



**Colloque international sur les événements de la limite
cénomanién-turonien : Grenoble, 24-26 mai 1991 :
résumés Cenomanian-turonian boundary events**

Pierre Cotillon

► **To cite this version:**

Pierre Cotillon. Colloque international sur les événements de la limite céno-manien-turonien : Grenoble, 24-26 mai 1991 : résumés Cenomanian-turonian boundary events. 1991. insu-00724224

HAL Id: insu-00724224

<https://insu.hal.science/insu-00724224>

Submitted on 20 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MEMOIRE H.S. N° 17

COLLOQUE INTERNATIONAL SUR LES EVENEMENTS DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION

Grenoble, 24-26 Mai 1991

B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58

Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



1991

GEOLOGIE ALPINE

MEMOIRE H.S. N° 17

COLLOQUE INTERNATIONAL SUR LES EVENEMENTS DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONNIEN

Grenoble, 24-26 Mai 1991

RESUMES



1991



PROJECT 262:
TETHYAN CRETACEOUS
CORRELATION

G F C



CFS
COMITE FRANCAIS
DE STRATIGRAPHIE



La zone à *Plenus* dans le domaine boréal. Eléments de comparaison de la limite Cénomanién-Turonien entre les domaines boréal et téthysien.

F. AMEDRO* et F. ROBASZYNSKI**

Dans le domaine boréal, la "zone à *Actinocamax plenus*" (= *Plenus* Marl des auteurs britanniques) est généralement représentée par 1 à 5 m de sédiments alternativement marneux et crayeux. Des levés détaillés ont été menés récemment dans le Boulonnais et l'Aube (Robaszynski *et al.*, 1987) et aussi dans le Kent (Jarvis *et al.*, 1988) qui ont tous confirmé l'existence des "8 beds" définis par Jefferies, 1963. Les récoltes paléontologiques réitérées dans les divers "beds" du niveau à *plenus* proprement dit ainsi que dans la craie noduleuse sus-jacente ont livré de nombreux spécimens déterminables d'ammonites et d'inocérames particulièrement significatifs en biostratigraphie. En outre, des études micropaléontologiques ont fourni des informations sur les extinctions et apparitions d'espèces tant benthiques que planctoniques. Du côté britannique, des analyses de ^{13}C ont démontré l'existence d'un événement à caractère anoxique dans la partie terminale du Cénomanién. Dans l'Aube, toutes les ammonites-index des zones ont été retrouvées à la faveur de plusieurs coupes. La comparaison des subdivisions stratigraphiques du Cénomanién supérieur/Turonien inférieur entre le domaine boréal et la Téthys est tentée en tenant compte de deux remarques :

- l'espèce d'ammonite *Metoicoceras geslinianum*

est très rare dans la Téthys mais, dans le domaine boréal, son apparition coïncide pratiquement avec celle de l'espèce *Euomphaloceras septemseriatum* ; ainsi les zones à *M. geslinianum* et à *E. septemseriatum* sont-elles considérées comme quasiment synchrones ; à noter que dans le Western interior, il existe trois zones d'ammonites au-dessus de l'équivalent de la zone à *M. geslinianum*, qui appartiennent encore au Cénomanién ; - le même type de remarque peut être formulé pour les zones à *Watinoceras coloradoense* et à *Pseudaspidoceras flexuosum* du Turonien inférieur qui sont aussi vraisemblablement synchrones.

Les ensembles lithologiques étudiés (fig.) font partie d'un cortège sédimentaire à tendance générale transgressive selon l'analyse en séquences eustatiques. On doit souligner que de nombreuses extinctions se produisent pendant cet épisode, suivies d'apparitions de nouvelles espèces tant chez les ammonites et inocérames que chez les foraminifères.

Réf. : ROBASZYNSKI F. *et al.* (1987). Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, 24, 4, 7-24 - JARVIS I. *et al.* (1988), Cret. Res., 9, 3-103 - JEFFERIES R.P.S. (1963). Proc. Geol. Ass., 74, 1-33.

* 26, rue de Nottingham, Calais-France -

** Faculté Polytechnique - 9, rue de Houdain, 7000 Mons - Belgique

Associations d'Ostracodes et paléoenvironnements au passage Cénomanién-Turonien dans les régions d'Agadir (Haut-Atlas) et de Boulmane (Moyen Atlas), Maroc

Bernard ANDREU

L'étude biostratigraphique et sédimentologique de deux coupes réalisées dans les régions d'Agadir (Haut Atlas) et de Boulmane (Moyen Atlas, Maroc), associée à l'analyse détaillée des associations d'Ostracodes, se révèle enrichissante dans la caractérisation des paléoenvironnements au passage Cénomanién-Turonien.

Elle permet, en outre, de préciser l'influence qu'exercent les variations des facteurs

du milieu sur les populations d'Ostracodes.

Le polymorphisme semble être l'expression d'un comportement adaptatif, ou d'une stratégie de survie, mis au point par les populations en réponse à ces modifications.

Un polymorphisme d'origine cladogénétique est mis en évidence chez l'espèce *Oertliella ? tarfayaensis*, un polymorphisme d'origine anagénétique chez l'espèce *Veenia (Nigeria) rotunda*.

La limite Céno-manien-Turonien dans le Rif occidental : Sédimentologie - géochimie et tectonique

EL Mostafa BACHAOUI

Le Rif est une chaîne alpine maghrébine, située au nord du Maroc. Il est constitué de trois domaines paléogéographiques:

- le domaine interne, issu du démantèlement de la "microplaque" d'Alboran, est formé d'un socle cristallophyllien et d'une couverture d'âge secondaire et tertiaire.
- le domaine des flyschs, correspond au bassin situé entre la marge africaine et la "microplaque" d'Alboran, il n'est caractérisé par des flyschs déposés au Crétacé inférieur.
- le domaine externe correspond à la marge téthysienne du continent africain. Il est constitué essentiellement de matériel marno-schisteux d'âge crétacé et tertiaire.

Au Céno-manien-Turonien, on assiste à une homogénéisation des faciès aussi bien dans le domaine des flyschs représenté par les unités de Béni Ider et de Melloussa, que dans le domaine externe représenté par l'unité de Tanger interne. Les séries étudiées représentant ces unités, montrent des niveaux riches en matière organique et d'autres alternant avec des niveaux carbonatés

ou, le plus souvent, siliceux phtanitiques.

La régularité remarquable de ces alternances, la richesse en matière organique d'origine marine planctonique (jusqu'à 11% de COT) et l'absence de bioturbations témoignent d'une sédimentation de la matière organique dans des milieux anoxiques. Cette anoxie est causée par une haute productivité biologique dans les eaux de surface favorisant le développement des organismes siliceux (Radiolaires) et, engendrant le développement d'une couche d'eau pauvre en oxygène en dessous de la zone de haute productivité, permet la préservation de la matière organique dans les sédiments.

Le degré de maturation de la matière organique est croissant d'ouest en est lorsqu'on se rapproche de la zone de chevauchement du domaine interne sur le domaine externe. Cette différence de maturité se retrouve aussi dans les zones frontales longeant le domaine interne où, elle augmente du NW au SE. Elle est peut-être liée au métamorphisme développé à l'extrémité SE de la zone frontale, située dans la région de Kétama.

Étude de la diversité des reptiles marins autour de la limite Cénomanién-Turonien

Nathalie BARDET

La limite Cénomanién-Turonien (C/T) apparaît comme une période de renouvellement faunique au sein des communautés de reptiles marins. Les taxons fossiles directement impliqués durant ce passage sont les Ichthyosaures (Famille Leptopterygidae), les Sauropterygiens (Pliosauridae et Elasmosauridae) et les Tortues (Pleurosternidae, Bothremydidae, Thalassemydidae, Protostegidae, Cheloniidae).

Une étude globale de la diversité des reptiles marins durant l'intervalle de temps compris entre l'Aptien et le Maestrichtien montre une diminution sensible du nombre de genre (12 à 9) et d'espèces (18 à 9) lors du passage Cénomanién-Turonien.

Une analyse plus détaillée montre que les ichthyosaures et les tortues Thalassemydidae et Pleurosternidae, groupes respectivement répertoriés depuis le Trias inférieur et le Jurassique supérieur sont directement affectés puisqu'ils sont absents du registre fossile après le

Cénomanién. Les Plésiosaures, représentés alors par les familles Elasmosauridae et Pliosauridae ne semblent pas affectés et connaissent au contraire une grande diversification durant ces deux étages, notamment les pliosaures. Les tortues Cheloniidae, Protostegidae et Bothremydidae sont connues dans le registre fossile dès l'Aptien-Albien et ne semblent guère affectées à la limite C/T. Les répercussions de cet événement se traduisent dès le Coniacien par une raréfaction des Pliosauridae, une expansion des Elasmosauridae, ainsi que par l'apparition suivie d'une rapide diversification des Mosasaures (Squamata) et des tortues Toxochelyidae. Tous ces groupes s'éteignent à la fin du Maestrichtien, au cours de la crise Crétacé-Tertiaire.

Les causes possibles d'extinctions en milieu marin sont explorées afin d'établir une éventuelle corrélation entre la chute de diversité des reptiles marins et les événements géologiques contemporains.

Dynamique des bassins céno-mano-turonien de subsurface de la Tunisie orientale

BEDIR Mourad

Le passage des séquences sismiques des dépôts céno-maniens à ceux turoniens s'est matérialisé en Tunisie orientale par l'horizon calcaire fin riche en matière organique de la Formation Bahloul qui repose en discordance régionale "Onlap" sur les carbonates récifaux et argileux des bassins céno-maniens. Cet horizon correspond à la remontée eustatique maximale des mers crétacées du cycle ZC2.

Synchroniquement à cet événement eustatique, un fractionnement bassin al et paléogéographique est déclenché par la réactivation des couloirs tectoniques

transformants profonds, EW et NS de la marge sahélienne. Les inversions et les migrations de bassins associées aux jeux transtensifs et transpressifs le long des couloirs et au sein des blocs limitrophes induisent la création de domaines hauts de Horst et plis à plates-formes carbonatées récifales et de dépocentres de grabens à corps gravitaires turbiditiques en "Downlap".

Les séquences de dépôts du Turonien moyen et supérieur du cycle ZC2 viennent en discordances progressives "Onlap" et "Downlap" sur les bordures pré-structurées du passage Cénomanien-Turonien.

Etude micropaléontologique du Cénomano-Turonien de la région de Guerguit El Kihal Sud-Est constantinois. Algérie

Z.BELHADJ, H.NAILI et N.SIHAMDI

La région du Sud Est Constantinois s'est révélée depuis longtemps intéressante du point de vue hydrocarbures. Les études faites jusqu'à nos jours ont contribué à éclaircir les problèmes stratigraphiques existants dans cette région. Ces études ont porté sur un certain nombre de sondages et de coupes de terrains dont celle du Debel Dyr, qui est la plus complète dans le Crétacé, elle va de l'Albien au Maestrichtien.

Le problème qui se pose dans la région se situe au niveau de la limite Cénomano-Turonien. Ce passage devient problématique quand les foraminifères planctoniques font défaut. On reconnaît un Turonien transgressif à sa base caractérisé par un faciès à dominance micritique argileuse défini par l'espèce index:

Helvetoglobotruncana helvetica BOLLI. Dans certains sondages où cette espèce n'existe pas, l'attribution stratigraphique est basée essentiellement sur le microfaciès. Ce dernier est généralement caractérisé par le "Faciès à grosses Globigérines" typique du Turonien basal. Par endroit ce faciès caractéristique est remplacé par des dolomies.

Le Cénomaniens est de type faciès de plateforme à Foraminifères benthiques agglutinés dont l'espèce index : *Thomasinella punica* SCHLUMBERGER, associée à quelques Nezzazatidae : *Nezzazata simplex* OMARA. Dans la coupe du Djebel Dyr, les foraminifères planctoniques sont abondants et nous ont permis de mettre des limites précises dans toute la série.

Caractéristiques biosédimentaires des dépôts Cénomano-Turonien en Tunisie centro-occidentale : exemple des massifs du Bireno

BEN HAJ ALI N. , RAZGALLAH S.* , ZAGHBIB-TURKI D.* , TROUDI H.***

Le Centre Est de la Tunisie offre de bons affleurements crétacés. Il s'avère que tous les termes des formations successives sont bien représentés (Fahdene, Bahloul, Le Kef, Abiod).

Le présent travail porte particulièrement sur les dépôts du passage Cénomano-Turonien et prend en considération l'étude de nombreuses coupes levées dans le massif du Bireno et à ses confins. Les différents aspects biosédimentaires de cet intervalle ont été abordés

La répartition verticale de l'ensemble de la

faune, et particulièrement des Foraminifères (planctoniques et benthiques) et des Ostracodes a permis d'établir une chronostratigraphie.

Les caractéristiques faciologiques et sédimentaires mises en évidence ainsi que leur extension à l'échelle régionale confère à ce travail un intérêt particulier quant à la reconnaissance des différents environnements de dépôt.

Des corrélations à l'échelle régionale ont été élaborées dans le but d'établir un canevas paléogéographique.

* Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie

** I.N.R.S.T, Bordj Cedrai, Mamam Lif (Tunisie)

Approches physique, paléontologique et sédimentologique de la limite Cénomanién-Turonien dans les Pyrénées. Comparaison avec le Haut-Atlas marocain.

Michel BILOTTE*, El Mostafa ETTACHFINI* et Jean-Paul SEVERAC*

Sur le versant nord des Pyrénées centrales et orientales, la limite entre le Cénomanién et le Turonien, en domaine de plateforme, a une réalité physique: surface d'érosion, surface de karstification, fond durci, limite de faciès.

Dans les 2 premiers cas de figure, la durée de temps que représentent ces discontinuités est difficile à appréhender. Dans les 2 autres cas, les marqueurs paléontologiques reconnus permettent de situer la discontinuité post-zone à Juddii et anté zone à Nodosoides, soit en fait, synchrone de la zone à Coloradoense.

D'un point de vue strictement sédimentologique, cette discontinuité est interprétée comme une limite de séquence.

Dans le bassin côtier ouest marocain d'Essaouira, un changement de faciès (passage d'un milieu confiné à ouvert), accompagné d'un changement de microfaunes grands benthiques remplacés par de petits benthiques et des

planctoniques), paraît se situer au niveau de cette limite.

Dans le langage de la Stratigraphie séquentielle, la valeur accordée à cette limite prend une importance capitale. Doit-on la considérer comme une limite de séquence de dépôt ou doit-on l'interpréter comme une limite entre deux cortèges sédimentaires d'une même séquence?

Alors qu'il semble cohérent de réunir au sein d'une même séquence de dépôt ces différents faciès, dans les bassins ouest-marocains, il semble, à l'inverse, que la discontinuité reconnue dans le domaine pyrénéen marque une limite de séquence de dépôt.

Cette différence d'interprétation s'accorde avec une différence de comportement entre des bassins marocains établis sur une marge stable atlantique, et des bassins pyrénéens situés dans une zone de "drifting".

* URA 1405 : Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie.

Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex, France.

Ampleur et nature de la tectonique Cénomano-Turonienne dans l'Atlas Tunisien

Nourreddine BOUKADI et Foued ZARGOUNI

De nombreux travaux effectués dans l'Atlas Tunisien Central et méridional ont mis en évidence des variations dans les épaisseurs et les faciès des séries sédimentaires du Turonien inférieur. Ces variations, marquant une instabilité dans le plancher sédimentaire, sont le plus souvent accompagnées de brèches, de slumps, de failles etc....

Les interprétations de ces marqueurs tectonosédimentaires sont encore controversées et plusieurs hypothèses ont été avancées (brèche de pente, brèche de dissolution, jeu de failles, enstatisme etc....). Nous démontrons au cours de ce travail que le compartimentage tectonique et le rejeu des failles anciennes ont provoqué un fractionnement des bassins et un basculement des blocs tout le long des couloirs de failles. Ce

fractionnement, guidé également par des mouvements halocinétiques, s'effectue dans un régime cisaillement transtensif. Il en résulte alors, un cortège tectonosédimentaire spécifique à chaque mini bassin fractionné et à chaque bloc basculé.

La géodynamique globale à proximité de certains accidents majeurs témoigne de l'intervention d'un événement tectonique important pendant cette fourchette de temps.

La présence de discordances progressives, de biseaux, de black-shale à proximité de ces accidents pourraient constituer un potentiel pétrolier important qui doit être pris en considération dans l'exploration pétrolière en Tunisie.

La limite Cénomanien-Turonien en Tunisie.

Pierre F. BUROLLET

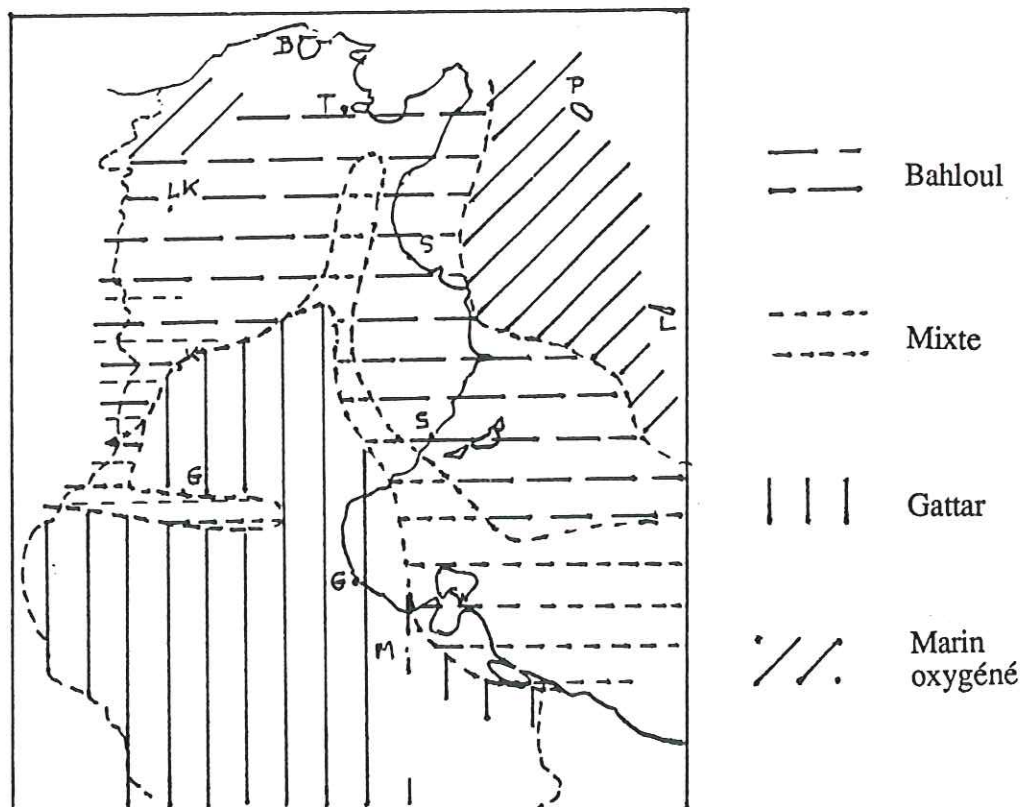
En Tunisie centrale et septentrionale le passage du Cénomanien au Turonien se fait en milieu marin; dans une large partie du pays les argiles de Fahdene (Albien-Cénomanien) sont séparées des marnes de l'Aleg ou du Kef par un horizon de calcaires feuilletés noirs à patine blanche: c'est l'Horizon Bahloul qui est une des meilleures roches mères pétrolifères de Tunisie. Ce niveau représente les couches terminales du Cénomanien et s'étend parfois à la base du Turonien. Dans des secteurs plus externes, à l'Est du Golfe de Hammamet par exemple, le passage se situe en milieu marin ouvert, sans développement notable de faciès anoxique.

Au Sud la limite passe au sein des faciès

carbonatés et parfois lagunaires de la Formation Zebbag. Souvent un lit de calcaire blanc à microfaune planctonique est suivi d'un niveau épais de calcaire dolomitique à rudistes ou de dolomie dit du Gattar. Le Turonien, au dessus, débute par les marnes néritiques de l'Aleg ou parfois par des évaporites (Faciès Beida).

Il existe une zone de transition où les faciès Bahloul et Gattar s'interpénètrent comme au Sud-Ouest de Thala, vers Sbeitla ou au Jebel Chemsî.

En général, quelque soit le cadre tectonique local, le passage du Cénomanien au Turonien se situe à une époque de haut niveau marin et de températures moyennes élevées.



Cenomanian-Turonian platform to basin integrated Stratigraphy in the South Pyrenees (Spain)

E. CAUS*, A. GOMEZ GARRIDO*, A. SIMO, K. SORIANO** and M. CARON*****

Carbonate platforms, during the Cenomanian-Turonian time, in the south-central Pyrenees, reflect the complex interplay between regional subsidence patterns and global oceanic events. Basinward flexuring and faulting controlled accommodation space, although the timing of the sequence boundaries also suggest a global eustatic signature. The Cenomanian-Turonian global oceanic event resulted in a drowning unconformity and deposition of pelagic sediments very close to the shoreline.

The Cenomanian-Turonian strata in the Pyrenees consists of two depositional sequences: a lower Santa Fe sequence and an upper Sant Gervas sequence. The Santa Fe sequence consists

of a lower transgressive package (R. brotzeni zone) and an upper repressive package (R. cushmani pro parte zone).

The Sant Gervas sequence consists of an slope-fill succession in the basin (R. cushmani pro parte W. archaeocretacea zones) and a shallowing upward succession on the platform interior (H. helvetica, M. sigali pro parte zones). The Sant Gervas sequence is an example of Turonian drowned shelf with pelagic deposition on the platform and rare shallow skeletal grains and facies. The global Turonian oceanic event polluted shallow water carbonate production and only carbonate pelagic deposition occurred on the platform.

* Dpt. Geologia, Univ. Autònoma, Barcelona Bellaterra (Spain)

** Dept. of Geology and Geophysics, Univ. Wisconsin-Madison (USA)

*** Institut de Géologie - Fribourg (Switzerland)

The cenomanian-turonian oceanic anoxic event (OAE) at Wunstorf, Northern Germany: Biostratigraphy and paleoenvironment.

P. CEPEK*, M. PRAUSS, W WEISS***

The sequence containing the Cenomanian—Turonian boundary at Wunstorf in northern Germany is presented using published sedimentological, fossil and geochemical data combined with new data on calcareous nannoplankton, palynomorphs and foraminifera. The black shale sequence at Wunstorf, more than 10 m thick, seems to be thicker and more complete than other sequences containing the Cenomanian—Turonian oceanic anoxic event of the Boreal Cretaceous.

The ranges of microfossil groups and species are correlated with the lithological record. Their distribution and their rates of extinction and evolution are correlated with changes in the paleoenvironment as indicated by marker horizons. The main results are as follows: (1) The sequence containing the Cenomanian—Turonian boundary at Wunstorf belongs to the depositional type of outer shelf/epipelagic paleoenvironments; (2) the Cenomanian—Turonian black shale sequence at Wunstorf spans the time between the

planktonic foraminiferal *Rotalipora cushmani* Zone and —at least —the *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone; this is approximately 2 m.y.; (3) the so-called “*Rotalipora* extinction event” directly below the base of the *Actinocamax plenus* Bed is the most significant event for most of the organisms within the black shale sequence; it was critical with respect to the disappearance and appearance of species; (4) specimens of the planktonic foraminiferal index species *Helvetoglobotruncana helvetica* are found directly above the *Actinocamax plenus* Bed indicating a Tethyan ingression of true early Turonian age; (5) the sediments and the faunal and floral distribution of the Cenomanian—Turonian black shale sequence at Wunstorf correlate with eustatic sea level changes (transgressions and regressions) and temperature variations, with a phase of increased upwelling (high productivity) and with periods of complete stagnation of water masses — called by the simple term “Cenomanian—Turonian Oceanic Anoxic Event”.

* Federal Institute for geosciences and natural resources (BGR), Hannover, GERMANY

** Geological Institute, UNIVERSITY OF GOTTINGEN, GERMANY

**Litho- and biostratigraphy of the livello Bonarelli
close to the Cenomanian/Turonian boundary (Umbria-Marche Apennines, Italy)
and possible paleoceanographic significance**

R. COCCIONI*, E. ERBA & I. PREMOLI SILVA****

The Livello Bonarelli is a 0.45 to 2 m thick ichthyolithic-bituminous-radiolaritic regional marker-bed near the C/T boundary in the Umbria-Marche Apennines. As already known, this short-lived anoxic event constitutes a sedimentary record of the worldwide "Oceanic Anoxic Event" close to the C/T boundary in a deep-water continental margin basin, probably taking place in a global transgressive context. A high-resolution lithostratigraphy and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Livello Bonarelli have been developed based on the analysis of 19 outcrop sections across the C/T boundary.

The Livello Bonarelli consists of olive-green to black mudstones and black, organic carbon-rich, finely laminated shales, often rich in fish remains and/or radiolaria, alternated with radiolarian silty and sandy layers. The Livello Bonarelli can be subdivided into three lithological intervals on the basis of colours. The dark, richest organic horizon characterizes the middle interval bounded by lighter predominantly biosiliceous layers. The biosiliceous intercalations have a more remarkable thickness in the lower interval. It is worth mentioning that the Livello Bonarelli in the central part of the basin is particularly rich in radiolarian layers which mask the black medium interval.

The foraminiferal planktonic community undergoes significant changes in abundance and diversity in the sediments including the Livello Bonarelli. The fauna within some decimeters thick sediments just below the Livello Bonarelli becomes extremely poor, but still contains very

rare specimens of rotaliporids. The extinction of the rotaliporids occurs at the bottom of the Livello Bonarelli. The Livello Bonarelli contains only radiolarians. The recovery in abundance and diversity of planktonic foraminifera occurs some decimeters above the top of the Livello Bonarelli with the first occurrence of *H. helvetica* few meters above the top of the Livello Bonarelli. The features of the pre- and post-Livello Bonarelli foraminiferal planktonic community allow us to recognize a lower and an upper critical interval respectively, both of them some decimeters thick. A regional, black cherty key-bed, named "Marker Nero", occurs within the lower critical interval.

The Livello Bonarelli is closely similar, because of fossil content, litho- and sedimentological characteristics and high total organic carbon, to the Livello Selli (Early Aptian) which characterizes the lowermost part of the Scisti a Fucoidi in the Umbria-Marche Apennines. The depositional sequences of both Livello Selli and Livello Bonarelli show a very surprising similar vertical trend. Consequently, because of such parallel evolution of the environment, the Livello Bonarelli and the Livello Selli probably deposited under analogous sedimentary and paleoceanographic conditions.

The scantiness of planktonic foraminifera below and above the Livello Bonarelli could be interpreted as the response to a bloom in calcareous nannofossil possibly associated with radiolarians, which provided the silica for the diffused silification especially in the underlying layers. As a consequence, planktonic foraminifera

* Istituto di Geologia, Università di Urbino, Via S. Chiara 27, 61029 Urbino, Italy

** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italy

resulted extremely diluted by calcareous nannofossils, as observed in other stratigraphic intervals such as in the upper part of the Scisti a Fucoidi of Late Albian age. Such a bloom may be interpreted as related to an increase of the nutrient levels in the surface and near-surface waters, which apparently continued and accentuated during the deposition of the Livello Bonarelli itself, for decreasing again after it. The layers deposited just after this event mirrored those prior to the Livello

Bonarelli for their depauperated planktonic fauna. The less tolerant planktonic forms, such as rotaliporids, were wiped out and became extinct, whereas the other planktonic foraminifera, opportunistic or pre-adapted to higher nutrient levels, recovered shortly after. In conclusion, the data from the Umbria-Marche basin, seem to support the hypothesis of an exceptionally intense upwelling as a major cause of the OAE II close to the C/T boundary.

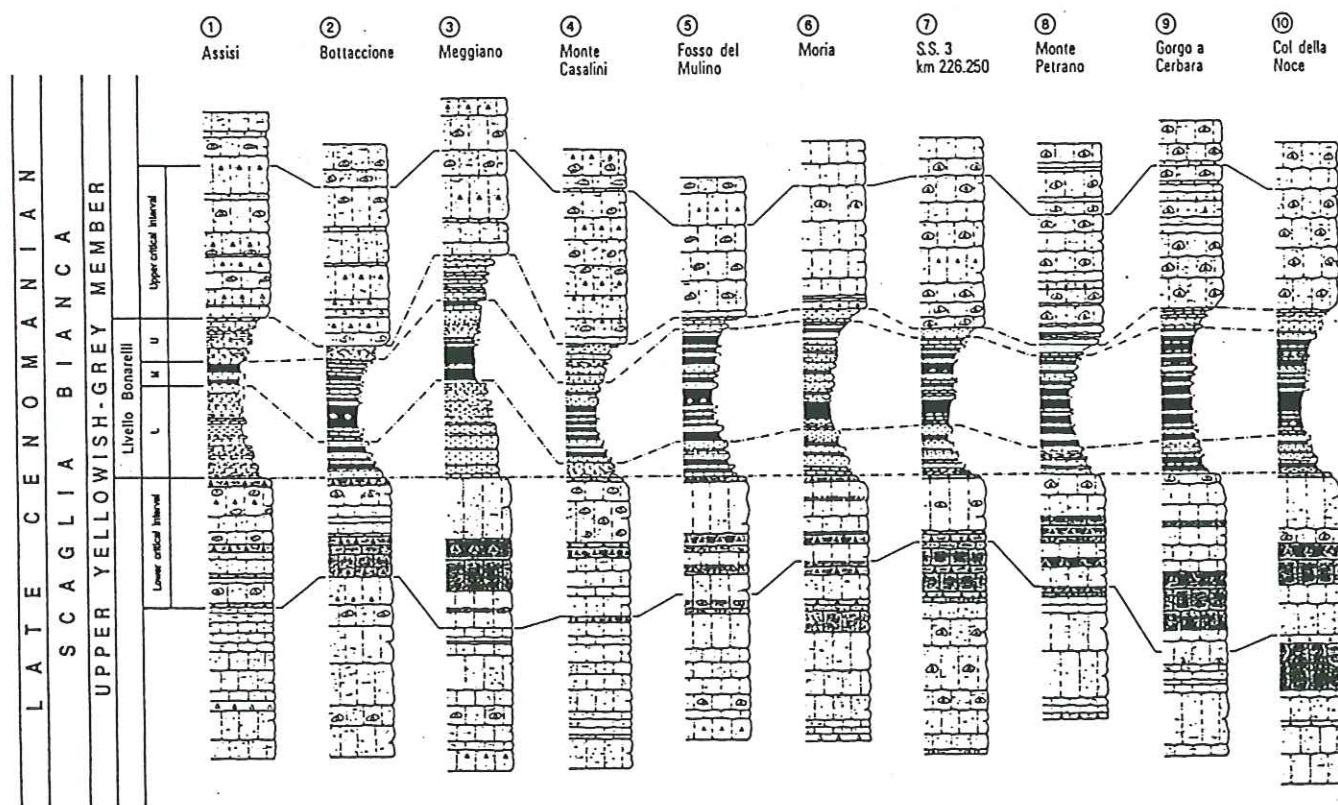


Fig. 1 - Lithostratigraphical correlation between the sections 1 to 10. Legend (see Fig. 2): 1 = very light to medium grey limestone; 2 = yellowish-grey and greenish-grey limestone; 3 = greenish-grey marlstone and marly limestone; 4 = radiolarian silty/sandy layers; 5 = greenish-grey mudstone; 6 = olive-grey mudstone; 7 = moderate brown to brownish-black and dark-grey to black mudstone, shale and marlstone; 8 = dark-grey to black chert beds (a) and nodules (b); 9 = greenish-grey and light olive-grey chert beds (a) and nodules (b); 10 = pyrite nodules; 11 = fossil fishes.

Les dépôts cénomano-turonien du Nord-Est du fossé de la Benoue (Nigéria) : nouvelles données biostratigraphiques

P. COURVILLE*, J. LANG*, C. MEISTER**, L. SAUGY*** et J. THIERRY*

Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur de Haute Bénoué (Nord-Est Nigéria) ont enregistré des phénomènes généraux et locaux (eustatisme, modifications biologiques et mouvements tectoniques) caractérisant la transgression finicénomaniennne. La reconnaissance de discontinuités et d'ensembles sédimentaires, datés précisément par des données micropaléontologiques (1) a permis une interprétation des séries en termes de stratigraphie séquentielle. De nouvelles récoltes d'ammonites ont ensuite conduit à préciser la biostratigraphie locale (2, 3) et à comparer celle-ci avec l'échelle standard pour le CénoMano-Turonien (4).

Trois discontinuités majeures et séquences de dépôt ont été reconnues:

- Au dessus des sédiments continentaux anté-CénoManien supérieur, couronnés par la première discontinuité majeure (identifiée à la limite de séquence 92,2 de HAQ *et al.* - 5), viennent des dépôts variés, transgressifs et progradants. Les ammonites permettent de reconnaître: à la base, une zone à Gadani, subdivisée en deux sous-zones à Geslinianum et Gadani; au sommet, une zone à Cauvini de même subdivisée en sous-zones à Cauvini et Proprium (= zone à Costatum *sensu* MEISTER - 6). Ce premier ensemble, identifié pour partie à la zone à Judii de l'échelle standard (CénoManien terminal), se termine avec la deuxième discontinuité majeure, qui pourrait correspondre à celle datée 92 MA de la charte de HAQ *et al.*

- Le deuxième ensemble, essentiellement argileux, représenterait la zone à Gongilense (= zone à Coloradoense *p.p.*) avec

deux sous-zones à Costatum *sensu* REYMENT - 7) et Gongilense; il est couronné par la troisième discontinuité majeure qui correspondrait à celle de 91,5 M.A. de la charte. En conséquence la limite CénoManienTuronien se place au sein des argilites à indice de dysaérobiose qui constituent la base de cette séquence de dépôts.

- Le troisième ensemble, de même nature que le précédent, que nous proposons de placer dans une zone à Nigeriensis, découpée en sous-zones à Nigeriensis et Wallsi, pourrait correspondre pour partie à la zone classique à Nodosoides du sommet du Turonien inférieur. Les successions ammonitiques de la Haute Bénoué devraient permettre un découpage encore plus fin que celui décrit plus haut et qui viendrait compléter et préciser ce qui a été récemment proposé par MEISTER *et al.* (8).

1 - VOLAT J.L., GROSDIDIER E. & LEGOUX O. (1989) - S.N.E.A.(P.), Rapp. inédit.

2 - ZABORSKI P.M.P. (1990) - Bull. Brit. Mus., 46 (1).

3- POPOFF. M., WIEDMANN J., DE KLASZ I. (1986) - Eclog. Geol. Helv., 79.

4 - HANCOCK J.M. (1988) - G.S.G.P. - I.U.G.S..

5 - HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P. (1988) - Soc. Econ. Pal. Min., 42.

6 - MEISTER C. (1989) - Bull. C. R. E. P., S.N.E.A.(P.), 13.

7 - REYMENT R.A. (1954) - Colon. Geol. Miner. Res., 4.

8 - MEISTER C., ALZOUMA K., LANG J., MATHEY B. & PASCAL A. (1991) - Geobios, (sous presse).

* Centre des Sciences de la Terre et U.R.A. n°157 Géodynamique sédimentaire et évolution géobiologique, Université de Bourgogne, 6, Bd Gabriel 21100 Dijon, France.

** Museum d'Histoire Naturelle, Département de Géologie et de Paléontologie des Invertébrés, 1 Route de Malagnou, C.P. 434, 1211-Genève 6, Suisse.

*** Le Bayou, Route de Murviel les Béziers, 34000-Béziers, France

The Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event (C.T.O.A.E.) on the North-Western Tethyan margin (SE France) : global and regional controls on potential source rocks deposition, preservation, and diagenetic alteration.

Jean - Pierre CRUMIERE * & Pierre COTILLON *

On the European margin of the Tethyan Ocean, latest Cenomanian and earliest Turonian sea-level rises resulted in a progressive drowning of the Provence rudist-bearing platform, the initiation of deep-water disaerobic conditions in the whole pelagic domain of the Vocontian Basin, and successive breaks in marine sedimentation (i.e., periods of nondeposition in the shallower environments of longer duration than in the deeper ones).

Throughout the *Archaeocretacea* Zone, the increase in oceanic circulation between platforms, epicontinental basins, and oceans might have promoted the connection between different density water masses, thus causing a deep-water stratification of regional extent. Paleogeographic and structural features (depth of basins, surface of their margins, etc.) might have controlled the connection between shallow environments (source-salt areas) and oceanic water masses, the regional extent of oxygen-minimum layers, the distribution of laminated and organic-rich sediments (black shales), and the regional duration of such a worldwide deepwater Anoxic Event. Sporadic modifications in the water stratification, perhaps due to climatic changes, induced high-frequency changes in the deep-water redox conditions. These changes probably caused short-term fluctuations in the thickness of the oxygen-minimum layers and the ecological perturbations recorded in the deep-water-dwelling

planktonic and benthic biota.

Periodic disaerobic conditions - which protected the sediments from oxidizing benthic activity, and periodic pauses in the basinal sedimentary inputs (planktonic carbonates, outerplatform muds, and siliciclastics) - which caused a weaker dilution of the organic fraction of marine origin, are thought to be the main causes of relative concentrations of hydrocarbon-rich amorphous organic matter found in these potential source rocks.

Two measurements of the degree of diagenesis in sediments (organic matter maturation and smectite transformation), reliable up to the stage of moderate catagenesis, are determined in the Vergons area with a simple history of basinal deepening and sediment burial (geothermal gradient: 35 °C/km). Spatial variations of these measurements were then determined at two specific Cenomanian/Turonian levels (top of the Mid-Cretaceous potential source rocks) in the direction of the Alpine thermal anomaly. Together with the beginning of hydrocarbon generation, a lag in clay mineral transformations is evident, probably due to the migration of interstitial supersaturated fluids expelled when the inner Alpine nappes overthrust (37 MY).

* Laboratoire de Sédimentologie, Centre des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard - Lyon I, 27/43, Bd. du 11 Novembre 1918, F-69627 VILLEURBANNE Cédex

Bivalves at the Cenomanian-Turonian boundary in the Sarthe (FRANCE)

Annie DHONDT

From the stratotypical area of the Cenomanian, in and around Le Mans, a highly diversified fauna has been described already by Lamarck, d'Orbigny and Guéranger. This fauna has generally been considered as representing the complete Cenomanian stage.

In this poster the precise stratigraphic

extension of the bivalve species from that area is discussed. In view of the more precise stratigraphic subdivision developed recently for strata of Cenomanian and Turonian age in western France, particular attention is also given to how the Cenomanian-Turonian transition affects the bivalve faunas.

Iridium abundance maxima : source and relations to changes in the Cenomanian-Turonian of Germany and the U.S. Western Interior

William P. ELDER*, Heinz HILBRECHT**, Moses ATTREP***, Jr., Charles J. ORTH**

Elemental analysis at biostratigraphically constrained Cenomanian-Turonian boundary sections in the U.S. Western Interior and Germany reveal enrichment of iridium and other elements (particularly Cr, Sc) within the *W. archaeocretacea* zone in both areas. In both regions, the initiation of this enrichment interval is characterized by an abrupt increase in Cr that is slightly diachronous relative to the extinction of *Rotalipora cushmani* and to the start of the global positive $\delta^{13}\text{C}$ signal, the latter two of which are coincident between the regions. The elemental enrichment interval lies at or very near the *R. cushmani* extinction level in the U.S. and falls a short distance above that extinction in Germany. In both areas the elemental enrichment interval lies in the lower half of the positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion, essentially occupying the *Metoicoceras geslinianum* Zone. Two closely spaced broad Ir abundance peaks have been identified at the well preserved Western Interior sections. In Germany one elemental abundance maximum occurs. Iridium spikes within broad excursions do not precisely correlate between sections, but the initiation of the elemental anomaly appears synchronous within the Western Interior and Germany. The Ir peaks do not necessarily correspond to extinction events; the most pronounced molluscan events lie near the top of or above the elemental enrichment interval.

Observations of an Ir abundance peak at the Cretaceous-Tertiary boundary has indicated meteorite impact. The Ir anomaly near the Cenomanian-Turonian boundary could reflect

meteorite impact, however no shocked minerals have been found and the signal is weaker and distributed over a greater stratigraphic interval than characteristic of the Cretaceous-Tertiary boundary anomaly. In addition, the associated increases in Sc, Ti, Cr, Mn, Co, and Ni in the Cenomanian-Turonian interval yield elemental ratios more typical of deep-source volcanics than meteorites. Elemental ratios are most similar to mid-ocean ridge basalt (MORB), but also resemble hot-spot and kimberlite volcanics. The Cenomanian-Turonian boundary anomaly may therefore reflect an episode of greatly increased ocean-ridge spreading or hot-spot activity associated with the global sea level highstand at that time, and/or an episode of kimberlite volcanism indicated by peak abundance of zircon ages around 91 Ma from circum-Atlantic kimberlites (Africa, particularly South Africa, South America, United States). This time is also coincident with the change from divergence to convergence between the African and the Eurasian Plates. These observations suggest that the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event was linked to a major tectonic event, perhaps by atmospheric and ocean circulation changes resulting from increased deep-seated volcanism. Alternatively, the Cenomanian-Turonian elemental anomaly may reflect an oceanic circulation event that brought oxygen-depleted deep waters enriched in ocean-ridge derived elements into shelf environments. This could explain the near coincidence of the initiation of the elemental anomaly and the extinction of the *Rotalipora* lineage.

* U.S. Geological Survey, 345 Middlefield Road, Menlo Park, CA 94025, U.S.A.;

** Geological Institute, ETH Zentrum, Sonneggstr. 5, CH-8092 Zürich, Switzerland;

*** Isotope and Nuclear Chemistry Division, Los Alamos National Laboratory,

Le passage Cénomano-Turonien de la coupe d'Agadir (Maroc)

N. ELKAMALI *, B. BEAUDOIN **, F. ROBASZYNSKI ***, S. TERRAB **

L'étude en cours de développement du Cénomano-Turonien de la coupe d'Agadir (Haut-Atlas atlantique) a permis de reconnaître les différentes unités lithologiques (fig. 1), d'y individualiser des discontinuités corrélables, et d'assurer un calage chronologique appuyé sur la récolte d'ammonites et surtout la détermination des foraminifères planctoniques (Elkamali, 1990).

Au-dessus des calcaires dolomitiques vraconiens, les Marnes d'Ait Lamine (400 m) sont constituées de trois séquences couronnées par des barres lumachelliques plurimétriques: la première peut être attribuée au Cénomano inférieur (à moyen ?), la troisième au Cénomano (moyen à ?) supérieur.

Les calcaires de la Casbah d'Agadir (100 m) constituent une falaise puissante que seules les basses mers permettent d'examiner convenablement: il s'agit essentiellement, sur toute la hauteur, de calcaires en bancs décimétriques, intensément laminés, comportant d'abondants nodules (pluri-)décimétriques, séparés par de rares et minces niveaux plus marneux. La base de ces calcaires appartient au Turonien inférieur (*Mammites nodosoides*), tandis que la partie haute de la falaise est datée du Turonien (moyen à) supérieur.

La partie basse de la falaise turonienne montre (juste au-dessus de la récolte de *M. nodosoides*) un ensemble décimétrique de sédiments siliceux riches en matière organique dont l'agencement est perturbé par la présence de

très nombreux nodules (Beaudoin et al., 1989): l'observation du passage des mêmes lamines entre l'intérieur et l'extérieur des nodules, la déformation des lamines autour des nodules, permettent de souligner le caractère précoce du début de la nodulisation, de mesurer la dispersion des taux de compaction (jusqu'à 8), de se convaincre de l'importance des transferts de matière (Terrab et al., 1991). Les sédiments laminés montrent de nombreuses sections de radiolaires et hétérohélicidés disposés parallèlement, qui témoignent tout à la fois de concentrations initiales et de sélection et réarrangement diagénétiques ultérieurs.

Les conditions anoxiques que l'on peut inférer de l'absence quasi-générale de bioturbations au long de la falaise turonienne semblent avoir caractérisé cette région d'Agadir pendant un temps beaucoup plus important que dans d'autres domaines globalement affectés (Robaszynski, 1989), dépassant alors la question du strict synchronisme de ces événements non instantanés.

Dans un autre sens, la préservation exceptionnelle de ces laminations inframillimétriques sur une épaisseur hectométrique fournit un matériel remarquable pour une analyse de la rythmicité sédimentaire, puisque la résolution y est de l'ordre de quelques dizaines d'années (100 m de série, laminations millimétriques, durée du Turonien 2 à 3 Ma).

* Université Cadi Ayad, Département de Géologie, BP S/28, Agadir (Maroc)

** Ecole des Mines de Paris, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau (France)

*** Université Polytechnique de Mons, 9 rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique)

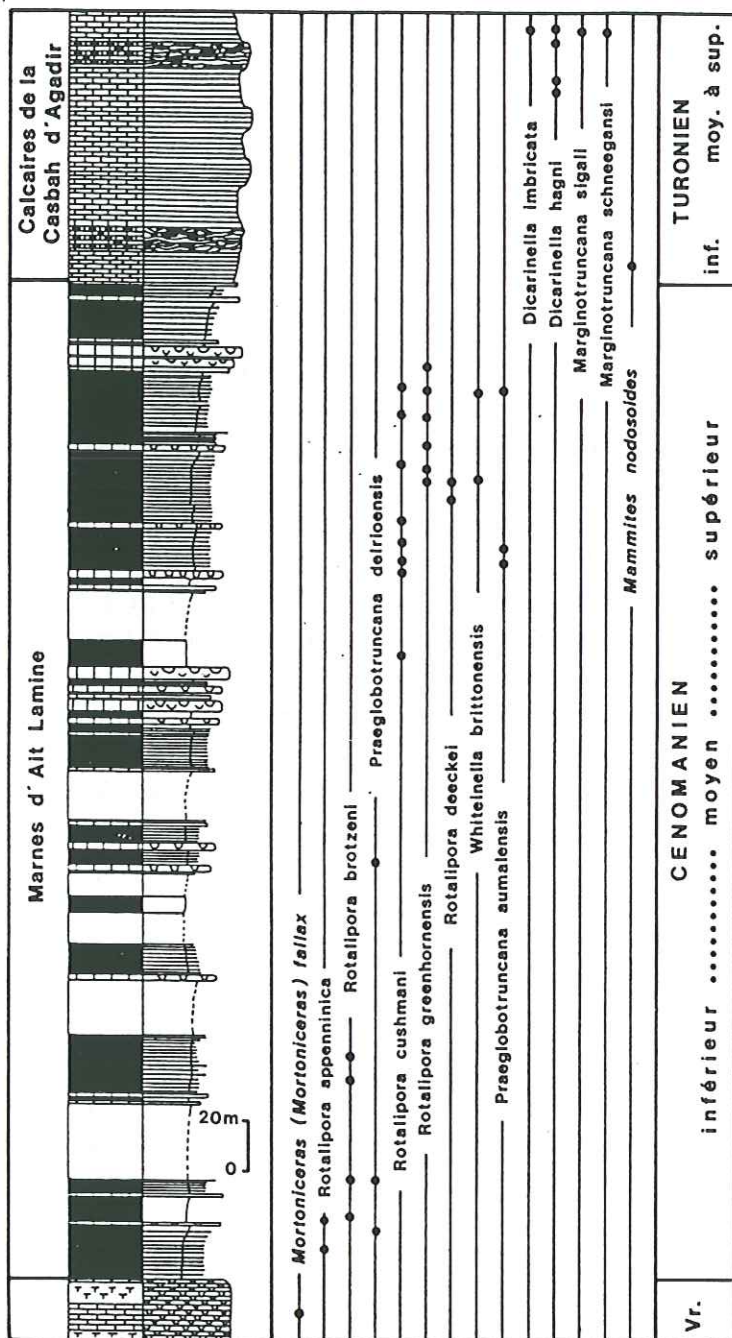


Figure 1 :
Le Cénomano-Turonien de
la coupe d'Agadir

BEAUDOIN B., ELKAMALI N. et MARRAKCHI C. (1989). - Nodulisation et compaction dans la série turonienne du bassin d'Agadir (Maroc). - 2^e Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des résumés, p. 23-24.

ELKAMALI N. (1990). - Le Cénomano-Turonien de la région d'Agadir (Haut-Atlas occidental, Maroc). Biostratigraphie, sédimentologie et essai de caractérisation des séquences de dépôt. - Thèse de 3^e cycle, Marrakech, 130 p.

ROBASZYNSKI F. (1989). - Evènements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. - Géobios, Lyon, Mém. spéc., n° 11, pp. 311-319, 2 fig.

TERRAB S., BEAUDOIN B., RENARD M., ELKAMALI N. (1991) - Mécanismes de la nodulisation au passage cénomano-turonien. Coupe d'Agadir (Maroc). - Colloq. Int. "Les évènements de la limite Cénomanien-Turonien", Grenoble, Livre des Résumés, ce volume.

Stratigraphie séquentielle à haute résolution et corrélations transocéaniques à la limite Cénomanien-Turonien

High-resolution sequence stratigraphy and transoceanic correlations at the Cenomanian-Turonian boundary

Serge FERRY et André SCHAAF

Résumé.

L'analyse séquentielle détaillée des dépôts de la limite Cénomanien-Turonien dans des bassins situés de part et d'autre de l'Atlantique montre que l'on peut corréler les séquences de dépôt à la paraséquence près, c'est-à-dire avec une précision de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années, sur des surfaces considérables à l'échelle du globe. Mais les fluctuations du signal carbonaté qui rythment les variations relatives de 3° ordre du niveau marin dans les zones profondes des bassins sont inversées dans les mers isolées de l'océan par un seuil. C'est le cas de la mer intérieure nord-américaine. Dans ce bassin vaste mais peu profond (200-300 mètres), le maximum de carbonate correspond en effet à la transgression et à la période de haut niveau marin, alors que dans le bassin de Paris et jusqu'en fosse vocontienne sur la marge alpine la transgression du Cénomanien terminal se marque au contraire par un minimum de carbonate traduisant probablement le refroidissement climatique global qui semble accompagner un grand nombre de transgressions de 3° ordre.

Cette observation jette un éclairage neuf sur d'autres séquences de dépôt comme celles du Crétacé inférieur. Des bassins boréaux à la fosse vocontienne, elles semblaient en opposition de phase d'après le signal carbonaté profond. L'exemple de la limite Cénomanien-Turonien montre qu'elles pourraient être parfaitement synchrones au contraire. Les conséquences sont fondamentales pour deux raisons. La première est que la datation correcte des séquences de dépôt

dans les divers bassins du monde doit prendre ce phénomène en compte. La seconde est que les cycles de 3° ordre des variations du niveau marin relatif sont expliqués différemment selon que les séquences se corréleront à l'échelle du globe ou non.

Abstract.

Detailed analysis in terms of sequence stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary deposits in basins located on both sides of the Atlantic shows that the signal may be traced over large parts of the world, since the distant depositional sequences may be correlated on a parasequence basis, that is with a stratigraphic precision better than 100,000 years. But the carbonate curve that features third order changes in relative sea level in the deep-water part of basins is inverted in silled basins versus the one usually recorded in open margin deposits. So, in the relatively shallow U.S. Interior Seaway (max. depth: 200-300 m) the carbonate maximum corresponds to the late Cenomanian - early Turonian transgression and highstand in sea level, whereas from the Paris Basin down to the Vocontian Trough's margin in the Tethys this transgression is marked by a marl-shift in the carbonate sedimentation, a common "transgressive" feature thought to represent short-lived climate coolings in such environments.

This observation could finally bring a simple answer to a big unsolved problem encountered when trying to correlate other deep-water depositional sequences like those of the west European Lower Cretaceous from boreal basins to

the Vocontian Trough. They seemed to be 180° out of phase on the basis of the carbonate curve. If they are in fact really coeval, as the Cenomanian-Turonian boundary deposits suggest, this has deep consequences. The first is that such an inversion in the carbonate answer has to be taken into account

before interpreting deep-water series worldwide in terms of relative sea level. The second is that third order cycles of change in relative sea level do not have the same explanation if depositional sequences correlate worldwide or not.

Événements biosédimentaires sur le Détroit Ibérique entre le Cénomanien moyen et le Turonien moyen

Marc FLOQUET

-Du Vraconien au Cénomanien moyen, plusieurs transgressions marines se sont succédées sur, d'une part, la rampe castillane attachée au domaine atlantique et, d'autre part, la rampe sud-ibérique attachée au domaine téthysien. Quoique ne provoquant que des approfondissements limités, les transgressions, à chaque fois plus importantes, ont permis la création, en plusieurs séquences rétrogradantes, de méga-cortèges sédimentaires transgressifs -atlantique et téthysien- à peu près symétriques. Les transgressions ont été en grande partie contrôlées par les fléchissements de la marge basco-cantabrique d'une part et de la marge ibéro-bétique d'autre part. Un "Détroit Ibérique" a été ainsi ouvert, par structuration symétrique, probablement vers la fin du Cénomanien moyen.

-Au début du Cénomanien supérieur (Zone à *Naviculare*), une transgression marine de plus grande ampleur, associée à un approfondissement marqué, s'est développée essentiellement à partir du domaine atlantique. Le Détroit Ibérique a été alors structuré de façon dissymétrique: sa rampe sous dépendance atlantique est devenue très vaste en englobant les régions castillanes et une grande partie des régions sud-ibériques; sa rampe sous dépendance téthysienne a été réduite aux régions ibériques les plus méridionales. Cette transgression a été provoquée à la fois par un basculement de la plaque ibérique vers le NW et

par une élévation eustatique du niveau marin liée à l'évolution tectonique de l'Atlantique. Lors de la transgression, les communautés biologiques benthiques antérieures, nombreuses et diversifiées, ont été détruites sur une grande partie de la rampe castillane, au profit d'organismes planctoniques qui ont pu proliférer.

-Au Cénomanien final (Zone à *Judii*), une nouvelle transgression marine d'origine atlantique avec approfondissement corrélatif a affecté le Détroit Ibérique. Ces phénomènes se sont traduits par une sédimentation réduite, des concentrations minéralogiques et condensations fauniques. Une élévation eustatique du niveau marin, de nouveau liée à l'évolution tectonique de l'Atlantique, a été la cause principale de cette transgression.

-Par la suite, du Turonien inférieur au Turonien moyen, le Détroit Ibérique a subi un remblayage biosédimentaire qui a commandé une diminution progressive d'épaisseur de la tranche d'eau marine. Le remblayage a pu se réaliser alors que les mouvements de subsidence ainsi que les élévations marines eustatiques étaient faibles sinon absents. Le remblayage s'est effectué par progradations qui se sont avancées sur la rampe à dépendance atlantique depuis le S vers le N. Il a ainsi amené un diachronisme de la mise hors d'eau marine jusqu'à ce que, vers la fin du Turonien moyen, presque tout le Détroit Ibérique ait été émergé.

Interregional high resolution of late Cenomanian-Early Turonian strata from $\delta^{13}\text{C}$ profiles and faunas

Andy GALE*, Richard CORFIELD**

New analyses of $\delta^{13}\text{C}$ from closely spaced samples of chalks within the C-T event (OAE 2) in expanded successions reveal that the positive excursion has a highly distinctive profile which includes the following elements :

- 1) sharp initial increase in $\delta^{13}\text{C}$
- 2) a double peak separate by a trough
- 3) gradually decreasing values into the Turonian

These separate components of the curve can be recognised in the Boreal Realm (NW Europe), the Tethyan Realm (S Europe) and in the American Mid-West, and afford a detailed correlation of Late Cenomanian strata. The shape of profiles from different localities can be matched so closely that it is possible to infer discrepant positioning of faunal boundaries.

* Imperial College London

** University of Oxford

Les faunes de Brachiopodes au passage Cénomanién - Turonien

Danièle GASPARD

Le passage du Cénomanién au Turonien est marqué en Europe occidentale par un certain renouvellement des faunes de Brachiopodes. Les Térébratulidés biplissés qui étaient bien représentés au Crétacé inférieur et jusqu'au Cénomanién inférieur avec *Moutonithyris* et *Praelongithyris* ne se manifestent plus au Cénomanién moyen qu'avec *Sellithyris cenomanensis* (Gasp.) et vont s'éteindre avec *Phaseolina phaseolina* (Lmk.) leur dernier représentant au Cénomanién supérieur en France (Sables à *Catopygus obtusus* de la Sarthe (Juignet & al, 1973), calcaires à Huîtres et *Calycoceras naviculare* des Charentes (Moreau, 1977), niveau à *Pseudocalycoceras harpax* des séries marno-calcaires de la Foux (Thomel & al. 1972)...), en Espagne (Floquet), au Portugal (niveau à *Vascoceras*: Lauverjat 1982), et en Tchécoslovaquie. Accompagnant l'espèce précédente, la trérébratelle *Gemmarcula carantonensis* (d'Orb.) est le dernier représentant du genre (Owen, 1977) en France (Charente, Sarthe, Basses Alpes); un niveau précis porte son nom et correspond à l'horizon A de Juignet & al 1973.

Au sein des Gibbithyridinae, le genre *Concinnithyris* bien connu par ses espèces *subundata* (Sow.) et *obesa* (Sow.): (Angleterre, Normandie et Nord de la France) voit son déclin au Turonien inférieur avec *C. protobesa* Sahni, (niveau à *O. cuvieri* et zone à *I. labiatus* en Angleterre); il en est de même pour le genre *Gibbithyris* dont les espèces *semiglobosa* (Sow) et *subrotunda* (Sow.) sont les représentants de la zone à *O. cuvieri* et jusqu'à la zone à *H. planus*

(Sahni 1927).

En ce qui concerne les Rhynchonellida, bien qu'on se trouve en présence de groupes d'une extrême variabilité, on peut faire les constatations suivantes: les Cyclothyridinae bien représentés partout en Europe vont passer le cap du Cénomanién, mais le genre *Cyclothyris* voit son déclin avec l'espèce *C. compressa* (Lmk.) au Cénomanién supérieur; le genre *Orbirhynchia* (Wellerellidae) est souligné par l'importance de ses espèces repères pour la limite concernée (cf *O. wiesti* (Quenstedt) pour le Cénomanién terminal et *O. cuvieri* (d'Orb.) pour le Turonien inférieur. Owen (1988) souligne une certaine confusion au niveau d'espèces comme *wiesti* et *multicostata* Pettitt dans la zone à Plenus (à cause de leur très grande plasticité); par contre la nouvelle espèce *O. boussensis* Owen 1988 des sables à *Catopygus obtusus* ne semble pas avoir une réalité suffisamment fondée.). Les espèces *O. compta*, *orbigny* et *praedispana* Pettitt (1950) se manifestent aussi dans la zone à *I. labiatus*, quoique Owen (1988) les considère comme de possibles variants de *O. cuvieri*. Par ailleurs le fait marquant pour les *Orbirhynchia*, c'est un certain accroissement du nombre de côtes au passage Cénomanién-Turonien.

Il convient de souligner aussi le plus grand épanouissement des rhynchonelles par rapport aux Térébratules pour la limite considérée.

D'autres espèces existent qui n'ont pas une grande répartition en Europe et ne caractérisent aucun niveau repère, elles ne seront donc pas prise en considération.

Les Brachiopodes qui sont des animaux

benthiques fixés, sont très sensibles à la nature de leur support, au type de sédiment et au milieu environnant. Ainsi les *Cyclothyris*, par exemple, se retrouvent le plus souvent dans des niveaux détritiques grossiers et parfois des craies glauconieuses au Cénomanién. Les Sellithyridinae se retrouvant progressivement dans des sédiments plus calcaires au cours du Cénomanién vont disparaître définitivement à la fin de cette période. Les Gibbithyridinae par contre semblent

apparemment mieux adaptés à des modifications du milieu. D'une façon générale il est probable que les modifications du milieu en rapport avec les oscillations du niveau marin au Crétacé (Hancock & Kauffman 1979) et particulièrement à la limite Cénomanién- Turonien sont sans doute responsables du réajustement des faunes observées et notamment de l'appauvrissement de la faune brachiopodique à ce moment en particulier dans le S.S-E de la France.

Evolution des assemblages de Foraminifères benthiques au passage Cénomanien-Turonien en domaines de plate-forme carbonatée et de bassin, dans le Sud-Est de la France

Danièle GROSHENY* et Guy TRONCHETTI**

Au passage Cénomanien-Turonien, l'évolution des populations de foraminifères benthiques s'effectue de façon bien différentes, suivant que l'on analyse les dépôts de plates-formes carbonatées (Provence) ou ceux de milieux plus profonds, de type plate-forme externe ou de bassin (Provence et sud du domaine vocontien).

- Dans les milieux de plates-formes carbonatées on observe, au cours du Cénomanien, un enrichissement progressif aboutissant à la mise en place d'assemblages très diversifiés de foraminifères benthiques caractéristiques (Lituolidae, Ataxophragmiidae, Nezzazatidae, Soritidae, Alveolinidae...). Ces populations disparaissent brutalement, à la fin du Cénomanien, en liaison avec la désorganisation des plates-formes carbonatées.

A partir du Turonien moyen les plates-formes carbonatées se développent à nouveau et les assemblages de foraminifères benthiques traduisent un renouvellement spécifique majeur se poursuivant au cours du Sémonien inférieur.

- Dans les milieux de plates-formes externes et de bassins, les assemblages de foraminifères benthiques du Cénomanien moyen

et supérieur (Zone à *R. cushmani*) sont très diversifiés et dominés par les Verneuillinae, Nodosariidae, Gavelinellidae, Turritellidae.

Une forte chute de la diversité spécifique se manifeste dans la zone à *W. archaeocretacea*, en liaison avec des phénomènes d'hypoxie dans le Sud du domaine vocontien (black-shales de Vergons) mais aussi en Provence (Cassis sur Mer) bien que des influences disaérobiques n'aient pu y être mises en évidence.

Au dessus, dans la Zone à *P. helvetica*, la diversité spécifique est à nouveau importante et les assemblages sont qualitativement et quantitativement similaires à ceux du Cénomanien moyen à supérieur.

En conclusion, la crise enregistrée à la limite Cénomanien-Turonien se traduit par :

. La disparition totale des foraminifères benthiques caractéristiques des plates-formes carbonatées du Cénomanien.

. Une chute importante de la diversité spécifique des assemblages de foraminifères benthiques dans les milieux de bassins suivie d'un nouvel épanouissement des assemblages après la crise.

* Centre des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, URA 11, 43 boulevard du 11 Novembre, F69622 Villeurbanne Cedex.

** Centre de Sédimentologie et Paléontologie, Université de Provence, URA 1208, 3 place Victor Hugo, F13331 Marseille Cedex 3.

Etude de la "barre turonienne" du Sahara septentrional (Algérie)

A. HAMEL, O. MORADDEM et Z. BELH.W

Dans la région DJEMAA-TOUGGOURT, SAHARA septentrional (ALGERIE), s'étendant du môle de M'ZAB aux confins tunisiens, le Turonien est représenté par une barre carbonatée. Bien définie par sa nature lithologique, cette barre est délimitée en haut par une épaisse série évaporitique qui disparaît vers l'Est et vers l'Ouest; et en bas par une alternance de marnes et d'anhydrite.

Stratigraphiquement, cette barre semble isochrone. Sa base placée au contact carbonates / évaporites coïncide bien avec: -la disparition des formes du Cénomanién supérieur telles que: *Alveolinidea* (*Pseudodedomia* sp., *pseudorhapydionina* sp.J, *Nezzazatides* (*Biplanata* sp., *Biconvata* sp.J et des Rotalipores. Ces formes ont été rencontrées dans plusieurs puits, juste sous le dernier banc anhydritique marquant le toit du Cénomanién supérieur, -l'apparition des formes pélagiques du Turonien telles que *Helveto-Globotruncana helvetica*.

A l'Ouest, cette limite n'est pas décelable,

en raison de la dolomitisation complète de la barre et de l'azoïcité de la série sous-jacente. Par ailleurs cette barre ne représente que le Turonien moyen et inférieur. Le passage Turonien-Sénonien se ferait dans les évaporites sus-jacentes, étant donné qu'au Nord-Est, il se fait dans l'alternance marno-calcaire équivalente.

Cette barre carbonatée s'épaissit de part et d'autre d'une large zone, orientée Est-Ouest, où l'épaisseur moyenne des carbonates est de 60 mètres. Vers le Nord-Nord-Ouest l'épaississement est progressif. Par contre, vers le Sud et l'Est il est très rapide et beaucoup plus important, dépassant les 100 mètres.

La dolomitisation totale au Sud-Ouest et à l'Est, partielle ailleurs, a oblitéré les faciès originels et par conséquent rendu l'interprétation des paléoenvironnements difficile. Ce phénomène a engendré une porosité secondaire assez importante, matérialisée par de nombreuses vacuoles.

Sea-level changes close to the Cenomanian-Turonian boundary

Jake HANCOCK

Earlier workers describing a widespread $\delta^{13}\text{C}$ anomaly and a possible anoxic event close to the Cenomanian-Turonian boundary, postulated that these phenomena coincided with exceptionally deep water, itself the result of a eustatic high. The big early Turonian eustatic high

has now been more accurately dated close to the boundary between the Zones of *Mammites nodosoides* and *Collignoniceras woollgari*, about 1/2 m.y. later than any of the special events commonly associated with the Cenomanian-Turonian boundary. There are a number of lesser

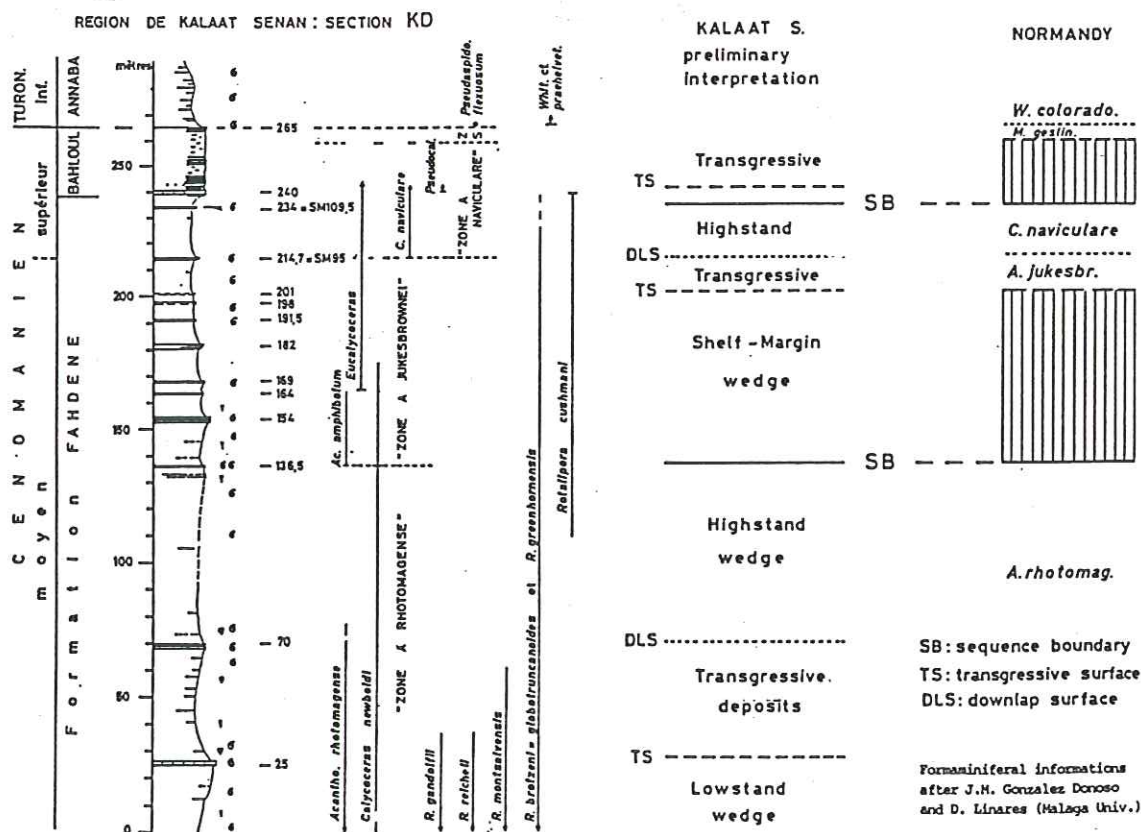
The Cenomanian-Turonian boundary in Central Tunisia in the context of a sequence-stratigraphic interpretation

HARDENBOL J.*, CARON M. , AMEDRO F.***, DUPUIS C & ROBASZYNSKI F.**

The Cenomanian-Turonian section in central Tunisia offers an excellent opportunity to consider the stage boundary events in a basin margin setting. The deposits of the Kalaat Senan section combine a diverse biostratigraphic record with sufficient change in the lithofacies to identify the position of depositional sequences in a detailed stratigraphic framework.

A preliminary evaluation of the position of the depositional sequences in the middle and upper Cenomanian relative to the standard

Ammonite zones shows a sequence boundary in the upper part of the middle Cenomanian and one in the upper Cenomanian. The sequence boundary in the upper middle Cenomanian coincides, as in Normandy, with the chronozone boundary between *A. rhotomagensis* and *A. jukesbrownei*. The sequence boundary in the upper Cenomanian falls within the *C. naviculare* ammonite zone. Because of incompleteness of the platform section in Normandy this sequence boundary appeared to fall between the *C. naviculare* and *M. geslinianum* zones.



* Exxon P.R.C. Houston, Texas

** Université de Fribourg, Suisse

*** 26, rue de Nottingham, Calais-France - Faculte Polytechnique de Mons-Belgique

Anatomy of survival and recovery following the Cenomanian-Turonian boundary

HARRIES, P. J.*, KAUFFMAN, E. G.*, and HERM, D.**

Mass extinction events are characterized by three main processes: extinction (the removal of species), survival (those species able to withstand the perturbations associated with mass extinction events), and recovery (the addition of new species from both surviving and newly evolved lineages). Until recently, the extinction interval has received the most attention and detailed study. However, since these events represent critical periods in the evolution of life and may serve as important ~filters", the surviving taxa represent the Hraw material~ available from which adaptive radiations can occur. Data collected from the Cenomanian-Turonian (C-T) and other mass extinction boundaries indicate that the number of survivors must be greater and more ecologically complex than would be the case if solely opportunists and ecological generalists were the surviving stocks. The rate at which pre-extinction levels of diversity and ecologic complexity were achieved was much too rapid to be explained solely by phyletic or macroevolution from these generalized stocks. Instead, survival of more genetically and ecologically complex species through a variety of mechanisms must have been common.

High-resolution stratigraphic analyses of the C-T survival and recovery intervals shows that the appearances of surviving and new taxa occur in a number of pulses which can be correlated throughout the Western Interior Basin, although the species content is not completely consistent from section to section. These punctuated events

may represent the amelioration of environmental conditions and the attainment of various thresholds that allowed a number of taxa to simultaneously invade a given region. The general fabric of the survival and recovery intervals is as follows:

- 1) in complete sections, one sees an initial "dead zone" which is characterized by very low diversity and the presence of disaster species;
- 2) a survival phase with relatively low levels of diversity that contains primarily Lazarus taxa with some degree of variation in the length of disappearance;
- 3) a second survival phase with moderate diversity which contains some surviving species but also the evolution of some new species but all contained within surviving lineages;
- 4) a recovery phase with moderate diversity that contains relatively few survivors, several new species from surviving lineages, and new species from new lineages;
- 5) another recovery phase which is dominated by new species from new lineages and relatively high diversity.

There is an overall increase in diversity through the survival and recovery intervals, although it is not smooth, but shows a number of increases and reductions in diversity. One of the important aspects of mass extinction events is that they are thought to be global events; work is currently in progress in Germany to see what similarities and differences exist between the fabric of survival and recovery between there and the Western Interior.

* Department of Geological Sciences, CB-250 University of Colorado, Boulder, CO 80309-0250 USA.

** Institut für Paläontologie und historische Geologie, Universität München, Richard-Wagner Str. 10/11, W-8000 München 2, BRD (*current address)

The Late Cenomanian Event in Eastern England

HART M.B.*, DODSWORTH P. , DITCHFIELD P.W.*** DUANE A.M.****
HORNE***** & ORTH C.J.*******

The Cenomanian/Turonian boundary event has been fully documented from a series of localities between Flamborough Head in Humberside and Marham in Norfolk. The carbon isotope excursion can be identified and extrapolated to all the studied sections using bed-by-bed correlation. Evidence from studies of the isotope data, trace element geochemistry, and the micropalaeontology are presented. The famous "Black Band" is seen to change laterally into a "red" horizon and then a "green" horizon when traced southwards. This appears to represent the "feather-edge" of the anoxic event which dies out

when traced towards a palaeo-high, which appears to have been located in the region of the Wash. The Black Band itself is a result of high levels of preferential preservation of dinoflagellate cysts, although the flora indicates a stressed environment.

The planktonic and benthonic foraminifers are variously affected by the event, with faunal changes being traced throughout the region. A correlation with the events described by Jarvis et al., (1988, *Cretaceous Research*) will be demonstrated.

* Department of Geological Sciences, Polytechnic South West, Drake Circus, Plymouth PL4 8AA, Devon, UK.

** Centre for Palynological Studies, University of Sheffield, Mappin Street, Sheffield S1 3JD, UK.

*** Department of Earth Sciences, University of Liverpool, PO Box 147, Liverpool L69 3BX, UK.

**** British Antarctic Survey, Madingley Rise, Cambridge, UK.

***** Department of Earth Sciences, Thames Polytechnic, Bigland Street, London E1 2NG, UK.

***** Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, New Mexico, USA, 87545.

**The Tethyan transgression during Cenomanian/Turonian time
over the European continent
(Transect : Gulf of Regensburg - Northern calcareous Alps)**

D. HERM

The Tethyan transgression over the southern European continent in the Gulf of Regensburg overwhelmed the coastal plains in a series of pulses during the Upper Cenomanian. In the uppermost Cenomanian (*Rotalipora cushmani/greenhornensis* Zone), there is a significant lithological change from chalky sandstones, containing sponge bioconstructions, to dark marls. Within the dark marl sequence, the C/T boundary can be identified by the same faunal changes already documented for other regions, condensation layers, and bioturbation horizons.

In the Molasse Basement, which represented a broad shelf region during

Cretaceous time, the C/T interval is marked by continuous sedimentation with only a few hiatuses as indicated by glauconitic zones.

In the southern-most region of the European continent, the former outer shelf region, the so called Helvetic Zone, the C/T boundary is represented by a heavily reworked sequence (Knollenschichten/*Uberturritenschichten*). In the lower Turonian, a significant change to pelagic, carbonate sedimentation (Seewerkalk) can be observed. This marks a significant deepening in the area, and the inclusion of this region into the Tethyan realm as marked by the appearance of a typical Tethyan planktonic assemblage.

Carbon isotope stratigraphy in european Cenomanian-Turonian sections : what is global, what is local ?

Heinz HILBRECHT

A positive $\delta^{13}\text{C}$ anomaly in Cenomanian-Turonian sections is documented in many paleogeographic and sedimentary settings. Many workers accepted the isotope anomaly as an isochronous and widespread event. Little data is available on comparisons of the carbon isotope stratigraphy between different areas, fine structure of the isotope curves and relations to regional basin dynamics.

Recent work by Hilbrecht, Hubberten & Oberhänsli (Paleo-3, in press) revealed that absolute $\delta^{13}\text{C}$ values and the amplitude of the isotope anomaly in different European regions reflect local productivity patterns due to the intensity of upwelling. The carbon isotope anomaly is restricted to the latest Cenomanian to earliest Turonian *W. archaocretacea* Zone in productive areas that are additionally characterised by high $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates and deposition of black shales (northern Germany, North Sea, eastern England). In unproductive areas (Helvetic shelf of the Tethys, Poland) the amplitude of the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly is low and higher $\delta^{13}\text{C}$ values occur throughout the latest Cenomanian to Middle Turonian. In the Helvetic shelf sections a late Turonian $\delta^{13}\text{C}$ maximum is even higher than the Cenomanian-Turonian boundary excursion. In all regions the Cenomanian-Turonian boundary interval with high $\delta^{13}\text{C}$ values starts near the extinction datum of *R. cushmani*. The end of the $\delta^{13}\text{C}$ excursion is diachronous. With the rise from Cenomanian background and the highest ("spike") $\delta^{13}\text{C}$ values the sedimentation rates decreased by 3-30 times at least in Germany. This

major crisis in carbonate production or preservation is additionally evident from a widespread hardground, condensation and a carbonate-poor "boundary facies". This seems to contradict the assumption of an increase in primary productivity that caused the positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion. However, unpreserved groups may have been major producers whose changes are not recorded. The interval with decreased carbonate preservation correlates with the Bonarelli horizon (Italy) that is carbonate-free and consists of a great proportion of radiolarians.

The isotopic fluctuations are related to increases in organic matter preservation in the sediment leading to positive $\delta^{13}\text{C}$ excursions. Distinct $\delta^{13}\text{C}$ minima occur in the isotope curves in times of widespread redeposition of sediment. The $\delta^{13}\text{C}$ minima can be used for stratigraphic correlation because they reflect sequence boundaries (rapid relative sea level fluctuations). It was quantitatively demonstrated that nearly impermeable sediment can become unstable and redeposited during a relative sea level fall (Hilbrecht 1989). This may lead to erosion and recycling of organic matter and consequently to negative shifts in the carbon isotope reservoir (Arthur et al. 1987, Hilbrecht et al. 1986). In Germany the stratigraphic pattern is evident in different facies and in sections of different degrees of diagenetic alteration. Vital effects or diagenesis as causes of the isotopic fluctuations are therefore unlikely. Besides paleoceanographic changes the regional and global sediment dynamics related to sea level fluctuations is apparently an important control of stratigraphic $\delta^{13}\text{C}$ fluctuations.

Confirmation of OAE at the boundary between Cenomanian and Turonian stages in Japan

Hiromichi HIRANO

Higher extinction rate of marine organisms has been known for the Cenomanian/Turonian boundary than background extinction rates. The timing of the Oceanic Anoxic Event indicates that the OAE is the causal factor of the C/T boundary extinction. As the causal factor of the OAE, the sea level rise is pointed out.

In order to elucidate the mutual relation, origin and nature of extinction and oceanic event, it is indispensable to get information on the taxonomic and geographic scale and timing of the extinction event and detailed characteristics including geographic and water columnar extension and the timing of the oceanic event.

C/T boundary has repeatedly been studied in the Northwestern Pacific region from the view of ammonoid and inoceramid biostratigraphy. It is, however, not yet confirmed whether or not

oxygen-depleted water attacked the Northwestern Pacific. In this time I researched

- (1) ammonoid and inoceramid biostratigraphy,
- (2) S-mass % excursion,
- (3) C/S-ratio excursion,
- (4) Degree of Pyritization(DOP) excursion,
- (5) Ichnofaunal succession
- (6) Development of lamination/bioturbation, for five sections crossing C/T boundary in the Ashibetsu and Oyubari area, central Hokkaido, Japan.

I confirm that some reduced condition occurred in the water from the outer shelf to the upper bathyal of the Northwestern Pacific fore-arc basin at the time of C/T boundary. The sequence obtained in the area, however, does not show the eustatic sea-level change, owing to the strong differential basinal tectonic movement.

Effects of eutrophication on marine, biogenous calcium carbonate production

L. HOTTINGER

Shells and skeletons made of biomineralized calcium carbonate are the means to produce mechanically resistant parts of the organism at lowest possible costs of organic material lost to nutrient recycling in oligotrophic, tropical shallow environments. Therefore, carbonate hardparts are preferentially (but not exclusively) constructed by K-strategist organisms dominating tropical oligotrophic environments. Anthropogenous eutrophication of the oligotrophic coastal waters in Mauritius (Indian Ocean) with its coral reefs and lagoons along its shores hampers carbonate production to such an extent that coral sand has to be imported from Madagascar to compensate in the touristic areas the losses of beach sand by erosion.

The fertilizers washed out from the extended sugar cane fields on land are redistributed in the reefs and lagoons by the coastal current system. According to preliminary experiments under field laboratory conditions, the nutrients seem not be toxic for the main carbonate producers such as corals or foraminifera, but they unbalance the equilibrium between stony corals and ephemeral benthic algae in their competition for space. When coral growth is hampered and all the naked solid surfaces in a reef are covered with algae, the composition of coral fish faunas and of the epifaunal communities is changed. Thus, on the reef crest in particular, the density of regular echinoids conspicuously increases. As a consequence, the production of carbonate grains produced by many particular coral fish species

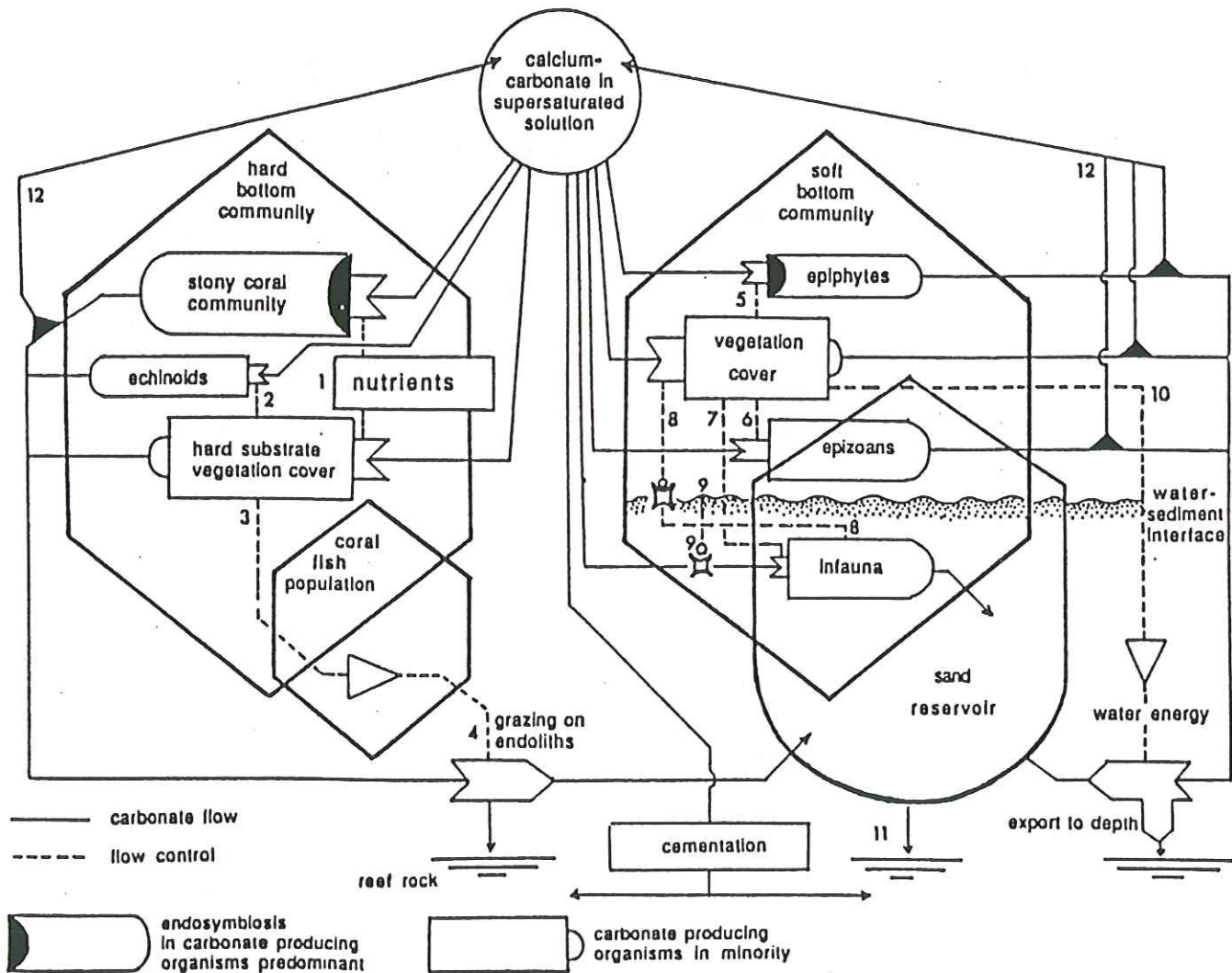
(for instance parrot fish) declines while water energy carrying away the grains increases by a lowering of the reef crest systematically eroded by the echinoids.

In the lagoons, the level of the sand reservoirs sinks by lack of new production compensating the export of sand to depth by ebb currents. A minimum layer of about 20 - 30 cm of mobile sand is necessary to support seagrass meadows with a nutrient recycling system in the subsurface kept up by infaunal, burrowing life, particularly by holothurians and irregular echinoids. When the perennial vegetation cover of seagrasses declines by lack of a suitable substrate, its role as sediment trap on one hand, and as a substrate for epiphytic carbonate producers in situ on the other, is lost. Thus, the erosion of the sediment layers in the lagoons is accelerated to great speed by a circular mechanism.

Where the degradation of the carbonate producing ecosystem has reached a level of irreversibility, the bottoms of the lagoons are transformed into a biological desert extending over large, hardened surfaces swept clear of sand. In a fossil carbonate platform, such a surface would produce a typical hardground. After periods of mass extinctions during earth history, when the genome of many K-strategists was lost, oligotrophic carbonate producing biosystems have not been restored simply by successive pioneer communities recolonising a lost area in a few decades or centuries. The fossil record, of larger

K-strategist foraminifera in particular, suggests that a time-span was necessary to recreate the genetic diversity and complexity of carbonate producing K-strategists extending over about 10

million years. Such a period of genetic restoration seems to correspond to the Turonian period difficult to understand in detail, because there is no comparable situation today.



The Cenomanian-Turonian transition in the Andes of Northern Peru

Etienne JAILLARD (*, **), Annie ARNAUD-VANNEAU (**)

During Cretaceous times, the Peruvian continental margin was submitted to the subduction of the paleopacific oceanic plate. A Western subsident Trough was infilled with thick marine deposits. It was separated by a positive swell from a less subsident, partly terrigenous Eastern sedimentary basin. Various carbonate shelves were developed during "middle" Cretaceous times. The stratigraphy of the Late Cenomanian-Early Turonian series has been established in the Northern part of the Western Trough, where it is thick (up to 500m) and well-dated (1). We were able to correlate this with a 400m-thick foraminifera-rich section studied in Northern Central Peru.

In Northern Peru

Three main sequences can be recognized during the late Middle to early Late Cenomanian time span. Each one generally begins with marls and calcareous, locally glauconitic sandstones, locally with hard-grounds (Transgressive Systems Tract). Then the maximum flooding corresponds to ammonite-bearing marls which yielded *Forbesiceras* sp., *Acanthoceras chasca* and *Neolobites vibrayanus* (1). The Highstand Systems Tract corresponds to the westward progradation of the eastern delta, and to the development of a western shallow shelf characterized by abundant oyster coquinas. The

third major sequence is made up of dark-coloured, locally gypsum-rich deposits.

The latest Cenomanian and/or earliest Turonian sequence begins with marls rich in gastropods and bivalves (TST), and ends up (HST) with limestone layers capped by oyster coquinas.

The late Early Turonian sequence begins with marls rich in planctonic foraminifera and ammonites (TST) among which *Mammmites nodosoides*, *Coilopoceras jenksi*, *Wrightoceras muniere* and *Neoptychites cephalotus* have been determined (1, 2). The HST corresponds to the development of a calm, uniform and very shallow carbonate shelf.

In Northern Central Peru (Oyo'n section)

The HST of the Middle Cenomanian sequence corresponds to light-coloured massive shelf limestones containing numerous algae, miliolids and *Selliaveolina cf drorimensis*. The latter disappears within the following TST.

The middle to late Cenomanian age of the following sequence is confirmed by planctonic foraminifera found farther South (3). The first specimens of *Peruvianella peruviana* appear below the maximum flooding. The overlying oolitic limestones can be interpreted either as the HST, or as Lowstand deposits. The following, dark-coloured marls and limestones contain a first anoxic maximum, and the upper part shows traces

(1) V. Benavides 1956, Amer. Mus. Nat. Hist. Bull., 108, 352-494.

(2) W.J. Kennedy, determinations and written communications.

(3) A. Von Hillebrandt 1970, Geol. Rundsch., 59, 1180-1203.

(*) ORSTOM, UR 1H, 213 rue La Fayette, F-75480 Paris cedex 10.

(**) Institut Dolomieu, URA 69, rue Maurice-Gignoux, F-38031 Grenoble cedex.

of dolomitization and dissolution. Several shallowing-upward parasequences can be recognized. They contain echinoderms and unidentifiable hedbergellids at the base, and benthonic elements above (*P. peruviana* and miliolids).

The assumed latest Cenomanian sequences are marked by oyster-bearing dark deposits. A first, bivalve-bearing marl layer could represent a Flooding period. Then, marly limestones rich in diatoms and intraclasts overlie a hard-ground. They could represent a TST. The overlying black, bituminous limestones are marked by the increase of benthonic foraminifera (*P. peruviana*) and probably correspond to the well-known Anoxic Event of the Cenomanian-Turonian boundary.

The maximum flooding of the supposed early Turonian sequence is then expressed by the great abundance of pelagic foraminifera and echinoderms. *P. peruviana* is still present. Unfortunately, the bad quality of outcrops did not allow to study the upper part of this sequence.

In spite of the difficulties of correlation with the standard stratigraphic zones, it seems that the sedimentary evolution of the Peruvian margin is comparable to that of the Tethyan regions. The Anoxic Event of the Cenomanian-Turonian boundary is at least locally expressed, and is marked by the persistence of calcareous deposits, and of the benthonic foraminifera *P. peruviana*.

Ecological changes in Caribbean reef ecosystems across the Cenomanian-Turonian boundary in the Caribbean Province

Claudia C. JOHNSON and Erle G. KAUFFMAN

The Albian Cenomanian radiation of rudist bivalves in the Caribbean Province led to competitive displacement or ecological replacement of dominant coralalgal reef communities. By the Cenomanian, carbonate platform rudistid-dominated reefs reached levels of ecological organization nearly comparable to those of the Late Maastrichtian in this region, with multiple communities and varied reef-adapted morphologies. Yet near a climax of their radiation and ecological success. Cenomanian rudists and reef ecosystems underwent a major extinction. Species diversity declined from 42 to 17 rudists through the Cenomanian; species extinctions outnumbered originations by 18:10, 6:0 and 8:0 in the Early, Middle and Late Cenomanian, respectively, and per-taxon extinction rates ranged between 0:2 and 0:3. The highest levels of species extinction took place between the Early and Middle Cenomanian, well before the terminal C-T mass extinction interval, but the last major step of rudist extinction took place in the Late Cenomanian. The causes of the Cenomanian rudist extinction are probably complex, and may reflect interactions of several factors:

- (a) constrictions and eventual disappearance of the Caribbean Supertethyan climate zone into which rudists had originally undergone their greatest radiation;
- (b) increase in tectonic and volcanic activity

associated with immigration of the Caribbean Plate from the Pacific and drowning of platforms in volcanoclastic sediment;

(c) drowning of many Caribbean carbonate platforms by clay associated with rapid Cenomanian rise in sealevel, increased upwelling, and onlap of the oxygen minimum zone across former reef sites and

d) the rapid rate and magnitude of fluctuating chemical and thermal changes in latest Cenomanian-Early Turonian seas, which exceeded the narrow adaptive ranges of tropical shallow water taxa.

The Cenomanian-Turonian extinction in the tropics reset the ecological evolution of Cretaceous reefs, initially killing off diverse taxa of more primitive rudist families and eventually eliminating Caribbean reefs for nearly three millions years. Only seven new rudist species originated through the Early and Middle Turonian. New Turonian through Maastrichtian and rudist reefs were mainly built by advanced Radiolitidae and Hippuritidae, with more primitive groups relegated to roles as early pioneers in reef development. There are many close comparisons between the Cenomanian and Maastrichtian extinction of Caribbean rudist ecosystems; both occurred prior of the main part of the mass extinction event, and their demise was followed by long intervals (3-8 Ma) without well developed reef ecosystems.

Environmental dynamics of the Cenomanian-Turonian mass extinction, Western interior basin of North America

Erle G. KAUFFMAN

The Cenomanian-Turonian (C-T) boundary interval was characterized by eustatic highstand, broad warm epicontinental seas, temperate iceless polar regions, persistent greenhousing, and equable global maritime climates with a 22 % expansion of the tropics. Conditions for diversification of life were optimal, but prolonged equable climates may have resulted in evolution of predominantly stenotopic/stenothermal, extinction-prone taxa. From the latest Cenomanian through the Early Turonian, exceptionally rapid, large-scale environmental perturbations associated with the Bonarelli OAE threw ocean-climate systems into chaos. Multiple meteor/comet impacts, mainly oceanic, probably contributed to these global perturbations. The perturbational sequence in the Western Interior Seaway (WIS) of North America is as follows : (1) Abrupt initiation of the Bonarelli OAE and a global $>\delta^{13}\text{C}$ excursion ; (2) initiation of short-term temperature/salinity fluctuations shown in the $\delta^{18}\text{O}$ record ; the OAE continues ; (3) touchdown of the Oxygen Minimum Zone and/or oceanic impacts resulting

in abrupt trace element advection in the following sequence ; a) Fe-Sb-As enrichment ; (b) Mn enrichment ; (c) multiple Tr-Au-Co-Cr- Ni-Pt-V spikes ; (4) peak development of the OAE associated with high Corg levels and a maximum $>\delta^{13}\text{C}$ spike, coupled with a $<<\delta^{18}\text{O}$ excursion indicating a desalinisation event or major temperature change in the WIS ; (5) a final interval of broadly fluctuating $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ excursions indicating rapid, large-scale temperature/salinity changes which diminish through the Early Turonian. Milankovitch climate cyclicity independently acts as a catalyst for environmental fluctuations in this perched environmental system. Global biotas were severely affected by these perturbations, with 40 to 75 % species loss among different groups. Biological response was ecologically regulated ; extinction proceeded in stepwise patterns corresponding to major environmental perturbations (geochemical spikes) from stenotopic reef biotas, to tropical ammonites, to specialized warm water planktonic foraminifera, to epifaunal warm water molluscs, and finally to

Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, A potential boundary stratotype for the base of the Turonian stage

W.J. KENNEDY* & W.A. COBBAN**

The Cenomanian-Turonian boundary sequence at Pueblo, Colorado, is represented by the lower part of the Bridge Creek Member of the Greenhorn Limestone. Upper Cenomanian ammonite zones are, from oldest to youngest, those of *Sciponoceras gracile* and *Neocardioceras juddii*, while the position of the base of a succeeding Cenomanian *Nigericeras scotti* zone is inferred from correlation with sections in southeast Colorado. The base of the Turonian in ammonite terms is drawn at the base of the *Watinoceras devonense* zone, a new biostratigraphic unit for the Western Interior sequence; this is succeeded by zones of *Pseudaspidoceras flexuosum*, *Vascoceras (Greenhornoceras) birchbyi* and *Mammites nodosoides*; the base of the succeeding *Collignonicerias woollgari* zone marks the base of the middle Turonian.

Four inoceramid zones are recognized; the *Inoceramus pictus* zone spans the *S. gracile* to *N. scotti* zones; the base of the *Mytiloides* aff. *sackensis* zone is just below the base of the W.

devonense zone; the base of the *Mytiloides columbianus* zone corresponds to the base of the *Pseudaspidoceras flexuosum* zone; the base of the *Mytiloides mytiloides* zone lies some way above the base of the *Mammites nodosoides* zone.

Nine horizons suggested as possible boundary markers at the 1984 Copenhagen Symposium on Cretaceous Stage Boundaries can be recognized within this sequence which, together with the presence of bentonites that are amenable to absolute dating, makes the Pueblo sequence a strong candidate for consideration as a boundary stratotype of the Turonian Stage.

The Pueblo succession is correlated with that in southern England, where ten horizons recognized in Colorado can also be recognized in the interval from the base of the *Metoicoceras geslinianum* zone to the base of the *Collignonicerias woollgari* zone; these are in the same relative position in each region.

* Geological Collections, University Museum, Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK

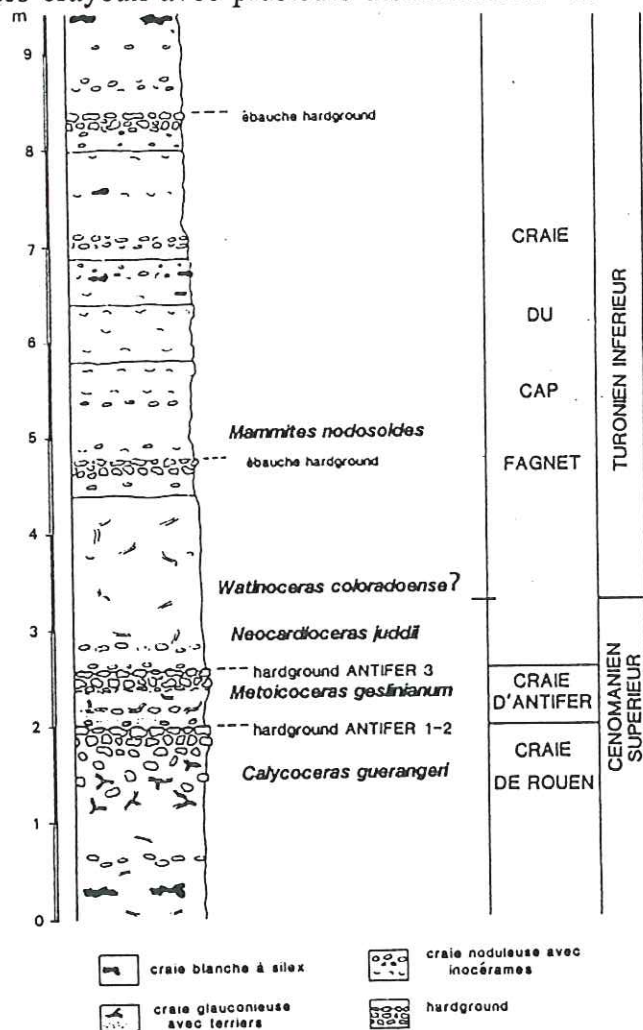
** U.S. Geological Survey, Paleontology and Stratigraphy Branch, Mail Stop 919, Box 25046, Denver, Colorado 80225, USA

Faunes d'Ammonites à la limite Cénomanien-Turonien dans le Bassin de Paris occidental (Haute Normandie)

W.J. KENNEDY* et P. JUIGNET**

A l'Ouest du Bassin de Paris, les faciès détritiques du Cénomanien supérieur bordant le Massif amoricain passent latéralement aux craies du domaine pélagique à la hauteur de l'Axe Le Merlerault-Senonches; la Haute Normandie qui appartient à ce domaine présente des coupes classiques du passage Cénomanien Turonien sous faciès crayeux avec plusieurs discontinuités de

très grande extension (hardgrounds Antifer 1, 2, 3) . Dans le Roumois, au Sud de la Seine, le gisement du Trou Tassin à La Neuville du Bosc (Eure) et des localités voisines ont fourni des faunes d'ammonites permettant de préciser le cadre biostratigraphique de la limite des deux étages et de mettre en évidences plusieurs espèces inconnues jusqu'alors dans le bassin:



Cénomanien supérieur :

Zone à *Metoicoceras geslinianum* avec *M. geslinianum* (D'ORBIGNY), *Pseudocalyoceras angolaense* (SPATH), *Sumitomoceras cautisalbae* (WRIGHT et KENNEDY), *S. cf. conlini* (WRIGHT et KENNEDY), *Calyoceras* sp. juv., *Eucalyoceras pentagonum* (JUKES -BROWNE), *Euomphaloceras septemseriatum* (CRAGIN), *Hamites scitulus* sp. nov., *Allocrioceras annulatum* (SHUMARD).

Zone à *Neocardioceras juddi* avec *N. juddi juddi* (BARROIS et GUERNE), *N. juddi barroisi* (WRIGHT et KENNEDY), *Thomelites serotinus* (WRIGHT et KENNEDY), *Thomasites gongilensis* (WOODS).

Turonien inférieur :

Zone à *Watinoceras coloradoense* ? avec *Nigericeras aff. scotti* (COBBAN)

Zone à *Mammites nodosoides* avec *M. nodosoides* (SCHLOTHEIM), *Fagesia catinus* (MANTELL), *F. pachydiscoides* SPATH, *Lewesiceras peramplum* (MANTELL), *Metasigaloceras rusticum* (J. SOWERBY)

* Department of Earth Sciences, Oxford OX 13 PR

** Département de Géologie, Université, 14032 CAEN CEDEX

Biostratigraphy, Paleoecology and Paleoceanography of Cenomanian/Turonian organic-carbon-rich sediments in West-African Atlantic Shelf Basins

Wolfgang KUHNT* and Jost WIEDMANN**

The complete Mid-Cretaceous sequences of the West African shelf basins (Tarfaya Basin, Southern Morocco ; Casamance Basin, offshore Senegal ; and Benue Trough, Nigeria) were deposited in an open marine shelf environment where water depth was controlled by the rise of sea level during Cenomanian and the difference between sediments accumulation rates and subsidence. Albian to lower Cenomanian sediment of the West-African coastal basins are characterized by low organic matter content (TOC) with an important terrestrial component; Sedimentation across the Cenomanian/Turonian boundary consists of pelagic carbonates and marine organic matter, terrigenous detrital input is missing. Sedimentation rates are surprisingly high (up to 100 m/m.y.) with TOC up to 20 %, indicating high surface water productivity. Since the Turonian, organic-rich carbonates progressively disappeared and were replaced by more terrestrial influenced sediments.

The thick Cenomanian/Turonian pelagic sediments of the West African shelf basins are thus especially favorable for high resolution biostratigraphic studies across the Cenomanian/Turonian boundary.

Our study, which includes data from outcrops-sections and exploration wells focusses on the following main objectives :

1. Correlation of the biostratigraphic zonation of planktonic foraminifers, cephalopodes, and inoceramids with sedimentological and geochemical events as well as transgression/regression-cycles, which can be observed in the marginal parts of the coastal basins.
2. Evaluation of the influence of paleoenvironmental changes (i.e. in water-mass oxygenation, temperature, availability of nutrients and carbonate) on the evolution of the pelagic biota across the Cenomanian/Turonian boundary.

* Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia B 3H 315, Canada

** Geologisches Institut der Universität, Sigwartstr, 10, 7400 Tübingen, FR. Germany

Le passage Cénomano-Turonien en Tunisie Événements biostratigraphiques et sédimentaires

Annie Louise MAAMOURI* Josef SALAJ** et Mohamed Faouzi MATMATI*

La formation Bahloul (faciès anoxique) défini en Tunisie Centrale par P.F. Burollet en 1956, correspondant à la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani* (zone 7a de Dalbiez - in Burollet, 1956) et surtout à la zone à *Whiteinella archaeocretacea* allant par places jusqu'à la base du Turonien et parfois même cette formation est d'âge Turonien inférieur caractérisé par la présence de *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO associée à *Dicarinella imbricata* (MORNOD) et *Dicarinella hagni* (Sheibnerova) (ces deux formes indiquant bien déjà un âge Turonien inférieur).

Dans la région du Kef, la formation Bahloul correspond pour sa partie supérieure, à la partie inférieure de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* et plus précisément à la sous-zone à *Dicarinella oraviensis trigona* associé à *Dicarinella oraviensis* SCHEIBNEROVA.

A préciser que ces deux espèces ne sont pas synonymes de *Praeglobotruncana turbinata* MORNOD et *Praeglobotruncana stephani* (GANDDOLFI).

En Tunisie centrale (F. Robaszynski et al. in strata, 1989) cette formation contient des niveaux à mini-slumping et des lits bioturbés à grains de phosphate et de glauconie à la partie supérieure. Ces niveaux témoignent donc du début d'un épisode transgressif du Turonien inférieur. Dans la zone de l'Axe N-S (Burollet, 1956) et plus précisément au Jebel Sidi Kralif (F. Matmati - A. L. Maamouri in press 1991 et al.), il existe au-dessus de la barre dolomitique du Gattar

(d'âge Cénomanien terminal - Turonien basal) une lacune stratigraphique d'une bonne partie du Turonien. Par contre aux Jebels Akrouta et Faïd, le Turonien transgressif, soit sous faciès marneux (marnes de l'Annaba) soit sous faciès de calcaires organodétritiques et de dolomies, surmonte une surface durcie (hard-ground).

Plus au Nord (Jebel Fguira Salah), il se produit à la limite Cénomano-Turonien une sédimentation condensée sous faciès des marnes de l'Annaba. Plus rarement, on retrouve localement la formation Bahloul assez développée (3 à 5 m d'épaisseur) correspondant aux zones à *Whiteinella archaeocretacea* (= *Whiteinella gigantea* LEHMAN) et à *Dicarinella imbricata* (MORNOD) du Turonien inférieur.

En Tunisie orientale (Enfidaville - J. Abid in Salaj, 1980) et septentrionale (El Kef - F. Dabiez 1955, J. Salaj, 1970, 1989), la sédimentation sous faciès de calcaires laminés noirs est continue.

Dans ces régions, ce faciès Bahloul correspond à une sédimentation turbiditique entièrement distale avec parfois présence de grains de quartz aleuritiques orientés surtout à la base de chaque séquences élémentaires turbiditiques. Les conditions anoxiques de sédimentation de la formation Bahloul ne permettent pas le développement du benthos, par contre la microfaune planctonique y est présente et est en prédominance remaniée ou transportée par des courants marins à faible énergie.

En microfaciès on observe un tri et une orientation nette de la microfaune. En effet on

* Service Géologique National - 95 avenue Mohamed V - Tunis - Tunisie

** Institut géologique de D. Stur, Mlynska dollina 1, Bratislava.

distingue des microcycles avec à la base les grandes formes de foraminifères planctoniques suivies par de petits exemplaires de *Whiteinella* sp. et *Helbergella* sp. très souvent associés à des *Heterohelix* div. sp. et des Pithonelles (*Pithonella sphaerica* KAUFMANN - *Pithonella ovalis* KAUFMANN).

En conclusion, l'étude biostratigraphique nous a permis de démontrer que la formation Bahloul est diachrone. Par conséquent il est impératif de réserver cette dénomination Bahloul exclusivement à un faciès bien particulier (calcaire laminé noirâtre).

Par ailleurs, des études sédimentologiques minutieuses témoignent qu'il existe dans la majorité des cas une discontinuité sédimentaire au passage Cénomano-Turonien à savoir:

Surface durcie (Tunisie centrale et méridionale: chaîne des chotts);

- Discordance cartographique (Tunisie Centrale)

- Horizons phosphatés et glauconieux (Tunisie Centre Nord)

- Ravinement à la base d'un conglomérat phosphaté à granoclassement décroissant (Tunisie Centre Nord).

Une nouvelle interprétation séquentielle des dépôts de la limite Cénomanien Turonien (Bassin vocontien et bordures)

A new interpretation of the Cenomanian Turonian boundary deposits in terms of sequence stratigraphy (Vocontian through and Western Margin)

Fabrice MALARTRE*, Serge FERRY* et J.L. RUBINO**

La limite Cénomanien-Turonien est marquée en fosse vocontienne orientale par un black shale (Crumière, 1989), comme dans beaucoup d'autres bassins du monde. Sur la bordure occidentale du bassin, un paléosol a été mis en évidence à la base des "grès du Venterol" transgressifs. Ce paléosol fut interprété comme une limite de séquence (Ferry et Rubino, 1990) correspondant à une chute de 3e ordre du niveau marin (hiérarchie séquentielle du modèle d'Exxon).

Une autre interprétation est proposée ici, qui prend mieux en compte la totalité des observations maintenant disponible. Ce paléosol pourrait en fait représenter la trace la plus forte des oscillations à haute fréquence du niveau marin au sein d'un cortège transgressif de 3e ordre. On explique alors mieux l'intercalation de turbidites dans les niveaux riches en matière organique en fosse vocontienne occidentale sans remettre en cause l'interprétation des black shales qui resteraient globalement transgressifs. D'autre part, ce système turbiditique curieusement "transgressif" pourrait en fait se mettre en place à l'occasion de baisses du niveau marin, comme il l'est couramment admis. Mais il s'agirait de fortes baisses à hautes fréquences dans un cortège transgressif de 3e ordre. Cette interprétation et la seule façon de lever les contradictions sur lesquelles nous butons. Elle implique aussi l'idée d'un refroidissement climatique global tout au début de la transgression "turonienne" qui débuta en fait au Cénomanien terminal. Car la façon la

plus simple de créer nos oscillations à haute fréquence du niveau marin est d'amplifier momentanément le signal de Milankovitch (amplification du glacio-eustatisme accordé sur les fréquences orbitales). L'hypothèse présentée ici impliquerait donc l'existence d'un bref refroidissement au Cénomanien terminal.

The Cenomanian-Turonian boundary is marked by the deposition of a black shale in the eastern part of the Vocontian Trough (Crumière, 1990), as in many other basins worldwide. On the western margin of the Trough a paleosol has been evidenced at the sole of the red, transgressive "Venterol Sandstones" which occur between upper Cenomanian and Turonian deep-water marls and limestones. The exposure of slope deposits was first interpreted as a type 1 sequence boundary (Ferry et Rubino 1988, 1990).

A different explanation is proposed here, which better takes into account all observations now available. The paleosol is thought to represent the strongest event in a set of high frequency sea level falls which occurred during a third order transgression. It is the simplest way to explain the occurrence of sandstones turbidites amid the organic matter rich layers in the western Vocontian Trough without putting into question the "transgressive" significance of the boundary black shale. On the other hand, the turbidite system could have been rightly emplaced at sea level falls as is usually explained. But the sea level drops would have been high frequency falls

* Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cedex France

** TMN Stavanger, Norseas Basen, PO Box 138, 4001 Stavanger (Norvège)

within what must be called, on other grounds, a transgressive systems tract. It is the best way to avoid the contradictions we were facing no long ago.

It should be kept in mind that this interpretation probably implies a global in the latest Cenomanian, that is at the very beginning of the "Turonian transgression". The simplest way

Les plates-formes du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur dans le Sud-Est de l' Espagne

Javier MARTIN-CHIVELET et Rocío GIMENEZ

Pendant le Crétacé supérieur on trouve, dans la partie SE de la Plaque ibérique, deux grands bassins: la Marge Bétique (du type marge passive) et le Bassin intracontinental ibérique. Les plates-formes développées dans ces deux bassins sont séparées par le Domaine d'Albacete, une région élevée et stable située à l'emplacement du soubassement hercynien de la Meseta. Pendant l'intervalle Cénomanien supérieur-Turonien inférieur cette région se trouva partiellement émergée, permettant l'individualisation de plates-formes.

Les matériaux du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur correspondent à différentes séquences génétiques de dépôt, qui présentent de très fortes analogies lithologiques et ont une même tendance évolutive. D'autre part, la forte dolomitisation (qui a détruit presque en totalité le contenu paléontologique) et la distribution spatiale des lithosomes (sans continuité latérale) a souvent conduit à des corrélations erronées.

A la suite des précisions stratigraphiques apportées récemment pour l'Ibérique méridionale (Giménez, 1989) et le Prébétique (Martín Chivelet et al., in lit.) on peut proposer un modèle évolutif pour ces deux régions et une corrélation avec les plates-formes nord-ibériques (Floquet, 1990).

Pour la période considérée l'existence de deux épisodes transgressifs, suivis par des étapes de comblement, se traduit par deux séquences

successives. La première séquence (Cénomanien supérieur) est contrôlée par le basculement de la Plaque Ibérique vers le nord. Ce basculement s'accompagne d'une transgression qui envahit à partir de l'Atlantique, le bassin Ibérique et la partie septentrionale du domaine d'Albacete. Dans la région prébétique, cette transgression (ici avec polarité téthysienne) est contrôlée par des mouvements tectoniques. La deuxième séquence (Cénomanien terminal-Turonien inférieur) est aussi contrôlée par la tectonique: la sédimentation marine est limitée aux régions centrale et septentrionale de l'Ibérique. Des conditions continentales, avec sédimentation très réduite, des dépôts marnocalcaires à paléosols, se développent en Ibérique méridionale, dans le domaine d'Albacete et dans la région prébétique. C'est dans ces dépôts que se trouve la limite Cénomanien-Turonien.

Le contrôle tectonique apparaît comme le facteur dominant l'évolution sédimentaire de ces séquences. L'eustatisme reste ici masqué par la tectonique différentielle de la Plaque Ibérique.

Floquet, M. (1990): Thèse de Doctorat. Université de Bourgogne, 925pp.

Giménez, R. (1989): *Geobios*, Mém. Spéc. 11, 59-67.

Martín-Chivelet, J.; Philip, J. et Tronchetti, G. (in lit.): *Géol. Méditerranéenne*.

Les événements sédimentaires et biostratigraphiques du passage Cénomaniens-Turonien en Tunisie Centre Ouest

Mohamed Faouzi MATMATI*, Néhila BEN HAJ ALI, Kamilia GHARBI****

L'étude des coupes levées en Tunisie centro-occidentale au niveau du passage cénomaniens-turonien, nous a montré que la formation Fahdene (Burolet, 1956) se termine par une barre de calcaire massif de 2 à 4 m d'épaisseur. Sa partie sommitale présente un aspect conglomératique. Au-dessus repose un horizon condensé de calcaire argileux (1 à 2 cm), bioclastique, phosphaté et légèrement glauconieux. L'aspect conglomératique et l'horizon condensé matérialisent une discontinuité sédimentaire, d'extension régionale annonçant un

changement de régime de dépôt.

La série se poursuit par des alternances de marnes indurées souvent feuilletées et de calcaire micritique laminé riche en matière organique. L'ensemble constitue le membre de Bahloul.

La récolte d'Ammonites tout au long de la série, l'analyse des microfaciès et des riches associations microfaunistiques permettent une attribution stratigraphique, souvent controversée, de ce membre Bahloul.

* Service géologique. Office National des Mines, 95 Av. Mohamed V, 1002 Le Belvédère - Tunis

** INRST Centre des Sciences de la Terre, Soliman, BP 95, 2050 Hammam-Lif.

**Upper Cenomanian and Turonian Ammonites of the Iullemmeden basin (Niger) :
their contribution to biostratigraphy and to correlations.
Their role in the definition of a new model of the first Upper Cretaceous
transgressions in Central West Africa.**

C. MEISTER* K. ALZOUMA, J. LANG***, B. MATHEY*** & A. PASCAL*****

From 700 specimens recently collected in the Upper Cenomanian and Turonian series of the Iullemmeden Basin, 9 biostratigraphic horizons have been defined, 3 new taxa have been described, and the following conclusions can be proposed:

1) As stated by previous authors, ammonite faunas are mainly tethyan and *Nigericeras gadeni* (Chudeau) and *Thomasites nigeriensis* (Wood) are fairly endemic of saharian countries (Algeria, Niger, NE Nigeria).

2) *Metoicoceras geslinianum* (d'Orb.), *Thomelites*, *Cibolaites* and *Coilopoceras inflatum* Cobban & Hook are good elements for correlating West African, European and North American series.

3) The association of facies analysis and of detailed stratigraphic correlations leads to the establishment of a new model of the first transgressions which affected the Iullemmeden Basin during Upper Cretaceous times. This model is characterized by 3 successive phases: a) A Late Cenomanian transgression: the Tethys Ocean invaded the eastern part of the Iullemmeden Basin and the resulting environment can be interpreted as a shallow (subtidal), narrow and elongated sea arm.

b) A Middle Turonian regression: total emersion of the Basin.

c) A second transgression, near the Middle/Upper Turonian boundary: the Tethys Ocean invaded again the eastern part of the Basin and the new marine environment displayed the same characteristics as the previous one.

All these marine fluctuations are consistent with the sea level global changes (HAQ et al., 1987) and can be interpreted as eustatic. The modifications of the climate and of the marine environment (bathymetry, cyclic bottom dysaeroby) can be deduced from the variations of the clay content and of the Sr, Mn, Cu and Ni concentration in the sediments (A. PASCAL et al., this volume).

4) The distribution of the ammonite faunas suggests the existence, through the Benue Trough, of a link between Tethys and South Atlantic Oceans. This connexion could have occurred between the *Gadeni* zone (Uppermost Cenomanian) and the *Nigeriensis* zone (Upper Lower Turonian). It could therefore correspond with the apex of the worldwide Upper Cenomanian-Lower Turonian transgression.

MEISTER, C. ; ALZOUMA, K. ; LANG, J. & MATHEY, B. (1991)- Les ammonites du Niger (Afrique occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du Cénomano-Turonien. Geobios (sous presse).

MATHEY, B.; LANG, J.; PIERRE, C. & ALZOUMA, K. (1991)- Effets combinés de l'eustatisme et des variations climatiques: l'exemple des premières transgressions du Crétacé supérieur dans le Bassin des Iullemmeden (Niger). C. Acad. Sci. Paris (sous presse).

* Museum Histoire Naturelle CP 434, 1211 Genève (Suisse)

** Dépt Géologie Univ. Niamey, BP 10662, Niamey (Niger)

*** U.R.A.- C.N.R.S. n° 157, Centre Sci. Terre, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon (France)

Les palynofacies et l'interprétation génétique des systèmes sédimentaires : "les black shales" cénomaniens du Bassin vocontien (Vergons S.E., France)

H. MEON, B. COURTINAT, A. SCHAFF et J.P. CRUMIERE

Dans le bassin vocontien les derniers dépôts marins riches en matière organique se situent au passage Cénomanien-Turonien. Le niveau repère principal (niveau Thomel) correspond à la manifestation régionale du C.T.O.A.E. (Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event) dans une série hémipélagique d'alternances de marnes et de calcaires. Ces "black shales" sont généralement interprétés comme étant les dépôts de l'intervalle transgressif du cycle du 3e ordre UZA 2.5. L'étude détaillée des palynofaciès des zones à *R. cushmani* (ensemble inférieur), *W. archaeocretacea* (niveau Thomel) et *P. Helvetica* (ensemble supérieur) nous permet de proposer une interprétation de la mise en place des "black shales".

La base de l'ensemble inférieur se caractérise par une très forte dominance, tant qualitativement que quantitativement, des microorganismes marins, surtout des kystes de dinoflagellés, et par l'absence de matière organique amorphe (MOA). Les éléments continentaux prédominants sont les spores et les débris végétaux. Ceci définit un faciès organique de type trachéal riche en inertinite.

Le sommet de l'ensemble inférieur et le niveau Thomel présente une très forte et brusque diminution quantitative des dinoflagellés tandis que les proportions de MOA sont variables (35 à 95 %). Les apports continentaux devenus prépondérants comprennent essentiellement des disaccates avec une participation accrue des autres groupes de Gymnospermes, des Normapolies et

des tricolpés. Le palynofaciès est du type micrinitique avec plus ou moins de vitrinite.

Dans l'ensemble supérieur, nous constatons le retour progressif des dinoflagellés, sauf dans la plupart des récurrences de "black shales", sans toutefois être aussi abondants que dans l'ensemble inférieur. La MOA est abondante dans les "black shales" récurrents et est rare à inexistante dans les calcaires ou marnes où dominent les débris végétaux. La microflore continentale est marquée par de fortes proportions des disaccates et des Normapolles, les autres groupes, notamment les spores, régressent voire disparaissent presque complètement: Taxodiaceae et Araucariaceae. Le palynofaciès est du type trachéal sauf dans les récurrences de "black shales" où il est du type micrinitique.

Dans le détail, l'évolution générale de la microflore continentale se caractérise par une diminution de la diversité spécifique depuis la base du niveau Thomel. Cette évolution pourrait être fonction du climat et/ou de l'éloignement des aires continentales.

L'association microfloristique continentale du niveau Thomel et du sommet de l'ensemble inférieur établit un contraste comparativement à celles de l'ensemble supérieur et la base de l'ensemble inférieur. Chez les Gymnospermes, nous enregistrons une augmentation des Classopollis, ce qui pourrait être significatif de dépôts plus proximaux que ceux de l'ensemble inférieur puisqu'ils représenteraient des plantes

Université Claude Bernard - Lyon - URA 11, CNRS, Centre de Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie.

27, Bd du 11 Novembre 1918 - 69622 VILLEURBANNE - FRANCE

de milieux margino-littoraux (marais maritimes). En outre, la plus forte fréquence des *Araucariaceae* traduirait un refroidissement relatif. Enfin, dans ce même niveau, une plus faible diversité spécifique des dinoflagellés et un plalynofaciès micrinitique riche en vitrinite plaide

en faveur d'un milieu anoxique à suboxique relativement plus près des sources détritiques. Selon ces interprétations, le niveau Thomel représenterait un bas niveau marin relatif à un refroidissement en système globalement transgressif.

Orbitolina bearing rocks of the Philippines

Dr Priscilla J. MILITANTE -MATIAS

Although there are a number of Cretaceous foraminifera bearing sediments in the Philippines, the occurrences of *Orbitolina* has been reported only in two localities: in the islands of Cebu and Catanduanes. Recognition between the Lower and Upper Cretaceous sedimentary units in the Philippines has been essentially based on the presence of *Orbitolina* and *Globotruncana* respectively. The obvious significance of *Orbitolina* in Philippine stratigraphy therefore dictates the need for a further investigation of its forms and occurrences.

The Tuburan Limestone of West central Cebu has been assigned a Lower Cretaceous age based on the occurrence of *Orbitolina*. At present, the stratigraphic position of the Tuburan Limestone in relation to the Pandan Formation and the Cansi Formation remains unresolved. Balce (1974) divided the Cretaceous sequence in this area into a lower volcanic facies which he called Cansi Fm. and the upper Pandan Fm. consisting of stratified rocks. Hashimoto (1977) was noncommittal concerning the stratigraphic position of the Tuburan Limestone as he recognized a discrepancy between the description

and mapping of this unit. The Bureau of Mines and Geosciences (1982) on the other hand, considered the Tuburan Limestones as being part of the Cansi Fm. of Balce (1974)

Reyes and Ordonez (1970) identified *Orbitolina lenticulina* (Blumenbach) in most of the Tuburan Limestone. Recently, Tan (1986) recognized the species *O. kurdica* and *O. texana* from the limestone samples collected in the same area.

The Bonagbonag Limestone of Catanduanes was dated Lower Cretaceous based on the presence of *Orbitolina* as first reported by Kitamura, T. Kotaka and S. Kanno (1968). The Bureau of Mines and Geosciences (1982) described this unit as bedded, dense and coralline shallow water limestone. Recent investigations of the author however reveal that the Bonagbonag Limestone is predominantly composed of thinly bedded hemipelagic to allodapic limestone raising some doubt on the nature of the occurrence of *Orbitolina* in this unit. Hashimoto (1977) suggested that the Bonagbonag Limestone is in fact correlative to the Lower-Middle Oligocene

Contexte biosédimentaire et variations paléogéographiques au passage Cénomano-Turonien en Aquitaine -Nord (Charentes)

P. MOREAU

La limite Cénomaniens-Turonien n'a pas été définie à ce jour de manière précise sur la bordure septentrionale de la plate-forme nord-aquitaine.

Des sédiments marneux, sans marqueurs, matérialisent la zone de passage entre les deux étages. Ils peuvent correspondre aux zones à Juddii et Coloradoense, en partie ou totalité.

Cet intervalle stratigraphique se place dans un contexte de modifications fondamentales concernant la dynamique marine, l'eustatisme, les milieux, la sédimentation, les peuplements et le climat.

La dynamique marine est caractérisée par une pulsation transgressive majeure entre le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur/moyen. Le mouvement débute par une discontinuité au Cénomaniens supérieur/terminal avec rupture sédimentaire et remplacement de milieux très internes et superficiels à Rudistes et Préalvéolines par des environnements ouverts à Céphalopodes et microfaune pélagique, précédant une abondante sédimentation argileuse.

Cette évolution a été reconnue avec des expressions semblables ou voisines et des événements synchrones dans de nombreux bassins de la mésogée occidentale mais aussi dans le bassin de Paris. Elle participe à une élévation eustatique continue et générale jusqu'au Turonien inférieur (courbes de Vail) et peut-être au début du moyen en liaison avec l'évolution océanique

globale en Atlantique.

La sédimentation enregistre deux évolutions majeures à travers une diminution sensible du taux de carbonate et une modification dans la composition des cortèges argileux.

Les calcaires bioclastiques fins ou graveleux de la dernière plate-forme à Rudistes du Cénomaniens supérieur font place à des termes crayo-argileux dans la zone à Geslinianum puis à des marnes au-dessus.

La sédimentation argileuse est à smectite prépondérante devant l'illite et la kaolinite dans les bassins internes cénomaniens. A partir de la zone à Geslinianum, l'illite égale ou dépasse en importance la smectite. A l'étape suivante des marnes du passage cénomano-turonien, elle domine les cortèges pouvant représenter jusqu'à 80 % de ceux-ci. Son développement accompagne ainsi l'affirmation de l'ouverture marine.

Les changements de faunes se produisent dès le Cénomaniens supérieur. L'association benthique et chaude de la dernière plate-forme à Rudistes avec Coelentérés, Strombes et microfaune mésogéenne disparaît au profit de peuplements à Céphalopodes, Echinides, Térébratelles et Bivalves dans la zone à Geslinianum. La microfaune ne renferme plus qu'un nombre restreint de formes minuscules, benthiques et planctoniques.

Le passage Cénomaniens/Turonien

s'effectue ensuite dans des sédiments presque azoïques.

Céphalopodes (Ammonites et Nautilus) caractérisent avec les Inocérames la zone à *Nodosoides* du Turonien inférieur, tandis qu'au moyen des Vascocératidés mésogéens associés à des Coelentérés et à des Pleurotomaires précèdent le retour des Rudistes.

Au total, l'interruption des milieux à Rudistes concerne en partie ou totalité cinq zones d'Ammonites: *Geslinianum*, *Juddii* *Coloradoense*, *Nodosoides* et *Turoniense*. Cette très importante extension stratigraphique souligne la situation originale de la région nord-aquitaine à la frontière des domaines mésogéen et boréal.

La disparition des Rudistes et de la

microfaune benthique mésogéenne au profit de Céphalopodes ubiquistes et d'Inocérames suggère nettement un climat plus tempéré -donc un refroidissement- pour la période Cénomanién terminal/Turonien inférieur.

Les Echinides de la zone à *Geslinianum* confirment cette tendance. Dans cette zone, l'échinofaune se renouvelle avec 7 espèces nouvelles sur 13, qui passent ensuite dans le Turonien. Parmi elles, 5 appartiennent au royaume nord-africain selon Zöcke (1951) et Stokes (1975) et seulement 2 au royaume nord-européen. Au total, 55 % des formes sont maintenant septentrionales alors qu'auparavant, 60 % à 100 % des espèces cénomaniennes selon les niveaux sont d'affinité circum méditerranéenne.

Les Echinides du Cénomanien supérieur du Nigéria septentrional (Nord du Fossé de la Bénoué) et du Niger

D. NERAUDEAU

Les données bibliographiques sur les faunes d'échinides du passage Cénomanien-Turonien au Niger (1 à 7) et dans le nord du Nigéria (8,9,10) ont été confrontées aux informations fournies par un matériel inédit récolté récemment. La synthèse de l'ensemble de ces données échinologiques permet de reconnaître de fortes similitudes entre les échinides tardicénomanien du Niger et ceux du nord du Fossé de la Bénoué, au Nigéria. Ces similitudes témoignent de l'évènement transgressif majeur qui, dès la fin du Cénomanien, permet à de nombreuses espèces d'échinides de peupler la Téthys depuis le SW de la France jusqu'au Pakistan (11) et de prolonger leur extension vers le sud au Niger et au Nigéria.

9 espèces ont été recensées dans le Cénomanien supérieur du Niger et 2 d'entre elle sont absentes de la partie terminale de l'étage (Mecaster cf. batnensis et Mecaster cf. ameliae). Les 7 autres marquent la fin du Cénomanien et constituent également l'intégralité de l'échinofaune du Nigéria. Il s'agit de Phymosoma cf. regulare, Dorocidaris taouzensis, Diplopodia deshaysesi et surtout le "quatuor" formé par Mecaster pseudofourneli, Heterodiadema lybicum, Tetragramma variolare et Micropedina olisiponensis dont l'association caractérise la fin du Cénomanien dans toute la frange sud-téthysienne.

L'absence des mêmes espèces à la même

époque à Madagascar et en Afrique du SE (pourtant très riches en oursins fossiles) aux Caraïbes et en Amérique du Nord ainsi qu'en Angola et au Brésil (alors proche du Nigéria) est un argument en faveur d'une pénétration des faunes téthysiennes dans le nord du Fossé de la Bénoué, et peut être d'une communications marine entre la Téthys et l'Atlantique Sud vers la fin du Cénomanien.

Références :

- 1 - FURON R. (1935) - Arch. Mus. Hist. nat., série 6, 13.
- 2 - LAMBERT R. (1938) - Bull. Soc. géol. France, Série 5, 8.
- 3 - LAMBERT R. (1943) - Bull. Dir. Mines Dakar, 7
- 4 - JOULIA F. (1951) - Rapp. Dir. Mines Afr. occid. fr. (inédit)
- 5 - FAURE H. (1959) - Bull. Soc. géol. France, Série 7, 1
- 6 - FAURE H. (1966) - Bull. S.G.P.M., 36
- 7 - GREIGERT & POUUNET (1967) - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 48
- 8 - REYMENT R.A. (1956) G.F.F., 78
- 9 - REYMENT R.A. (1965) - Aspects of the geology of Nigeria, Ibadan.
- 10 - POPOFF M., WIEDMANN J. & DE KLASZ I. (1986) - Eclog. Geol. Helv., 79.
- 11 - ROMAN J., ROGER J., PLATEL P.-P & CAVELIER C. (1989) - Bull. Soc. géol. France, Série 8, 5.(2)

Les Echinides du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur de la Hamada de Tinhert (Sahara algérien)

D. NERAUDEAU*, G. BUSSON** et A. CORNEE**

La présence de couches riches en matière organique entre le Cénomanién supérieur et le Turonien inférieur est fréquente dans le domaine mésogéen, y compris en Berbérie orientale, sous le nom d'horizon Balhoul. Cet évènement par sa généralité (évènement anoxique océanique C-T des auteurs) et par le renouvellement de faunes dont il s'est accompagné, a entraîné un regain d'intérêt pour l'étude de ces couches. Dans ces conditions, il a paru intéressant d'amener des

précisions sur les dépôts contemporains du Sahara, caractérisés par des faciès calcaires, des épaisseurs très minces -ayant toutes chances de s'être accompagnés de condensation et/ou de lacunes- et une très grande abondance de fossiles, en particulier céphalopodes- actuellement en cours de révision- et échinides. La Hamada de Tinrhert , entre le méridien 6° W et la frontière algéro-libyenne, a été choisie pour l'intérêt et le développement de ses successions fauniques.

* Sciences de la Terre Université Bourgogne , 6Bd Gabriel 21000 DIJON

**(SDI 0189) Laboratoire de Géologie du Muséum, 43 rue BUFFON, 75005 Paris

[illegible]

Les rapprochements opérés entre les échelles boréales et mésogéennes des céphalopodes bouleversent actuellement beaucoup d'idées reçues sur la limite C-T en Afrique du Nord-Ouest. Nous nous contentons donc, dans le tableau ci-dessus, de préciser la répartition des échinides par rapport aux couches à

céphalopodes. Grâce à la grande extension de ces faunes d'échinides sur l'Afrique du Nord Ouest, cette répartition devrait déjà avoir pour intérêt de permettre de caractériser de nombreuses autres provinces sahariennes encore riches en échinides mais dépourvues de céphalopodes.

* Sciences de la Terre Université Bourgogne , 6Bd Gabriel 21000 DIJON

** (SDI 0189) Laboratoire de Géologie du Muséum, 43 rue BUFFON, 75005 Paris

**Organic carbon content/inorganic mineralogical and chemical variations
relationships in the Cenomanian-Turonian sediments
at site 603B, Leg 93, North Atlantic**

E. NICOT*, A. DESPRAIRIES, J.-P. HERBIN*****

The environmental conditions controlling the accumulation of high amounts of organic matter in the Atlantic ocean during Mesozoic times are still debated. Two hypothesis are currently proposed : high preservation of organic carbon under anoxic deep-water conditions or a high oceanic productivity.

Detailed studies made on the "C.T.B.E. event" by Herbin et al. (1987) have shown numerous and somewhat cyclic fluctuations of the organic content of the sediments at different scales. In order to identify the parameters that control the organic content variations, the inorganic components of the sediments have been investigated in details. Special attention was paid to the transitions between carbon-rich and carbon-poor sediments and two specific cycles were studied on a fine scale (every 2 cm).

The organic content of the sediments is

compared to :

1) variation in the proportions of detrital phases (quartz, illite/mica), clay minerals (kaolinite, smectite, interstratified clay minerals), zeolites, opal CT and pyrite, as determined by X-ray studies of the bulk- and <2 mm fractions of the sediments.

2) the chemical composition of the bulk-rocks, in particular the C-Fe-S-Si contents.

The complex and non systematic relationships between the organic and inorganic components result from the interactions of different parameters acting with various intensities through the stratigraphic sequence : degree of anoxia, productivity, detrital contribution and iron availability. Hence, the black shales formation appear as a sensitive record of the biogeochemistry of the ocean.

* Ecole Normale Supérieure, Département de Géologie, 24 rue Lhomond, F-75005 Paris.

** Université de Paris Sud, Laboratoire de Géochimie des roches sédimentaires, Bât 504, F-91405 Orsay.

*** Institut français du Pétrole, Département de Géochimie, F-92405 Reuil-Malmaison cedex.

Les transgressions Cénomano-Turonniennes dans le bassin des Iullemmeden (Niger) : Apports de l'analyse des argiles et des éléments-traces (Niger)

A. PASCAL*, K. ALZOUMA**, J. LANG*, B. MATHEY*, C. MEISTER***

Les analyses effectuées en complément des études des microfaciès carbonatés portent principalement sur les paragenèses argileuses (120 échantillons) et sur les teneurs géochimiques des phases carbonatées mesurées par absorption atomique (80 échantillons). Ces analyses sont interprétées en tenant compte des autres données fournies par les isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, par les figures sédimentaires et diagénétiques précoces ainsi que par l'analyse biostratigraphique à partir des ammonites (cf. résumé C. MEISTER et al., ce volume). Elles donnent des informations concernant l'héritage terrigène, le climat et l'océanité du milieu en rapport ou non avec l'ouverture du détroit entre la Téthys et l'Atlantique Sud.

1) Trois moments successifs sont mis en évidence par les paragenèses argileuses:

a) Paragenèse à palygorskite (et chlorite), lors du début de l'avancée marine au Cénomanien supérieur (biozone I de C. MEISTER et al., 1991), marquée surtout à l'Ouest, côté proximal. Ces argiles se sont néoformées à la faveur de confinement vers les rivages sous un climat relativement sec, contrasté et chaud. Une polarité marine SW-NE "proximal-distal" est alors établie, avec des teneurs plus riches en Ni et Cr au SW et les plus fortes teneurs en Sr à l'Est.

b) Paragenèse à smectite (et kaolinite détritique) de la biozone II à la biozone VIII. Le climat devenu plus humide permet le développement de zones bien drainées dans les impluviums en

amont et moins bien drainées en aval. L'augmentation de la glauconite marque un approfondissement de la tranche d'eau. Les petits foraminifères planctoniques de plus en plus nombreux soulignent l'ouverture marine. La Dalle à exogyres (biozone III) pourrait marquer le début de l'ouverture du détroit entre les deux mers avec une proportion plus importante de calcaire significatif ici de l'augmentation de la tranche d'eau. A ce moment, la polarité géochimique SW-NE "distal-proximal" disparaît, remplacée par des teneurs plus homogènes et plus fortes en Sr (élément marin).

c) Paragenèse à palygorskite (biozone IX), après la régression du Turonien moyen. La palygorskite réapparaît partout indiquant un climat redevenu plus sec. Les plus grandes quantités de calcaire et de glauconite sont en faveur d'une profondeur plus grande, mais pouvant diminuer jusqu'à l'émersion (dolomitisation, sheet-cracks, birds eyes, figures pédogénétiques).

2) Autres indications fournies par la géochimie. Les teneurs souvent faibles en Sr et les isotopes stables montrent le grand rôle joué par les eaux douces au cours de la diagenèse précoce (carbonates, sulfures-sulfates). Les quantités de Sr plus fortes (biozones III et IV) sont significatives d'une plus grande ouverture sur le large et ici probablement de l'ouverture du détroit. Ni, Cr et Zn sont retrouvés surtout en position proximale au début de la transgression (biozones I et II). Ni est ensuite distribué plus largement lors de l'ouverture

* Centre des Sciences de la Terre et URA 157, Univ. Bourgogne, 6 Bd Gabriel - 21000 DIJON (France)

** Dept. Géologie, Univ. Mamey, B.P. 10662, NIAMEY (Niger)

*** Museum Hist. Naturelle, CP. 434, 1211 GENEVE 6 (Suisse)

(biozones III et IV). A l'inverse, les teneurs en Mn relativement élevées, en rapport avec des arrivées d'eaux fluviales, diminuent nettement à partir de la biozone III. Cr qui ne se retrouve plus à partir

de la biozone III (sauf localement au NW) est aussi en faveur de l'ouverture marine à cette époque.

Foraminiferal response to the Late Cenomanian Oceanic Anoxic Event in Central Poland

Danuta PERYT

The microfaunal benthonic community undergoes significant changes in abundance and diversity through the Cenomanian-Turonian boundary interval.

In the late *Rotalipora cushmani* zone (late Cenomanian) there are extinctions within the major elements of the benthonic foraminifera with the loss of *Gavelinella baltica* Brotzen, *G. cenomanica* (Brotzen), *G. intermedia* (Berthelin) *Arenobulimina advena* Cushman, *Tritaxia macfadyeni* Cushman, *T. pyramidata* (Reuss).

The early *Whiteinella archaeocretacea* Zone benthonic communities are dominated by species: *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *Gavelinella berthelini* (Keller) and *Lenticulina rotulata* (Lamarck). A gradual upward increase in

diversity is started in the late *Whiteinella archaeocretacea* Zone (early Turonian). Apart from the low oxygen tolerant taxa, which dominate the latest Cenomanian communities *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Gyroidinoides subconicus* (Vasilenko) begin to become important contributors to the assemblages.

The change in the foraminiferal benthonic communities are consistent with the onset of oxygen minimum zone in the late Cenomanian selectively affecting the less oxygen tolerant species. Slow recolonization of the vacated niches during the early Turonian was most likely a result of the low migration rate of the benthonic foraminifera.

Cenomanian-Turonian boundary in the Mirdita zone (Albania)

Luftulla H. PEZA, Agim PIRDENI

Due to their later weathering, the Cenomanian-Turonian deposits of the Mirdita zone are more retracted with respect to the other Cretaceous ones. They are well represented at the northern part of this zone (north of the Kukës town in the Hasi region and in its southwestern part, in the Zeba highland, Arrën, Krejlurë and the Fani valley). West of Korça city, near the Voskopoja, occur and another outcrop of these deposits (south eastern Albania).

The Cenomanian-Turonian deposits are mainly developed in shallow sea facies and are represented by limestones rich in foraminifers, algae, nerineids, rudists etc., successively passed by the Lower Cretaceous ones.

In the Nasi region (Pashtrik mountain) the Cenomanian is represented by grey limestones, sometimes with chert lenses. The following forms are present: *Nezzata simplex*, *N. gyra*, *Pseudolituonella reicheli*, *Trochospira avnimelechi*, *Biconcava bentori*, orbitolinids, alveolinids, *Salpingoporella milvanovici* etc. The end of the Cenomanian is noted by the extinction of the orbitolinids, alveolinids, *Pseudolituonella reicheli* etc.. Radiolites sp., *Nerinea* sp., *Actaeonella* sp., etc. are also present. The limestones with scarce chert lenses belong to the Turonian. The Turonian deposits of this region are characterized by the abundance of Chondrodonta (Bivalvia). The transition to the Senonian is gradual.

In the Fan region, the Cenomanian consists of grey limestones (sometimes marly),

marls and dolomites. The present foraminifera are: *Pseudolituonella reicheli*, *Daxia cenomana*, *Biplanata peneropliformis*, *Nezzata simplex*, *N. conica*, alveolinids, *Cuneolina* sp., *Vidalina* sp. etc. The end of Cenomanian is noted by the extinction of *Daxia cenomana*, *Pseudolituonella reicheli*, alveolinids etc.. The Turonian limestones are successively set on them.

In the Arrën region, (southern part of the Zeba mountain), the Cenomanian deposits transgressively overlies ophiolitic rocks (serpentinites, dunites). They are associated with an iron-nickel body. They are successively followed by grey limestones rarely associated with conglomeratic and brecciated ones. They contain: *Pseudolituonella reicheli*, alveolinids, *Nezzata simplex*, *Biconcava bentori*, *Cuneolina* sp., *Vidalina* sp., *Gavelinella* sp., *Cylindroporella sugdeni*, *Terquenella* sp., etc. The Turonian deposits are successively set on them. They consist of limestones, rarely marly. The forms present are: *Moncharmontia appenninica*, *Dictyopsella kiliani*, *D. cuvillieri* (appeared firstly in Turonian) associated with *Biconcava bentori*, *Biplanata peneropliformis*, *Nummufallotia apula*, *Cuneolina* sp., *Minouxia* sp., miliolids etc.. Upwards, the Senonian deposits are successively set.

The Cenomanian and Turonian deposits are well developed also in the Krejlura region (more in the south west). They consist of grey limestones, often marly. The recognition of the Cenomanian-Turonian boundary is difficult.

L'enregistrement des événements de la limite Cénomanien/Turonien sur les plates-formes carbonatées de la Téthys

J. PHILIP

Dans les plates-formes carbonatées du domaine téthysien, la limite entre le Cénomanien et le Turonien est fixée par référence à l'évolution de l'écosystème benthique et notamment du couple Rudistes/Foraminifères benthiques. Cette évolution se marque par des étapes d'extinction ("stepwise extinction") de genres et d'espèces qui n'est pas sans relation avec les modifications de l'environnement. La limite Cénomanien/Turonien peut ainsi être placée à plusieurs niveaux, suivant le repère biostratigraphique choisi. De par sa grande extension géographique (du Portugal à l'Oman), l'acmé zone à *Durania arnaudi* (Choffat) peut être considérée comme une biozone de rudistes fiable et caractéristique du Cénomanien terminal. Par datation directe ou par encadrement, elle apparaît comme l'équivalent de la zone à *Juddii* mais peut s'étendre vers le bas dans la zone à *Geslinianum*. Comme l'avait pressenti d'Orbigny (1847) et comme cela a été admis au Colloque sur le Turonien (1983) l'apparition des Hippuritidae constitue un excellent marqueur de la base du Turonien, malheureusement identifiée en de trop rares points de la Téthys et occultée par les événements paléogéographiques qui caractérisent la base de l'étage.

Dans les plates-formes carbonatées, on est ainsi amené à définir une "zone de passage", d'épaisseur et de faciès variables qu'aucun argument biostratigraphique sûr ne permet de rattacher au Cénomanien, plutôt qu'au Turonien. Si l'on se place du point de vue de la Stratigraphie séquentielle, on constate que le développement

des plates-formes carbonatées au Cénomanien terminal est sous la dépendance de la transgression extensive qui caractérise cette période et qui recouvre largement les marges téthysiennes, notamment nordgondwaniennes. Les plates-formes carbonatées constituent le Prisme de Haut Niveau Marin progradant du cycle sédimentaire correspondant. Les communautés à rudistes, dominantes, y témoignent de conditions de milieu restreintes favorisant l'oligospécificité.

La crise majeure de l'écosystème récifal et, partant, des plates-formes carbonatées, intervient après cet épisode. Elle se traduit par un changement du régime sédimentaire, et par des lacunes de dépôt d'extension stratigraphique variable d'une région à l'autre de la Téthys, conduisant à un effacement, sinon à une réduction sévère des plates-formes carbonatées au Turonien inférieur.

Submersion, émergence, intensification des flux terrigènes, sont les principales manifestations paléogéographiques de cet effacement. Ainsi, la discontinuité séquentielle qui clot le dernier cycle cénomanien n'a pas une signification univoque.

Les causes de ce bouleversement sont difficiles à cerner car multiples. Des mouvements tectoniques distensifs ont été mis en évidence sur l'ensemble des marges téthysiennes, accréditant l'idée d'une restructuration du domaine téthysien au Turonien inférieur sans que les mécanismes globaux aient été complètement appréhendés.

Conjuguant leurs effets avec le remblaiement sédimentaire, les soulèvements ont accentué la

baisse relative du niveau marin sur les plates-formes internes et engendré une discontinuité d'érosion plus ou moins importante suivant les régions considérées. L'intensité de la tectonique distensive détermine l'importance du matériel carbonaté remanié au pied de la plateforme. C'est ainsi que les cortèges de Cône Sous Marin ou de Bas niveau sont fréquents dans le domaine apulien, moins répandus sur les marges nord-africaines stables. Les mouvements d'affaissement ont au contraire accentué la submersion des plates-formes.

Des changements climatiques semblent aussi devoir être pris en compte, et si un refroidissement global du domaine téthysien ne peut être actuellement retenu, une humidité plus grande au Turonien inférieur, liée à une modification de la circulation atmosphérique,

pourrait accroître l'érosion et expliquer l'arrivée des sédiments terrigènes sur les plates-formes.

En liaison avec le confinement du domaine téthysien et une haute productivité planctonique, les phénomènes d'anoxie ont également entravé le développement des bioconstructions sur la bordure externe des plates-formes et sont responsables dans certaines régions de l'arrêt du développement des plates-formes carbonatées.

Enfin, au cours du passage Cénomanién-Turonien, une lente dérive de la bioprécipitation des carbonates peut être constatée, surtout chez les rudistes, où les formes à calcite dominante prennent progressivement le pas sur les formes aragonitiques. La cause de ce changement progressif reste encore obscure et devra faire l'objet de recherches approfondies.

Quelques événements de la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin Anglo-Parisien

Bernard POMEROL* , Rory N. MORTIMORE**

La limite Cénomanién-Turonien (CTB) est caractérisée à l' échelle du globe par des accidents lithologiques , géochimiques ou faunistiques qui traduisent un événement paléoocéanographique majeur , une des grandes crises anoxiques globales (OAE de Schlanger & Jenkyns , 1976) . A la suite des travaux de Jefferies (1970) , la stratigraphie de la séquence de passage entre les deux étages (la Zone à *Actinocamax plenus* des anciens auteurs) a été décrite en détail dans le bassin Anglo - Parisien . Cependant , à partir de la coupe classique de Beachy Head (Sussex) , des données de terrain et géophysiques récentes sur cette Zone , tout en soulignant la répartition des différents traces fossiles , permettent de mieux caractériser certaines unités lithologiques (le " Melbourn Rock " en particulier) et de les repérer facilement du sud de l' Angleterre à l'est du bassin de Paris même lorsque la séquence de passage est fortement réduite . Cette limite Cénomanién - Turonien est également marquée par des accidents géochimiques (manganèse ou 13 C par exemple) , qui , mis en évidence pour la première fois dans le bassin Anglo-Parisien , se révèlent avoir également une répartition globale . En l' absence des fossiles marqueurs de zone , ils peuvent donc servir de base aux corrélations entre des domaines paléogéographiques différents (boréal , téthysien , atlantique central...) ou avec des régions où la biostratigraphie de la zone de passage Cénomanién - Turonien est plus détaillée (Western Interior , USA , en particulier)

The Cenomanian - Turonian boundary (CTB) is characterized by worldwide lithological and geochemical events and faunal turnovers which outline one of the major Oceanic Anoxic Event (Schlanger & Jenkyns , 1976) of the Cretaceous period . Following the works of Jefferies (1970) , the stratigraphy of the boundary sequence (the *Actinocamax plenus* Zone of the ancient authors) has been described in the Anglo - Paris basin by many authors . Including the classical section of Beachy Head (Sussex) , recent data (field work and geophysical) on that Zone , while displaying the repartition of various trace fossils , allow a better definition of the lithological units such as the Melbourn Rock . Equally better correlations from the Southern England to the Eastern Paris basin can be propounded , even when the boundary sequence is highly condensed . In addition , the CTB is characterized by geochemical shifts (manganese and 13 C for example) which , firstly described in the Anglo - Paris basin , have a worldwide occurrence . In the absence of markers fossils , they probably are one of the keys in the correlations between different palaeogeographical realms (boreal , tethyan , central atlantic...) and also with regions where the biostratigraphy of the boundary sequence is more detailed (Western Interior , USA , for example)

* Université Paris Val-de-Marne , 94010 CRETEIL , F

** Dept of Civil Engineering , Brighton Polytechnic , BRIGHTON 4 BN 7 GJ , UK.

The latest Cenomanian Anoxic Event : an update

I. PREMOLI SILVA

In the latest Cenomanian paleoceanographic characteristics of the whole ocean underwent a major changes. Such a changes are expressed in the sedimentary record by widespread black-shale layers, the Bonarelli Level, enriched in organic matter, mainly of marine origin, up to > 20 % t.w. and in the geochemical signature by a marked positive shift in $\delta^{13}\text{C}$ of > 2‰ frequently associated to organic rich deposits, which also yield an anomaly of rare elements, including also the iridium. Moreover, black shales are in general enriched in biogenic silica, either as chert layers and nodules or radiolarian sands, and fishes or scolecodonts may accumulate in some portions of them. In the absence of black shale a dissolution episode affecting carbonates or phosphoritic layers seem to replace them at mid depth environment.

Planktonic foraminefera and radiolarians underwent a major overturn across the Bonarelli event. The most specialized species and genera among the planktonic foraminifera, such as the rotaliporids inherited from the Albian, become extinct, whereas the younger stock, including the whiteinellids and dicarinellids, and other more opportunistic species survived to this event and will proliferate in the Turonian. Because the

rotaliporids decreased in abundance and the new forms appeared through a relatively long time-span, the paleoceanographic conditions leading to the Bonarelli Event began to change at least on million years before it as occasionally testified by the occurrence of some thinner black shale layers in several localities including the Umbria-Marchean Basin (Central Italy) within the late Cenomanian *Dicarinella algeriana* Subzone.

The preservation of organic matter associated with the rare earth element anomaly, the abundance of radiolarians and fish debris, the positive shift in $\delta^{13}\text{C}$, etc., all point to an exceptionally high fertility event at the ocean surface of global scale. The oceanic system, however is not prone to increase nutrient recycling at such a larger scale. In order to accommodate the Bonarelli Event recorded from the Tethys to the Pacific via Atlantic and Indian Oceans and from shelf to open ocean, an external mechanism is needed to abruptly trigger these so high eutrophic conditions, like a gigantic upwelling. High rate of volcanism might be responsible for the Bonarelli Event, but a change in climatic conditions such as higher seasonality or a sudden drop in the mean annual temperature (or a combination of both) cannot be ruled out.

Le passage cénomano-turonien en Tunisie centro-méridionale

S. RAZGALLAH*, D. TURKI*, J. PHILIP**, N. BEN HAJ ALI*, A. M.'RABET *, A. CHAABANI* ET G. THOMEL***

L'analyse biosédimentologique de la Dolomie du Gattar et ses équivalents calcaires en Tunisie centrale et méridionale a permis d'apporter des précisions biostratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques.

L'encadrement de la Dolomie du Gattar par des calcaires à ammonites à sa base et à son sommet, par la présence de rudistes en son sein, permet de l'attribuer au Cénomanién supérieur terminal.

La Dolomie du Gattar montre des variations de faciès et d'épaisseur du Sud vers le Centre Nord. Ainsi le faciès dolomitique au Sud, passe graduellement à des calcaires bioaccumulés voire même construits au Centre Nord. Ces différents faciès se sont déposés dans un environnement de mer peu profonde de type

plate-forme interne.

L'extension géographique de ces faciès témoigne de l'importance et de l'homogénéité d'une plate-forme carbonatée qui s'est développée à la fin du Cénomanién relevant ceux de la plate-forme saharienne. Dans ce domaine marin peu profond, se sont installés des édifices à rudistes et/ou à algues et stromatopores.

L'ensemble du dépôt Cénomanién supérieur forme une séquence de troisième ordre transgressive puis régressive, suivie d'une discontinuité majeure, au-dessus de laquelle le cycle Turonien démarre avec des dépôts plutôt marneux riches en foraminifères, ammonite et rudistes.

* Laboratoire de Sédimentologie et de Paléontologie - Faculté des Sciences - Tunis

** Centre de Sédimentologie-Paléontologie - Université de Provence - Marseille

*** Muséum Histoire Naturelle, 60 Bd Risso - Nice

A limite CénoMano-Turonien et la formation Bahloul dans quelques localités de la Tunisie Centrale

F. ROBASZYNSKI*, F. AMEDRO** et M. CARON***

En Tunisie centrale, la Formation Bahloul présente des caractéristiques lithologiques qui permettent de la reconnaître facilement sur le terrain : faciès laminé, noir, s'altérant en fines plaquettes claires (Burollet, 1956). Depuis Pervinquière (1903), la plupart des auteurs considèrent cette formation comme représentant le Turonien inférieur. Toutefois, des levés récents accompagnés de récoltes paléontologiques dans le CénoMano-Turonien de la région de Kalaat Senan ont montré que les ammonites venant de la Formation Bahloul indiquaient un âge CénoManien supérieur, au moins pour cette région. La coupe de l'oued Smara (SM in Robaszynski et al., 1990, cf référence) a été revisitée et a fait l'objet d'un levé détaillé avec récoltes paléontologiques multipliées. L'âge CénoManien supérieur est confirmé par la présence de *Calycoceras naviculare*, *Pseudocalycoceras* sp. et *Euomphaloceras septemseriatum*. En outre, si l'on accepte la recommandation internationale de placer la limite CénoManien-Turonien à l'apparition de *Pseudaspidoceras flexuosum*, le Turonien commence à SM 137 (voir figure). A noter que les premières formes du foraminifère planctonique ? *Whiteinella praehelvetica* / *Helvetoglobotruncana helvetica* sont présentes immédiatement au-dessus de ce niveau d'apparition.

La coupe de l'oued Smara étant en position paléogéographique intermédiaire entre une plate-forme au Sud et un bassin au Nord, on a complété l'information sur le Bahloul par le levé de 3 coupes :

- la coupe du Fej el Annaba, vers la plate-forme,
- les coupes du Koudiat Azreg et de l'oued Bahloul vers le bassin.

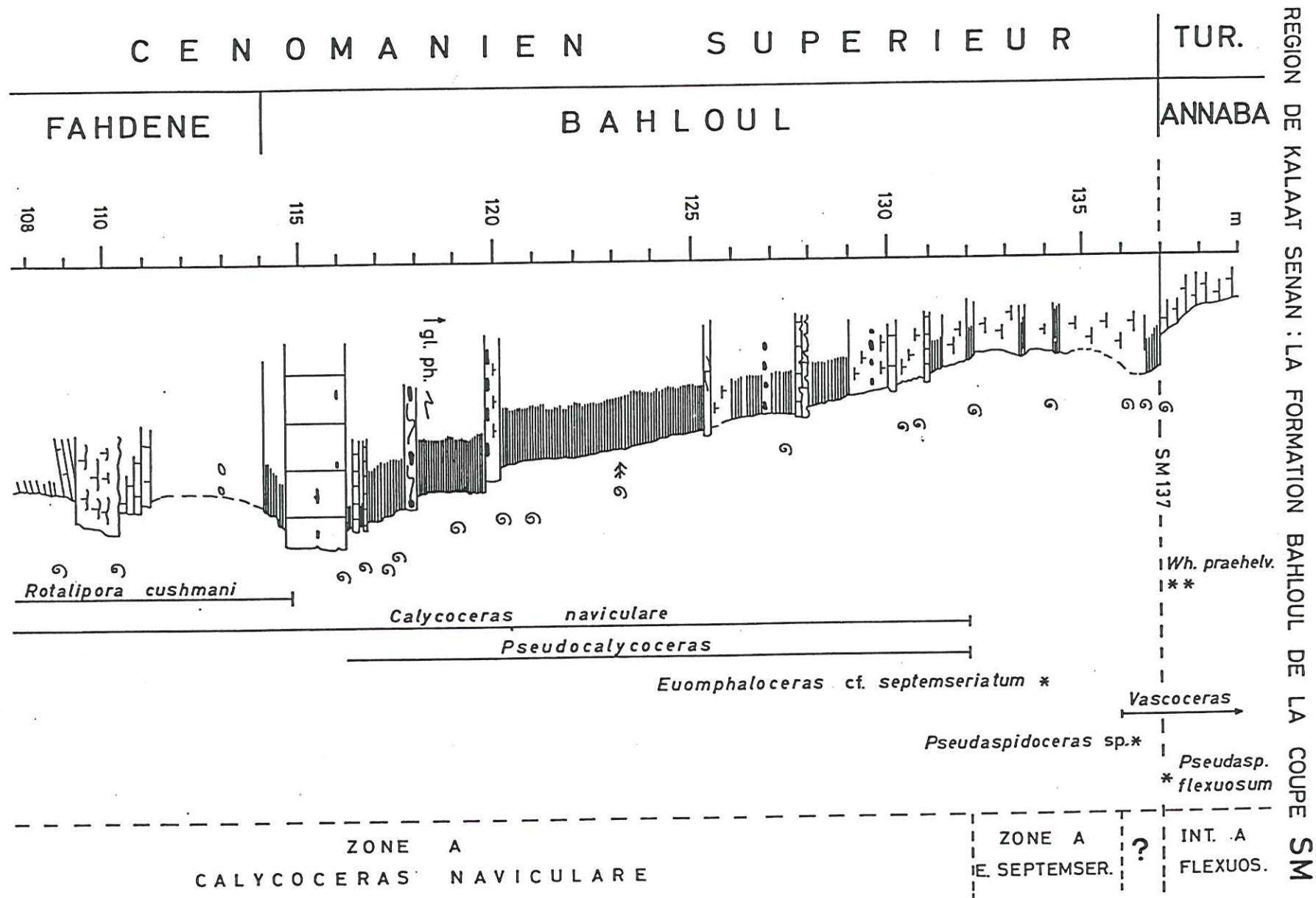
Un certain nombre de spécimens macropaléontologiques ont été dégagés dans les diverses coupes et sont en cours d'étude. Si les déterminations peuvent atteindre le niveau spécifique malgré le mauvais état de conservation des spécimens, souvent écrasés, on aura alors peut-être une réponse à la question si souvent posée : le Bahloul est-il une formation diachrone en Tunisie centrale ?

Référence : ROBASZYNSKI F., CARON M., DUPUIS C., AMEDRO F., GONZALEZ DONOSO J.M., LINARES D., HARDENBOL J., GARTNER S., CALANDRA F. & DELOFFRE R. (1990). - A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia : formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine, 14, 1, p. 213-384, 35 fig., 44 pl.

* Faculté Polytechnique de Mons-Belgique

** 26, rue de Nottingham, Calais-France

*** Institut de Géologie, Fribourg-Suisse.



Constraints on depositional environment derived from organic matter composition of CTBE black shales from offshore NW Australia and the Atlantic Ocean

Jurgen RULLKOTER and Ralf LITTKE

An evaluation of geochemical and petrographic data of organic matter in various deep-sea black shales deposited at the Cenomanian/Turonian boundary, in combination with sedimentological data, allows to put constraints on the depositional environment of these sediments. Extremely high organic carbon contents (> 10%) at low sedimentation rates (1-2 cm/k.y.) require oxygen-depleted bottom water masses for the organic matter to be preserved at this high level. The organic matter being predominantly of marine origin but having only moderately high hydrogen indices (up to 450 mg hc/g C_{org}) suggests that it is not preserved in a state as fresh as in shallow (shelf) environments or in areas where the oxygen-depleted water masses extend to near the sea surface. The dominance of (mostly large) bituminite particles indicates that the organic matter derives from

fecal pellets at the end of the marine food chain (which may explain depletion of hydrogen content) and that settling through the water column may have been fairly rapid. This water column may have been (partly) oxygen-rich, and this may be the reason why unaltered remains of algae and other planktonic organisms are subordinate in the organic matter of the black shales. Spatial variations of organic matter content in Cenomanian/Turonian boundary sediments, e.g. along the NW Australian continental margin, may then be explicable by the extension of both the oxic and anoxic water masses which in turn depend on variations in the intensity of primary bioproductivity in the surface waters and on the oceanic water circulation patterns. An attempt will be made to tie molecular organic geochemical data into this scenario.

La transgression du Cénomanien-Turonien dans la zone centrale d'Espagne ; séquences dépositionnelles et position de la limite Cénomanien-Turonien

Manuel SEGURA*, Alvaro GARCIA**, Jose GARCIA-HIDALGO*, Beatriz CARENAS ***,

Dans le secteur central de la Chaîne Ibérique la limite Cénomanien-Turonien se situe dans une séquence dépositionnelle transgressive-régressive, laquelle est délimitée par deux discontinuités majeures. Cette séquence dépositionnelle fut déposée suite à une transgression marine procédant de la marge atlantique de la Microplaque Ibérique. Cette transgression a occupé le bassin épicontinental de la chaîne Ibérique, et a déposé, dans ce vaste sillon sur la Microplaque Ibérique, les matériaux les plus marins de tout le Crétacé.

Cette séquence dépositionnelle est formée de six Macroséquences, chacune d'elles étant composée de faciès pélagiques au Nord et de faciès néritiques au Sud. Les faciès pélagiques sont des marnes et des calcaires noduleux avec ammonites, échinides, péléciopodes, etc. Les faciès néritiques sont constitués de diverses variétés de dolomies ; on peut reconnaître certains affleurements qui furent à l'origine des calcaires détritiques, de rudistes, etc.

Des six Macroséquence, la plus extensive est celle qui est la plus basse, les Macroséquences suivantes sont successivement plus régressives. On peut observer que d'une Macroséquence à la suivante, la limite entre les faciès néritiques et pélagiques se déplace vers le Nord. Le trait principal de la structure stratigraphique de cette séquence dépositionnelle consiste en une progradation des faciès néritiques sur les pélagiques, progradation qui est orientée vers le Nord ; la limite entre les deux types de faciès le long de la plateforme sédimentaire est

diachronique. En fonction de la géométrie des dépôts, de la distribution des faciès et de l'évolution paléogéographique des dépôts de cette séquence dépositionnelle, on peut considérer que les macroséquences 1 à 4 représentent le "highstand systems tract", et que les macroséquences 5 et 6 représentent le "regressive systems tract". Le "transgressive systems tract" serait représenté seulement par les calcaires avec foraminifères bentoniques à la base de la première macroséquence.

L'âge de ces matériaux remonte au Cénomanien supérieur et au Turonien moyen avec une possible incursion dans le Turonien supérieur. Ces âges ont pu être identifiés grâce à la présence d'ammonites et de foraminifères bentoniques dans la première macroséquence et d'ammonites dans les deux macroséquences suivantes. La première macroséquence remonte au Cénomanien supérieur. La seconde macroséquence doit correspondre au Turonien inférieur (Bas?) La troisième macroséquence contient une faune caractéristique du Turonien inférieur haut. Dans les trois dernières macroséquences, aucune faune de valeur chronostratigraphique n'a été trouvée dans cette zone, ce qui laisse supposer qu'elles appartiennent au Turonien moyen et même au Turonien supérieur, cependant, dans la zone centrale de la Péninsule Ibérique, la limite Cénomanien-Turonien ne coïncide pas avec la limite d'une séquence dépositionnelle majeure, au contraire, elle est située à la limite des macroséquences 1 et 2 d'un "highstand systems tract".

* Dpto, Geologia, Universidad de Alcalá de Henares, c/Madrid 1, E-19001 GUADALAJARA-Spain,

** Dpto, Estratigrafía, Facultad Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, E-28040 MADRID

*** Dpto, Quím, Agríc, Geología y Geoquím, Univ, Autónoma, c/Ronda de Toledo 9, E-28005 MADRID

Biostratigraphical aspect on the Cenomanian-Turonian boundary in Romania

Ladislau SZASZ, Jana ION

In Romania, Cenomanian and Turonian deposits have been found in both the Carpathians and platform regions. There are numerous regions where between the deposits of two stages a continuous sedimentation can be followed.

From macrobiostratigraphic point of view the situation is complicated because in the Upper Cenomanian of Romania only a single ammonite zone (*Eucalacoceras pentagonum* respectively) is known, whereas at least three successive zones exist in the same interval in western Europe. The *Eucalycoceras pentagonum* assemblage Zone is not precise enough to state that it represents the whole Upper Cenomanian or only a part of it. As regards the Lower Turonian it is relatively poor in ammonites, sparse specimens found so far indicating in most cases the *Mammites nodosoides* Zone. Ammonite species characteristic of the *Watinoceras coloradoense* Zone, not found yet. The only relatively rich Lower Turonian ammonite assemblage in Romania was found in Maramures (north of East Carpathians). Some species of this assemblage, as for example *Choffaticeras pavillieri*, occur in other regions especially in the *Mammites nodosoides* Zone. Other species, such as *Paramamites polymorphus*, occur not only in this zone but also in assemblages attached to the terminal Cenomanian (the *Fallotites subconciliatus* Zone in Spain).

Under these circumstances, the Cenomanian/Turonian boundary was generally traced on the basis of inocerami, the first appearance of *Inoceramus ex gr. labistus* marking

the base of the Turonian.

From point of view of the biostratigraphy based on planktonic foraminifera, the Upper Cenomanian from the Romanian Carpathians North Dobrogea is characterized by the successive events marking three Interval-Zones follows: a) the appearance of *Rotalipora ex. cushmani turonica*, which takes place at the top of the Upper Cenomanian, that is in the first levels bearing the macrofauna of the *pentagonum* Zone (in Carpathians) and immediately above the levels bearing the fauna of the *A. jukesbrownei* Zone (in the Carpathians the ammonite fauna equivalent of this zone North Dobrogea); b) the appearance of *whiteinella paradubia* follows within some levels lacking macrofauna but which in the Carpathians are overlying beds bearing the fauna of the *pentagonum* Zone; c) At the terminal part of Upper Cenomanian, within some sequences lacking macrofauna but enough near the first levels bearing *Inoceramus ex gr. labiatus*, appear *Dicarinella imbricata* and almost simultaneously *D. indica (=hagni)*, *D. biconvexa biconvexa*, *canaliculata*, *Archaeoglobigerina cretacea*. It is significant that all sequences bearing assemblage of the *E. pentagonum* Zone identified so far in Romania contain only microfauna of *R. ex. gr. cushmani-turonica* Zone. This could indicate that the *E. pentagonum* Zone characterizes only the lower part of the Upper Cenomanian.

The Lower Turonian is characterized

a) A part of the *D. imbricata* Zone at the basal part of the Lower Turonian, that is at the basal part of the sequences including the whole range of *Inoceramus ex. gr. labiatus*; b) *Helvetoglobotruncana helvetica* Interval-zone at the middle and upper part of the sequence bearing *Inoceramus ex. gr. labiatus* (in North Dobrogea and Carpathians) or characterizing (in the Carpathians) deposits bearing ammonites of the *Mammites nodosoides* zone; c) Lower part of the *Marginotruncana sigali* Zone, known in North Dobrogea at the terminal part of the sequence bearing *Inoceramus ex. gr. labiatus*. It would characterize the final part of the lower Turonian.

In North Dobrogea the assemblage of the *D. imbricata* Zone of the terminal Cenomanian is similar to that of the basal Turonian. In The Carpathians in the Turonian part of this zone appear *D. biconvexa gigantea* and *Whiteinella archaeocretacea*, but it is not possible to specify at present whether these appearances coincide with the Cenomanian/Turonian boundary. In the North Dobrogea, the first occurrence of the *W. archaeocretacea* (=lehmanni=*gigantea*) is in the

Upper Cenomanian, within the *W. paradubia* Zone. We should mention that some species of *Rotalipora* s.l. (as for instance *R. cushmani*, *R. turonica*, *Th. reicheli*) occur in the whole *D. imbricata* Zone in both the Carpathians and North Dobrogea. They are also present (in conditions which do not suggest a resedimentation) above the appearance level of *H. helvetica* in North Dobrogea or to appearance level of *M. sigali* or/and *M. schneegansi* in the Carpathians. In the Carpathians, above the last *Rotalipora* s.l. bearing levels from the base of the *M. sigali* Zone there is a pack of beds of black silty marls and black micaferous siltites or sandstones indicating an anoxic environment.

The data presented herein demonstrate that in Romania the Cenomanian/Turonian boundary cannot be traced on the basis of planktonic foraminifers. The extinction of *Rotalipora* s.l. or appearance of *W. archaeocretacea* were not proved to be bioevents useful in discussion of this boundary or in defining a zone situated at or on the Cenomanian/Turonian boundary.

Mécanismes de la nodulisation au passage Cénomano-Turonien coupe d'Agadir (Maroc)

S. TERRAB *, B. BEAUDOIN *, M. RENARD ** et N. EL KAMALI ***

L'étude litho- et biostratigraphique du Cénomano-Turonien (N. El Kamali, 1990) a apporté les premiers résultats significatifs sur l'excellente coupe située le long de la côte atlantique, à 25 km au Nord d'Agadir. L'ensemble de la falaise turonienne montre des niveaux laminés perturbés par la présence de nombreux nodules calcaires silicifiés sous l'effet de la diagenèse. La partie inférieure a été analysée en détail (S. Terrab, 1990), sur une épaisseur décimétrique avec une attention toute particulière portée à un nodule (fig. 1) de grande dimension (1m x 0,50m). Les lamines sont continuellement déformées, autour des nodules d'une part, et de l'intérieur vers l'extérieur de ceux-ci d'autre part, ce qui nous indique que la nodulisation fut progressive (B. Beaudoin, 1989) avec une compaction pré- et post-silicification.

Afin de mieux comprendre l'origine de la nodulisation et l'évolution diagénétique du sédiment originel, plusieurs méthodes d'étude ont été envisagées dont, tout d'abord:

La quantification du taux de compaction entre le nodule et l'encaissant (B. Beaudoin, et al., 1987) donnant des valeurs allant de 1 à 8. La valeur attendue pour des carbonates étant de 3 à 4, ces taux ne peuvent être envisagés sans considérer une soustraction de matière dans la zone "surcompactée", associée à une dissolution sous l'effet de la charge.

La quantification des carbonates par calcimétrie a permis d'estimer la repartition de matière à l'intérieur du nodule et dans l'encaissant, et a mis en évidence l'importance du CaCO_3 dans la zone très peu compactée par rapport à celle surcompactée: le déficit enregistré dans le

sédiment autour du nodule étant de l'ordre de grandeur de l'excès observé dans celui-ci.

Parallèlement, la détermination des divers constituants du nodule par diffraction des rayons X a souligné l'importance de la silice par rapport aux argiles, avec une plus grande concentration du quartz dans les zones très compactées. Cette silice recoupant, par endroits, les lamines à "l'emporte-pièce", souligne l'aspect tardif d'une des phases de silicification.

Les analyses géochimiques effectuées sur la fraction carbonatée des échantillons du nodule, le dosage des éléments traces (Sr-Mn-Mg-Fe) et les mesures des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone ont permis de caractériser le transfert de matières et d'apprécier les différents facteurs (salinité-dolomitisation/silicification-décomposition de la matière organique).

A une échelle plus réduite, l'analyse à la microsonde électronique, effectuée sur lame mince, a permis d'étudier, in situ, les variations des éléments (Ca-Si-Al-Fe) (fig. 2). Un bilan de matières, établi sur un même faisceau de lamines, a montré la diminution de la quantité du Ca dans la zone réduite en épaisseur, les quantités d'Al et de Fe n'ayant pas changé. Ces résultats soulignent l'homogénéité originelle du sédiment (lamine par lamine) et sa différenciation au cours de la diagenèse.

Sur ces bases, l'étude de l'ensemble de cette formation est en cours, après un levé détaillé et un échantillonnage précis de nodules à différents niveaux suivant des composantes horizontales et verticale, afin de déterminer les différentes étapes d'évolution de la nodulisation, aux différentes échelles.

* Ecole des Mines de Paris, CGGM-Sédimentologie, 35 rue St-Honoré, 77305 Fontainebleau.

** Université Paris VI, Labo. de Géologie des bassins sédimentaires, 75231 Paris Cedex 05.

*** Université Cadi Ayad, Faculté des Sciences, Département de géologie, BP 28/S, Agadir.

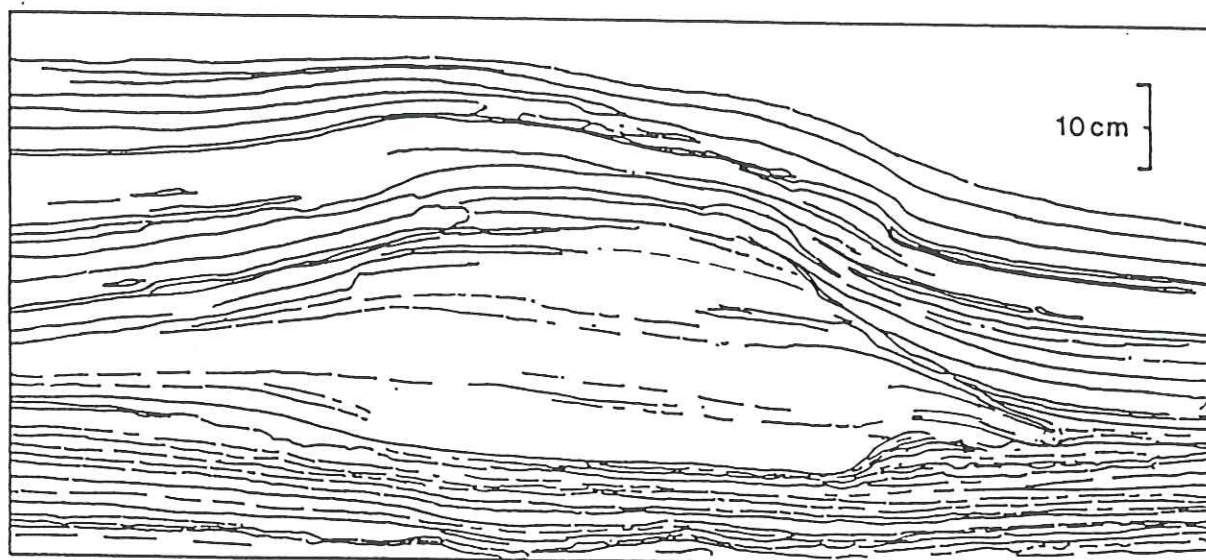


Figure 1 : Le nodule étudié

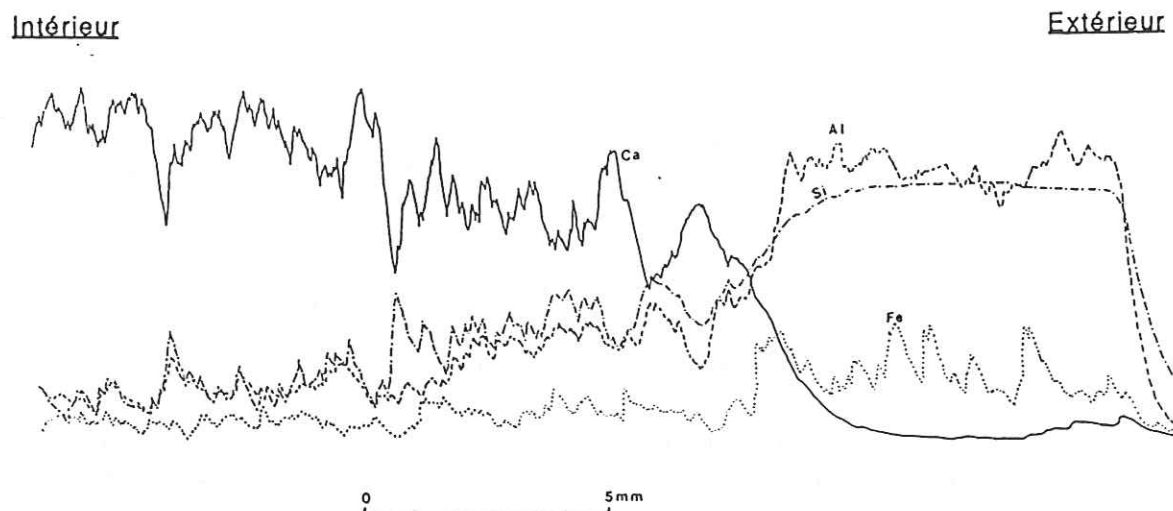


Figure 2 : Variations du Ca, Al, Si et Fe de l'intérieur vers l'extérieur du nodule

- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G., MAILLART J., PARIZE O., PINOTEAU B., PINAULT M., TRUYOL V. (1987). - Mesure directe de la compaction dans les sédiments. - *Genebass, Notes et Mém. CFP*, n° 21, chap. 11, p. 235-247.
- BEAUDOIN B., EL KAMALI N., MARRAKCHI C. (1989). - Nodulisation et compaction dans la série turonienne du bassin d'Agadir (Maroc). - 2ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des résumés, p. 23-24.
- EL KAMALI N. (1990). - Le Cénomano-Turonien de la région d'Agadir (Haut-Atlas occidental, Maroc). Biostratigraphie, sédimentologie et essai de caractérisation des séquences de dépôt. - Thèse 3ème cycle, Marrakech, 130 p.
- TERRAB S. (1990). - Etude de la nodulisation au passage céno-mano-turonien. Coupe d'Agadir. (Maroc). - Mém. DEA "Géologie et Géochimie sédimentaires", Univ. Paris Sud, Orléans, Paris VI, ENSMP, 70 p.

Les faunes d'Ammonites du passage Cénomanién-Turonien dans le Sud-Est de la France comparaison avec l'Afrique du Nord

Gérard THOMEL

L'analyse stratigraphique détaillée des dépôts cénomaniens pratiquée dans les chaînes subalpines méridionales depuis trente ans a fait apparaître d'intéressantes successions fauniques et autorisé l'élaboration d'une zonation fondée sur les représentants de la famille des ACANTHOCERATIDAE.

Pour l'essentiel les résultats acquis ont été exposés de 1961 à 1973: ils se sont avérés conformes à la partition de l'étage Cénomanién en trois termes majeurs reconnue généralement dans le monde entier.

En ce qui concerne la limite supérieure de l'étage, la question portait à l'époque sur la position précise de la "zone à Pénus" qui fluctuait, suivant les auteurs entre le Cénomanién et le Turonien et dont le sort a été fixé par les derniers Colloques sur le Cénomanién (1978) et le Turonien (1982). Je n'avais donc pas poussé mes investigations au delà de l'apparition des premiers *Metoicoceras*.

Tout ceci est aujourd'hui bien dépassé depuis que l'âge Cénomanién de riches populations portugaises et africaines, puis américaines, de VASCOCERATIDAE a été établie. Mais également depuis que la "zone à Juddii" a été mise en évidence dans le domaine boréal, bien au-dessus de la "zone à Geslinianum", c'est-à-dire de l'ancienne "zone à Plenus".

De nouvelles recherches dans le Sud Est de la France apparaissaient donc nécessaires, à titre comparatif avec les coupes fines publiées

depuis quelques années partout dans le monde. Ces investigations dans les chaînes subalpines méridionales ont été menées de pair avec l'analyse de faunes d'ammonites des mêmes niveaux de Tunisie, d'Algérie et du Maroc dont je disposais.

A partir de 10 coupes de référence se répartissant entre la plateforme (Beynes; col des Abbès près de La Palud (Alpes de Haute Provence); Caussols (Alpes Maritimes); le talus (Peyroules -Alpes de Haute Provence-); La Penne; Les Mujouls; Peille; Tourrette-Levens; St-Laurent-de Braus (Alpes Maritimes) et le bassin (Vergons -Alpes de Haute-Provence-), la zonation antérieure a pu être complétée par la mise en évidence de nouveaux termes.

On peut ainsi reconnaître, dans le Sud-Est de la France de haut en bas:

14: *Kamerunoceras turoniense* (d'Orbigny), *Lewesiceras plicatum* Housa.

13: *Mammites nodosoïdes* (Schlüter) et *Metasigaloceras rusticum* (Sowerby).

12: *Morrowites michelobensis* (Laube et Bruder), *Fagesia catinus* (Mantell), *Choffaticeras sinaïticum* (Douvillé), *Lewesiceras peramplus* (Mantell).

11: *Wrightoceras* (*Jeanrogericeras*) *reveliereanus* (d'Orbigny), *Choffaticeras pavillieri* (Pervinquière), *Paramammites polymorphus* (Pervinquière).

10: Niveau non encore caractérisé

9: *Watinoceras coloradoense* (Henderson), *W. devonense* Wright et Kennedy.

8: Niveau non encore caractérisé

7: *Vascoceras gamai* Choffat.

6: *Neocardioceras gr. juddii* (Barrois et Guerne)

5: *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin),
Thomelites serotinus Wright et Kennedy.

4: *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny),
Calycoceras naviculare (Mantell), *Worthoceras*
vermiculum (Shumard).

3: *Thomelites sornayi* (Thomel).

2: *Calycoceras hippocastanum* (Sowerby)

1: *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Brown et Hill), *E. gothicum* (Kossmat), *Pseudocalycoceras harpax lattense* (Thomel), *P. moustieriense* Thomel, *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny).

Soit le Cénomaniens supérieur (1 à 8); le Turonien inférieur (9 à 13); la base du Turonien moyen (14)

Tous les taxons caractéristiques sont figurés et comparés à des spécimens du Maghreb.

Modelling late Mesozoic paleoceanographic events: The example of the Cenomanian/Turonian Boundary Event (CTBE)

J. THUROW

The mesozoic pelagic realm is a favourable environment for the preservation and detection of paleoceanographic events. These events contribute to important information about the sensitivity of the ocean/atmosphere system to outside influence. Such short-termed events are well studied now for the Cretaceous. They represent unstable states of the oceans and are disrupting major sedimentary cycles, on various scales of intensity and distribution. All events have in common: (1) onset/end of 'event-characteristic' lithologies (e.g. black shales, radiolarites), (2) abrupt faunal changes or distinct extinction/evolution patterns, (3) sudden changes in sedimentary composition and geochemical patterns. Furthermore positive carbon isotope excursions and trace metal anomalies are recorded.

We will focus on the globally recorded Cenomanian/Turonian Boundary Event (CTBE) - the most distinct and best studied event. Modelling of this event in the past was always complicated by the lack of information about the paleoceanography of the Major Ocean at this time: the central Tethys (Pacific, eastern Indian Ocean). Recent ODP drilling off NW Australia gives new evidence for a global model.

Three major types of CTBE occurrences are discussed:

- 1.) Deep-water settings in the North Atlantic (DSDP/ODP Sites), CTBE-sediment thickness: few centimeters - few meters
- 2.) Shallow-water settings along the NW-african

margin

- the onshore Tarfaya Coastal (Upwelling) Basin, CTBE- sediment thickness: several tenths of meters

3.) Shallow- to deep water settings of the Tethyan realm (NW-Australia, ODP-Sites)

Based on the results obtained from a multidisciplinary study combining sedimentological/geochemical and paleontological /stratigraphical data in these areas we see that 1.) and 2.) are - despite the complete different environments - rather similar with respect to the event-features described above. The transect from shallow to deep in the open Tethys revealed again typical CTBE-sediments/ features in shallow-sites, while in the deep environments (> 3000m) oxic conditions prevailed.

From these data we conclude that in marginal seas (with respect to the Central Tethys) like the North Atlantic/Mediterranean oceanic circulation was restricted and the oxygen zone was strongly expanded. These seas were not very deep (max. 3000m) and became thus anoxic. In the open ocean the real deep environments (>3000m) remained oxic (Mn-enriched/carbon-free shales). Evidence for and dating of the CTBE in such environments is only given by the prominent radiolarian spike containing the typical cosmopolitan CTBE fauna.

The prime cause for the CTBE (and probably for the formation of the bulk of the middle Cretaceous black shales) is seen in the intense

mid-Cretaceous oceanic volcanism/ridge production leading e.g. to the formation of vast plateaus in the Cretaceous Pacific (large parts are subducted now) and to a strong sea level rise. This culminated in the peak of the Cenomanian/Turonian transgression which corresponds not only to the CTBE, but also to the maximum highstand of the sea level. Starving of terrestrial input and an expansion of shallow marine areas are evident. Flooding of large coastal areals increased the productive shelf environment

considerably and may be also responsible for the strong rise of the CCD in the open ocean.

Volcanism caused increased CO₂-/SiO₂-exhalations which led to: (a) strong phytoplankton blooming additionally enhanced by the leaching of large amounts of nutrients from the flooded areas; b) subsequent oxygen-depleted/anoxic conditions in shallower areas and storage of large amounts of carbon in the sediments (positive $\delta^{13}\text{C}$ excursions)

The Cenomanian-Turonian boundary events in the Central Parts of the Bohemian cretaceous basin : evidence and implications

David ULICNY*, Jana HLADIKOVA**, Lenka HRADECKA**

The record of the latest Cenomanian-Early Turonian events in the central parts of the Bohemian Cretaceous basin is confined to the "mudstone facies" or "Plenus mudstones" of the Peruc-Korycany Formation and its bounding surfaces

The Upper Cenomanian dark-coloured, pyrite-rich mudstones to marly mudstones represent the most offshore facies of the transgressive Peruc-Korycany Formation. Lithological changes on the basal and top omission surfaces bounding the mudstones as well as the lithological development within the mudstones indicate stepwise deepening of the depositional setting. The upper surface between the mudstone facies and the overlying Bila Hora marls, followed by a glauconitic horizon with phosphate nodules records a significant stratigraphic gap and condensation. The mudstone facies is referred to the *Metoicoceras geslinianum* ammonite zone; the overlying Bila Hora Formation belongs to *Mytiloides labiatus* inoceramid zone.

The organic carbon - to - reduced sulphur ratios (C/S) of samples of both the Upper Cenomanian and Lower Turonian rocks suggest less oxygenated to anoxic conditions during the deposition of the Upper Cenomanian mudstones, and a return to oxic regime in the Early Turonian. The Late Cenomanian anoxia is documented also by the upward-increasing degradation of macro- and microfossil assemblages.

The $\delta^{13}\text{C}$ record shows that the peak of the global positive carbon isotope excursion is not present in the cores from the center of the basin. Slightly higher (up to 3,5%) values occur in the basal Turonian deposits, above the boundary omission surface, and decrease rapidly upwards to normal values (approx 2%). This is supposed to be a record of declining isotope anomaly, while the peak of the positive excursion is "hidden" within the stratigraphic gap. Assuming that the $\delta^{13}\text{C}$ peak is supposed to be isochronous over large areas of Europe and falls within the upper part of *M. geslinianum* and the *Neocardioceras juddii* zone (Jarvis et al 1988, Peryt - Wyrwicka 1989), it can be considered that the gap in the sections studied embraces at least this stratigraphic interval. The marly matrix of Upper Cenomanian rocky coast conglomerates underlying the Lower Turonian marls near Kolln (to the SE from the area studied) shows highly positive $\delta^{13}\text{C}$ values (4,4%). It is probable that the transgressive facies close to the shoreline may have recorded the isotope excursion, while the eustatic rise caused stratigraphic gap and condensation in the sediment-starved distal offshore parts of the basin.

REFERENCES : Jarvis I et al (1988) Cretaceous Research, 9,3-103
Peryt D - Wyrwicka K (1989) Przegląd geologiczny, 11,563-569

* Faculty of Sciences, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czechoslovakia

** Geological Survey, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha- 1, Czechoslovakia

The Cenomanian Turonian Boundary interval in Colombia

Tomas VILAMIL and Erle G. KAUFFMAN

The Albian-Coniacian Villeta Group and equivalent La Luna Formation of Colombia and Venezuela contain a complete Cenomanian-Turonian (C-T) boundary sequence which has been studied through high resolution stratigraphic analysis; In the Magdalena Basin of Colombia, this sequence is contained within very organic-rich calcareous black shales cyclically interbedded with pelagic limestones and phosphate-rich intervals; Fossil preservation is exceptional at many levels; faunas are largely composed of warm temperate to subtropical molluscs also found in North America and Europe, allowing precise biostratigraphic correlations to be made. The C-T boundary in Colombia is characterized by the abrupt extinction of typical Cenomanian ammonite genera and

bivalve lineages (e.g. *Inoceramus pictus* and *I. tenuistriatus* lineages) and their replacement by typical cosmopolitan Early Turonian molluscs within a few meters of section. Extinction patterns are stepwise across the latest Cenomanian and Early Turonian, matching those in North America. The most severe extinctions are associated with a chemically unique interval of rapid, large scale trace element and organic carbon excursions, and an unusual lithic unit suggesting a highly altered volcanic ash bed. Stable isotope studies are under way. Graphic correlation of these geochemical, biological, and sedimentological data between Colombia, North America and England shows closely similar timing and sequencing of events, suggesting that the forcing mechanisms for the C-T mass extinction may have been global in aspect.