation géographique des affleurements dans la région de Troyes (Aube).

Fig. 4. — Location of outcrops studied in the Troyes area (Aube).

Boulonnais la position stratigraphique d'un affleurement de la région de Troyes s'effectue en tenant compte successivement de plusieurs critères :

- l'aspect lithologique général fournit souvent une bonne hypothèse de base (craie glauconieuse : base du Cénomaniens; alternance marne-craie sans silex : Cénomaniens; marne et craie noduleuse : niveau à *Plenus*; craie noduleuse : Turonien inférieur; craie blanche marneuse : Turonien moyen *p.p.* ; craie blanche à silex avec hardgrounds et niveaux marneux : Turonien supérieur);

- le contenu macrofaunique supporte ensuite une attribution stratigraphique zonale, plus spécialement avec les ammonites, les échinides et les inocérames;

- les niveaux-repères sont alors recherchés et définis par la collecte de méso-et de macrofaunes (rhynchonelles, traces fossiles, inocérames ...) et l'examen de la succession d'horizons lithologiques particuliers (hardgrounds, niveaux marneux, aspect des silex...).

En caractérisant ainsi chaque affleurement par les données lithologiques, par les éléments biostratigraphiques et par la succession des événements biologiques et écologiques, on se donne un ensemble d'arguments permettant de proposer une corrélation avec une partie de la coupe de référence.

Dans une phase ultérieure, la prise en compte du contenu en foraminifères benthiques et planctoniques pourra viser à préciser ou à réfuter les corrélations envisagées pour le Cénomano-Turonien telles qu'elles sont présentées dans les figures 2 et 3. Par la suite, on pourra encore tester les corrélations par d'autres outils, ou biologiques (autres événements écologiques, nannoplancton ...) ou physico-chimiques (éléments majeurs, mineurs, traces, isotopes ...).

1) Corrélation des affleurements cénomaniens de l'Aube.

a) Limite Albien-Cénomaniens

Cette limite est à peu près cernée à Villebertin où, 5 m environ au-dessus de la gaize albienne, une marne finement

glauconieuse a livré *Sciponoceras* cf. *roto* et *Schloenbachia varians* (fig. 2). La présence d'*Inoceramus crippsi* suggère une corrélation avec le premier niveau-repère du Cap Blanc-Nez (unités 2-3-4). La citation par Michelin (1838) à la base des formations crayeuses à Laubressel d'un mètre de "craie chloritée" indique également la présence dans l'Aube d'un équivalent de la craie glauconieuse du Boulonnais (ou "Tourtia").

b) *Cénomaniens inférieurs*

Aucune coupe ne l'entaille vraiment. Seule la récolte dans une tranchée de l'Autoroute A 26 à Thennelières de *Mantelliceras mantelli* et de *Mariella lewesiensis* dans une craie marneuse atteste de son existence.

c) *Cénomaniens moyens*

Le palier inférieur de la carrière de Montmorency-Beaufort expose une dizaine de mètres d'alternances marno crayeuses où la présence de *Turrilites costatus* et *Cunningtoniceras inerme* indique un âge Cénomaniens moyen, partie inférieure. Deux niveaux-repères sont en outre démontrés : le niveau à *Entolium* (avec *Grasirhynchia martini* et *Orbirhynchia. mantelliana* dans les alternances métriques marne-craie) et le 3e niveau à *O. mantelliana* (avec *Sciponoceras baculoides* et *G. martini* dans une suite de 6 bancs crayeux) surmonté par un large banc de marne gris bleu. A noter que ce 3e niveau dans une suite de 6 bancs crayeux surmontés par un épais niveau marneux a également été retrouvé à la base du sondage du parking des halles de Troyes.

Le palier supérieur de la même carrière expose des craies grisâtres où *Acanthoceras jukesbrowni* donne un âge Cénomaniens moyen, partie supérieure. De plus, deux niveaux-repères sont superposés : vers le bas, le niveau avec *Inoceramus atlanticus* abondant et au dessus un banc demi-métrique à "structures lamellaires", de craie rêche, équivalent de l'unité 23 au Cap Blanc-Nez.

d) *Cénomaniens supérieurs/Turonien*

La carrière de Presles et la carrière maintenant comblée de St Parres-aux-Tertres ont fourni tous les caractères lithologiques et paléontologiques pour placer la limite Cénomaniens-Turonien : la craie à *Calycoceras naviculare* supporte les huit "beds" des Marnes à Plenus, elles-mêmes surmontées par les craies noduleuses indurées à *Sciponoceras bohemicum anterius* puis à *Watinoceras* et *Mammites*, ces deux derniers taxons indiquant le Turonien inférieur.

A noter que c'est à St Parres que, pour la première fois dans le bassin anglo-parisien, il a été montré que *Euomphaloceras septemseriatum* - c'est-à-dire la zone à *Metoicoceras geslinianum* - montait jusque dans les 50 cm de base de la craie noduleuse (Robaszynski *et al.*, 1987).

2) **Corrélation des affleurements turoniens de l'Aube.**

Tout d'abord il faut souligner l'intérêt du profil de Villery qui, bien que n'exposant pas la craie en continuité, permet d'apprécier les épaisseurs des formations constituant

une grande partie du Turonien. Les autres affleurements ont des épaisseurs verticales relativement restreintes (fig. 3).

a) *Turonien inférieur*

Les tranchées de Bouilly et de Montmorency-Beaufort ont mis au jour de la craie noduleuse à *Mammites* et, à La Rivière-de-Corps, une excavation éphémère a fourni *Watinoceras coloradoense praecursor*.

b) *Turonien moyen*

Les carrières de Forêt-Chenu et la tranchée de Lavau ont exposé des craies marneuses ayant livré plusieurs *Collignoniceras woollgari* donnant un âge Turonien moyen. En outre, c'est également à Lavau qu'ont été récoltées deux espèces très rares dans le bassin anglo-parisien : *Cibolaites* cf. *molenaar* et *Benuites* cf. *reymonti* (Kennedy, Amédéo & Colleté, 1986).

c) *Turonien supérieur*

C'est cette partie du Turonien qui a offert le plus d'éléments de corrélation tant lithologiques que bio - et écostratigraphiques. Plusieurs affleurements sont particulièrement démonstratifs et ils sont présentés du bas vers le haut. Ce sont :

- Les Champs-Dey : 8 m de craie blanc-grisâtre coupée au tiers inférieur par un niveau marneux au dessus duquel *Globorotalites subconicus* disparaît. Outre *Micraster leskei* et *Sternotaxis planus*, la moitié inférieure a livré plusieurs *Romaniceras deverianum* indiquant la base du Turonien supérieur. A remarquer que deux *Collignoniceras woollgari* longtemps considérés comme limités au Turonien moyen sont associés à cette dernière ammonite.

- Torvilliers : la tranchée de l'autoroute A5 a révélé une succession de 20,5 m de craie, à silex rares vers le bas, à nombreux silex, hardgrounds et niveaux marneux vers le haut.

L'association de trois niveaux marneux avec *M. leskei* et *S. planus* fait reconnaître les "Bridgewick Marls" du Cap Blanc-Nez tandis que l'occurrence de *Subprionocyclus neptuni* et de *Scaphites geinitzii* dans le premier des hardgrounds supérieurs, toujours avec *M. leskei* et *S. planus*, identifie le niveau 29 de Caffiers. A noter que dans la localité voisine de Bucey-en-Othe, la craie des fondations d'une maison a livré dans ce même niveau une très riche faune d'ammonites incluant le seul exemplaire connu en Europe de *Tropitoides obesus*. En outre le lotissement du Hamet au NW de Ste Savine a montré la coexistence de *S. neptuni* et *C. woollgari*.

- Payns et St Lyé : les deux carrières exposent de la craie à silex coupée par un niveau marneux. La présence de *S. neptuni* et l'absence de silex dans la moitié supérieure de St Lyé sont un bon critère pour corréler le niveau marneux au Lewes Marl du niveau 20 de Caffiers.

- Bucey-en-Othe : la carrière montre une douzaine de mètres de craie blanche avec un seul banc de silex tabulaire. La présence de *Micraster* groupe B (= "*normanniae*") laisse à penser qu'il s'agit encore de Turonien supérieur, la limite Turonien-Coniacien n'étant pas atteinte dans le cadre géographique visité ici.

III. — LES EVENEMENTS BIOSEDIMENTAIRES COMMUNS ET LES DIFFERENCES

L'examen des figures 2 et 3 ainsi que la lecture des paragraphes précédents sont révélateurs du très grand nombre de caractères communs dans les craies cénonomano-turonienues de l'Aube et du Boulonnais.

Les principaux événements communs peuvent être résumés comme suit, du plus ancien au plus récent :

- la transgression éocénomaniennne bien exprimée dans les falaises du Boulonnais est suggérée par des affleurements très fragmentaires mais significatifs;

- les alternances marne-craie du Cénomanienn moyen (cycles de Milankovitch) sont quasi identiques dans les deux régions : par exemple les 6 cycles du 3e niveau à *O. mantelliana* et à *Sc. baculoides* et les éléments biologiques identiques (Acanthocératidés, Turritidés ...);

- les huit "beds" des Marnes à *Actinocamax plenus* du Cénomanienn supérieur avec leur mésofaune diversifiée;

- les craies noduleuses du Turonien inférieur dont un niveau marque la limite Cénomanienn-Turonien;

- l'existence de niveaux marneux et de hardgrounds dans les craies blanches à silex du Turonien supérieur, les hardgrounds soulignant le caractère régressif de la fin du Turonien;

- globalement, toutes les zones d'ammonites du Cénomanienn et du Turonien ont pu être identifiées;

- d'un point de vue général, les lithologies entre les deux régions sont très semblables sinon identiques, exceptée la partie haute du Turonien qui ne contient pratiquement pas de silex.

Les différences se marquent surtout au plan paléontologique, tant qualitatif que quantitatif. Les craies de l'Aube apparaissent en effet sensiblement plus riches en ammonites que leurs équivalents du Boulonnais et du Sud-Est de l'Angleterre. Les récoltes sont fréquentes à tous les niveaux, même dans les intervalles habituellement pauvres en ammonites comme les craies blanches du Cénomanienn supérieur ou du Turonien moyen élevé, ceci pouvant être lié à une moindre dissolution des coquilles en aragonite dans les craies un peu plus marneuses de l'Aube ou/et à la proximité des influences téthysiennes.

En outre, les associations sont souvent très diversifiées avec des taxons inconnus ou mal représentés dans les faciès crayeux du reste du bassin de Paris, comme par exemple :

- Z. à *Neocardioceras juddii* : *Cibolaites cf. molenaari* et *Puebloites cf. spiralis* connus aux USA;

- Z. à *Collignoniceras woollgari* : *C. woollgari* inhabituellement fréquent, *C. molenaari* et *Benuites cf. reymenti*;

- Z. à *Romaniceras deverianum* : rare région où l'espèce-index abondante dans le domaine téthysien est connue dans le faciès crayeux et, fait unique, où elle est associée à *C. woollgari*, traditionnel marqueur du Turonien moyen, alors que l'espèce *R. deverianum* indique la partie inférieure du Turonien supérieur;

- Z. à *Subprionocyclus neptuni* : ici également, présence de *C. woollgari* cité pour la première fois en association avec l'index de zone de la partie supérieure du Turonien supérieur (Kennedy *et al.*, 1986); présence aussi de *Tropitoides obesus*, connu en Inde.

IV. — CONCLUSION

Jusqu'à présent les seules successions du Cénomanienn-Turonien comparables à celles du Boulonnais étaient connues outre-Manche, dans le Kent et le Sussex. Il y a peu de temps, il a été suggéré l'existence de similitudes dans le Cénomanienn moyen de l'Aube par la mise en évidence de cycles de Milankovitch dans les craies allant du 3e niveau à *O. mantelliana* au banc à structures lamellaires (Amédro *et al.*, 1994). Excepté des parties où manquent encore des affleurements, le présent travail montre que c'est en fait l'ensemble des successions crayeuses du Cénomanienn-Turonien qui est pratiquement identique du Sud-Est de l'Angleterre à l'Aube en passant par le Boulonnais.

Ces régions forment une large bande orientée NW-SE, flanquée au NE et au SW par des régions où les caractères sédimentaires sont très différents (fig. 1). Au NE, l'Artois, le Hainaut, la Thiérache et l'Ardenne SW montrent des séries sédimentaires réduites, lacunaires et à faciès marginaux (conglomérats, sables, glauconie, argiles, biotas néritiques...). Au SW, la Normandie, le Maine et la Touraine exposent des successions plus épaisses mais également lacunaires et à caractères marginaux (Mégrien éd., 1980). Ceci amène à se poser la question de la nature des communications existant entre le bassin de Paris et la vallée du Rhône au cours du Cénomano-Turonien ...

BIBLIOGRAPHIE

AMEDRO F. (1993). — La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénonomiennes du détroit du Pas de Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2, 2e série, 73-80.

AMEDRO F. (1994). — Corrélations dans les craies cénonomiennes traversées par le Tunnel sous la Manche (côté France). *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 81, 11-44.

AMEDRO F., BIDAR A., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASYNSKI F. & SORNAY J. (1978 b). — Echelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 15, 2, 3-20.

AMEDRO F., COLLETTE C., FRICOT C. & ROBASYNSKI F. (1994). — Extension inter-régionale de niveaux-repères dans les craies cénonomiennes du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Aube, Kent). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 31, 2, 3-8.

AMEDRO F., COLLETTE C., PIETRESON DE SAINT-AUBIN J. & ROBASYNSKI F. (1982). — Le Turonien supérieur à *Romaniceras (Romaniceras) deverianum* de l'Aube (France). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 19, 2, 29-37, 1 pl.

AMEDRO F., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASYNSKI F. & SORNAY J. (1978 a). — Echelles biostratigraphiques dans le Cénomanienn du Boulonnais (Macro-, micro-, nannofossiles). *Géol. Médit.*, 5, 5-18.

- AMEDRO F., DEJONGHE L., DUPUIS C. & ROBASZYNSKI F. (1976). — Les falaises crayeuses du Boulonnais : lithostratigraphie et repères biostratigraphiques de l'Aptien au Sénonien. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 3, 91-94.
- AMEDRO F., MANIVIT H. & ROBASZYNSKI F. (1979). — Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (Macro-, micro-, nannofossiles). *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, 287-305, 2 pls.
- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1978). — *Peroniceras*, faunes et microfaunes associées dans le Nord de la France. Comparaison de quelques sections dans le Turonien-Coniacien. *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, 35-40, 3 pls.
- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1990). — Caractères et stratigraphie des craies cénomaniennes traversées par le Tunnel sous la Manche. In DUFFAUT P. & MARGRON P. édit. Le Tunnel sous la Manche - Géologie et Géotechnique. *Presses Ecole nat. Ponts & chaussées*, Paris, 57-63.
- BARROIS Ch. (1878). — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, 227-487.
- COLLETTE C., FRICOT C., MATRION M., TOMASSON R. & TREFFOT G. (1996). — La géologie du département de l'Aube - Essai de synthèse. *Ass. Géol. Aubeoise*, 216 p., 16 pls., Malivoir & Roussel, Troyes.
- GALE A. S. (1996). — Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In HESSELBO S.P. & PARKINSON D.N. (edit), 1996, Sequence Stratigraphy in British Geology, *Geol. Soc. spec. publ.* 103, 177-195.
- GALE A.S. & WOODROOF P.B. (1981). — A Coniacian ammonite from the "Top Rock" in the Chalk of Kent. *Geol. Mag.*, 118, 557-560.
- JEFFERIES R.P.S. (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Ass.*, 74, 1-33, 2 pls.
- KAPLAN U. (1988). — Die Ammoniten - Subfamilie Collignoniceratinae Wright & Wright, 1951 aus dem Turon (Ober-kreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW Deutschland). *Geol. Paläont. West.*, 12, 5-45, 13 pls.
- KENNEDY W. J., AMEDRO F. & COLLETE C. (1986). — Late Cenomanian and Turonian ammonites from Ardennes, Aube and Yonne, eastern Paris Basin (France). *N. Jb. Geol. Paläont. Alb.*, 172, 2, 193-217, 6 figs.
- LAMBERT J. (1882). — Note sur l'étage Turonien du département de l'Yonne. *Bull. Soc. Sci. Hist. nat. Yonne*, 35, 144-173.
- MEGNIEN C. et coll. (1980). — Synthèse géologique du Bassin Parisien. *Mém. B.R.G.M.*, n° 101-103.
- MICHELIN H. (1838). — Note sur une argile dépendant du Gault observée au Gaty, commune de Gérodot, département de l'Aube - *Mém. Soc. Géol. France*, (1), 3, n° 5, 97-103, pl. 12.
- MORTIMORE R. N. (1986). — Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 97-139.
- PERON A. (1887). — Notes pour servir à l'histoire du terrain de craie dans le Sud-Est du bassin anglo-parisien. Avec notes et description des échinides par MM. GAUTHIER et LAMBERT. *Bull. Soc. Sci. Hist. nat. Yonne*, 41, 280 p., 8 pls.
- PIETRESSON DE SAINT-AUBIN J. (1943). — Note sur la craie du département de l'Aube. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e s., 13, 343-349.
- PIETRESSON DE SAINT-AUBIN J. (1954). — Remarques sur la position géologique de la ville de Troyes. *La Vie en Champagne*, n° 17, 3 p., n° 18, 4 p.
- POMEROL B. & MONCIARDINI C. (1992). — Notice explicative, carte géol. France (1/50.000e), feuille Troyes. BRGM, 56 p.
- RAT P. coord. (1978). — Conclusions au Colloque sur le Cénoomanien. *Géol. Méd.*, 5,1, 207-213.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. coord., FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. micropaléont.*, 22, 4, 195-321., 20 pls.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Ass.*, 97, 2, 171-208.
- ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., COLLETE C. & FRICOT C. (1987). — La limite Cénoomanien-Turonien dans la région de Troyes (Aube, France). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 24, 7-24, 1 pl.
- ROBINSON N.D. (1986). — Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 141-170.
- ROUYER C. (1937). — Le pays d'Othe. Tectonique d'ensemble. Craie turonienne, Cailloutis à silex. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e série, 7, 35-51.
- ROUYER C. (1940). — Notice explicative, carte géol. France (1/80.000e), feuille de Troyes. *Serv. Carte Géol. Fr.*, 8 p.
- WIESE F. (1996). — Preliminary data on the Turonian ammonite biostratigraphy of the Liencres area (Cantabria, northern Spain). *Berliner geowiss. Abh.*, 18, 343-352.
- WRIGHT C. W. (1979). — The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). - *Bull. brit. Mus. nat. Hist. (Geol)*, 4, 281-332, 7 pls.

ANNEXE 1 : Liste des ammonites déterminées dans les coupes de l'Aube

CENOMANIEN

Zone à *Acanthoceras rhotomagense* (Montmorency-Beaufort, sondage de Troyes).

Acanthoceras rhotomagense (Brongniart), *Cunningtoniceras inerme* (Pervinquière), *Turrilites costatus* Lamarck, *Sciponoceras baculoides* (Mantell) très abondant.

Zone à *Acanthoceras jukesbrownei* (Montmorency-Beaufort)

Acanthoceras jukesbrownei (Spath).

Zone à *Calycoceras naviculare* (Presles)

Calycoceras naviculare (Mantell), *Schloenbachia lymense* Spath.

Zone à *Metoicoceras geslinianum* (Presles, Saint Parres-aux-Tertres)

C. naviculare, *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin), *Pseudocalycceras dentonense* (Moreman), *Tarrantoceras (Sumitomoceras) sp.*, *Sciponoceras sp.*

Zone à *Neocardioceras juddii* (Presles, St Parres-aux-Tertres, Bouilly, Ste Savine); très grande diversité spécifique, très rare dans le bassin anglo-parisien :

Neocardioceras juddii juddii (Barrois & De Guerne), *N. juddii barroisi* (Wright & Kennedy), *Thomelites serotinus* (Wright & Kennedy).

Sciponoceras bohemicum anterius (Wright & Kennedy), *Allocrioceras* sp., *Scaphites (Otoscapites)* sp., *Scaphites (Scaphites) equalis* (J. Sowerby), et deux espèces connues des U.S.A. : *Puebloites* cf. *spiralis* Cobban & Scott et *Cibolaites* cf. *molenaari* Cobban & Hook.

TURONIEN

Zone à *Watinoceras devonense* (La Rivière-de-Corps)

Watinoceras coloradoense praecursor Wright & Kennedy

Zone à *Fagesia catinus* (la présence de cette zone, récemment créée par Gale, 1996, est identifiée sur du matériel de collection, mais sans localisation précise pour l'instant).

Fagesia catinus.

Zone à *Mammites nodosoides* (Presles, St Parres-aux-Tertres, Bouilly, Montmorency-Beaufort carrière supérieure)

Mammites nodosoides (Schlotheim), *Morrowites wingi* (Morrow), *Lewesiceras peramplum* (Mantell)).

Zone à *Collignoniceras woollgari* (Villery, Lavau)

Lewesiceras peramplum, *Cibolaites molenaari* connu des U.S.A., *Benuites* cf. *reymonti* Collignon connu au Maroc et au Venezuela, *Collignoniceras woollgari* (Mantell) abondant : plus d'une dizaine de spécimens récoltés, ce qui est rare dans le bassin de Paris.

Zone à *Romaniceras deverianum* (Les Champs-Dey)

Romaniceras deverianum (d'Orbigny) : excepté le matériel récemment découvert en Angleterre sous le Caburn Marl (Gale, 1996), les 5 exemplaires de l'Aube sont les seuls trouvés en association avec *C. woollgari*; présence également de *Scaphites* sp.

Zone à *Subprionocyclus neptuni* (Payns, St Lyé, Le Hamelet, maison de Bucey-en-Othe, Torvilliers)

Subprionocyclus neptuni (Geinitz) : présent même au dessus des hardgrounds, ce qui est rare, *S. branneri* (Anderson), *S. hitchinensis* (Billinghurst), *Anisoceras* sp., *Allocrioceras* sp., *Scaphites geinitzi*, *Baculites undulatus* d'Orbigny, *Hyphantoceras reussianum* (d'Orbigny), *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright, *Scaphites kieslingwaldensis* Langenhan & Grundey, *Sciponoceras bohemicum bohemicum* (Fritsch), *Metaptychoceras smithi* (Woods), *Didymoceras* cf. *saxonicum* (schlüter), *Tropitoides obesus* (Stoliczka) connu de l'Inde et *C. woollgari* : 2 exemplaires, à notre connaissance les seuls connus en association avec *S. neptuni*.

L'absence de coupes aux confins de la limite Turonien-Coniacien dans le secteur étudié n'a pas permis la reconnaissance de la dernière zone d'ammonites du Turonien caractérisée par la présence de *Subprionocyclus normalis* et/ou de *Prionocyclus germari* (Kaplan, 1988; Wiese, 1996).

ANNEXE 2 : Coordonnées Lambert (Zone I) des coupes ou gisements cités dans le texte.

Bouilly (déviation)	x = 723,95	y = 1055,29
Bucey-en-Othe (carrière)	x = 714,88	y = 1062,40
Bucey-en-Othe (fondations maison)	x = 713,93	y = 1063,00
Champs-Dey	x = 723,29	y = 1069,10
Clos du Hamelet	x = 725,42	y = 1067,90
Forêt-Chenu	x = 719,49	y = 1050,05
Lavau	x = 730,47	y = 1072,67
Montmorency-Beaufort (Turonien)	x = 763,47	y = 1089,52
Montmorency-Beaufort (Cénomancien)	x = 763,40	y = 1089,68
Payns	x = 719,50	y = 1077,40
Presles	x = 761,55	y = 1088,40
Rivière-de-Corps	x = 725,43	y = 1065,82
Roche	x = 732,15	y = 1059,67
Saint-Lyé	x = 721,31	y = 1074,35
Saint-Parres-aux-Tertres	x = 733,42	y = 1067,55
Sainte-Savine(Gendarmerie)	x = 726,34	y = 1066,98
Torvilliers (A5)	x = 720,46	y = 1064,48
Torvilliers (Zone industrielle)	x = 722,57	y = 1066,85
Troyes (sondage S1 parking des Halles)	x = 729,05	y = 1067,99
Villebertin	x = 731,27	y = 1059,42
Villery (partie moyenne de la coupe)	x = 725,38	y = 1052,68

A HIGH RESOLUTION RECORD OF THE *ROTALIPORA* EXTINCTION IN LAMINATED ORGANIC-CARBON RICH LIMESTONES OF THE TARFAYA ATLANTIC COASTAL BASIN (MOROCCO)

L'enregistrement à très haute résolution de l'extinction de *Rotalipora* dans des sédiments calcaires riches en matière organique (Bassin de Tarfaya, Maroc)

by Florian LUDERER (*) and Wolfgang KUHNT (*)

(Plates V, VI and VII)

Abstract. — An exploration well in the Tarfaya coastal basin with extremely high sedimentation rates (up to 100 m / m. y.) allows the investigation of an unusually high resolution record of the Cenomanian / Turonian boundary event. The sediments consist of dark brownish-gray laminated kerogenous limestones, alternating with light layers. The limestone layers are mainly composed of calcareous nannofossils, calcispheres and planktic foraminiferal tests. The faunal assemblages like molluscs and microfaunal assemblages indicate a depositional environment in a deep shelf sea at a depth of approximately 200-300 m. The sedimentary record of the exploration well studied in detail (S75) covers the late Cenomanian-early Turonian *R. cushmani*, *W. archaeocretacea* and *H. helvetica* Zones. Within this interval we observe a pronounced cyclicity of Milankovitch frequency, which is mainly controlled by fluctuations in organic carbon and pelagic carbonate contents.

The extinction of *R. cushmani* takes place within an organic carbon rich cycle (TOC up to 15 %) subjected to a high resolution examination on a cm scale. The extinction is not correlated to the organic carbon content, since the last occurrence of *R. cushmani* is observed within an interval with relatively low TOC and a portion of 20 % benthic foraminifers. The faunal assemblage with abundant heterohellicids and radiolarians indicates still high levels of organic productivity in surface waters. However, bioturbation and the presence of benthic foraminifers provide evidence that seafloor conditions were not totally anoxic. Just before its extinction *R. cushmani* shows a trend towards " atypical " morphotypes. In these atypical morphotypes the average maximum diameter and the average number of chambers in the last whorl decrease by 10 %, whereas the pore-diameter increases by 20 %. The specimens display a high trochospire and weakly developed keels. Two meters below the LO of *R. cushmani* the abundance of rotalipores in the samples decreases steadily. Whereas neither the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ nor the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record show a trend that correlates with the decrease of the *R. cushmani* population, the $\delta^{18}\text{O}$ data exhibit a distinct negative excursion at the LO of *R. cushmani*, indicating that either a temperature maximum or a salinity minimum may coincided with the final extinction of the rotalipores.

Résumé. — Un forage pétrolier réalisé dans le bassin côtier de Tarfaya montre un taux de sédimentation élevé (100 m / m.a.) et un enregistrement d'une très haute résolution de l'événement de la limite Cénomaniens/Turonien. Il s'agit d'un faciès noir laminé, riche en matière organique, alternant avec des niveaux clairs. Les niveaux calcaires sont essentiellement composés de nannofossiles calcaires, calcisphères et des tests de foraminifères planctoniques. Les assemblages faunistiques représentés par les mollusques et la microfaune indiquent un environnement de plate-forme externe avec une profondeur approximative de 200 à 300 m. L'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur correspondant aux Zones de *R. cushmani*, *W. archaeocretacea* et *H. helvetica*. Dans cet intervalle nous observons la cyclicité attribuée à la fréquence de Milankovitch contrôlée par les variations des contenus en carbone organique et en carbonates pélagiques.

L'extinction de *R. cushmani* se met en place dans un cycle riche en carbone organique, depuis la dernière présence de *R. cushmani* observée dans un intervalle avec un faible pourcentage en COT et un pourcentage de 20 % de foraminifères benthiques. L'assemblage faunistique montrant une abondance d'hétérohellicidés et des radiolaires indiquent une haute productivité à la surface de l'eau. Néanmoins, la présence de bioturbations et de foraminifères benthiques indiquent que le fond océanique n'est pas totalement anoxique. Juste avant sa disparition, *R. cushmani* montre une tendance vers des morphotypes "atypiques". Au niveau de ces morphotypes, le diamètre maximum et la moyenne de nombres de chambres dans le dernier tour montrent une diminution de 10 % alors que le diamètre des pores augmente de 20 %. Le spécimen montre une trochospire élevée et une carène faiblement développée. Deux mètres au dessous de la LO de *R. cushmani*, l'abondance des Rotalipores diminue régulièrement. En revanche les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ne montrent pas de corrélation avec la diminution des populations de *R. cushmani*. Les données de $\delta^{18}\text{O}$ montrent une excursion négative au niveau de LO de *R. cushmani* indiquant soit un maximum de température ou un minimum de salinité qui coïncide avec l'extinction finale de rotalipores.

(*) Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Kiel, Olshausenstr. 40, 24118 Kiel

I. — INTRODUCTION

The Moroccan Tarfaya coastal basin, located on the Northwest African Atlantic margin contains to our knowledge the most complete sequence across the Cenomanian / Turonian boundary with sediment accumulation rates of more than 10 cm / 1000 years (Kuhnt *et al.*, in press). The basin was subject to several regional geological studies, e.g. Choubert *et al.* (1967, 1972) and Wiedmann *et al.* (1978), however, the most expanded sedimentary sequences within the depocenter of the basin are only documented in exploration wells drilled in the seventies and early eighties by ONAREP and Shell. We examined the Cenomanian / Turonian sequences of one of these exploration wells in the Tarfaya coastal basin to identify the position of depositional sequences, geochemical and biotic events on a high resolution scale. Samples for geochemical and isotope studies were collected at one and two cm intervals, micropalaeontological samples at five cm intervals. Since almost the entire sedimentary sequence across the Cenomanian / Turonian boundary is laminated and no bioturbation mixing occurred, the stratigraphic record of palaeoceanographic change at the Cenomanian / Turonian boundary can be studied on a century scale.

The sedimentary record of the studied exploration well (fig. 1) covers the late Cenomanian *Rotalipora cushmani* zone, the *Whiteinella archaeocretacea* zone which spans the Cenomanian / Turonian boundary and the early to middle Turonian *Helvetoglobotruncana helvetica* zone (Kuhnt *et al.*, 1990). This initial report concentrates on a short two meter interval that includes the extinction of the keeled planktonic foraminiferal genus *Rotalipora*. Our main objectives are to examine whether the extinction of *R. cushmani* was a sudden or a slow process, whether *R. cushmani* underwent morphological changes before its extinction (Plates V, VI and VII) and how the extinction event correlates to the global $\delta^{13}\text{C}$ isotope excursion and the maximum of C-org burial in the Tarfaya Basin.

II. — MATERIAL AND METHODS

The micropalaeontological samples were collected at an average one meter interval over the whole core and at a cm interval across the Cenomanian / Turonian boundary. The dry weight of the samples was determined and the samples were desintegrated by using a tenside/methanol (1:1) mixture. After washing, the residue was separated in three grainsize fractions (63 - 250 μm , 250 - 630 μm , > 630 μm). The large fraction consisted only of sediment fragments, we deducted its weight from the total dry weight of the samples. Within the fraction 250 - 630 μm an average of at least 300 specimens, corresponding to the whole sample or 1/2 to 1/8 splits, was counted, picked and documented. The small fraction (63 - 250 μm), containing most of the benthic foraminifers and heterohelicids, was split (1/64 or smaller) into aliquots of 400 - 500 specimens. The counted values can thus be expressed both in percentage values and in numbers per grame sediment. The average maximum diameter of *Rotalipora cushmani* was determined by measuring all documented specimens (3155 specimens in total). In order to determine the keel-thickness and the pore-diameter 100 specimens of *Rotalipora cushmani*, covering the whole record, were examined by SEM and documented by micrographs. Since the keel-thickness of one single foraminifer can vary extremely, depending on chamber size, morphotype or preservation, we always measured the thickest part of the keel. The pore-diameter was determined by measuring an average of thirty

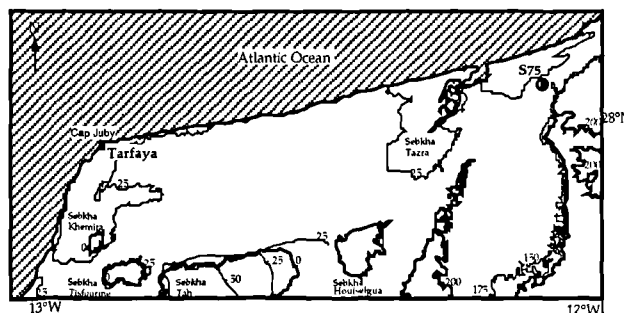


Fig. 1. — Location map of the exploration well S 75 in the Tarfaya coastal basin on the Northwest African Atlantic margin.

Fig. 1. — Localisation géographique du forage d'exploration S75 dans le bassin côtier de Tarfaya.

pores per specimen. All documented specimens of *Rotalipora cushmani* were grouped into five morphotypes, using shape, size and keel-thickness as criteria (Tab. I). The samples for geochemical and isotope studies were taken at one meter intervals over the core and at a cm scale, which corresponds to a century resolution, across the extinction level (between two meters below and two meters above the LO of *Rotalipora cushmani*). Rock-Eval pyrolysis was used to determine the quantity and origin of organic matter. Carbonate percentages were determined by using the carbonate-module of the Rock-Eval II analyser at the Institute Français du Pétrole in Paris. The stable isotope analyses were carried out at the Ruhr-Universität Bochum and the values refer to the PDB standard ($\delta^{13}\text{C}$) and the SMOW - standard ($\delta^{18}\text{O}$).

In order to detect seasurface temperatures from the $\delta^{18}\text{O}$ values we used the equation:

$$t (^{\circ}\text{C}) = 16,4 - 4,2 (\delta\text{c} - \delta\text{w}) + 0,13 (\delta\text{c} - \delta\text{w})^2$$

of Epstein *et al.* (1953), where δc is the isotopic composition of the CO_2 gas evolved from the carbonate by reaction with 100% H_3PO_4 at 25 $^{\circ}\text{C}$ and δw is the isotopic composition of the CO_2 equilibrated at 25 $^{\circ}\text{C}$ with the water in which the carbonate was secreted. However problems arise from the facts that the isotopic composition of the CO_2 in a Cretaceous greenhouse world with no polar ice caps is not known, that the $\delta^{18}\text{O}$ values also depend on palaeosalinity and that the $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ ratio can be affected by diagenetic processes, such as dissolution and precipitation of carbonate cements by meteoric waters. Therefore, the absolute temperature curve (fig. 2) is based on factors which may include systematic faults. That does not affect the general trend of the curve (maxima and minima), but the mean temperature could be significantly colder.

III. — CHARACTERISTICS OF THE KERAGEN - RICH LAMINATED LIMESTONES

The lithological record is dominated by a dark, brownish-gray background sedimentation of laminated kerogenous limestones, alternating with non-laminated, lighter coloured layers, containing a lower kerogen content. About three to ten lighter laminae were counted per 1 cm interval. The organic content is very high, especially enriched in the dark layers (up to 16 %). The chalks are characterised by heavily etched and broken coccoliths, undeterminable carbonate particles and

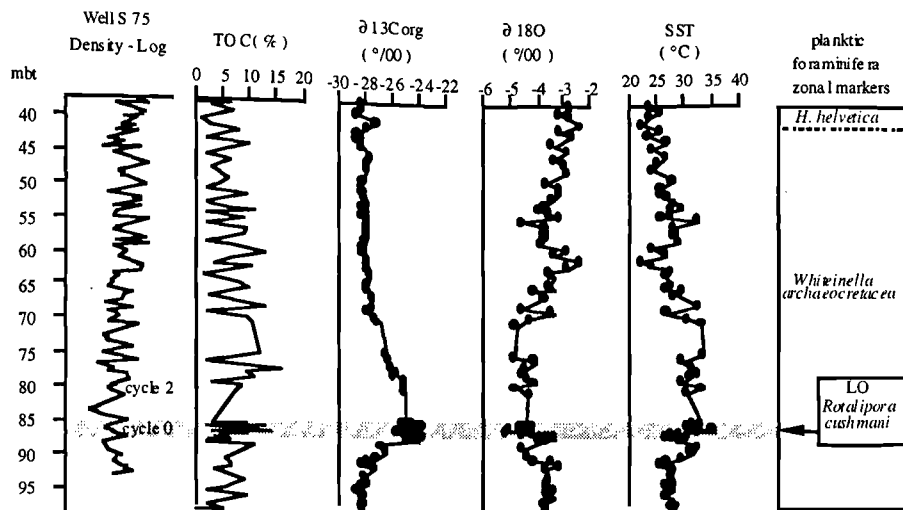


Fig. 2. — Exploration well S 75. - The density log reveals the cyclicity of the Cenomanian / Turonian sequence and shows the large scale trend with superimposed cycles of a higher frequency. The second column shows the cyclic variations in total organic content. The third column shows the $\delta^{13}\text{C}$ excursion close to the Cenomanian / Turonian boundary. The last two columns express the climatic record and its coincidence with the extinction of the rotalipores.

Fig. 2. — Le log de densité met en évidence une cyclicité au niveau de la séquence Cénomanién/Turonien et montre une tendance à grande échelle avec la superposition de cycles de haute fréquence. La deuxième colonne montre une variation cyclique du contenu en carbone organique total. La troisième colonne montre l'excursion de $\delta^{13}\text{C}$ près de la limite Cénomanién/Turonien. Les deux dernières colonnes expriment l'enregistrement climatique et sa coincidence avec l'extinction de *Rotalipora*.

finely disseminated silica and kerogen-flasers of marine origin (Kerogen Type II). The main components of the lighter coloured layers are coccolith rich fecal pellets, planktic foraminiferal tests (mainly heterohelicids), tiny benthic foraminifers (mainly buliminids) and a carbonate-matrix, mainly composed of coccoliths and micrite. The occurrence of light layers with abundant calcispheres and rare microbenthos are interpreted as short-term oxic bottom water conditions, possibly due to interruptions in organic matter productivity in surface waters. The faunal assemblages like molluscs and microfaunal assemblages indicate a depositional environment in a deep shelf sea at a depth of approximately 200-300 m (Einsele & Wiedmann, 1982 and Kuhnt *et al.*, 1990).

IV. — CYCLOSTRATIGRAPHY

Organic carbon rich sediments, spanning the Cenomanian / Turonian boundary of the Tarfaya-Basin, show cyclic variations in organic carbon and carbonate content. Cyclicity was found to be best expressed by the density log, because the rock densities are mainly a function of the organic carbon vs. carbonate content (Kuhnt *et al.*, in press) Using the density logs from six completely cored and logged exploration wells across the Cenomanian-Turonian boundary individual cycles showing a pronounced signature were used as correlation horizons within the entire basin. By using the timescales of Obradovich (1993) and Gradstein *et al.* (1994, 1995) and by running Time-Series Analysis on the logging data a cyclostratigraphic framework was established (Kuhnt *et al.* in press). Within the *Whiteinella archaocretacea* zone at least 18 obliquity cycles (39ky in the Cretaceous, Berger *et al.* 1994) can be observed, enabling an estimation of the duration of this foraminiferal zone to approximately 720 ky. The lowermost of these obliquity cycles (cycle 0), which covers 260 cm of sedimentary record, coincides with the LO of *Rotalipora cushmani*. By knowing the timespan of the cycle (39 ky) the

geochemistry, the isotope record and micropalaeontological changes can be studied on a century scale (one cm).

V. — CYCLE 0

According to time series analysis the Cycle 0 covers 39 ky (Kuhnt *et al.*, in press). Superimposed on this obliquity cycle are about 10 other cycles with a wavelength range of 15-30 cm, each of them covering a timespan of approximately 4 ky. The cycle is characterised by a very high organic content (fig. 3), up to 16 %. The lower parts of the cycle are formed by lightly coloured non-laminated limestones. These limestones are overlain by a bioturbated sequence with alternating dark and light layers and intercalations of non-bioturbated light and dark laminae. The top of the cycle is formed by bituminous, laminated limestones. The LO of *Rotalipora cushmani* is observed in the upper part of the bioturbated section. High resolution examinations of the whole cycle allow examination of the extinction on a century scale. Since most of the cycle 0 consists of laminated sediments, there is no bias of this high resolution by bioturbate mixing. Whereas the average micropalaeontological sample covers 5 cm, the samples across the LO of *Rotalipora cushmani* cover one cm intervals, and therefore the extinction can be studied on a century scale. With the assumption of a constant sedimentation rate during the entire Cycle 0, each of the small scale laminations (alternating dark, kerogenous laminae and lighter carbonate rich layers) represent a timespan of approx. 5 - 20 y.

The cyclicity within Cycle 0 is mainly controlled by fluctuations in organic carbon vs. carbonate content. There is a strict negative correlation between TOC and carbonate content. Isotope analysis reveals a strong positive $\delta^{13}\text{C}$ - excursion within Cycle 0. This excursion has a global character and is commonly referred to as OAE 2, or

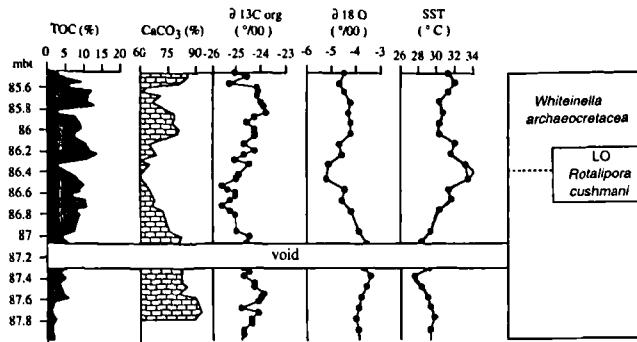


Fig. 3. — Cycle 0. - This cycle coincides with the LO of the rotalipores. Whereas neither the TOC, as indicator of anoxia, nor the $\delta^{13}\text{C}$ record shows a trend that could be correlated with the extinction, the temperature record has a maximum coinciding with the last occurrence.

Fig. 3. — Cycle 0. - Ce cycle coïncide avec le LO de *Rotalipora*. En revanche ni le COT, qui indique l'anoxie, ni le $\delta^{13}\text{C}$ ne montrent une tendance de corrélation avec l'extinction, la température maximum coïncide avec la dernière présence de *Rotalipora*.

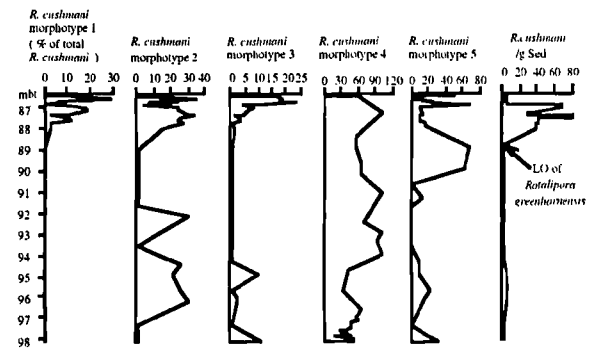


Fig. 4. — *R. cushmani* morphotypes. - Whereas the morphotype 1 is restricted to the last meters of the *Rotalipora* record, morphotypes 2-5 show no clear pattern in distribution and, therefore, possibly display normal intraspecific morphological variations (Plate I-III).

Fig. 4. — Les morphotypes de *Rotalipora cushmani*. - Alors que le morphotype 1 est réduit aux derniers mètres de la présence de *Rotalipora*, les morphotypes 2-5 ne montrent pas un modèle clair de distribution, et par conséquent ils montrent une possible variation morphologique intraspecificque normale.

Cenomanian / Turonian boundary event. The most likely cause for a geologically brief increase in ^{13}C in the global ocean is the enhanced burial of large amounts of organic matter, probably due to increased productivity of marine plankton (Eicher and Diner, 1991). Within Cycle 0 the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -excursion has two maxima, one 120 cm below, the other 40 cm above the LO of *Rotalipora cushmani*. The $\delta^{18}\text{O}$ -data have a distinct minimum within Cycle 0, therefore the temperature-plot shows a maximum, which coincides with the LO of *Rotalipora cushmani*. The $\delta^{13}\text{C}$ -excursion, the $\delta^{18}\text{O}$ -peak and the *Rotalipora* extinction show the uniqueness of Cycle 0. The bioturbation and abundant benthic foraminifers coinciding with the LO of *Rotalipora cushmani* provide evidence that the seafloor conditions in the Tarfaya Basin were not totally anoxic during the Cenomanian / Turonian boundary event.

VI. — THE ROTALIPORA EXTINCTION

Morrow (1934), Loeblich *et al.* (1961) and Caron (1985) give a taxonomical description of the keeled planktic foraminifer species *Rotalipora cushmani* and *Rotalipora greenhornensis*. The last occurrence of *Rotalipora greenhornensis* is a distinct datum in the upper part of the *Rotalipora cushmani* zone about 140 cm below the final extinction of *R. cushmani*. Twohundredsixty cm below the LO of *Rotalipora greenhornensis* just a few of the keeled planktic foraminifers belong to the species *R. cushmani*, whereas *R. greenhornensis* represents almost 100 % of the assemblage. With the constant decrease in abundance of *R. greenhornensis* the abundance of *R. cushmani* increases steadily up to 100 % of the keeled planktic foraminifers. This observation can either be interpreted as a decrease in the sediment accumulation rate, or it indicates that the *R. cushmani* population takes over the habitats of *R. greenhornensis* and *Rotalipora cushmani* has a last maximum in abundance. This *R. cushmani* population shows a trend towards "atypical" morphotypes (fig. 4).

Within the last 140 cm of the *Rotalipora cushmani* record the average maximum diameter and the number of chambers in the last whorl decrease by 10 %, whereas the pore-diameter increases by 20 %. With the assumption of a constant

sedimentation rate during the obliquity Cycle 0 the trend towards "atypical" morphotypes starts 20 ky before the final extinction. We were able to distinguish five distinct morphotypes (fig. 4, Tab. I, Plate V-VII) within the *R. cushmani* population. The individual groups differ in the amount of chambers in the last whorl, the size of the specimens, the thickness of the keel, the pore-diameter and the appearance of dorsal ridges (Tab. I., Plate V-VII).

Whereas morphotypes 2-5 display no clear pattern in occurrence, morphotype 1 is restricted to the last 220 cm of the *R. cushmani* record. This group is characterised by large specimens with a small keel, whose last chambers increase significantly in size as added. The forms also show a reduction of their dorsal ridges (Tab. I, Plate V-VII). Their characteristic reduction of keels and dorsal ridges indicates some similarity to the Late Cenomanian genus *Anaticinella*, an endemic form of the Western Interior Seaway. The extinction of *Rotalipora cushmani* takes place within the organic carbon rich Cycle 0, but the actual extinction coincides with "relatively" low TOC of 8 %. The faunal assemblage with abundant heterohelicids and radiolarians indicates still high levels of organic production in surface waters, however bioturbation and the presence of 20 % benthic foraminifers provide evidence that seafloor conditions were not totally anoxic. Therefore, the widespread idea that the extinction was due to an expanding oxygen minimum zone cannot explain these observations. Whereas the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ plot shows no trend that correlates with the decrease of the *R. cushmani* population, the $\delta^{18}\text{O}$ data have a distinct excursion at the LO of *R. cushmani*, indicating that a temperature maximum or a salinity minimum coincide with the final extinction of the rotalipores.

VII. — CONCLUSIONS

Our biostratigraphic data reveal that the extinction of the rotalipores was a slow process that started at least 30 ky before the LO of *Rotalipora cushmani*. This statement is based on the following observations:

The average amount of specimens starts to decrease 140 cm below the final extinction of the *Rotalipores*. Under

	morphotype 1	morphotype 2	morphotype 3	morphotype 4	morphotype 5
description:	The last chambers increase markedly in size. The keel and dorsal ridges are weakly developed. This morphotype is characterised by a maximum in size and very small keels, resulting for the max. average diameter versus keel thickness ratio.	The last four chambers are more or less of equal size, giving the specimens a square shape. The keel and the dorsal ridges are weakly developed.	The specimens have a circular shape and numerous chambers in the last whorl. The chambers only increase gradually in size. In comparison to morphotypes four and five there is an increase in size occurring along with a decrease of the keel and a reduction of the dorsal ridges.	The specimens have a round shape with very thick keels and strongly developed dorsal ridges. The last two chambers increase markedly in size. This morphotype represents the largest proportion of <i>R. cushmani</i> .	Elongated forms with mainly four chambers in the last whorl. The last two or three chambers increase strongly in size. This group has relatively thick keels and the largest dorsal ridges of all morphotypes.
chambers in the last whorl:	5	4	7-6	5	4-5
average maximum diameter:	640,2 µm	548,2 µm	560,9 µm	566,0 µm	500,0 µm
average keel-thickness:	19,9 µm	18,3 µm	24,8 µm	26,4 µm	19,9 µm
maximum diameter versus keel-thickness ratio:	32,2 / 1	30,0 / 1	23 / 1	21,4 / 1	19,9 / 1

Table I. — Description of the five distinguished morphotypes of *Rotalipora cushmani*. The measurements are based on one hundred specimens examined by SEM and documented by micrographs (Plate I-III).

Tab. I. — Description de 5 morphotypes de *Rotalipora cushmani*. Les mesures sont basées sur une centaine de spécimens examinés par le MEB et documentés par des micrographies.

the assumption of a constant sedimentation rate during the obliquity Cycle 0 (258 cm = 39 ky) 140 cm correspond to 21 ky.

Two hundred forty cm (37 ky) below the LO of *Rotalipora cushmani* the average *Rotalipora cushmani* becomes smaller

and the average number of chambers in the last whorl decrease by 10 %, whereas the average pore-diameter increases by 20 %. Within the last 37 ky of the *R. cushmani* record a new morphotype appears. This morphotype does not fit to the general trend. The specimens are characterised by a maximum in size and very small keels, resulting in the maximum average diameter versus keel-thickness ratio shown in Tab. I and Plate V-VII.

The LO of *Rotalipora cushmani* correlates with a TOC of 8 %. This is relatively low, because one cm below the extinction (one hundred years), the organic content is up to 4 % higher. The intraspecific morphological variations and the LO of *Rotalipora cushmani* cannot be correlated with the TOC, which is considered to be an indicator for anoxic conditions.

The LO of *Rotalipora cushmani* coincides with the global $\delta^{13}\text{C}$ excursion, but high resolution examinations reveal that the $\delta^{13}\text{C}$ excursion has two maxima, one 120 cm (13 ky) below and the other 40 cm (6 ky) above the *Rotalipora* extinction. The $\delta^{18}\text{O}$ data correlate with the LO of *Rotalipora cushmani*, indicating that a temperature maximum coincides with the extinction of the rotalipores. That fits to the idea of a slow extinction process, because the isotopic $\delta^{18}\text{O}$ record of the exploration well S 75 reveals a general warming trend within the upper *R. cushmani* zone, a maximum coinciding with the extinction and a general cooling trend that last throughout the whole *Whiteinella archaeocretacea* zone and the lower *Helvetoglobotruncana helvetica* zone.

Acknowledgements. — We acknowledge Louis Leine from Shell International Exploration and Production B.V. in The Hague for making the exploration well S75 accessible to us. Jean Paul Herbin (Institute Français du Pétrole, Rueil Malmaison) provided Rock Eval analyses of S75. We also acknowledge the help of the SEM - crew (Kiel) and the help of Ann Holbourn (Kiel) and Abder El Albani (Kiel) for various translation works.

BIBLIOGRAPHY

- BERGER A., & LOUTRE M.F. (1994). — Astronomical forcing through geological time. In: Orbital forcing and cyclic sequences (eds. De Boer, P.L., & Smith, D.G.), Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 19, 15 - 24.
- CARON M. (1985). — Cretaceous planktic foraminifera. In: Plankton stratigraphy (eds. Bolli, H.M., Saunders, E. & Perch-Nielsen, K.), pp. 17-86. (Cambridge University Press, Cambridge).
- CHOUBERT G., FAURE - MURET A., & HOTTINGER L. (1967). — Aperçu géologique du Bassin Côtier de Tarfaya. *Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc*, 175, 1, 7 - 106, 54 Abb., 56 Taf., Rabat.
- CHOUBERT G., FAURE - MURET A., & HOTTINGER L. (1972). — La série stratigraphique de Tarfaya (Maroc sud - occidental) et le problème de la naissance de l'océan Atlantique. *Notes Serv. Geol. Maroc*, 31, 29 - 40, 4 Abb., Rabat.
- EICHER D.L., & DINER R. (1991). — Environmental factors controlling Cretaceous limestone - marlstone rhythms. In: Cycles and events in stratigraphy (eds. Einsele, G.; Ricken, W., & Seilacher, A.), 79 - 93, (Springer - Verlag, Berlin).
- EINSELE G. & WIEDMANN J. (1982). — Turonian black shales in the Moroccan coastal basins: first upwelling in the Atlantic Ocean? In: Geology of the Northwest African Continental Margin (eds. von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. & Seibold, E.), pp. 393-414; (Springer-Verlag, Berlin).
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H., & UREY H. (1953). — Revised carbonate - water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, 1315 - 1326.
- GRADSTEIN F., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1994). — A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, 99/B12, 24051-24074.
- GRADSTEIN F., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1995). — A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (eds. Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. & Hardenbol, J.) *SEPM Special Publication*, 54, 95-126.
- KUHNT W., HERBIN J. P., THUROW J., & WIEDMANN J. (1990). — Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic Margin. In: *Deposition of Organic Facies* (ed. Huc, A.Y.), *AAPG Studies in Geology*, 40, 133 - 160.
- KUHNT W., NEDERBRAGT A., & LEINE L. — Cyclicity of Cenomanian-Turonian Organic - Carbon - Rich Sediments in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco). — *Cretaceous Research*, in press.
- LOEBLICH A. R. & TAPPAN H. (1961). — Cretaceous planktonic foraminifera: Part 1 - Cenomanian. *Micropaleontology*, 7, 3: 257-304, New York.
- MORROW A. L. (1934). — Foraminifera and Ostracoda from the Upper Cretaceous of Kansas. *Jour. Paleont.*, 8, 2: 186-205, Lawrence.
- WIEDMANN J., BUTT A., & EINSELE G. (1978). — Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. *Geol. Rundschau*, 67, 454 - 508, Stuttgart.

EXPLANATION OF PLATES V, VI AND VII

PLATE V

Fig. 1. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 1, dorsal view, depth: 86,92 m; Sample n°: S75/77Q, characteristics: The last chambers increase gradually but strongly in size. Maximum diameter of the specimen is 820 μm . The keel and dorsal ridges are weakly developed.

Fig. 1. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 1, vue dorsale, profondeur: 86,92 m; échantillon: S75/Q, caractéristiques: La taille des dernières chambres augmente progressivement. Diamètre maximum: 820 μm . La carène et les calcifications dorsales sont faiblement développées.

Fig. 2. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 1, lateral view of fig. 1, keel in detail, depth: 86,92 m; Sample n°: S75/77Q, characteristics: Average keel thickness of the specimen is 9 μm , maximum diameter versus keel thickness is 91/1.

Fig. 2. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 1, vue laterale de FIG.1, détail de carène, profondeur: 86,92 m; échantillon: S75/Q; caractéristiques: épaisseur moyenne de la carène: 9 μm . Diamètre maximum / épaisseur de la carène: 91 / 1.

Fig. 3. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 1, dorsal view, depth: 87,55 m, Sample n°: S75/77V, characteristics: Maximum diameter is 568 μm , keel thickness (without figure) 11,3 μm , maximum diameter versus keel thickness is 50,3/1. The specimen shows strong reduction of dorsal ridges.

Fig. 3. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 1, vue dorsale, profondeur: 87,55 m; échantillon: S75/77V, caractéristiques: Diamètre maximum: 568 μm ; épaisseur moyenne de la carène (sans figure) 11,3 μm . Diamètre maximum / épaisseur de la carène: 50,3/1. Le spécimen montre une forte réduction des calcifications dorsales.

Fig. 4. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 2, dorsal view; depth: 87,46 m; Sample n°: S75/77U, characteristics: The specimen has 4,5 chambers in the last whorl which are more or less of the same size. This gives the specimen a square shape. Maximum diameter is 547 μm .

Fig. 4 — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 2; vue dorsale, profondeur: 87,46 m; échantillon: S75/77U, caractéristiques: Le spécimen a 4,5 chambres dans le dernier tour. Les chambres ont presque la même taille. La forme du spécimen est quadratique.

Fig. 5. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 2, lateral view of fig. 4, keel in detail, depth: 87,46 m; Sample n°: S75/77U; characteristics: Average keel thickness is 19,1 μm , maximum diameter versus keel thickness is 28,6/1.

Fig. 5. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 2; vue laterale de FIG.4, détail de carène, profondeur: 87,46 m, échantillon: S75/77U; caractéristiques: épaisseur moyenne de la carène: 19,1 μm . Diamètre maximum / épaisseur de la carène: 28,6/1.

Fig. 6. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 2, dorsal view; depth: 86,805 m; sample n°: S75/77O; characteristics: Specimen has 4 chambers in the last whorl. The chambers are of equal size. The maximum diameter of the specimen is 461 μm . The keel (without picture) is 17,7 μm in thickness. The maximum diameter versus keel thickness ratio is 26/1.

Fig. 6. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 2, vue dorsale; profondeur: 86,805 m; échantillon: S75/77O, caractéristiques: Le spécimen a 4 chambres dans le dernier tour. Les chambres ont la même taille. Diamètre maximum: 461 μm , épaisseur moyenne de la carène (sans figure): 17,7 μm . Diamètre maximum / épaisseur de la carène: 26/1.

PLATE VI

Fig. 1. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 3, dorsal view, depth: 87,55 m; Sample n°: S75/77V; characteristics: Specimen has 7 chambers in the last whorl. These chambers increase only gradually in size, thus giving the specimen a circular shape. In comparison to Plate I the specimen shows thicker keels and more distinct dorsal ridges. The maximum diameter is 854 μm . The keel thickness (without picture) is 36,86 μm . The maximum diameter versus keel thickness ratio is 23,2/1.

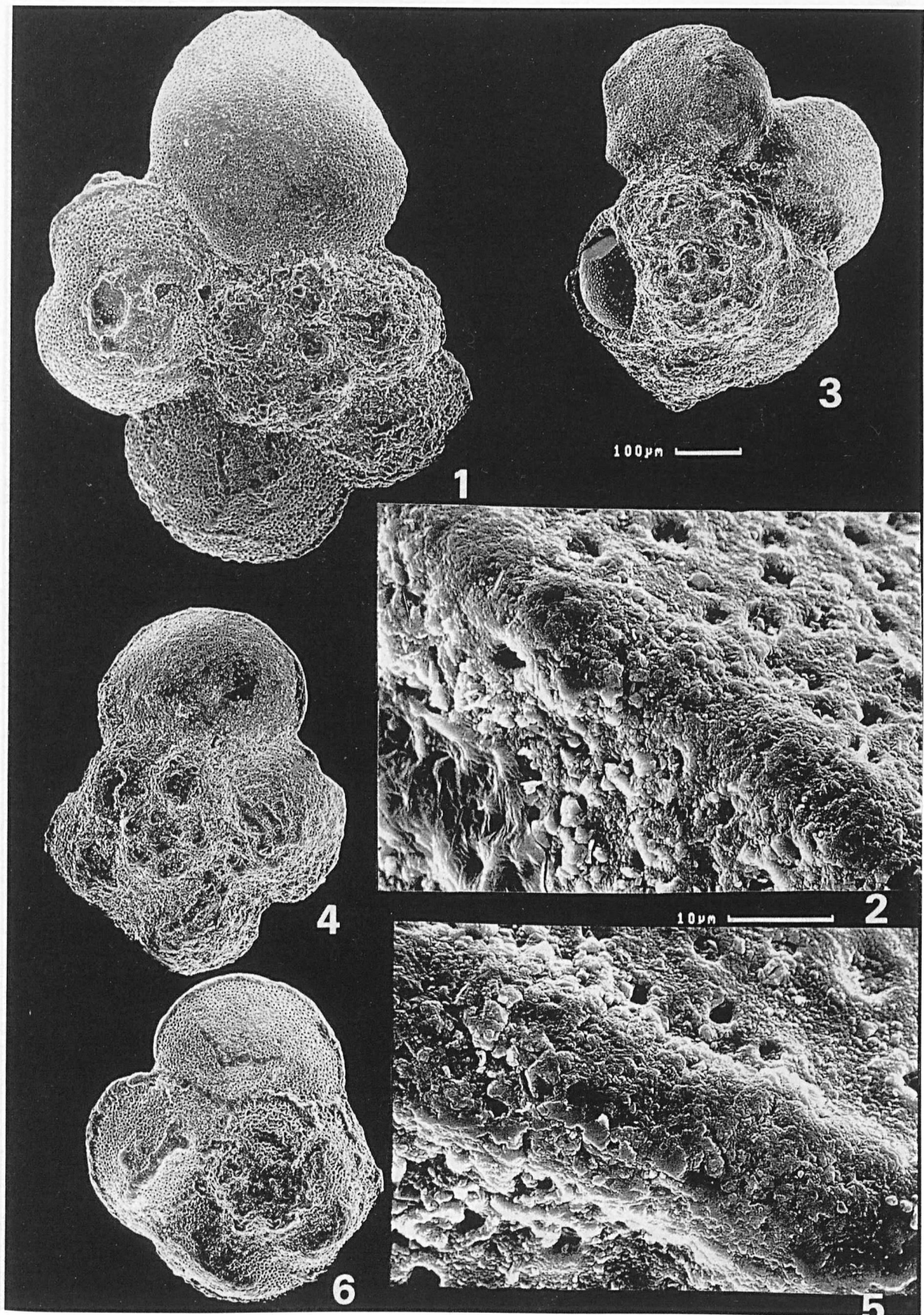
Fig. 1. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 3; vue dorsale, profondeur: 87,55 m, échantillon: S75/77V, caractéristiques: Le spécimen a 7 chambres dans le dernier tour. La taille des chambres augmente faiblement. Le spécimen a une forme circulaire. En comparaison avec la planche I l'épaisseur moyenne

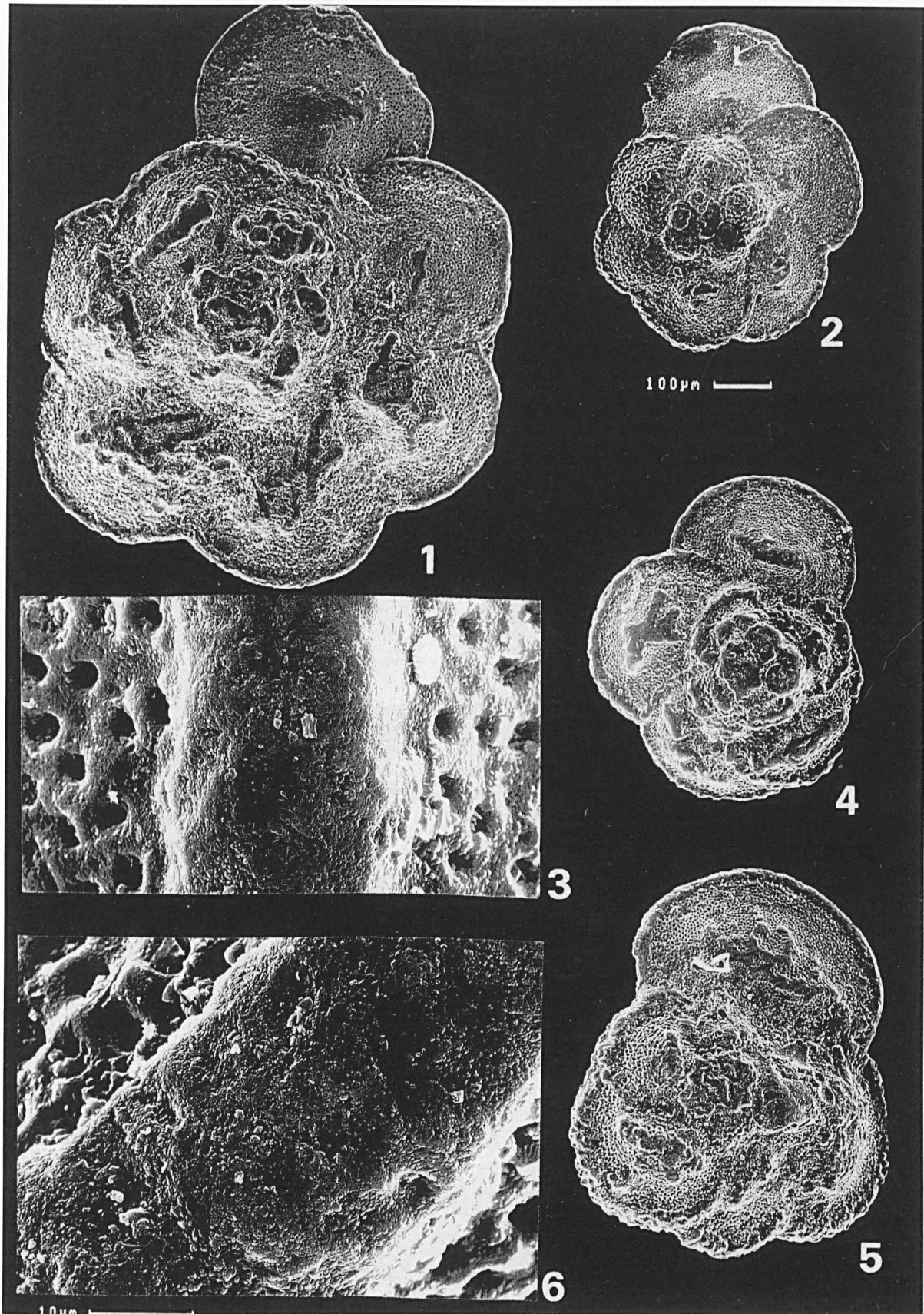
des carènes et les calcifications dorsales augmente. Diamètre maximum: 854 μm , épaisseur moyenne de la carène: 36,86 μm . Diamètre maximum / épaisseur de la carène: 23,2/1.

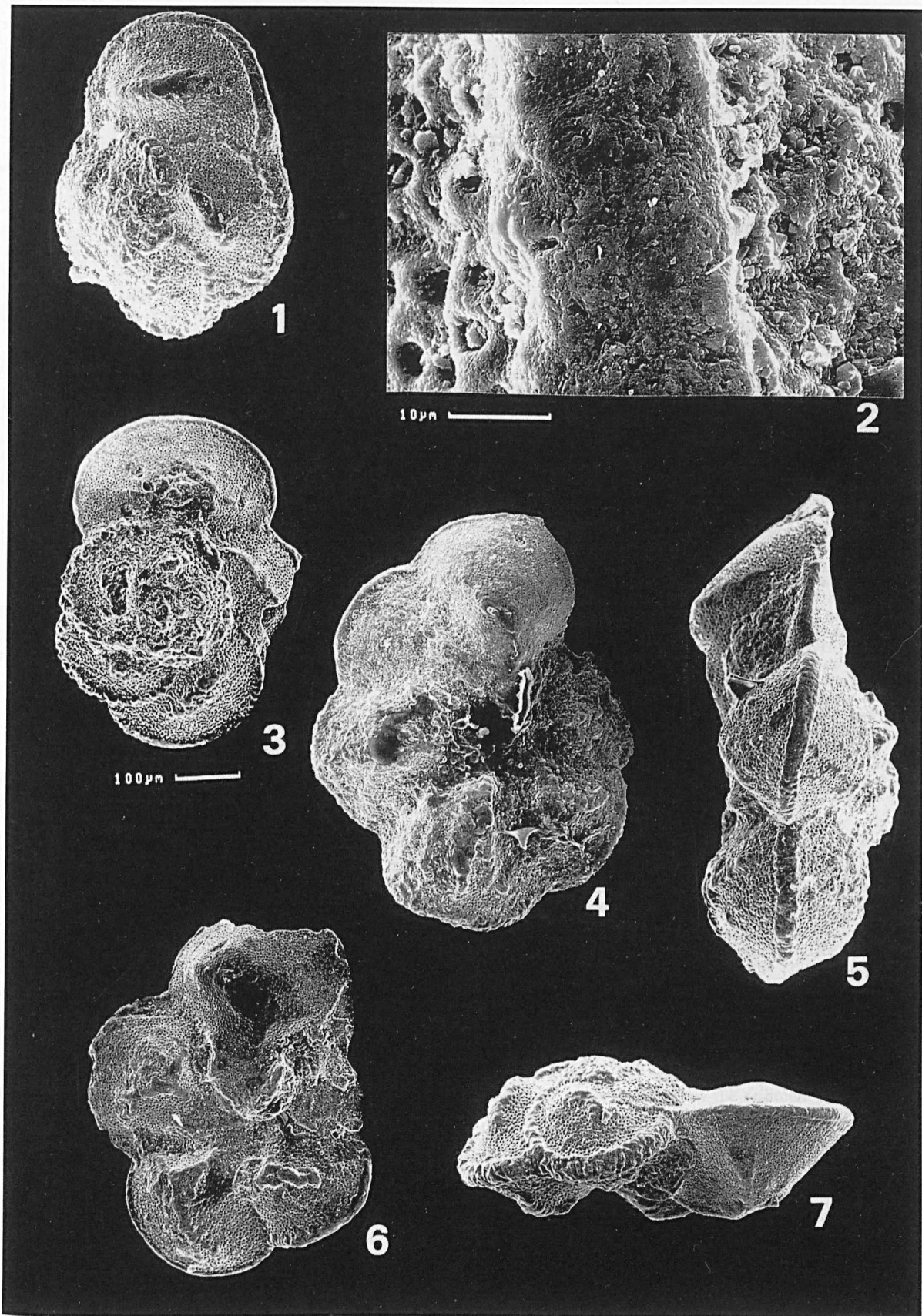
Fig. 2. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 3, dorsal view, depth: 96,08 m; Sample n°: S75/89, characteristics: Specimen has 6 chambers in the last whorl. The maximum diameter is 519 μm . The specimen is of circular shape.

Fig. 2 — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 3, vue dorsale, profondeur: 96,08 m, échantillon: S75/89, caractéristiques: Le spécimen a 6 chambres dans le dernier tour. Diamètre maximum: 519 μm . Le spécimen a une forme circulaire.

- Fig. 3. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 3, lateral view of FIG. 2, keel in detail, depth 96,08 m; Sample n°: S75/89, characteristics: Keel thickness: 20 μm . Maximum diameter versus keel thickness ratio is 25,95/1.
- Fig. 3 — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 3, vue laterale de Fig. 3, detail de carène, profondeur: 96,08 m, échantillon: S75/89, caractéristiques: épaisseur moyenne de la carène: 20 μm . Diamètre maximum/épaisseur de la carène: 25,95/1.
- Fig. 4. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 4, dorsal view, depth: 93,475 m; Sample n°: S75/85, characteristics: Specimen has 5 chambers in the last whorl and a round shape. Note the strong increase in keel thickness and the distinct dorsal ridges. The maximum diameter is 507 μm , the keel thickness (without picture) is 24,61 μm . The maximum diameter versus keel thickness ratio is 20,6/1.
- Fig. 4. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 4, vue dorsale, profondeur: 93,475 m, échantillon: S75/85, caractéristiques: Le spécimen a 5 chambres dans le dernier tour et une forme circulaire. On observe une forte augmentation d'épaisseur de la carène et des calcifications dorsales. Diamètre maximum: 507 μm ,
- Fig. 5. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 4, dorsal view, depth: 91,59 m; Sample n°: S75/83, characteristics: 5 chambers in the last whorl, maximum diameter: 604 μm . Specimen has a thick keel and distinct dorsal ridges.
- Fig. 5. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 4, vue dorsale, profondeur: 91,59 m, échantillon: S75/83, caractéristiques: Le spécimen a 5 chambres dans le dernier tour. Diamètre maximum: 604 μm . La carène et les calcifications dorsales sont fortement développées.
- Fig. 6. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 4, lateral view of fig. 5, keel in detail, depth: 91,59 m; Sample n°: S75/83, characteristics: keel thickness: 29 μm . Maximum diameter versus keel thickness is 20,8/1.
- Fig. 6. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 4, vue laterale de Fig. 5, detail de carène, profondeur: 91,59 m, échantillon: S75/83, caractéristiques: épaisseur moyenne de la carène: 29 μm . Diamètre maximum/épaisseur de la carène: 20,8/1.
- Fig. 1. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 5, dorsal view, depth: 93,475 m; Sample n°: S75/85, characteristics: Specimen has 4 chambers in the last whorl. The last chambers increase strongly in size, giving the specimen an elongated form. The specimen shows a very thick keel and very large dorsal ridges. Maximum diameter is 518,2 μm .
- Keel thickness (without picture) is 25 μm . Maximum diameter versus keel thickness ratio is 21,12/1.
- Fig. 3. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 5, vue dorsale, profondeur: 94,89 m, échantillon: S75/87, caractéristiques: Le spécimen a 5 chambres dans le dernier tour et une forme allongée. La carène et les calcifications dorsales sont fortement développées. Diamètre maximum: 528 μm , épaisseur de la carène (sans figure): 25 μm . Diamètre maximum/épaisseur de la carène: 21,12/1.
- Fig. 1. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 5, vue dorsale, profondeur: 93,475 m, échantillon: S75/85, caractéristiques: Le spécimen a 4 chambres dans le dernier tour. La taille des dernières chambres augmente fortement. Le spécimen a une forme allongée. L'épaisseur de la carène et les calcifications dorsales sont développée très forte. Diamètre maximum: 518,2 μm .
- Fig. 2. — *Rotalipora cushmani*. Morphotype 5, lateral view of fig. 1, keel in detail, depth: 93,475 m; Sample n°: S75/85, characteristics: Keel thickness is 26,61 μm . Maximum diameter versus keel thickness ratio is 19,47/1.
- Fig. 2. — *Rotalipora cushmani*, Morphotype 5, vue laterale de FIG. 1, detail de carène, profondeur: 93,475 m, échantillon: S75/85, caractéristiques: épaisseur moyenne de la carène: 26,61 μm . Diamètre maximum/épaisseur de la carène: 19,47/1.
- Fig. 4. — *Rotalipora cushmani*. Umbilical view, depth 86,675 m; Sample n°: S75/77M.
- Fig. 4. — *Rotalipora cushmani*, vue ombilicale, profondeur: 86,675 m, échantillon: S75/77M.
- Fig. 5. — *Rotalipora cushmani*. Lateral view, depth : 86,03 m; Sample n°: S75/77F.
- Fig. 5. — *Rotalipora cushmani*, vue laterale, profondeur: 86,03 m, échantillon: S75/77F.
- Fig. 6. — *Rotalipora cushmani*. Umbilical view, depth: 94,89 m; Sample n° :S75/87.
- Fig. 6. — *Rotalipora cushmani*, vue ombilicale, profondeur: 94,89 m, échantillon: S75/87.
- Fig. 7. — *Rotalipora cushmani*. Lateral view, depth 98,03 m; Sample n°: S75/91.
- Fig. 7. — *Rotalipora cushmani*, vue laterale, profondeur: 98,03 m, échantillon: S75/91.







ABOUT THE DEPTH OF DEPOSITION OF THE MAASTRICHTIAN CHALK OF THE TYPE AREA

Profondeur de dépôt de la craie maastrichtienne de la localité type

by J.J.P. ZIJLSTRA(*)

Abstract. — Cyclic bedding in the Chalk has been related to a periodic variation of the average hydrodynamic energy and of the deposition rates, which were a function of Earth-orbitally induced climate variations. At presumed conditions of slowly varying rates of subsidence and/or slowly varying eustatic sea level, the relative depth of deposition of the cycles could be reconstructed. It is argued that the coarse-grained, Maastrichtian Tuffaceous Chalk of the type area was deposited at a depth of a few metres at most and that the fine-grained Chalk, at least in the type area, was deposited in even shallower waters.

Version abrégée en français. — La craie de Maastricht (Pays-Bas) est caractérisée par des bancs continus latéralement, d'épaisseurs décimétrique à métrique. Les bancs sont définies par une rythmicité régulière et une variation verticale de la taille des grains, des structures et de la concentration des minéraux authigènes. Ces bancs reflètent la variation périodique de l'énergie hydrodynamique et le taux de sédimentation suivant les variations climatiques induites par les mouvements orbital. Dans un environnement à énergie relativement basse, des cycles symétriques se sont déposés. Ces derniers sont caractérisés par une homogénéisation causée par la bioturbation, par une granulométrie fine et par une faible concentration des minéraux authigènes précoces. Par compte, dans un environnement à énergie relativement forte, des cycles asymétriques se déposent. Ils sont caractérisés par une lamination onduleuse, par une granulométrie grossières et une concentration de glauconies authigènes et de ciments carbonatés assez important. Tout le long du flanc Ouest du fleuve de la Meuse, Sud de la ville de Maastricht, on observe un changement graduel vers l'aval, des cycles de basses énergies à grains fins, vers des cycles de hautes énergies à grains plus grossiers. Ceci peut nous amener à conclure que, les cycles de hautes énergies et à grains plus grossiers, se sont déposés à des profondeurs plus importantes que les cycles de basses énergies et à grains fins. Une succession granodécroissante au sommet du Maastrichtien, dans sa localité type, traduit alors une diminution de la profondeur de la tranche d'eau. Le maximum de profondeur d'eau est atteint au cours de chaque période de 'precession' et donne alors des limites de cycles à caractère érosif. Le maximum de profondeur relative à une profondeur d'eau zéro estimé à la fin du Maastrichtien durant une émergence, était atteint à peu près 100 ka avant cette émergence. Pendant ce temps, le dépôt d'une calcarénite à grains grossiers avec des débris de Coraux hermatypique s'est effectué à une profondeur environ de deux mètres. Celle-ci a été calculée par une nouvelle méthode de modélisation. Finalement, cela indique que la plus fine craie du Maastrichtien de Maastricht s'est déposée sous une tranche d'eau de profondeur encore inférieur à deux mètres.

I. — INTRODUCTION

The fine-grained coccolithic mudstone or Chalk, that was formed during the Late-Cretaceous in NW Europe, is considered a hemi-pelagic sediment, deposited below storm wave-base, in a shallow, epi-continental sea (Håkansson *et al.*, 1974). The Chalk forms up to a few hundred metres thick successions deposited at average rates of several centimetres per thousand years. The Chalk covers near-coastal, iron-rich quartz sand-, silt- and claystones (Greensand and Gault) and grades locally, e.g., the Gironde estuary (France), Maastricht (The Netherlands) and Stevns Klint (Denmark), into a coarse-grained (Tuffaceous) Chalk (Zijlstra, 1995).

The Maastrichtian chalk of the type area is characterized by decimetre to metre-thick, laterally continuous bedding. The bedding is defined by a more or less regular rhythmic succession of e.g., erosion surfaces and layers with concentration of bioturbation, lamination and authigenic minerals such as, smectite-glaucinite, silica (flint nodules)

and carbonate cement (hardgrounds). Considering the average deposition rates, these beds should have been deposited during thousands of years and the regular rhythmic succession is considered to reflect Earth-orbital forcing (Hart, 1987; Cottle, 1989; Gale, 1989; Zijlstra, 1995).

A numerical model was developed that relates a periodic variation of hydrodynamic energy with a periodic variation of deposition rates and residence time of sediment in particular redox zones below the sediment surface. With the help of this model, complex wavy bedded sequences like observed in the field, e.g., in the Maastrichtian sequences of Maastricht (The Netherlands), Gironde estuary (France) and Stevns Klint (Denmark), could be reproduced (Zijlstra, 1995). When this model is applied to interpret the genesis of the Lichtenberg Horizon (Maastricht, Felder, 1975), that is the boundary between the Senonian Chalk of D'Orbigny and the Maastrichtian Tuffaceous Chalk of Dumont (1849), it appears that the general ideas about the depth of deposition of this sediment might need revision.

(*) J.(Hans) J.P. Zijlstra. Geochemical Engineering Division, Faculty of Earth Sciences, PO Box 80.021, Budapestlaan 4, 3508 TA Utrecht, The Netherlands.

Inhere, I like to review, in short, the model of the chalk sedimentology and discuss what meaning it may have for the estimation of the depth of deposition of the Maastrichtian chalk of the type area.

II — LITHOLOGY

West of the River Meuse, just south of Maastricht, a steep, N-S directed cliff section is exposed between Lanaye in the South and quarry ENCI, 3 kilometres further to the North. The section is formed by homogeneously bioturbated Late-Maastrichtian chalk with planar-parallel, laterally continuous flint nodule layers (Lanaye Member, Gulpen Formation, Felder 1975). The flint layers dip gently, about 2 degrees, towards the NW in the direction of the dip of the, southward overthrusting, north flank of the Ardennes Massif.

Felder (1975) showed that at Lanaye, 23 flint nodule layers occur above the Nivelles Horizon, the base of the Lanaye Member. At ENCI, however, only 20 flint nodule layers were encountered (fig. 1). From a lithostratigraphical point of view, Felder (1975) concluded that the last 3 flint nodule layers of the Lanaye Member had been eroded at quarry ENCI. There, the Lanaye Member ends with a slightly undulating erosion surface, the Lichtenberg Horizon (Felder, 1975), which is covered by a glauconitic, bioclastic, coarse-grained packstone, with reworked clasts of fine-grained chalk and, fossils like they occur in the Lanaye Member below.

At quarry ENCI, the Lichtenberg Horizon is covered by a 2.5 meters thick succession which contains 3 beds with a coarse-grained, glauconitic and locally wavy laminated bioclastic base (Valkenburg Member, Maastricht Formation; Felder, 1975) (fig. 2). The upper of the 3 beds is the thickest and it is characterized by a top part that consists of a slightly lithified, fine-grained, homogeneously bioturbated coccolithic packstone with a poorly developed flint nodule layer. This bed ends with an erosion surface, the St. Pieter Horizon (Felder, 1975). From a sedimentological point of view, it was concluded that the beds are precession induced cycles which formed during 20 ka long periods and the 3 coarse-grained beds above the Lichtenberg Horizon at ENCI are chronostratigraphically equivalent with the last 3 flint nodule layers (21, 22, 23) of the Lanaye Member at Lanaye, while the Lichtenberg Horizon at Lanaye is chronostratigraphically equivalent with the St Pieter Horizon at quarry ENCI (Zijlstra, 1995).

III. — DEPOSITIONAL AND EARLY DIAGENETIC MODEL

In order to explain the observed lateral facies variation between Lanaye and quarry ENCI, I like to resume the model for the origin and genesis of bedding in the chalk of Maastricht (Zijlstra, 1995), by first paying attention to the early-diagenetic conditions that prevailed at sites and during times of low hydrodynamic energy.

1) Authigenesis

At times of low hydrodynamic energy, the upper decimetres of a fine-grained, watery sediment were characterized by diffusive transport of particulate matter due

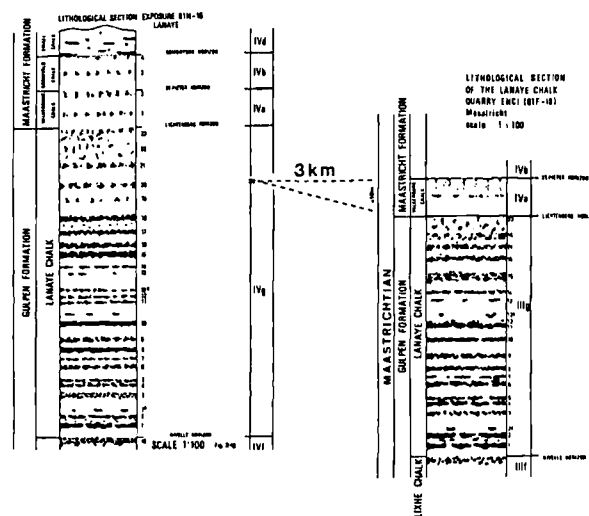


Fig. 1. — The Lanaye Member as exposed at Lanaye and quarry ENCI, 3 km further to the North and about 10 m lower (after Felder, 1975). Note that flint layer 23 below the Lichtenberg Horizon as defined in quarry ENCI, is presumably chronostratigraphically equivalent with flint layer 20 of the Lanaye chalk exposed at Lanaye. The lithostratigraphically equivalent Lichtenberg Horizon at Lanaye is presumably chronostratigraphically equivalent to the St. Pieter Horizon in quarry ENCI (see figure 2) (after Zijlstra, 1995).

Fig. 1. — Le Membre de Lanaye affleure à Lanaye et à la carrière d'ENCI, 3 km plus au Nord et à peu près 10 m au dessous (d'après Felder, 1975). Le couche de silex (23) au dessous de l'Horizon de Lichtenberg, comme c'est défini dans la carrière d'ENCI, est considéré chronostratigraphiquement équivalent avec la couche de silex 20 de la craie de Lanaye, exposé à Lanaye. L'équivalent lithostratigraphique de l'Horizon de Lichtenberg exposé à Lanaye est considéré l'équivalent chronostratigraphique de l'Horizon St. Pieter à la carrière d'ENCI (fig. 2)(d'après Zijlstra, 1995).



Fig. 2. — About 6 m of chalk with the uppermost part of the Lanaye Member (flint layer 23 (20)), ending with the Lichtenberg Horizon (arrow), that is covered by 3 glauconitic cycles of the Valkenburg Member, that ends with a poorly developed 'proto' hardground below the St. Pieter Horizon (arrow) (after Zijlstra, 1995).

Fig. 2. — A peu près 6 m de craie avec la partie supérieur du Membre de Lanaye (couche de silex 23 (20)) s'arrête avec l'Horizon de Lichtenberg (flèche). Ce dernier est suivi par trois cycles glauconieux du Membre de Valkenburg, et ce dernier se termine par un 'proto-hardground' mal développé dessous l'Horizon de St. Pieter (flèche)(d'après Zijlstra, 1995).

to bioturbative mixing. At the base and below the zone of bioturbative mixing, oxygen concentration decreased and

consequently a number of redox zones existed in which iron-rich organic matter was oxidized, skeletal carbonate and silica dissolved and where authigenic minerals precipitated. The succession of redox zones has been reconstructed on the basis of the succession of concentric authigenic mineral zones around deep burrows (Bromley *et al.*, 1975; Clayton, 1986; Zijlstra 1989, 1995). In the oxic zone of bioturbative mixing (I), the carbon dioxide produced during organic matter oxidation dissolved the most soluble carbonates. In the lower sub-oxic part of this zone (II), reduced iron co-precipitated with dissolved silica and Fe(III)hydroxides, in order to form smectite. This was transformed into glauconite upon potassium uptake (Harder, 1980). Further down, in the sub- to anoxic redox zones (III, IV, V), respectively, iron, sulphate and carbon dioxide were reduced and pyrite, hydrogen sulphide and methane were formed. A consequent decrease of the hydrogen ion concentration in the anoxic redox zones (IV, V) was, in silica-rich sediments, buffered by monomeric silicic acid dissociation and the precipitation of authigenic silica (Williams and Crerar, 1985, Zijlstra 1987). In silica-poor sediments, the pH-rise was buffered by the dissociation of carbonic acid and the precipitation of carbonate cement (Raiswell, 1987; Zijlstra, 1995; Molenaar and Zijlstra, 1996).

2) Deposition

To understand the genesis of cycles, above processes have to be related to the deposition rates (Bernier, 1980). When deposition rates are zero in an environment of low hydrodynamic energy, for instance because the carbonate dissolution rate in the oxic and sub-oxic redox zones equals the sedimentation rate, then a bed is formed which ultimately will consist, from top to bottom, of a pure smectite layer, a thin pyrite layer, and either a authigenic silica-rich, or lithified, silica-poor chalk layer. Such bedding can be observed at the transition from the Cretaceous to the Tertiary at Stevns Klint (Christensen *et al.*, 1973; Zijlstra, 1995).

When deposition rates are relatively high, in the order of several centimetres per thousand years, for instance in a setting where the sedimentation rate equals the subsidence rate, then a relatively pure skeletal carbonate/silica mixture with a low smectite, pyrite, authigenic silica and/or carbonate cement concentration remains. In case there is a slight increase-decrease of the deposition rate due to variation of the sedimentation rate, then higher concentrations of various authigenic minerals are encountered in the layers of sediment that resided relatively long in the respective redox zones during the time of lowest deposition rate (fig. 3). Slight vertical variations of authigenic mineral concentrations are best witnessed by flint layers that formed during late-diagenesis, when skeletal silica dissolved in order to form flint nodules preferentially in the layers of initial highest authigenic silica concentration, even at the slightest variations of this concentration.

The rather pure, homogeneously bioturbated chalk with flint nodule layers of the Lanaye Member has thus been formed at relatively high deposition rates, that increased-decreased slightly, each 20 thousand years, causing the deposition of more or less symmetrical cycles (Einsele *et al.*, 1991). Although, at first site, the chalk of the Lanaye member appears homogeneous, in fact it is characterized by a vertical variation of the concentration of

few coarse-grained bioclasts, that shows the same rhythmicity as the flint layers (Felder, 1988). Apparently, the variation of deposition rate was related to a variation of hydrodynamic energy.

3) Reworking

In the higher energetic environment (fig. 4), characterized by an on average coarser-grained sediment, like the cycles above the Lichtenberg Horizon at quarry ENCI, one observes a more clearly defined vertical periodic variation of the grain-size. Beds are bounded by erosion surfaces and consist of a lower fining-upward part, that is followed by a more or less eroded coarsening-upward part (asymmetric cycles; Einsele *et al.*, 1991). The wavy lamination or layering at the base of the beds points to erosion, transport and deposition by waves, as was also concluded by Roep and Smit (1996) in a detailed study of wavy bedding in the latest Maastrichtian chalk of the type area. Particularly during storms deep erosion occurred and afterwards a thick wavy-laminated storm layer was redeposited. The preservation of the lamination indicates that some of the storm layers were even thicker than the zone of bioturbative mixing, re-established after the storm.

Because the cycles have been formed during twenty thousand years, they consist of the remains of various storm layers (tempestite cycles, Zijlstra, 1995). The frequency and intensity of the storms, the depth of erosion and the thickness of the storm layers, conceivably varied periodically in phase with the long-term, Earth-orbitally induced variations in insolation and climate. Given the low deposition rates and the relatively frequent disturbance by storm reworking, there existed a strong interaction between sedimentation and authigenesis. The increase of the storm-induced hydrodynamic energy led to the reworking of fines and redeposition at proper hydrodynamic regimes elsewhere. Consequently deposition rates decreased and authigenic mineral concentrations rose.

Concerning glauconitization, it is suggested that the rate of glauconite authigenesis increased when a further increase of average hydrodynamic energy caused the repeated erosion and redeposition of sediment from the oxic and sub-oxic zones. Nascent smectite that had formed in the sub-oxic zone, wound up in the fine-grained oxic upper part of the storm layer and was oxidized. The reaction products contributed to the further growth of the more stable potassium-rich smectitic aggregates, the glauconite. Additionally, the heavier glauconitic particles escaped oxidation as they were concentrated in the coarse-grained, lower and sub-oxic part of the storm layer. The highest rate of glauconitization, therefore, occurred when reworking reached down to the depth of the anoxic redox zones. If the depth of reworking increased further, then glauconites were pyritized as they were redeposited in what shortly after the storm became again part of the suboxic zone (III) of iron reduction.

Due to the glauconitization and the winnowing of fines, the fine-grained siliceous and the mayor part of the reactive silica surface disappeared, respectively, due to co-precipitation of silica with iron in smectite and due to transport and subsequent dissolution in seawater. Sediment therefore lithified by means of carbonate cement precipitation in the anoxic redox zones. Thus even when hydrodynamic energy increased further, the deeper sediment may not have been eroded as easily as the shallower

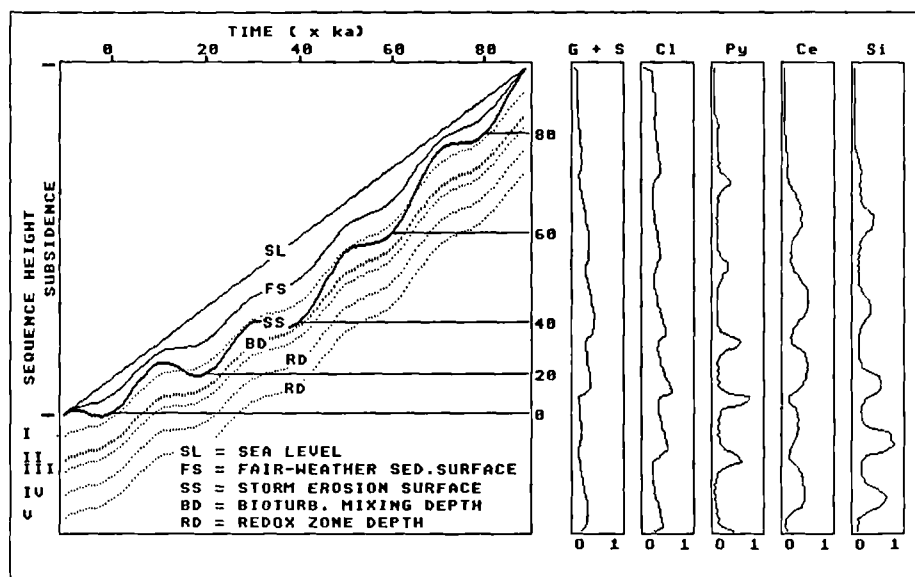


Fig. 3. — Result of the numerical simulation of the genesis of a rhythmically bedded sequence in a low energy environment during 100 ka. Left box: Depth-time graph for constant sea-level rise at zero subsidence or for constant subsidence rate at fixed sea level (sea level = thin straight line SL). The deposition rate as a function of the variation of effective hydrodynamic energy and water depth fluctuates and causes a periodic variation of the depth of the fair-weather sediment surface (FS, wavy thin line). At constant depth below and parallel are situated the zone of bioturbative mixing (BD) with aerobic and suboxic redox zones (I, II) and the sub-oxic and anoxic redox zones (III, IV, V) (stippled wavy lines). The depth of storm reworking (SS) also varies periodically, however stronger than the fair-weather sediment surface, although it never exceeds the depth of bioturbative mixing (BD) (depth of storm erosion surface = thick wavy line). Storm erosion surfaces that formed at 20 ka intervals at times of maximum hydrodynamic energy have been indicated (straight horizontal lines). Right boxes: Grain size (G) shows profile with maxima that correspond with highest energy moments, however smoothed by bioturbation. Structures (S) of bioturbation only (blank). Concentrations of authigenic iron-silicates (Cl), iron sulphides (Py), carbonate cement (Ce) and silica (Si) are highest in the stratigraphic levels that correspond with the position of the respective redox zones (II, III, IV and V) during periods of minimum deposition/erosion rates (after Zijlstra, 1995).

Fig. 3. — Résultat de la simulation numérique de la genèse d'une séquence rythmique dans un environnement à faible énergie pendant 100 ka. A gauche: Graphique de la profondeur en fonction du temps par un niveau de mer constant et un taux de subsidence constant (niveau de mer = SL). De taux de sédimentation est une fonction de la variation de l'énergie hydrodynamique effective et de la profondeur d'eau. Ce taux de sédimentation change et cause la variation périodique de la profondeur du fond marin, pendant les périodes calmes (FS). A une profondeur constante au dessous et parallèle à ce fond marin, se trouvent la zone de bioturbation avec les zones rédox aérobique et suboxique (I et II) et les zones rédox suboxique et anoxique (III, IV et V). La profondeur de remaniment par les tempêtes (SS) varie aussi périodiquement, mais avec une intensité encore plus importante que la surface FS, bien que la profondeur de surface SS n'est jamais plus profonde que la profondeur de bioturbation (BD) (profondeur de surface remaniment par les tempêtes = ligne en gras et onduleuse). Les surfaces d'érosion de tempête, qui sont formé tout les 20 ka et au maximum d'énergie, sont indiqués par les lignes droite et horizontale. A droite: Groceur de grain (G) montre le profil avec les maxima qui correspondent au plus hautes énergies, mais ces derniers sont lissé par la bioturbation. Les structures (S) sont que de la bioturbation (blank). Concentration de silicate de fer authigènes (Cl), sulphide de fer (Py), ciment carbonaté (Ce) et la silice (Si), sont plus importantes dans les niveaux stratigraphiques qui correspondent avec la position des zones rédox (II, III, IV et V), pendant les périodes où le taux de sédimentation/érosion était minimal (d'après Zijlstra, 1995).

layers because considerable cementation may have occurred in the anoxic zones during the previous period of winnowing and decrease of deposition rates.

IV. — THE DEPTH OF DEPOSITION

From the before mentioned, some conclusions can be drawn as far as it concerns the lateral variation of the (tuffaceous) chalk facies between Lanaye and quarry ENCI. Firstly, we may conclude that the 3 coarse-grained cycles above the Lichtenberg Horizon at quarry ENCI have been deposited in an environment of higher average hydrodynamic energy than the relatively fine-grained chalk with flint layers at Lanaye. Furthermore, the suggestion that erosion of an entire cycle during times of high hydrodynamic energy is hampered by the lithification of its lower part during the preceding time of increasing hydrodynamic energy and a decrease of the deposition rates, strengthens the perception that no cycles have been eroded and that, indeed, the flint cycles at Lanaye may be

chronostratigraphically equivalent with the glauconitic cycles at quarry ENCI.

The cycles dip towards the northwest as a result of the southeast directed overthrust of the northern flank of the Ardennes Massif. No gravitational sliding has been observed. Concerning the depth of deposition, it is suggested that the higher-energetic glauconitic cycles of quarry ENCI, that presently occur further down-dip than the lower-energetic flint cycles of Lanaye, have been formed at greater palaeo-water depth than those at Lanaye. Because older Campanian-Maastrichtian sediments west of the River Meuse also dip to the NW, while the angle of dip increases gradually with age and likewise, the younging deposits dip to the NW with a gradually decreasing dip (Romein, 1963; Calembert *et al.*, 1970), an inversion of the tectonic dip during the deposition of the 3 late-maastrichtian cycles between ENCI and Lanaye is considered unlikely.

Against the general notion that the average grain size of the sea floor decreases with increasing water depth and decreasing near-bottom wave power, the observations on

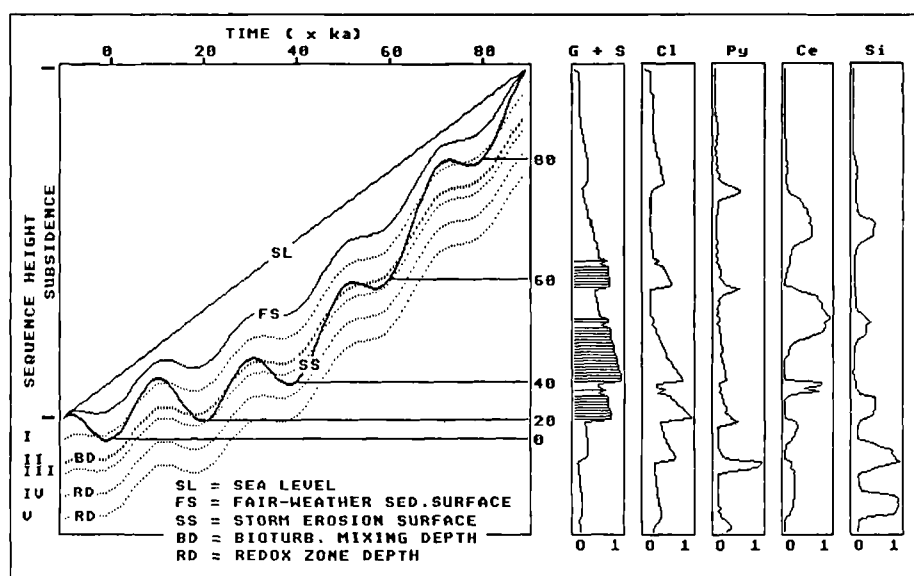


Fig. 4. — As Fig. 3 but with higher effective hydrodynamic energy and with storm reworking to a depth below the zone of bioturbative mixing. Note the preservation of depositional lamination (S, hatched), the strongly asymmetric character of the cycle succession and the presence of well cemented and poorly silicified 'proto-hardgrounds' in the top of the coarse-grained fining-upward cycles (after Zijlstra, 1995).

Fig. 4. — Comme Fig. 3, mais, avec une énergie hydrodynamique effective, plus importante et avec un remaniement de tempête plus profonde que la profondeur de la zone de bioturbation. Remarque: la préservation de la lamination de dépôt (S, strié), de caractère asymétrique fort de la succession des cycles et la présence d'une 'proto-hardground' relativement bien cimenté et peu silicifié au sommet des cycles granodécroissants et à grains relativement grossier (d'après Zijlstra, 1995).

the Lichtenberg Horizon suggest that in the chalk sea of the type area, the grain size and near-bottom wave power increased when the water depth increased.

V. — DISCUSSION

On sedimentological grounds it has been concluded that the on average coarser-grained, laminated, glauconitic and lithified, asymmetric precession cycles have been formed in a deeper environment of higher hydrodynamic energy and periodically lower deposition rates than the on average finer-grained, homogeneously bioturbated, symmetric precession cycles with flint.

Although general wave-theory predicts that near-bottom flow velocities increase when open-marine waves enter near-coastal and shallower waters, it must be stressed that this may not be the case if substantial energy-loss due to bottom-friction is taken into account. Particularly in the chalk seas, that presumably were rather shallow, that showed a very gentle dip of the sea-bottom and that were characterized by large distances from the open-marine environment to the coast, such effects may have been important.

One may wonder why such re-interpretation of palaeo-depth can be proposed without contradicting the depth-indications that have been suggested based on palaeo-environmental interpretations of for instance fossils. However, the distribution of the benthic fossils in chalk may not have been as such a function of the hydrostatic pressure as of the properties of the sea bottom. Fossil communities may resemble those of present deeper marine environments because the fine-grainedness, the low rates of deposition and the maturity of the chalk sea-bottom are

similar to that of modern hemi-pelagic, deeper marine sediments. As far as it concerns the common occurrence of fossils of presumably open marine planktonic organisms, it may be noted that their light-weight remains may have been transported over considerable distances before they were finally deposited in the shallow, low-energetic, near-coastal environments of the chalk sea.

Not only does the model for the genesis of bedding in chalk suggest a shallower depositional depth for the chalk of the type area, it furthermore allows the calculation of the relative variation of the depth of deposition of the successive precession cycles and, of the absolute depth of deposition if it is defined for at least one cycle in the succession. For instance, the last cycle of the Maastrichtian as exposed in quarry Curfs (Geulhem, The Netherlands, fig. 5) is fine-grained and characterized by possible palaeo-karst features (Zijlstra *et al.*, 1996). This cycle ends with the Vroenhoven Horizon (Felder, 1975), the K/T boundary according to Hofker (1966), that is considered an erosion surface which formed at times of maximum hydrodynamic energy during a precession period, in a low energetic environment with an, on average, near zero water-depth. The last Maastrichtian cycle occurs at the top of a 14 m thick coarsening-fining upward succession that contains 7 precession cycles (Meerssen Member, Felder 1975). For the relative short period of 140 ka at the end of the Maastrichtian, that falls within a global and minor type 2 regression (Haq *et al.*, 1987; pers. comm. H. Brinkhuis, 1997), average sea level may be considered near-constant. Assuming near-constant subsidence rates of 10 centimetres per thousand years and, constant duration of the precession periods, one may reconstruct the palaeo-water depth of the erosion surfaces, that formed each 20 ka during times of maximum hydrodynamic energy and that bound the precession cycles of the Meerssen Member

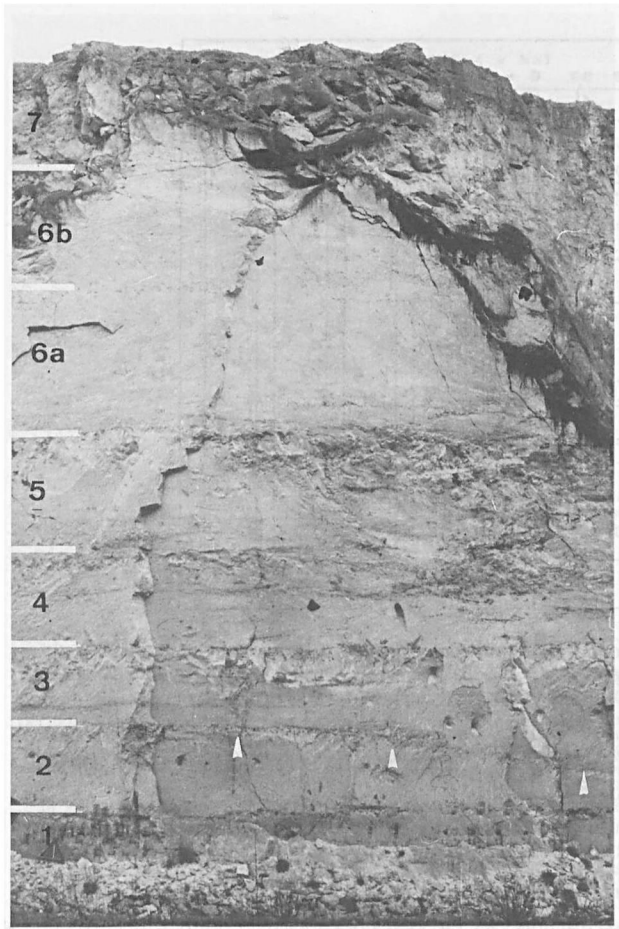


Fig. 5. — About 14-m-thick succession of the Meerssen Member (Maastricht Formation; Felder 1975), that ends with the Vroenhoven Horizon (top IVf-7) and that is exposed along a fracture in quarry Curfs (Geulhem, The Netherlands). The exposure shows seven cycles (IVf-1 to IVf-7, Felder 1975) with planar or sigmoidal (arrows) erosive basis and more or less lithified tops (after Zijlstra, 1996).

Fig. 5. — Une succession du Membre de Meerssen (Formation de Maastricht; Felder, 1975) à peu près 14 m, et qui se termine par l'Horizon de Vroenhoven (limite Crétacé-Tertiaire, sommet IVf-7) et qui est exposé tout le long d'une fracture dans la carrière de Curfs (Geulhem, Pays-Bas). L'affleurement montre 7 cycles (IVf-1 jusqu'à IVf-7) avec des surfaces d'érosion à la base plane ou sigmoïdale (flèche) et avec des sommets plus ou moins lithifié (d'après Zijlstra, 1996).

(fig. 6). The erosion surface which is covered by the coarsest sediment (boundary IVf 3/IVf 4); containing molds of hermatipic corals, was formed at a water depth that has been only about 2 m deeper than that of the Vroenhoven Horizon (Zijlstra *et al.*, 1996). As the sediments of the Meerssen Member are, apart from some cycles in the top of the Gironde succession, the most coarse-grained chalk, it might be concluded that the depth of deposition in this part of chalk sea was generally less than several meters.

VI. — CONCLUSION

The NW dipping tempestite cycles above the boundary between the Maastrichtian Gulpen Formation and the Maastricht Formation, along the west-bank of the River Meuse, just south of Maastricht (The Netherlands), show a

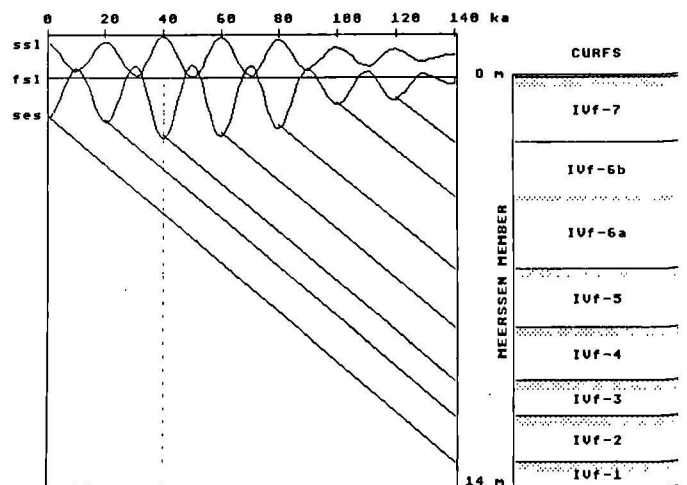


Fig. 6. — Interpretation of the cycle succession and calculation of the precession-induced storm energy variations according to the model of the sedimentology of chalk (Zijlstra, 1995). The succession (right) shows the cycles IVf-1 to IVf-7 with lithified tops (stippled) and the erosion surfaces (continuous lines), that bound the cycles and that reflect the times of maximum hydrodynamic energy during a precession period. These are connected through oblique lines, which reflect constant subsidence rate, to the intersection with the schematic, vertical 20-ka precession time lines. These intersection points represent the relative maximum depths of storm reworking below the fair-weather sea-level. For instance, maximum depth occurs at 40 ka when the distance between the fair-weather sea level (fsl) and the storm erosion surface (ses) is approximately 2 m. The periodical variation of the average storm-induced sea-level (ssl) has been depicted, although on an arbitrary scale (after Zijlstra, 1996).

Fig. 6. — Interpretation de la succession des cycles du sommet du Membre de Meerssen et le calcul des variations d'énergie induite par les variations de tempêtes pendant des périodes de 'precession', suivant un modèle sédimentologique de la craie (d'après Zijlstra, 1995). La succession (à droite) montre les cycles IVf-1 jusqu'à IVf-7 avec des sommets lithifiés (pointillés) et avec les surfaces d'érosion (lignes continues). Ces derniers limitent les cycles et reflètent les temps d'énergie maximaux pendant des périodes de 'precession'. Les surfaces d'érosion sont connectés par des lignes obliques, reflétant le taux de subsidence constante, avec les points d'intersection des lignes du temps verticales de 20 ka, qui limitent les périodes de 'precession'. Ces points d'intersection représentent les profondeurs relativement du surface de remaniment des tempêtes, au dessous du niveau de la mer pendant les temps calmes. Par exemple, la profondeur maximale se trouve à 40 ka quand la distance entre fsl et ses est environ de deux mètres. La variation moyenne du niveau marin pendant les tempêtes est aussi indiqué (ssl) mais sur une échelle arbitraire (d'après Zijlstra, 1996).

decrease of the average grain size of the chalk in up-dip direction. It is suggested that coarse-grained chalk was deposited in deeper water than fine-grained chalk. At the top of the Maastrichtian of the type area, a fining-upward succession occurs (Meerssen Member), that reflects a shallowing of the depositional environment. With the help of the model for the sedimentology of chalk, presuming emergence of the last, finest-grained tempestite cycle of the Meerssen Member, it has been suggested that the maximum depth of deposition of the chalk sea, at least in the Maastrichtian type area, was probably in the order of only a few metres for very coarse-grained Tuffaceous Chalk and even less for the fine-grained coccolithic mudstones that form the Chalk.

Acknowledgements. — I like to thank Dr. Zijlstra-Bessaïs for the translation from english into french. The Technology Foundation (STW) for financial support (Grant UGE22.2728)

SELECTED REPORTS AND PUBLICATIONS

- BERNER R.A. (1980). — Early Diagenesis. Princeton series in geochemistry, 241 pp.
- BROMLEY R.G., SCHULZ M.G. and PEAKE N.H. (1975). — Paramoudras: giant flints, long burrows and the early diagenesis of chalks. *K. Danske. Vidensk. Selskab. Skr.*, 20, 10, 31 pp.
- CHRISTENSEN L., FREGERSLEV S., SIMONSEN A. and THIEDE J. (1973). — Sedimentology and depositional environment of Lower Danian Fish Clay from Stevns Klint, Denmark. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 2, 192-212.
- CALEMBERT L., MEIJER M. & MONJOIE A. (1970). — Le Crétacé supérieur sous la plaine alluviale de la Meuse entre Lixhe et Lanaye (Liège). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 93 (1), 51-63.
- CLAYTON C.J. (1986). — The chemical environment of flint formation in Upper Cretaceous chalks. In: Sieveking, G & Hart, M.B. (Eds) *The Scientific Study of Flint and Chert*, 43-54. Cambridge University Press. 290 pp.
- COTTLE R.A. (1989). — Orbitally mediated cycles from the Turonian of southern England: their potential for high-resolution stratigraphic correlation. *Terra Nova*, 1, 426-431.
- DUMONT A.H. (1849). — Rapport sur la carte géologique du Royaume. *Bull. Acad. Roy. Sci. Lettres Beaux-Arts Belgique*, 16 (11), 351-373.
- EINSELE G. RICKEN W. and SEILACHER A. (1991). — Cycles and Events in Stratigraphy - Basic Concepts and Terms. In: Einsele, Ricken & Seilacher, Eds., *Cycles and events in stratigraphy*, pp. 1-19. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York, 955 pp.
- FELDER W.M. (1975). — Lithostratigraphie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid Limburg en het aangrenzende gebied. In: Zagwijn Ed., *Toelichting bij de geologische overzichtskaarten van Nederland*, Rijks Geologische Dienst Haarlem, 63-72.
- FELDER P.J. (1988). — Lithologic and bioclastic aspects of the Maastrichtian type area between Maastricht (The Netherlands) and Hallembaye (Belgium). In: Streef, M. & Bless, M.J.M Eds., *The Chalk district of the Euregio-Rhine*. pp. 41-55. Nat. Hist. Mus. Maastr. & Lab. Pal. Univ. d'Etat Liege. 117 pp.
- GALE A.S. (1989). — A Milankovitch scale for Cenomanian time. *Terra Nova*, 1, 420-425.
- HÅKANSSON E., BROMLEY R.G. and PERCH-NIELSEN K. (1974). — Maastrichtian chalk of north-west Europe - a pelagic shelf sediment. In: Hsü, K.J. & Jenkyns, H.C. Eds., *Pelagic sediments: on land and under the sea*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 1, 211-233.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. and VAIL, P.R. (1987). — Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HARDER H. (1980). — Synthesis of glauconites at surface temperatures. *Clays and Clay Minerals*, 28-3, 217-222.
- HART M.B. (1987). — Orbitally induced cycles in the chalk facies of the United Kingdom. *Cret. Res.*, 8, 335-348.
- HOFKER J. (1966). — Maastrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera. The Foraminifera of the type-Maastrichtian in South Limburg, Netherlands, together with the Foraminifera of the underlying Gulpen chalk and the overlying calcareous sediments, the Foraminifera of the Danske kalk and the overlying greensands and clays as found in Denmark. *Paleontograph., Suppl.*, 10, 375 pp.
- MOLENAAR N and ZIJLSTRA J.J.P. (1996). — Differential early-diagenetic low-Mg calcite cementation and rhythmic hardground development in Campanian-Maastrichtian chalk. *Sedimentary Geology*, 109, 261-281.
- RAISWELL R. (1987). — Non-steady state microbiological diagenesis and the origin of concretions and nodular limestones. In: Marshall, M.D (Ed.) *Diagenesis in sedimentary sequences* *Geol. Soc. London*, Blackwell, Oxford, pp. 41-54.
- ROEP T.B. and SMIT J (1996). — Sedimentological aspects of the K/T boundary at Geulhemmerberg, Zuid Limburg, the Netherlands. Brinkhuis, H & Smit, J Eds., *The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands)*. *Geologie en Mijnbouw, Spec. Issue*, 75, 119-131.
- ROMEIN B.J. (1963). — Present knowledge of the stratigraphy of the Upper Cretaceous (Campanian-Maastrichtian) and Lower Tertiary (Dano-Montian) calcareous sediments in southern Limburg. *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbouwk. Gen. Geol. Serie*, 21 (2), 93-104.
- WILLIAMS L.A. and CRERAR D.A. (1985). — Silica diagenesis, II. General Mechanisms. *J. Sediment Petrol.*, 55, 312-321..
- ZIJLSTRA J.J.P. (1987). — Early diagenetic silica precipitation, in relation to redox boundaries and bacterial metabolism in late Cretaceous chalk of the Maastrichtian type locality. *Geol. Mijnb.*, 66, 343-355.
- ZIJLSTRA J.J.P. (1989). — Reply on van der Weijden *et al.* *Geol. Mijnb.*, 68, 263-270.
- ZIJLSTRA J.J.P. (1995). — The Sedimentology of Chalk. *Lect. Notes in Earth Sc.*, 54. Springer Vlg. 194 pp.
- ZIJLSTRA J.J.P., BROUWERS M.H.M.P., BRINKHUIS H. and DE BOER P.L. (1996). — Microfacies analysis of the K/T boundary sequences of the quarries Geulhemmerberg and Curfs In: Brinkhuis, H & Smit, J Eds., *The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands)*. *Geologie en Mijnbouw, Spec. Publication*, 75, 133-151.

DIAGENESIS OF LATE CRETACEOUS TO PALEOCENE CARBONATES IN THE RUR VALLEY GRABEN (MOLENBEERSEL BOREHOLE, NE-BELGIUM)

Diagenèse des carbonates à la transition du Crétacé au Paléocène dans le graben du Bas-Rhin (sondage de Molenbeersel, nord-est de la Belgique)

by R. SWENNEN (*) and M. DUSAR(**)

(Plates VIII, IX and X)

Abstract. — Diagenesis in Late Maastrichtian and Paleocene carbonate strata of the Molenbeersel borehole (NE-Belgium) mainly reflects shallow to moderate burial processes. Despite the fact that the Late Maastrichtian and the Paleocene strata underwent similar successive diagenetic processes during progressive burial, the diagenetic phases in both stratigraphical units are different. This allows differentiation of pre-Paleocene, Paleocene and post-Paleocene cementation and dissolution events.

The most important dissolution episode as well as subsequent pervasive equant calcite cementation in Late Maastrichtian strata occurred during the Cretaceous-Tertiary emersion period. Cementation of the Paleocene carbonates started with botryoidal marine cementation in reef-like rhodophycea accumulations. These carbonates were cemented after a major dissolution period by blocky calcite of shallow to moderate burial origin. Cementation most probably took place during the Late Paleocene-Eocene emersion period. The carbonates under study were subsequently affected by important dissolution after compaction, pressure solution and minor fracturation. The created porosity network, which is still open, locally reaches 20% of the bulk volume. Leaching by acidic fluids, generated from underlying Jurassic shales or older strata from the Mio-Pliocene onwards, could have caused this late diagenetic porosity enhancement.

Résumé. — La diagenèse des dépôts carbonatés du Maastrichtien supérieur et du Dano-Montien dans le sondage de Molenbeersel (Belgique Nord-orientale), localisé dans le Graben de Roermond (branche occidentale du Graben du Bas-Rhin) et affecté par l'inversion tectonique subhercynienne, reflète essentiellement des processus d'enfouissement peu à modérément profonds. Les formations du Crétacé et du Paléocène présentent des similarités quant aux processus diagénétiques les ayant affectées. Toutefois, les phases de diagenèse sont décalées dans les deux unités permettant la différenciation de phases de cimentation et dissolution pré-Paléocène, Paléocène et post-Paléocène. La phase de dissolution majeure affectant les dépôts maastrichtiens est suivie d'une cimentation pénétrante de calcite équigranulaire. Elle est associée à l'émersion durant la transition Crétacé - Tertiaire. Dans les carbonates paléocènes, les ciments marins botryoïdaux des accumulations de type récifal construites par les Rhodophycées constituent la première phase de cimentation. Après une phase de dissolution majeure, ces carbonates furent cimentés par une calcite sparitique d'origine peu à modérément profonde durant l'émersion du Paléocène supérieur à l'Eocène. Postérieurement, ces carbonates furent affectés par une dissolution après compaction, stylolisation et fracturation mineure. Le réseau poreux ainsi créé, encore ouvert, atteint jusqu'à 20 vol. %. Un lessivage par des fluides acides générés dans les shales jurassiques sous-jacents à partir du Mio-Pliocène est considéré comme la cause principale de cette augmentation tardive de la porosité.

I. — INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

The Molenbeersel borehole (Belgian Geological Survey file 49W226) has allowed refinement of the Quaternary to Jurassic stratigraphy in the NE-part of Belgium. This borehole is of special interest since it is located within the Rur Valley Graben (fig. 1) which forms the western branch of the Lower Rhine Graben and which extends towards the NW in the Central Netherlands Basin.

The cored Maastrichtian to Paleocene carbonate interval (1283.17m = base Maastrichtian to 1232.21m = nearly top Paleocene carbonates) consists of three units (Bless *et al.*,

1993) (fig. 1). Each of the units starts with a basal conglomerate which is overlain by glauconitic carbonates. In unit II and III these pass into pure carbonates which mainly consist of bioclastic wackestone to packstone. They locally evolve to bioclastic grainstone. In the upper part of unit III bioclastic grainstone to rudstone predominate. Here crustose coralline algal bindstones become intercalated with pseudonodular chalk with peat-like interlayers. Several karstic horizons in unit III testify to periodic emergence. A major karst horizon between unit II and III at 1256.67m separates the Maastrichtian from the Paleocene formations. In general, the carbonates reflect shallow nearshore subtidal sedimentation (Bless *et al.*, 1993).

(*) Fysico-chemische geologie, K.U.Leuven, Celestijnenlaan 200C, B-3001 Heverlee, Belgium
(**) Belgian Geological Survey, Jennerstraat 13, B-1000 Brussels, Belgium

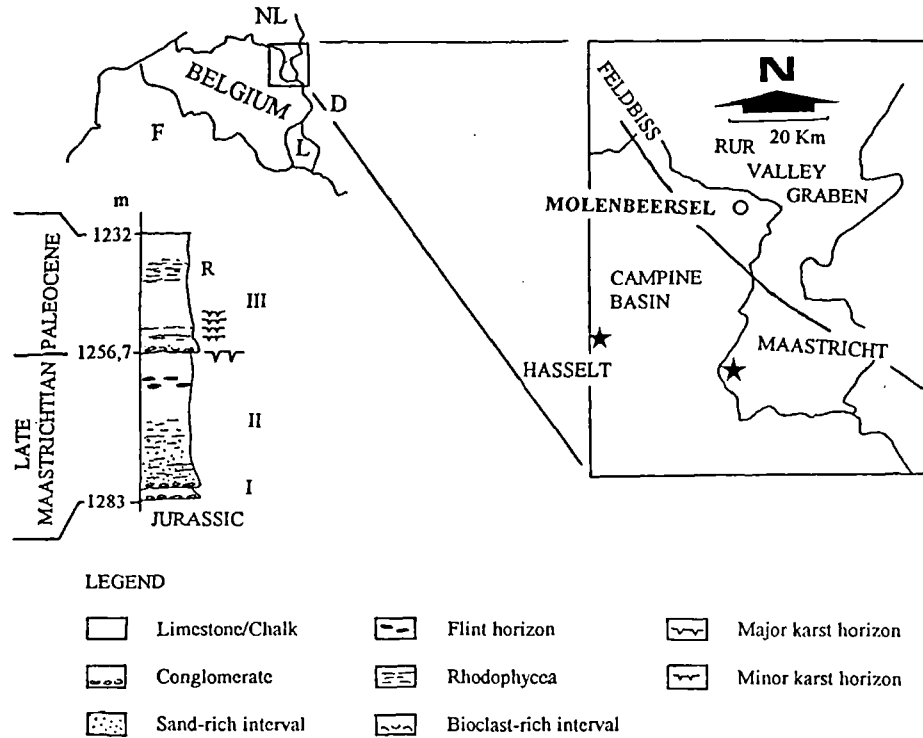


Fig. 1. — General geographical location of the Molenbeersel borehole and summary log of the carbonate interval 1283.14m to 1232.19m.

Fig. 1. — Localisation géographique du sondage de Molenbeersel et colonne lithologique de l'intervalle carbonaté de 1283.14m à 1232.19m.

Information on the stratigraphic succession in the Molenbeersel borehole and the regional structural framework are provided by Demyttenaere and Laga (1988). The post-Paleozoic subsidence history punctuated by inversion periods north of the Brabant Massif and the development of the Rur Valley Graben are provided by Rossa (1987) and Geluk *et al.* (1994). Based on these data it can be deduced that burial of the Cretaceous-Paleocene strata was characterised by periods of progressive subsidence alternating with periods of non-deposition or erosion (fig. 2). Subsidence in the Molenbeersel area was moderate during the uppermost Cretaceous and Paleocene. After a period of non-deposition or erosion during the Eocene and part of the Lower Oligocene (about 17Ma), subsidence (i.e. graben activity) was moderate as can be deduced from the 60m thick Oligocene Rupel Formation. Important differential subsidence in the Rur Valley Graben occurred from the Late Oligocene onwards (fig. 2). These vertical movements were enhanced during the Miocene and continued during the Pliocene and Quaternary. It was temporarily interrupted by non-depositional or erosional periods as shown in fig. 2.

II. — METHODOLOGY

Classical core description together with computerised tomography scanning preceded selection of areas for further microscopical research. About 50 thin sections have been studied by conventional petrographical techniques and by fluorescence and cathodoluminescence (C.L.) microscopy. Additional petrographical interpretations are based on scanning electron microscopical observations.

In order to constrain the diagenetic settings of cementation, different cement phases and bulk lithologies with

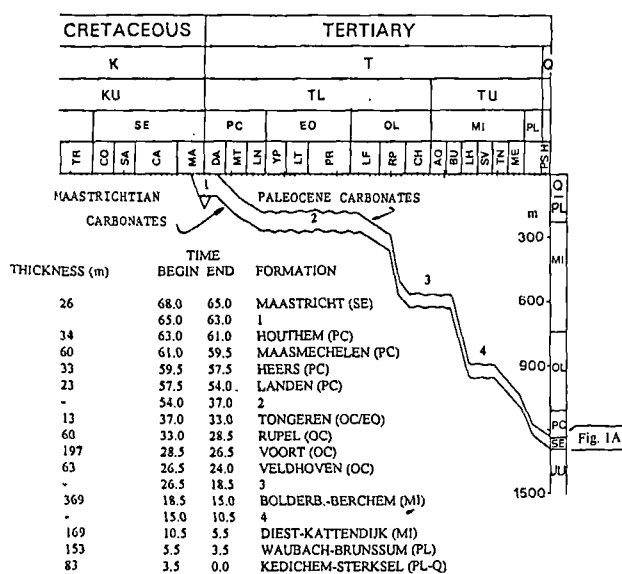
uniform petrographical characteristics were sampled separately for further geochemical analyses. A dental drill was used to obtain carbonate samples (at least 3mg) for oxygen and carbon isotope analyses. CO₂ was extracted using >100% anhydrous orthophosphoric acid at 25°C and after purification, isotopically analysed using a Finnigan MAT-Delta E mass spectrometer. Standard correction procedures according to Craig (1957) were used and the results are expressed in the conventional σ notation in per mil (‰) relative to the PDB standard.

III. — PETROGRAPHY

The limestones underwent a complex diagenetic history with different episodes of cementation, dissolution and recrystallisation. The latter processes obliterated many of the diagnostic early diagenetic features. The diagenetic history mainly was deduced from observations made on packstones, grainstones and rudstones. Whether the conclusions drawn from these lithologies can be transferred to the finer grained lithologies (clay- and organic-rich wackestones and carbonate mudstones) remains uncertain. By studying the diagenetic history in the Late Maastrichtian and the Paleocene strata separately, it was possible to distinguish pre- and post-Paleocene diagenetic episodes.

1) Late Maastrichtian strata

In figure 3 the relative time-relationships between the different diagenetic stages occurring in the Late Maastrichtian strata of the Molenbeersel borehole are schematically drawn. Diagenesis started with the development of syntaxial



NON-DEPOSITION OR EMERSION

1. (KARST BETWEEN UNIT II & III, BLESS *et al.*, 1993)
2. -3. -4. (DEMYTTENAERE & LAGA, 1988)

Figure 2. — Decompacted geohistory plot of the Molenbeersel borehole (courtesy V. Langenaeker).

Fig. 2. — Histoire de l'enfouissement après décompaction du sondage de Molenbeersel (document V. Langenaeker).

overgrowth cements around non-micritised crinoids, small isopachous bladed cements and small equant to stubby calcite crystals. The latter are interpreted to represent partly neomorphosed mud phases (microspar) since allochems float in this calcite matrix. Cements and microspar are affected by burial compaction. They also predate biomoldic porosity development since these non-luminescent phases do not occur within biomolds. The relative time relationships between these calcite phases is unclear. The non-luminescent aspect of these phases suggest (re)crystallisation from or within oxygenated fluids (see Barnaby and Rimstedt, 1989). Whether these phases formed in a marine phreatic, mixing zone and/or in a meteoric phreatic diagenetic realm is not inferable.

Another cement-type that locally occurs around crinoid ossicles and also within bryozoa pores consists of dogtooth cement (henceforth called DC). Based on the many dogtooth relics, recognisable by the presence of impurities within the coarse crystalline equant calcite, which fills up most of the interparticular pores, DC-cement initially occurred more widespread (E and F, Pl. VIII; A and D, Pl. IX). Textural evidence shows that close to enlarged interparticular pores, DC cement is partly to completely leached (B, Pl. VIII). Consequently a first dissolution stage, henceforth called M1, occurred after dogtooth cementation and before equant calcite crystallised. Although most of the dogtooth cements display similar luminescence characteristics as the blocky calcites, a few non altered dogtooth cements display a zoned (dark, bright, dull) luminescence pattern (D, Pl. IX). The dogtooth cements are affected by compaction (E, Pl. VIII) and are interpreted as shallow phreatic precipitates. The zoned C.L.-sequence most likely reflects changing water composition, evolving from well-oxygenated superficial to reducing shallow burial conditions (Frank *et al.*, 1982; Grover and Read, 1983; Barnaby and Rimstedt, 1989, and others).

Pyrite framboids are omnipresent either as intraparticle infill in fossil tests (mainly crinoids) or as an interparticle phase (C and E, Pl. VIII; D, Pl. IX). The framboids are very small (<10µm). They occur on top of the dogtooth cements, they border biomolds (C, Pl. VIII) and crystallised along dissolution vugs. They do not occur, however, within the equant calcites filling up these pores. Thus pyritisation occurred after the M1-dissolution period. Pyrite formation is most likely caused by bacterial sulphate reduction (Morse *et al.*, 1987). Their dominant occurrence within the basal succession probably relates to organic matter present in these strata and possibly to the H₂S expelled from the underlying organic-rich shales (cfr. Westrich and Berner, 1984; Boudreau and Westrich, 1985).

The subsequent cement stage consists of a volumetrically important equant calcite (henceforth called EC). Within wackestones and clay-rich lithologies of unit I (Bless *et al.*, 1993), crystals are nearly always <60µm in diameter. Here they possess a uniform orange luminescence. Only within bioclast molds (mainly originating from the dissolution of aragonitic pelecypod shells) larger crystals develop (C, Pl. IX). Within pure bioclastic packstones and grainstones, these cements become gradually zoned, with the development of rather well-developed orange and brown C.L.-subzones (D, Pl. VIII). This cement develops within (enlarged) interparticle spaces as well as within bioclast molds and dissolution vugs. Cementation thus occurred after dissolution stage M1. Since zoned equant calcite cements occur within compactional fractures (E and F, Pl. VIII), cementation occurred after a first stage of mechanical compaction.

This equant calcite is interpreted as shallow, active phreatic in origin. The C.L.-zonation points towards varying precipitation conditions. As far as the luminescence pattern is controlled by the iron and manganese repartition in the calcite cement (Fairchild, 1983; Richter *et al.* 1996) the luminescence properties indicate moderately reducing conditions. However, as shown by Mason (1987) and Hemming *et al.* (1989) other factors could also control the luminescence pattern.

After EC-cementation the whole sequence underwent further compaction and minor fracturation. The irregular outline of some of the fracture walls and large pores is explained by a minor dissolution stage (henceforth called M2). These fractures as well as the remaining pores are filled by a blocky brown dull luminescent calcite which sometimes possesses a dark brown central core (henceforth called BC; B, Pl. IX). This fracture infill phase most probably formed in the burial phreatic realm at moderate depths. Further compaction and pressure solution finally affected the strata and up to 1cm high amplitude stylolites (wavelength about 2cm) formed. Dissolution cavities traversing the above mentioned diagenetic phases indicate that a third dissolution period (henceforth called M3) affected these strata. This secondary porosity network which is still open, especially formed next to clay-organic rich horizons, stylolites, fractures (A, Pl. VIII) and burrows. It becomes more developed towards the boundary between units II and III where an important paleokarst surface has been recognised.

In unit I pores around burrows and stylolites were subsequently partly cemented by euhedral iron-rich non-luminescent dolomites. Since the dolomite rhombs are not affected by pressure solution, dolomite development occurred after stylolitisation. Dolomite is most abundant close to the contact with the underlying Jurassic shales, which is about 480m thick in the Molenbeersel borehole. Dolomite

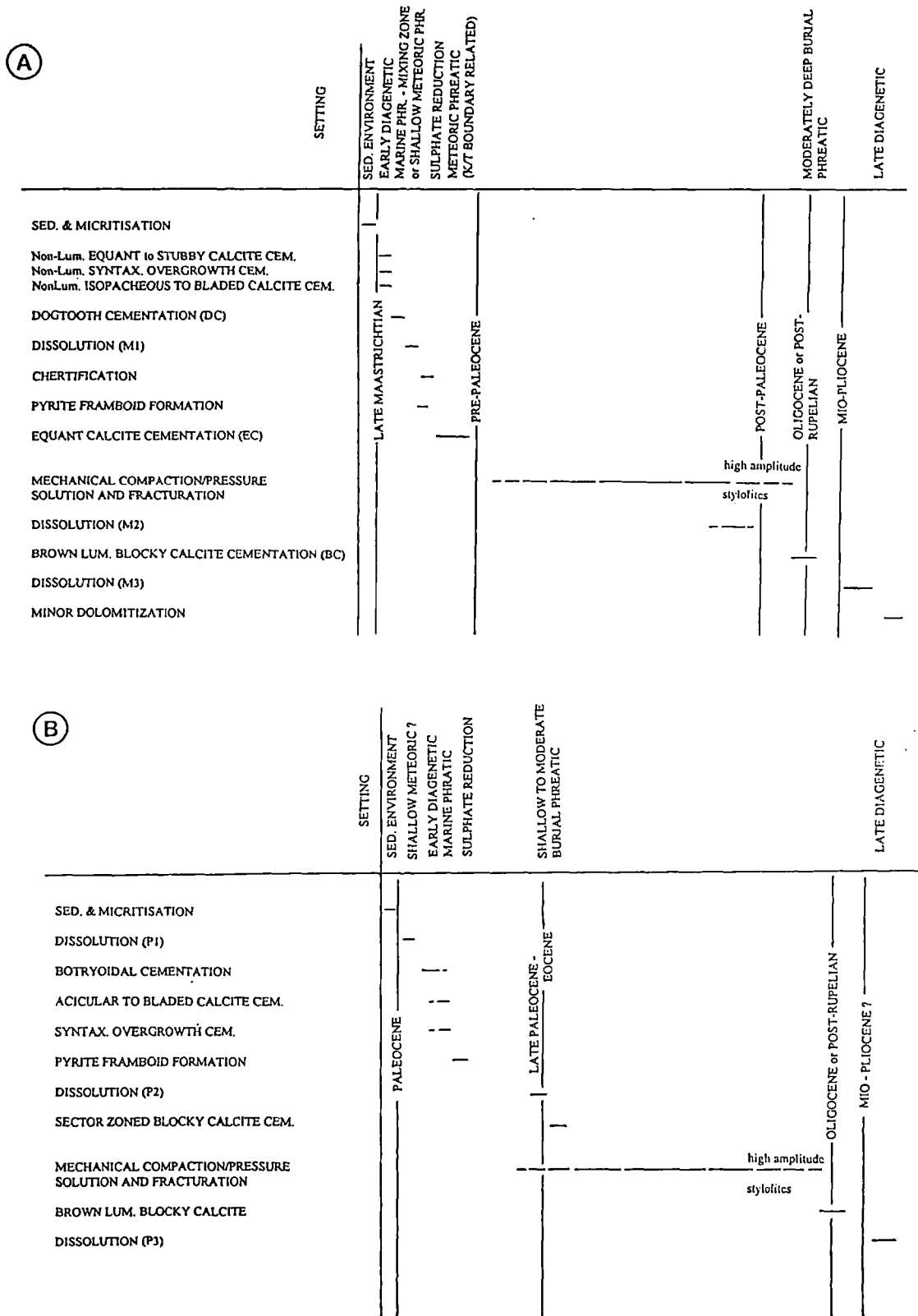


Fig. 3. — Sequence of diagenetic stages in Late Maastrichtian (A) and Paleocene strata (B).

Fig. 3. — Séquence des phases diagenétiques dans le Maastrichtien supérieur (A) et le Paléocène (B).

cementation disappears upwards within approximately seven meters from the shale-limestone contact. It therefore seems very likely the Mg²⁺-rich fluids either were supplied from the

clay-rich chalks occurring at the base of unit I or from the underlying Jurassic (and possibly older) shales. The occurrence of these dolomites could relate to the conversion of

smectite to illite. These transformations which according to literature start at temperatures as low as 50°C (Lahann, 1980) to 125°C (Boles and Franks, 1979) are capable of releasing large amounts of Mg²⁺, Fe²⁺, Ca²⁺, Na⁺ and Si⁴⁺ (McHargue and Price, 1982). Since bottom hole temperatures of 40-45°C were measured in the Maastrichtian strata, a Mg²⁺ supply from below is most likely. This would explain also the decrease in dolomite content away from the shales.

Within (non-carbonate) detrital-rich lithologies (mainly in unit I) authigenic quartz and feldspar occurs. Also cherts have been observed within the considered strata. Lutecite and quartzine commonly occur as partial replacement of the fibrous molluscs. It is however difficult to fit the time of formation of these products into the diagenetic history. Silica replacement in chert is so pervasive that no calcite cement phases are preserved which could help to unravel their mutual relationships. However, pyrite framboids occur widespread in the cherts. According to the model proposed by Zylstra (1987), silica dissolved from biogenic opal, polymerised and precipitated early diagenetically at the boundary between oxidising and reducing conditions. Loope and Watkins (1989) also concluded that silicification and pyritisation are early diagenetic processes, and occur where anaerobic bacterial respiration of organic components leads to the formation of pyrite. Pyritisation is there coeval with dissolution of opaline sponge spicules liberating silica in pore waters out of which latter cherts will form. If a similar model also applies for the Maastrichtian cherts in Molenbeersel then chertification took place within the first couple of meters during burial. Around the chert nodules exhaustive dissolution is always present. These secondary pores are not cemented. We therefore infer that dissolution around the chert relates to M3-leaching.

2) Paleocene strata

The succession of different diagenetic stages in the Paleocene strata is schematically represented in figure 4. A typical cement present in these strata are the botryoidal cements. Presently they are in optical continuity with the younger blocky calcite cement. The botryoids possess a relic fibrous fan-shaped texture (E, Pl. IX) and often display a geopetal growth orientation. They are furthermore characterised by a brownish hue in transmitted light (E, Pl. IX) and show a homogeneous orange brown luminescence. By analogy with similar occurrences of botryoidal cements (Ginsburg and Schroeder, 1973; James and Ginsburg, 1979; and others) these cements are interpreted to be of marine origin. Next to the botryoids, isopachous acicular to bladed, up to 10µm large, cements develop within as well as around many bioclasts and within biomolds (A and B, Pl. X). These crystals occur also within irregular dissolution cavities. Cementation thus occurred after a very early dissolution period (henceforth called P1). The latter might relate to temporary exposure of the Paleocene reefal sediments (Bless *et al.*, 1993). The acicular to bladed cements are non-luminescent in the lower parts of the Paleocene succession. Only within the algal bindstones additionally a bright yellow pattern followed by a dull luminescing zone becomes apparent (A, Pl. X). Similar luminescence characteristics occur within the syntaxial overgrowth cements which develop around crinoids and shell fragments (D, Pl. X). It is therefore likely that these cements formed within a diagenetic realm where the changes in luminescence characteristics relates to a change in redox potential of the diagenetic fluid evolving from oxidizing to less oxidizing conditions in the shallow phreatic realm (Frank *et al.*, 1982; Grover and Read, 1983; Barnaby and

Rimstedt, 1989; ...). However, it is important to mention here that many of the original petrographical characteristics are obscured by the late diagenetic blocky calcite which crystallises upon the just mentioned cements and by compaction.

The acicular to bladed calcite cement only covers those cavity walls which had not been cemented by botryoidal cements (E and F, Pl. IX). This suggests that this cement postdates botryoidal cementation. The spatial distribution of these cements is interpreted in terms of a difference in initial mineralogical composition. This observation and the relic fibrous texture favour an aragonitic origin for the fan shaped botryoids. These cements and many different bioclasts have subsequently been leached (henceforth called P2).

Intraparticle pyrite framboids are common on top of the botryoidal as well as bladed to acicular crystals. They do not occur in later cement phases, nor do they occur in vugs and biomolds caused by the P2-dissolution. Early pyritisation again is thought to relate to bacterial sulphate reduction (Morse *et al.*, 1987).

Most of the remaining pores and those created during P2-dissolution became cemented by blocky calcite (A, C and F, Pl. X). Volumetrically this is the most important cement phase, filling about 70% of porespace. It is characterised by a brown dull luminescence with a well developed sector zonation pattern (F, Pl. X). Since stylolites cut through these blocky calcites, this cement formed before the onset of pressure solution.

Neomorphism of host rock components resulting in uniformly dull brown-beige luminescent phases has locally been observed (F, Pl. X). Here the blocky calcite is hardly affected, suggesting that recrystallisation occurred by fluids which caused blocky calcite cementation or which were not far from equilibrium with the blocky calcites.

In the Paleocene strata minor fractures are cemented by blocky calcite with uniform brown luminescence characteristics. In contrast to the above described sector-zoned inter- to intraparticle blocky calcite cement, these fracture filling phases possess no sector zonation and clearly display another luminescence intensity. Furthermore these fractures cut cavities cemented by the sector-zoned blocky calcites illustrating that two blocky calcite generations should be differentiated. The fracture filling blocky calcite has similar luminescence features as the late diagenetic fracture fill in the Late Maastrichtian sequence.

Finally these well cemented limestones underwent a third dissolution period (henceforth called P3). A secondary porosity network was created especially in the organic-rich top-layers of the studied sequence. Secondary pores were also created around stylolites and in rhodophyceae fragments (E, Pl. X).

IV. — STABLE OXYGEN AND CARBON ISOTOPE ANALYSIS

The δ¹³C-δ¹⁸O results are enumerated in table I and a crossplot of the stable isotope results is shown in figure 5. All the data lie within a narrow δ¹³C range between +1.20‰ and +2.40‰, while δ¹⁸O values vary from -1.00‰ to -5.90‰.

		Depth	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)
1	Rhodoliths + minor cement	1242.60m	+ 2.36	- 2.63
2	Rhodoliths	1241.80m	+ 2.40	- 1.70
3	Rhodoliths + minor cement	1235.40m	+ 2.11	- 2.08
4	Rhodoliths	1234.70m	+ 2.00	- 1.25
5	Rhodoliths	1234.75m	+ 1.96	- 1.43
6	Crinoid	1248.01m	+ 1.99	- 1.63
7	Crinoid	1263.70m	+ 2.05	- 5.39
8	BS with microspar + EQ II	1270.20m	+ 1.29	- 3.22
9	BS with microspar + EQ II	1269.39m	+ 1.20	- 3.36
10	BS allochems + EQ II	1236.15m	+ 1.70	- 4.03
11	BS allochems + EQ II	1257.00m	+ 1.68	- 4.34
12	Brown BL vein infill	1269.38m	+ 1.98	- 4.89
13	Brown BL vein infill	1257.00m	+ 1.72	- 5.90
14	BL	1233.10m	+ 1.96	- 4.39
15	BL, external part	1235.55m	+ 2.08	- 3.93
16	BL, central part	1235.55m	+ 2.21	- 4.92
17	BL	1235.40m	+ 2.18	- 4.29
18	BL	1241.80m	+ 2.26	- 3.79
19	BL	1241.55m	+ 2.40	- 4.85
20	Porous white host rock	1251.81m	+ 1.45	- 1.32
21	Pebble fragment in karstified interval	1251.30m	+ 1.60	- 1.10
22	Porous white host rock	1251.50m	+ 1.40	- 1.55
23	Porous white host rock	1251.40m	+ 1.52	- 1.00
24	White chalk/limestone	1247.43m	+ 1.81	- 3.16
25	White chalk with bioclasts	1243.90m	+ 2.06	- 3.05
26	White chalk/limestone	1234.90m	+ 1.86	- 2.55
27	Porous white chalk/limestone	1252.38m	+ 1.64	- 2.59
28	Massive white chalk/limestone	1252.88m	+ 1.58	- 2.66
29	Massive white chalk/limestone	1253.85m	+ 1.55	- 2.49
30	White chalk/limestone	1244.76m	+ 1.92	- 2.27
31	Massive white host rock	1255.15m	+ 1.53	- 1.73
32	Brown BL vein infill	1256.58m	+ 1.87	- 5.62

Table I. — $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ results of the samples analysed of the Cretaceous to Paleocene carbonate succession of the Molenbeersel borehole (BS: Bulk sample; BL: blocky calcite; EQ: equant calcite).

Tabl. I. — Résultats des analyses de $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ de la transition carbonatée du Crétacé au Paléocène, sondage de Molenbeersel (BS: échantillon brut; BL: calcite macrocristalline; EQ: calcite equigranulaire).

In order to evaluate the progression in isotope composition of the successive diagenetic products, it is necessary to estimate the initial composition of Late Cretaceous/Paleocene marine carbonate as a starting isotopic signature from which the composition of diagenetic components might differ. Since unaltered micrite and marine cements do not occur in the cored interval, one Maastrichtian and one Paleocene crinoid and Paleocene rhodoliths were analysed to get a rough idea on the marine composition. However, these phases possess an important original microporosity. Thus their isotopic composition will reflect a mixture of primary marine and secondary diagenetic carbonate, the latter interpreted to be predominantly marine in origin for the analysed samples, based on petrographical criteria.

Analysis of the rhodoliths and the Paleocene crinoid define a narrow compositional field with isotope values ranging from -1.25 to -2.63‰ $\delta^{18}\text{O}$ and +1.96‰ to +2.40‰ $\delta^{13}\text{C}$ (Tab. I and fig. 5). These values are compatible with shallow marine Cretaceous to Paleocene carbonate composition values reported in literature (Tab. II). In this study the $\delta^{18}\text{O}$ of marine carbonate of Paleocene and Cretaceous age is placed at -1.65 ± 0.5 ‰. Paleocene $\delta^{13}\text{C}$ values plot around $+2.0 \pm 0.5$ ‰. According to Shackleton (1986) an important negative $\delta^{13}\text{C}$ incursion (about 1‰) occurs precisely at the Cretaceous/Tertiary boundary. Therefore a $\delta^{13}\text{C}$ of $+3.0 \pm 0.5$ ‰ is accepted for Cretaceous marine carbonates.

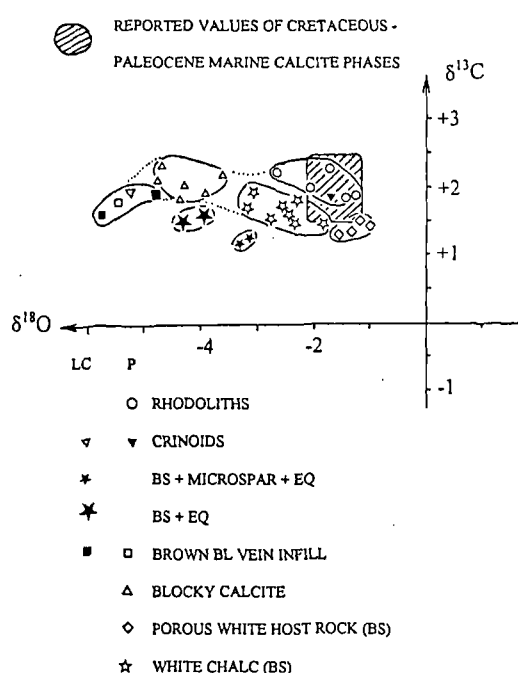


Figure 4. — Stable isotope cross-plot.

Fig. 4. — Diagramme des isotopes stables.

The $\delta^{18}\text{O}$ composition of a second, this time Maastrichtian, crinoid sample (Tab. I, sample 7) deviates from the above accepted reference values and is rejected as unaltered sample. Diagenetic alteration (i.e. recrystallisation) is thought to be responsible for this isotopic signature. The $\delta^{13}\text{C}$ value, however, is close to the original marine signature of components of Maastrichtian age. Here diagenetic alteration simply seems to have caused a redistribution of the ^{13}C . Importation of other CO_2 sources thus was limited.

Separate sampling of early diagenetic cement phases in the Late Maastrichtian limestones was technically impossible. Therefore bulk samples with high contents in equant calcite were analysed (Tab I, samples 8-11). Their $\delta^{13}\text{C}$ -values are somewhat depleted with respect to the accepted Cretaceous reference values with samples containing microspar being most depleted. Here a shift in the order of 1‰ occurs. But according to the $\delta^{13}\text{C}$ signature the most important CO_2 source is marine derived. The slight depletion in ^{13}C might relate to minor fluctuations in $\delta^{13}\text{C}$ of Late Maastrichtian marine carbonate or minor influx of soil-gas derived HCO_3^- (Allan and Matthews, 1977, 1982; Wagner and Matthews, 1982; ...). The $\delta^{18}\text{O}$ signature of Late Maastrichtian samples intensively cemented by equant calcite vary around -4.20‰ while those containing beside equant calcite also microspar are less depleted and possess values varying around -3.30‰. It thus can be assumed that the equant calcite is depleted by >-3.0‰ with respect to the original marine carbonate. Such an isotopic shift in oxygen signature could correspond to an increase in precipitation temperature of > 15°C (Friedman and O'Neil, 1977; Woronick and Land, 1985). However, since equant calcite cementation is assumed to be pre-Paleocene and burial of the Late Maastrichtian strata was very limited this interpretation is not very likely. The oxygen isotope composition of the equant calcite rather reflects precipitation

* Shackleton & Kennett (1975) (Late Paleocene foraminifera)	- 0,5 ‰ to - 1,7 ‰	+ 0,2 ‰ to + 1,4 ‰
* Veizer & Hoefs (1976) Major population Cretaceous carbonates	- 1,0 ‰ to - 4,2 ‰	- 0,0 ‰ to + 3,1 ‰
* Scholle & Arthur (1980) Aptian-Albian carbonates	- 2,5 ‰	+ 2,5 ‰ to + 4,0 ‰
* Moldovanyi & Lohmann (1984) Lower Cretaceous carbonates	- 2,0 ‰	+ 4,0 ‰
* Czerniakowski <i>et al.</i> (1984) Coniacian-Santonian carbonates	- 2,5 ‰	+ 2,2 ‰
* Shackleton (1986) Paleocene carbonates	0,0 ‰ to - 0,5 ‰	+ 1,0 ‰ to + 3,5 ‰
* Jørgensen (1987)	- 0,5 ‰ to - 2,0 ‰	+ 0,5 ‰ to + 3,0 ‰
* Present study: Rhodolith (samples 1 to 5) + one crinoid (sample 6)	- 1,25 ‰ to - 2,63 ‰	+ 1,96 ‰ to - 2,40 ‰
* Accepted values Paleocene marine Carbonate	- 1,65 ‰ to ± 0,5 ‰	+ 2,0 ‰ to ± 0,5 ‰
Cretaceous marine Carbonates*	- 1,65 ‰ ± 0,5 ‰	+ 3,0 ‰

Table II. — Published results of $\delta^{13}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ of marine carbonates. Important negative $\delta^{13}\text{C}$ incursion ($> 1 \text{ ‰}$) occurring at Cretaceous/Tertiary boundary (Shackleton, 1986)

Tabl. II. — Résultats des analyses de $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ dans les phases carbonatées marines. Incursion négative ^{13}C importante à la transition Crétacé/Paléocène.

out of meteoric water. This conclusion is much more in agreement with the geological context and the petrographical observations.

The two analysed blocky brown luminescing calcite cements in Late Maastrichtian limestones (Tab. I, sample 12 & 13) yield $\delta^{13}\text{C}$ -values of +1.98‰ and +1.72‰. The latter roughly is in the range of assumed non-altered Cretaceous/Paleocene marine components. Their oxygen compositions are clearly lighter with values of -4.89‰ and -5.90‰. The $\delta^{13}\text{C}$ -values suggest that the CO_2 -signature of the diagenetic fluids out of which the blocky calcite crystallised were buffered by the surrounding Cretaceous/Paleocene carbonates. The depleted $\delta^{18}\text{O}$ -values support the postulated relatively deep burial phreatic origin for these void and fracture filling cements.

In the Paleocene interval only the sector zoned blocky calcite could be sampled separately (Tab. I, samples 14-19). Their $\delta^{13}\text{C}$ - and $\delta^{18}\text{O}$ -values respectively vary between +1.96 to +2.40‰ and -3.79 to -4.92‰. $\delta^{13}\text{C}$ -values lay within the range of original marine components. The diagenetic system thus was buffered by the ^{13}C -signature of the host rock. The depleted $\delta^{18}\text{O}$ -values of this cement support a shallow burial phreatic origin. Maximum precipitation depth depends on the type of fluid involved and would be in the order of several tens to some hundreds of meters.

Beside the blocky calcites, several Paleocene bulk samples, i.e. intensively karstified porous limestones (Tab. I, samples 20 to 23) and well cemented (mainly by blocky calcite) limestones (Tab. I, samples 24 to 31) were analysed. The karstified samples cluster within a narrow compositional range with $\delta^{13}\text{C}$ values of $+1.50 \pm 0.10\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of $-1.25 \pm 0.30\text{‰}$ which is close to the isotopic composition of assumed marine components. This concurs with the fact that these limestones are nearly entirely composed of marine components (mainly bioclasts). Cements are indeed negligible or missing in these strata. Their $\delta^{18}\text{O}$ signature is somewhat surprising since these porous lithologies were prone to diagenetic alteration. It seems that their present-day components have not been affected by processes such as

meteoric alteration. The $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ values of the blocky calcite cemented limestone lay between the isotopic signature of the porous karstified limestones and the pure blocky calcite. Their isotopic composition thus is mainly controlled by the amount of blocky calcite which occurs between the marine components.

The one analysed brown luminescing blocky fracture filling calcite from the Paleocene interval (Tab. I: sample 32) displays values similar to its Maastrichtian counterparts (Tab. I, sample 12-13) and is interpreted in a similar way.

V. — DISCUSSION

Although the early diagenetic products in Upper Cretaceous and Paleocene intervals clearly differ, however, as far as the pyrite framboids marks the availability of sulphate in the pore fluids, diagenesis started in both intervals in the marine phreatic realm. In both intervals the most pervasive cementation post-dates the formation of pyrite framboids and follows a period of dissolution and cavity development. The M1-dissolution episode in the Late Maastrichtian carbonates can be linked to the major emergence period characterising the K/T boundary. The P2-dissolution episode in the Paleocene carbonates is linked to the Late Paleocene-Eocene emergence period, which lasted for some 15my. This emergence surface occurs at some 125m above the top of the Paleocene limestones. The next diagenetic episode following dissolution is marked by cementation of (dominantly orange to brown luminescent) equant calcite in the Late Maastrichtian strata, while coarse crystalline blocky (sector zoned dull brown luminescent) calcite dominates in the Paleocene interval. The equant calcites in the former stratigraphical interval clearly is pre-Paleocene. Luminescence characteristics of the equant and blocky calcites reflect cementation under non-oxygenating conditions. This aspect together with the fact that they follow a dissolution episode and the presence of syn-depositional karstic features in both stratigraphical intervals points to cementation in a shallow meteoric phreatic realm. Also their $\delta^{18}\text{O}$ -signature supports this interpretation. Finally, both carbonate intervals have identical late diagenetic histories characterised by the development, after fracturation and compaction, of stylolites and cementation in fractures by brown luminescing calcite. Fracturation of these strata could be concomitant with the rapid subsidence from the Late Oligocene (fig. 2) onwards.

Apart from the development of dolomite in the lower part of the Late Maastrichtian strata, a major dissolution event marks the end of diagenesis in these limestones. This dissolution event is considered to be time-equivalent to the last dissolution episode recognised in the Late Maastrichtian strata (M3). The development of a secondary porosity network within decimeter to meter intervals with 12-15% porosity is noteworthy. Despite the fact that no permeability data are yet available, computerised tomography observations (fig. 6) show that the pore network is well connected, and thus permeability values are considered to be high to very high despite the moderate porosity values.

Prerequisites for the development of secondary porosity are:

- (1) a source of significant volumes of CaCO_3 -undersaturated or aggressive fluids;
- (2) a mechanism for transporting these fluids from its source to the Cretaceous-Paleocene strata;

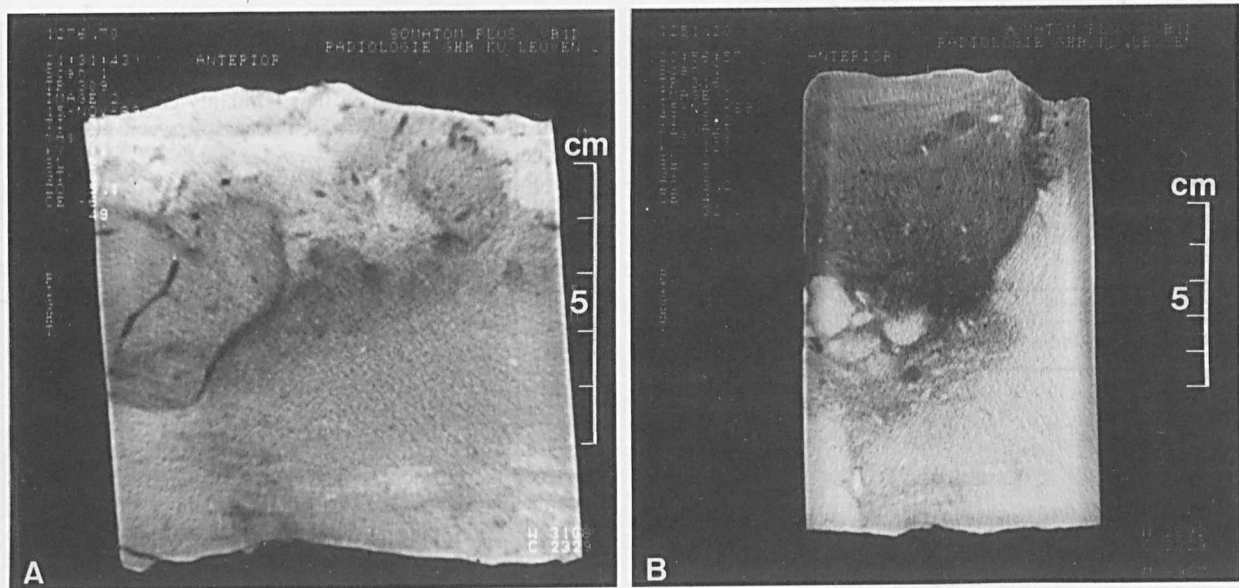


Figure 5. — A : Sample 1276,70m. CT-scan of reworked and bioturbated glauconite-rich limestone occurring at the base of unit II. The grey and black areas correspond to the most porous intervals, many of which are bioturbation features. B : Sample 1251,20m. CT-scan of karst horizon of unit III. From the dark grey nature of the upper part of this core it can be deduced that the karst infill is very porous while the underlying (whitish) host rock is well cemented. Notice the irregular karst contact.

Fig. 5. — A : Echantillon 1276,70m. Balayage tomographique du calcaire glauconifère remanié et bioturbé localisé à la base de la séquence II. Les domaines noirs et gris indiquent les zones les plus poreuses, correspondant généralement à des phénomènes de bioturbation. B : Echantillon 1251,20m. Balayage tomographique de l'horizon karstique de la séquence III. L'aspect gris-foncé de la partie supérieure de la carotte témoigne d'un remplissage karstique à haute porosité tandis que la roche encaissante est bien cimentée (blanche). Le contact entre les deux zones est très irrégulier.

(3) a sufficient throughput which in the present case was mainly channelled along karst horizons, bioturbation channels and stylolites;

(4) a mechanism for removing the fluids from the leached reservoir.

Different mechanisms can be invoked which fulfill to some degree these prerequisites. Infiltration by undersaturated meteoric water is only feasible if graben faults acted as avenues for the transportation of such fluids, but a major obstacle is the absence of a hydraulic head driving meteoric water to the deeply buried (order of 500-1000m) limestones. Corrosion due to basinal formation waters ascending along faults and mixing for example with a meteoric water or cooling of formation waters (Giles and de Boer, 1989) could be invoked. Sourcing in the latter case of hot basinal formation water may have been induced by tectonic activation. However, a major obstacle for both processes could be the required water volumes. Leaching by acidic fluids generated from CO₂ and/or by carboxylic acids by thermal maturation from organic matter is another likely mechanism (Schmidt and McDonald, 1979; Surdam *et al.*, 1984; Surdam and Crossey, 1985; ...). The underlying Jurassic shales, which possess a total organic carbon content of about 1 wt% TOC with higher concentrations towards its base are a likely candidate, however, Ro values of 0.48% at the top of the shales in the Molenbeersel borehole indicate that they are immature to marginally mature. Whether the kerogen decarboxylation processes within these Jurassic shales generated enough acidic fluids to explain the secondary porosity development in the Cretaceous/Paleocene limestones is uncertain. An argument in favour of this interpretation is the fact that secondary porosity development preferentially occurred along the bituminous interlayers in the Paleocene

strata. In this case these acidic fluids were generated from the Miocene-Pliocene onwards. The bituminous interlayers display similar maturity values as the Jurassic shales. However, if the immense volumes of acidic fluids generated from the even deeper lying Westphalian coals and shales are invoked, no mass balance limitations for generating the secondary porosity network exist anymore. But whether this mechanism is really responsible for the late diagenetic porosity development remains unsolved.

VI. — CONCLUSIONS

The study of diagenetic features below and above the Cretaceous-Tertiary karst contact in the Molenbeersel borehole allowed to discriminate between an early Pre-Paleocene diagenetic history affecting the Late Maastrichtian strata, an early diagenetic history affecting the Paleocene strata which is tentatively interpreted to pre-date the Late Paleocene-Eocene emergence in the studied area and a shallow burial to moderately deep burial diagenetic history which affected both stratigraphical intervals. Both in the Late Maastrichtian and Paleocene limestones the early diagenetic history is characterised by cementation in a marine realm after the creation of biomolds, most likely due to the dissolution of aragonitic components, by the development of a porosity network which is thought to relate to the infiltration of calcite undersaturated meteoric waters during the emergence period(s) which both lithologies underwent and the cementation respectively by equant calcite and blocky calcite. The latter cement phases had a deteriorating effect on the reservoir properties of these limestones. Their petrographical characteristics together with their stable carbon and oxygen

signatures support a meteoric phreatic shallow burial origin for both cement phases. It is also likely that neomorphism of some limestone intervals in both stratigraphical units relate to the emergence periods. The late burial diagenetic history in both stratigraphical units is characterised by compaction and stylolitis, fracturation and late stage fracture cementation. The depleted oxygen signature of the latter cements concurs with its burial origin, while the carbon isotopic signature shows that no important CO₂ sources from outside the system were involved at that stage. It is very likely that the dolomite cements which are present in the lower part of the Late Maastrichtian limestones relate to smectite-illite transformation reactions occurring in the Jurassic shales. If this interpretation is correct dolomitisation would have occurred close to maximum present-day burial depth, i.e. from the Mio-Pliocene onwards.

Interesting from a reservoir point of view is the development of an important secondary porosity network at depth, with a high degree of pore connectivity. This porosity network which is still open today, is especially developed along fractures, stylolites, Paleocene bituminous layers and crustose algal laminae. A likely mechanism to explain the

development of this porosity network is calcite dissolution by acidic fluids from CO₂ and/or by carboxylic acids generated during the maturation of organic rich sediments. Whether these acids only relate to the underlying organic-rich Jurassic shales, or whether the Westphalian coals and shales should be invoked was not possible to verify. Neither was it possible to exclude other mechanism such as infiltration by meteoric calcite undersaturated waters, mixing corrosion or porosity development related to cooling of formation waters. The fact, however, that dissolution occurred and that hydrocarbons could be generated by more deeply buried Jurassic shales, makes this scenario interesting for exploration of hydrocarbons in the Rur Valley Graben.

Acknowledgements. — The authors like to thank C. Molenaers and H. Nijs for thin-section preparation and Prof. E. Keppens (V.U.Brussels, laboratory for stable isotope geochemistry) for the isotope analysis. Dr. F. Boulvain is thanked for his help in translating certain parts of this paper in French. A detailed report on these investigations is available at the Belgian Geological Survey (project VLA/86-5.1.1). The computerised tomography research was carried out in the framework of project G.0182.96 financed by the National Fund of Scientific Research of Belgium (presently FWO-Vlaanderen). This paper is "publié avec le concours de la Fondation Universitaire de Belgique".

BIBLIOGRAPHIE

- ALLAN J.R. & MATTHEWS R.K. (1977). — Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools : surface and subsurface data, Barbados, West Indies. *Geology*, 5, 16-20.
- ALLAN J.R. & MATTHEWS R.K. (1982). — Isotopic signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29, 797-818.
- BARNABY R.J. & RIMSTEDT J.D. (1989). — Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 795-804.
- BLESS M.J.M., DUSAR M., FELDER P.J. & SWENNEN R. (1993). — Sedimentology and stratigraphy of Late Cretaceous-Paleocene carbonates (interval : 1283.14m to 1232.19m) in the Molenbeersel borehole (NE-Belgium). *Geol. Mijnbouw*, 71, 239-257.
- BOLES J.F. & FRANK S.G. (1979). — Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas : implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. Sed. Petrology*, 49, 55-70.
- BOUDREAU B.P. & WESTRICH J.T. (1985). — Sulfate dependance of bacterial sulfate reduction in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2503-2516.
- CRAIG H. (1957). — Isotopic standards for carbon and oxygen mass-spectrometric analyses of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 133-149.
- DEMYTTENAERE R. & LAGA P. (1988). — Breuken- en isohypsen kaarten van het Belgisch gedeelte van de Roerdal Slenk. *Prof paper Belg. Geol. Survey*, 234, 20 pp.
- FAIRCHILD I.J. (1983). — Chemical controls of cathodoluminescence of natural dolomites and calcites : New data and review. *Sedimentology*, 30, 579-583.
- FRANK J.R., CARPENTIER A.B. & OGLESBY T.W. (1982). — Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk limestone (Upper Cambrian), South-East Missouri. *J. Sed. Petrology*, 52, 631-638.
- FRIEDMAN I. & O'NEIL J.R. (1977). — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interests - Data Geochem. (6th ed.). *US. Geol. Survey Prof. Paper* 440KK.
- GELUK M.C., DUIN E.J.Th., DUSAR M., RIJKERS R.H.B., VAN DE BERG M.W. & VAN ROOIJEN P. (1994). — Stratigraphy and tectonics of the Rur Valley Graben. *Geol. Mijnbouw*, 73, 129-141.
- GILES M.R. & DE BOER R.B. (1989). — Secondary porosity: creation of enhanced porosities in the subsurface of carbonate cements as a result of cooling formation waters. *Mar. Petrol. Geol.*, 6, 261-269.
- GINSBURG R.N. & SCHROEDER J.H. (1973). — Growth and submarine fossilisation of algal cup reefs, Bermuda. *Sedimentology*, 20, 575-614.
- GROVER G.Ir. & READ J.R. (1983). — Paleoquifer and deep burial cements defined by cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 67, 1275-1303.
- HEMMING G.N., MEYERS W J. & GRAMS J.C. (1989). — Cathodoluminescence in diagenetic calcites : the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *J. Sed. Petrology*, 59, 404-411.
- JAMES N P & GINSBURG R.N. (1979). — The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *Intern. Assoc. Sedim., Spec. Publ.*, 3.
- LAHANN R.W. (1980). — Smectite diagenesis and sandstone cement : the effect of reaction temperature. *J. Sed. Petrology*, 50, 755-760.
- LOOPE D.B. & WATKINS D.K. (1989). — Pennsylvanian fossils replaced by red chert : early oxidation of pyrite precursors. *J. Sed. Petrology*, 59, 375-386.
- MASON R.A. (1987). — Ion microprobe analysis of trace elements in calcite with an application to the cathodoluminescence zonation of limestone cements from the Lower Carboniferous of South Wales, UK. *Chem. Geol.*, 64, 209-224.
- MCHARGUE T.R. & PRICE R.C. (1982). — Dolomite from clay in argillaceous or shale associated marine carbonates. *J. Sed. Petrology*, 52, 873-886.
- MORSE J.W., MILLER, F.J., CORNWELL J.C. & RICKARD D.T. (1987). — The chemistry of the hydrogen sulfide and iron sulfide systems in natural waters. *Earth Science Reviews*, 24, 1-42.
- ROSSA H.G. (1987). — Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Rhenish-Westphalian coal district (FRG) and the Campine area (N. Belgium). *Ann. Soc. geol. Belg.*, 109, 367-410.
- SCHMIDT V. & MCDONALD D.A. (1979). — The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ.*, 26, 175-207.

- SHACKLETON H.J. (1986). — Paleogene stable isotope events. *Paleogeogr. Palaeochim. Palaeoecol.*, 57, 91-102.
- SURDAM R.C., BOESE S. & CROSSEY L.J. (1974). — The chemistry of secondary porosity. *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem.* 37, 127-151.
- SURDAM R.C. & CROSSEY L.J. (1985). — Organic-inorganic reactions during progressive burial : key to porosity and permeability enhancement and preservation. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A315, 135-154.
- WAGNER P.D. & MATTHEWS R.K. (1982). — Porosity preservation in the Upper Smackover (Jurassic) carbonate grainstone, Walker Creek Field, Arkansas, Response of paleopore lenses to burial processes. *J. Sed. Petrol.*, 52, 13-18.
- WESTRICH J.T. & BERNER R.A. (1984). — The role of sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction : the G model tested. *Limnol. Oceanogr.*, 29, 236-249.
- WORONICK R.E. & LAN, L.S. (1985). — Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose formations, South Texas. In : Schneidermann, N. & Harris, P.M., Carbonate Cements. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.*, 36, 265-275.
- ZYLSTRA H.J.P. (1987). — Early diagenetic silica precipitation in relation to redox boundaries and bacterial metabolism in late Cretaceous chalk of the Maastrichtian type locality. *Geol. Mijnbouw*, 66, 343-355.

EXPLICATION DES PLANCHES VIII, IX ET X

PLANCHE VIII

- Fig. A. — Photomicrograph under fluorescence of sample 1278.05m. Development of secondary interparticle microporosity around vugs and minor fractures (F) RS-B-1-11/scale = 200 μ m.
- Fig. A. — Echantillon 1278.05 m. Développement de microporosité secondaire interparticulaire autour de cavités ('vugs') et fractures mineures (F); lumière fluorescente. RS-B-1-11 / barre = 200 μ m
- Fig. B. — Photomicrograph of sample 1263.19m. Dogtooth relic texture (D), characterized by the presence of organic impurities and elongated fluid/gas inclusions, occurring in equant calcite cement. These dogtooth cements are pre-compactional in origin. Notice that they locally dissolved (arrows) RS-B-3-14/scale = 50 μ m.
- Fig. B. — Echantillon 1263.19 m. Texture relique en dents de chien ('dogtooth') (D), caractérisée par la présence d'impuretés organiques et d'inclusions fluides/gazeuses allongées dans un ciment de calcite équigranulaire. La cimentation 'dogtooth' est d'origine pré-compactionnelle et localement dissoute (flèches). RS-B-3-14 / barre = 50 μ m
- Fig. C. — Photomicrograph of sample 1266.86m. Bioclastic packstone with moldic porosity cemented by equant calcite (E). Most bioclasts have been intensively micritized. Around some of the crinoid ossicles thin dogtooth relic cements can be seen (D). Dissolution created moldic pores as well as vug porosity (white arrow). Locally along the created cavities pyrite framboids (py) occur (not to be confused with air bubbles (A) RS-8-2-25/scale = 100 μ m.
- Fig. C. — Echantillon 1266.86 m. Packstone bioclastique à porosité de moule ('moldic'), cimenté par de la calcite équigranulaire (E). La plupart des bioclastes a été micritisée intensément. Un reliquat de ciment à dents de chien contourne quelques encrines (D). La dissolution est responsable de la formation de porosité de cavité et de moule (flèche blanche). Des framboïdes de pyrite se développent localement dans les cavités secondaires (py) - à ne pas confondre avec des bulles d'air (A). RS-8-2-25 / barre = 100 μ m
- Fig. D. — Photomicrograph under cathodoluminescence of sample 1266.86m (see plate VIII C). In addition to plate VIII C, the zoned aspect of the equant calcite cement clearly can be seen. Black areas (B) correspond to cavities created during thin section preparation. RS-B-2-24/scale = 100 μ m.
- Fig. D. — Même échantillon 1266.86 m (voir fig. C); vue en cathodoluminescence. Remarquez l'aspect zoné du ciment à calcite équigranulaire, en comparaison avec la fig. C. Des espaces noirs (B) correspondent aux cavités créées lors de la confection des lames-minces. RS-B-2-24 / barre = 100 μ m
- Fig. E. — Photomicrograph of sample 1263.69m. Bioclastic grainstone with dogtooth relic texture (D) occurring within equant calcite cement (E). Notice that the dogtooth cement is pre-compactional in origin while the equant calcite fills a compactional fracture (arrow) within a well-rounded coralline algae fragment. A very thin isopachous fringe of bladed crystals (C) develops around certain fragments. Minor pyrite framboids (py) occur. RS-B-3-21/ scale = 50 μ m.
- Fig. E. — Echantillon 1263.69 m. Grainstone bioclastique avec texture relique en dents de chien ('dogtooth') (E) dans un ciment à calcite équigranulaire (E). Le ciment 'dogtooth' est d'origine pré-compactionnelle tandis que la calcite équigranulaire remplit une fracture de compaction (flèche) dans un fragment arrondi d'algue coralline. Un liseré très fin de cristaux en feuillet se développe autour de certains fragments. Rares framboïdes de pyrite (py). RS-B-3-21 / barre = 50 μ m
- Fig. F. — Photomicrograph under cathodoluminescence of sample 1263.69m. (see plate VIII E). In addition to plate 1E, the zoned aspect of the equant calcite cements becomes apparent. Part of the coralline algal fragment (white arrow) and the allochems have been partly neomorphosed (black arrow). RS-B-3-20/scale = 50 μ m
- Fig. F. — Même échantillon 1263.69 m (voir fig. E); vue en cathodoluminescence. Remarquez l'aspect zoné du ciment à calcite équigranulaire, en comparaison avec la fig. E. Une partie du fragment d'algue coralline (flèche blanche) et d'autres grains ont été partiellement néomorphosés (flèche noire). RS-B-3-20 / barre = 50 μ m

PLANCHE IX

Fig. A. — Photomicrograph under cathodoluminescence of sample 1257.08m. Development of unaltered zoned dogtooth cements in intraparticulate bioclast cavities. In the top right corner similar zoned dogtooth cements develop around a crinoid ossicle (arrow). The open vug porosity (V) relates to the late diagenetic dissolution event (M3). RS-B-4-5A/scale = 100µm

Fig. A. — Echantillon 1257.08 m ; vue en cathodoluminescence. Développement de ciments 'dogtooth' inaltérés dans les cavités intraparticulaires des bioclastes. Dans le coin supérieur droit des ciments similaires à 'dogtooth' zoné se développent autour d'une encrine (flèche). La porosité ouverte à cavités ('vug') (V) est un phénomène de dissolution tardive (M3). RS-B-4-5A / barre = 100µm

Fig. B. — Photomicrograph under cathodoluminescence of sample 1272.57m. Bioclastic packstone with central vug filled by zoned equant calcite cement (E). This vug has been fractured and subsequently cemented by brown luminescent blocky calcite (BB: only thinly developed in this case). RS-B-69-O/scale = 50µm

Fig. B. — Echantillon 1272.57 m ; vue en cathodoluminescence. Packstone bioclastique avec cavité centrale ('vug'), remplie par un ciment composé de calcite équi-granulaire zonée (E). Cette cavité a été fracturée et recimentée par de la calcite granulaire à luminescence brune (BB, développement localement très réduit). RS-B-69-O / barre = 50µm

Fig. C. — Scanning electron micrograph of equant rhombohedral calcite cement (E) occurring on top of bladed calcite crystals (B). RS-B-41-31/scale = 100µm

Fig. C. — Même échantillon 1272.57 m ; image MEB de ciment constitué de calcite équi-granulaire rhomboédrique (E) apparaissant au sommet des cristaux de calcite feuilletés (B). RS-B-41-31 / barre = 100 µm

Fig. D. — Photomicrograph (left : transmitted light - right : cathodoluminescence) of sample 1260.12m. The central part of the crinoid has been dissolved (arrow). Within the central cavity as well as around the crinoid a well-zoned dogtooth cement developed. From this figure it is, however, impossible to deduce whether the absence of dogtooth cements in the lower part of the microphotograph is due to dissolution postdating cementation or to non-cementation. Locally minor pyrite framboids (py) occur. RS-B-4-8A/7A/scale = 50µm

Fig. D. — Echantillon 1260.12 m ; à gauche: lumière transmise, à droite: vue en cathodoluminescence. La partie centrale de la crinoïde a été dissoute (flèche). Dans la cavité centrale comme autour de la crinoïde, un ciment 'dogtooth' bien zoné s'est développé. Il n'est pas possible de déduire d'après cette figure si l'absence des ciments 'dogtooth' dans la partie inférieure de la photo est due à une dissolution postérieure à la cimentation ou à une non-cimentation. Localement framboïdes de pyrite (py). RS-B-8A/7A / barre 50 µm

Fig. E. — Photomicrograph of sample 1241.95m. Cavities within bioclastic wackestone to coralline algae bindstone have been cemented by (later recrystallized) botryoidal calcite (BO), which at present is in optical continuity with blocky calcite (BL). The botryoidal crystals are characterized by a relict fan shaped texture, a brownish hue and a geopetal growth orientation. A thin fringe of acicular to bladed calcite crystals (A) postdating botryoidal calcite cementation is present (see also plate IX F). Both phases predate P2-dissolution, which caused the development of an enlarged vug porosity (thick black arrows). These vugs have been cemented by late-diagenetic blocky calcite (BL). Notice also the presence within the sediment as well as in and on top of the botryoidal relic cements of small pyrite framboids (Py). RS-B-6-7/scale = 200µm

Fig. E. — Echantillon 1241.95 m. Les cavités dans le wackestone bioclastique et dans le bindstone coralliaire ont été cimentées par de la calcite botryoidale (BO), postérieurement recristallisée, actuellement en continuité optique avec la calcite granulaire (BL). Les cristaux botryoidaux sont caractérisés par des textures reliques en éventail, un reflet brunâtre et une croissance géopète des cristaux. Un mince bord de cristaux de calcite aciculaire ou feuilletée (A), postérieur au ciment de calcite botryoidale est présent (voir fig. F). Ces phases précèdent la phase de dissolution P2, à l'origine du développement d'une porosité en 'vug' élargi (flèches épaisses). Ces 'vugs' ont été cimentés par de la calcite granulaire tardi-diagenétique (BL). Notez également la présence de petits framboïdes de pyrite (Py) dans le sédiment et dans les ciments reliques botryoidaux. RS-B-6_7 / barre 200 µm

Fig. F. — Photomicrograph under cathodoluminescence of sample 1241.95m (detail of plate IX E). Homogeneous brown luminescing recrystallized botryoidal crystals (BO) occur within a brown luminescing blocky calcite (BL) characterized by sector zonation. An acicular to bladed calcite cement (A) fringes the upper part of the central cavity; it is however absent below the botryoidal relic crystals. Notice also that these acicular to bladed crystals are zoned and that locally dissolution has erased parts of these crystals (arrow). RS-B-6-21A/scale = 100µm

Fig. F. — Echantillon 1241.95 m ; vue en cathodoluminescence (détail de la fig. E.). Des cristaux botryoidaux recristallisés avec luminescence brune homogène (BO) se développent dans une calcite granulaire à luminescence brune (BL), caractérisée par une zonation en secteurs. Un ciment calcitique aciculaire à feuilleté (A) recouvre la partie supérieure de la cavité centrale. Ce ciment fait défaut en dessous des cristaux reliques botryoidaux. Remarquez également la zonation des cristaux aciculaires et feuilletés, et que, localement, la dissolution a enlevé une partie de ces cristaux (flèche). RS-B-6-21A / barre = 100 µm

PLANCHE X

Fig. A. — Photomicrograph under cathodoluminescence of sample 1235.40m. Zoned acicular to bladed crystals (A) occur around and within the bioclast. A dark, bright, dull luminescence pattern is apparent. These crystals as well as the bioclast have been dissolved and subsequently cemented by brown luminescing blocky calcite (BL). The latter locally display a sector zoned pattern. RS-B-67-14/scale = 50 μ m

Fig. A. — Echantillon 1235.40 m; vue en cathodoluminescence. Des cristaux aciculaires à feuilletés (A) se développent autour et à l'intérieur d'un bioclaste, faisant apparaître une luminescence foncée, brillante et terne. Ces cristaux et le bioclaste ont été dissouts et puis cimentés par de la calcite granulaire à luminescence brune, développant localement une zonation en secteurs (BL). RS-B-67-14 / barre = 50 μ m

Fig. B. — Scanning electron micrograph of an acicular to bladed calcite (A) occurring in a micritized bioclast (M) RS-B-41-7/scale = 10 μ m

Fig. B. — Image MEB d'une calcite aciculaire à feuilletée (A) développée dans un bioclaste micritisé (M). RS-B-41-7 / barre = 10 μ m

Fig. C. — Scanning electron micrograph of blocky calcite cement (BL) occurring in an ostracod. Within the latter different pores (arrow) are still preserved. The blocky calcite crystals locally have been corroded (L). RS-B-41-23/scale = 100 μ m

Fig. C. — Image MEB d'un ciment à calcite granulaire (BL) développée dans une ostracode dans laquelle plusieurs pores sont préservées (flèche). Les cristaux de calcite granulaire sont localement corrodés (L). RS-B-41-23 / barre = 100 μ m

Fig. D. — Photomicrograph under cathodoluminescence of zoned acicular to bladed crystals (A). The dark to non-luminescent part of the crystals are always preserved, while the bright luminescent fringe locally has been dissolved or erased due to pressure solution. A brown luminescing blocky calcite (BL) occurs as intraparticle fill in the above lying bioclast. RS-B-6-19A/scale = 50 μ m

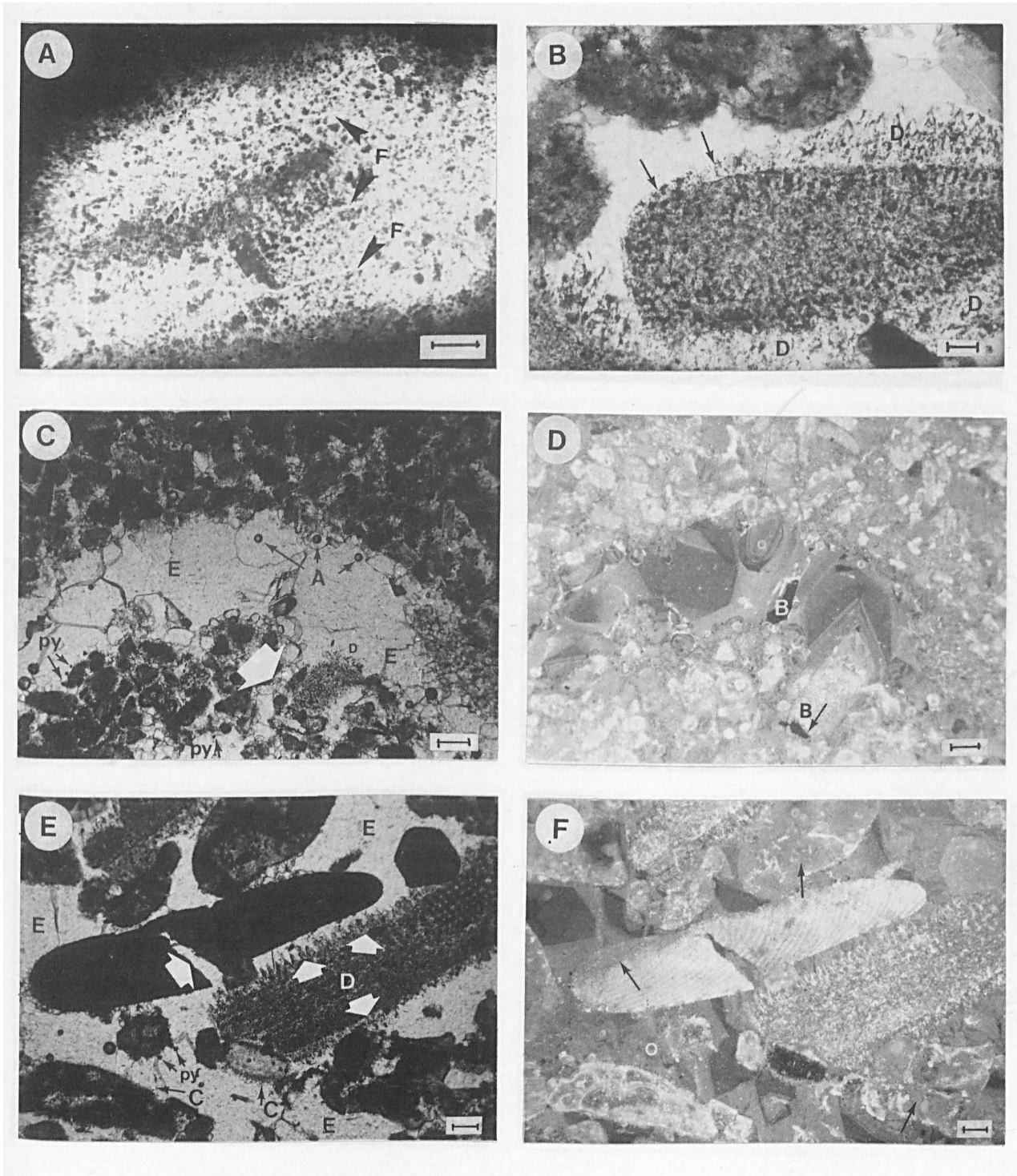
Fig. D. — Vue en cathodoluminescence de cristaux aciculaires à feuilletés zonés (A). La partie foncée à non-luminescente des cristaux est toujours préservée tandis que le bord à luminescence brillante a été localement dissout ou effacé à cause de la solution sous pression. Une calcite granulaire à luminescence brune (BL) remplit les pores dans le bioclaste sus-jacents. RS-B-6-19A / barre = 50 μ m

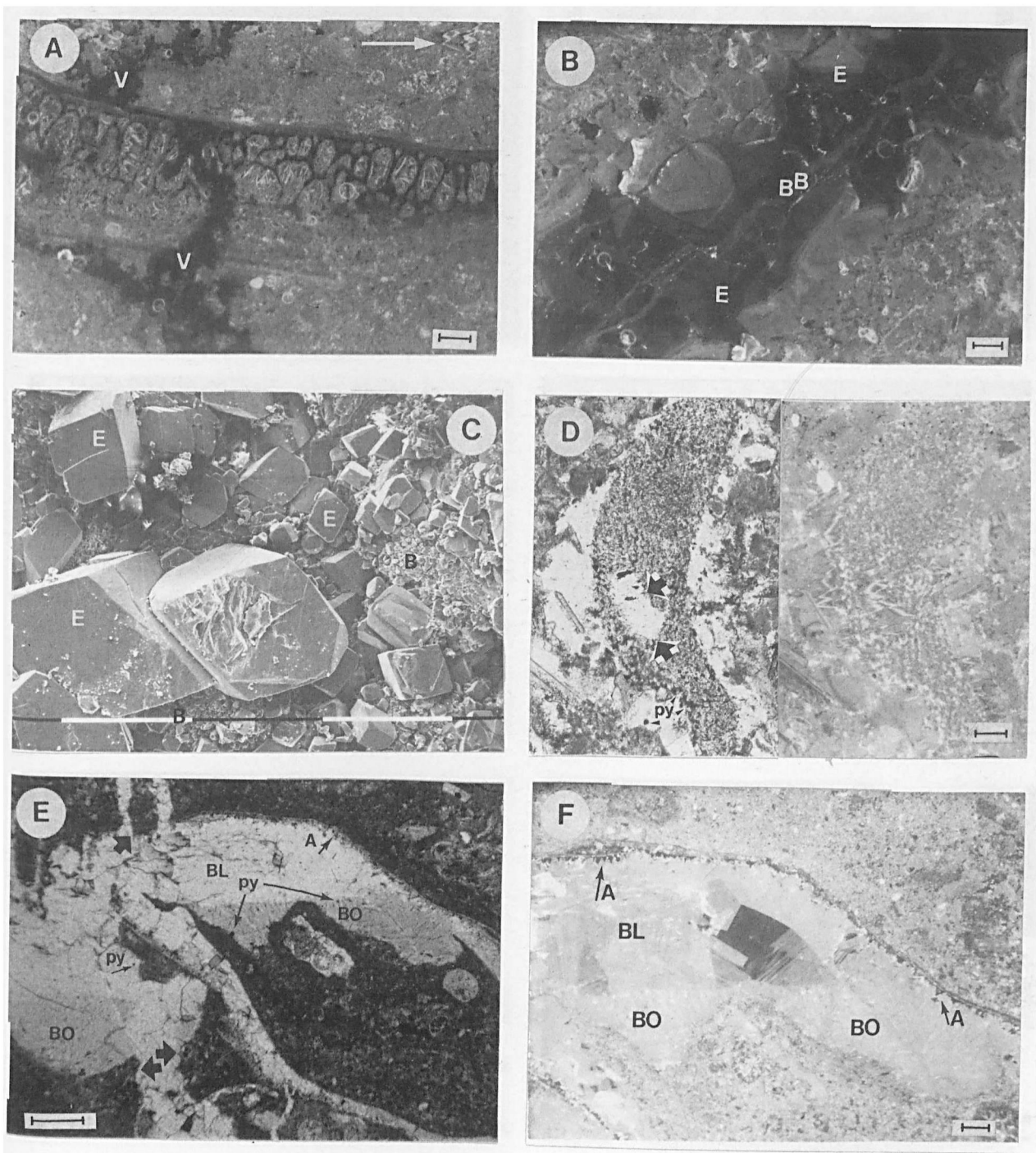
Fig. E. — Photomicrograph under fluorescence of sample 1241.48m. Secondary inter- and intraparticle porosity development seems to be related to the outline of the crustose coralline algae (CA) which possess a well preserved microporosity network. RS-B-6-25/scale = 200 μ m

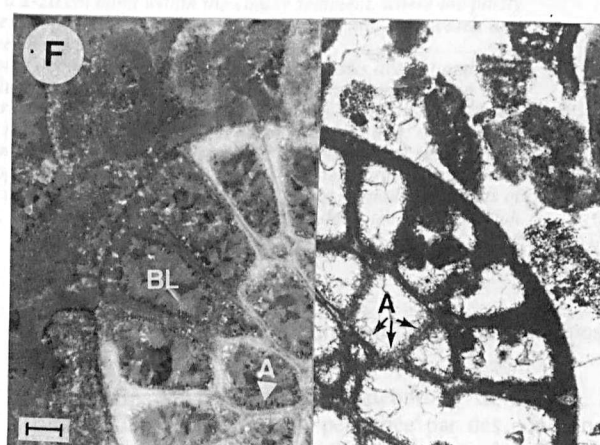
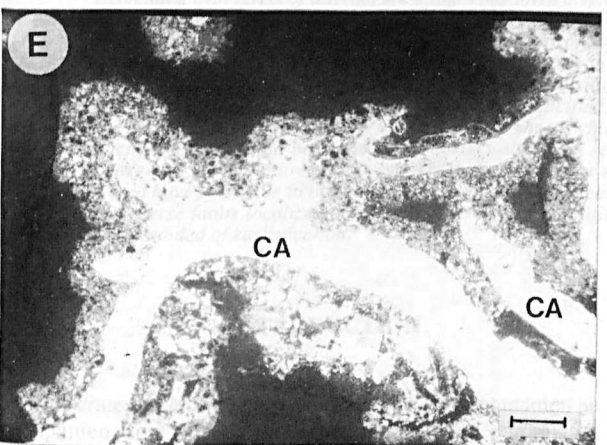
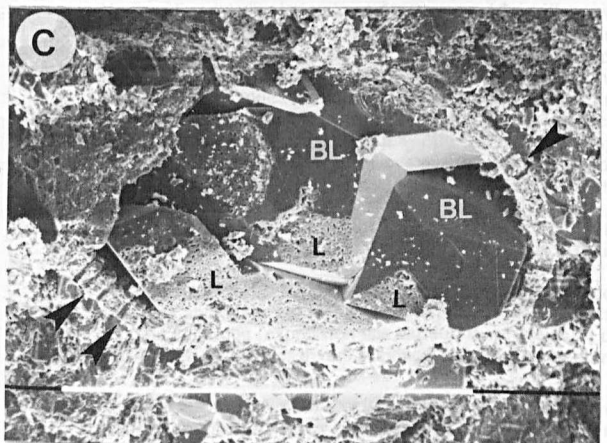
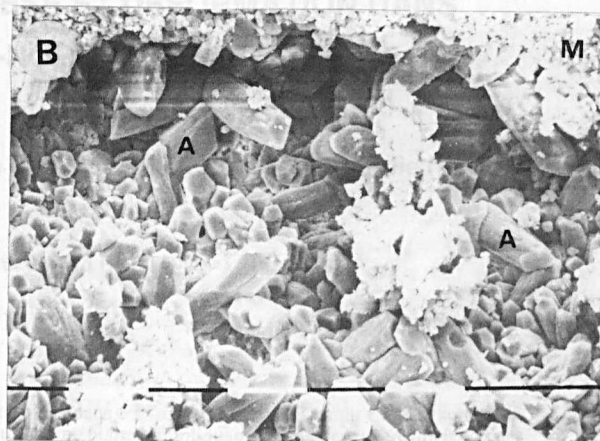
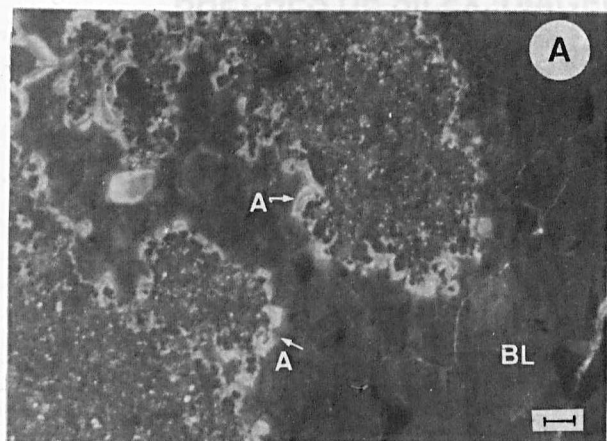
Fig. E. — Echantillon 1241.48 m; vue en fluorescence. Le développement d'une porosité secondaire inter- et intraparticule est lié à la présence d'une algue coralline encroûtante (CA), possédant un réseau de micropores bien préservés. RS-B-6-25 / barre = 200 μ m

Fig. F. — Photomicrograph (left : cathodoluminescence; right transmitted light) of sample 1243.70m. Bioclastic grainstone with a large coral fragment. Around some of the allochems and within the coral first acicular to bladed non-luminescent (A) crystals developed. The remaining cavities subsequently have been cemented by a brown luminescing blocky calcite (BL). The latter is characterized by sector zonation. Notice also that part of the coral fragment as well as some of the allochems have been recrystallized. Due to recrystallisation original luminescence characteristics disappear giving rise to a dull brown pattern. RS-B-5-18/19/scale = 100 μ m

Fig. F. — Echantillon 1243.70 m; à droite: lumière transmise, à gauche: vue en cathodoluminescence. Grainstone bioclastique contenant un large fragment coralliaire. Autour de certains grains et à l'intérieur du coralliaire, des cristaux aciculaires à feuilletés non-luminescents (A) se développent d'abord. Les cavités restantes sont cimentées ensuite par de la calcite granulaire à luminescence brune (BL), caractérisée par une zonation en secteurs. Remarquez la récrystallisation affectant une partie du coralliaire et des autres grains. En conséquence de cette récrystallisation, la luminescence originale disparaît au profit d'une luminescence brun-terne. RS-B-5-18/19 / barre = 100 μ m







BRÈCHES DE SILEX, DIAGENÈSE ET DÉFORMATION DANS LES CRAIES DE HAUTE-NORMANDIE (FRANCE).

Flint breccias, diagenesis and deformation of the Chalk in Haute Normandie (France).

par Pierre JUIGNET(*) et Gérard BRETON(**)

(Planches XI et XII)

Résumé. — Certaines brèches de silex, apparemment interstratifiées dans les formations crayeuses du Crétacé supérieur, ont parfois été interprétées comme le résultat de remaniements sédimentaires, impliquant une diagenèse très précoce des silex, ou comme engendrées par des cisaillements post-crétacés.

De telles structures sont décelées dans plusieurs horizons des craies du Turonien et Coniacien des falaises de Haute-Normandie, en association avec des niveaux de cisaillement interne qui s'inscrivent dans l'histoire diagénétique de la craie. Ils se traduisent par une "semelle", épaisse de 2 à 20 cm, au sein de laquelle le sédiment crayeux, partiellement compacté, est remobilisé. La modification de porosité au niveau de cette semelle s'accompagne d'une expulsion de liquide qui migre suivant un réseau de filonnets se propageant verticalement vers le haut et vers le bas.

Le décollement joue en cisaillement avec translation de plusieurs centimètres ou décimètres. Des terriers, antérieurement silicifiés, sont sectionnés et engendrent des brèches de silex. La surface de décollement est parfois silicifiée et cette lame de silex peut, au cours d'un rejeu, être déformée et fragmentée à son tour. Des fentes en échelon, obliques sur la stratification et également affectées par la silicification, accompagnent parfois les niveaux de cisaillement. Enfin dans certains cas, la semelle se résoud localement en feuillets discontinus qui se relaient au sein d'un banc de quelques décimètres d'épaisseur.

Ces structures naîtraient durant l'enfouissement, sous l'effet de surcharges latéralement inégales et sous l'impulsion de secousses sismiques envisagées au cours du dépôt de la craie, à proximité de grands accidents, dans un secteur connu pour sa mobilité.

Des déformations tectoniques post-crétacées s'inscrivent successivement dans ces brèches et les craies encaissantes : failles normales anciennes guidant la dissolution, réseaux de décrochements localisés dans les hard-grounds et exploités par le système karstique (expression des variations verticales de compétence), fractures holocènes de décompression en versant, sans karstification. Ces divers accidents influencent, en outre, le comportement hydrogéologique des craies.

Abstract. — *Some flint breccias, interstratified in the Upper Cretaceous chalks, have sometimes been said to come from whether sedimentary reworking, implying an early diagenesis of flint, or post-Cretaceous shearing.*

Such flint breccias are described in the Turonian and Coniacian chalks of the cliffs of Haute-Normandy. They are associated with levels of internal shearing. They often display a 2-20 cm band within the chalky sediment, where the partly compacted chalk has been remobilized : this takes place together with an expulsion of liquid which moves upwards and downwards, forming a decimetric or metric-scale network of vertical oblique veins.

The translation of the shear measures some centimetres to some decimetres. Already silicified burrows are cut and form flint breccias. The decollement surface itself may be silicified, and this sheet flint can be deformed and broken by a recurrent movement. Oblique echelon joints, also silicified, are sometimes observed near the shear levels. In some cases, the shear level is marked locally by discontinuous sheets which relay one another within a decimetre-thick bed.

Such structures could be formed some meters above the sediment surface, as the result of a dissymmetrical sedimentary charge. In a mobile area, near big tectonic accidents, a supposed submarine seism during the deposition of the chalk would have been able to initiate the process. Post-Cretaceous tectonic deformations are quoted : old normal faults, nets of transverse faults localized in the hardgrounds and karstified, holocene decompression fractures along the slopes, which are devoided of karstification.

I. — INTRODUCTION

Les craies de Normandie qui s'étendent du Cénomaniens au Campanien, sont bien souvent envahies par des cordons ou nodules de silex qui tranchent par leur couleur sombre, noire, grise, brune, rosée, sur le fond clair de la craie.

L'âge relatif de ces accidents siliceux par rapport au dépôt de la craie a souvent été discuté sur la base de données suggérant tantôt une origine très précoce, contemporaine de la

sédimentation, tantôt une origine tardive, voire même post-crétacée.

A la fin du Turonien et au début du Coniacien, la sédimentation crayeuse a été perturbée par des conditions hydrodynamiques exceptionnelles qui ont entraîné une évolution diagénétique polyphasée (Kennedy et Juignet, 1974; Quine et Bozence, 1991). Dans ce contexte particulier, l'existence de brèches de silex et de lames de silex, associées à diverses structures, permet d'apporter quelques précisions sur les processus de silicification et de déformation au sein de ces craies et leur chronologie.

(*) Département de Géologie, Université, 14032 Caen cedex

(**) Muséum d'histoire naturelle, place du Vieux Marché, 76600 Le Havre

II. — HISTORIQUE

L'existence de brèches et lames de silex dans la craie du Bassin anglo-parisien a été reconnue dès le siècle dernier, sans qu'une interprétation soit proposée (Mantell, 1822 ; Whitaker, 1872). Dans le secteur étudié, sur le littoral normand de la Manche, les premières observations et interprétations argumentées sont fournies par Cayeux (1927, 1929) ; il indique que la formation des silex de la craie est antérieure à celle des diaclases et failles, que les silex en rognons et en veines sont contemporains et qu'ils ont pris naissance au cours de la sédimentation de telle manière qu'ils ont pu être fragmentés et remaniés à la suite d'un épisode érosif. De la même manière, Lombard (1956, p. 379) a examiné les coupes d'Etretat et considère que des silex authigènes peuvent passer latéralement à des silex remaniés par les courants. Pour Kennedy et Juignet (1974), l'absence de silex dans les éléments remaniés lors des érosions et glissements synsédimentaires plaide pour une origine diagenétique plus tardive de la première génération de silex. En revanche, selon Voigt (1979), diverses observations sur le même secteur et sur d'autres régions suggèrent que les silex se formeraient très précocement au sein de la boue crayeuse à un ou quelques mètres sous le plancher marin. En ce qui concerne les brèches de silex intercalées dans les craies, Kennedy et Juignet (1974) puis Bromley et Ekdale (1986, 1987) admettent qu'elles seraient provoquées par de petites failles et cisaillements post-crétacés.

III. — LES BRECHES DE SILEX, SITES REMARQUABLES, POSITION STRATIGRAPHIQUE, TYPOLOGIE, FACIES ET STRUCTURES ASSOCIEES.

Les brèches de silex étudiées sont visibles dans de nombreuses localités du littoral de la Manche qui se répartissent depuis Le Tréport-Dieppe au Nord-Est jusqu'à Antifer au Sud-Ouest (fig. 1) ; citons St-Valéry, Veulettes, St-Martin-aux-Buneaux, Les Petites Dalles, Fécamp, Yport, Vattetot, Etretat, Le Tilleul... Ces divers gisements appartiennent, du point de vue lithologique, à la Formation de St-Pierre-en-Port (sensu Quine, 1988) d'âge turonien supérieur - coniacien. Les structures qui accompagnent ces brèches ne sont décelables que sur des coupes en basse falaise littorale présentant un état d'altération très particulier. Nous examinerons quelques exemples.

1) Le Val à St-Martin-aux-Buneaux

Près de la descente sur la plage, vers le Nord-Est, un niveau de brèche de silex est présent à 2 m environ au-dessus du cordon de galets et peut être suivi latéralement sur 300 m environ. Une coupe de quelques mètres fournit la succession suivante, de bas en haut (fig. 2) :

- craie bioturbée, bioclastique, avec silex noirs à cortex fin (*Thalassinoides* et *Zoophycos*) ; discontinuité (hardground "St-Martin 1") avec *Zoophycos* et nodules dans un lacis marneux (sur 0,60 m)

- séquence de craie bioturbée avec 2 cordons de silex noir (*Thalassinoides*) terminée par un hardground ("St-Martin 2") avec terriers, induré, à surface érodée (1,40 m)

- nouvelle séquence de craie à cordons de petits silex noirs biscornus (sur 1 m).

La partie moyenne de l'unité 2 est découpée, sous un cordon de silex, par un horizon de craie compacte (a, fig. 2), bien individualisé entre des surfaces inférieure et supérieure

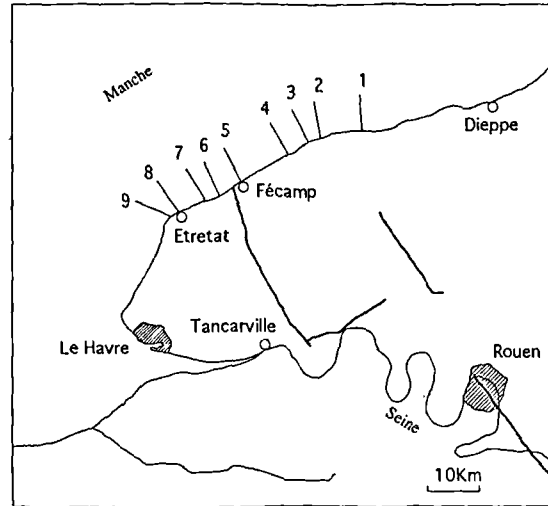


Fig. 1. — Localisation des gisements de brèches de silex et structures associées (1. St-Valéry, 2. Veulettes, 3. St-Martin-aux-Buneaux, 4. Petites Dalles, 5. Fécamp, 6. Yport, 7. Vattetot-Vaucottes, 8. Etretat, 9. Le Tilleul).

Fig. 1. — Localization of outcrops with flint breccias and associated structures.

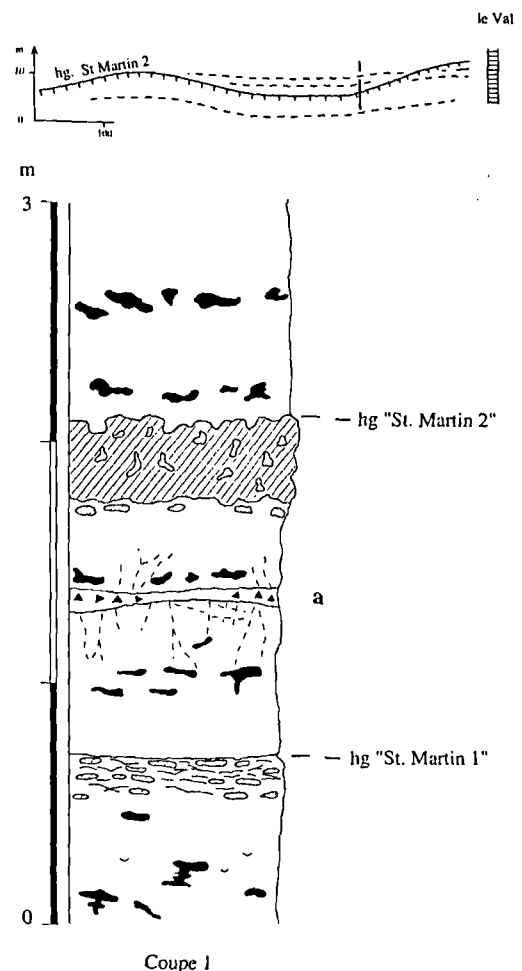


Fig. 2. — Structure sédimentaire et coupe de la basse falaise à St-Martin-aux-Buneaux - le Val (silex en noir, craie recristallisée en hachures obliques).

Fig. 2. — Sedimentary structure and section of the lower part of the cliff at St-Martin-aux-Buneaux. (flints with black, recrystallised chalk with oblique hatching).

onduleuses, et dont l'épaisseur varie de 2 à 20 cm (fig. 1, Pl. XI) ; la limite inférieure est souvent mieux individualisée et plus plane. Ce niveau contient localement, là où il intercepte les nodules de silex, des fragments de silex noir, anguleux, de taille millimétrique à centimétrique, plus ou moins serrés. Ces éclats bréchiques, avec éventuellement des traces de cortex sur une de leur face, sont parfois isolés à plusieurs décimètres des nodules de silex visibles. En un point, le déplacement des éléments d'un silex vers l'Est est décelable.

Un réseau de "filonnets" constitué de craie plus compacte, en veines de 1 à 3 mm d'épaisseur, est mis en relief par l'altération. Ce chevelu qui suggère une expulsion de liquide, prend naissance au niveau des surfaces limites de l'horizon bréchique et envahit, vers le bas et vers le haut, la craie encaissante. Le réseau inférieur (fig. 2 et 3, Pl. XI) peut s'étendre verticalement sur 1 m et traverser la discontinuité "St-Martin 1" ; l'organisation de ce réseau est assez anarchique : les surfaces correspondant aux filonnets sont fréquemment verticales, souvent obliques, plus rarement subhorizontales ; elles se recoupent localement, convergent ou divergent. Les surfaces obliques ont localement une orientation N 140 avec un pendage de 60° environ vers l'Est ou l'Ouest (système conjugué?). L'examen en section horizontale, au niveau de l'estran, ne suggère pas une géométrie très ordonnée, les surfaces des filonnets, onduleuses, se recoupant à angle variable. Le réseau supérieur s'élève sur environ 0,50 m au-dessus de l'horizon bréchique et présente les mêmes caractères que le réseau inférieur. Ces filonnets sont moins poreux que la craie encaissante, mais aucune différence sensible n'est détectée au microscope optique ou au MEB.

Sur la coupe d'ensemble de la falaise, on note que le niveau bréchique se situe à quelques mètres (5 à 10 m) au-dessous d'une structure en chenal, large de 300 m et encaissée de 5 m environ (Coniacien).

En se déplaçant de 200 m vers l'Est, en direction de Port de Yaume, une seconde structure en chenal, identique à la précédente, prend le relais. On découvre, quelques mètres au-dessous, un autre niveau de brèche à silex intercalé dans la craie, 1,20 m au-dessous du hardground "St-Martin 1", soit 2 m plus bas que la brèche décrite en premier. Il peut être suivi sur une cinquantaine de mètres ; une lame de silex oblique (orientée N170, pendage 60°W) de 0,60 m de longueur est visible à sa partie supérieure (fig. 4, Pl. XI).

Il apparaît ainsi que les brèches de silex qui se présentent en horizons généralement conformes à la stratification, peuvent se relayer latéralement avec un décalage de un ou plusieurs bancs métriques ; elles occupent la partie médiane d'un réseau de filonnets se propageant dans les couches encaissantes sur plusieurs décimètres.

2) Veulettes - Paluel

Au nord de la plage de Veulettes, à mi-chemin avec la Centrale EDF de Paluel, la base de la falaise (Coniacien) présente des petits rythmes de craie limités par des ébauches de hardgrounds avec petits silex *Thalassinoïdes* noirs (coupe 1, fig. 3). Au-dessus du hardground "Veulettes 1" (= "Petites Dalles hardground" de Quine, 1988), une lentille de brèche à gros éclats de silex (a) est bien exposée sur l'estran ; l'agencement des fragments suggère un éclatement de silex sur place (fig. 5, Pl. XI). Ce gisement occupe la partie basse d'une vaste structure en chenal encaissée d'une vingtaine de mètres.

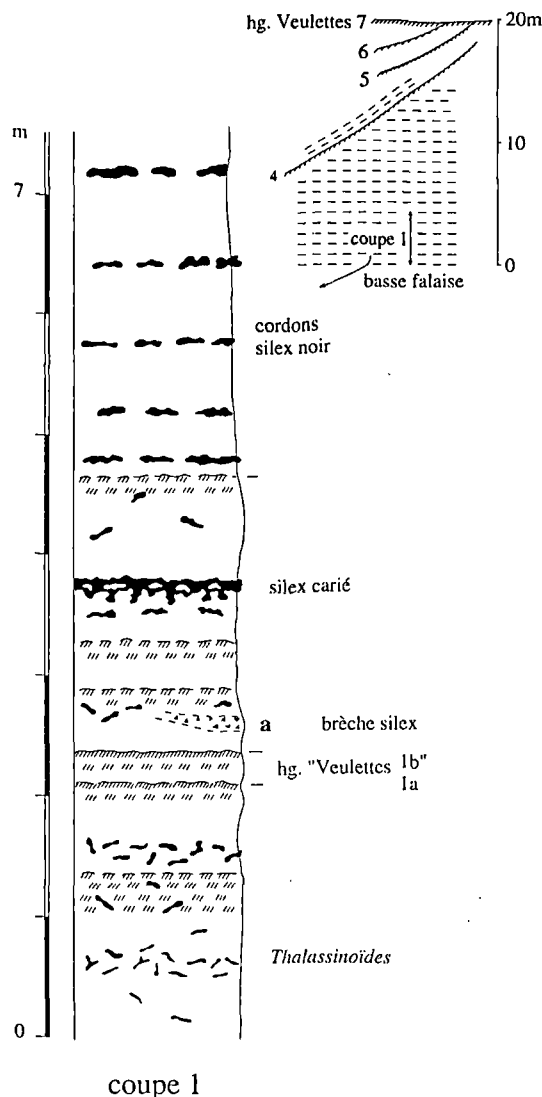


Fig. 3. — Structure sédimentaire et coupe de la basse falaise à Veulettes Est.

Fig. 3. — Sedimentary structure and section of the lower part of the cliff east of Veulettes.

3) Plage d'Yport

Des structures identiques sont visibles de part et d'autre de la plage d'Yport. Une coupe sur 6 m (fig. 4) relevée à la base de la falaise montre un ensemble crayeux armé par 5 faisceaux de cordons de silex. Les nodules de silex, brun noir, à bordure parfois zonée, épigénisent en partie des réseaux de terriers *Thalassinoïdes* ; ils sont isolés et épars ou anastomosés sur une épaisseur de 0,20 à 0,40 m.

Différentes structures se succèdent de bas en haut :

a- (cote 0,60 m fig. 4) : Un niveau bréchique à éclats de silex, épais de 0,10 à 0,20 m, est intercalé dans le premier faisceau de silex (fig. 6, Pl. XI) ; des filonnets s'échappent vers le bas à sa partie inférieure ; ce réseau, visible en plan sur l'estran (fig. 7, Pl. XI), montre des surfaces courbes, mal ordonnées autour de directions moyennes N60 et N130.

b- (cote 1,20 m) : Un délit en forme de surface onduleuse est frangé, sur 0,20 m vers le haut et vers le bas, par un réseau serré de filonnets intriqués (fig. 8, Pl. XI) dont certains sont

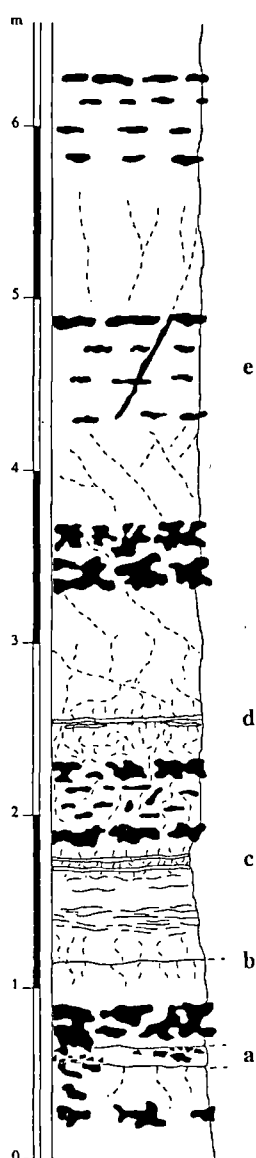


Fig. 4. — Coupe de la basse falaise à Yport.

Fig. 4. — Section of the lower part of the cliff at Yport.

parallèles à la stratification et d'autres perpendiculaires (direction N20 à N50) ; cette surface se poursuit latéralement où elle recoupe un silex paramoudra (Bromley *et al.*, 1975) en développant une structure bréchique identique à celle décrite précédemment.

c- (cote 1,70 m) : Deux surfaces, parfois épaissies en une bande centimétrique, sont associées chacune à un autre réseau de filonnets plus ou moins orthogonaux (fig. 1, Pl. XII) ; entre b et c, la craie est parcourue par un faisceau serré de surfaces discontinues, en "laminés" planes ou onduleuses (non assimilables à des lamines sédimentaires) qui se relaient latéralement sur une épaisseur de 0,30 m environ ; ce chevelu laminaire est parallèle ou légèrement oblique par rapport à la stratification.

d- (cote 2,50 m) : Nouvelle bande centimétrique frangée par un réseau de filonnets dirigés vers le bas et vers le haut ; ce chevelu est visible au sein des 3 m de craie sus-jacente.

e- (entre 4,30 et 4,90 m) : Faisceau de cordons de silex recoupé obliquement par deux lames de silex (orientation

N110, 80N° et N170, 70°E) coalescentes avec les nodules (fig. 1, Pl. XII).

Cette coupe montre que les niveaux de brèches de silex peuvent être accompagnés de surfaces plus discrètes au sein de la craie mais qui sont associées de la même manière à des réseaux de "filonnets" prenant une grande extension. Des faisceaux de structures laminaires, discontinues alternent parfois avec ces niveaux. La présence de lames de silex obliques, en échelon, est confirmée à proximité immédiate de ces structures.

4) Yport - Pointe du Chicard

Cinq cents mètres à l'ouest de la plage d'Yport, sur l'estran, les rochers du Chicard appartiennent à une remontée d'un dôme de craie associé à des hardgrounds et faciès dolomitiques également rapportés au Coniacien.

Entre des bancs dolomitiques à petits silex bruns et un double hardground (hg. "Banc à Cuves"), au sein d'une craie à nombreux bioclastes d'échinodermes, se développent des structures identiques à celles décrites plus haut : bande de craie, de 2 à 20 cm d'épaisseur, avec nombreux éclats de silex noir, recoupant des silex *Zoophycos*. (a, fig. 5 ; fig. 2, Pl. XII). Au-dessus du hardground "Banc à Cuves", on retrouve un faisceau de petites surfaces laminaires, en chevelu plus ou moins conforme à la stratification. L'ensemble de ces faciès se situe sur le flanc d'une mégastucture sédimentaire qui s'élève vers l'ouest.

5) Vattetet - Vaucottes

Ce site est mentionné par Voigt (1979) sans précision sur le gisement. La base de la falaise sud est bien exposée au-dessus du cordon de galets (fig. 6). On observe un hardground dolomitisé repère surmonté par cinq rythmes de craie limités par des horizons de craie noduleuse ou ébauche de hardground et comportant des cordons désordonnés de petits nodules de silex brun noir. Trois niveaux de brèche de silex (a, b et c, fig. 6) sont développés respectivement à 0,50 m, 2,10 m et 3,80 m au-dessus du repère basal.

La brèche inférieure, épaisse d'une dizaine de cm en moyenne, est régulièrement jalonnée par de nombreux éclats de silex de la taille du mm au cm. La brèche moyenne se présente plutôt comme une bande épaisse de 2 à 6 cm, bien délimitée à sa base et son sommet ; elle est souvent encadrée sur une vingtaine de cm par des filonnets ou lamines crayeuses parallèles ou légèrement obliques aux surfaces inférieure et supérieure. Localement, des éclats de silex sont visibles dans la partie médiane. La brèche supérieure présente des éclats de silex vers l'Ouest et passe vers l'Est à une bande homogène sans silex accompagnée de lamines. Plus haut dans la coupe, à environ 7 m, se développe un glissement synsédimentaire métrique souligné par des festons de silex.

Ce site, localisé au-dessus d'un niveau à *Zoophycos* appartient au Coniacien inférieur.

6) Etretat Nord - Roc Vaudieu

La base de la falaise, à proximité immédiate du Roc Vaudieu planté au milieu de l'estran, présente une craie (Coniacien inférieur) avec horizons noduleux et faisceaux de petits silex brun foncé épigénisant des *Thalassinoides* et *Zoophycos*. Un premier niveau de brèche à éclats de silex apparaît au sein d'un faisceau de silex ; localement, des veines

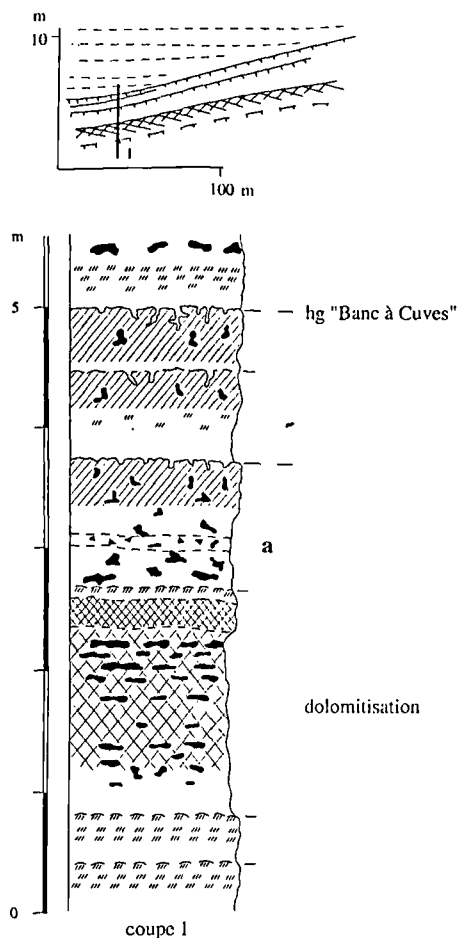


Fig. 5. — Coupe de la basse falaise à la Pointe du Chicard (Yport) (craie dédolomitisée en hachures croisées).

Fig. 5. — Section of the lower part of the cliff at Pointe du Chicard (Yport). (dedolomitized chalk with crossed hatching).

avec fragments de silex (a, fig. 7) et de nodules calcaires s'enfoncent obliquement, à 40° environ mais avec des orientations symétriques, sur 0,60 m dans la craie à silex et la craie noduleuse sous-jacentes (fig. 3, Pl. XII).

Un second niveau bréchique (b, fig. 7) 1,40 m plus haut, se situe au-dessus d'un faisceau de silex puis s'abaisse obliquement de 0,30 m et se poursuit à l'intérieur du faisceau de silex. Il apparaît ainsi que les niveaux bréchiques généralement conformes à la stratification peuvent donner des apophyses obliques pénétrant dans le substrat ou être décalés verticalement.

7) Etretat Nord - Banc à Cuves

Au nord de la Porte d'Amont, le passage latéral d'une mégastucture sédimentaire concave à une structure convexe, soulignée par le hardground "Banc à Cuves", affecte les craies du Coniacien qui sont décrites ici sur trois coupes espacées d'une centaine de mètres.

La coupe 1 présente, 1,80 m sous le hardground "Banc à Cuves" (≃ "Amont hardground de Quine, 1988), deux bandes de craie compacte, épaisses de 2 à 6 cm et limitées par des surfaces onduleuses (a, b, fig. 8 ; fig. 4, Pl. XII) ; elles contiennent des fragments de silex épars. Juste au-dessous, sur 0,10 m, existe un lacis de filonnets subhorizontaux qui

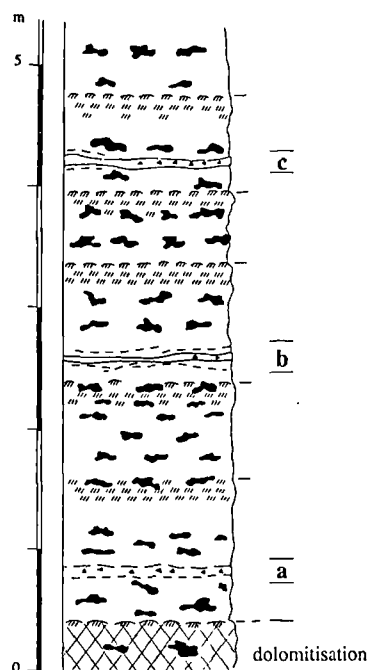


Fig. 6. — Coupe de la basse falaise à Vattetot - Vaucottes.

Fig. 6. — Section of the lower part of the cliff at Vattetot - Vaucottes.

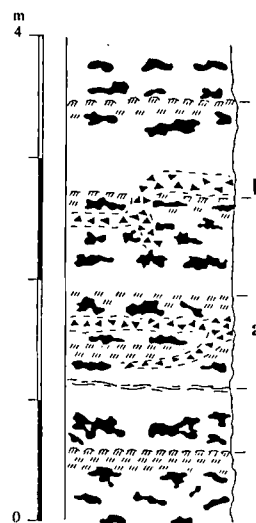


Fig. 7. — Coupe de la basse falaise au Roc Vaudieu (Etretat).

Fig. 7. — Section of the lower part of the cliff at Roc Vaudieu (Etretat).

s'entrecoupent. Au-dessus du hardground, un banc métrique de craie massive, entre deux faisceaux de silex, présente également un niveau à réseau lamellaire (c, fig. 8), puis un niveau avec réseau de filonnets d'abord subhorizontaux, puis obliques à la partie supérieure.

Sur la coupe 2, on retrouve le même chevelu de filonnets obliques ou horizontaux. Un silex tabulaire (d), plaqué sur le hardground, épigénise une structure laminaire qui se poursuit dans la craie (fig. 5, Pl. XII).

La coupe 3 montre deux niveaux de brèche à éclats de silex (e, f, fig. 8) au-dessus d'un réseau lamellaire. Cette

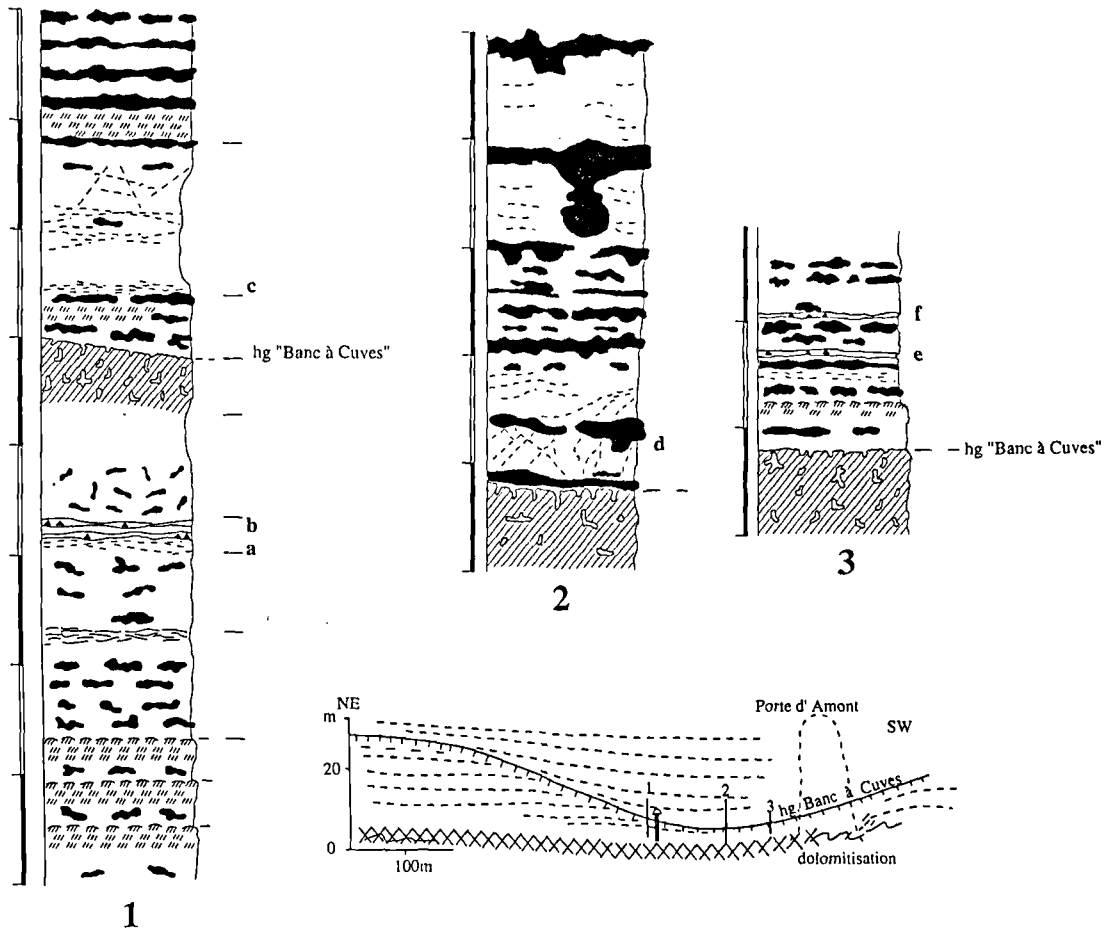


Fig. 8. — Structure sédimentaire et coupes de la basse falaise au Banc à Cuves (Etretat) (1. échelle du tunnel, 2. première anse à l'Ouest, 3. deuxième anse à l'Ouest, près du cap de la Porte d'Amont).

Fig. 8. — Sedimentary structure and sections of the lower part of the cliff at Banc à Cuves (Etretat) (1. ladder near the tunnel, 2. first bay westwards, 3. second bay westwards, near the Porte d'Amont Cape).

coupe peut être poursuivie verticalement dans le cap de la Porte d'Amont : sur une trentaine de mètres de hauteur, on décèle la présence de filonnets subverticaux, de faisceaux lamellaires et de bandes centimétriques de craie compacte identique à la matrice des brèches.

Ainsi, ce secteur qui a connu un régime de sédimentation très perturbé, présente un développement remarquable des niveaux de brèches de silex et des structures filoniennes et lamellaires qui leur sont associées.

8) Etretat - Sud plage

La falaise, près du petit cap au sud de la plage, met clairement en évidence une bande de brèche avec éclats de silex dans une matrice de craie compacte, épaisse de 2 à 10 cm qui peut être suivie latéralement sur 400 m (a, fig. 9). Un réseau de filonnets verticaux ou subhorizontaux existe de part et d'autre, en association avec des structures lamellaires (fig. 6, Pl. XII). On constate que les éclats de silex sont localement entraînés sur quelques décimètres à l'écart des nodules de silex ou des terriers silicifiés auxquels ils ont pu être arrachés. Un banc affecté par un glissement synsédimentaire s'étend 3 m au-dessus de la brèche. Ce gisement appartient au Turonien supérieur.

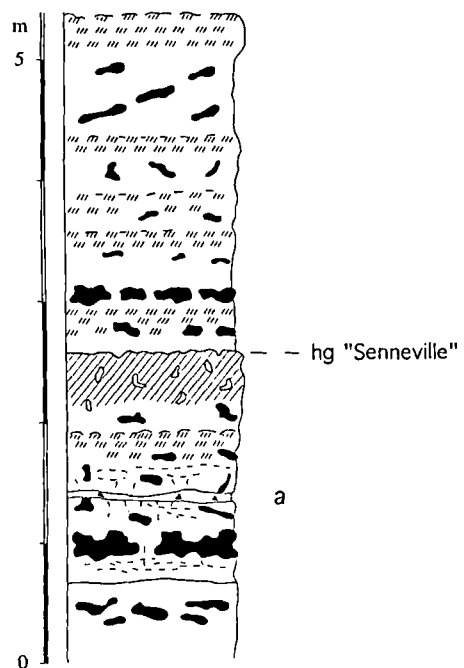


Fig. 9. — Coupe de la basse falaise à Etretat - Sud plage.

Fig. 9. — Section of the lower part of the cliff at Etretat - South beach.

9) Etretat - Porte d'Aval

Dans l'anse au sud de la Porte d'Aval, la craie du Turonien supérieur présente plusieurs hardgrounds surmontés par un glissement synsédimentaire décrit par Cayeux (1929, p. 588, fig. 16). Sur cette coupe (a, fig. 10), on remarque qu'un premier niveau de brèche à fragments de silex se développe localement à la base de l'unité resédimentée. Un second niveau bréchique (b, fig. 10) peut être suivi, sur plusieurs dizaines de mètres, à la partie supérieure, entre un niveau de craie noduleuse et un faisceau de silex brun foncé. Ce gisement appartient également au flanc d'une structure sédimentaire concave (mégachenal).

Les brèches étudiées ici sont faciles à distinguer de brèches également formées d'éclats de silex qui se trouvent à proximité mais qui sont associées à des failles subverticales avec rejet décimétrique (tunnel du promontoire de la Porte d'Aval) : les produits de broyage tectonique contiennent d'autres éléments que les silex (dolomie, craie indurée des hardgrounds).

IV — LES LAMES DE SILEX : LE SITE DES PETITES DALLES.

La basse falaise à l'ouest de la plage des Petites Dalles présente un ensemble remarquable de silex en lames ou tables qui s'étend latéralement sur plusieurs centaines de mètres (Juignet, 1988). Cet ensemble se présente comme un faisceau comportant 2, 3, 4, ou 5 lames superposées qui se biseautent, se relaient ou deviennent coalescentes latéralement. Ce système est intercalé, sur 0,80 m de hauteur, conformément à la stratification, dans un banc de craie homogène épais de 1,50 m environ (a, coupe 1, fig. 11). Le plan d'observation est orienté N60.

Les lames de silex ont 2 à 6 cm d'épaisseur et montrent une silicification centripète qui n'atteint pas toujours la partie médiane. A certains endroits, une structure bréchique interne silicifiée indique un polyphasage. Certaines lames se bifurquent ou convergent en enveloppant des amygdales de craie décimétriques ; deux lames superposées peuvent aussi être réunies par une apophyse en silex (fig. 7, Pl. XII).

A plusieurs endroits, au niveau d'une flexure, les lames de silex sont interrompues, sectionnées, sur quelques décimètres. Dans cet espace subsistent des tronçons de lame dont l'ensemble présente une longueur inférieure au hiatus ; la rupture est liée à un allongement provoquant un boudinage de la lame de silex fragile. Ce phénomène accompagne souvent un rejet vertical de 5 à 20 cm suivant un plan de type faille normale inclinée de 20° à 45° seulement perceptible au niveau des lames de silex (fig. 8, Pl. XII). Ailleurs, un tronçon de lame éjecté vers le haut s'avère plus long que le hiatus, témoignant d'un raccourcissement.

Localement, entre deux lames de silex superposées et pratiquement continues, subsistent des segments d'une ancienne lame tronçonnée, flexurée ou même redoublée suivant un pli couché ; l'ensemble traduit ici un fort raccourcissement avec rotation de fragments dans la matrice (structures du niveau a, fig. 11).

A la base de cet ensemble, certaines lames se biseautent et se relaient latéralement selon un dispositif en échelon très plat. Par ailleurs, une lame de silex oblique, inclinée à 40°, se raccorde à la lame supérieure.

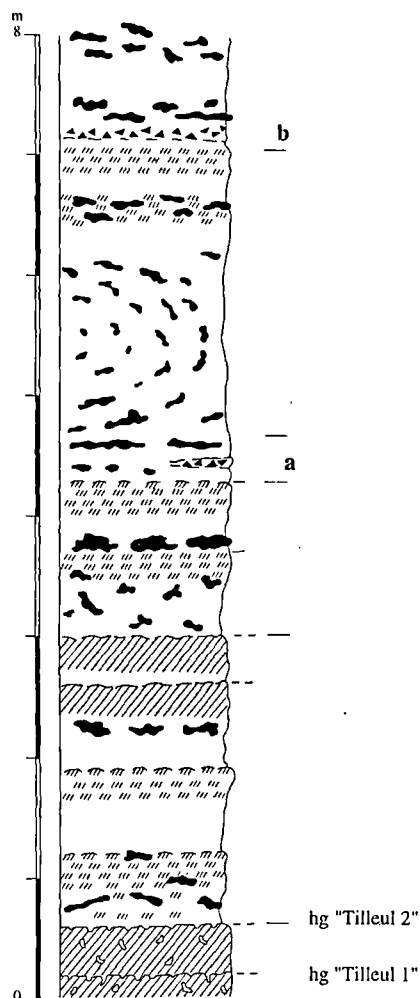


Fig.10. — Coupe de la basse falaise au sud de la Porte d'Aval, Etretat.

Fig.10. — Section of the lower part of the cliff at Porte d'Aval, Etretat.

Dans le prolongement de ce gisement, à l'est de la plage, se développe un remarquable système de lames de silex obliques en échelon (coupe 2, fig. 11) : les lames se répartissent selon trois niveaux sur une hauteur de 4 m ; ces lames - 2 à la base, 2 au milieu, 4 au sommet - affectent la craie à petits nodules de silex épars constituant la majeure partie de rythmes séparés par un horizon de craie noduleuse. La longueur des lames varie de 0,20 m à 1,30 m ; leur orientation est N90 avec une pendage de 45°N. Ces silex présentent la même silicification centripète incomplète que les lames subhorizontales décrites plus haut.

V. — INTERPRETATION DES BRECHES DE SILEX, LAMES DE SILEX ET STRUCTURES ASSOCIEES.

L'étude des gisements précédents apporte plusieurs indications sur l'origine des brèches, leur âge relatif et la genèse des divers accidents siliceux.

Les brèches de silex décrites ne sont pas engendrées par des fractures, failles ou cisaillements post-crétacés. Ces derniers accidents sont facilement identifiés dans les vastes affleurements des falaises ; ils affectent les formations crayeuses et les divers repères lithologiques tels que les lits

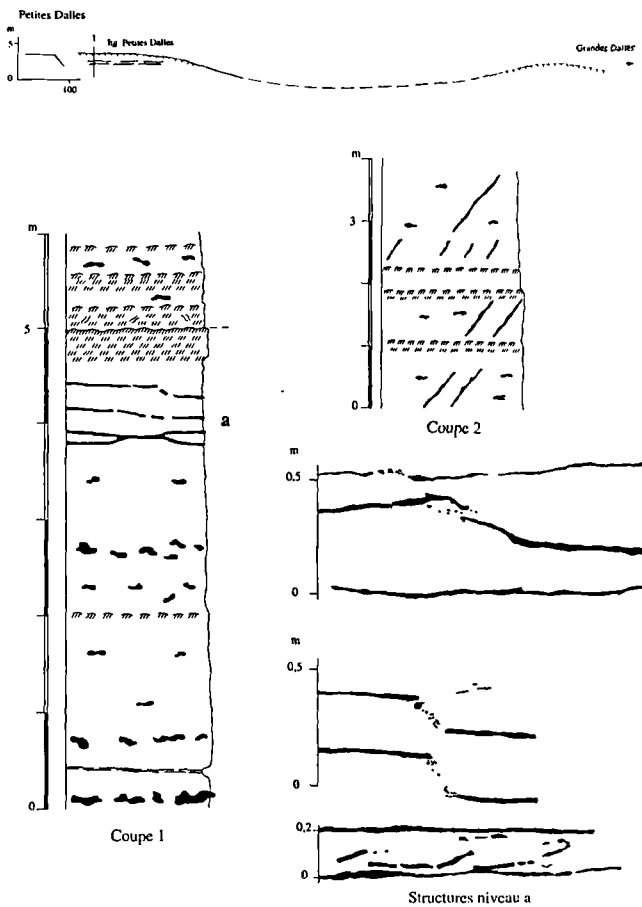


Fig. 11. — Structure sédimentaire et coupes de la basse falaise près de la plage des Petites Dalles.

Fig. 11. — Sedimentary structure and sections of the lower part of the cliff near the beach at Petites Dalles.

marneux, les hardgrounds, les niveaux dolomités, toutes les structures soulignées par des silex (terriers *Thalassinoides* ou *Zoophycos*, paramoudras, cordons de nodules de silex, silex tabulaires ou en lames), les niveaux de glissement synsédimentaire, ainsi que les niveaux de brèches à fragments de silex décrits ici. Ce fait a déjà été souligné par Cayeux (1929).

Les mêmes brèches de silex ne sont pas des brèches sédimentaires provenant de la fragmentation et du remaniement, sous l'action de courants érosifs, de silex authigènes contemporains du dépôt, comme cela a été suggéré par certains auteurs (Lombard, 1956). Bien que généralement conformes à la stratification, les niveaux de brèches ne s'inscrivent jamais dans l'enchaînement sédimentaire ; ils sont absents des horizons conglomératiques et des brèches associées aux glissements synsédimentaires. Tous ces éclats ou esquilles ne présentent jamais de classement ou d'orientation préférentielle. Les brèches se relaient latéralement avec des décalages verticaux, peuvent donner des digitations obliques pénétrant dans le banc sous-jacent ou recouper des paramoudras verticaux issus de bancs supérieurs. Elles appartiennent manifestement à l'histoire diagénétique de la craie.

La géométrie des niveaux de brèche, limités par des surfaces plus ou moins onduleuses, permet de les interpréter

comme la "semelle" de décollements et cisaillements subhorizontaux.

Lorsque cette semelle n'intercepte que de la craie, elle est dépourvue de fragments de silex. Les fragments de silex apparaissent à proximité de silex in situ et peuvent rester rassemblés sans dispersion importante, avec très peu de matrice, comme à la suite d'un éclatement sur place. Dans d'autres cas, ils témoignent d'un déplacement latéral de quelques centimètres ou décimètres ; certains fragments isolés peuvent être entraînés à l'écart de tout silex visible. Parfois, les fragments de silex sont dispersés de manière homogène dans le niveau de brèche, sur plusieurs dizaines de mètres.

L'intervention de cisaillements de faible amplitude s'accorde bien avec la présence, assez fréquente à proximité des niveaux de brèche, de lames de silex obliques dont la géométrie de "fente en échelon" est compatible avec des contraintes et petites translations subhorizontales. Cette interprétation conduit à penser que ces lames de silex se formeraient en même temps que la bréchification. Les décalages verticaux d'amplitude décimétrique et le développement de veines de brèche obliques pénétrant dans le substrat relèveraient du même système de contraintes.

La présence de réseaux de filonnets associés aux niveaux bréchiques est un fait nouveau important. Ces filonnets suggèrent l'expulsion, à partir de la semelle, de craie fluidisée par une thixotropie temporaire ; cette expulsion est orientée aussi bien vers le haut que vers le bas. La migration de craie fluidisée ou de liquide traduirait une surpression liée à la modification de porosité à la base du cisaillement. La géométrie en chevelu du réseau filonien permet de soupçonner quelques orientations et inclinaisons préférentielles, mais la relation avec un champ de contrainte lié au cisaillement n'est pas démontrée. L'extension verticale de cette expulsion de fluide est d'ordre pluridécimétrique à plurimétrique, voire pluridécimétrique vers le haut (Porte d'Amont à Etretat). On peut logiquement considérer que les décollements et cisaillements en cause s'effectuent sous une charge de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres de sédiments, dans une craie déjà partiellement compactée.

Les effets éventuels d'une compaction postérieure à ces événements ont été recherchés. L'ensemble des formations crayeuses présente un faible taux de compaction si l'on en juge par la déformation des échinides, brachiopodes, terriers et l'importante porosité résiduelle. Cette compaction varie, au sein d'un rythme élémentaire, en fonction du pourcentage d'argile, du degré de recristallisation des fragments de coccolithes ou de l'armature par des silex. Les seuls indices retenus correspondent d'une part au poinçonnement vertical de la semelle bréchique par des silex intacts situés au-dessus de sa surface supérieure, et d'autre part au décalage inverse de tronçons de filonnets obliques, initialement continus lors de la migration d'eau. Ces structures s'avèrent toutefois assez rares (St-Martin-aux-Buneaux, Etretat - Banc à Cuves). La cohésion des craies est en fait acquise rapidement après leur dépôt comme l'indique la géométrie des "plis" accompagnant les glissements synsédimentaires.

Le passage latéral de semelles bien délimitées à des réseaux de "lamelles" d'épaisseur millimétrique, discontinues, en relais, imparfaitement conformes à la stratification, suggère que l'effet cisailant peut ne pas être uniquement localisé au niveau d'une semelle, mais se décomposer sur de multiples petites surfaces réparties sur plusieurs décimètres au sein d'un banc de craie. Ces structures se distinguent des microlaminations diagénétiques décrites dans les craies du

Danemark (Ekdale et Bromley, 1988) par leur plus grande épaisseur et leur géométrie discontinue.

Les lames de silex d'extension plurimétrique et grossièrement conformes à la stratification (type Petites Dalles) se situent manifestement sur des surfaces de décollement et cisaillement. La géométrie des structures engendrées par des allongements et raccourcissements montre que sont intervenues successivement la formation de lames de silex, leur rupture, boudinage et déformation puis la mise en place de nouvelles lames. Il y aurait ici plusieurs phases de silicification séparées par des rejeux à effets majeurs cisailants.

De telles lames de silex ont également été observées dans les craies de même âge sur le littoral à Puits, St-Pierre-en-Port, Elétot, Senneville, et aux abords de la vallée de la Seine à Bardouville, Caumont, Oissel ou plus à l'amont à Vernonnet.

VI. — ORIGINE DES DEFORMATIONS INTERNES DE LA CRAIE.

Les décollements et cisaillements jalonnés par les brèches de silex et structures décrites ci-dessus affectent des masses de craie de plusieurs mètres d'épaisseur dont l'amplitude de déplacement peut être estimée à quelques centimètres ou décimètres. Dans l'analyse des différents gisements, nous avons attiré l'attention sur la géométrie des dépôts qui existent latéralement ou au-dessus. On voit donc que les semelles bréchiques se situent, très souvent, soit au niveau de bancs qui présentaient une pente sur le fond marin, soit au voisinage de chenaux encaissés de plusieurs mètres dans le plancher marin. Ces dispositifs provoquent, dans l'accumulation sédimentaire, des pressions latéralement inégales qui peuvent, spontanément ou à l'occasion de séismes, déclencher des réajustements subhorizontaux au sein du dépôt.

L'intervention de séismes est déjà évoquée dans la genèse des nombreux glissements synsédimentaires qui accompagnent les formations crayeuses du Turonien et Coniacien (Kennedy et Juignet, 1974). La faille de Fécamp affecte le centre de notre zone d'étude, et son jeu synsédimentaire de l'Aptien au Coniacien a bien été mis en évidence (Juignet, 1974 ; Ragot, 1988 ; Quine et Bozence, 1991) ; il en est de même pour l'axe mobile Etretat - Tancarville. Plusieurs inversions dans le fonctionnement de ces accidents ont certainement été accompagnées de séismes.

En admettant que les niveaux bréchiques apparaissent au cours de l'enfouissement sous quelques mètres à dizaines de mètres de sédiments, on peut estimer que la déformation intervient quelques centaines de milliers, voire millions d'années après le dépôt. La teneur en eau élevée des sédiments favorise certainement l'apparition des décollements et cisaillements et expliquerait les figures d'expulsion et de migration qui les accompagnent.

VII. — A PROPOS DE L'AGE DES SILEX.

Les cordons de silex prendraient naissance dans le sédiment, parallèlement au plancher marin, à la limite entre milieu oxydant et milieu réducteur, avec effet catalyseur de la matière organique (Clayton, 1986) ; leur espacement régulier serait contrôlé par la cyclicité du dépôt (Juignet et Breton, 1992). L'analyse de paramoudras et cordons de silex associés

dans la craie du passage Turonien - Coniacien du Lincolnshire (Toynton et Parsons, 1990) suggère que le développement des silex pourrait interférer avec une compaction polyphasée, une première ébauche par concentration de lépishères de cristobalite étant reprise dans une phase plus tardive de rigidification en silex.

La reconstitution proposée ici fait apparaître, à nouveau, un polyphasage dans la formation des divers types de silex ; une question essentielle concerne la durée sur laquelle il s'effectue. L'exposé historique montre que de nombreux auteurs admettent que ce processus s'est poursuivi après le Crétacé. Notre avis est différent (Tabl. I).

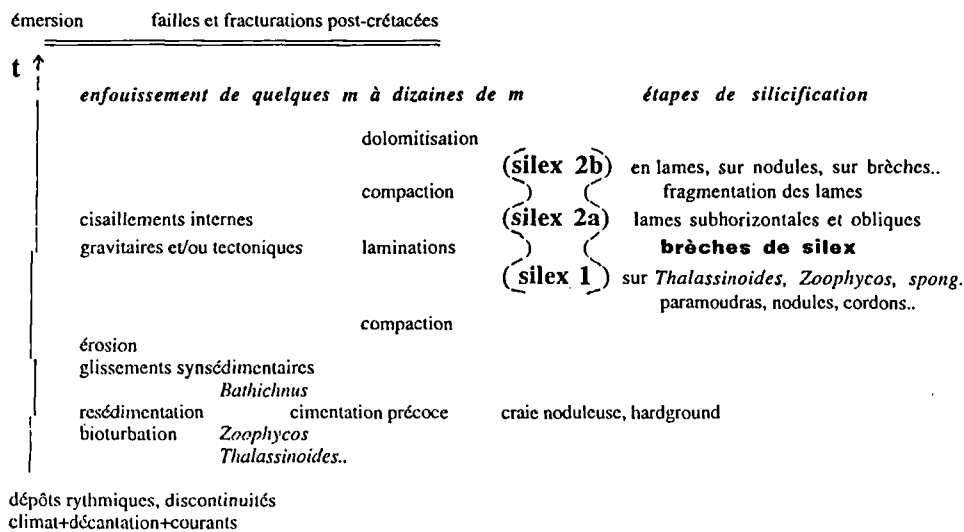
Le développement des premiers silex ne paraît pas intervenir aussitôt après le dépôt car dans les conglomérats ou brèches associées aux glissements synsédimentaires et aux chenaux encaissés dans le plancher marin, on n'a pas décelé de silex isolé et remanié. La forme des réseaux de terriers épigénisés suggère toutefois que la silicification intervient alors que la compaction est peu avancée (Bromley et Ekdale, 1986). Les échinides inclus dans ces silex sont généralement intacts, alors qu'ils peuvent être écrasés dans la craie encaissante. C'est cette première génération fixée sur les structures de bioturbation et certains organismes (spongiaires) qui fournit ensuite les premières brèches de silex, alors que les lames de silex en échelon pourraient déjà se former ; elles se raccordent en continuité avec la périphérie des silex centrés sur les terriers. Les lames et tables subhorizontales de silex semblent également subcontemporaines ; la progression de la silicification au niveau de fissures ou surfaces augmentant la perméabilité de la craie compactée est absolument identique dans les deux cas. La fragmentation de certaines de ces lames ne paraît qu'un événement ponctuel dans cette évolution, si l'on admet que le caractère fragile des silex est acquis rapidement.

Nous constatons ainsi que la migration et la précipitation de la silice interviennent à plusieurs reprises dans une continuité diagénétique, certes assez étalée dans le temps (quelques centaines de milliers à quelques millions d'années au plus) au cours de l'enfouissement. Les conditions physico-chimiques des fluides interstitiels contrôlant ces processus ne se sont probablement pas maintenues ou reproduites par la suite, après l'émersion fini-crétacée.

VIII. — SUPERPOSITION ET POLYPHASAGE DES DEFORMATIONS POST-CRETACEES.

La série crayeuse de Haute-Normandie est affectée par différents systèmes de failles, décrochements, fractures indépendants des structures que nous venons d'examiner. L'étude structurale de Wazi (1988) propose une chronologie pour ces différents accidents. Quelques observations nouvelles peuvent compléter cet inventaire.

Plusieurs champs de failles normales ou quelques failles isolées, à rejet vertical décimétrique ou métrique, sont souvent soulignés par un développement exceptionnel des poches de dissolution issues du cryptokarst qui affecte le toit des formations crétacées. Les failles les plus évidentes sont perpendiculaires au littoral avec une direction moyenne N100 à N160 et un pendage variant de 60° à 80° ; des crochons sont fréquents. Citons comme exemple les structures en graben de la Courtine au Tilleul (Juignet, 1991), de St-Pierre-en-Port Est, de Petites Dalles Est, de St-Valéry Ouest, de St-Martin-Plage - Penly. Dans ce dernier lieu, les nombreuses failles normales forment un réseau conjugué N30-N120 et les miroirs



Tabl. I. — Enchaînement des processus sédimentaires, diagénétiques et tectoniques susceptibles d'affecter la craie au cours de l'enfouissement, et position chronologique des brèches de silex.

Table I. — Sequence of sedimentary, diagenetical and tectonical processes likely to affect the chalk during the burying, and chronological position of flint breccias.

portent des stries verticales. Ces structures distensives coïncident avec la culmination de l'anticlinal de Berneval - Londinières orienté N130.

Certaines failles normales à rejet métrique présentent des miroirs à stries horizontales (Mers-Est, Etretat-Manne Porte : N30 avec rejet de 5 m) qui confirment un jeu plus récent en décrochement. Le même polyphasage affecte la faille de Fécamp (N150) dont le rejet dépasse 100 m et dont les surfaces annexes au miroir de faille principal sont striées horizontalement (décrochement dextre).

La fracturation s'exprime particulièrement bien dans les hardgrounds dont la compétence est beaucoup plus élevée que celle de la craie. Ainsi, très souvent, les fractures de ces bancs massifs s'amortissent et disparaissent dans les niveaux crayeux situés au-dessous et au-dessus (Juignet, 1988). Ces hardgrounds constituent généralement l'estran au pied des falaises ce qui permet de bonnes observations en plan. Signalons plus particulièrement le réseau de fractures conjuguées N20 - N110/130, très étendu dans le secteur étudié, qui affecte par exemple le hardground "Banc à Cuves" à Yport et Etretat Nord, et les hardgrounds "Tilleul" à Etretat Sud et Manne Porte. Dans toutes ces localités, on retrouve sur les plans de fractures les stries horizontales indiquant qu'il s'agit en fait d'un réseau de décrochements N20 sénestre - N110 dextre marquant une phase de raccourcissement NNW-SSE.

Localement, ces fractures restreintes aux bancs indurés contrôlent la répartition de conduits karstiques en créant un pseudo-étagement. Lorsque le hardground concerné est incliné comme c'est souvent le cas près des structures en chenal, on conçoit que le drainage souterrain puisse être orienté vers les paléomorphologies sédimentaires concaves et sans relation avec le bassin-versant. Cette disposition peut expliquer le déséquilibre des bilans de certains bassins hydrogéologiques ; ce serait par exemple le cas pour les bassins voisins d'Etretat et d'Yport (Archambault *et al.*, 1978).

Des réseaux de fractures beaucoup plus récents sont épargnés par les processus karstiques. Ils présentent des faisceaux de fractures obliques ou failles normales avec un

pendage moyen de 40° à 60°. Ces fractures sont généralement ouvertes et recouper soit la totalité du massif crayeux sur plusieurs dizaines de mètres de hauteur, soit des ensembles de bancs de quelques mètres d'épaisseur avec des relais au niveau de surface de cisaillements subhorizontales. Cette structuration occupe systématiquement les sites de flanc de vallée ou vailleuse et présente une orientation homogène, conforme à celle des versants (localités de Bruneval, Antifer, Etretat, Yport, Cap Fagnet, Grandes Dalles, Petites Dalles, Mers, etc.). Elle est due à la décompression en flanc de vallée alors que le talweg atteint son encaissement maximum. Son âge est donc fini-pléistocène/holocène. La répartition de ces accidents affecte la circulation des eaux souterraines en favorisant la coïncidence entre bassin-versant et bassin hydrogéologique. Elle explique l'augmentation de perméabilité et de conductivité hydraulique sur les rebords du plateau du Caux en bordure des vallées.

IX. — CONCLUSION.

De nombreuses coupes dans les formations crayeuses du Turonien supérieur - Coniacien du littoral haut-normand présentent des niveaux de brèches de silex intercalés au sein des rythmes sédimentaires et qui peuvent s'étendre horizontalement sur plusieurs centaines de mètres. Ces veines de craie compacte avec fragments de silex se relaient latéralement avec un décalage de un ou plusieurs bancs métriques et peuvent, localement, pénétrer obliquement dans le banc sous-jacent.

Ces repères occupent très souvent la partie médiane d'un réseau de filonnets qui s'étend vers le haut et vers le bas sur plusieurs décimètres ou mètres en suggérant une expulsion d'une boue crayeuse prélevée sur le volume de matériau temporairement thixotropique de la semelle principale. Des lames de silex obliques, en échelon, accompagnent ces structures qui sont considérées comme des semelles de cisaillement de faible amplitude au sein de la craie. Plusieurs semelles peuvent être superposées ; de place en place, elles sont remplacées par des faisceaux de structures laminaires

discontinues ou des surfaces qui peuvent sectionner des paramoudras.

Les niveaux bréchiques et structures associées voisinent en général avec d'importantes dissymétries de stratification dues à des érosions sous-marines ou des glissements synsédimentaires. Celles-ci introduisent des variations latérales de charge créant des champs de contrainte cisailants qui se manifesteront à l'occasion de séismes accompagnant les rejeux d'accidents régionaux profonds.

Les relations géométriques entre les différents types de silex et brèches de silex indiquent que le faible taux de compaction des craies est acquis précocement et que les diverses phases de silicification appartiennent au continuum diagénétique précédant l'émersion fini-crétacée (Tabl. I). Par la suite, ce complexe lithologique est affecté par plusieurs générations d'accidents tectoniques où l'on distingue des champs de failles en distension, des réseaux de décrochements conjugués guidant un développement karstique et enfin des fractures contrôlées par la morphologie subactuelle.

BIBLIOGRAPHIE

- ARCHAMBAULT J., DELU R. & FOUGEIROL D. (1978). — Recherches d'eau pour la ville du Havre dans les régions d'Étretat et d'Yport. In *Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris*, colloque Rouen 25-26 mai 1978, Doc. BRGM, 1, p. 1-4.
- BROMLEY R. G., SCHULZ M. G. & PEAKE N. B. (1975). — Paramoudras : Giant Flints, long burrows and the early Diagenesis of Chalks. *Kong. Dansk. Videnskabernes Selskab. Biol.*, Kobenhavn, Skrifter 20/10, p. 1-31.
- BROMLEY R. G. & EKDALE A. A. (1986). — Flint and fabric in the European Chalk. In : SIEVEKING G. de G. et HART M. B. Eds, *The Scientific study of Flint and Chert*. Cambridge Univ. Press, p. 71-82.
- BROMLEY R. G. & EKDALE A. A. (1987). — Mass transport in European Cretaceous chalk ; fabric criteria for its recognition. *Sedimentology*, 34, p. 1079-1092.
- CAYEUX L. (1927). — La formation des silex dans la craie. *C. R. Soc. géol. France*, IV, 27, p. 210-213.
- CAYEUX L. (1929). — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. explic. Carte géol. dét. France*, Paris, 744 p.
- CLAYTON C.J. (1986). — The chemical environment of flint formation in the Upper Cretaceous chalks. In SIEVEKING G. de G. et HART M. (Eds.) *The Scientific Study of Flint and Chert*. vol. 1. Cambridge University Press, p. 43-53.
- EKDALE A.A. & BROMLEY R.G. (1988). — Diagenetic microlamination in chalk. *J. Sedim. Petrol.*, 58, p. 857-861.
- JUIGNET P. (1974). — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse, Université Caen, 810 p., 174 fig., 47 tabl., 28 pl.
- JUIGNET P. (1988). — La craie en Normandie. Prédipositions au karst. Actes Museum Rouen, Colloque Karst et Quaternaire de la Basse-Seine, p. 39-52.
- JUIGNET P. (1991). — Les craies du littoral du Pays de Caux : structures sédimentaires et tectoniques. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 28, 1, p. 46-58.
- JUIGNET P. & BRETON G. (1992). — Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 91, p. 197-218.
- KENNEDY W. J. & JUIGNET P. (1974). — Carbonate banks and slumps beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, 21, p. 1-42.
- LOMBARD A. (1956). — Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson, Paris, 722 p.
- MANTELL G. A. (1822). — The fossils of the South Downs. Lupton Relfe, London, 327 p.
- QUINE M.L. (1988). — Sedimentology of the chalk of coastal Haute Normandie, France. PhD thesis, Univ. London, 375p.
- QUINE M. & BOZENCE D. (1991). — Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, 38, p. 1113-1152.
- RAGOT J. (1989). — La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural. *Bull. Soc. géol. Norm., Le Havre*, 76, 2, p. 5-139.
- TOYNTON R. & PARSONS D.W. (1990). — The compaction history of a composite flint and its host sediment. *Proc. Geol. Ass., London*, 101, 4, p. 315-333.
- VOIGT E. (1979). — Wann haben sich die Feuersteine der Oberen Kreide gebildet ? *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen*, II. Mathemat.-physik. Klasse, 6, p. 75-127.
- WAZI N. (1988). — Le Crétacé du Roumois (Vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine (Haute Normandie). Thèse Université de Rouen, 573 p., 2 pl. h-t.
- WHITAKER W. (1872). — The Geology of the London Basin. Part I. The Chalk and the Eocene Beds of the Southern and Western Traits. *Mem. Geol. Surv. England and Wales*, IV, 54 p.

ENGLISH ABRIDGED VERSION

The relative age of Cenomanian to Campanian flints, within the chalk deposits, has long been discussed, and considered whether as a very early sedimentological feature, or as a very late, sometimes post-Cretaceous one.

The Turonian and Coniacian Chalks in Haute-Normandie display flint breccia and sheet flints : they allow new precisions on silicification processes, deformations and their chronology within the chalk.

I. — HISTORICAL REVIEW

Flint breccias and sheet flints in the Anglo-Paris Basin are known since the 19th century (Mantell, 1822 ; Whitaker, 1872). On the Normandy Coasts of the Channel, Cayeux (1927, 1929) makes the first interpretative attempt : the flints nodules are subcontemporaneous

with the sedimentation. Lombard (1956, p. 379) agrees with a very early silicification. Kennedy & Juignet (1974) show that no flint is found within the reworked or transported elements during the synsedimentary erosions : the first generation of flints is later and has a diagenetic origin. On an other hand, Voigt (1979) thinks that flints appear very early within the chalk ooze, one or few meters under the sea bottom. According to Kennedy & Juignet (1974) and to Bromley & Ekdale (1986, 1987) post-Cretaceous faults and shears cause the flint breccias.

II. — THE FLINT BRECCIAS : MAIN OUTCROPS, STRATIGRAPHICAL POSITION, TYPOLOGY, FACIES AND ASSOCIATED STRUCTURES

Numerous coastal localities between Le Tréport and Antifer (fig. 1) display flint breccias.

1) **Le Val, Saint-Martin-aux-Buneaux**

A flint-breccia band can be observed laterally over 300 m from Le Val north-eastwards, in the cliff, 2 m above the shingle bar.

Within a bioturbated chalk, under a nodular flint and the hardground St-Martin 2 (a, fig. 2) a 2 to 20 cm thick horizon of compact chalk is well individualized between a lower and an upper uneven wavy surfaces : the lower surface is often more distinct and plane (fig. 1, Pl. XI). This level contains locally angular chips of black flint, millimetre to centimetre sized, more or less tightly packed, where the band cuts flint nodules. The chips, which can bear cortex on one face, are sometimes several decimetres far from any visible flint nodule. In one point, an eastwards displacement is obvious. A network of 1 to 3 mm thick, vertical or oblique veins develops from the lower and upper surfaces of the breccia level. It contains more compact chalk and extends 1 m downwards (fig. 2, 3, Pl. XI) and 0.50 m upwards. The organization of this network of veins is somehow irregular as seen in detail, whether in vertical section or in horizontal section on the tidal flat. The breccia level is situated 5 to 10 m under a channel structure, 300 m wide and 5 m deep (Coniacian) 200 m eastwards, towards Port de Yaume, the channel structure is relayed by a second similar one. Some metres under this second channel, an other breccia level in exposed on about 50 m laterally. It is located 1.20 m under the hardground St-Martin 1, i.e. 2 m lower than the first breccia level. A sheet flint (N 170, 60° W), 0.60 m long, is seen (fig. 4, Pl. XI) at the upper part of the breccia level.

2) **Veulettes - Paluel (fig. 3)**

Above the hardground "Veulettes 1", a lens of flint breccia with large chips is well exposed on the tidal flat : its structure (fig. 5, Pl. XI) suggests an in situ "explosion". This lens is located in the lower part of a large channel structure ca 20 m deep.

3) **Yport beach**

Similar structures can be seen on either sides of the beach of Yport. At the bottom of the west cliff, starting from the bottom up (fig. 4) :

a) a 0.10 to 0.20 m thick breccia band (+ 0.60 m), with a network of veins downwards (fig. 6, 7, Pl. XI).

b) a thin wavy subhorizontal vein (+ 1.20 m) with upwards and downwards packed networks of veins. The veins are parallel or perpendicular to the stratification. The main subhorizontal vein cuts a paramoudra flint (Bromley *et al.*, 1975), where it gives a breccic structure (fig. 8, Pl. XI).

c) two surfaces, locally thickened in a centimetric layer (+ 1.70 m) are associated with an other network of more or less orthogonal veins (fig. 1, Pl. XII). Between the two surfaces, the chalk is filled on a thickness of 0.30 m with a network of subhorizontal (or slightly oblique), discontinuous, wavy or plane lamina-like surfaces (which are not sedimentary laminas).

d) an other centimetric band (+ 2.50 m) with a network of veins extending downwards, and 3 meters upwards.

e) a band of flint nodules (+ 4.30 to + 4.90 m) is cut obliquely by two sheet flints (N 110, 80° N and N 170 ; 70° E), coalescent with the nodules (fig. 1, Pl. XII).

4) **Yport - Pointe du Chicard (fig. 5 ; fig. 2, Pl. XII)**

A structure identical to the previously described ones develops between dolomitic beds with little brown flint nodules, and a twin hardground "Banc à Cuves", within a chalk rich in echinoderm-bioclats : band of compact chalk with numerous black flint chips ; network of subhorizontal seams above the hardground "Banc à Cuves". These structures take place on the side of a sedimentary megastructure rising westwards.

5) **Vattetot - Vaucottes**

This exposure, quoted by Voigt (1979), shows three levels of flint breccia (a, b, c, fig. 6) at 0.50 m, 2.10m and 3.80 m above a dolomitized hardground. The lower level, 10 cm average thick, contains evenly scattered 1 mm to 1 cm flint chips. The middle level is a 2 to 6 cm thick band, well delimited, often surrounded with subhorizontal chalky veins or seams ca 20 cm upwards or downwards.

The middle band contains few flint chips. The western part of the upper band contains flint chips, but they disappear eastwards. At + 7 m in the section, a metric synsedimentary slump is underlined by flint nodules.

6) **Etretat Nord - Roc Vaudieu**

A first breccia level appears within a bundle of flint nodules bands, in Lower Coniacian chalk. Locally, veins with flint chips and hard chalk fragments sink obliquely (ca 45° but with symmetrical orientations), 0.60 m deep into the flint chalk and the nodulous underlying chalk (fig. 3, Pl. XII).

A second breccia band (b, fig. 7) is located 1.40 m above the first one, above a bundle of flint nodules. Then it sinks down obliquely over 0.30 m and goes on into the flint nodules bundle.

7) **Etretat Nord - Banc à Cuves**

The three following sections in the Coniacian chinks near the Porte d'Amont are ca 100 m apart.

Section 1 : 1.80 m under the hardground "Banc à Cuves", two bands of compact chalk, 2 to 6 cm thick, contain scattered flint chips (a, b, fig. 8 ; fig. 4, Pl. XII). Under them, a network of subhorizontal seams is 10 cm thick. Above the hardground, a similar level shows a network of subhorizontal seams, then a level with subhorizontal (oblique at the upper part) network of veins.

Section 2 : a similar network of horizontal to oblique seams. A tabular flint, just on the top of the hardground, epigenises a laminar structure of the surrounding chalk (fig. 5, Pl. XII).

Section 3 : two levels of breccias with flint chips (e, f) above a lamellar network. Above, subvertical veins, lamellar networks and centimetric band of compact chalk develop over ca 30 metres.

8) **Etretat - South of the beach**

A band of compact chalk with flint chips, 2 to 10 cm thick, is observed in the cliff, laterally over 400 m (a, fig. 9), in an Upper Turonian chalk. A network of vertical or subhorizontal veins is developed above and under the band (fig. 6, Pl. XII). Locally, the flint chips have been displaced over a few decimetres.

9) **Etretat - Porte d'Aval**

A first level of breccia is found at the bottom of a synsedimentary slump (a, fig. 10) described by Cayeux (1929, p. 588, fig. 16)

A second breccia level is displayed laterally over several tens of metres at the top of the slumped beds. The breccia levels are located on the slope of a concave sedimentary structure (megachannel).

III. — **FLINT SHEETS : PETITES DALLES**

An outstanding group of flint sheet is displayed in the lower part of the cliff. Two to five sheets are superposed, take over from one another, or merge. The sheets, conforme with the stratification, extend vertically on 0.80 m high, in a bed of chalk, 1.50 m thick (fig. 11).

The flint sheets are 2 to 6 cm thick. The silicification is centripetal. The sheets can be broken over several decimetres at the level of flexures : there, the total length of the sections of the sheets is shorter than the gap : the breaking in caused by an extension. This phenomenon often goes on with a vertical throw of 5 to 20 cm in a normal fault plane dipping 20° to 45° (fig. 8, Pl. XII).

Locally, between two superposed sheets, one can see sections of an ancient sheet, broken, bent and even folded as a recumbent fold (fig. 11).

In the East of the beach, an outstanding system of oblique echelon sheets is developed at the base of the cliff. There are three levels of sheets, two at the base, two in the middle and four at the top. The exposed length of the sheets varies from 0.20 m to 1.30 m. They are N 90, 45° N. The silicification is centripetal.

IV. — **INTERPRETATION OF THE FLINT BRECCIAS, THE SHEETS AND THE ASSOCIATED STRUCTURES**

The flint breccias are not caused by post Cretaceous faults or shears. Nor are they caused by a synsedimentary reworking of authigenous flints by currents. The flints chips never show any sorting nor any preferential orientation. The breccias belong obviously to the diagenetic history of the chalk.

According to their geometry, the compact chalk bands, whether containing flint chips or not, appear to be the sole of subhorizontal shears. When this sole cuts only pure chalks, the level contains no flint. The flint chips appear near flint nodules in situ and can stay grouped without noticeable dispersion, with very few matrix. In other cases, the chips are displaced laterally, or homogeneously scattered in the band.

The small amplitude shears are consistent with the observation of oblique echelon sheet flints near the breccia levels. The oblique sheets are synchronous with the formation of the breccia levels.

The networks of veins and seams associated to the main breccia levels is a prominent feature. The networks suggest an expulsion of thixotropic, fluidified chalk owed to a superpressure during the shearing. Their vertical extension, upwards and downwards is pluridecimeteric to plurimetric (pluridecimeteric in one observation).

We can logically assess that the shearing takes place under a load of several metres to several decameters of sediments, within an already compacted chalk.

V. — ORIGINE OF THE CHALK DEFORMATIONS

The breccia bands are often located at the level of beds which sloped on the sea bottom, or near channels entrenching several metres into the sea bottom. This gives rise to laterally unequal pressures which can (spontaneously or started by seisms) release subhorizontal readjustments within the deposit.

Seisms have already be invoked to explain synsedimentary slumps in the Turonian and Coniacian chalks (Kennedy & Juignet, 1974). The Fécamp fault takes place in the center of our study area, it was active from Aptian to Coniacian (Juignet, 1974 ; Ragot, 1988 ; Quine & Bozence, 1991).

VI. — THE AGE OF THE FLINTS

The development of the first flints did not take place immediately after the deposit ; the shape of the silicified networks of burrows suggests that the silicification took place while the compaction was still weak (Bomley & Ekdale, 1986). This first flint generation provides the first flint breccias, while the echelon-sheet flints and horizontal sheet flints are formed.

The early fragmentation of some sheets is a punctual event which shows that the flint became rapidly brittle.

VII. — POST CRETACEOUS TECTONICS

Several normal faults with a decimeteric or metric vertical throw are often underlined by an outstanding developpement of the dissolution pits originating from the cryptokarst at the top of the Cretaceous formations. The most obvious faults are perpendicular to coast line : N 100 to N 160, 60° to 80° dip. Dragfolds are frequent. Some normal faults with a metric throw have a horizontally striate slickenside, showing a younger transverse movement.

Fractures are well marked in competent beds such as hardgrounds. Often, the obvious fractures in these beds faint and disappear in the surrounding chalk levels. The tidal flat between Fécamp and Saint-Valery in often a hardground : good observations in a horizontal plane are possible. N 20 - N 110/130 conjugate fractures are well developed in the studied area : the horizontal striation shows that it is a network of transverse faults, N 20 sinistral - N 110 dextral (shortening NNW - SSE).

The youngest networks of fractures do not show any karstic process. They are oblique joints or normal faults, with an average dip of 40° to 60°, and are located on or near the slopes of the valleys or the valleuses ; their orientation is homogeneous and consistent with the orientation of the valley sides. They are caused by the decompression on the valley side, during the maximum entrenchment of the river. Their age is therefore late Pleistocene-Holocene.

CONCLUSION

Many sections in the Upper Turonian-Coniacian chalks of the Haute-Normandie coastline display flint breccia bands, extending laterally over hundreds of meters. From these bands a decimeteric to metric network of vertical or oblique veins of compact chalk extends upwards and downwards.

Oblique echelon sheet flints are sometimes found near the breccia levels. These breccia bands are interpreted as shearing soles. Several soles can be superposed ; they are sometimes replaced by a set of discontinuous laminar structures or seams.

The breccia levels and the associated structures are often close to important dissymmetrical sedimentary structures such as channels. This unequal lateral loading creates a shear stress field that will be released by seisms produced by regional deep faults action.

The weak compaction of the chalk is early completed, the diverse phases of silicification take place during the diagenetic history of the chalk, before the fini-Cretaceous emersion.

After, this lithologic complex is affected by several phases of tectonical activity : distensional fault fields, conjugate transverse faults networks upon which the karst develops, and, at last, fields of fractures controlled by the late Quaternary morphology.

EXPLICATION DES PLANCHES XI ET XII

PLANCHE XI

Fig. 1. — St-Martin-aux-Buneaux, le Val : niveau de brèche de silex horizontal recoupant des nodules de silex (*Thalassinoides*) (cf. a, fig.-texte 2).

Fig. 1. — St-Martin-aux-Buneaux, le Val : horizontal flint breccia seam passing through flint nodules (cf. a, text-fig.2).

Fig. 2 et 3. — St-Martin-aux-Buneaux, le Val : base du niveau bréchique avec réseaux de filonnets plus ou moins obliques (cf. a, fig.-texte 2).

Fig. 2 and 3. — St-Martin-aux-Buneaux, le Val : base of a breccia seam with a network of more or less oblique veinlets (cf. a, text-fig.2).

Fig. 4. — St-Martin-aux-Buneaux, le Val : lame de silex oblique (type fente en échelon).

Fig. 4. — St-Martin-aux-Buneaux, le Val : oblique flint sheet (echelon crack type).

Fig. 5. — Veulettes Est : brèche de silex vue dans un plan horizontal (cf. a, fig.-texte 3).

Fig. 5. — Veulettes Est : horizontal view of a flint breccia (cf. a, text-fig.3).

Fig. 6. — Yport plage: niveau de brèche de silex horizontal sous un cordon de silex (*Thalassinoides*) (cf. a, fig.-texte 4).

Fig. 6. — Yport plage : horizontal flint breccia seam under a flint band (*Thalassinoides*) (cf. a, text-fig.4).

Fig. 7. — Yport plage: réseau de filonnets vu en plan horizontal sur l'estran.

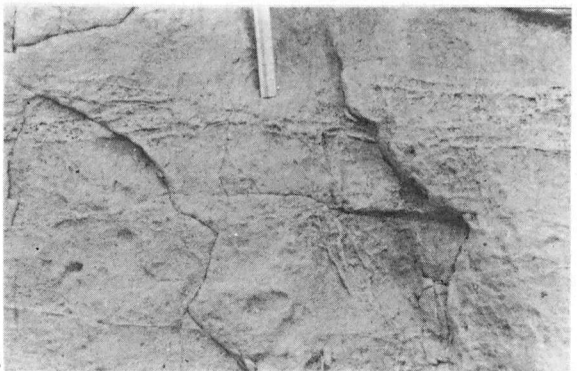
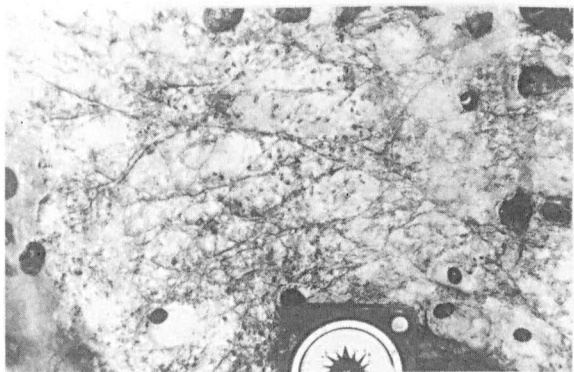
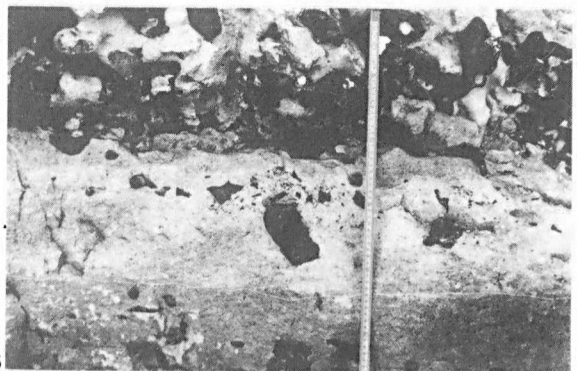
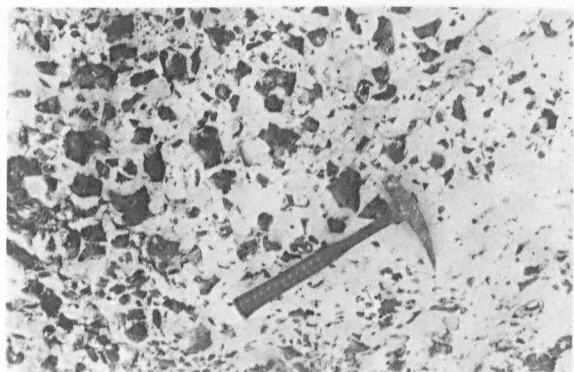
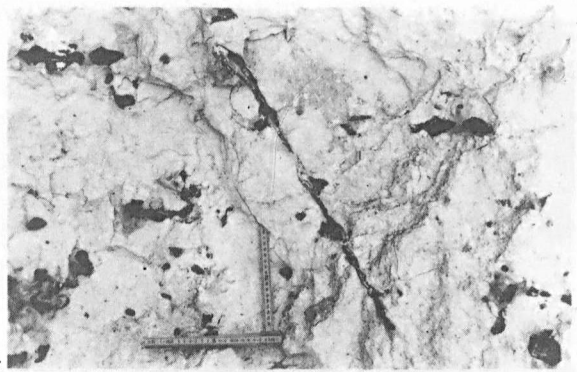
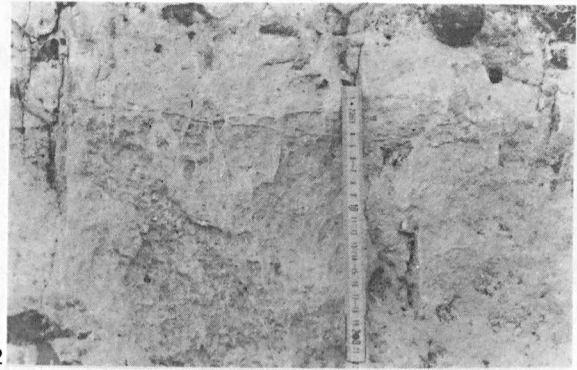
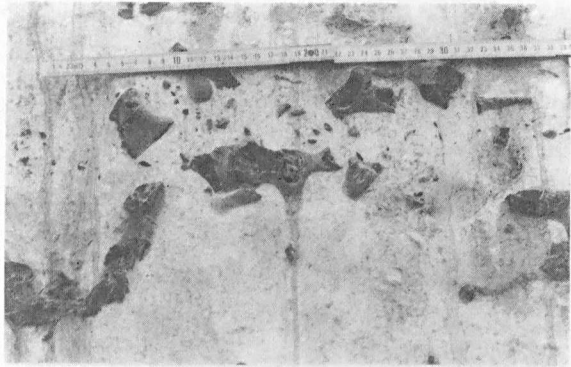
Fig. 7. — Yport plage : horizontal view on the foreshore of a veinlet network

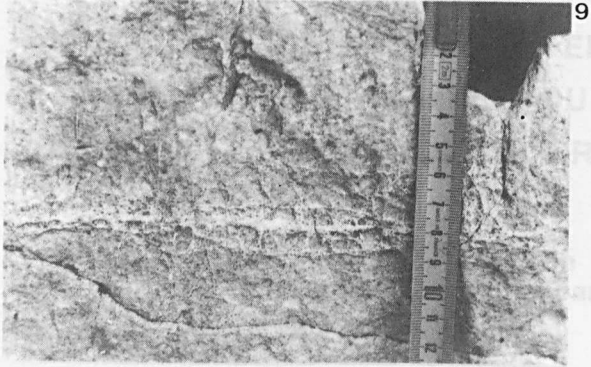
Fig. 8. — Yport plage : réseau de filonnets et structures lamellaires subhorizontales (cf. c, fig.-texte 4).

Fig. 8. — Yport plage : veinlet network and subhorizontal lamellar structures (cf. c, text-fig. 4).

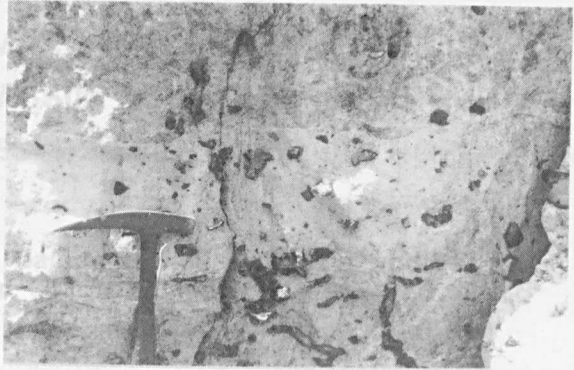
PLANCHE XII

- Fig. 1. — Yport plage : réseau de filonnets et structures lamellaires subhorizontales (cf. d, fig.-texte 4).
- Fig. 1. — Yport plage : veinlet network and subhorizontal lamellar structures. (cf. d, text-fig.4)*
- Fig. 2. — Yport, Pointe du Chicard : niveau horizontal de brèche de silex recoupant des terriers silicifiés (cf. a, fig.-texte 5).
- Fig. 2. — Yport, Pointe du Chicard : horizontal flint breccia seam passing through silicified burrows (cf. a, text-fig.5).*
- Fig. 3. — Etretat, Roc Vaudieu : veine de brèche de silex oblique recoupant des cordons de nodules de silex (au-dessus du marteau) (cf. a, fig.-texte 7).
- Fig. 3. — Etretat, Roc Vaudieu : oblique flint breccia seam going through nodular flint bands (above the hammer) (cf. a, text-fig.7).*
- Fig. 4. — Etretat, Banc à Cuves : deux niveaux de brèche de silex surmontant des structures lamellaires subhorizontales (cf. a, b, fig.-texte 8).
- Fig. 4. — Etretat, Banc à Cuves : two flint breccia seams over subhorizontal lamellar structures. (cf. a, b, text-fig.8).*
- Fig. 5. — Etretat, Banc à Cuves : nodule de silex épigénisant des structures lamellaires (cf. d, fig.-texte 8).
- Fig. 5. — Etretat, Banc à Cuves : flint nodule with epigenesis of lamellar structures. (cf. d, text-fig.8)*
- Fig. 6. — Etretat sud plage : niveau de brèche de silex surmontant des structures lamellaires subhorizontales (cf. a, fig.-texte9).
- Fig. 6. — Etretat sud plage : flint breccia seam over subhorizontal lamellar structures (cf. a, text-fig.9).*
- Fig. 7 et 8. — Petites Dalles : faisceau de lames de silex subhorizontales avec biseaux et brèches (cf. fig.-texte 11).
- Fig. 7 and 8. — Petites Dalles : subhorizontal set of flint sheets with wedges and breccias (cf. texte-fig.11).*





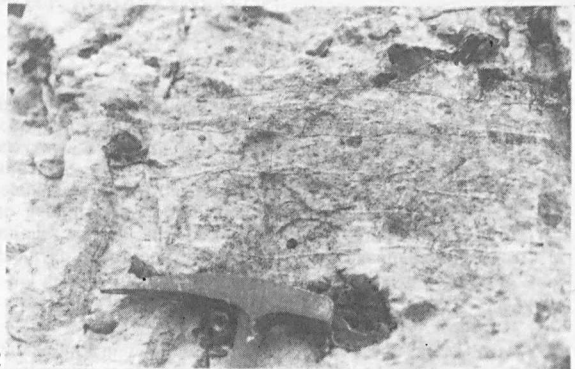
9



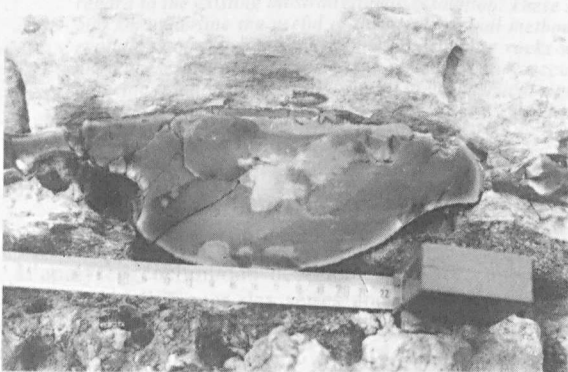
10



11



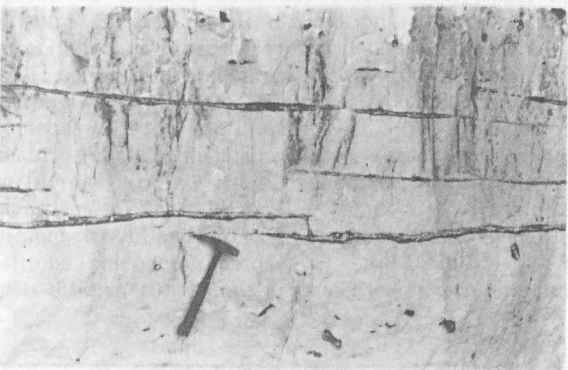
12



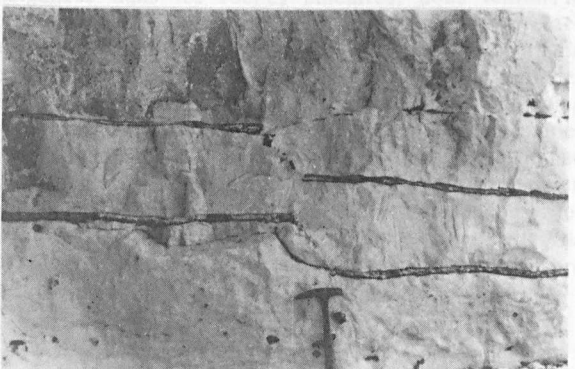
13



14



15



16

ÉVOLUTION DE LA TENEUR EN MANGANÈSE DES CRAIES DU CAMPANIEN/MAASTRICHTIEN DU BASSIN DE MONS (BELGIQUE) - COMPARAISON AVEC LES CRAIES D'ALLEMAGNE DU NORD.

Manganese contents evolution in the Campanian/Maastrichtian chalks of the Mons Basin (Belgium) - Comparison with the chalks of North Germany.

par H. ACCARIE (*), P. GENGEY (*) et F. ROBASYNSKI (**)

Résumé. — L'évolution temporelle de la concentration en manganèse des craies d'âge Campanien à Maastrichtien du Bassin de Mons est établie à partir de trois sondages carottés complémentaires d'un point de vue stratigraphique. Ce profil géochimique est ensuite comparé à celui relevé dans des craies d'âge équivalent affleurant en Allemagne du Nord. Pour chacune des deux séries, les concentrations en manganèse présentent des évolutions similaires aisément corrélables, à l'échelle de la résolution biostratigraphique existante. Ce synchronisme, entre deux régions distantes d'environ 500 km, souligne l'intérêt de ce type d'approche géochimique pour l'établissement de corrélations stratigraphiques régionales. L'origine de ces évolutions géochimiques seraient à rechercher dans des modifications du paléoenvironnement *s.l.* La comparaison du profil en manganèse avec la courbe calculée des taux d'accumulation de sédiments évoque le rôle essentiel du processus de dilution par la fraction biogène dans l'acquisition du signal géochimique.

Abstract. — Temporal evolution of manganese contents is determined on Campanian/Maastrichtian chalks of the Mons Basin from three cores combined stratigraphically. The geochemical profile is compared to this previously established in North Germany. In both areas, the manganese profiles display similar evolutions that can be easily correlated, with regard to the existing biostratigraphic resolution. These synchronous evolutions of manganese contents over a distance of 500 km underline the usefulness of this geochemical method for making stratigraphic correlations at regional scale. These evolutions of manganese contents in carbonate rocks would express paleoenvironmental changes. The comparison of manganese profile with the curve of sedimentary accumulation rate exhibits the leading part of dilution process by biogenic fraction in the establishment of geochemical signal.

I. — INTRODUCTION

L'analyse géochimique des éléments traces appliquée aux calcaires pélagiques des séries anciennes a permis de mettre en évidence le potentiel stratigraphique de cette méthode (Graham *et al.*, 1982; Renard, 1986; Jørgensen, 1986). Des travaux récents menés sur des carbonates, déposés au Crétacé dans des bassins téthysiens, ont démontré que les profils d'évolution temporelle de la concentration en manganèse présentaient des variations à long et à court terme significatives, corrélables d'un site à l'autre, sur des distances pouvant atteindre le millier de kilomètres (Accarie *et al.*, 1989, 1993, 1994; Emmanuel et Renard, 1993). Ces fluctuations en manganèse peuvent être considérées comme des événements géochimiques synchrones, à l'échelle de la résolution stratigraphique existante. Un tel synchronisme pour des coupes ayant des positions paléogéographiques et des évolutions post-dépôts différentes ne peut s'expliquer uniquement en terme

de modifications diagénétiques associées à l'enfouissement de la série. L'acquisition de ce signal manganèse pourrait ainsi relever de phénomène(s) sédimentaire(s) d'ampleur pour le moins régionale.

Dans le but d'appréhender les mécanismes susceptibles de contrôler la répartition tant spatiale que temporelle du manganèse dans les roches calcaires, nous tenions à éprouver une fois encore, pour la période du Crétacé supérieur, l'intérêt stratigraphique de cet élément. En complément aux travaux antérieurs, réalisés sur des calcaires de nature pélagique déposés dans le domaine téthysien, notre étude s'est focalisée sur des ensembles carbonatés de plate-forme épicontinentale appartenant au domaine boréal. Deux sites, stratigraphiquement bien calibrés et distants d'environ 500 km, ont été retenus : les carrières de la région de Mons en Belgique et celles de Lägerdorf, Krons Moor et Hem Moor en Allemagne du Nord (fig. 1).

(*) E.N.S.Mines de Paris, CGES - Sédimentologie, 35 rue St-Honoré - F 77305 Fontainebleau Cedex

(**) Faculté Polytechnique de Mons, 9 rue de Houdain - B 7000 Mons

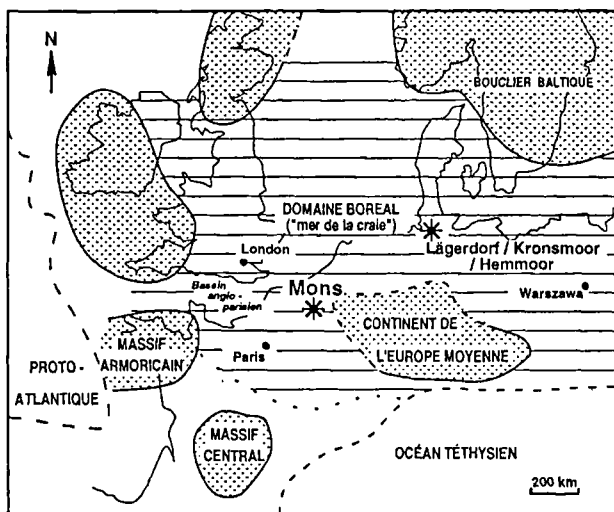


Fig. 1. — Extension de la " Mer de la Craie " en Europe du Nord au Campanien (d'après Christensen, 1991), et localisation des sites étudiés.

Fig. 1. — Extension of the " Chalk Sea " in North Europe at the Campanian (from Christensen, 1991), and situation of the studied areas.

II. — LA RÉGION DE MONS

Dans la région de Mons, le Campanien-Maastrichtien est représenté par environ 250 m de craies souvent très pures. La teneur en CaCO₃ est généralement supérieure à 90%, seules les craies phosphatées présentent des valeurs plus faibles, en moyenne voisines de 70%. La série est subdivisée en cinq formations séparées par des niveaux repères (ex. : hard-ground, poudingue, surface perforée) qui correspondent le plus souvent à des hiatus stratigraphiques (fig. 2). Le cadre biostratigraphique de la série du Campanien/Maastrichtien de la région de Mons est établi sur la base de l'étude de la macrofaune (bélemnites et échinides) et de la microfaune (foraminifères benthiques) (Robaszynski et Christensen, 1989; Jeletzky, 1951), en référence à la biozotation définie par Schulz *et al.* (1984) dans les craies d'Allemagne du Nord.

1) Matériel d'étude et méthodologie

Le travail s'est appuyé sur trois sondages carottés complémentaires d'un point de vue stratigraphique. Deux d'entre eux (C.B.R. 15 et C.B.R. 10), distants de 800 m, sont placés près des carrières d'Harmignies (fig. 3). Ils ont traversé les Craies de Nouvelles/Obourg (C.B.R. 10) et de Trivières (C.B.R. 15). Le troisième sondage (S2) est localisé approximativement à 7 km à l'Ouest des précédents. Il a débuté dans le Tuffeau de Ciplly (Danien) puis a traversé toute la série crayeuse jusqu'au sommet de la Craie de Nouvelles.

Aucune donnée biostratigraphique directe n'est actuellement disponible sur ces trois sondages. Le calibrage résulte de corrélations lithostratigraphiques qui s'appuient à la fois sur les travaux récents de datations effectués par Robaszynski et Christensen (1989) dans les carrières d'Harmignies, de Ciplly et de Cuesmes, et sur ceux plus anciens réalisés par Jeletzky (1951) pour la partie

AGES	BIOZONES	FORMATIONS
MAASTRICHTIEN	<i>danica / danica</i>	HIATUS
	<i>danica / argenta</i>	SAINT SYMPHORIEN
	<i>argenta / junior</i>	
	<i>tegulatus / junior</i>	
	<i>fastigata</i>	HIATUS
	<i>cimbrica</i>	CIPLY
	<i>sumensis</i>	
	<i>obtusa</i>	
	<i>pseudobtusa</i>	
	<i>lanceolata</i>	HIATUS
CAMPANIEN <i>p.p.</i>	<i>grimmensis / granulosis</i>	SPIENNES
	<i>iangei</i>	
	<i>polyplacum / B. "minor"</i>	HIATUS
	<i>roemeri</i>	NOUVELLES
	<i>basiplana / spiniger</i>	OBOURG
	<i>conica / mucronata</i>	HIATUS
	<i>gracilis / mucronata</i>	TRIVIERES
	<i>conica / gracilis</i>	
	<i>papillosa</i>	

Fig. 2. — Ages biostratigraphiques des Craies du Bassin de Mons (d'après Robaszynski et Christensen, 1989; et Jeletzky, 1951)

Fig. 2. — Biostratigraphical ages of the Chalk Formations of the Mons Basin (from Robaszynski and Christensen, 1989; and Jeletzky, 1951).

supérieure de la série. Les datations obtenues dans les carrières d'Harmignies peuvent être raisonnablement extrapolées aux sondages C.B.R. 10 et 15 implantés à moins de 800 m de ces excavations. Le carottage S2 a traversé sur environ 70 m la plus grande épaisseur connue de la Craie phosphatée de Ciplly. Toutefois, dans les carrières de Ciplly au Sud et de Cuesmes à 2 km au Nord de S2, seuls les 10 premiers mètres de cette formation étaient accessibles pour l'étude paléontologique. En conséquence, il est fort probable que la Craie phosphatée de Ciplly a une extension stratigraphique plus large que celle figurée dans la synthèse présentée par Robaszynski et Christensen (1989). Jeletzky (1951) attribue à la Craie phosphatée de Ciplly un âge compris entre la zone à *obtusa* et la zone à *fastigata* (fig. 2).

134 échantillons ont été prélevés, avec un pas moyen d'environ 2 m, sur la totalité des séries carottées (Gencey, 1996) en excluant les faciès de type hard-ground, surface perforée et poudingue. A partir de ce matériel, nous avons procédé à une attaque de la roche à l'acide acétique faiblement concentré (N) selon un protocole proche de celui développé par Renard au Laboratoire de Géologie des

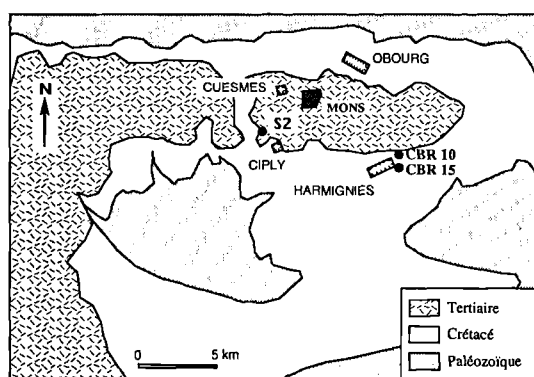


Fig. 3. — Croquis géologique présentant la position des sondages carottés et les principales carrières.

Fig. 3. — Sketch of geological map showing position of the studied drilling cores and situation of major quarries.

Bassins Sédimentaires de l'Université de Paris VI (Renard et Blanc, 1971; Richebois, 1990). Seules quelques modifications mineures ont été apportées compte tenu de la spécificité de la méthode de dosage mise en œuvre au Laboratoire de Géologie de l'École des Mines de Saint-Etienne qui dispose d'un spectromètre I.C.P. (A.E.S.). L'incertitude sur les mesures reste inférieure à 10% (Richebois, 1990; Gencey, 1996). L'attaque à l'acide acétique présente l'avantage de mettre en solution la totalité du carbonate de calcium tout en préservant l'essentiel de la phase argileuse résiduelle. En complément aux attaques à l'acide acétique, certains échantillons provenant de la Craie de Trivières ont fait l'objet d'une mise en solution de la roche totale. Les résultats du dosage soulignent que dans nos craies la majeure partie du manganèse (93%) est mis en solution lors de l'attaque acétique.

2) Évolution temporelle de la concentration en manganèse

La complémentarité stratigraphique des carottes analysées permet de construire une courbe synthétique de l'évolution des concentrations en manganèse pour la période considérée (fig. 4). Dans la zone de recouvrement des sondages CBR 10 et CBR 15, la bonne superposition d'ensemble des signaux géochimiques assure d'une certaine façon la crédibilité de la démarche synthétique. L'écart de l'ordre de 20 ppm relevé entre les deux sondages aux points extrêmes de la zone de recouvrement est cohérent avec une incertitude de la mesure estimée à 10%.

Les teneurs en manganèse sont comprises entre 67 et 179 ppm (fig. 4). La courbe d'évolution temporelle des concentrations montre de nombreuses fluctuations significatives d'amplitude et de longueurs d'onde variables. La craie de Trivières carottée dans le sondage CBR 15 enregistre une diminution générale des concentrations depuis la base vers le sommet. Un minimum se dessine au passage de la Craie de Trivières à la Craie de Nouvelles/Obourg daté de la zone à *conica/mucronata*. Au delà, les concentrations augmentent progressivement dans les craies de Nouvelles/Obourg pour atteindre des valeurs maximales dès la base de la zone à *roemeri* et/ou au sommet de la zone à *basiplana/spiniger*. Une retombée s'amorce juste avant le hiatus de la zone à *polyplocum*. La craie de Spiennes débute dans la zone à *langei* avec des valeurs

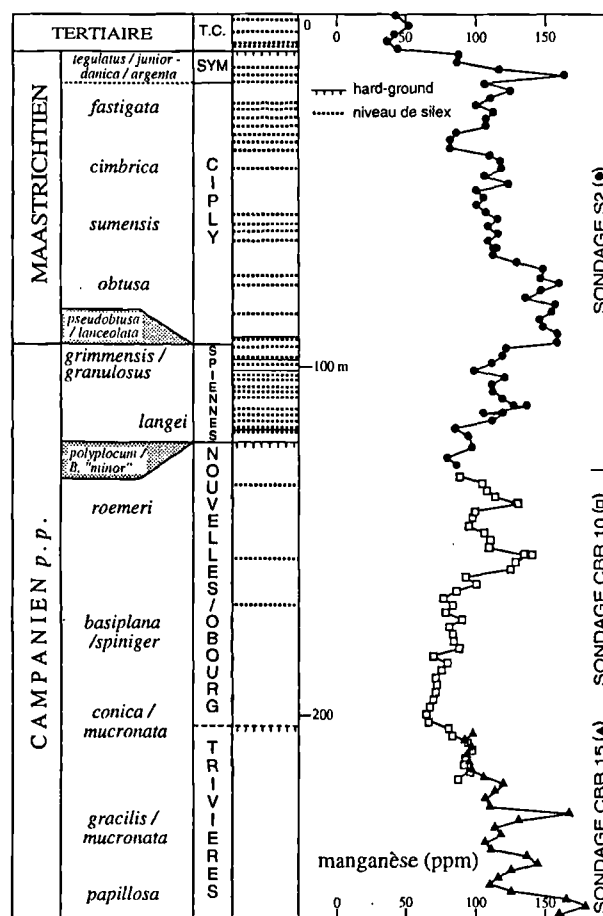


Fig. 4. — Lithologie, biostratigraphie et teneurs en manganèse des Craies d'âge Campanien/Maastrichtien du Bassin de Mons.

Fig. 4. — Lithology, biostratigraphy and manganese contents of Campanian/Maastrichtian chalks of the Mons Basin.

faibles qui évoluent rapidement vers un maximum. Le passage de la Craie de Spiennes à la Craie phosphatée de Cibly est souligné par une brutale augmentation, de l'ordre de 50 ppm, conduisant à des concentrations élevées dans le premier tiers de la Craie de Cibly. Après une chute rapide, les valeurs restent plutôt stables, comprises entre 110 et 120 ppm, jusqu'à la limite avec le Tuffeau de Saint-Symphorien. Dans cette dernière Formation, les valeurs montreraient une évolution générale décroissante suivie d'une nouvelle chute brutale des concentrations, proche de 50 ppm, marquant la limite avec le Tuffeau de Cibly.

III. — COMPARAISON DES ÉVOLUTIONS DE LA CONCENTRATION EN MANGANÈSE ENTRE LA RÉGION DE MONS ET LE NORD DE L'ALLEMAGNE.

1) Les sites de Lägerdorf, Krons Moor et Hemmoor

Les craies d'Allemagne du Nord sont exploitées dans trois grandes carrières. Les exploitations de Lägerdorf et de Krons Moor (fig. 1), distantes d'environ 2 km, sont situées à environ 50 km au NW de Hambourg tandis que le site

d'Hemmoor est localisé à 35 km au SW de Lägerdorf. Les séries exposées dans ces exploitations sont complémentaires d'un point de vue stratigraphique, et leur mise en superposition permet de définir une succession complète des faciès du Coniacien au Maastrichtien. Ces craies d'Allemagne du Nord ont fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques (Ernst, 1978; 1982; Schulz *et al.*, 1984), stratigraphiques (Schulz *et al.*, 1984; Hansen *et al.*, 1992) et géochimiques (Schönfeld *et al.*, 1991; McArthur *et al.*, 1993; McLaughlin *et al.*, 1995; Jørgensen, inédit).

Le Campanien-Maastrichtien est représenté par approximativement 400 m de craies blanches, très fines et très pures (Ernst, 1978, Schulz *et al.*, 1984). Les pourcentages en CaCO₃ sont toujours supérieurs à 90% et très souvent voisins de 95%. Quelques horizons argileux ainsi que des cordons de silex sont intercalés dans cette série crayeuse. Aucune surface d'érosion, ni de condensation (hard-ground) n'y a été signalée (fig. 5). Le cadre biostratigraphique est établi à partir de trois groupes de macrofossiles : les bélemnites, les inocérames et les échinides. Les ammonites sont rares et ne sont présentes qu'à partir du Campanien supérieur (Schulz *et al.*, 1984). Des études récentes ont permis de proposer un calibrage magnétostratigraphique d'une partie de la série d'âge Campanien-Maastrichtien (Hansen *et al.*, 1992). La géochimie des éléments-traces a été réalisée par Jørgensen (résultats inédits) selon un protocole très proche de celui que nous avons utilisé (Jørgensen, 1986). Les concentrations en manganèse mesurées dans les craies d'Allemagne du Nord varient entre 80 et 410 ppm tandis que la courbe de leur évolution temporelle enregistre des fluctuations significatives à des échelles variées (fig. 5).

2) Comparaison des signaux géochimiques du manganèse entre la région de Mons et le Nord de l'Allemagne

Une comparaison des signaux géochimiques du manganèse de la craie entre la région de Mons et le Nord de l'Allemagne est possible sur la base des éléments de datation biostratigraphiques dont nous disposons (fig. 5). Dans le secteur de Mons, un premier minimum de concentration, reconnu au passage de la Craie de Trivières à la Craie de Nouvelles/Obourg, est daté de la biozone à *conica/mucronata*. Il peut être identifié à celui que présente la coupe de Lägerdorf à la même époque dans la biozone à *conica/senior*, équivalente à la précédente. A ces faibles valeurs succèdent, dans les deux sites, une augmentation progressive du manganèse jusqu'à un maximum relatif défini dès la fin de la biozone à *stobei/basiplana* en Allemagne, équivalente de la zone à *basiplana/spiniger* à Mons, où ce maximum est initié à la transition *basiplana/roemeri*. En Allemagne, au cours de l'intervalle *vulgaris/polyplocum*, les concentrations en manganèse restent élevées avant de chuter brutalement à la transition entre les zones à *polyplocum* et *langei*. A Mons dans la zone à *roemeri*, équivalente de la zone à *vulgaris*, les valeurs en manganèse dessinent un maximum relatif suivi d'une retombée conduisant à un minimum relatif sous le hiatus de la zone à *polyplocum*. A Kronsnoor, dans l'intervalle compris entre la biozone à *langei* et la biozone à *obtusa*, les valeurs passent par un maximum puis chutent au sommet de la zone à *obtusa* conduisant à des faibles concentrations équivalentes à celles de la limite *polyplocum/langei*. A Mons, dans la partie inférieure de cet intervalle, correspondant aux biozones à *langei* et à *grimmensis/granulosus*, la courbe du manganèse présente une évolution

sensiblement comparable jusqu'à la base de la zone à *obtusa* puis se relève brutalement. Au delà les valeurs restent élevées puis retombent pour rejoindre des concentrations proches de 100 ppm. Cette chute des valeurs n'apparaît pas fondamentalement liée aux faciès, et aucune relation avec l'évolution des concentrations en phosphore n'a pu être mise en évidence. Nous pouvons alors envisager de faire correspondre la fin de cette retombée brutale des teneurs en manganèse dans la région de Mons à celle observée en Allemagne du Nord au sommet de la biozone à *obtusa*. Dès lors, dans le sondage S2 la biozone à *obtusa* serait représentée par les 25 premiers mètres de la Craie phosphatée de Ciplu. Cette hypothèse est compatible avec les résultats paléontologiques obtenus par Robaszynski et Christensen (1989) qui, compte tenu de la rareté des affleurements, n'avaient pu étudier que les 10 premiers mètres de la base de cette formation et les avaient datés de la biozone à *obtusa*. Au delà de cette chute brutale à Mons, le signal géochimique ne montre aucune évolution remarquable jusqu'à la limite avec le Tuffeau de Saint Symphorien, correspondant ainsi à l'intervalle de temps défini par les zones à *sumensis*, *cimbrica* et *fastigata p.p.* (Jeletzky, 1951). En Allemagne, à la même époque, le manganèse enregistre une évolution générale légèrement croissante caractérisée par une faible dispersion des valeurs.

En résumé, six zones de teneurs différenciées paraissent communes à Mons et en Allemagne du Nord pour la période du Campanien-Maastrichtien p.p. (fig. 5):

- la zone **a** montre des teneurs variables mais globalement décroissante en s'élevant dans la série;
- la zone **b**, avec ces basses valeurs relatives, marquent l'inflexion entre la zone a et c;
- la zone **c** se caractérise du bas vers vers le haut par une évolution croissante puis décroissante;
- la zone **d** correspond au premier ensemble de fortes valeurs relatives débutant par une augmentation nette,
- la zone **e** constitue le deuxième ensemble aux valeurs élevées se terminant par une chute brutale;
- la zone **f** ne présente aucune tendance réellement significative à Mons, tout au plus une légère évolution croissante en Allemagne du Nord

IV. — DISCUSSION

Dans les sédiments marins récents, le manganèse peut se rencontrer sous diverses formes : associé aux minéraux aluminosilicatés tels que les argiles (Glasby, 1977; Graybeal et Heath, 1984), coprécipité avec la calcite biogène (Martin et Knauer, 1983; Collier et Edmond, 1984), ou encore à l'état d'oxydes (MnO₂) et d'hydroxydes (MnOOH) (Murray et Brewer, 1977; Van der Weijden, 1992). En fait, à l'interface eau-sédiment, le manganèse, dissous dans l'eau de mer, est piégé préférentiellement sous forme d'oxydes et d'hydroxydes (Calvert et Pedersen, 1993).

Au cours de leur enfouissement, les sédiments évoluent dans un milieu réducteur où les oxy-hydroxydes de manganèse deviennent solubles. On enregistre alors un enrichissement corrélatif en manganèse des fluides interstitiels. Les mécanismes de redistribution du Mn²⁺, tant latéralement que vers les horizons superficiels, sont connus et largement documentés (Froelich *et al.*, 1979; Van

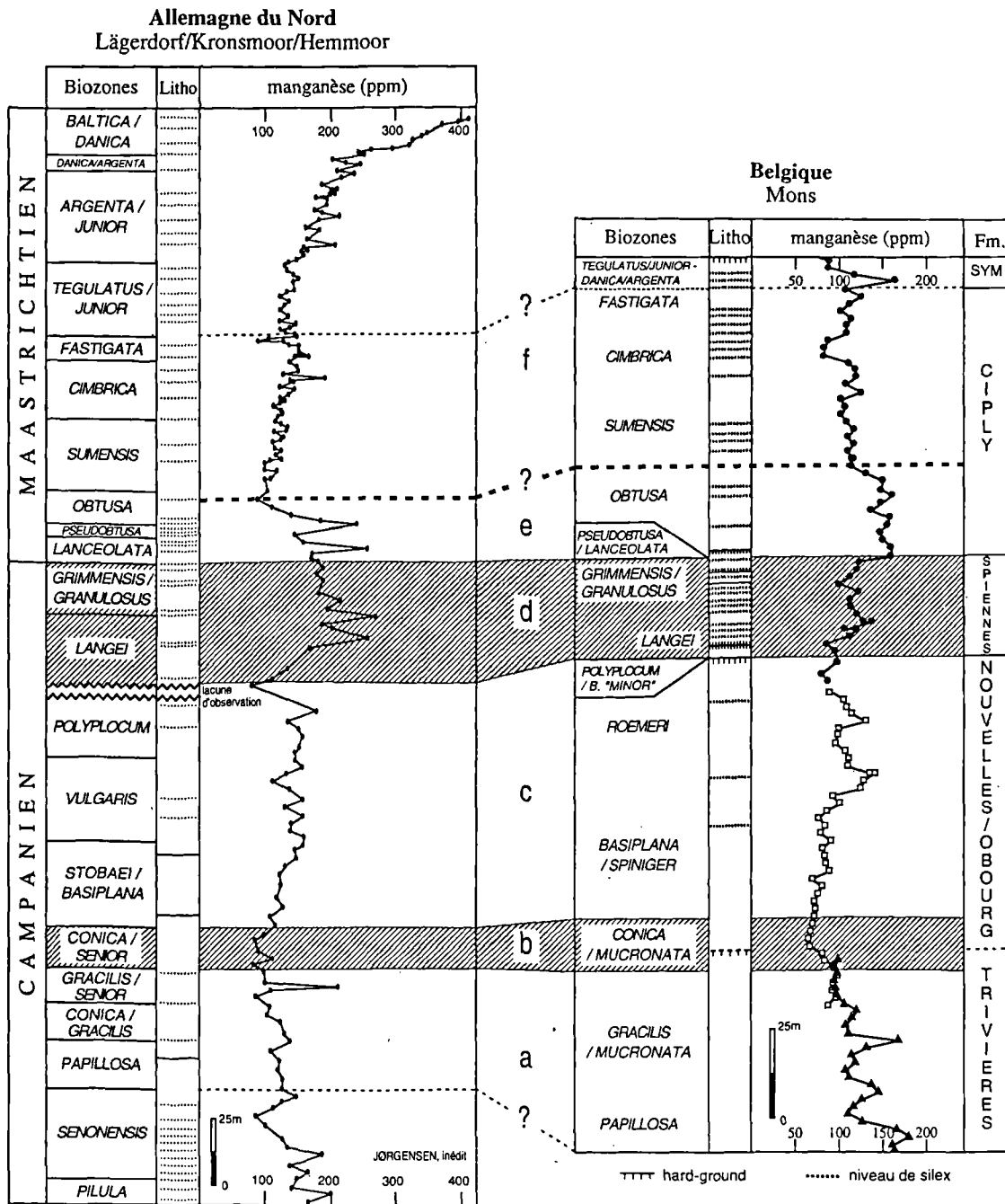


Fig. 5. — Évolution comparée des teneurs en manganèse des Craies du Bassin de Mons et d'Allemagne du Nord.

Fig. 5. — Comparative evolution of manganese contents of Chalks from Mons Basin and North Germany.

der Weijden, 1992; Calvert et Pedersen, 1993). Toutefois, un équilibre s'installe entre le fluide interstitiel et la phase solide, contrôlé par la précipitation d'une phase complexe de carbonate de manganèse (Mn_{1-x}, Ca_xCO_3) (Franklin et Morse, 1983; Pedersen et Price, 1982; Boyle, 1983). Cette phase d'équilibre est déterminée non seulement par les conditions de pH et d'alcalinité (Pedersen et Price, 1982) mais également par le contenu en carbonate du sédiment. Middelburg *et al.*, 1987 notent, en référence à de nombreux travaux, que la concentration en manganèse dans le fluide interstitiel est d'autant plus faible que le sédiment est riche en carbonate. Cette relation est confirmée par les études de laboratoire qui montre une forte adsorption du manganèse

sur les surfaces des grains de calcite (débris biogènes) suivie d'une nucléation et de la précipitation de carbonate de manganèse (McBride, 1979; Boyle, 1983; Comans et Middelburg, 1987). Ainsi, les données expérimentales s'accordent avec les observations pour souligner le rôle fondamental joué par la calcite sur la solubilité du manganèse au cours de la diagenèse précoce. Les modalités de cette interaction conduisent fondamentalement le manganèse d'un état d'oxyde à une phase complexe de carbonate de sorte que sa migration dans la colonne sédimentaire reste limitée dans le cas de dépôts très riches en carbonates. On peut donc raisonnablement admettre que la majeure partie de la concentration originelle du

manganèse acquise à l'interface eau-sédiment sera préservée lors de l'enfouissement. En conséquence, les profils en manganèse établis dans les craies du bassin de Mons et d'Allemagne du Nord peuvent être interprétés comme une image peu déformée du signal géochimique originel, et les variations temporelles relèveraient fondamentalement de modifications des conditions de dépôt. Par ailleurs, le synchronisme des évolutions géochimiques reconnu entre ces deux sites distants de près de 500 km traduit nécessairement la dimension pour le moins régionale de ces modifications de l'environnement sédimentaire.

Les investigations menées depuis plus d'une trentaine d'années dans le domaine océanique ont démontré que l'enrichissement en manganèse des sédiments, fondamentalement sous la forme d'oxydes et d'hydroxydes, est sous le contrôle combiné des apports de manganèse d'origine océanique et/ou continentale (Baturin, 1988), de la paléodistance du site aux zones sources (Lyle, 1976; Klinkhammer, 1980; Baturin, 1988; Emmanuel et Renard, 1993), du potentiel redox à l'interface eau-sédiment (Grill, 1982; Renard et Létolle, 1983; Khalhorn et Emerson, 1984), ainsi que du taux d'accumulation des particules détritiques et/ou biogéniques (Krishnaswami, 1976; Sugisaki, 1984).

Au cours du Campanien Maastrichtien, la sédimentation tant dans le bassin de Mons qu'en Allemagne du Nord est continuellement dominée par les dépôts biogènes carbonatés et siliceux. La phase minérale détritique, quartz et aluminosilicates, reste extrêmement discrète et ne représente en moyenne que 2 à 3% du poids de la roche. Ces résultats témoignent de la relative stabilité de la paléogéographie régionale au cours de cette période où les aires de dépôts restent protégées des apports terrigènes résultant de l'érosion et de l'altération des masses continentales adjacentes. Dans ce contexte, les variations d'apport de manganèse d'origine continentale sont sans doute restées très faibles et leur contribution sur l'évolution générale du signal limitée. De même, aucune indication sédimentaire (niveau anoxique, croûte minéralisée, ...) n'existe susceptible de rendre compte de modifications substantielles du potentiel d'oxydo-réduction à l'interface eau-sédiment au cours de cette période. Les variations du degré d'oxygénation des eaux de fond semblent donc avoir été discrètes et leur effet sur l'acquisition du signal géochimique peuvent être considérés comme négligeable. Sur la base des travaux magnétostratigraphiques disponibles sur les craies d'Allemagne du Nord (Hansen *et al.*, 1992), une courbe des variations du taux d'accumulation de sédiments a été construite puis mise en regard avec le profil d'évolution des concentrations en manganèse (fig. 6). Malgré une différence importante dans les niveaux de résolution stratigraphique, il se dessine en grand une corrélation négative entre ces deux signaux. Les fortes teneurs relatives en manganèse sont associées à de faibles taux d'accumulation de sédiments, et inversement. Si l'on tient compte de l'analyse menée précédemment, cette relation peut être interprétée simplement comme la conséquence d'une dilution variable des précipitats d'oxydes et d'hydroxydes de manganèse par la fraction sédimentaire, composée très majoritairement de débris biogènes. Les variations d'apports biogéniques sur le fond pourraient trouver leur origine dans des fluctuations de la productivité primaire notamment dans la tranche d'eau superficielle.

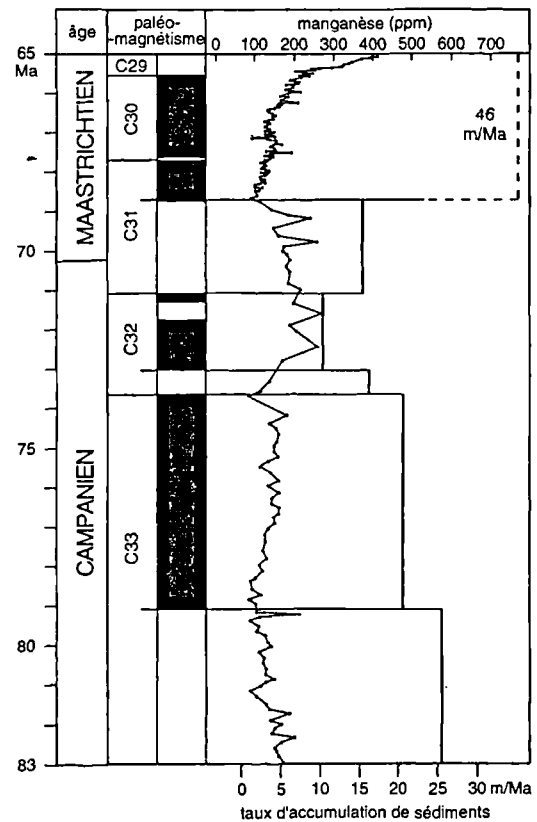


Fig. 6. — Profil en manganèse et évolution du taux d'accumulation de sédiments pour les Craies d'Allemagne du Nord. Les données paléomagnétiques sont de Hansen *et al.* (1992), et les âges absolus de Cande et Kent (1995).

Fig. 6. — Manganese profile and evolution of sedimentary accumulation rate from North Germany Chalks. Paleomagnetic data are from Hansen *et al.* (1992), and absolute age from Cande and Kent (1995).

V. — CONCLUSIONS

- Les signaux géochimiques du manganèse relevés dans les craies de la région de Mons ainsi que dans les craies du Nord de l'Allemagne présentent des variations temporelles significatives qui peuvent être corrélées d'un site à l'autre sur la base des données biostratigraphiques existantes. Ces fluctuations du manganèse se présentent alors comme des événements géochimiques synchrones (à l'échelle de la résolution biostratigraphique) entre deux régions distantes d'environ 500 km. Ces résultats témoignent incontestablement de l'intérêt de ce type d'approche géochimique en tant qu'outil de corrélation stratigraphique à l'échelle régionale..

- Les investigations menées dans les sédiments actuels ainsi que les travaux expérimentaux et de modélisation suggèrent que les variations de teneurs en manganèse reconnues dans les séries carbonatées anciennes sont l'expression de modifications du paléoenvironnement *s.l.* Le synchronisme des évolutions géochimiques entre les sites du Bassin de Mons et d'Allemagne du Nord soulignent la dimension régionale de ces changements environnementaux.

- La comparaison du profil d'évolution des teneurs en manganèse avec la courbe calculée des variations du taux d'accumulation de sédiments évoque l'importance du processus de dilution par la fraction biogène dans l'acquisition du signal géochimique. Cette dilution différentielle pourrait être l'expression de fluctuations de la productivité primaire notamment dans les eaux de surface.

Remerciements. — Nous remercions Messieurs César et Willemart, responsables de la carrière des Cimenteries Belges Réunies (CBR) d'Harmignies, de nous avoir donné toute liberté pour échantillonner et étudier les sondages CBR 10 et 15. Nous tenons également à remercier très chaleureusement Niels Oluf Jørgensen de l'Institut de Géologie de l'Université de Copenhague pour nous avoir communiqué et autorisé à publier les données géochimiques concernant les craies d'Allemagne du Nord.

BIBLIOGRAPHIE

- ACCARIE H., RENARD M., DECONINCK J.-F., BEAUDOIN B. et FLEURY J.-J. (1989).— Géochimie des carbonates (Mn, Sr) et minéralogie des argiles de calcaires pélagiques sénoniens. Relations avec les variations eustatiques (Massif de la Maiella, Abruzzes, Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, série II, 1679-1685.
- ACCARIE H., RENARD M. et JØRGENSEN N.O. (1993).— Le manganèse des carbonates pélagiques : outil stratigraphique et paléogéographique (le Sénonien d'Italie centrale, de Tunisie et du Danemark. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, série II, 1679-1685.
- ACCARIE H., FLEURY J.-J., DECONINCK J.-F., OUALI A. et RENARD M. (1994).— Comparaison des données biostratigraphiques, minéralogiques et géochimiques dans les calcaires pélagiques sénoniens de la région de Karpénissi (bassin du Pinde-Olonos, Grèce continentale). *Ann. Soc. Géol. du Nord*, T. 3 (2ème série), 87-96.
- BATURIN G.N. (1988).— The geochemistry of manganese and manganese nodules in the ocean. D. Reidel Publish. Co., Dordrecht, 325 p.
- BOYLE E.A. (1983).— Manganese carbonate overgrowths on foraminifera tests. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1815-1819.
- CALVERT S.E. et PEDERSEN T.F. (1993).— Geochemistry of recent oxic to anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Mar. Geol.*, 113, 67-88.
- CANDE S.C. et KENT D.V. (1995).— Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, B 04, 6093-6095.
- CHRISTENSEN W.K. (1991).— Belemnites from the Coniacian to Lower Campanian chalks of Norfolk and southern England. *Palaeontology*, 34, 695-749.
- COLLIER R. et EDMOND J. (1984).— The trace element geochemistry of marine biogenic particulate matter. *Prog. Oceanogr.*, 13/2, 113-119.
- COMANS R.N. et MIDDELBURG J.J. (1987).— Sorption of trace metals on calcite : applicability of the surface precipitation model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2587-2591.
- EMMANUEL L. et RENARD M. (1993).— Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) of the Late Tithonian - Berrasian pelagic limestones of the Vocontian Trough (SE France). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 17/1, 205-221.
- ERNST H. (1978).— Zu bathymetrie und sedimentstrukturen di schreibkreide von Lägerdorf/Holstein (Coniac-Santon). Eine quantitative analyse der foraminifera-faunen. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 48, 53-78.
- ERNST H. (1982).— The Marl Layer M 100 in the Maastrichtian Hemmoor - An example of selective $CaCO_3$ dissolution. *Geol. Jb.*, A 61, 109-127.
- FRANKLIN M.L. et MORSE J.W. (1983).— The interaction of manganese (II) with the surface of calcite in dilute solution and sea water. *Mar. Chem.*, 12, 241-254.
- FRÖLICH P.N., KLINKHAMMER G.P., BENDER M.L., LUEDTKE N.A., HEATH G.R., CULLEN D., DAUPHIN P., HAMMOND D., HARTMAN B. et MAYNARD V. (1979).— Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic : suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1075-1090.
- GENCEY P. (1996). — Géochimie des Craies du Campanien/Maastrichtien du Bassin de Mons (Belgique) : essai de chimostratigraphie. Mém. D.E.A Méthodes Quantitatives et Modélisation des Bassins Sédimentaires, inédit, 42 p.
- GLASBY G.P. Ed. (1977).— Marine manganese deposits. Oceanography series, 15, Elsevier, Amsterdam, 510 p.
- GRAHAM D.W., BENDER M.L., WILLIAMS D.F. et KEIGWIN L.D. (1982).— Strontium-calcium ratio in Cenozoic planktonic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1281-1292.
- GRAYBEAL A.L. et HEATH G.R. (1984).— Remobilization of transition metals in surficial pelagic sediments from the eastern Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 965-975.
- GRILL E.V. (1982).— Kinetic and thermodynamic factors controlling manganese concentrations in oceanic waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2435-2446.
- HANSEN H.J., RASMUSSEN K.L. et HOLM P.M. (1992).— Magnetostratigraphy and cyclostratigraphy of the Campanian of Lägerdorf, Itzehoe. Cretaceous Symposium, Hambourg. Abstracts book, 2 p.
- JELETZKY J.A. (1951). - Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks, sowie einige allgemeine Gliederungs-Probleme der jüngeren Oberkreide Eurasiens. *Beih. Geol. Jahrb.*, 1, 142 p.
- JØRGENSEN N.O. (1986).— Chemostratigraphy of Upper Cretaceous chalk in the Danish subbasin. *A.A.P.G. Bull.*, 73/3, 309-317.
- KALHORN S. et EMERSON S. (1984).— The oxidation state of manganese in surface sediments of deep sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 897-902.
- KLINKHAMMER G.P. (1980).— Observations of the distribution of manganese over the East Pacific Rise. *Chem. Geol.*, 29, 211-226.
- KRISHNASWAMI S. (1976).— Authigenic transition elements in pelagic clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 425-434.
- LYLE M. (1976).— Estimation of hydrothermal manganese input to the oceans. *Geology*, 4, 733-736.
- MARTIN J.H. et KNAUER G.A. (1983).— VERTEX : manganese transport with $CaCO_3$. *Deep Sea Res.*, 30, 411-425.
- McARTHUR J.M., THIRLWALL M.F., CHEN M., GALE A.S. et KENNEDY W.J. (1993).— Strontium isotope stratigraphy in the Late Cretaceous : numerical calibration of the Sr isotope curve, and intercontinental correlation for the Campanian. *Palaeoceanography*, 8/6, 859-873.
- McBRIDE M.B. (1979).— Chemisorption and precipitation of Mn^{2+} at $CaCO_3$ surfaces. *Soil Sci. Amer. J.*, 43, 693-698.
- McLAUGHLIN J.M., McARTHUR J.M., THIRLWALL M.F., HOWARTH R., BURNETT J., GALE A.S. et KENNEDY W.J. (1995).— Sr isotope evolution of Maastrichtian seawater determined from the chalk of Hemmoor, NW Germany. *Terra Nova*, 7, 491-499.
- MIDDELBURG J.J., DE LANGE G.J., VAN DER WEIJDEN C.H. (1987).— Manganese solubility control in marine pore waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 759-763.

- MURRAY J.W. et BREWER P.G. (1977).— Mechanisms of removal of manganese, iron and other trace metals from sea water. *In* : G.P. GLASBY Ed., Marine manganese deposits. Oceanography series, 15, Elsevier, Amsterdam, 291-325.
- PEDERSEN T.F. et PRICE N.B. (1982).— The geochemistry of manganese carbonate in Panama Basin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 59-68.
- RENARD M. (1986).— Pelagic carbonate chemostratigraphy. *Mar. Micropaleont.*, 10, 117-164.
- RENARD M. et BLANC P. (1971).— Mise au point d'un protocole expérimental pour le dosage d'éléments traces (V, Mn, Ni, Sr, Mo) par absorption atomique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, série D, 2285-2288.
- RENARD M. et LÉTOLLE R. (1983).— Essai d'interprétation du rôle de la profondeur de dépôt dans la répartition des teneurs en manganèse et dans l'évolution du rapport isotopique du carbone des carbonates pélagiques : influence de l'oxygénation du milieu. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 296, série II, 1737-1740.
- RICHEBOIS G. (1990).— Dosage de quelques éléments traces dans les eaux naturelles et les roches carbonatées. Application à l'étude géochimique de la coupe d'El Kef (Tunisie). D.E.S.S. Univ. P. et M., inédit, Paris, 177 p.
- ROBASZYNSKI F. et CHRISTENSEN W.K. (1989).— The Upper Campanian-Lower Maastrichtian chalks of the Mons Basin, Belgium : a preliminary study of belemnites and foraminifera in the Harmignies and Ciply areas. *Geol. Mijnbouw*, 68, 391-408.
- SCHÖNFELD J., SIROCKO F. et JØRGENSEN N.O. (1991).— Oxygen isotope composition of Upper Cretaceous chalk at Lägerdorf (NW Germany) : its original environment signal and paleotemperatures interpretation. *Cret. Res.*, 12, 27-46.
- SCHULZ M.G., ERNST G., ERNST H. et SCHMID F. (1984).— Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor): definitions and proposals. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 33, 203-215.
- SUGISAKI R. (1984).— Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean-floor sediments deposited since the Middle Cretaceous : basic evidence for chemical constraints on depositional of ancient sediments. *J. Geol.*, 92, 235-259.
- VAN DER WEIJDEN (1992).— Early diagenesis and marine pore water. *In* : K.H. WOLF & G.V. CHILINGARIAN Eds., Diagenesis III. Developments in Sedimentology, 47, Elsevier, Amsterdam, 13-134.

FAULTS IN THE CHALK AT FLAMBOROUGH HEAD, YORKSHIRE, U.K.

Les failles de la Craie à Flamborough Head, Yorkshire, R.U.

by D.C.P. PEACOCK (*)

Abstract. — 1340 extensional faults along a 6 km section of Chalk at Flamborough Head have a maximum displacement of ~ 6 m and a wide range of orientations. These faults form a complex network, representing ~ 1% strain in all horizontal directions. Geometries of these normal faults in cross-section are strongly controlled by layering, with contractional oversteps and bends occurring as the faults were refracted at lower dips through less-brittle marls. Extensional oversteps occur when two initially isolated faults interacted.

Fault displacements obey a power-law scaling relationship, but this relationship cannot be used to predict the strain represented by larger faults, which have an E-W strike. These larger faults are basement-controlled and have reverse reactivation not shown by the < 6 m displacement faults. This can be explained by a percolation model, with reactivation depending on fault connectivity, which depends on fault size. The scaling relationship appears to vary with fault dip.

Possible models explain the development of the fault network include: 1) the accommodation of triaxial strain between the basement-controlled faults, 2) regional doming, or 3) sub-glacial deformation.

Résumé. — Une analyse structurale détaillée des falaises de formations crétacées, de craie principalement, de la région de Flamborough Head (R. U.) a été réalisée le long d'une coupe de 6 km longeant la côte sud, entre Sewerby et High Stacks. La mesure systématique de 1340 failles à composante normale a été effectuée le long de ces falaises. Le rejet maximum de ces failles est inférieur à 6 m. Elles sont de directions très variables et présentent des relations de recoupement compliquées. Elles constituent un réseau complexe caractérisé par 1% environ d'extension horizontale radiale.

La géométrie de ces petites failles normales est fortement contrôlée par la stratification. Des déformations sédimentaires, de type flexuration, au niveau de la stratification ont été observées dans les niveaux de marbre les moins cassants, soit là où deux segments de faille initialement isolés se sont propagés l'un vers l'autre, soit là où une seule faille a été décalée. La formation de zones de discordance en extension provient de l'interaction de deux segments de faille initialement isolés.

Dans cette région, la plupart des failles identifiables par sismique (c-à-d celles dont le rejet est de plus de 15 m) ont une direction E-W. Il s'agit de failles contrôlées par le socle, d'âge carbonifère au minimum. La zone de failles de Selwicks Bay, qui affleure très bien à l'est de Flamborough Head, représente ce type de failles. Elle a près de 22 m de déplacement normal vers le nord, et témoigne de différents épisodes de déplacement, normal et inverse. La réactivation en jeu inverse de ces grandes failles n'est pas visible au niveau des failles de moindre déplacement (< 6 m) mesurées sur la côte sud. Elle peut être expliquée par un modèle de percolation dans lequel les grandes failles ont été mieux interconnectées grâce à un système continu de failles. Cette réactivation préférentielle des grandes failles soulève le problème de l'utilisation des méthodes d'analyse de la déformation qui dépendent des fonctions simples de type puissance associées aux relations échelle-déplacements des failles. Les relations échelle-déplacement (rejet) des failles de Flamborough Head ont également mis en évidence une corrélation entre l'échelle et le pendage des failles. En effet, les failles les plus pentées obéissent à une fonction puissance dont l'exposant est plus élevé que celui des failles les moins pentées.

Nous présentons ici trois différents modèles capables d'expliquer le développement de ce réseau de failles situé sur la côte sud de Flamborough Head. 1) les failles dont le déplacement est inférieur à 6 m représentent une déformation triaxiale entre des failles de direction E-W, d'échelle plus grande et affectant le socle. 2) le réseau peut s'être développé à cause de la formation d'un dôme régional. 3) Le poids de la glace durant la glaciation du Pleistocène peut avoir suffisamment augmenté les contraintes pour provoquer la formation de failles normales, bien que les microstructures de dissolution-précipitation le long de la plupart de ces failles ne soient pas en faveur de la formation de failles à des niveaux si superficiels et pour des températures basses.

I. — INTRODUCTION

This paper describes faulting in the Upper Cretaceous Chalk at Flamborough Head (Peacock & Sanderson, 1994). Descriptions are made of good quality exposures at Selwicks Bay, and of an almost completely exposed section extending for 6 km from Sewerby to High Stacks (fig. 1). Bedding is sub-horizontal, except where drag occurs in fault zones. Sub-horizontal, bedding-parallel stylolites with vertical teeth are common. Most of the faults are separated into discrete, individual planes which are often segmented,

with contractional and extensional oversteps and bends (fig. 2) (Peacock & Zhang, 1994).

The faults are studied in cross-section, and were sampled by placing a tape along the base of the cliff and noting each fault which intersected the tape. Faults are distinguished from joints only if they show drag, brecciation, or the definite displacement of a marker bed. Small landslides occur in places, but it is possible to match beds across these areas. It is unlikely that many faults with a displacement of more than about 50 mm has been missed,

(*) Rock Deformation Research Group, Department of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, United Kingdom.

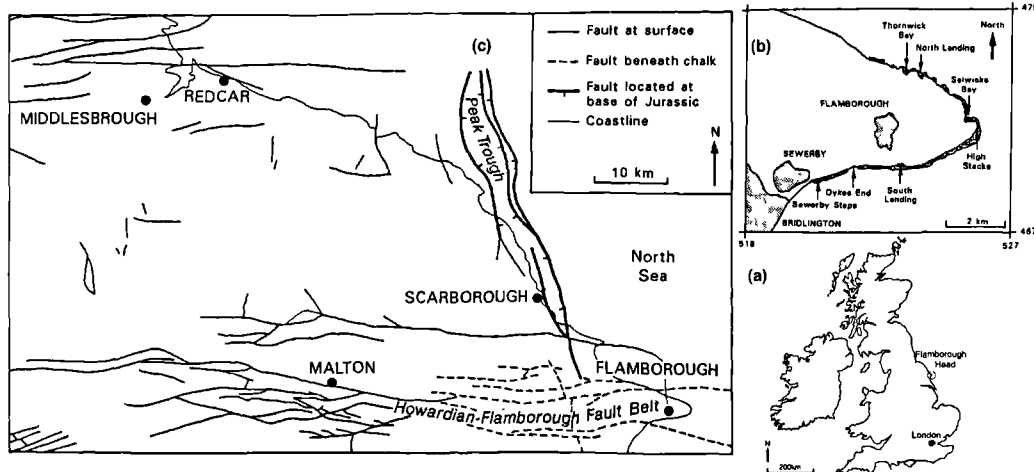


Fig. 1. — a: Map of Britain, showing the location of Flamborough Head; b: Map of the region around Flamborough Head, showing the large faults (simplified from Rawson & Wright 1992, fig. 2). Most faults strike E-W; c: Location map for Flamborough Head. The sample line extends approximately 6 km from Sewerby (grid reference TA20166866) to High Stacks (TA25787041). The cliff shows almost complete exposure, with only three significant breaks in the sampling line; Dykes End (TA21596918, break = 72 m), a landslide (TA22546917, break = 90 m) and South Landing (TA23126924, break = 200 m).

Fig. 1. — a: Localisation de Flamborough Head dans la carte de la Grande-Bretagne; b: Carte structurale des grandes failles de la région de Flamborough Head (simplifiée d'après Rawson & Wright 1992, fig. 2). La majorité des failles a une direction E-W; c: Carte de localisation de Flamborough Head. La ligne d'échantillonnage s'étend sur près de 6 km à partir de Sewerby (grille de référence TA20166866) jusqu'à High Stacks (TA25787041). La falaise présente une exposition presque complète, avec seulement trois importantes interruptions dans la ligne d'échantillonnage; Dykes End (TA21596918, interruption ≈ 72 m), a landslide (TA22546917, interruption ≈ 90 m) et South Landing (TA23126924, interruption ≈ 200 m).

except in the breaks at Dykes End, the landslide and at South Landing (c, fig. 1), or where the faults at a low angle to the cliff. It is generally difficult to see faults with displacements of less than about 20 mm.

II. — FAULTS ON THE SOUTH COAST OF FLAMBOROUGH HEAD

1) Fault orientations

The average dip of the faults is 64° and there is a wide variation in fault dip directions (fig. 3), with individual faults on the wave-cut platform often showing sinuosity and strike variations of tens of degrees. Sampling along an ENE-trending line, imposed by the orientation of the cliff, has produced a bias in the data, with under-representation of faults striking at a low angle to the line. A correction can be made to the data by using the method described by La Pointe & Hudson (1985), Barton & Zoback (1990, 1992). The corrected frequency (F_1) is given by $F_1 = F_0 / \cos \gamma$, where F_0 = uncorrected frequency within a range of dip directions and γ = angle between the sample line and the median value of the range of dip directions. This correction method predicts the number of faults within a particular range of dip directions (Peacock & Sanderson, 1994).

2) Palaeostress orientations

Slickenside lineations were observed on 406 of the 1340 faults studied on the south coast of Flamborough Head. 308 of the faults have slickenside lineations with a pitch of > 80°, i.e. dip-slip. These normal faults show a wide range of orientations (a, fig. 4), with the dominant N-S strike reflecting the sampling bias of an E-W traverse.

The dip-slip slickenside lineations, and perhaps the conjugate nature of the faults, indicate that σ_1 was sub-vertical. The complex pattern of cross-cutting relationships for the faults along the south of Flamborough Head are shown by Peacock & Sanderson (1994). The variability in the cross-cutting relationships and orientations (Peacock & Sanderson, 1994, fig. 5) indicates formation in a triaxial palaeostress system, with complex relationships between σ_2 and σ_3 , which may have rotated during fault development. Peacock & Sanderson (1993) present a numerical method which shows there has been about 1% extension in all horizontal directions.

98 oblique-slip slickenside lineations (pitch < 80°) have been measured, with 58 having a sinistral component (b, fig. 4) and 39 having a dextral component (c, fig. 4). The P - T dihedral method of Angelier (1984) has been used to study the oblique-slip faults. Although the faults could represent a complex stress history, the simplest interpretation suggested by the Angelier (1984) method is a simple palaeostress system in which σ_1 was sub-vertical, with σ_3 being sub-horizontal and orientated approximately NNW-SSE.

3) Strain estimates

Peacock & Sanderson (1994, fig. 7a) show that strain across the area is approximately homogeneous. Strain has been estimated from the fault data collected along the cliff base on the south coast of Flamborough Head, which is effectively a line sample (Peacock & Sanderson, 1993). The strain estimates suggest that minimum principal extension (e_3) = 2% shortening and is sub-vertical. The maximum and intermediate principal extensions (e_1 and e_2) = 1% extension and are consistently sub-horizontal, i.e.

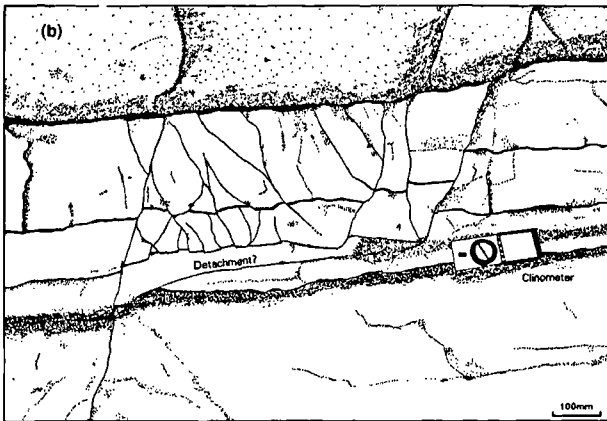
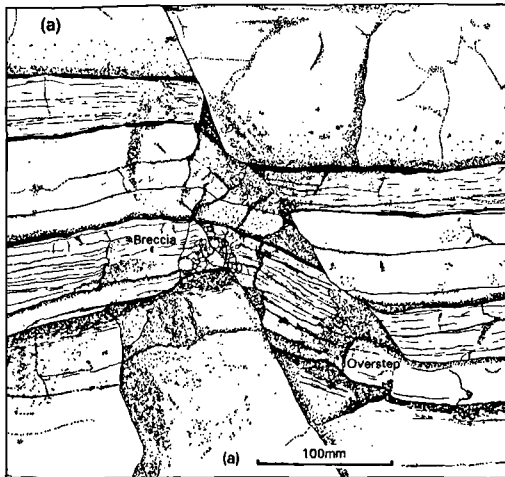


Fig. 2. — Line drawings of oversteps and bends at Flamborough Head. a: Extensional overstep, in which the folding and extension of beds is accommodated by antithetic faults. The black areas at the overstep are voids; b: Thinning of beds, a network of small-scale synthetic and antithetic faults, and possibly a low-angle connecting fault occur at a contractional overstep.

Fig. 2. — Dessins de discordances stratigraphiques et d'inflexions dans les craies de Flamborough Head. a: Discordance d'extension dans laquelle le plissement et l'extension des strates sont accommodés par des failles antithétiques. Le figuré noir au niveau de la discordance correspond à des vides; b: Réduction de l'épaisseur des strates, un réseau de failles synthétiques et antithétiques à petite échelle et une possible faille de détachement sont présents au niveau d'une discordance en contraction.

approximately equal extension in all horizontal directions and constant volume deformation. For more information, see Peacock & Sanderson (1993).

The strain estimates are for faults with displacements between 20 mm and 6 m. Smaller and larger displacement faults also occur, so the total strain is larger than the given estimates (Peacock & Sanderson, 1993). The data collected from the south of Flamborough Head show no evidence that fault displacements (up to 6 m) vary systematically with fault orientation. Figure 1(b) shows, however, that the largest faults in the region strike approximately E-W, which is compatible with the NNW-SSE extension implied by the oblique-slip faults (fig. 4).

4) Oversteps and bends along normal faults

The normal faults in cross-section are not simple planes, but are highly segmented and show significant

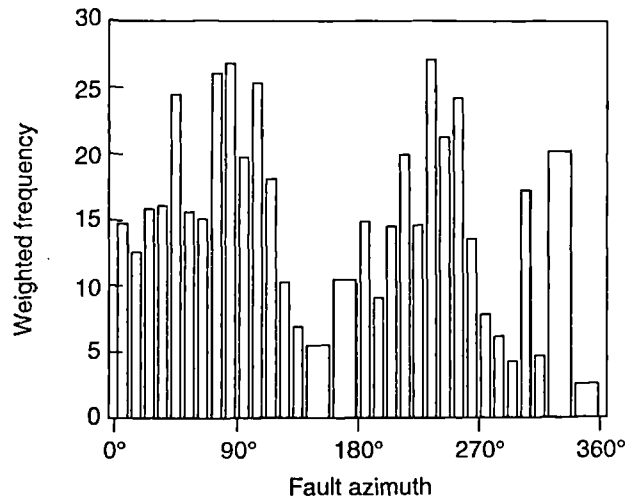


Fig. 3. — Corrected bar graph showing the dip directions of the 384 normal faults between Sewerby and Dykes End. This line sample trends at 071° and is approximately straight.

Fig. 3. — Histogrammes corrigés montrant les directions de pendage des 384 failles normales mesurées entre Sewerby et Dykes End. La ligne d'échantillonnage a une direction N071 et est approximativement droite.

bends (Peacock & Zhang, 1994). Extensional oversteps and bends (a, fig. 2) are common at Flamborough Head and in chalk elsewhere (Bevan & Hancock, 1986; Koestler & Ehrmann, 1991). Extensional oversteps are accommodated by thickening or folding of layers, by antithetic faults, or by rhomb-shaped pull-aparts which appear to be filled by calcite and finely brecciated chalk. The chalk beds in which the oversteps are located appear to have the same characteristics as the rest of the sequence, and there does not appear to be preferential development of extensional oversteps in particular layers. This implies that they are not controlled by lithology, but that they formed when two initially isolated faults propagated towards each other and interacted.

Contractional oversteps and bends at Flamborough Head are preferentially developed in finely bedded marl units, which occur between thicker chalk beds (b, fig. 2). Unlike the extensional oversteps, they are usually strongly controlled by lithology. Displacement is transferred between segments and around bends by thinning and folding of marl units, or by synthetic and antithetic faults. Beds are thinned by up to nearly 100% at bends or oversteps, showing that a large amount of compaction can occur. Models for the development of fault bends at Flamborough Head are discussed by Peacock & Zhang (1994, fig. 7), who suggest that the bends probably result from refraction of single faults through marl layers and from the linkage of initially overstepping segments.

III. — LARGE FAULTS, INCLUDING THE SELWICKS BAY FAULT ZONE

The ENE-striking Selwicks Bay Fault Zone (c, fig. 1) shows evidence of both extension and contraction. It shows a normal finite displacement of about 23 m down to the north (Patsoules & Cripps, 1990; Rawson & Wright, 1992). Extensive calcite veining, brecciation and folding

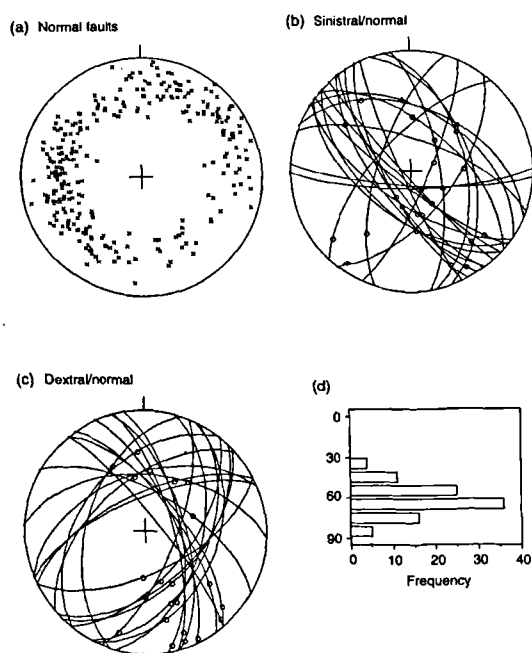


Fig. 4. — Fault and slickenside lineation data for the faults between Sewerby and High Stacks. a: Equal-area stereogram of poles to 308 normal faults which show dip-slip slickenside lineations (pitch > 80°). The faults have variable orientations, with the high frequency of N-S trending faults being caused by measurements having been taken along an E-W sampling line; b: Equal area stereogram of the 24 normal/sinistral fault planes and slickenside lineations between Sewerby and South Landing; c: Equal area stereogram of the 23 normal/dextral fault planes and slickenside lineations between Sewerby and South Landing; d: Histogram of fault dips for the 97 oblique-slip faults between Sewerby and High Stacks. The mean dip of 63° is similar to that for the normal faults, and may indicate that the oblique-slip faults originated as normal faults.

Fig. 4. — Synthèse des données relatives aux failles et aux linéations portées par les miroirs de failles dans la région entre Sewerby et High Stacks. a: Stéréogrammes (de Schmidt) des pôles de 308 failles normales qui montrent des stries dans la ligne de plongement maximum (pitch > 80°). Les failles ont des orientations variables, la fréquence élevée des failles de direction N-S étant causée par les mesures prises le long de la ligne d'échantillonnage E-W; b: Stéréogrammes (de Schmidt) de 24 pôles de plans de failles sinistres/normales et des stries entre Sewerby et South Landing; c: Stéréogrammes (de Schmidt) de 23 pôles de plans de failles sinistres/normales et des stries entre Sewerby et South Landing; d: Histogramme des pendages de failles des 97 failles à rejet oblique entre Sewerby et High Stacks. Le pendage moyen de 63° est identique à celui des failles normales et suggère que les failles à rejet oblique étaient à l'origine des failles normales.

occur in the zone. Several faults show normal or oblique displacements which indicate approximate N-S extension (a, fig. 5). There are also many surfaces which show reverse or oblique displacements which indicate approximate NNW-SSE contraction (b, fig. 5). Kirby & Swallow (1987) give evidence from seismic profiles through Mesozoic rocks beneath Flamborough Head of Mesozoic extension followed by end-Cretaceous or early Tertiary contraction (fig. 6). Starmer (1995, fig. 2) gives a very detailed map of the complex deformation at Selwicks Bay, and described four late Cretaceous and early Tertiary deformation phases.

A zone of contraction is also developed at Bempton cliffs on the NW of Flamborough Head (e.g. Phillips, 1829; Kirby & Swallow, 1987), with small-scale folding and thrusting occurring immediately west of Danes Dyke. Rawson & Wright (1992) describe similar folding and

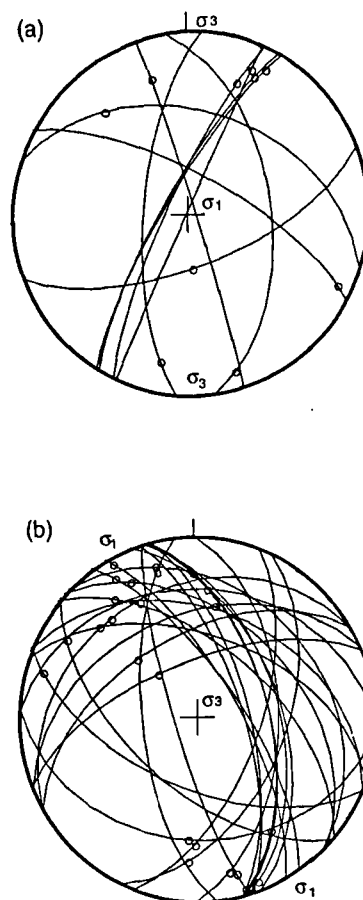


Fig. 5. — Data for the Selwicks Bay Fault Zone. a: Equal area stereogram of extensional faults and slickenside lineations at Selwicks Bay, indicating that σ_1 was sub-vertical and that σ_3 was orientated approximately NNW-SSE; b: Equal area stereogram of contractional faults and slickenside lineations at Selwicks Bay, indicating that σ_1 was sub-horizontal orientated approximately NNW-SSE.

Fig. 5. — Synthèse des données pour la zone de failles de Selwicks Bay. a: Stéréogrammes (de Schmidt) des plans de failles extensives et des stries associées dans la zone de Selwicks Bay indiquant que σ_1 était sub-vertical et que σ_3 était approximativement NNW-SSE; b: Stéréogrammes (de Schmidt) des failles en contraction et des stries associées dans la zone de Selwicks Bay indiquant que σ_1 était sub-horizontale et orientée approximativement NNW-SSE.

faulting at South Landing, although this location is usually covered by shingle. These zones of contractional deformation are much more localised than the normal faults, which are common around Flamborough Head. The localisation of contraction could be caused by deformation above reactivated basement structures, including pre-existing large normal faults (Rawson & Wright, 1992).

IV. — FAULT SCALING RELATIONSHIPS

Displacements of the 1340 normal faults on the south coast have a power-law relationship (fig. 7). Measured displacements range from 5 mm to 6 m, but faults with displacements of less than about 50 mm have been under-sampled. Reliable measurements, therefore, extend over about two orders of magnitude. The under-sampling of faults

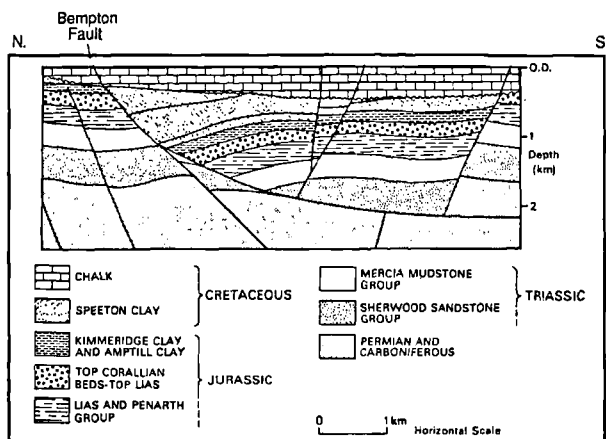


Fig. 6. — Interpreted seismic section across Flamborough Head (Kirby & Swallow 1987, fig. 2c). The section shows a listric normal fault with a roll-over accommodated by a set of steeper faults with smaller displacements. The listric fault is the Bempton Fault, which is exposed on the north coast of Flamborough Head as the Bempton Shatter Zone.

Fig. 6. — Profil sismique interprétatif le long de Flamborough Head (Kirby & Swallow 1987, fig. 2c). La coupe met en évidence une faille normale listrique avec une structure en "roll-over" accommodée par une série de failles raides à faibles déplacements. La faille listrique correspond à la faille de Bempton qui affleure sur la côte nord de Flamborough Head au niveau de la zone de Bempton Shatter.

with small displacements (truncation) is caused by the difficulty of observing displacements of less than about 50 mm; it is probable that many "joints" have displacements which are too small to be measured. Fault spacing does not appear to show a power-law relationship but conforms better to a negative exponential distribution (Peacock & Sanderson, 1994).

There is no evidence that faults with different dip directions have different scaling relationships, but there are distinct variations in scaling for different fault dips (fig. 7). The steeper faults have a higher power-law exponent than the less steep faults, indicating that there are relatively few steeper faults with large displacements and many steeper faults with small displacements. It is possible that these variations in scaling relationships are caused by a sampling bias. The different dips of faults are at different angles to the sample line, so may have different sampling biases. If the variations in scaling relationships for different fault dips at Flamborough Head are not caused by a sampling bias, then they may reflect a geometry or process within the fault population. A possible explanation is that the roll-over associated with a low angle, large displacement, listric normal fault is partly accommodated by sets of steep, small displacement faults. Kirby & Swallow (1987) show that a low angle, relatively large displacement listric normal fault (the Bempton Fault) underlies the area (fig. 6). Such relatively low angle faults may exist at all scales, accounting for a large part of the extension, and may be accommodated by sets of steeper, smaller faults. Layering may also have an effect on fault development (Peacock & Sanderson, 1992), so it is possible that the different scaling relationships are caused by the faults being at different angles to bedding.

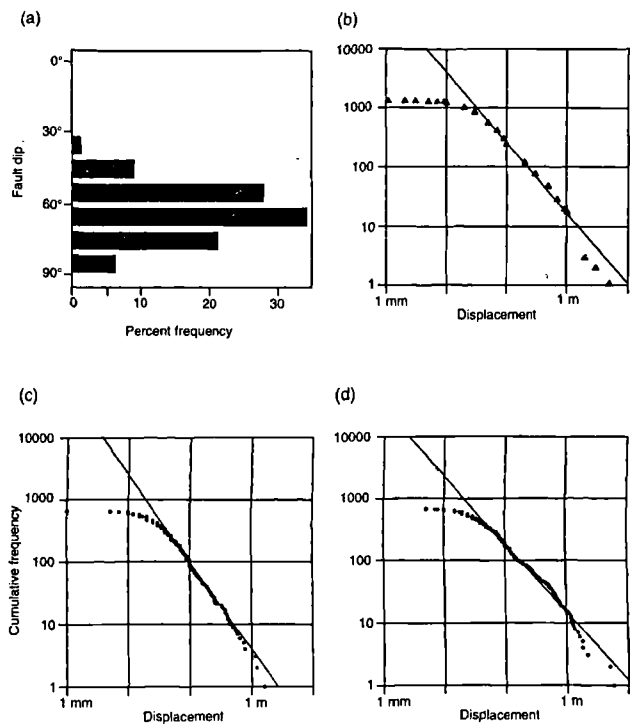


Fig. 7. — Data for 1340 normal faults with < 6 m displacement measured at Flamborough Head. a: Bar graph of fault dip against percent frequency; b: Fault displacement against cumulative frequency for all of the faults, which have a power-law exponent of ≈ 1.2 ; c: Fault displacement against cumulative frequency for the 645 faults which have a dip of more than 64°. They have a power-law exponent of ≈ 1.4 ; d: Fault displacement against cumulative frequency for the 694 faults which have a dip of less than 64°. They have a power-law exponent of ≈ 1.09 . The steeper faults therefore have higher power-law exponents than the less steep faults.

Fig. 7. — Synthèse des données de 1340 failles normales mesurées dont le déplacement est inférieur à 6 m dans la région de Flamborough Head. a: Histogramme des pentages de failles; b: Fréquence cumulée de toutes les failles en fonction du déplacement des failles. Ces failles ont un exposant de la loi puissance de ≈ 1.2 ; c: Fréquence cumulée des 645 failles qui ont un pendance supérieur à 64° en fonction du déplacement des failles. L'exposant de la loi puissance qui caractérise ces failles est de ≈ 1.4 ; d: Fréquence cumulée des 694 failles qui ont un pendance inférieur à 64° en fonction du déplacement des failles. L'exposant de la loi puissance qui caractérise ces failles est de ≈ 1.09 . Les failles les plus pentées ont donc des exposants pour la loi puissance plus élevés que les failles les moins pentées.

V. — MODELS FOR THE FAULTING AT FLAMBOROUGH HEAD

1) Percolation model for fault reactivation

The relatively large normal faults (e.g. the Selwicks Bay Fault Zone) show evidence of contractional reactivation (fig. 5), in which σ_1 was orientated approximately N-S. This deformation is much more localised that the extension, being confined to the regions adjacent to the large normal faults. The smaller faults on the south coast of Flamborough Head do not show this reactivation, although E-W striking sub-vertical stylolites with teeth pointing N-S are locally developed.

It is possible that the larger faults are preferentially reactivated because they are better connected, particularly

with basement structures, than the smaller faults. A percolation theory model (e.g. Turcotte, 1995) may account for this, with the larger, better-connected faults being reactivated. A similar qualitative analysis of normal faults in the Mesozoic sediments of Somerset, U.K. (Peacock & Sanderson, 1992) also indicates that reverse reactivation is restricted to larger faults (i.e. more than about 20 m displacement).

2) Triaxial strain between large faults

The variable orientations of the exposure-scale faults on the south coast of Flamborough Head do not reflect the dominant E-W trend of such large displacement faults as the Selwicks Bay Fault Zone, which imply maximum extension orientated N-S. The differences between the strains for the different scale faults may indicate the swapping of the σ_2 and σ_3 axes adjacent to pre-existing faults in a multi-directional extension field (Simon *et al.*, 1988). At Flamborough Head, the far-field σ_3 is interpreted to have been approximately N-S, but stress release on the large normal faults may have caused approximately equal horizontal palaeostresses in the areas in between, producing the complex network of small-scale faults (a, fig. 8). Some of the exposure-scale normal faults show oblique-slip displacements, with the slickenside lineations indicating NNW-SSE extension. These oblique-slip faults indicate a NNW-SSE orientation of σ_3 (fig. 4), which may have developed in the areas where the smaller normal faults linked up to effectively form a single wide fault zone (Peacock & Sanderson, 1994).

3) Regional doming

The triaxial strain related to the network of small displacement faults may have been caused by regional doming (b, fig. 8). Similar fault networks are shown above salt diapirs (e.g. Davison *et al.*, 1996). Flamborough Head is on the northern edge of the Market Weighton High (Rawson & Wright, 1992, fig. 4d), which was an area of dome-like uplift during the Cretaceous.

4) Sub-glacial deformation

It is possible that the normal fault network on the south coast of Flamborough Head was caused by the weight of overlying ice during the Pleistocene glaciation (c, fig. 8). Evidence for high-level, late-stage faulting includes the voids along many fault planes. Evidence that the weight of ice may have caused the deformation includes the equal extension in all directions, and the contractional deformation localised at Danes Dyke. Sub-glacial deformation of lithified rock is described by Dredge & Grant (1986). Evidence against sub-glacial deformation includes pressure solution along many fault planes (Peacock *et al.* in review), which seems improbable at shallow depths and low temperatures. Also, sub-glacial is likely to have caused similar faulting in the Chalk on the north side of Flamborough Head, but faults there are rare (Peacock & Sanderson, 1994).

VI. — CONCLUSIONS

1) Extensional faults along a 6 km section of Chalk at Flamborough Head have a maximum displacement of ~ 6 m.

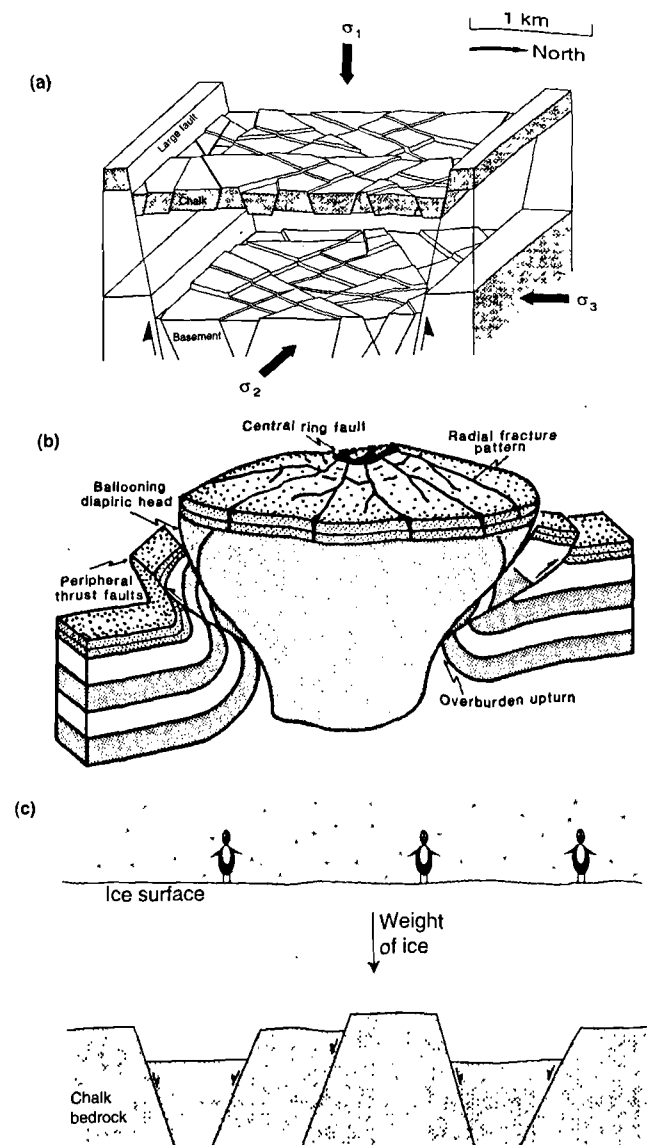


Fig. 8. — Models for the faulting at Flamborough Head. a: The large-scale faults, probably basement-controlled, formed under a far-field palaeostress system with σ_3 , and the resultant e_1 , orientated approximately N-S. Small-scale faults develop in the areas between the large faults, where there is a complex history of palaeostress orientations in which σ_3 and σ_2 frequently change. The strain for the small faults has approximately equal extension in all horizontal directions; b: Regional doming can cause triaxial strain, as above a salt diapir (Davison *et al.* 1996, fig. 7); c: The weight of an ice sheet causes deformation of the Chalk.

Fig. 8. — Modèles pour la formation des failles dans la région de Flamborough Head. a: Les failles de grande échelle, probablement contrôlées par le socle, se sont formées sous un champ éloigné de paléocontraintes avec σ_3 , et le e_1 résultant, orientés approximativement N-S. Les failles de petite échelle se sont développées dans les régions limitées par les grandes failles. Là où les orientations des paléocontraintes montrent une histoire complexe dans laquelle σ_3 et σ_2 changent fréquemment. Les contraintes pour les petites failles montrent approximativement la même extension dans toutes les directions horizontales; b: La formation d'un dôme régional peut causer une déformation triaxiale, comme au dessus d'un diapir de sel (Davison *et al.* 1996, fig. 7); c: Le poids d'une couverture de glace cause la déformation de la craie.

This complex network of faults represents ~ 1% strain in all horizontal directions.

2) Extensional oversteps occur when two initially isolated faults interacted. Contractional oversteps and bends occur as the faults were refracted at lower dips through less-brittle marls. Geometries of the normal are therefore strongly controlled by layering.

3) Fault displacements obey a power-law scaling relationship, but this relationship cannot be used to predict the strain represented by larger faults (e.g. the Selwicks Bay Fault Zone), which have an E-W strike. The steeper faults have a higher power-law exponent than the less steep faults, indicating that there are relatively few steeper faults with large displacements, but many steeper faults with small displacements.

4) The larger faults are basement-controlled and have reverse reactivation not shown by the faults with < 6 m displacement. This can be explained by a percolation model, with reactivation depending on fault connectivity, which in turn depends on fault size.

5) Models to explain the development of the fault network include a) the accommodation of triaxial strain between the basement-controlled faults, b) regional doming, and c) sub-glacial deformation.

Acknowledgements. — This work was funded by Amoco and by a NERC ROPA award to Professor Rob Knipe. Drs. F. Bergerat and Sara Vandycke are thanked for their careful reviews. Drs. C. Prosper and Sara Vandycke are thanked for the French translation, and Dave Sanderson is thanked for much help and discussion.

SELECTED REPORTS AND PUBLICATIONS

- ANGELIER J. (1984). — Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89, 5835-5948.
- BARTON C.A. & ZOBACK M.D. (1990). — Self-similar distribution of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass scientific drillhole. *In: BARTON and STEPHANSSON, Eds. - Rock Joints - Balkema, Rotterdam, 163-170.*
- BARTON C.A. & ZOBACK M.D. (1992). — Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass scientific drill hole. *J. Geophys. Res.*, 97, 5181-5200.
- BEVAN T.G. & HANCOCK P.L. (1986). — A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *J. Geol. Soc. Lond.*, 143, 355-362.
- DAVISON I., ALSOP I. & BLUNDELL D. (1996). — Salt tectonics: some aspects of deformation mechanisms. *In: ALSOP, BLUNDELL & DAVISON, Eds. - Salt tectonics - Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 100, 1-10.
- DREDGE R.A. & GRANT D.R. (1986). — Glacial deformation of bedrock and sediment, Magdalen Islands and Nova Scotia, Canada: evidence for a regional grounded ice sheet. *In: VAN DER MEER, Ed. - Tills and glaciotectonics - Balkema, Amsterdam, 183-195.*
- KIRBY G.A. & SWALLOW P.W. (1987). — Tectonism and sedimentation in the Flamborough Head region of north-east England. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 46, 301-309.
- KOESTLER A.G. & EHRMANN W.U. (1991). — Description of brittle extensional features in chalk on the crest of a salt ridge (NW Germany). *In: ROBERTS, YIELDING and FREEMAN, Eds. - The Geometry of Normal Faults - Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 56, 113-123.
- LA POINTE P.R. & HUDSON J.A. (1985). — Characterization and Interpretation of Rock Mass Joint Patterns. - *Geol. Soc. Am.*, Spec. Publ. No. 199.
- PATSOULES M.G. & CRIPPS J.C. (1990). — Survey of macro and micro-fracturing in Yorkshire Chalk. *In: BURLAND, MORTIMORE, ROBERTS, JONES & CORBETT, Eds. - Chalk - Thomas Telford, London, 89-93.*
- PEACOCK D.C.P., FISHER, Q.J., WILLEMSE E.J.M. & AYDIN, A. In review. - The relationship between faults and pressure solution seams in carbonate rocks, and the implications for fluid flow. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. (1992). — Effects of layering and anisotropy on fault geometry. *J. Geol. Soc. Lond.*, 149, 793-802.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. (1993). — Estimating strain from fault slip using a line sample. *J. Struct. Geol.*, 15, 1513-1516.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. (1994). — Strain and scaling of faults in the Chalk at Flamborough Head, U.K. *J. Struct. Geol.*, 16, 97-107.
- PEACOCK D.C.P. & ZHANG X. (1994). — Field examples and numerical modelling of oversteps and bends along normal faults in cross-section. *Tectonophysics*, 234, 147-167.
- PHILLIPS J. (1829). — Illustrations of the Geology of Yorkshire; Part I. - the Yorkshire Coast. - London.
- RAWSON P.F. & WRIGHT J.K. (1992). — The Yorkshire Coast. *Geol. Assoc. Guide No. 34.*
- SIMON J.L., SERON F.J. & CASAS A.M. (1988). — Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Ann. Tect.*, 2, 21-32.
- STARMER I.C. (1995). — Deformation of the Upper Cretaceous Chalk at Selwicks Bay, Flamborough Head, Yorkshire: its significance in the structural evolution of north-east England and the North Sea Basin. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 50, 213-228.
- TURCOTTE D.L. (1995). — Chaos, fractals, non-linear phenomena in earth-sciences. *Rev. Geophys.*, 33, 341-343.

FRACTURATION ET DEFORMATION DE LA CRAIE RETOUR D'EXPERIENCE DE LA PARTIE FRANCAISE DU TRANS-MANCHE (*)

Fracturation and deformation of the chalk contribution of the trans-manche link data

par Jean-Louis PAIRIS (**), Anne MILLIEN (***) et Pierre SIRIEYS (**)

Résumé. — Le retour d'expérience des travaux du tunnel sous la Manche permet de traiter statistiquement les mesures en souterrain, de voir la localisation des accidents et d'accéder à la déformation des matériaux. Cette étude est appuyée aussi sur des mesures à terre. Les différences de rhéologie et l'héritage structural, s'avèrent primordiaux. Ces résultats permettent de replacer la région dans le contexte du nord-ouest européen. Des serrages NNE-SSW, intervenant en trois étapes (d_1 , d_3 et d_4), et temporairement E-W (d_2), du Crétacé supérieur à l'Oligocène sont suivis d'une étape de distension importante (d_5) probablement néogène, réactivant des fractures préexistantes de directions variées. Enfin, un serrage tardif, NW-SE à subméridien, en accord avec les mesures de contraintes *in situ* et les mécanismes au foyer des séismes récents va de pair avec l'ouverture, de la Suisse à la mer du Nord, du graben du Rhin.

Abstract. — *The results of the statistical Channel tunnel data processing, permit to follow the evolution of the fracturation, and to recognize the faults localisation and to see the strain of materials. Our study is also based on data obtained in Boulonnais quarries and along the cliffs SW of Calais (Paleozoic to Upper Cretaceous). The rheology differences and the structural heritage linked with the re-activation of previous faults happened to be essential. These results allow us to replace the area in the European north-west context. The chronology of strains can be expressed in the following way : i) a NNE-SSW contraction in three stages (d_1 , d_3 , d_4) and for a while an E-W contraction (d_2), the two happening in the Upper Cretaceous to Lower Oligocene, ii) they are followed by a stage of important extension (d_5), reactivating pre-existing faults of various strikes probably during the Neogene, iii) from the Late Neogene to Recent, a NW-SE contraction (d_6) according to the measures of *in situ* stresses and the focus mechanisms of recent earthquakes, going along with the opening of the Rhine graben, from the North Sea to the Switzerland.*

I. — INTRODUCTION

Le tunnel sous la Manche, à travers le détroit du Pas-de-Calais, est situé dans la craie du flanc nord du vaste antiforme de l'Artois (a, fig. 1), qui se prolonge en Angleterre par la structure du Weald. Le substratum de la craie montre un coeur paléozoïque qui apparaît dans le petit massif de Ferques, auréolé d'un Jurassique dont les affleurements se développent surtout dans la région de Boulogne.

Les trois tubes, forés par tunneliers, n'ont donné lieu qu'à des relevés géologiques ponctuels sur les fronts de taille. En revanche, les ouvrages annexes, creusés selon des méthodes traditionnelles ont fait l'objet d'un suivi géologique en continu des couches et des structures traversées : il s'agit de relevés effectués le long des rameaux de pistonement (espacés de 250 m, reliant les tunnels de circulation en passant au-dessus du tunnel de service), des rameaux de communication (espacés de 375 m), des rameaux électriques (espacés de 750 m), des rameaux de signalisation (espacés de 3000 m), tous ouvrages perpendiculaires à l'axe France-Angleterre, auxquels s'ajoutent quelques sous-stations électriques et rameaux pour sections neutres. Au total, 80 "Notes de failles" (concernant la partie française des travaux) ont servi de base à la présente

étude. Elles rassemblent les levés géologiques de fronts de taille des tunnels et ceux des ouvrages spéciaux pour lesquels les "constats contradictoires" font mention d'au moins une faille (Voinin, 1992) et regroupent de la sorte 35 fronts de taille et 84 demi-rameaux,

Ces données ont été complétées par des mesures à terre, sur des sites divers, dans les trois formations superposées qui composent la craie (de haut en bas, Craie blanche, Craie grise puis Craie bleue dans laquelle est implantée la majeure partie de l'ouvrage), et dans leur substratum (Millien *et al.*, 1995; Lacombe, 1994).

II. — ETUDES DE TERRAIN : RESULTATS DES MESURES

1) Caractéristiques géologiques

Le socle paléozoïque, sous la faible épaisseur du recouvrement sédimentaire (qui se termine ici avec la craie), a été fortement structuré par l'orogénèse hercynienne (la région se trouve près du front varisque) puis pénéplané et repris

(*) Travail effectué dans le cadre du programme COMETT, sous un contrat de Collaboration de Recherche entre l'Université Joseph-Fourier et Centrale Recherche S.A.

(**) Institut Dolomieu, Université Joseph-Fourier, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE cedex.

(***) I.U.T. de Limoges - Département de Génie Civil, 19300 EGLETONS.

par un certain nombre d'accidents au cours d'étapes de structuration mésozoïques et cénozoïques. Ces dernières ont provoqué la discordance du Dogger sur le socle, celle du Crétacé élevé sur le Wealdien, puis celle du Tertiaire que l'on retrouve en Flandre. Actuellement, les fractures les plus évidentes (Hatrival *et al.*, 1971a et b; Bonte *et al.*, 1971 a et b) de la région sont des accidents très redressés, de direction N 110, et N 30 à N 40, qui affectent l'ensemble des couches jusqu'à la craie. Les études structurales de la région ont permis de définir une zone faillée du Pas-de-Calais de direction NNE-SSW, dans laquelle se place la structure des Quénocs, horst "off-shore", et des accidents environ N 110, constituant la zone de cisaillement Nord-Artois, séparant le Bloc Brabançon au N du Bloc Ardennais au S (Amédéo, 1991; Colbeaux *et al.*, 1980; Auffret et Colbeaux, 1977; Colbeaux, 1974).

Les mesures à terre, sur le front de mer et dans l'arrière-pays, ont intéressé les 3 niveaux de la craie et son substratum de Jurassique supérieur et moyen ainsi que le Paléozoïque (Tableaux I à VI). Outre des failles et diaclases, banales, apparaissent dans la craie des accidents peu pentés, joignant des plans de stratification plus ou moins distants dans lesquels ils se perdent : ce sont les "joints sigmoïdes" ou "sigmoïdes horizontales" notés dans les constats effectués en souterrain (Voinin, 1992; Eurotunnel, 1989-1992).

2) La Craie

a) La Craie blanche

Les mesures (Tabl. I) ont été effectuées au NE de Leubringhen, dans la tranchée de l'autoroute près du cimetière canadien, dans la carrière de Coquelles, et à l'ancienne base de V3 à Mimoyecques. La maille de fracturation est décimétrique. Les directions de fractures N 135-145 et N 65-85 prédominent dans les deux premiers sites, la direction N 115-120 dans le troisième, accompagnée alors de N 10-20; cette dernière est peu représentée à Coquelles et absente dans le premier site où la direction N 105-120 est bien représentée. Les pendages des accidents sont forts en général. La direction N 120 correspond, à Mimoyecques, à un décrochement senestre et la direction N 135 à un décrochement dextre.

b) La Craie grise

Les mesures (Tabl. II), comme pour la Craie bleue d'ailleurs (voir *infra*), ont été effectuées le long des falaises du cap du Petit Blanc-Nez au cap du Grand Blanc-Nez. La maille de fracturation est décimétrique et les bancs sont coupés par de nombreux accidents sigmoïdes témoignant de cisaillements banc sur banc. Deux familles directionnelles majeures (44% des mesures) apparaissent nettement : N 130, dans laquelle interviennent N 135 pour 16% et N 125 pour 9 % de l'ensemble (en majorité à pendage SW), et N-S (avec N 175 pour 8% des mesures, toutes à pendage E, et N 05 pour 7% des mesures, à pendages majoritairement W). Deux familles mineures s'individualisent, N 70 (13%, à pendages SE) et N 25 (9%); cette dernière direction montre des dièdres de failles normales à pendages opposés témoignant d'une extension. Les décrochements sont en général senestres (N 172 à N 10, N 87-100, N 115-120) et quelques failles inverses sont relevées entre N 05 et N 155.

Les directions notées dans la Craie blanche se retrouvent dans la Craie grise; celle-ci cependant offre des fractures de distension N 25 environ qui semblent bien conjuguées, accompagnées d'autres accidents à jeu normal N 175,

LIEU	FAILLES ET DIACLASES		FAILLES
	DIRECTION	PENDAGE EN DEGRES	
LEUBRINGHEN (SANTONNIEN) DIACLASES : 34 VALEURS, CLASSES DE 10° a MAXIMUM : 295° b MAXIMUM : 85°	N 135-155 29%	81	
	N 65-85 25%		
	N 105-125 18%		
COQUELLES (CONIACIEN-SANTONNIEN) FAILLES ET DIACLASES 75 VALEURS, CLASSES DE 10° a MAXIMUM : 255° b MAXIMUM : 85°	N 65-85 23%	80-90	N 145, 84 W MOUVEMENT APPARENT NORMAL
	N 125-145 19%	68%	N 20, 80 E STRESSES HORIZONTALES
MIMOYECQUES (TURONIEN) FAILLES ET DIACLASES 20 VALEURS, CLASSES DE 10° a MAXIMUM : 255° b MAXIMUM : 85°	N 112-125 40%	70-90	N 120, 80 N SENESTRE PUR
	N 10-20 30%	80%	N 135, 85 N DEXTRE PUR

a = Rose des azimuts orientés ; b = Pendages

Tabl. I. — Fracturation de la Craie blanche : mesures à terre.
Table I. — Craie blanche fracturation : mesures on the land.

LIEU	FAILLES ET DIACLASES		FAILLES	
	DIRECTION	PENDAGE	CINÉMATIQUE	
			GÉOCHIMÉRIE SENESTRE	GÉOCHIMÉRIE DEXTRE
FALAISES DU PETIT BLANC-NEZ AU GRAND BLANC-NEZ (CENOMANIEN) FAILLES ET DIACLASES 99 VALEURS, CLASSES DE 10° a MAXIMUM : 130° b MAXIMUM : 60°	N 120-140 26%	E (N 175-185)	N 85, 48 E N 87, 68 S N 100, 70 S N 110, 75 N N 120, 75 S N 130, 84 N	N 10, 90 N 65, 75 N N 115, 90 N 120, 75 S N 172, 74 E
	N 170-10 18%	E (N 175-185)	C MAXIMUM : 255° d MAXIMUM : 60°	
	N 60-80 13%	SE	FAILLES NORMALES	
	N 10-30 9%	SW ET NW SYMMÉTRIQUES (N 10-20)	FAILLES INVERSES	

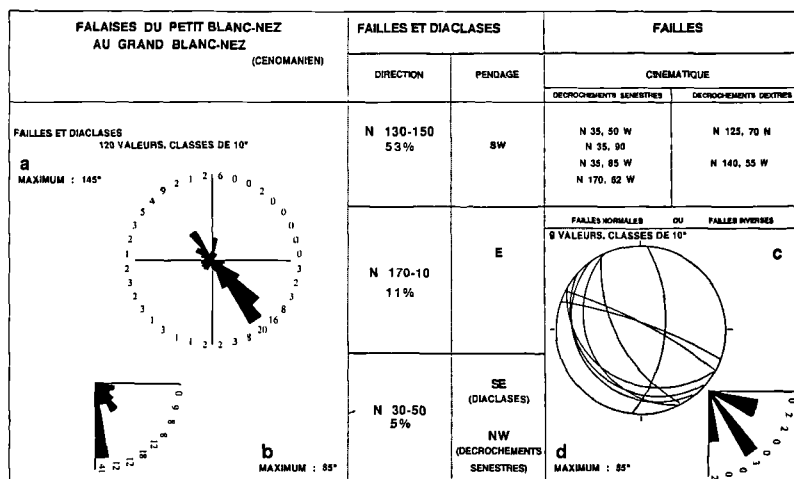
a, c = Azimuts orientés ; b, d = Pendages ; e = Canevas de Wulff (hémisphère inférieur)

Tabl. II. — Fracturation de la Craie grise : mesures à terre.
Table II. — Craie grise fracturation : mesures on the land.

N 130-140 et N 60-80; à cet ensemble s'ajoute un faisceau N 87-100 à mouvement senestre et un représentant d'accidents subméridiens dextres.

c) La Craie bleue

La maille de fracturation est décimétrique à métrique, avec toujours des joints sigmoïdes. Les plans de stratification



a = Azimuts orientés ; b, d = Pendages ; c = Canevas de Wulff (hémisphère inférieur)

Tabl. III. — Fracturation de la Craie bleue : mesures à terre.

Table III. — Craie bleue fracturation : mesures on the land.

indiquent une flexure d'axe N 110, 26°E, conforme aux isobathes du toit du Gault (carte Marquise à 1/50000, Hatrival *et al.*, 1971 a). Une famille directionnelle N 140 apparaît (Tabl. III), très fortement majoritaire (53%, à pendages SW); elle s'accompagne de deux familles mineures (16%) : la première submérienne (11%), à pendages E; la seconde N 35 (5%, qui comprend des diaclases, toutes à pendages SE, et des décrochements, tous senestres et à pendages NW. Quelques rares décrochements dextres N 125, pentés NE et N 140, pentés W, se manifestent aussi.

Des failles inverses N 120-140 (pendages SW, 14° à 25°) et des accidents à jeu normal N 118, 80° SW et N 155, 25° SW témoignent de contraction et d'extension. Les accidents très peu pentés correspondent aux joints sigmoïdes.

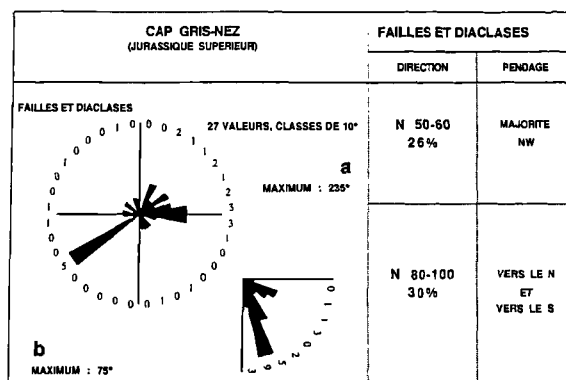
3) Le Jurassique

a) Le Jurassique supérieur

Le tableau IV montre la fracturation relevée au cap Gris-Nez. La famille N 55 y est majoritaire (26%), accompagnée de deux ensembles, N 80-90 (15%) et N 90-100 (15%). Par ailleurs, les abords du cap témoignent à l'évidence d'une tectonique polyphasée; on note en particulier les traces d'une extension suivie d'un raccourcissement déformant les structures préexistantes, les pliant et les cisailant dans un mouvement inverse à vergence N ou NNW.

b) Le Jurassique moyen

Les mesures ont été effectuées, aux Basses-Wioves et dans la carrière de Leulinghen (Tabl. V). La fracturation approximativement E-W est bien représentée aux Basses-Wioves : N 80-90 (11%), N 90-100 et N 110-120 (17% chacune), accompagnée de deux familles mineures, l'une N 140-150 (10%), l'autre submérienne, avec 5% dans chacune des classes N 170-180 et N 00-10. Un décrochement senestre N 140, 90, des failles à jeu normal ou inverse s'y ajoutent, toutes à très forts pendages. A Leulinghen, la direction N 160 prédomine (17% entre N 160 et N 170, et 10,5% dans chacune des classes N 140-150 et N 150-160). En E-W, 14% des mesures se situent entre N 90 et N 100, et 7%



a = Rose des azimuts orientés ; b = Pendages

Tabl. IV. — Fracturation du Jurassique supérieur : mesures à terre.

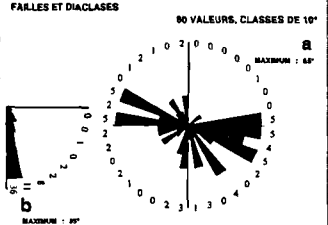
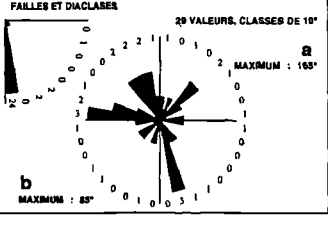
Table IV. — Upper Jurassic fracturation : mesures on the land.

dans chacune des classes qui l'encadrent, N 80-90 et N 100-110. La fracturation N 50 est bien représentée, (10% entre N 40-50 et 7% entre N 50-60). Des décrochements, tous senestres, environ N 50 d'une part et N 145 d'autre part et une fracturation normale N 20, à plans très redressés, y ont été relevés.

4) Le Paléozoïque

Les mesures de fracturation du Paléozoïque (Tabl. VI) ont été effectuées dans le Viséen (carrières à Hydrequent) et le Dévonien (carrières de La Parisienne et de Stinkal). Les directions N 40-60 sont toujours représentées (souvent parmi les dominantes), de même N 90-110 et N 110-120. La direction N 70-100 toujours présente n'est que mineure; la direction submérienne apparaît surtout à Hydrequent et à La Parisienne, N 135 à Hydrequent, N 20-40 à Stinkal et à La Parisienne qui montre en outre des accidents N 60-70.

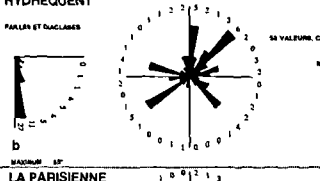


Les décrochements N 40 à N 140, senestres et dextres, peuvent avoir joué, pour certains plans, dans les deux sens. Les décrochements subméridiens (N-S à N 30) sont tous

LIEU	FAILLES ET DIACLASES		FAILLES		
	DIRECTION	PENDAGE	CINEMATIQUE		
BASSES-WIOVES FAILLES ET DIACLASES 90 VALEURS, CLASSES DE 10°  MAXIMUM : 65°	N 110-120 17%	N ET S	DEXTEROCHISEMENTS SENESTRES N 140, 90 N 118, 86 N N 115, 90 N 145, 80 W		
	N 80-100 28%	N ET S			
	N 140-150 10%	E ET W			
	N 170-10 10%	E (N 170-175) W (N 175-10)			
LEULINGHEN FAILLES ET DIACLASES 20 VALEURS, CLASSES DE 10°  MAXIMUM : 65°	N 140-170 38%	E ET W	N 82, 86 E N 142, 90 N 150, 85 E		N 20, 90
	N 80-110 28%	MAJORITE VERS LE N			
	N 40-60 17%	NW ET SE			

a = Rose des azimuts orientés ; b = Pendages

Tabl. V. — Fracturation du Jurassique moyen : mesures à terre.

Table V. — Middle Jurassic fracturation : mesures on the land.

LIEU	FAILLES ET DIACLASES		FAILLES		
	DIRECTION	PENDAGE	CINEMATIQUE		
HYDREQUEANT FAILLES ET DIACLASES 30 VALEURS, CLASSES DE 10°  MAXIMUM : 65°	N 40-60 24%	NW ET SE	DEXTEROCHISEMENTS SENESTRES N 32, 80 E N 40, 78 E N 82, 54 N N 47, 66 N N 102, 78 N N 60, 80 N N 106, 78 N N 70, 86 S N 114, 85 S N 88, 14 N N 148, 75 E N 148, 80 W		
	N 80-10 10%	MAJORITE VERS L'E			
	N 100-110 9%	NE ET SW			
	N 130-140 7%	SW			
	N 70-80 12%	N ET S			
LA PARISIENNE FAILLES ET DIACLASES 30 VALEURS, CLASSES DE 10°  MAXIMUM : 65°	N 80-100 13%	N ET S	N 00, 70 E N 40, 66 E N 50, 90 N 45, 90 N 72, 74 N N 110, 80 N N 144, 58 E N 130, 58 N		N 70, 50 N N 110, 90 N 130, 90
	N 50-80 31%	MAJORITE VERS LE N			
	N 110-120 10%	NE			
	N 20-40 18%	E ET W			
STINKAL FAILLES ET DIACLASES 30 VALEURS, CLASSES DE 10°  MAXIMUM : 70°	N 50-80 14%	N	N 20, 78 E N 50, 72 N N 55, 81 N N 58, 88 N N 70, 70 N N 75, 80 N N 80, 70 N N 85, 87 N N 100, 75 N N 110, 75 S		N 85, 40 S N 108, 70 S N 150, 82 W
	N 100-120 21%	NE ET SW			
	N 18-30 28%	MAJORITE VERS LE SE			
	N 70-100 21%	E ET W			

a = Rose des azimuts orientés ; b = Pendages

Tabl. VI. — Fracturation du Paléozoïque : mesures à terre.

Table VI. — Palaeozoic fracturation : mesures on the land.

senestres. A Stinkal le caractère normal ou inverse des fractures peut être déterminé : sont normales les failles N 108 et N 150, à pendages forts (70° à 82°) S ou W, et inverses les failles N 95, 40°S.

5) Interprétation

a) La Craie

Les associations de décrochements N 20 à N 05-10 senestres et N 135-145 dextres témoignent d'une direction de raccourcissement submérienne (N 165), déjà connue dans le Cénomaniens inférieur (Bergerat et Vandycke, 1994; Vandycke

et Bergerat, 1992). Les accidents N 120 (senestres) accompagnés d'accidents N 65 ou N 70, indiquent un serrage approximativement E-W, visible dans la Craie blanche et la Craie grise mais non apparent dans la Craie bleue. La conjugaison d'accidents N 05-10 dextres et N 87-90 senestres, relevés dans la Craie grise, témoigne d'un serrage NE-SW que corroborent les jeux en failles inverses des accidents N 120 à N 145 relevés dans la Craie bleue. Enfin, les jeux en failles normales d'accidents N 20 et de pendages opposés (70° environ), bien visibles dans la Craie grise, témoignent d'un mécanisme extensif; des accidents pentés 55° environ, N 05 vers l'E et N 155 vers l'W dans la Craie bleue auxquels s'ajoute la direction N 110 à jeu normal, fortement pentée (80°) vers le N, s'accordent avec cette interprétation.

b) *Le Jurassique*

Il montre la prédominance d'accidents N 85 à N 95, et suivant les sites de mesures, N 165, N 115 ou N 55. Les failles N 75-85 à N 120 ont joué en failles inverses, les failles N 20, N 75, N 115, N 145 en failles normales. Les fractures N 50 et N 140-150 ont eu un jeu en décrochement senestre, leurs éventuelles conjuguées (N 165 et N 85 environ), présentes, ne portent pas de stries. On peut admettre néanmoins un serrage NE-SW, ayant pu aussi entraîner en jeu inverse des accidents environ N 115, et un serrage WNW-ESE. De la distension se manifeste aussi, argumentée par le jeu en failles normales des accidents N 20 à N 145.

c) *Le Paléozoïque*

Si à Stinkal les décrochements relevés sont senestres, à Hydrequent et dans la carrière de La Parisienne, le Paléozoïque montre des décrochements senestres et dextres, N 32 et N 146 à Hydrequent, N 40-45 et N 145 à La Parisienne, qui témoignent d'un serrage subméridien ainsi que N 100-115 et N 40-50 à Hydrequent et N 105 et N50 à La Parisienne, qui s'accordent avec un serrage environ N 80. D'autres décrochements, N 148 et N 70-98 témoignent d'un serrage N 110 à Hydrequent; N-S senestre et N 78 dextré d'un serrage NE-SW (N 40) à La Parisienne. A ces accidents s'ajoutent des failles inverses N 95 et des failles normales N 110 et N 150.

d) *Conclusion*

En résumé, toutes les formations montrent une fracturation polyphasée. Un serrage WNW-ESE (N 95 dans la Craie, N 110 environ dans le Jurassique et le Paléozoïque) et un serrage approximativement NE-SW peuvent être admis. Un serrage subméridien est déduit des mesures dans le Paléozoïque et la Craie, mais n'est pas perceptible dans le Jurassique avec les seuls sites du cap Gris-Nez, des Basses-Wioves et de Leulinghen. Le Paléozoïque porte, en outre, la trace d'un serrage N 80 non retrouvé ailleurs.

III. — LES APPORTS DU TUNNEL

1) *Caractéristiques générales de l'ouvrage*

L'ouvrage s'inscrit (b, fig. 1), pour sa section sous-marine, dans la partie inférieure, argileuse, des craies cénomaniennes (Craie bleue), épaisse d'une trentaine de mètres avec, au mur, les argiles gonflantes du Gault reposant en général sur des sables glauconieux, et, au toit, la Craie grise, moins argileuse et beaucoup plus perméable. Les appellations locales de Craie bleue, Craie grise, Craie blanche étant relativement imprécises, une nouvelle définition de formations a été appuyée sur les méthodes biostratigraphiques et des niveaux-repères lithologiques ont pu être caractérisés : le toit de la Craie bleue est associé à la position des foraminifères *Cibicides formosus* et *Rotalipora reicheili* (Amédéo, 1994; Jouchoux, 1994); cette limite est soulignée dans les falaises, en particulier sur le front de mer, par une ligne de sources.

Pour la partie anglaise, l'ouvrage se situe dans un monoclinale de pendage faible (5°), peu faillé; par contre, la partie française, sur 17 km, est marquée à proximité des côtes, par la structure locale du horst des Quenocs (Amédéo, 1991), et se prolonge par une succession de légères ondulations (pendages NNE, 5° à 15°) surimposées aux couches

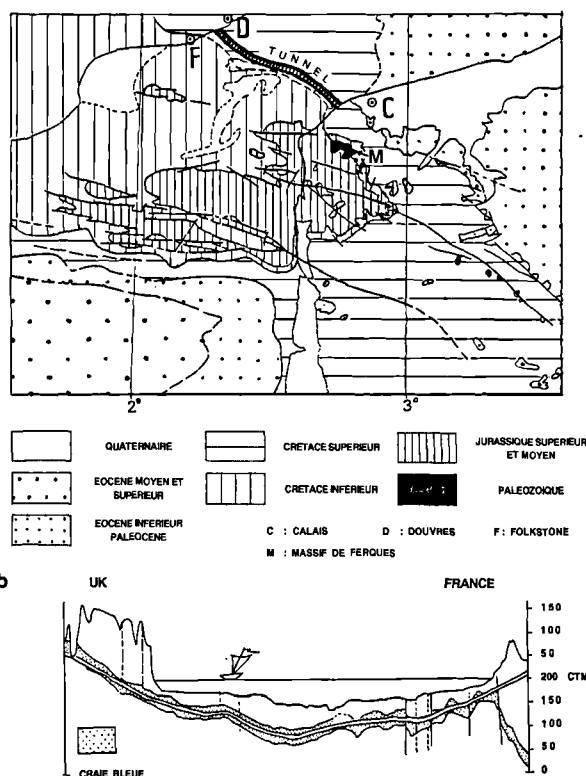


Fig. 1. — Caractéristiques géologiques du Lien Trans-Manche
a - Cadre géographique et géologique, d'après la carte de France au 1/1000000 (6e édition).
b - Profil en long du Trans-Manche (d'après document TML-BETU, in Bour N., 1989).

Fig. 1. — Geological characteristics of the Trans-Manche Link region.
a - Geological and geographical sketch map (from 1/1000000 France map (6th édition)).
b - Trans-Manche Link position in the Chalk (from TML-BETU, in Bour N., 1989).

monoclinales; ces dernières ont une direction moyenne N 110-120 et sont coupées de quelques failles très redressées (détectées lors des reconnaissances) à mouvement apparent normal avec une remontée des compartiments situés côté Angleterre (b, fig. 1).

Du fait de ses impératifs géométriques et de la structuration du côté français, l'ouvrage n'a pu être toujours maintenu dans la Craie bleue. Il se situe dans la Craie grise entre les PK 0,1669 et 0,4161, les PK 2,959 et 3,655, puis entre les PK 7,806 et 7,909 (à cause de la présence d'un "graben" local avec abaissement relatif des couches de 15 m environ, non détecté lors des campagnes de reconnaissance, limité au N et au S par des accidents N 135 dextres et à l'E et l'W par des accidents N 45 à N 70), et enfin entre les PK 9,138 et 9,841 (a, fig. 2).

2) *Géométrie de la fracturation*

a) *Les accidents*

Les études préalables, fondées sur des méthodes géophysiques, bien que pouvant difficilement détecter des failles à rejet inférieur à 3 m (ou même à 5 m dans le cas d'accidents parallèles à l'axe du tunnel) n'ont retenu, de la

Faille n°	Direction	Rejet probable en mètres	PK prévu	Zone d'influence	
				Début PK	Fin PK
F 3	N 96	2	3,4	3,1	3,4
F5	N 101	3 à 5	7,66 +-0,2	7,3	7,915
F5 bis	N 66	1	7,84	7,79	7,89
F6	N 103	2	9,24	9,138	9,412
F 7	N 50	8 à 10	10,14 +-0,01	10,134	10,182

Tabl. VII. — Etude de reconnaissance : caractéristiques des fractures détectées.

Table VII. — Reconnaissance studies : detected faults characteristics.

numérotation initiale, que 5 accidents (dont les caractéristiques sont données sur le tableau VII) : 2 failles "majeures" (à fort rejet) F7 et F5, et 3 failles "mineures" (à faible rejet) F3, F5 bis et F6. Aucune d'elles n'a été réellement observée lors de la foration, mais on constate une corrélation entre pics locaux de densité de fracturation et zones de failles présumées (b, fig. 2). On note, en outre, que la lithologie n'a qu'une faible influence sur la fracturation (a, fig. 2), bien que l'on ait observé à terre des différences dans la maille de fracturation entre Craie grise et Craie bleue.

Les accidents rencontrés en souterrain sont des **diaclasses (d)**, des **failles (F)** le plus souvent planes et très redressées (mais quelquefois courbes), des **joints de stratification (Sb) activés** lors de mouvements banc sur banc (attestés par des tectoglyphes) et des **joints sigmoïdes ou sigmoïdes horizontales**.

b) Répartition azimutale

La figure 3 donne les roses de répartition des azimuts orientés et les roses des pendages des failles (F) et des joints de stratification activés (Sb).

Les failles montrent des minimums locaux, entre N 50 et N 70 (2 % seulement) et entre N 150 et N 170 (4 %) et de nets maximums :

1- Une distribution principale (55 %) correspondant à 4 familles, la première, N 115 étalée sur 30° (27 % entre N 100 et N 130), les trois autres plus restreintes (étalées sur 10°) : N 35 (9 %); N 75 (8 %); N 15 (8 %).

2- Une distribution secondaire (23%), avec une famille N 140 (13 % entre N 130 et N 150) et une famille N-S (10 % entre N 170 et N 10).

Les joints de stratification activés (Sb), reprenant les couches du monoclinale, ont une remarquable constance N 100-130 (82 %).

La répartition azimutale des diaclasses (d) montre un maximum très marqué à N 125 (18 % entre N 120 et N 130 - à comparer à 9 % pour les failles F), un maximum secondaire à N 145 (11 % entre N 140 et N 150), et deux familles mineures, la première sub-méridienne (11 % entre N 170 et N 10) et la seconde N 35 (5% entre N 30 et N 40). Ces accidents présentent des directions concordantes avec celles

des failles (avec aussi une faible densité entre N 160 et N 170), sauf pour la direction N 75 (2 % seulement entre N 70 et N 80) qui s'intègre d'ailleurs dans une lacune de représentation entre N 40 et N 80.

c) Localisation des accidents

L'étude de la fréquence des familles d'azimuts en fonction des points métriques a été abordée à l'aide de la "densité relative de fracturation" dans une classe d'azimuts, définie par le nombre d'accidents dans la maille d'étude, rapporté au nombre total d'accidents de même classe azimutale le long de l'ouvrage (fig. 2). Les classes d'azimuts ont été regroupées à partir du PM 160 par fractions métriques de 750 m, choix dicté par la répartition quasi-périodique (moyenne 747 m) des ouvrages annexes. La figure 4 donne cette répartition pour les failles.

Entre les PM 160 et 1660, se manifeste une très forte fracturation par failles et diaclases d'azimuts très divers. Au-delà, on note une répartition plus localisée, en fonction des azimuts des accidents et de la position géographique. Dans la localisation de la déformation cassante, 5 zones à forte densité d'accidents apparaissent (a, entre les PM 655 et 726; b, entre les PM 1100 et 1163; c, entre les PM 1258 et 1428; d, entre les PM 8141 et 8631; e, près du PM 9138).

Alors que les failles (F) montrent une distribution globalement similaire à celle des accidents totaux, les plans de stratification activés sont fortement localisés (du PM 6000 au PM 7550 et du PM 11380 au PM 12128) où ils s'expriment préférentiellement le long d'inter-bancs argileux. La densité relative des diaclases diminue de façon continue en s'éloignant de la côte française, à l'exception d'un pic local au PM 7372.

La très forte concentration de la fracturation près du puits de Sangatte est liée à la proximité d'une faille normale observée au PM 128 (rejet apparent de 4 m, d'après Thorens, 1993), d'azimut approximatif N 20, à pendage E, pratiquement parallèle à la direction de la zone faillée du Pas-de-Calais (Colbeaux, 1974).

3) Caractéristiques cinématiques de la fracturation

Les failles (F) portent souvent des stries (dont le "pitch" est presque toujours donné comme 0° ou 90°), mais peu de rejets ont pu être mesurés. Les joints activés (Sb) montrent en grande majorité des stries selon leur ligne de plus grande pente ("pitch" de 90°); quelques rejets mesurés (entre 1,3 m et 3 m) permettent de les définir comme inverses.

Les azimuts des décrochements (f, fig. 3) font apparaître 4 familles principales : N 140 (24,5 % entre N 130 et N 150); N 115 (11,3 % entre N 110 et N 120); N 35 (11,3 % entre N 30 et N 40); N-S (15 % entre N 170 et N 10).

Les failles notées "normales ou inverses" (h, fig. 3), en fait le plus souvent normales lorsque le sens du mouvement peut être défini, s'organisent en familles azimutales : N 120 (19,5 % entre N 110 et N 130); N 15 (11 % entre N 10 et N 20); N 75 (11 % entre N 70 et N 80); N 35 (10 % entre N 30 et N 40).

4) Interprétation

Les mesures le long du lien Trans-Manche s'accordent bien avec un serrage N-S (diaclasses N 35 et N 145), avec un

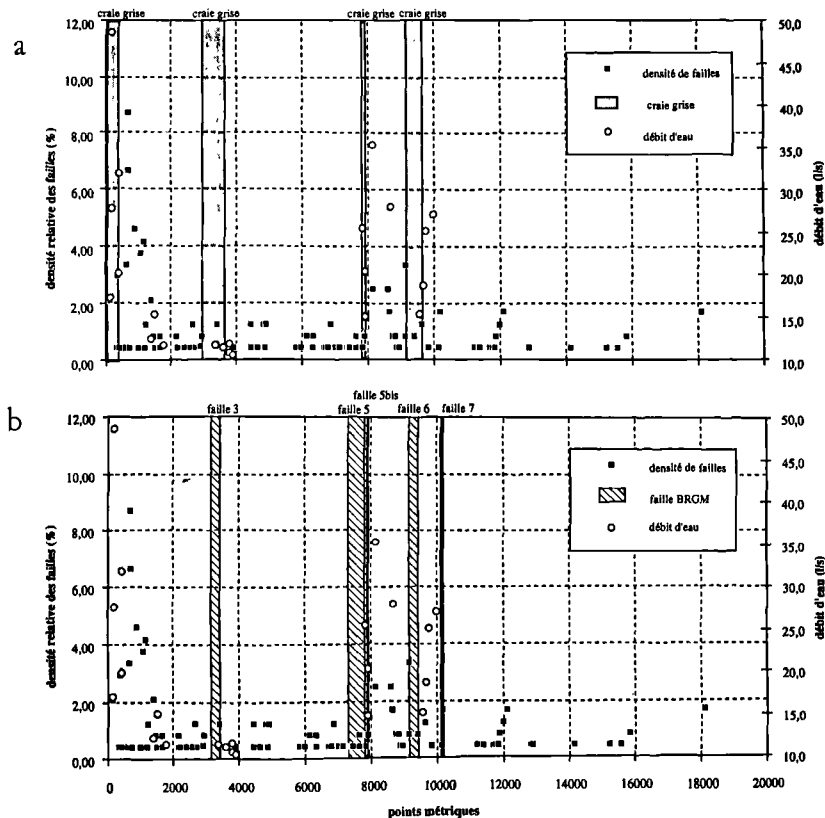


Fig. 2. — Corrélations failles, lithologie et débits d'eau.
 a -Corrélations entre densité des failles (F + Sb) mesurées en tunnel, lithologie et débits d'eau.
 En grisé : secteurs dans lesquels le tunnel est implanté dans la Craie grise.
 b -Corrélations entre densité des failles (F + Sb) mesurées en tunnel, failles de la reconnaissance et débits d'eau.
 En hachures : secteurs dans lesquels le tunnel traverse les zones d'influence présumée des failles de la reconnaissance.

Fig. 2. — Correlations faults, lithology and water volumes.
 a -Correlations between faults (F+Sb) density in the tunnel, lithology and water volumes.
 Grey zones : sectors in which the tunnel is in the Craie grise.
 b - Correlations between faults (F+Sb) density in the tunnel, reconnaissance faults and water volumes.
 Hatched zones : sectors in which the tunnel crosses the reconnaissance faults presumed influence zones.

serrage NW-SE (diaclasses et failles N-S et N 125) et avec une extension faisant jouer les directions N 15, N 35, N 75 et N 120-125 en failles normales. Cependant certaines de ces dernières montrent aussi des jeux en décrochement : le mouvement normal peut donc n'être dû qu'à leur réactivation; en effet, quelques-unes présentent (comme observé à terre) deux familles de "pitches" (0° et 90°) : en particulier les accidents N 120 et les accidents N 35. Ces deux directions, reflet régional des fractures de socle remobilisées au cours de diverses étapes de structuration, sont celles de la zone de cisaillement Nord-Artois et de la zone faillée du Pas-de-Calais.

IV. — SUCCESSION DES DEFORMATIONS

1) Séquences

La succession des déformations a été établie à partir des décalages observés des accidents incompatibles, à terre et en souterrain. Par ailleurs aucun fait significatif indiquant l'existence de mouvements tectoniques synsédimentaires n'a été relevé dans la craie : quelques décalages intraformationnels, rares et dispersés, peuvent être attribués, vu leur peu d'importance, à des tassements locaux; la

disparition de la fracturation, diaclasses et failles très peu marquées, sous certains niveaux, peut être due simplement aux différences de rhéologie.

Les séquences de la déformation se succèdent selon 6 étapes, de d₁ à d₆ :

1 - Raccourcissement NNE-SSW (d₁);

2 - Serrage approximativement E-W (d₂) qui se manifeste par des dièdres à bissectrices voisines de N 110 dans le Paléozoïque et le Jurassique, et N 95 dans la Craie. Cette déformation d₂ est uniquement visible à terre dans la Craie blanche et la Craie grise : elle n'a pas été mise statistiquement en évidence dans le tunnel; par contre, la Craie bleue n'en montre l'empreinte ni à terre, ni en souterrain;

3 - Mouvements banc sur banc compressifs (d₃), orientés N 20, générant ou utilisant des plans N 90 à N 100-120, porteurs de stries N 20, en accord avec un plissement environ N 110. Cette étape de structuration est très nette dans le tunnel ainsi qu'à terre. Une fracturation intervient ensuite, générée par un serrage subméridien (N 10-20) pouvant être la continuation de cette étape (fin de d₃) et qui s'exprime alors par des jeux en décrochements, créant ou mobilisant des accidents N 150-160 dextres et N 40-60 senestres;

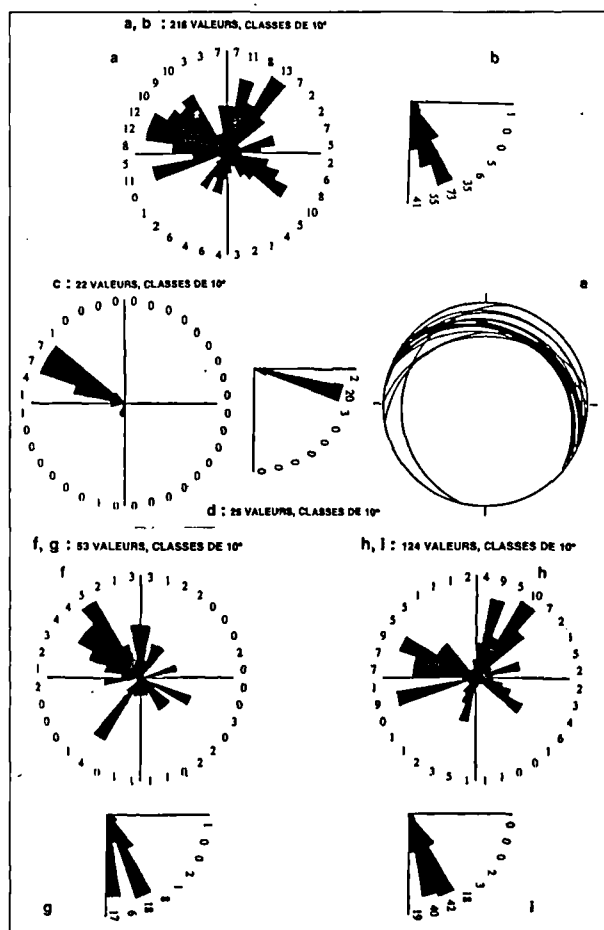


Fig. 3. — Répartition azimuthale de la fracturation le long du Lien Trans-Manche.

- a - Rose des azimuts orientés des failles de la famille F
- b - Rose des pendages des failles F
- c - Rose des azimuts orientés des failles de la famille Sb
- d - Rose des pendages des failles de la famille Sb
- e - Traces cyclographiques des failles de la famille Sb (canevas de Wulff, hémisphère inférieur)
- f - Rose des azimuts orientés des failles en décrochement
- g - Rose des pendages des failles en décrochement
- h - Rose des azimuts orientés des failles normales ou inverses
- i - Rose des pendages des failles normales ou inverses.

Fig. 3. — *Faulting azimuthal repartition along the Trans-Manche Link.*

- a - *Faults (F) azimuthal repartition rose diagram*
- b - *Faults (F) dips rose diagram*
- c - *Faults (Sb) azimuthal repartition rose diagram*
- d - *Faults (Sb) dips rose diagram*
- e - *Faults Sb cyclographic representation (Wulff canevas, lower hemisphere)*
- f - *Strike-slip faults azimuthal repartition rose diagram*
- g - *Strike-slip faults dips rose diagram*
- h - *Normal or reverse faults (F) azimuthal repartition rose diagram*
- i - *Normal or reverse faults dips rose diagram.*

4 - Raccourcissement N 35 (d₄), avec stries N 35 sur des plans N 120 et fracturation décrochante N 00-05 et N 70-90;

5 - Distension importante (d₅) sollicitant bon nombre de fractures de directions diverses, probablement pré-existantes : des accidents essentiellement N 20, N 30, N 35, N 40, N 75, N 110, N 125 et N 150 sont sollicités en failles normales, relevées aussi bien à terre que dans le tunnel; cette structuration provoque l'apparition des "sigmoïdes horizontales" si présentes dans les "Notes de failles de l'Ingénierie";

6 - Serrage environ N 150 à subméridien (d₆), qui réactive en failles inverses certains accidents subméridiens (N 05) et qui est marqué par le jeu en décrochement dextre des accidents N 120-140 et senestre des accidents N 00-35.

2) Chronologie

Les mesures effectuées en souterrain concernent des couches cénomaniennes; à terre aussi, elles portent essentiellement sur des couches de cet âge, les niveaux turoniens et sénoniens de Craie Blanche n'ayant pu offrir que quelques sites dispersés dans l'arrière-pays.

On relève finalement 3 grandes étapes directionnelles de déformation, la première, compressive, à axes environ NNE-SSW et WNW-ESE (d₁ à d₄), la deuxième, extensive (d₅), dont la direction est difficile à déterminer, et la dernière, compressive à axes environ NNW-SSE et ENE-WSW (d₆). La déformation d₂, approximativement N 95-110, apparaît probablement par simple permutation temporaire des scalaires.

D'une façon plus générale, les bassins de la mer du Nord montrent une inversion structurale au Santono-Campanien (Van Wijhe, 1987, *in* Huyghe, 1992), à laquelle fait suite la tectonique cénozoïque : reprise de l'inversion structurale, associée à une baisse du niveau marin au Paléocène, subsidence régionale post-rift du bassin de la mer du Nord durant l'Eocène, puis légère inversion structurale vers la limite Eocène-Oligocène, suivie par un épisode distensif néogène et quaternaire, déjà reconnu dans la région (Colbeaux *et al.*, 1993). En outre il est connu que des serrages N 20-30 se sont exercés dans le Tertiaire inférieur (Ahorner, 1975) après l'étape de structuration intra-sénonienne elle aussi N 20. Par ailleurs, les mesures *in situ* des contraintes actuelles (Grellet *et al.*, 1993; Klein et Barr, 1986, *in* Huyghe, 1992; Froidevaux *et al.*, 1980), comme les mécanismes au foyer déduits des séismes récents ayant affecté la région (Camelbeeck, 1992 et 1994; Grellet *et al.*, 1993; Colbeaux, 1984; Ahorner, 1975) permettent d'aboutir au schéma de déformation de l'Europe nord-occidentale proposé par Ahorner en 1975 (fig. 5), où un serrage tardif, environ N 150, se traduit sur les confins franco-belges par des mouvements en décrochements conjugués, dextres N 110 environ et senestres N 20 environ (qui d'ailleurs se développent surtout dans le graben alsacien).

Entre ces deux étapes cénozoïques de déformation cassante, les serrages NE-SW ou NNE-SSW conduisent à la structuration du Tertiaire impliquant les niveaux du Paléocène et de l'Eocène, d'abord avec les mouvements synsédimentaires à l'Eocène moyen, relevés au large de Zeebrugge par De Batist et Henriët (1995), avec des plis N 90-100 dissymétriques et des jeux -ou rejeux- d'accidents N 60 à forte composante normale, pour aboutir à de grandes structures WNW-ESE comme le synclinal du nord de la Manche à coeur éocène (a, fig. 1) qui se développe entre Portsmouth et Dieppe-Abbeville, probablement à l'Oligocène inférieur. La distension généralisée qui lui fait suite, mobilisant des accidents N 20 à N 150 selon des mouvements normaux est bien connue en mer du Nord et peut être rapportée à la distension néogène.

V. — CONCLUSIONS

Les mesures en tunnel présentent un avantage sur celles effectuées à terre où l'on ne dispose que de sites dispersés : elles permettent d'observer en continu les effets des

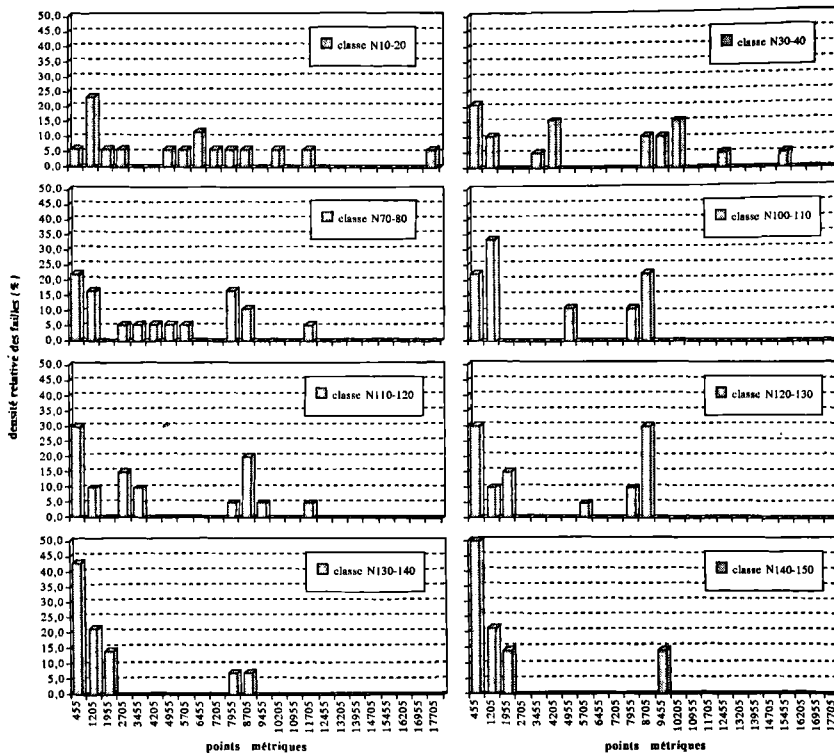


Fig. 4. — Exemples de répartition des différentes classes d'azimuts des failles de la famille F par tronçons métriques de 750 m (origine au PM 160).

Fig. 4. — Examples of repartition of the faults (F) different azimuthal classes by 750 m long tunnel sections (origin at the PM 160).

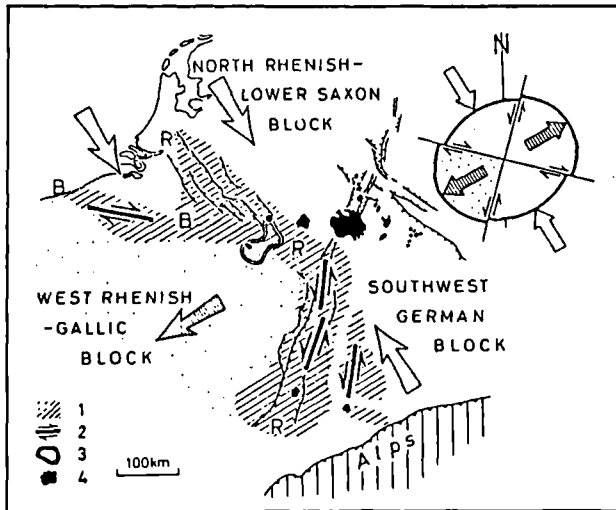


Fig. 5. — Modèle de déformation sismotectonique à grande échelle en Europe nord-occidentale (d'après Ahorner, 1975).

- 1 - Zones sismiques (R : zone rhénane; B : zone belge)
- 2 - Dislocations sismotectoniques décrochantes
- 3 - Région de volcanisme au Quaternaire
- 4 - Centres principaux de volcanisme au Tertiaire;

Fig. 5. — Sismotectonic scheme of the Rhine graben system with present-day stress field and possible horizontal block movements (from Ahorner, 1975).

- 1 - Earthquake zones (R = Rhenish zone, B = Belgian, zone)
- 2 - Seismotectonic strike-slip faults
- 3 - Area with Quaternary volcanism
- 4 - Main centers of Tertiary volcanism.

déformations sur une très longue distance. Outre la localisation des accidents, le tunnel a apporté des résultats concernant la structure de la craie et sa déformation :

- les différences de rhéologie des niveaux de la craie, pour lesquels les dépôts ont évolué vers un pôle plus calcaire, induisent une expression parfois un peu différente face aux sollicitations tectoniques, pourtant engendrée dans un même contexte général, entre Craie bleue, Craie grise et Craie blanche, soulignée par la variation de la maille de fracturation;

- les différences dans les directions et la densité de fracturation apparaissent selon les différents points de mesure, en fonction de la plus ou moins grande proximité géographique d'un accident important.

Finalement, les étapes les plus récentes de déformation sont les plus lisibles, avec le serrage subméridien et la distension néogène. Le serrage N 150, net en souterrain ne s'exprime pas clairement à terre dans les mesures effectuées. Le serrage NW-ESE à E-W non apparent dans la Craie bleue, ni à terre ni en souterrain, est indiqué dans la Craie blanche et la Craie grise (N 95) et se manifeste selon le N 110 dans le Jurassique et le Paléozoïque. Le serrage NE-SW, bien marqué à terre, n'a pas été individualisé en souterrain. Enfin, le serrage N 80, apparent seulement dans le Paléozoïque, est très probablement antérieur à la discordance du Jurassique moyen sur le socle hercynien péninsulaire. Les fractures qui témoignent de sa direction pourraient avoir été des N 110 senestres et des N 50 dextres, fractures qui pour un certain nombre ont non seulement rejoué ultérieurement (Colbeaux,

1974; Bouroz, 1986) mais sont encore réactivées à l'heure actuelle avec la zone de cisaillement Nord-Artois.

Enfin, l'ensemble des mesures à terre ou en souterrain montre qu'il faut compter avec l'héritage structural; la craie s'est déposée sur un bâti, certes pénéplané, mais qui garde la trace d'une très forte structuration : les diverses sollicitations tectoniques que la région a pu subir depuis la transgression mésozoïque, ont remobilisé parfois des accidents préexistants, dont les directions peuvent ne pas correspondre à celles obtenues pour une fracturation se créant dans un milieu homogène.

L'analyse des déformations permet de replacer toute la région, depuis le Crétacé supérieur, dans le contexte tectonique de l'Europe nord-occidentale. Une compression NNE-SSW domine dans ce secteur, exprimée en 3 épisodes (dont les deux premiers sont séparés par une compression approximativement E-W) qui peuvent être situés du Crétacé supérieur à l'Oligocène. L'importante étape de distension qui intervient ensuite peut être située au Néogène. Enfin les effets les plus récents de la tectonique s'intègrent dans le serrage N 150 qui affecte, encore à l'heure actuelle, tout le territoire de l'Europe nord-occidentale.

BIBLIOGRAPHIE

- AHORNER L. (1975). — Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in central Europe. *Tectonophysics*, 29, 233-249.
- AMEDRO F. (1991). — La Craie bleue dans la partie française du détroit du Pas-de-Calais. Rapport du 27 Mai 1991, actualisé le 16 Septembre 1991. TML réclamation C 1911 - vol. 4.
- AMEDRO F. (1994). — Corrélations dans les craies cénomaniennes traversées par le Tunnel sous la Manche (côté France). *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Muséum*, t. 81, fasc. 1, 11-44.
- AUFFRET J.P. & COLBEAUX J.P. (1977). — Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 19, 1047-1055.
- BERGERAT F., & VANDYCKE S. (1994). — Palaeostress analysis and geodynamical implications of Cretaceous-Tertiary faulting in Kent and in the Boulonnais. *J. Geol. Soc., London*, 151, 439-448.
- BONTE A., SOMME J., DESTOMBES J.P., DESTOMBES P. & RAMON S. (1971, a). — Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille Marquise, B.R.G.M., Orléans, 23 p.
- BONTE A., DESTOMBES J.P., THIBAUT P.M., SOMME J. & RAMON S. (1971, b). — Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille Guînes, B.R.G.M., Orléans, 17 p.
- BOUR N. (1989). — Optimisation du tracé du tunnel et des ouvrages spéciaux, in Duffaut P. et Margron P., Le tunnel sous la Manche, Géologie et Géotechnique, 187-194.
- BOUROZ A. (1986). — Coulissement dans le Paléozoïque du Boulonnais : la faille de Ferques. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 105, 37-41.
- CAMELBEECK T. (1992). — Le tremblement de terre de Roermond du 13 avril 1992. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 1 (2e série), 157-158.
- CAMELBEECK T. (1994). — Mécanisme au foyer des tremblements de terre et contraintes tectoniques : le cas de la zone intraplaque belge - Thèse de Doctorat ès Sciences, Hors Série de la Série Géophysique, Observatoire Royal de Bruxelles, Bruxelles, 344 p.
- COLBEAUX J.-P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement nord-artois. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, n°9, 1159-1161.
- COLBEAUX J.-P. (1984). — L'évolution structurale du sud de la Belgique et du nord de la France : sa relation avec la dérive des continents. Quelques hypothèses. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 93, fasc. 1-2, 71-78.
- COLBEAUX J.-P., AMEDRO F., BERGERAT F., BRACQ P., CRAMPON N., DELAY F., DUPUIS C., LAMOUREUX C., ROBASYNSKI F., SOMME J., VANDYCKE S. & VIDIER J.P. (1993). — Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le Bassin de Paris : le Boulonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, n°1, 93-102.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P. & SOMME J. (1980). — Le détroit du Pas de Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 17, n°4, 41-54.
- DE BATIST M. & HENRIET J.P. (1995). — Seismic sequence stratigraphy of the Paleogene offshore of Belgium, southern North Sea. *J. Geol. Soc., London*, 152, 27-40.
- DUFFAUT P. & MARGRON P. (sous la dir. de) (1989). — Le Tunnel sous la Manche. Géologie et géotechnique. Presses des Ponts et Chaussées, 328 p.
- EUROTUNNEL/TML (1989-1992). — "Notes de Failles de l'Ingénierie".
- FROIDEVAUX C., PAQUIN C., & SOURIAU M. (1980). — Tectonic stresses in France : *in situ* measurements with a flat jack. *J. of Geophys. Res.*, 85, n°B11, 6342-6346.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T. & PHILIP H. (collectif, 1993). — Sismotectonique de la France métropolitaine. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 164, 1, 76p.
- HATRIVAL J.N., BONTE A., DESTOMBES J.P., SOMME J., GOULLIART M., BARROIS C., PRUVOST P. (1971, a). — Carte géol Fr. à 1/50 000, feuille Marquise. B.R.G.M., Orléans.
- HATRIVAL J.N., BONTE A., DESTOMBES J.P., HOYEZ B., SOMME J., THIBAUT P.M. (1971, b). — Carte géol Fr. à 1/50 000, feuille Guînes. B.R.G.M., Orléans.
- HUYGHE P. (1992). — Enregistrement sédimentaire des déformations intra-plaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la mer du Nord. Thèse Univ. Joseph-Fourier - Grenoble 1, 258 p.
- JOUCHOUX A. (1994). — Les apports de la micropaléontologie pendant le creusement du Tunnel sous la Manche : corrélations dans la partie française du détroit. *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Muséum*, 81, fasc. 1, 45-60.
- KLEIN R.J. & BARR M.V. (1986). — Regional state of stress in Western Europe, in O.STEPHENSON (EDS), Rock stress and rock stress measurement, Centek (Lulea, Sweden), pp. 33-44.
- LACOMBE J.-Y. (1994). — Fracturation du détroit du Pas-de-Calais et des zones d'atterrissement du Boulonnais à la lumière des données du Transmanche. Mémoire de Maîtrise de Géologie, 78 p., inédit.
- MILLIEN A., PAIRIS J.L. & SIRIEYS P. (1995). — "Etude de la fracturation et de la déformation de la craie à la lumière des données du Trans-Manche. Relations avec la tectonique régionale". Rapport final, 127 p., inédit.
- THORENS P. (1993). — Rapport de stage de fin d'études : Le Tunnel sous la Manche. Ecole Centrale de Paris, 110 p., inédit.
- VANDYCKE S. & BERGERAT F. (1992). — Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. France*, 163, n°5, 553-560.
- VAN WIJHE D.H. (1987). — Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. *Tectonophysics*, 137, 171-219.
- VOIRIN J. (1992). — Rapport "Etudes des failles et de la fracturation: Tunnel et Ouvrages sous Mer". Setec-Eurotunnel, 35 p. et annexes.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain créacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutien</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F
	n°2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <i>Faune silurodévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	336,00 F
	n°3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
Tome VII	n°1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX	n°1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F
	n°2. — G. FOURNIER <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F
Tome XVI	— A. BOUROZ <i>et al.</i> , <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.	250,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Hellénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	150,00 F
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	150,00 F
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	150,00 F
Publication N° 23. — G. BUSSON <i>et A. CORNÉE</i> , <i>L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal</i> . 125,00 F	
Publication N° 24. — B. LOUCHE, <i>Limites littorales de la nappe de la Craie dans la région Nord Pas-de Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer</i>	150,00 F
Publication N° 25. — J. G. BREHERET, <i>L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques</i>	300,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome 5 (2^{me} série), Fascicule 3

parution 1997

	pages
P. JUIGNET. — La craie : sédimentation et enregistrements stratigraphiques. Apports des méthodes d'études classiques et d'approches nouvelles.....	145
- M. B. HART. — Foraminifera of the United Kingdom Chalk Succession Role in Correlation and Sequence Stratigraphy of Cenomanian-Turonian.....	159
- D. NOEL, G. BUSSON et A. CORNEE. — Données sur les <i>Nannoconus</i> (nannofossiles calcaires, <i>incertae sedis</i>) du Cénomanién au Campanien dans la craie du Bassin de Paris et dans le domaine Téthysien.....	167
- D. NÉRAUDEAU et L. VILLIER. — Enregistrement des fluctuations environnementales par les échinides irréguliers de la craie Campanienne de Charente-Maritime (SO France)	175
— L. VILLIER, G. BRETON & D. NÉRAUDEAU. — Contexte paléoécologique, biodiversité et signification biostratigraphique des <u>Astérides</u> dans le Campanien stratotypique	181
- F. AMEDRO, F. ROBASZYNSKI, Cl. COLLETE & Cl. FRICOT. — Les <u>craies</u> du Cénomanién-Turonien de l'Aube et du <u>Boulonnais</u> : des événements litho- et biosédimentaires communs.....	189
X F. LUDERER and W. KUHN. — A high resolution record of the <i>Rotalipora</i> extinction in laminated organic-carbon rich limestones of the Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco).....	199
J.J.P. ZIJLSTRA. — About the depth of deposition of the <u>Maastrichtian Chalk</u> of the <u>type area</u>	207
R. SWENNEN and M. DUSAR. — Diagenesis of Late Cretaceous to Paleocene carbonates in the Rur valley graben (<u>Molenbeersel borehole</u> , NE-Belgium)..	215
P. JUIGNET et G. BRETON. — Brèches de silex, diagenèse et déformation dans les craies de Haute-Normandie (France).....	227
H. ACCARIE, P. GENGEY et F. ROBASZYNSKI. — Évolution de la teneur en manganèse des craies du Campanien/Maastrichtien du bassin de Mons (Belgique) - Comparaisons avec les craies d'Allemagne du Nord.....	241
D.C.P. PEACOCK. — Faults in the Chalk at Flamborough Head, Yorkshire, U.K.....	249
J. L. PAIRIS, A. MILLIEN et P. SIRIEYS. — Fracturation et déformation de la craie. Retour d'expérience de la partie française du Trans-Manche	257

© 1997 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

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

Imprimé en France (Printed in France)