SGN--96-23

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Publication n° 23

I.S.S.N. 0291 - 3062

PASTER

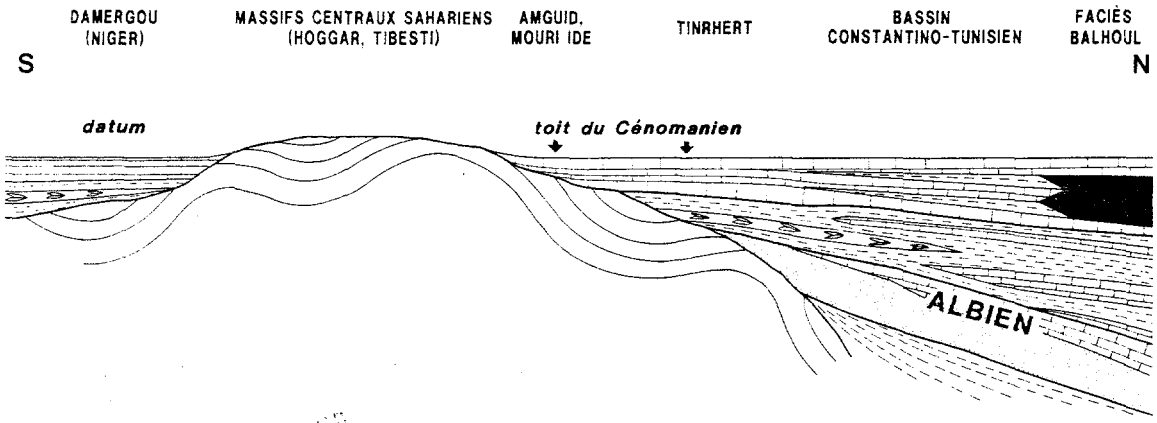
RECU LE
17 SEP. 1997
DIST / SCIBD

Georges BUSSON
et Annie CORNÉE

L'événement océanique anoxique du Cénomanien supérieur-terminal :

une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO_2 mantellique.

RECEIVED
OCT 15 1998
OSTI



DISTRIBUTION OF THIS DOCUMENT IS UNLIMITED
FOREIGN SALES PROHIBITED

S.G.N.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex

- 1996 -

DISCLAIMER

Portions of this document may be illegible electronic image products. Images are produced from the best available original document.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

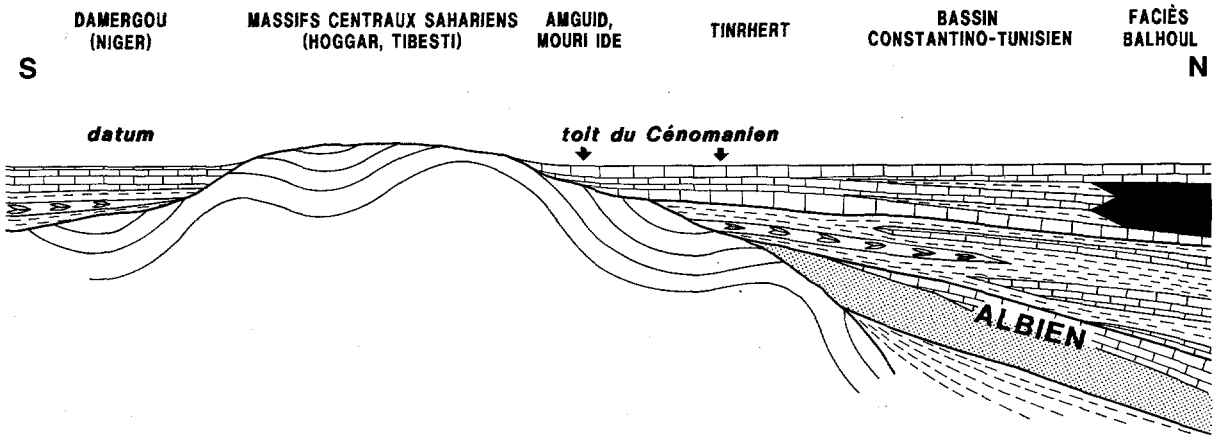
Publication n° 23

I.S.S.N. 0291 - 3062

Georges BUSSON
et Annie CORNÉE

L'événement océanique anoxique du Cénomanien supérieur-terminal :

une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO_2 mantellique.



S.G.N.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex

- 1996 -

Résumé

En introduction, il est rappelé que les données de l'exploration pétrolière ont établi, à l'échelle planétaire, l'exceptionnelle richesse du Crétacé moyen en roches-mères. Les forages océaniques ont permis de préciser l'existence d'événements océaniques anoxiques plus focalisés dans le temps. Parmi ces événements, c'est l'OAE 2, habituellement daté du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur, qui est examiné ici.

1- Les faits d'observation.

L'événement fait d'abord l'objet d'une étude portant principalement sur les caractéristiques qui pourront être discriminantes pour les interprétations génétiques. Nos considérations au sujet de l'extension de l'événement sur les continents et les marges continentales sont destinées à la fois à rappeler la généralisation de l'événement à l'échelle planétaire, sa présence fréquente sur les marges océaniques les plus variées -peu compatible avec l'interprétation par des upwellings-, les relations avec les dépôts cratoniques sans matière organique. Sur les relations entre les couches à matière organique et ces dépôts cratoniques, les données tirées du Nord-Ouest africain - y compris les travaux de terrain des auteurs de la présente synthèse - ont un caractère exemplaire et sont largement utilisés. L'extension au domaine océanique complète ces données. En outre, l'événement à matière organique ou plutôt l'événement à couches"sombres et plus ou moins finement laminées" a pu s'exprimer dans des lithologies relativement variées et non uniquement dans des shales -comme le suggère le terme black shales-. En domaine continental, les couches de cet OAE 2 ont pu s'étaler sur les aires structurales les plus variées. Une brève synthèse des données, chronologique, permet de rappeler à la fois la brièveté relative de l'événement -parfois obscurcie par l'existence de poussées prémonitoires ou récurrentes- et la probabilité d'un âge cénomanien supérieur-terminal (zone à Archeocretacea ou zone à Pentagonum et à Septemseriatum *pro parte*). Les relations de cet événement avec les phénomènes d'extinctions biologiques sont ensuite considérées.

Une synthèse de nombreux travaux portant sur la production de croûte océanique et sur le volcanisme du Crétacé moyen rappelle des faits essentiels. Sous l'effet de phénomènes relevant de la géodynamique interne, une production anomalique de croûte pendant le Crétacé moyen est responsable d'un dégazage de CO_2 d'importance exceptionnelle à la surface de la terre. Divers auteurs ont signalé, toujours pour l'ensemble du Crétacé moyen, la coïncidence de cette époque de production de croûte amplifiée avec des transgressions marines d'extension exceptionnelle : une production de croûte très forte aboutissant au débordement de la masse océanique sur le domaine épicontinental voisin. Les auteurs ont également insisté sur les relations causales devant exister entre une arrivée anomalique de CO_2 et les climats anormalement chauds et humides du Crétacé moyen. Ces éléments géodynamiques sont fondamentaux mais il est difficile de préciser leur part spécifique pour une période aussi brève que le Cénomanien supérieur-terminal.

La transgression eustatique du Cénomanien supérieur-terminal fait ensuite l'objet d'une étude impliquant à la fois les travaux des auteurs et une vaste synthèse bibliographique. L'étude est focalisée sur le Nord-Ouest africain, l'Europe occidentale et le Centre-Ouest des Etats-Unis, avec comme objectif de mettre en lumière, sur ces exemples, les caractères remarquables de cette transgression exceptionnelle - la plus étendue de tous les temps phanérozoïques - contraignants pour les hypothèses génétiques. Les rapports spatiaux et temporels de cette transgression océanique avec le dépôt de couches sombres laminées sont examinés.

2- Les interprétations proposées pour cet événement.

On examine dans un premier temps les interprétations mettant en jeu des faits d'observation. Ce sont tout d'abord les facteurs topographiques et structuraux proposés par des auteurs, par exemple pour rendre compte des "black shales" de l'OAE 2 dans l'Atlantique ou dans tel ou tel bassin épicontinental. On passe ensuite en revue les interprétations fondées sur le rôle possible des transgressions marines (production végétale amplifiée ou matière végétale des forêts noyées par la mer, production phytoplanctonique, taux de sédimentation amoindris préservant la matière organique d'une forte dilution, modifications climatiques imputables aux transgressions). On rappelle aussi les interprétations de l'événement ayant mis en jeu les climats particuliers au Crétacé moyen et l'on en montre les limites de validité. Les climats - comme d'autres facteurs invoqués par les auteurs -, pour être importants, nous paraissent difficilement pouvoir avoir pris une ampleur exceptionnelle pendant la brève période du Cénomanien supérieur-terminal.

D'autres interprétations se fondent sur des mécanismes non directement observables. L'invocation de différenciations et de circulations thermohalines particulières au sein des masses océaniques a fait appel aux modalités les plus diverses, parfois contradictoires. Ces phénomènes, dont le jeu prédisposant ou aggravant à l'égard de l'anoxie est tout à fait plausible tout au long du Crétacé moyen, ne paraissent pas avoir pu atteindre une phase paroxismale au Cénomanien supérieur-terminal. L'interminable opposition entre les partisans d'un confinement de type euxinique et ceux défendant un dispositif de type couche à minimum d'oxygène intermédiaire fait ensuite l'objet d'une revue critique. En dehors de toute différenciation de corps d'eau, une simple recrudescence du biota marin a pu être rendue responsable des événements anoxiques en particulier de cet OAE 2. Face à ces interprétations, *a contrario*, des auteurs ont considéré le Crétacé moyen comme une période de productivité phytoplanctonique moyenne à faible ! Les interprétations de Calvert, Pedersen et Calvert et le modèle de Manabe et Bryan s'avèrent tous très anticonformistes, récusant à la fois le jeu de l'anoxie dans la conservation de la matière organique des sédiments actuels et la stagnation des océans crétacés lors des OAE : ils sont donc examinés avec un soin particulier. Le recours aux hypothèses mettant en jeu des upwellings à l'origine de ces couches à matière organique fait également l'objet d'une étude critique.

Enfin une hypothèse de type "oecuménique" est défendue par de nombreux auteurs, suivant laquelle l'OAE 2 résulterait de la mise en phase de plusieurs facteurs génétiques différents qui n'étaient pas productifs de couches à matière organique tant qu'ils n'étaient pas en coïncidence. Cette hypothèse ne nous paraît pas devoir être acceptée.
Il est donc remarquable que ces interprétations si diverses, voire contradictoires, conservent des défenseurs parfois depuis plusieurs décennies. Aucune ne s'est imposée en dépit de la profusion d'analyses sur lesquelles elles sont fondées. On peut donc penser qu'un concept interprétatif nouveau est devenu nécessaire.

3- Le méromictisme océanique en relation avec le gaz carbonique en solution aqueuse.

Dans la nature actuelle, au Cameroun, les lacs Nyos et Monoun, situés dans une région volcanique, sont de petits appareils relativement profonds et qui ont pour particularité d'être alimentés en CO_2 mantellique. Récemment, les catastrophes imputables aux éruptions limniques, par dégazage brutal de CO_2 aqueux, sont venues rappeler et mettre l'accent sur des phénomènes physico-chimiques d'extension limitée dans la nature actuelle mais de portée considérable : des arrivées de CO_2 au fond d'un corps d'eau sont susceptibles d'engendrer ou de favoriser une stratification par densité, la mise en solution du CO_2 sous ses différentes formes possibles augmentant sensiblement la densité de l'eau profonde ou moyenne, qui finit par présenter un contraste de densité net avec la tranche d'eau superficielle d'où s'échappe le CO_2. Ces phénomènes apparaissent dès lors qu'il n'y a pas de facteurs de brassage opérants ou de dispositifs de dégazage adéquats.
Au Crétacé moyen, l'extrême faiblesse des circulations océaniques, en particulier des circulations profondes, du fait des facteurs structuraux rappelés ci-dessus auxquels devaient s'ajouter de moindres gradients climatiques latitudinaux, a constitué un dispositif hydrologique favorable au stockage et à la conservation du CO_2 au sein des eaux profondes et moyennes, à une époque où le CO_2 arrivait en quantité particulièrement abondante. Un dispositif de type Nyos à l'échelle extrêmement amplifiée des océans - au moins atlantique et téthysien - a donc eu toutes chances de se mettre en place dès le début du Crétacé moyen (-125 MA) avec un hypolimnion à gaz carbonique, plus ou moins stable et, au-dessus, un épilimnion normalement oxygéné. Ces conditions peuvent être responsables des couches à matière organique dans les océans (niveau E1) et dans différents bassins épicontinentaux.

Dans la mesure où les transgressions marines de ce Crétacé moyen sont mises en relation avec une production de croûte anomalique et les dégazages en CO_2 qui en sont la conséquence, la transgression absolument exceptionnelle du Cénomanien supérieur-Turonien doit correspondre à une apogée de ces phénomènes. C'est dire que, dès la zone à Pentagonum et jusqu'au Turonien basal ou inférieur, la production de croûte et de CO_2 a dû logiquement revêtir une ampleur extraordinaire. Dans ces océans peu brassés qu'étaient l'Atlantique ou les parties profondes de la Téthys, ce gaz a pu être à l'origine d'une stratification renforcée des eaux et, par conséquent, d'une très bonne conservation de la matière organique.

Le débordement de la mer sur les aires épicontinentales et continentales, correspondant à cette transgression eustatique extraordinaire du Cénomanien supérieur, a dû être tel qu'il y a eu aussi une élévation de l'hypolimnion à gaz carbonique, suffisante pour que celui-ci envahisse de très vastes zones épicontinentales, voire des bassins intérieurs (fosse vocontienne, Marches-Ombrie, Bassin Intérieur-Ouest du continent nord-américain, par exemple), où il a été responsable du dépôt de couches à matière organique. Le débordement de cet hypolimnion est évidemment resté en deçà de l'inondation marine elle-même. C'est-à-dire de l'extension de l'épilimnion qui est à l'origine du dépôt des faciès de plates-formes néritiques, normalement oxygénés, qui s'étendent sur les aires péricratoniques et cratoniques, au-delà ou même bien au-delà des couches à matière organique contemporaines. Ce débordement de l'hypolimnion, dense, a pu aller jusqu'à l'émission de langues d'eaux anoxiques en position intermédiaire dans les autres océans où elles ont pu être responsables de couches à minimum d'oxygène intermédiaires.

Les implications de l'interprétation proposée sont ensuite examinées du point de vue hydrodynamique. Les implications sédimentologiques sont envisagées à des échelles très différentes et portent aussi bien sur les caractères lithologiques des dépôts de l'OAE 2 que sur l'extension de l'événement dans les bassins isolés ou sur ses équivalents latéraux en région cratonique.On envisage également la principale objection à l'interprétation proposée : à savoir l'existence locale de couches calcaires dans l'événement à matière organique. Les phénomènes de cyclicité sont aussi évoqués.

Les relations entre le jeu de ce méromictisme océanique et l'évolution du biota pemettent de proposer des suggestions au sujet de l'extinction près de la limite Cénomanien-Turonien.

On examine ensuite l'extension éventuelle du modèle pour contribuer à rendre compte de la sédimentation radiolaritique de la Téthys ainsi que de diverses séries argileuses de plates-formes riches en matière organique. Enfin, l'ouvrage se conclut par les implications de l'interprétation proposée sur l'histoire des roches-mères et sur l'histoire de la terre.

Remerciements

Les auteurs expriment leur reconnaissance à Mlle Agnès Roure qui a très activement participé à l'effort documentaire et à la mise au point du manuscrit. Mme Michèle Baconat a été d'une aide précieuse pour la mise au point de la bibliographie. Mmes Sophie Guillon et Annie Maurs ont participé aux travaux de dactylographie. Mme Evelyne Cambreleng a réalisé la totalité des dessins originaux. Mlle Marie-Claire Laurent et Mme Jeannette Raynaud ont permis, par la lecture d'innombrables textes, de pallier les difficultés liées à la cécité de l'un de nous. Les auteurs ont profité depuis de longues années de l'environnement scientifique apporté par Denise Noël et Jean Bréhéret.

Quoique marginale par rapport au projet "Pélagites et nannophytoplancton calcaire mésozoïque", la présente étude a bénéficié de quelques subsides au titre des crédits alloués à ce projet (crédits BQR du Muséum National d'Histoire Naturelle 1994 et 1995).

Les auteurs remercient M. Jean Jacques Fleury et Mme Paule Corsin qui, après avoir relu ce texte, les ont fait bénéficier de remarques pertinentes. Mme P. Corsin a bien voulu en accepter l'édition dans les "Publications de la Société Géologique du Nord".

Abstract

The event.

The oceanic anoxic event (OAE), also known as C.T.B.E. (Cenomanian-Turonian boundary event), shows original features compared with the other OAEs. On one hand, it actually has a world distribution. It has been recognized in numerous sites from the Northern, the Central and the Southern Atlantic and ponctually reported from the Pacific and Indian Oceans. The organic rich layers are particularly abundant during a short interval, probably no more than one Foraminifera zone. Locally this period has been assessed at less than 1 MA. It occurs in both numerous deep oceanic sites and orogenic zones and stable platforms - covered by epeiric seas - where it may have an extensive spreading. This event coincides with a sea-level rise which is one of the most sudden and highest in phanerozoic times, so that it allowed scientists to found the eustasy concept. The marine, planktonic dominant nature of organic matter is another particularity of this interval compared with the previous mid-Cretaceous organic-rich layers. Finally this event stands out as an episode of faunal extinction which is remarkable, even though it is not the first one in the history of the Earth. In numerous cases, even when taxa of the upper Cenomanian times have not been extinct definitely, the Turonian biota shows such a specificity that it has been qualified as "cryptogenetic".

The previous interpretations.

The interpretations proposed for that event are numerous, often repeated, or contradictory and only a few recurrent topics may be recalled. The oceanic stratification - preservation factor of organic matter - is advocated by some authors, a stratification due to the flux of warm saline bottom waters, either from saline deposits, or from evaporitic platforms. If some authors invoke a classical euxinism, others, noting the distribution of this phenomenon up to the platforms, prefer invoking the theory of the spreading of an oxygen minimum zone. Numerous authors point out the greenhouse climate : warm, humid, lowering noticeably the thermal latitudinal gradients and responsible for sluggish atmospheric and oceanic circulations. The authors question the equatorial and latitudinal trend of the Tethys, contrasting with the meridional trend of Cenozoïc and modern Atlantic. High planktonic production has also been suggested. This factor even represents the first control on organic matter accumulation - including the Cretaceous black shales - for authors like Pedersen and Calvert who dismiss the idea of anoxia. Though some authors have considered the mid-Cretaceous time as a period of low productivity! Great oceanic overturns have also been suggested - rather contradictory to the often emphasized oceanic stratification -, as well as the part played by marginal upwellings or more general upwellings. The marine transgression on epeiric areas has also been questionned, either because of the forests which had been flooded on coastal plains, providing the seas with terrestrial organic matter, or because of the phytoplanktonic productivity enhanced by this transgression on epeiric seas. Finally some authors have regarded this event, though brief and worldwide, as the result of the conjunction of some factors which have been quoted above, the list being not exhaustive.

The basis of the new hypothesis.

a) It seems beyond doubt that the sinking of thermohaline waters to the bottom of mid-Cretaceous oceans and seas is a factor enhancing the water stratification and organic matter preservation. But, for the C.T.B.E., the reference to this mechanism is paradoxical. Contrary to the "hesitant" transgressions, often limited to bays of Aptian, Albian and lower and middle Cenomanian times, the great upper Cenomanian-Turonian transgression has flooded huge areas. It has pemitted the connection between seas which were separated - or which have been separated for a very long time -, this connection testified to by an uncommon faunal cosmospolitism. Thus it has produced a remarkable retreat of evaporitic facies.These new conditions are not likely to enhance the production of thermohaline waters on platforms and their sinking into oceanic troughs.

b) Some authors have noticed very high sea-floor spreading rates during mid-Cretaceous times, as well as a very intense volcanic activity during this period.These authors have established a relationship between these phenomena and the marine transgressions.The superplume responsible for the increased oceanic production has kept pace with a high mantle outgassing. These huge influxes of CO_2 have been taken into account for their climatic and atmospheric effects by several authors. On the contrary, the authors have not considered the possible effects of this increased CO_2 content of the ocean, except the rôle of acidity of deep-waters to rise the CCD.

c) In Cameroon the lakes Nyos and Monoun are characterized by an influx of carbone dioxide from the mantle. This gaz is likely to produce density stratification of the water body if there are not suitable overturn processes or outgassing mechanisms.

The proposed interpretation.

In mid-Cretaceous time, the great weakness of the oceanic circulations, especially the deep ones - due to the previously mentionned mechanisms - has allowed the development of an hydrological system favorable to CO_2 accumulation in deep and intermediate waters. From time to time, the upper part of the hypoliminion may have overflowed the epeiric marginal areas, enhancing the anoxic facies of the Aptian, Albian and lower-middle Cenomanian times. During the upper Cenomanian time an extraordinary overflow of the sea occurred on epeiric marginal and continental areas. This overflow has kept pace with a rise of the CO_2 - rich hypolimnion.This latter flooded very extensive areas ; though it did not spread beyond the boundary of marine upper Cretaceous facies. This rise of the hypolimnion and its spacial spreading have made it very unsteady. One or several phenomena, similar to those which have concerned the Lake Nyos and Lake Monoun, may have occurred with or without outgassing of carbon dioxide. These phenomena stopped more or less sharply the anoxic episode except in preferential areas where a better CO_2 storage might have allowed the perennity of the system responsible for the anoxia.

This hypothesis and its relation to the great eustatic transgression seems to account for the peculiar features of the C.T.B.E. at best ; especially it is likely to explain the remarkable faunal renewal coïnciding with this event.

INTRODUCTION

L'exploration pétrolière couvre d'un réseau plus ou moins dense, à l'échelle planétaire, la plus grande partie des bassins sédimentaires à terre et une proportion importante des aires marginales des bassins océaniques. Les résultats scientifiques issus de ces travaux d'exploration acquièrent donc de jour en jour une fiabilité plus grande. Or ces résultats, tels qu'ils ont pu être exposés par Irving *et al.* (1974), Tissot (1979), Tiratsoo (1984), Larson (1991b) convergent pour démontrer, par la considération de l'âge et de l'importance des roches-mères, qu'il y a eu une phase d'accumulation exceptionnellement élevée de matière organique dans les milieux sédimentaires du Crétacé moyen. Bréhéret (1995) rappelle que Klemme et Ulmishek (1991) ont estimé que 29 % des réserves mondiales proviennent de roches-mères du Crétacé moyen.

Dès les années 70 -c'est-à-dire très peu de temps après le démarrage des forages océaniques profonds- les océanologistes ont mis en évidence sur une aire immense de l'Océan Atlantique l'existence de couches riches en matière organique, traduisant des épisodes d'appauvrissement des eaux de fond en oxygène, de l'Hauterivien au Santonien (Schlanger *et al.,* 1987) soit localement, soit régionalement. Dès 1976, ajoutant des observations qui avaient été faites dans l'Océan Pacifique et dans l'Océan Indien, Schlanger et Jenkyns proposent la notion d'événements océaniques anoxiques, le premier de ces événements correspondant à une période allant du Barrémien à l'Albien et le second du Cénomanien supérieur au Turonien inférieur. Ryan et Cita (1977) proposaient peu après un troisième événement d'âge coniacien-santonien.

Un peu paradoxalement, c'est seulement après ces découvertes océaniques que la généralisation de phénomènes homologues a été mise nettement en évidence à terre, alors que ces affleurements continentaux faisaient l'objet d'études géologiques depuis plus d'un siècle. Ce paradoxe s'explique par le fait que ces faciès étaient peut-être moins étendus dans les aires des mers épicontinentales et par la plus grande variabilité des conditions de sédimentation des affleurements continentaux, liées à des situations locales plus changeantes, à des flux sédimentaires parfois considérables - diluant notablement la matière organique - etc.

Mais depuis plus de 20 ans, la synthèse entre ces deux domaines continentaux et océaniques progresse de jour en jour. Et on sait maintenant qu'au sein de ce Crétacé moyen la considération des accumulations de couches riches en matière organique permet non seulement d'individualiser mais aussi d'opposer deux périodes de durées inégales et nettement contrastées. De Graciansky *et al.* (1984), Herbin *et al.* (1986), de Graciansky (1987), Schlanger *et al.* (1987) et Arthur *et al.* (1990), parmi une multitude d'autres auteurs, ont ainsi opposé deux séries d'"événements" : ceux de l'Aptien-Albien sont diffus, compliqués, s'inscrivent dans une enveloppe de temps d'une vingtaine de millions d'années, ponctuée de dépôts à matière organique.

Bréhéret (1995) rappelle qu'au cours de l'Aptien-Albien, l'OAE1 est émaillé d'épisodes à matière organique dont la durée individuelle est comparable à celle de l'OAE2. Ce sont des

sous-événements océaniques anoxiques correspondant à des phases où le faciès black-shales s'est généralisé dans de nombreux bassins aussi bien océaniques qu'épicontinentaux. La contemporanéité exacte dans ces différents bassins n'est pas parfaitement assurée en l'état actuel de nos connaissances biostratigraphiques. Ces sous-événements successifs qui ont fait l'objet d'études récentes (Arthur *et al.*, 1990 ; Larson *et al.*, 1993 ; Bralower *et al.*, 1993 ; Bralower *et al.*, 1994 et Bréhéret, 1994 *in* Bréhéret, 1995) sont distingués dans une nomenclature comprenant l'OAE1a, b, c et d (cf. Fig. 1 *in* Arthur *et al.*, 1990).

Cet ensemble diffère profondément de l'événement de la limite Cénomanien-Turonien (Cenomanian-Turonian boundary event) qui serait à la fois bref, synchrone, tout en étant extrêmement étendu, à l'échelle planétaire. Ce sont ces caractéristiques singulières qui nous ont poussés à nous intéresser ici à ce dernier événement.

Une autre caractéristique fondamentale semble opposer, en particulier dans le domaine océanique, ces deux phases riches en matière organique. Dès 1972, Berger et Von Rad ont signalé que les couches de l'Aptien-Albien étaient surtout riches en matière organique d'origine terrestre et continentale tandis que les couches de la limite Cénomanien-Turonien abondent en matière organique marine planctonique. Cette généralisation a été reprise dans les articles fondamentaux sur l'événement de la limite Cénomanien-Turonien (Jenkyns, 1980 ; Arthur *et al.*, 1985 ; Schlanger *et al.*, 1987). Philip *et al.* (1993) ont noté que les sédiments du Cénomanien inférieur et moyen ont une teneur en matière organique faible avec une composante terrestre importante (type III ou type IV) ; alors que durant le Cénomanien supérieur la quantité de matière organique a augmenté et la composante de type II est devenue dominante. Bien que cette dernière observation ne puisse faire l'objet d'une généralisation planétaire, le fait est néanmoins intéressant. On ajoutera que dans l'Aptien-Albien cette matière organique terrestre est souvent associée à des sédiments détritiques, argiles en particulier et que cette recrudescence détritique importante du début du Crétacé moyen (Weissert, 1990 *in* Bréhéret, 1995) est comtemporaine de la disparition des plates-formes carbonatées "urgoniennes" en de nombreuses régions. Au contraire, la matière organique, qui est de type surtout marin au Cénomanien-Turonien (cf. les études fondamentales de Farrimond *et al.* 1990 *in* Bréhéret, 1995), est contemporaine quant à elle d'une phase d'extension considérable des sédiments calcaires sur les plates-formes.

Du point de vue nomenclatural, nous n'emploierons pas systématiquement le terme habituel de black shales. Nous lui préfèrerons celui de couches sombres laminées. Car il est fréquent que ces dépôts ne soient pas réellement noirs*, ni toujours constitués de shale, mais souvent formés de calcaires feuilletés voire de bancs siliceux comme dans le Tell algérien ou le Rif marocain (voir ci-dessous). La lamination originelle de ces couches est un caractère tout à fait habituel. Avec l'altération météorique qui s'exerce sur les affleurements, elle se traduit par une fissilité plus ou moins fine et plus ou moins poussée.

* Bréhéret (1995), qui ne récuse cependant pas le terme de black shale, observe que, dans la série qu'il étudie, ces couches ont des teintes qui peuvent aller du gris sombre au gris-beige clair.

CHAPITRE I

LES FAITS D'OBSERVATION.

1. L'ÉVÉNEMENT ANOXIQUE DU CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR-TERMINAL.

1.1. L'extension de l'événement anoxique.

Le texte ci-dessous évoquant la localisation connue des affleurements de l'événement ne saurait être exhaustif. Il en est de même de la carte mondiale schématique qui est seulement destinée à illustrer à la fois la généralité et l'extrême dispersion des principaux témoins connus (fig. 1).

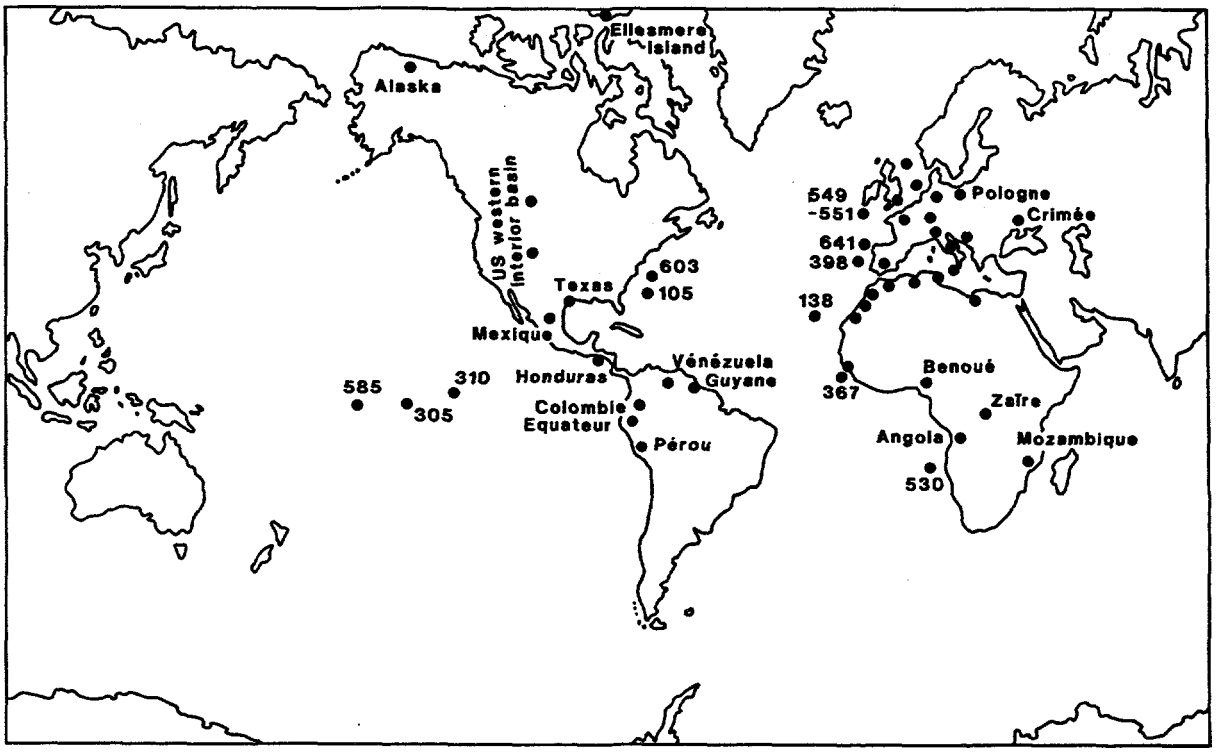


Fig. 1. Carte mondiale de la localisation des coupes du Cénomanien-Turonien riches en couches sombres laminées. Principalement d'après Schlanger *et al.* (1987) et des données complémentaires de Herbin *et al.* (1986), Arthur *et al.* (1990).

a) Les continents et les marges continentales.

- *Afrique du Nord et côte occidentale d'Afrique* (fig. 2).

En Tunisie centrale, le membre Bahloul correspond à un développement important de faciès riches en matière organique, sur une épaisseur pouvant atteindre 30 m dans la région type d'Oued Bahloul, à 16 km au Sud-Est de Maktar. Les couches sombres laminées sont en

particulier constituées de calcaires feuilletés et de passées plus argileuses et elles sont riches en organismes planctoniques oligospécifiques (Burollet, 1956 ; Burollet *et al.*, 1978 ; Schlanger *et al.*, 1987). Maamouri *et al.* (1994) citent parmi ces faunes : des ammonites, des calcisphères, des Rotalipores, *Witheinella* et *Dicarinella*. Des auteurs (Ben Hadj Ali *et al.*, 1994 et Maamouri *et al.*, 1994) font allusion à des phénomènes de ravinement importants, en particulier à la base et au sommet de ce membre Bahloul. L'âge de cette unité lithologique a été longuement controversé. Gargouri-Razgallah (1983), qui conclut à un âge turonien inférieur, énumère quelques uns des auteurs qui l'ont attribuée au Cénomanien supérieur (Sigal, 1977 ; Bellier, 1983 ; Boltenhagen, 1975 ; Bismuth *et al.*, 1981) et de ceux qui l'ont attribuée au Turonien inférieur (Burollet, 1956 ; Dufaure, 1976). D'après les études récentes de Robaszynski *et al.* (1990, 1993), le membre Bahloul, riche en matière organique, débuterait dans la zone à Pentagonum pour s'étendre jusqu'à la base du Turonien. Maamouri *et al.* (1994) proposent une attribution d'âge similaire et semblent faire légèrement déborder le membre sur l'étage Turonien, tandis que Ben Hadj Ali *et al.* (1994) semblent exclure l'attribution de la base du membre à une partie de la zone à Pentagonum.

Vers le Sud ces faciès argilo-calcaréo-bitumineux s'étendraient au moins jusqu'à la latitude du Djebel Asker où le faciès, moins épais, pourrait être d'installation plus tardive (Abdallah, 1989 et 1995).

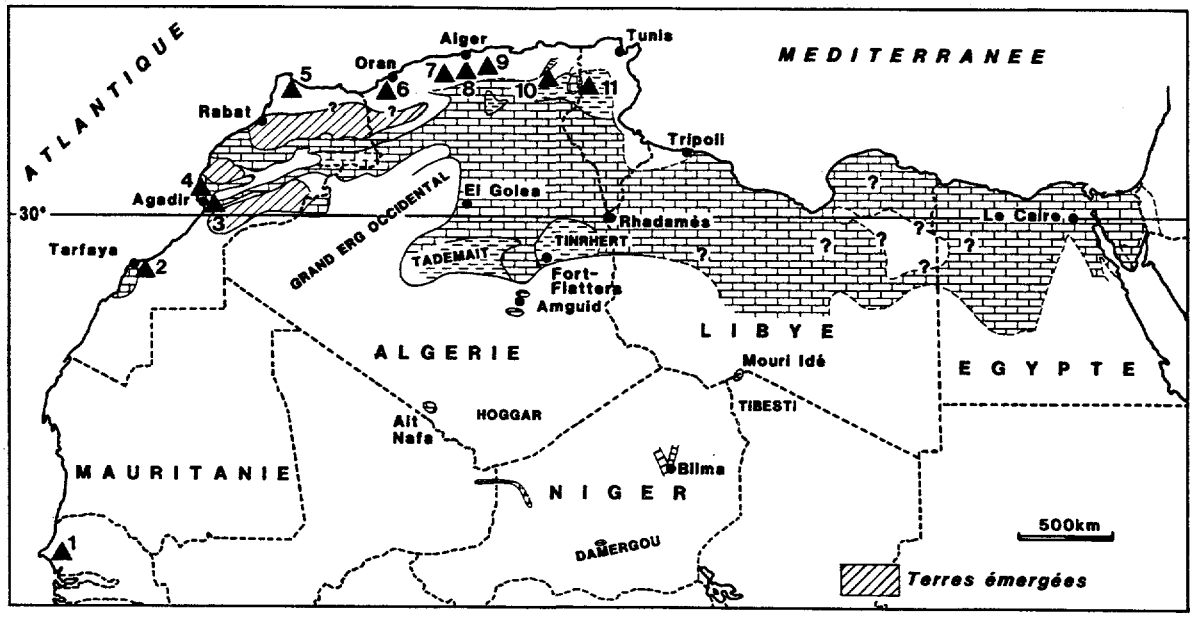


Fig. 2. Carte des faciès du Cénomanien supérieur-Turonien (barre turonienne *auctorum*) du Nord de l'Afrique avec localisation des sites contenant des couches sombres laminées. D'après Busson (1972), fig. XIII-2, Burollet et Busson (1983), pl. 2 et de nombreuses références bibliographiques citées dans le texte ci-joint. On notera que les faciès à matière organique de Berbérie orientale, du Tell, du Rif et du littoral atlantique du Maroc et du Sahara occidental enserrent, côté nord et ouest, le vaste craton du N. O. africain aux couches dépourvues de matière organique.
1 : Casamance ; 2 : Tarfaya ; 3 : Agadir ; 4 : Essaouira ; 5 : Rif ; 6 : Tessala ; 7 : Ouarsenis ; 8 : Titteri ; 9 : Biban ; 10 : Nementcha ; 11 Bahloul.

Vers l'Ouest, dans le Constantinois (fig. 3), toute une gamme de faciès a été repérée, que nous allons évoquer du Sud vers le Nord. Dans la partie considérée par tous les auteurs comme autochtone, Laffitte (1939) signale dans la coupe de Hammam Chamora des marnes noires, qu'il situe près de la limite Cénomanien-Turonien ; tandis que des récurrences apparaissent plus haut, dans le Turonien. Vila (1980) décrit dans la coupe du Djebel Bou Arif, quelques kilomètres au Nord-Est de Batna, dans une série qu'il attribue au Turonien basal, des "alternances de marnes grises et de calcaires marneux blanchâtres, en plaquettes (débit en feuillets millimétriques ou centimétriques), à niveaux glauconieux et de calcaires zoogènes ocres, noduleux, en bancs décimétriques". Dans la même province, Hamel (communication orale, 1991) signale dans les Nementcha (sans autre précision de lieu) des faciès à matière organique à l'affleurement et en sondages. Dans ce que Vila attribue au parautochtone, au Djebel Hammimat, au Nord d'Aïn Beida, cet auteur date des "faciès noirs" du Turonien inférieur.

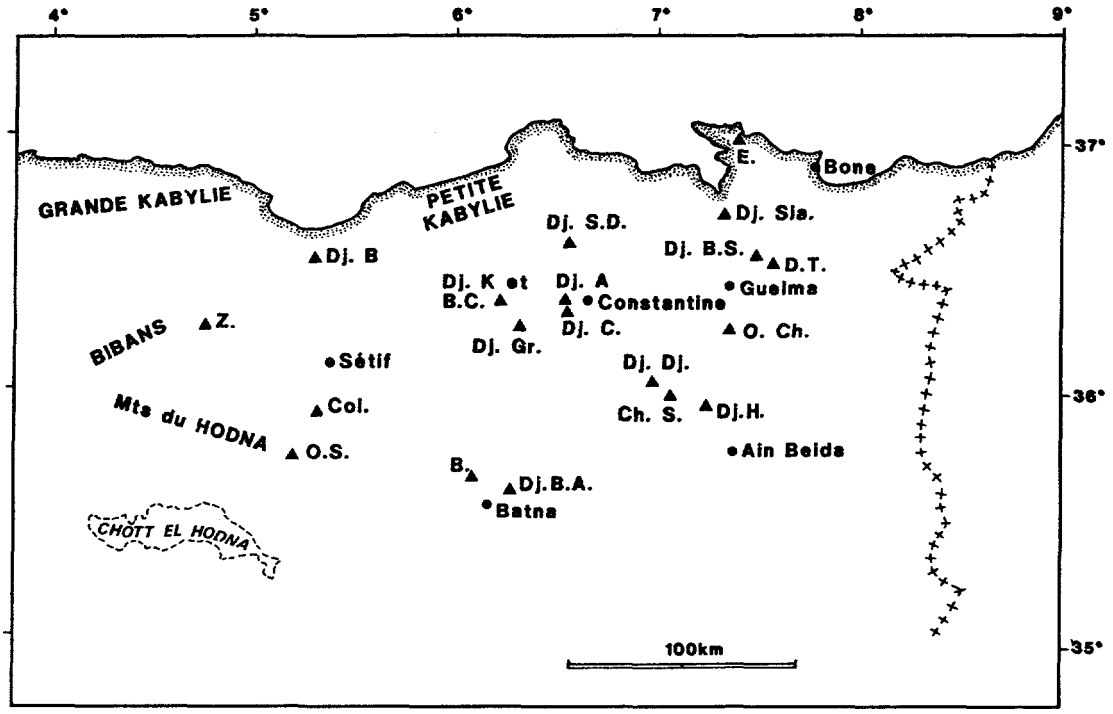


Fig. 3. Carte de localisation des coupes comportant des couches sombres laminées et/ou des couches siliceuses ou des phtanites dans la région du Constantinois, datées du Cénomanien supérieur ou du Turonien inférieur. Etablie principalement d'après des données de Vila (1980) et des auteurs cités dans le texte ci-joint.
B. : Belezma ; Ch. S. : Chebket es Sellaoua ; Col. : Colbert ; D. B. S. : Djebel Bou Sba ; D. T. : Douar Talha ; Dj. A. : Djebel Akhral ; Dj. B : Djebel Babor ; Dj. B. A. : Djebel Bou Arif ; Dj. C. : Djebel Chettaba ; Dj. Dj. : Djebel Djaffa ; Dj. Gr. : Djebel Grouz ; Dj. H. : Djebel Hamminat ; Dj. K. et B. C. : Djebel Kenazaa et Bou Charef ; Dj. S. D. : Djebel Sidi Driss ; Dj. Sia : Djebel Safia ; E. : Edough ; O. Ch. : Oued Cheniour ; O. S. : Oued Soubella ; Z : Zemmoura.

Plus au Nord, dans le domaine allochtone, la première bande correspond aux faciès Sellaoua de Vila (1980). Ainsi, au Djebel Djaffa, le Turonien se présente comme une "biomicrite à cassure sombre, en fines plaquettes, à patine blanche". Au Sud-Est de Constantine, à l'Oued Cheniour, Blayac (1912) attribue au Turonien (ou peut-être encore Cénomanien) des "marnes

schisteuses bleuâtres et calcaires en plaquettes sans fossiles et dont l'épaisseur totale est de 45 à 50 m." Le môle constantinois *sensu stricto* se particularise par la présence de faciès néritiques. Dans son unité pénitellienne, Vila (ibid.) parle d'un repère à silex noirs, en bandes à la base du Turonien, en particulier dans le Djebel Kenazaa et Bou Charef ; ces séries telliennes pouvant être charriées sur les couches néritiques de Constantine. A l'Oued Athménia, le même auteur place dès la base du Turonien ce repère à silex noirs. Il en est de même au Djebel Chettaba, à proximité de Constantine, où le Turonien débuterait également par un repère à silex noirs. Dans la cuvette de Guelma, Vila décrit une série qu'il attribue au flysch kabyle, où le Cénomanien comporte des phtanites. Le flysch maurétanien comprend également un Cénomanien microbréchique, à bandes silicifiées blanches, comme à Ziane ou à Kef Mezzouch (Raoult, 1974). Plus au Nord enfin, Vila, dans une unité qu'il attribue à l'ultra-tellien, évoque la coupe de Djebel Safia qui montre des phtanites d'âge cénomanien-turonien, lenticulaires "très semblables à celles du Djebel Aouara". Dès 1957, Hilly a signalé dans l'Edough des jaspes à radiolaires, des marnes et argilites feuilletées, des calcaires à grains fins, des calcaires feuilletés et des schistes noirs plus bitumineux. Cette série est attribuée par l'auteur au Cénomanien supérieur, un des niveaux à radiolaires pouvant toutefois être du Turonien.

Dans un domaine se situant légèrement à l'Ouest du précédent, les faciès siliceux semblent débuter plus au Sud que sur le méridien de Constantine. Ainsi, le Turonien inférieur (*auctorum*) débuterait par un banc siliceux, dans l'Oued Berriche dans les Monts du Belezma, dans la coupe du Djebel Otsmane, dans les Monts du Hodna ainsi que dans l'Oued Soubella (Vila, 1980). Au Nord du Djebel Soubella, Savornin (1920) signalait dans le dôme de Colbert, au-dessus d'un Cénomanien supérieur calcaire et marneux, un Turonien fait de bancs de calcaires très réguliers avec existence de zones siliceuses et de bancs de calcaires à rognons de silex vers la partie inférieure.

Au Nord-Ouest, les Biban fournissent un jalon intéressant. Caire (1957) a décrit dans la série bibanique, au-dessus d'un Cénomanien marneux épais (plus de 500 m) un Turonien fait de "calcaires en plaquettes et feuillets noirs...contenant des bancs de silex noirs à nids pyriteux, localisés dans les cinq premiers mètres de la division" [(p. 229-230) (coupes de Zemmoura, Bab-es-Srhir, Bab-el-Kebir)]. Dans les Babor (Petite Kabylie), Obert (1981) a décrit des faciès à matière organique, depuis le Vraconien jusqu'au Cénomano-Turonien. Vila rappelle l'existence d'un "Turonien à silex noirs".

En Grande Kabylie, les séries massiliennes typiques comprennent un Cénomanien souvent microbréchique et plus ou moins silicifié, surmonté d'un repère à phtanites blancs ou noirs du Cénomanien supérieur-Turonien franc. Vila cite ainsi, d'après Gélard (1979), les coupes de Port Gueydon et du Haut Sébaou.

On aura pu noter dans cette évocation des travaux sur le Constantinois et les confins algérois une apparence d'incohérence dans les attributions stratigraphiques. Cela peut tenir au faible contenu en fossiles des couches de la zone de passage Cénomanien-Turonien et à l'hétérogénéité des déterminations de foraminifères planctoniques .

Dans l'Algérois (hormis la Grande Kabylie évoquée ci-dessus) et dans l'Oranais, nous nous contenterons d'évocations plus sommaires. Des faciès à matière organique ont également été

signalés dans les Monts des Ouled Naïl (Emberger, 1960) ; mais ils semblent cantonnés à l'étage turonien, les niveaux les plus bas étant déjà superposés aux couches à *Bauchioceras nigeriensis*. Au Nord, dans le Tell, de très nombreux affleurements sont caractérisés soit par la présence de matière organique et de couches siliceuses, soit simplement par la présence d'un certain nombre de couches siliceuses, équivalents des "phtanites" des géologues marocains. En fait, il s'agit d'une bande fort complexe car ces affleurements apparaissent aussi bien dans différentes unités charriées que dans un autochtone ou subautochtone sousjacent. Leur datation est difficile et, comme dans le Constantinois, n'a fait souvent l'objet que de travaux anciens. Suivant les lieux, ils ont été attribués au Cénomanien supérieur ou Turonien inférieur ou à une zone de passage. Les principaux de ces affleurements se situent dans les Monts du Titteri (Guillemot, 1952), dans l'Ouarsenis oriental (Mattauer, 1958) et occidental (Polvêche, 1960), dans les Monts du Tessala (Fenet, 1975).

Dans le Maroc septentrional, le Rif est le domaine des phtanites, en général imputées au Cénomanien supérieur-Turonien (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962 ; Kuhnt *et al.*, 1986 et 1990). Ces couches ont en commun avec les couches siliceuses d'Algérie d'être parfois très fortement décalcifiées.

Sur la façade atlantique du Maroc, les couches riches en matière organique à proximité de la limite Cénomanien-Turonien sont largement développées et connues de longue date. Pour s'en tenir aux travaux relativement récents, dans la région du Haut-Atlas, et tout particulièrement dans les deux golfes qui l'échancrent (Essaouira au Nord et Agadir au Sud), ces couches ont fait l'objet des études de Wiedmann *et al.* (1978), Einsele et Wiedmann (1982), Würster et Stets (1982), Thein (1988). Au Sud de l'Anti-Atlas, le golfe mésozoïque -et tout particulièrement crétacé- de la région de Tarfaya offre également de beaux affleurements de Cénomanien-Turonien riches en matière organique (Choubert *et al.*, 1966 ; Wiedmann *et al.*, 1978 ; Einsele et Wiedmann, 1982).

Plus au Sud encore, ces dépôts à matière organique existent dans le vaste bassin continental et surtout marin d'Afrique occidentale qui couvrirait de l'ordre de 340 000 km^2 (Herbin *et al.*, 1986). Ce bassin s'étend depuis le Rio de Oro, le Sénégal, la Gambie et la Guinée Bissao et se prolonge vers le large jusqu'aux îles du Cap Vert. Herbin *et al.* (*ibid*) évoquent les résultats des très intéressants forages de Casamance maritime (en particulier les puits CM1, CM2 et CM10) : des couches bitumineuses au COT particulièrement élevé existent au toit de la Formation "Banc du large" (Cénomanien) et à la base de la Formation Brikama (Turonien). 330 km à l'Ouest de ces puits, le forage océanique profond 367 (leg 41, Lancelot *et al.*, 1977) a traversé une succession du Crétacé moyen- supérieur particulièrement riche en faciès organiques.

Au Nord du Golfe de Guinée dans les zones littorales et marginales, des faciès à matière organique ont été signalés en abondance dans le Crétacé moyen. Le plus souvent, il n'est pas facile de les localiser avec une grande précision stratigraphique. Par contre, dans la fosse de la Bénoué (Nigéria), les auteurs (par exemple, Petters et Ekweozor, 1982) ont décrit des couches à matière organique dans le Cénomanien supérieur ; faciès qui s'avère récurrent plus haut jusque dans le Sénonien. Des couches de même âge (cénomanien supérieur et surtout turonien) ont été signalées également sur le flanc de Calabar, au Sud du Nigéria (coupe de Odukpani *in* Dessauvagie, 1972).

Plus au Sud les données sur la côte ou la marge atlantique provenant surtout de l'exploration pétrolière n'ont pas été en général publiées dans le détail. On sait toutefois que même en Angola (Brognon et Verrier, 1966) des faciès à matière organique ont été signalés dans la formation Cabo Ledo d'âge cénomanien.

Au Mozambique, dans le Crétacé moyen, Nunes (1966) -à partir des données de subsurface- a décrit la formation Domo comme une séquence de grès marneux et silteux dominée par des argiles noires ou grises contenant de la pyrite.

- *Continent américain.*

Sur le continent nord-américain, les couches riches en matière organique dans le Cénomanien supérieur-terminal sont également très développées. Wall (1983) *in* Schlanger *et al.*, (1987) a décrit dans l'île d'Ellesmere - une des îles de l'Arctique canadien - à la base des Kanguk Shales, une unité noire, feuilletée, d'âge cénomanien supérieur-turonien inférieur ou turonien inférieur.

En Alaska, Schlanger *et al.* (1987) cite, d'après Lanphere et Tailleur (1983), le membre Shale Wall dont la partie inférieure, datée du Cénomanien terminal-Turonien basal, est constituée de *paper shales*, noirs, ferrifères, qualifiés d'*oil shales* à faible teneur.

On connaît le membre Bridge Creek de la formation Greenhorn dans le bassin du Colorado. Ce membre et ses équivalents existent aussi dans les états du Kansas, Nouveau Mexique, Oklahoma (Elder et Kirkland, 1985). Des faciès équivalents sont également connus dans le nord du Bassin Intérieur Ouest, dans le Manitoba et jusque dans le Saskatchewan (Simpson, 1975 *in* Schlanger *et al.*, 1987).

Schlanger *et al.* (1987) rappellent les résultats des études de Frush et Eicher (1975) sur les faunes de foraminifères des régions de Big Bend au Texas et au Mexique. Ces auteurs avaient déduit de ces études la probabilité de conditions de dépôt en eaux appauvries en oxygène. Toujours d'après Schlanger *et al.* (1987), Davis (1958) a décrit dans le Sud du Texas la formation Pepper Shale - probablement d'âge cénomanien-turonien - comme des shales fissiles, noirs, pyriteux, à nodules phosphatés qui ont été interprétés comme déposés en conditions réductrices.

En Amérique centrale, Hedberg évoquait jadis (1964) les formations riches en matière organique du Crétacé de la Luna au Vénézuela oriental, de la Villeta en Colombie, la formation Napo en Equateur. Au Honduras (Finch, 1981 *in* Schlanger *et al.*, 1987), des couches à matière organique du même âge reposent brutalement sur des calcaires d'eaux peu profondes contenant des faciès récifaux. Cette superposition brutale souligne qu'il n'y a pas, dans ces faciès à carbone organique un phénomène primordialement bathymétrique qui aurait eu toutes chances d'être plus progressif et de se faire par relais lithologique et par intermédiaires environnementaux. Schlanger et Jenkyns (1976) ajoutaient à ces mentions celles du leg 15 et ils ont confronté ces données océaniques profondes à celles de la formation Querecal au Vénézuela occidental et aux formations Gautier et Naparima Hill inférieure dans l'île de la Trinité. Philip *et al.* (1993) considèrent, au sujet de l'Amérique centrale, que les dépôts riches en matière organique de cette région ont culminé à la limite Cénomanien-Turonien, c'est-à-dire dans la

zone à *Archeocretacea* qui semble avoir donné des roches-mères productives, en particulier en Colombie et au Vénézuela.

Les travaux récents de Mello *et al.* (1995) confirment et précisent les données relativement anciennes évoquées ci-dessus. Dans une étude consacrée à la formation Napo de l'Equateur, ils rapprochent ses couches riches en matière organique de celles des formations La Luna au Vénézuela, Villeta et Gacheta en Colombie et Chonta au Pérou. En outre, dans cette formation Napo, ils individualisent un épisode particulièrement riche en matière organique à la limite Cénomanien-Turonien. Notons que ces auteurs imputent la bonne conservation de la matière organique à une stratification des eaux marines dont seraient responsables des eaux salines, chaudes et denses en profondeur .

Au Nord du Pérou central, Jaillard et Arnaud (1991) signalent un événement anoxique au dessus de couches à *Neolobites*. Koutsoukos *et al.* (1991) dans une étude des roches-mères crétacées du bassin de Sergipe au Brésil évoquent plusieurs niveaux d'âge crétacé moyen et en particulier un au Cénomanien terminal-Turonien basal ; ce dernier étant caractérisé par une prédominance écrasante (80 %) de phytoplancton calcaire.

- Europe occidentale

Dans le domaine boréal européen l'écho de l'événement anoxique existe également dans de nombreuses régions. En Angleterre, le *Black Band* a été décrit par exemple par Hart et Bigg (1981) dans le Yorkshire et l'Humberside. Le niveau à *Plenus* existe dans le Sud de l'Angleterre, en Mer du Nord, dans le Nord de la France (Jefferies, 1963 ; Juignet 1980 ; Amédro et Robaszynski, 1993). Observons que le *Black Band* n'est en fait qu'un équivalent partiel du niveau à *Plenus*, correspondant approximativement au banc 6 de ce niveau. En Belgique (Robaszynski, 1971), ce niveau à *Plenus* peut venir en discordance sur le Paléozoïque. Dans une grande partie du domaine germanique des couches de marnes noires, bitumineuses, sapropéliques ont été signalées dans le Cénomanien-Turonien. Citons en particulier ces niveaux à Wünstorf et Misburg (Ernst *et al.*, 1979 *in* Schlanger *et al.*, 1987). La matière organique ayant piégé préférentiellement du ^{12}C, les couches riches en matière organique correspondent souvent à une déflection positive de la courbe du $\partial^{13}C$. Ces affleurements allemands ont fourni un exemple de bonnes corrélations permises par ces courbes de $\partial^{13}C$ entre les couches à matière organique et leur équivalent épicontinental d'un domaine de plate-forme plus externe (fig. 10 *in* Schlanger et al., 1987).

Ce niveau à *Plenus*, intercalé dans les craies de l'Europe du Nord, se présente souvent sous forme d'une vire argileuse remarquable au milieu des séries de calcaires. Mais ce niveau à *Plenus* de l'Europe du Nord apparaît en général plus mince, moins riche en matière organique, peut-être moins étendu stratigraphiquement que l'événement homologue de la Téthys. En outre, il est moins laminé et les indices d'anoxie -ou au moins d'hypoxie- ne reposent souvent que sur l'absence de foraminifères calcaires benthiques.

Dans le domaine d'Europe occidentale de la Téthys l'événement à matière organique du Cénomanien supérieur-terminal est représenté de façon particulièrement remarquable. Il a été

minutieusement décrit dans les Alpes françaises sous le nom de niveau Thomel (Crumière, 1991) où son épaisseur peut dépasser 10 m. D'après Crumière (1989), le benthos disparaît dans ce niveau et le plancton lui-même est rare dans les horizons laminés où ne persistent que de minuscules formes globuleuses et peu variées (*Hedbergella, Globigerinelloides*), toutes caractéristiques des eaux de surface. Il manque les formes globuleuses de plus grande taille et les carénées et un tel manque ne peut être donc imputé à la dissolution pendant la chute vers le fond*. En Marches-Ombrie, l'événement est représenté par le mince niveau Bonarelli (environ 1 m) très décalcifié et qui s'intercale dans des calcaires micritiques à foraminifères et nannofossiles planctoniques du Cénomanien (dessous) et du Turonien et du Sénonien au-dessus (Arthur et Premoli-Silva, 1982). On a également signalé ce niveau dans les calcaires crétacés des Alpes de Venise, (Schlanger et Jenkyns, 1976). Des couches homologues ont été également signalées dans les Préalpes médianes par exemple dans la coupe de Châllihorn (Caron et Dupasquier, 1989). Un niveau de "black shales" est en effet présent dans la zone à Archeocretacea dans les parties relativement subsidentes du bassin, avec des enrichissements en radiolaires, quelquefois sous la forme de petits lits siliceux. Les auteurs cités imputent les passées de couches sombres laminées à des approfondissements et à la position intramarginale du bassin - isolé entre des failles au Nord et au Sud -. C'est-à-dire à des facteurs purement locaux. Sans anticiper sur la suite, disons déjà que ces facteurs locaux ont essentiellement joué pour permettre l'expression locale du phénomène général responsable de l'extension planétaire de ces couches à matière organique. Rappelons enfin que Kuhnt *et al.* (1986) ont exposé synthétiquement les modalités diverses sous lesquelles les couches à matière organique du même âge apparaissent dans le domaine pénibétique. Le niveau peut se réduire à 1 m de phtanites et argilites noires avec localement des COT pouvant dépasser 30 %, faciès comparables à ceux évoqués ci-dessus dans le Rif, partie méridionale et complémentaire de l'Arc de Gibraltar (Thurow et Kuhnt, 1986).

- *Proche Orient.*

Au Proche-Orient, nous nous en tiendrons à quelques références ponctuelles. Ainsi en Israël Flexer *et al.*(1986, *in* Arthur *et al.* 1990) et Flexer *et al.* (1993) ont décrit un "Cénomanien-Turonien" à matière organique dans la formation Daliyya. Philip *et al.* (1993) écrivent que l'événement de la limite C-T a fourni des roches-mères efficaces en Arabie Saoudite. Bordenave et Huc (1993) ajoutent aux roches-mères crétacées du Golge de Dezful (Zagros) celles de la Formation Shilaïf d'âge cénomanien-turonien.

b) Le milieu océanique.

Nous nous bornerons ici à une évocation rapide et superficielle des données de l'Atlantique. Des résultats concernant les océans Pacifique et Indien seront rappelés plus loin (cf. § 2.2 du chap. III). Les sites ayant traversé un Crétacé moyen riche en faciès organiques sont rappelés sur la carte ci-jointe (fig. 1). Comme nous l'avons déjà évoqué ci-dessus, les unités riches en

* Ce phénomène est très général dans les couches laminées à matière organique à partir du Crétacé moyen. Parmi les nombreux auteurs qui l'ont évoqué et se sont efforcés de l'expliquer, citons Hart et Bailey (1979 *in* Bréhéret , 1995), Caron (1983), Caron et Homewood (1983), etc.

matière organique dans l'Atlantique Nord, Centre et Sud ne sont pas cantonnées au Cénomanien supérieur-terminal. Elles existent dans un ensemble allant principalement de l'Aptien (peut-être du Bédoulien) au Cénomanien (voire jusqu'au Turonien) dans des couches évoquées par les auteurs comme la Formation Hatteras (Jansa *et al.* 1979) décrite comme une "alternance d'argilites noires et vertes, avec marnes resédimentées", encadrées par les événements particulièrement riches E1 et E2 (de Graciansky *et al.*, 1982). Certaines parties de l'Atlantique Nord sont marquées par une crise anoxique sévère dès l'Hauterivien (Robaszynski, 1989) et l'on sait en effet la richesse en matière organique des interbancs marneux qui s'intercalent entre les couches calcaires de la formation Blake Bahama. Cette précocité de l'installation des faciès anoxiques dans des parties profondes de l'Atlantique en ouverture est un élément qui sera important lors des tentatives d'interprétation de ces conditions environnementales particulières. *A contrario*, Waples (1983) fait observer que - du moins à l'époque où il écrivait - seuls cinq sites s'avèrent riches en matière organique tout en se localisant en des points qui n'occupaient pas des positions "bassins" : 144, 359, 549, 550, 551, et il ajoute que dans quatre de ces cinq sites la série ne devient riche en matière organique qu'à la fin du maximum d'anoxie, c'est-à-dire entre "Cénomanien moyen et Coniacien".

A une échelle plus fine, selon Schlanger *et al.* [1987 ; fig. 2, d'après les données de Graciansky *et al.* (1982)], les faciès anoxiques de l'événement E2 (limite Cénomanien-Turonien) débuteraient plus tôt (peut-être au début du Cénomanien supérieur) dans l'Atlantique profond que dans des localités plus marginales. Observons à nouveau que la considération du $\partial^{13}C$ a été utilisée, dans des travaux de ce genre, comme un instrument de datation favorisant le calage chronologique local de l'événement à matière organique, dans ce milieu océanique comme il l'a été dans le domaine épicontinental (fig. 4).

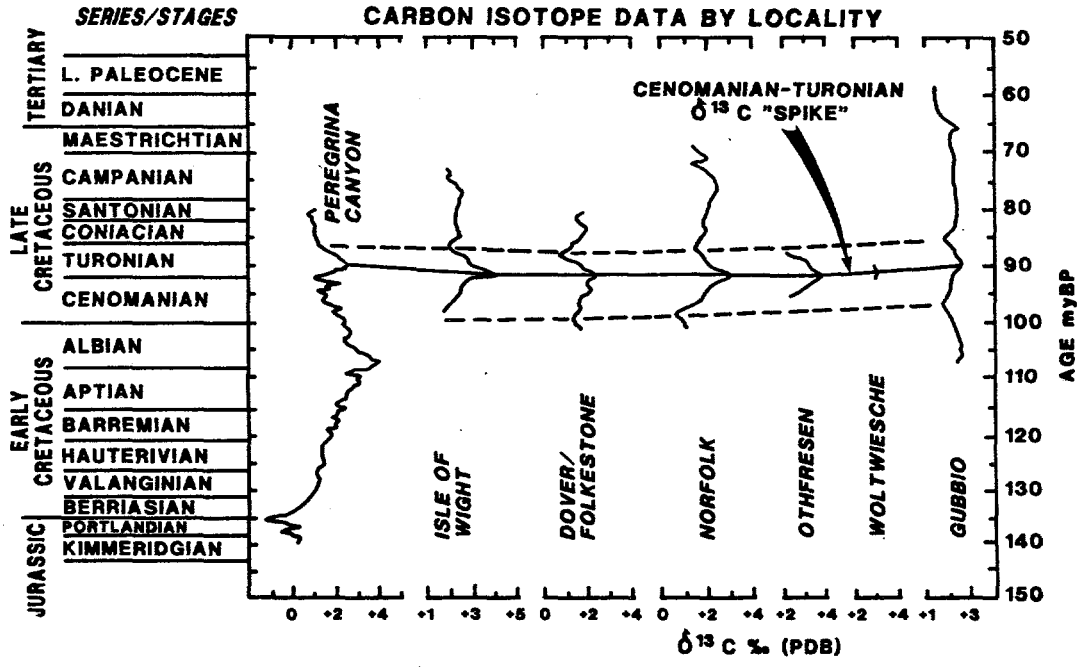


Fig. 4. Courbes du $\partial^{13}C$ dans différentes coupes du Crétacé montrant le fort pic positif associé à la limite Cénomanien-Turonien. Modifié d'après Schlanger *et al.* (1987), fig. 2. Ces corrélations fondées sur le $\partial^{13}C$ ont l'intérêt d'être étendues des régions riches en matière organique jusqu'au domaine qui en est dépourvu.

Nous rappellerons enfin, au moins de façon très superficielle, des différences que présentent entre eux certains secteurs de l'Atlantique. Graciansky *et al.* (1987) *in* Robaszynski (1989) observent que, au niveau de E2, l'anoxie devient permanente et intense dans les bassins de l'Ouest africain ; alors que sur la ride médio-océanique ou dans les bassins de l'est-américain, la sédimentation est plus terrigène, oxygénée, à l'exception de quelques passées anoxiques. En outre, selon de nombreux auteurs, par exemple Tissot *et al.* (1980), Stein (1986), Summerhayes (1987) et Thein (1988), la nature dominante de la matière organique, terrestre ou marine, varie fortement suivant les lieux. En outre, la synthèse de nombreuses données établit que, en Atlantique, la matière organique des bassins occidentaux est surtout terrigène alors que la matière organique des bassins orientaux est essentiellement d'origine planctonique.

1.2. Caractéristiques lithologiques de l'événement à matière organique.

Eicher et Diner (1991) ont résumé très schématiquement la grande diversité des couches plus ou moins riches en matière organique dans lesquelles s'exprime l'événement dans les bassins et les contextes les plus divers : soit des cycles calcaires/marnes, soit des cycles black shales/silice (par exemple le niveau Bonarelli), soit des cycles plus complexes avec alternances de shales noirs, gris, verts et rouges (comme dans certaines coupes atlantiques profondes). Encore ne serait-il pas difficile d'évoquer des expressions lithologiques différentes de l'événement en question. Les niveaux homologues des affleurements continentaux traversés dans les forages océaniques ont pu se révéler particulièrement riches, avec des COT dépassant 30% associés à des séries extrêmement réduites : les taux de sédimentation étaient alors exceptionnellement faibles et, de ce fait, la contribution de la matière organique exceptionnellement élevée. Parmi les caractéristiques importantes, on rappellera l'absence - ou au moins la faiblesse - des bioturbations qui a préservé les fines laminations pouvant correspondre, au moins dans certains cas, à l'enregistrement contrasté des alternances climatiques les plus fines. En outre, les conditions particulières régnant sur le fond se marquent aux dépens des foraminifères benthiques calcaires qui sont ou plus rares ou plus oligospécifiques ou absents, les agglutinés restant au contraire présents dans de nombreux cas. Les restes de radiolaires sont au contraire très souvent abondants, voire omniprésents dans une couche ou dans une lamine.

Une observation fréquente, même si elle n'est pas générale, s'ajoute à cette diversité lithologique des couches correspondant à l'événement. En plus des caractéristiques propres à cet événement (présence ou abondance de la matière organique, lamination et cyclicité fréquentes, anomalies faunistiques et floristiques), la lithologie des couches correspondant à l'événement est souvent sans rapport avec la lithologie des termes antérieurs du Cénomanien. Les particularités que nous venons de rappeler ne se seraient pas seulement surimposées à des apports sédimentaires identiques à ceux des périodes immédiatement antérieures; il y aurait eu par rapport à ces époques antérieures une modification plus ou moins radicale des conditions de transport, de flux, de pH, de sédimentation etc.

1.3. *L'événement anoxique dans différents domaines structuraux.*

Si l'événement du Cénomanien supérieur a succédé à n'importe quelle lithologie - c'est-à-dire à n'importe quel régime sédimentaire -, s'il s'est exprimé sous la forme des lithologies les plus variées, il a également pu se manifester dans des domaines structuraux d'une grande diversité. Reprenons seulement l'exemple de la Berbérie (fig.2). Nous avons vu que l'événement existe dans les fosses de sédimentation du bassin constantino-tunisien, où les valeurs de subsidence - pour l'ensemble du Cénomanien - ont pu être considérables, et les apports phylliteux - dont l'origine plus ou moins lointaine se trouve sur le continent africain - ont pu remplir au cours du Cénomanien une épaisseur de l'ordre du millier de mètres (après compaction!). Mais l'événement anoxique existe aussi dans les régions plus proches de la côte actuelle - Tell algérien, Rif marocain - aux caractéristiques géodynamiques, structurales et sédimentologiques extrêmement différentes. Les couches correspondant à l'événement, très minces, souvent silicifiées, ou en tous cas grandement décarbonatées, existent aussi bien dans l'autochtone que dans différentes unités de l'allochtone (cf. par exemple Mattauer, 1958). Ces différentes unités sont elles-mêmes évidemment de provenances originelles très différentes et peut-être lointaines les unes des autres. Il n'y a donc pas à s'étonner du fait que l'événement existe aussi bien intercalé dans des faciès relativement marneux que dans des calcaires plus massifs, ou encore intercalé dans du flysch. Considérant le domaine marocain en particulier, et le domaine téthysien de façon plus générale, Kuhnt *et al.* (1990) ont observé que ces sédiments souvent siliceux, riches en matière organique, se trouvent représentés dans une grande gamme paléobathymétrique.

En fait, la phase anoxique a recouvert et balayé des domaines structuraux, sédimentologiques, paléobathymétriques et paléocéanographiques les plus variés.

La frange la plus littorale de la sédimentation, toutefois, y a échappé, restant souvent le domaine des dépôts néritiques, bioconstruits ou biodétritiques ou encore le domaine d'épandage de détritiques terrigènes plus ou moins fins. La répartition schématique des faciès du Haut-Atlas d'après Thein (1988) est à cet égard caractéristique. Au plus près de l'océan existent les faciès les plus profonds avec de la matière organique, dans des calcaires micritiques à biomicritiques, correspondant à un environnement hémipélagique à pélagique. Puis, en direction du continent, apparaît une frange concentrique de carbonates néritiques, déposés en eau oxygénée et de profondeur modérée avec une grande diversité biologique. Enfin, au plus près du continent, une zone marginale étroite montre des dépôts intermédiaires ou terrigènes avec dolomies, conglomérats et sables étendus.

Le terme de littoral, toutefois, ne doit pas donner à penser que cette frange localisée en amont des faciès à matière organique est restée très étroite, très mince, comme peut l'être une bande côtière dans la nature actuelle. Au Cénomanien supérieur, les plates-formes du Nord-Ouest africain, situées en amont des aires atlasiques où se localise le faciès Bahloul, ont occupé d'immenses superficies. Sur le Nord-Ouest africain, par exemple, les dépôts calcaires crayeux à ostracés, échinides, foraminifères benthiques et planctoniques, ammonites, s'étalent sur une

distance supérieure au millier de kilomètres du Nord au Sud et sur plusieurs milliers de kilomètres de l'Est à l'Ouest (Busson, 1972, fig. XIII.2 et Burollet et Busson, 1983, pl. 2 et fig. 2 ci-jointe).

Les faciès à matière organique, dont nous avons dit qu'ils se localisaient en général dans les zones relativement subsidentes, ou dans les zones internes, existent préférentiellement -mais pas uniquement - dans des successions déjà marines antérieurement. La synthèse présentée par Floquet *et al.* (1987) sur une partie de l'Europe occidentale atteste que, en général, quand le Cénomanien supérieur succède à des séries continentales, le faciès est plutôt celui d'un calcaire banal que celui de couches à matière organique. Toutefois, d'après Robaszynski (1971), citant Cornet (1919), dans certaines coupes du Hainaut les couches à *Actinocamax plenus* - expression locale de l'événement anoxique du Cénomanien supérieur-terminal -, faisant partie d'une succession très amincie viennent en discordance jusqu'à proximité du socle paléozoïque.

Cette grande diversité de l'expression de l'événement du Cénomanien supérieur, qui apparaît même dans une évocation aussi succinte, est un caractère qui nous paraît original et important dans une tentative d'interprétation. Les épisodes à matière organique, d'importance également planétaire, tels que ceux des schistes siluriens de l'événement Kellwasser ou du Toarcien inférieur ou même de l'Aptien-Albien ne nous semblent pas présenter une diversité aussi poussée ; en tous cas pas la même diversité. Ils correspondent plutôt à une recrudescence argileuse considérable, généralisée, succédant, dans certains cas au moins, à des faciès calcaires plus ou moins massifs, très développés. Cette différence peut constituer un argument en faveur d'une certaine originalité des mécanismes sédimentaires responsables de l'événement du Cénomanien supérieur par rapport aux autres événements ci-dessus énumérés.

1.4. Durée et datation de l'événement.

Les couches à matière organique du Cénomanien supérieur-terminal représentent, comme nous l'avons rappelé ci-dessus, un événement relativement bref, apparemment synchrone. Cependant, les coupes abondent où des couches à matière organique sont apparues plus tôt et/ou sont récurrentes plus tard.

En ce qui concerne les couches à matière organique, abondantes, apparaissant avant l'événement du Cénomanien supérieur, l'existence en est impliquée par le concept même de Crétacé moyen, intervalle riche en matière organique dans son ensemble. Il suffit de rappeler les très nombreux sites de l'Atlantique où la formation Hatteras (Albien-Cénomanien *auctorum*) - voire même déjà des couches sous-jacentes - sont riches en matière organique de façon répétée. A ce sujet, et sans entrer dans le détail de l'examen des données stratigraphiques, une figure telle que celle de Kuhnt *et al.* (1990, fig. 17) semble montrer un certain diachronisme des niveaux les plus riches en matière organique dans trois sites de l'Atlantique Nord et Centre et dans les Cordillères bétiques. A supposer qu'il ne s'agisse pas en partie d'artéfacts dus à des attributions stratigraphiques imparfaites, il faudrait voir là la superposition de facteurs locaux ajoutant - ou retranchant - leur action à celle de facteurs plus généraux. A terre, l'exemple du

Vénézuela est particulièrement caractéristique où la formation Querecal, couvrant l'ensemble du Cénomanien, voire même une partie de l'Albien, s'avère plus ou moins riche sur ses 600 m d'épaisseur (Terrab, 1994).

Si le membre Bahloul, dans sa localité type et dans le bassin de Kalaat Senan, date bien du Cénomanien supérieur-terminal, par contre dans la direction du Nord, les couches à matière organique apparaissent dès le Cénomanien moyen ou même dans le Cénomanien inférieur (Robaszynski *et al.*, communication orale, 1991, Grenoble).

L'existence de séries récurrentes, postérieures à l'événement principal ici examiné, a été signalée en de très nombreux points. En Atlantique, la fin de l'anoxie est difficile à dater, la formation Plantagenet sus-jacente à l'événement E2 est souvent azoïque. L'anoxie ne semble pas en général se poursuivre au delà du Turonien si même elle couvre tout cet étage. Toutefois, dans certains sites, par exemple dans les Caraïbes (leg 15, Edgar *et al.*, 1973) les couches à matière organique se perpétuent jusqu'au Coniacien et dans l'Ouest africain (site 367) elles se poursuivent jusque dans le Coniacien (de Graciansky *et al.*, 1982). Toutefois il est clair (Kuhnt *et al.*, 1990, fig.5 ci-jointe) que sur une coupe particulièrement étudiée de Tarfaya, l'intervalle correspondant à la zone à Archeocretacea et à ses épontes s'avère particulièrement riche en matière organique en même temps qu'il se marque par des pics remarquables du $\partial^{13}C$. L'événement semble bien donc transparaître même dans un contexte resté chroniquement riche en matière organique.

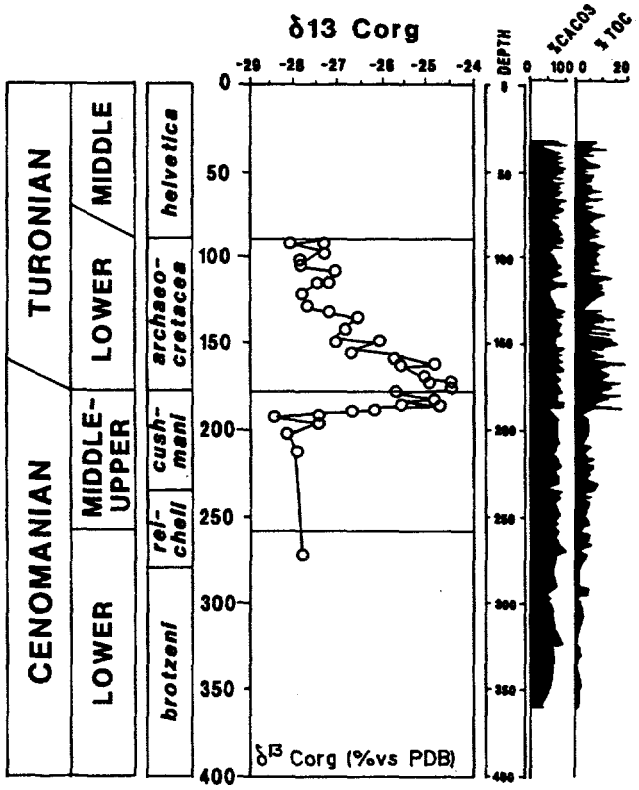


Fig. 5. Succession du puits S13 : attributions stratigraphiques, courbes du $\partial^{13}C$, du COT et du pourcentage en carbonates. D'après fig. 6 de Kuhnt *et al.* (1990) modifiée.

En bordure de cet océan Atlantique, à Tarfaya, les niveaux euxiniques peuvent être récurrents jusqu'au Campanien supérieur d'après certains auteurs (Choubert *et al.*, 1966), jusqu'au Coniacien d'après d'autres (Einsele et Wiedmann, 1982).

Nous avons vu ci-dessus que dans le bassin constantino-tunisien, tant dans certaines coupes de l'Aurès que dans celles des Ouled Nail, des niveaux à matière organique s'intercalaient dans le Turonien inférieur au moins, quelquefois dans la plus grande partie du Turonien [par exemple au Djebel Fernane, Emberger (1960)]. Si en Casamance maritime (voir ci-dessus), les niveaux euxiniques restent également présents dans le Turonien, cela existe également en position plus continentale, par exemple dans le forage de N'Diass (Sénégal) où des argiles turoniennes feuilletées et à nombreuses *Hedbergella* ont été citées par Reyment (1983). Dans la fosse de la Bénoué, au Nigéria, Petters et Ekweozor (1982) ont insisté sur l'importance de l'événement à matière organique du Turonien supérieur- Santonien qui surmonte l'événement "classique" du Cénomanien supérieur - Turonien inférieur. On remarque à ces deux niveaux que les foraminifères sont cantonnés aux formes planctoniques, elles-mêmes restreintes aux Hétérohélicidés et Hedbergellidés, à l'exclusion des morphotypes carénés.

En fait, la répartition des faciès à matière organique, leur amenuisement en épaisseur et la durée des temps pendant lesquels s'est pérennisée cette sédimentation sont quelque peu fonction des conditions structurales locales. L'évolution de la formation Bahloul au voisinage de son biseautage méridional est caractéristique à cet égard. Au Djebel Asker, Abdallah (1989, 1995) localise des couches du Bahloul amincies, surmontant des calcaires micritiques à *Neolobites*, *Calycoceras*, foraminifères planctoniques, *Calcispherulidae*, *Hedbergellidae* et coccolithes ; tandis qu'elles supportent la dolomie du Gattar au-dessus. Il semble probable que les calcaires à *Neolobites* - faciès oxydés - puissent être l'équivalent latéral et contemporain d'une partie du membre Bahloul à matière organique de la région de Kalaat Senan dans une aire située en position plus amont, plus résistante. La répartition des faciès dans le détail de la région étudiée par Abdallah est significative. Cet auteur démontre que l'anoxie s'est maintenue dans les bas-fonds tels que le site de TZ3, tandis que les aires surélevées comme celles correspondant au Djebel Naimia et Zitouna ne recevaient que des dépôts oxydés. Nous nous sommes un peu attardés sur cet exemple qui illustre le rôle des facteurs locaux et leur importance pour dissimuler, dans une appréciation trop rapide, le synchronisme profond de l'apogée de l'événement.

Dans le Haut-Atlas, la description de Thein (1988) établit que dans le cycle III (Turonien) les faciès bitumineux n'occupent plus l'aire du Haut-Atlas mais sont repoussés, cantonnés à la région d'Agadir, plus marginale et plus profonde. L'analogie entre ces dispositifs locaux et la répartition des faciès à grande échelle - évoquée ci-dessus au sujet du contraste entre les faciès à matière organique de la Berbérie orientale d'une part, et les faciès sahariens d'autre part, - est tout à fait évidente.

Reste à dater l'événement là où il est caractéristique et relativement isolé de ces manifestations prémonitoires et récurrentes. Les ammonites ont fait l'objet de nombreux travaux. Robaszynski (1989), s'appuyant sur une étude minutieuse et prolongée de nombreuses manifestations de l'événement anoxique E2, date ces "black shales" de la zone à Geslinianum. En fait, dans la région de Kalaat Senan par exemple, comme nous l'avons dit ci-dessus, le

membre Bahloul couvrirait déjà la plus grande partie de la zone à Pentagonum* (tabl. 1) - car les *Calycoceras* apparaissent un peu plus bas que le mur du membre - ; la zone à Septemseriatum est le Cénomanien terminal. Nous avons vu que des études plus récentes (Ben Haj Ali *et al.*, 1994 et Maamouri *et al.*, 1994) ne proposent que d'infimes retouches à ces attributions. A la lumière de ces travaux en particulier, il nous semble qu'on s'écarte peu de la réalité en datant cet événement du Cénomanien supérieur-terminal, les dépôts d'âge turonien n'étant que très partiellement impliqués. C'est la position à laquelle nous nous arrêtons dans ce travail.

Tableau 1. Répartition de quelques ammonites caractéristiques et de quelques zones des domaines boréal et téthysien.

Domaine boréal	**Domaine téthysien**
Zone à *Mammites nodosoïdes*	Zone à *Mammites nodosoïdes* Zone à *Pseudaspidoceras flexuosum* *Vascoceras proprium*
Zone à *Neocardioceras juddii* Zone à *Metoïcoceras geslinianum*	Zone à *Euomphaloceras septemseriatum*
Zone à *Calycoceras naviculare*	Zone à *Calycoceras pentagonum* et/ou Zone à *C. naviculare*

Les foraminifères planctoniques, beaucoup plus ubiquistes que les ammonites, et plus fréquents en carottes, ont été activement exploités dans des buts de datation. Schlanger *et al.* (1987) s'appuyant sur les datations effectuées par le "Groupe de travail européen des foraminifères planctoniques" (GTEFP) rappellent que *Rotalipora cushmani* est sous-jacent à l'événement qui correspondrait à la zone à *Whiteinella archeocretacea* qui "serait à cheval sur le Cénomanien et le Turonien" ; l'apparition de *Praeglobotruncana helvetica* marquant la base du Turonien (GTEFP, 1979). Cette même attribution est confirmée par Kuhnt *et al.* (1990). Des travaux récents (Beaudoin, communication orale) tendent à récuser la valeur stratigraphique - c'est-à-dire chronologique - du passage *Rotalipora cushmani/Whiteinella archeocretacea* : ce serait au contraire l'installation du faciès anoxique qui pourrait être responsable de l'extinction du premier taxon et de l'association qui peut l'accompagner et de l'installation du second.

Les travaux synthétiques mettant en jeu le maximum de groupes ont porté sur les très vastes bassins atlantiques (Müller *et al.*, 1984). Toutefois d'après Arthur *et al.* (1990), beaucoup de coupes examinées dans ce travail mériteraient d'être réexaminées de façon approfondie. Quoi

* Nous avons en général suivi la nomenclature des auteurs cités dans notre synthèse. Nous parlerons donc dans ce texte soit de la zone à Pentagonum, soit de la zone à Naviculare pour un intervalle stratigraphique qui paraît être à peu près du même age. La même dualité existe dans un Cénomanien plus élevé avec les zones à Geslinianum et à Septemseriatum.

qu'il en soit, rappelons que de Graciansky *et al.* (1984), Herbin *et al.* (1986) ont été parmi les premiers à affirmer, sur une synthèse des données existantes, le synchronisme de cet événement à très vaste extension.

Les tentatives de datations ou d'évaluation de durées absolues sont très incertaines, étant fondées sur une interprétation des données biostratigraphiques ou sur une modélisation - qui apparaît très hasardeuse - d'un certain nombre de facteurs sédimentaires. Un exemple bien connu est celui de l'évaluation proposée pour le niveau Bonarelli des Marches-Ombrie. D'après Arthur et Premoli Silva (1982), si l'événement le plus intense pourrait n'avoir pas dépassé 0,7 MA, la période globale de productivité accrue et de préservation de la matière organique pourrait avoir duré environ 2 MA, d'après l'interprétation des courbes de $\partial^{13}C$ dans des séquences pélagiques (Scholle et Arthur, 1980). Schlanger *et al.* (1987) parlent d'une durée inférieure à 1 MA. Arthur *et al.* (1990), dans un article de synthèse, situent l'événement entre 90,5 et 91 MA ; la limite supérieure étant placée à 92 MA suivant Haq *et al.* (1987).

1.5. Extinctions biologiques.

Précisons d'abord que les extinctions que nous considérons ici ne sont pas celles qui affectent une partie du biota (en particulier les organismes benthiques calcaires) dans les couches à matière organique elles-mêmes. Il s'agit des extinctions définitives, consécutives à ces couches du Cénomanien terminal, c'est-à-dire que met en évidence l'inventaire faunistique du Turonien sus-jacent par rapport à celui des terrains antérieurs à l'événement.

L'appréciation de l'importance réelle des grandes crises d'extinctions biologiques est très difficile. Hartenberger (1994) a récemment rappelé quelques unes des données qui illustrent la complexité du phénomène d'extinction à la limite Crétacé-Tertiaire et la prudence qui s'impose dans les interprétations qui sont proposées. Si un phénomène aussi fondamental, étudié par d'aussi nombreux chercheurs, fait encore l'objet de tant d'incertitudes, qu'en est-il alors des crises d'extinctions qui n'occupent pas autant le devant de la scène, comme celle du passage Cénomanien-Turonien?

Kauffman et Erwin, dans une compilation récente (1995), tout en soulignant la complexité de ces grandes extinctions biologiques - peut-être insuffisamment perçue antérieurement - retiennent 8 événements majeurs : fin Ordovicien, Frasnien-Famennien, fin du Permien, Jurassique-Crétacé, Cénomanien-Turonien, fin du Crétacé et Eocène-Oligocène. A ces résultats de statistique très générale, nous nous contenterons d'ajouter quelques observations plus particulières, mais de portée qui nous paraît néanmoins importante.

Citons d'abord des observations portant sur les faunes du Crétacé d'Afrique du Nord. D'aucuns s'étonneront de voir citées ci-dessous des études paléontologiques à la fois anciennes et qui sont le fait plus de géologues que de paléontologistes. Ce choix tient au fait que la statistique que nous envisageons, portant sur toute une faune par ailleurs très nombreuse et sur tous les groupes, n'a d'intérêt que si elle a des bases homogènes, c'est-à-dire réalisée par un seul et même chercheur à une même époque. Laffitte (1939) a noté, pour l'ensemble de

l'Afrique du Nord, que la faune du Turonien était beaucoup plus rare que celle du Cénomanien et du Sénonien ; à tel point qu'elle n'a pas fourni de types aux premiers explorateurs, précise cet auteur. Dans les séries de l'Aurès, intéressantes à la fois par leurs fortes épaisseurs et leur richesse fréquente en fossiles, ce même auteur a démontré comment aux calcaires très fossilifères du Cénomanien succèdent des marnes calcaires pratiquement sans fossiles, au Turonien. Phénomène qui, remarque-t-il, ne semble pas pouvoir être mis en relation avec une modification de milieu. Statistiquement, Laffitte a déterminé 106 espèces d'invertébrés au Cénomanien, 65 pour le Turonien et 242 pour le Sénonien-Danien. A l'instar de ce qui a été observé en Tunisie centrale, dans le Turonien, les huîtres par exemple sont rares - les huîtres plissées notamment y sont inconnues - alors que ces formes sont fréquentes dans le Cénomanien et dans le Sénonien où les espèces sont en outre parfois très proches les unes des autres. La faune du Turonien est non seulement moins abondante, moins diversifiée, mais en outre elle présente souvent un caractère original par rapport aux faunes antérieures. Laffitte étendait ainsi aux Aurès une observation déjà faite par Pervinquière (1903) en Tunisie centrale qui, de ce fait, qualifiait de "cryptogènes" certains éléments de la faune turonienne.

Les mêmes faits apparaissent dans les Ouled Nail où - pour s'en tenir à une considération globale - Emberger (1960) a déterminé 108 taxons dans le Cénomanien, 43 dans le Turonien et 62 dans le Sénonien, la signification de ce dernier chiffre n'ayant pas la même portée que les deux autres puisque le Sénonien des Ouled Nail n'est que partiellement marin.

Bilotte (1989) envisageant le domaine de la plate-forme orientale et centrale des Pyrénées et ses abords a noté que les grands foraminifères benthiques qui sont si abondants à l'Albien et au Cénomanien sont très rares au Turonien. Ils ne réapparaissent à profusion qu'au Sénonien. Pour cet auteur, la disparition massive se situe à la fin du Cénomanien supérieur - non terminal. Au sujet des rudistes, cet auteur note que les peuplements de l'Albo-Cénomanien d'une part, du Turonien d'autre part, diffèrent fondamentalement, les Caprinidés sont remplacés par les Hippuritidés de façon relativement brutale et précisément à la limite Cénomanien-Turonien. Bilotte en conclut que les événements de la fin du Cénomanien sont donc d'importance capitale puisqu'ils interrompent des lignées évolutives qui datent du Crétacé inférieur, laissant la place à des lignées nouvelles.

Philip *et al.* (1993) étendent des observations similaires au cadre plus général de la Téthys. La limite Cénomanien-Turonien ou plus précisément la limite entre la zone à Archeocretacea et à Helvetica contemporaine de la fin de l'événement anoxique 2, se marque par un changement majeur de l'écosystème benthique. La crise affecte principalement les foraminifères benthiques et les rudistes à tests aragonitiques (Philip et Crumière,1991 *in ibid.*). Cette crise du biota se traduit par une conséquence géologique de première importance avec un déclin général et remarquable des plates-formes carbonatées.

En fait, l'écosystème benthique n'est pas le seul affecté. Bellier (1989) a noté, chez les foraminifères planctoniques, le jeu de relais de radiations évolutives, séparées par l'événement de la fin du Cénomanien. C'est ainsi que la radiation des Thalmanninelles et des Rotalipores disparaît dès la base de l'événement ; tandis que la seconde qui s'amorce aussitôt après se marque par un taux de novation taxonomique élevé. Bréhéret (1995) remarque à ce sujet que

l'extinction des Rotalipores, marquées par l'AOE 2 est définitive, alors que la disparition des Ticinelles à la base de l'événement anoxique de l'Albien inférieur a été temporaire. Bellier interprète ce taux de novation par les conditions particulières créées par la "hauteur moyenne très importante du niveau des mers", maximum jamais plus atteint dans l'histoire de la Terre. Il nous semble qu'un autre événement favorable à ces innovations nombreuses pourrait résider dans le fait que l'événement a vidé un très grand nombre de niches écologiques et les a laissés disponibles pour une nouvelle colonisation.

Roth (1987) complète ces données avec le résultat d'études approfondies sur les nannofossiles calcaires. Bien que son texte soit un peu ambigu, la fig. 3 montre assez clairement la coïncidence d'un pic d'extinction avec l'événement à matière organique de la limite Cénomanien-Turonien.

Harries et Kauffman (1990), s'appuyant sur l'étude minutieuse du Bassin Intérieur-Ouest des USA, envisagent les phénomènes de recolonisation après l'extinction en masse du Cénomanien-Turonien dans ce vaste bassin. Cette perspective est évidemment importante dès lors qu'on sait la complémentarité entre les phénomènes d'extinction et de repeuplement.

2.TAUX DE PRODUCTION DE LA CROUTE ET VOLCANISME AU CRÉTACÉ MOYEN.

2. 1. Les phénomènes.

a) Historique.

Un lien entre l'activité volcanique au niveau des rides médio-océaniques et les changements du niveau marin au Crétacé a déjà été suggéré par Hallam (1963) *in* Whyte (1977) et d'autres auteurs, dont quelques-uns ont été évoqués par Arthur *et al.* (1985) - par exemple Russell (1968), Ménard (1964), Hallam (1971). La note de Hays et Pitman (1973) représente cependant le travail de base le plus souvent cité et d'importance fondamentale sur l'évolution de nos idées. A cette époque, ces auteurs ne prenaient en considération que les changements du taux d'expansion océanique. Une pulsion rapide de l'expansion du plancher océanique entre le Barrémo-Aptien et le Cénomanien-Turonien - soit entre 112-115 et 85-88 MA - s'est accompagnée d'une augmentation dans le volume du système des rides médio-océaniques qui a eu pour effet une élévation majeure du niveau des océans au-dessus des plaines côtières de basse altitude, sur les plates-formes épicontinentales et dans les mers intérieures. Whyte (1977) note que, bien que des changements orogéniques puissent causer des changements eustatiques, le contrôle de l'eustatisme qui domine semble être le volume des rides océaniques, lui-même contrôlé par le taux d'expansion des plaques.

b) Les anomalies magnétiques.

Les remontées de matériel et de chaleur - les panaches - ont un rôle déterminant pour contrôler la fréquence des renversements magnétiques. La séquence des renversements magnétiques est bien connue, grâce à l'interprétation des anomalies magnétiques océaniques qui

se sont enregistrées à la faveur de l'expansion des planchers océaniques et qui ont pu être datées grâce aux données stratigraphiques des couches recouvrant le basalte correspondant à ces anomalies successives. Dès 1971, Larson et Pitman, en corrélant les lignes d'anomalies magnétiques dans l'Atlantique et le Pacifique centre et sud, ont montré qu'il y avait un épisode d'expansion rapide qu'ils plaçaient entre 85 et 100 MA. Sheridan (1987) rappelle que cet épisode d'expansion rapide a été étendu à une échelle planétaire par Lowrie *et al.* en 1980. Ces auteurs ont remarqué que, pendant l'expansion rapide des plaques à une échelle globale pendant une période de 30 MA, entre 80 et 110 MA le champ magnétique terrestre est resté avec une anomalie magnétique constante. Cette phase a eu lieu au même moment dans l'Atlantique, le Pacifique et l'Océan Indien, ceci se manifestant dans des croûtes ayant pourtant des taux d'expansion absolue très différents.

c) L'origine géodynamique interne de ces phénomènes

Ici encore, il est évidemment impossible de citer tous les auteurs qui ont concouru à la découverte de ces phénomènes. Nous devrons nous en tenir à quelques jalons. Sheridan (1987) interprète l'ensemble des phénomènes observés par l'hypothèse d'éruptions cycliques de panaches thermiques à partir de la couche D " du manteau inférieur. Ce sont ces phénomènes, provenant de la limite noyau-manteau, qui sont responsables du calme ou des changements fréquents du magnétisme terrestre. D'après cet auteur, il y aurait un léger décalage entre les phénomènes contrôlant ainsi le champ magnétique d'une part et, d'autre part, l'expansion des plaques plus ou moins rapide et les variations du volcanisme intraplaque. Après l'activité thermique liée à ces panaches et les différentes manifestations qui en résultent, le refroidissement entraînera la reprise de la convection et à nouveau des renversements de champs magnétiques fréquents. Ces changements globaux sont une des causes principales des variations eustatiques importantes. Pour Sheridan (1987, 1992), ces perturbations cycliques sont à la base du concept de "tectonique pulsatoire". Car ces phénomènes contrôlent non seulement la vitesse d'expansion des dorsales, l'activité volcanique, l'eustatisme, mais aussi le taux et le volume des apports de gaz volcaniques ayant pour conséquence des changements consécutifs dans l'albedo terrestre, des changements de température globale, de l'humidité, le développement des forêts, l'acidité et l'oxygénation des océans, la préservation du carbone organique dans les océans et les mers épicontinentales, l'élévation de la CCD etc. Dans la figure 4 de l'article de 1987, Sheridan, commentant les données du leg 534, corrèle les renversements du champ magnétique et l'expansion des fonds océaniques pour l'Ouest de l'Atlantique nord avec, en regard, les courbes de variation du niveau de la mer et de la CCD.

Notons que Force, dès 1984, observant la coïncidence entre la périodicité des renversements du champ magnétique terrestre et les périodes d'anoxie étendues dans les océans, affirmait que ces périodes magnétiques calmes, qui coïncident avec les black shales sont contemporaines de périodes d'expansion rapide du plancher océanique : ce sont des périodes de rides "flottantes", "déjaugeantes", grâce auxquelles l'eau de mer est déplacée jusque sur les plates-formes épicontinentales. Force, reliant alors à ces faits un certain nombre de concepts exprimés par les uns et par les autres, voit comme conséquence de ces

débordements une diminution de l'albedo de la terre, responsable d'un réchauffement global et d'une diminution des gradients du pôle à l'équateur ; d'où découlent à la fois un ralentissement des circulations océaniques de surface et, plus encore, le moteur profond créé par l'écoulement d'eaux polaires froides oxygénées. L'auteur en conclut donc - assez classiquement - qu'à ces époques la zone à minimum d'oxygène intermédiaire a pu à la fois s'intensifier, s'épaissir et s'élargir, au point que les black shales ont pu se déposer à la fois sur les plates-formes, les marges et même en mer profonde.

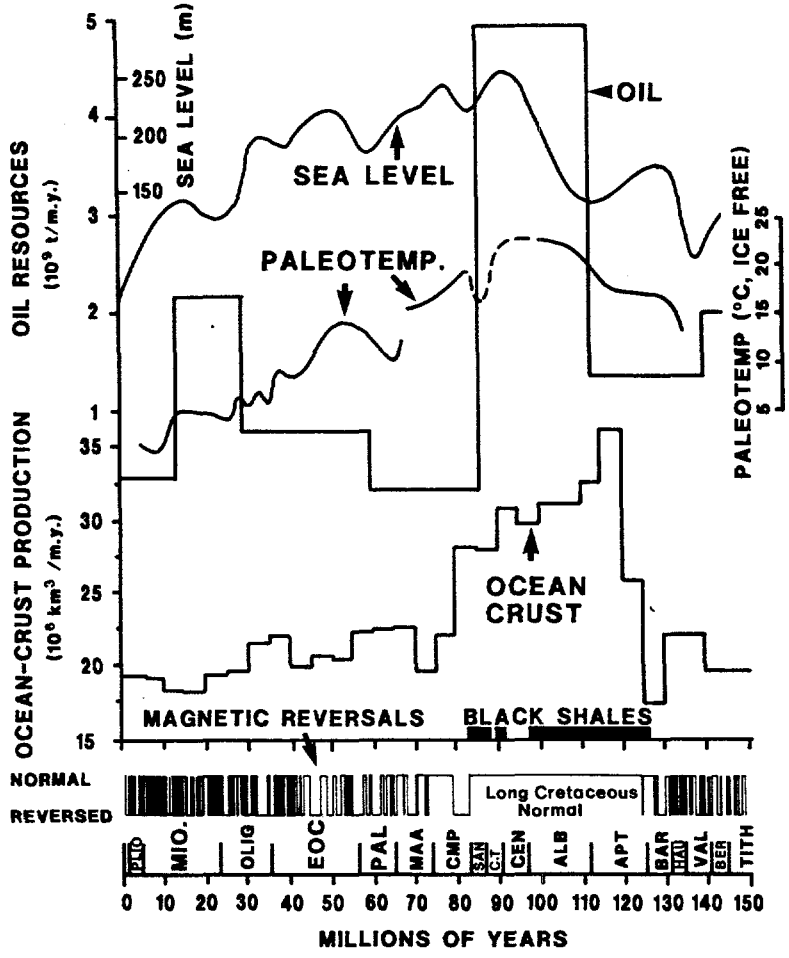


Fig. 6. Courbes des renversements magnétiques (Harland *et al.*, 1990), de la production de croûte océanique, des paléotempératures de surface des mers de hautes latitudes (Savin, 1977 et Arthur *et al.*, 1985), des changements du niveau marin à long terme (Haq *et al.*, 1988), périodes de dépôts de black shales (Jenkyns, 1980) et ressources mondiales en pétrole (Irving *et al.*, 1974 et Tissot, 1979) durant les 150 derniers millions d'années. Echelle géologique de Harland *et al.* (1990). D'après fig. 1 de Larson (1991b).

Larson (1991a et b) et Larson et Olson (1991) synthétisent des données déjà évoquées ci-dessus. Ils précisent qu'au début de l'Aptien, à 124 MA, se sont produites des éruptions exceptionnelles et brutales, avec remontées de chaleur et matériel du manteau profond, sous la forme de plusieurs très grands panaches qu'ils appellent épisodes de "superpanaches". Ces remontées sont particulièrement remarquables près de centres d'expansion de l'Océan Pacifique. Ces superpanaches crétacés sont responsables à la fois d'une production de croûte

océanique accrue à l'échelle mondiale - accompagnée d'un important dégazage du manteau - en même temps qu'ils créaient une anomalie magnétique normale, constante, durant le Crétacé moyen de 124 à 83 MA, avec laquelle il y a une coïncidence indubitable (fig. 6). C'est-à-dire que ces superpanaches ont stoppé les processus de renversement du champ magnétique pendant une quarantaine de millions d'années. Larson (1991) précise encore que ces superpanaches qui se sont formés juste au-dessus de la limite noyau-manteau et ont accru de façon significative la convection dans le noyau externe, se sont élevés par convection à travers tout le manteau et ont fait irruption tout particulièrement au-dessous de l'Océan Pacifique.

Notons, toujours au sujet de l'origine de ces phénomènes, que Cox (1991) prend en considération, à côté des événements qui ont pu se passer dans le manteau, des événements qui ont affecté le noyau. Cet auteur considère - comme les précédents - que les événements de fusion et de convection inhabituellement importants qui ont eu lieu au Crétacé moyen, auront eu pour résultat, grâce à un volcanisme de surface également exceptionnel, des émissions massives de CO_2 dans l'atmosphère.

d) Les phénomènes de surface.

Arthur *et al.* (1985) - citant d'ailleurs Larson, 1976 - et Schlanger et Arthur (1990) font remarquer qu'au Crétacé moyen, en plus de rides à expansion plus rapide et d'un volcanisme de marge de plaques plus actif qu'à l'heure actuelle, l'activité volcanique intraplaque s'avérait également remarquablement étendue. Et cette dernière, combinée aux autres, a pu avoir un effet notable sur l'enrichissement de l'atmosphère en CO_2.

Larson et Olson (1991) ont particulièrement étudié l'évolution de la production de la croûte océanique. Loin de restreindre leurs évaluations à la seule expansion des rides océaniques, ils prennent également en compte les plateaux océaniques, les chaînes sous-marines et les basaltes en coulées continentales pour l'ensemble des 150 derniers MA. Ils s'efforcent de tenir compte des plateaux produits à chaque époque et actuellement disparus par subduction (plateaux "jumeaux") (fig. 6). Leurs évaluations sont évidemment fondées à la fois sur la surface de ces différents appareils volcaniques, sur leur volume et sur l'âge de la première couche stratigraphique qui y est superposée. Bréhéret (1995) cite l'évaluation selon laquelle le seul plateau Ontong-Java représente 25 fois le volume des trappes du Deccan. Pour le volume des basaltes en coulées continentales, Larson et Olson s'appuient sur les estimations de White et McKenzie (1989) (Tertiaire britannique, trappes du Deccan, basaltes du Groënland, basaltes de Parana-Etendeka, basaltes de Mer Rouge).

Pour préciser les notions superficiellement évoquées ci-dessus, les productions crustales ont augmenté soudainement à l'Aptien (120-125 MA), depuis un "niveau de base" se situant vers $1{,}5.10^6$ km^3/MA jusqu'à 8 peut-être 10.10^6 km^3/MA. Si cette production exceptionnelle est apparue - à l'Aptien -, dans le Pacifique près des centres d'expansion, par contre par la suite elle s'est étendue latéralement dans les plateaux, les chaînes sous-marines, etc. en des appareils d'importance fondamentale. Plus tard, le taux de production est retombé au-dessous de la valeur de $2.10^6/km^3$ par MA vers 40-45 MA.

Larson (1991a et b) précise que le démarrage s'est fait dans le Pacifique avec un pic de production de 120 à 100 MA ; l'intensité de la pulsation diminuant entre 100 et 80 MA ; après quoi les taux ont chuté beaucoup. Ces panaches, montre-t-il, ont créé la plus grande partie des plateaux océaniques de l'Ouest du Pacifique actuel. Après quoi les éruptions se sont étendues aux autres océans. Pour Larson, l'effet global a été une augmentation de 50 à 100% de l'ensemble de la production de croûte océanique de la terre.

e) Conclusion

En un peu moins d'une trentaine d'années, l'évolution de nos idées sur les relations entre les phénomènes profonds (manteau profond, voire noyau) et la géodynamique externe a donc été importante sans toutefois remettre en cause les interprétations fondamentales (cf. Hays et Pitman, 1973). A l'origine, la plupart des chercheurs ont pensé que des changements globaux dans le taux d'expansion des plaques - déterminés grâce à l'étude des anomalies magnétiques -, se marquaient dans les alternances de transgressions et de régressions eustatiques. Car l'accélération de ce taux d'expansion a eu pour effet des rides océaniques moins profondes, plus larges, plus volumineuses, sur les planchers et dans les bassins océaniques. Consécutivement, un volume d'eau important se trouvait déplacé, envahissant les plates-formes épicontinentales et les mers intérieures. Au fil du temps, on a pris conscience de l'importance du volcanisme, producteur de plateaux et de monts intraocéaniques, contribuant largement à ces changements eustatiques. La synthèse était évidente dès lors que certains de ces épisodes volcaniques se corrélaient bien avec des phases d'expansion océanique rapide ainsi qu'avec des épisodes de transgression marine importante.

Des auteurs comme Sheridan (1987) - avec son concept de "tectonique pulsatoire" - ou Larson (1991b) ont relié, dans des synthèses magistrales, les changements périodiques affectant la terre profonde aux cycles et aux variations de la lithosphère - y compris les variations affectant l'enregistrement du carbone et des carbonates -, de l'hydrosphère et de l'atmosphère. On voit ainsi s'éclairer, sinon la cause, du moins les enchaînements responsables des cyclicités remarquables que manifeste l'histoire de la terre. Souvenons-nous que, naguère, des auteurs dont le champ d'observation se réduisait à la géodynamique externe, avaient noté ces cyclicités sans pouvoir toujours se les expliquer complètement. Il en est ainsi dans le domaine continental d'auteurs tels que Grabau (1934), quand il observait la cyclicité des transgressions et régressions marines ou de Umbgrove (1947), développant les observations en faveur d'une rythmicité de l'histoire de la terre dans son ouvrage fameux : The pulse of the Earth. Dans le domaine océanique, citons seulement Fischer et Arthur (1977).

2. 2. Implications de cette production exceptionnelle de croûte.

a) L'augmentation des apports en CO_2 à la surface de la terre.

Dès 1983, Berner *et al.* ont déduit d'un taux d'expansion océanique accéléré des apports accrus de CO_2 à l'atmosphère (fig. 7). Arthur *et al.* (1985), après avoir évoqué les évaluations

de CO_2 relâchées dans la nature actuelle par les rides océaniques - reprises de Javoy *et al.* (1982 et 1983) -, font remarquer que les volumes de CO_2 libérés dans les arcs insulaires ainsi que par le volcanisme continental circum-océanique le long des bordures de plaques en subduction sont inconnus pendant ce Crétacé moyen. Or, d'après ces auteurs, ces quantités, au total, pourraient être égales à celles relâchées par les rides. Bref, quand Larson (1991b) dit que cette pulsation de croûte océanique du Crétacé moyen s'est accompagnée d'une augmentation *proportionnelle* du dégazage des éléments volatiles du manteau, cette déduction est plausible. Elle est certainement exacte qualitativement. Sa validité quantitative est plus incertaine, *a fortiori* est-elle entachée des incertitudes qui pèsent sur la production réelle de croûte.

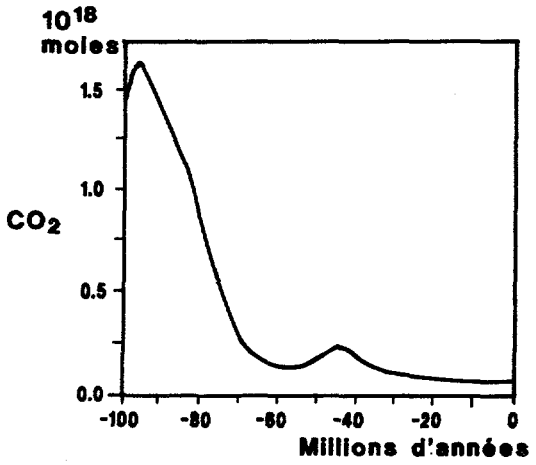


Fig. 7. Variation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère durant les 100 derniers millions d'années, prenant en compte la superficie des continents d'après Barron *et al.* (1980) et les taux d'expansion océanique de Southam et Hay (1977). D'après fig. 7D de Berner *et al.* (1983) modifiée.

En fait, cette augmentation du taux de libération de CO_2, éminemment plausible tout au long d'une production anomalique de croûte, était corroborée par des méthodes relevant d'approches toutes différentes. C'est ainsi que, comme nous le verrons ci-dessous, les données paléoclimatiques, issues aussi bien de la paléobiologie que de la sédimentologie, ne sont explicables que par un effet de serre très fortement accru par rapport à celui de la nature actuelle. Cet effet suppose, pour ces époques, un taux de CO_2 dans l'atmosphère très supérieur au taux actuel. Pour nous en tenir ici aux données de paléotempératures, obtenues par exemple à l'aide de l'étude des isotopes stables sur les carbonates marins biogènes, il aurait fallu que la quantité de CO_2 ait varié dans l'atmosphère d'un facteur de 6 pour rendre compte des températures évaluées pendant ce Crétacé moyen (Berner 1990, *in* Frakes *et al.*,1992).

b) La coïncidence avec les transgressions.

Cette coïncidence, parfaitement explicable par l'intumescence des rides médio-océaniques et par les formidables épanchements volcaniques, a fait l'objet d'évaluations plus ou moins précises. Citons à titre d'exemple celles modélisées par Hays et Pitman (1973), suivant lesquelles, entre le Barrémien-Aptien et le Cénomano-Turonien, 35 millions de km^2 de nouvelles mers épicontinentales de moins de 300 m de fond se sont formées, s'ajoutant aux 33 millions de km^2 de continents actuels qui étaient déjà recouverts par des mers épicontinentales peu profondes. D'autre part, de nombreux auteurs (voir par exemple Larson

1991b) ont souligné la coïncidence (fig. 6) entre cette production de croûte océanique et les diagrammes des transgressions et régressions publiés par des auteurs tels que Haq *et al.* (1987) qui se veulent de plus en plus précis et de plus en plus détaillés.

A ce sujet, il faut formuler une remarque dont l'importance sera fondamentale dans la suite du raisonnement développé dans cette note. D'après Herbin *et al.* (1986), l'expansion du plancher entre le Cénomanien et l'anomalie 34, laquelle est datée de la limite Santonien-Campanien (83 MA) dans Larson (1991a), suggère des processus tectono-magnétiques intenses sur la ride médio-océanique durant l'événement à la limite Cénomanien-Turonien. Cependant, il faut prendre conscience des incertitudes qui pèsent sur la datation des phénomènes évoqués ci-dessus, en particulier la production de croûte en quantité anomalique. La production de croûte sur les rides, les monts et les plateaux sous-marins - pour s'en tenir à ceux qui ne sont pas maintenant subductés! - n'est en général datée que très approximativement. On en est en général réduit à se servir du premier niveau fossilifère qui la recouvre, sans bien pouvoir apprécier la lacune de temps qui sépare la fin du volcanisme de ce premier horizon fossilifère et en n'évaluant que de façon difficile l'âge de la masse volcanique sous-jacente. Si l'on peut donc parler d'un volcanisme exceptionnellement intense au Crétacé moyen et le mettre en relation de façon valide avec d'autres événements qui se sont déroulés également au Crétacé moyen, par contre, il n'est pas possible, ni sur cette production de croûte ni sur la production de CO_2 qui en résulte, de dater finement les événements. Autrement dit, et pour en venir à l'objet précis de cette note, il est impossible de savoir, dans ces événements qui correspondent globalement au Crétacé moyen, ce qui correspond à l'événement anoxique du Cénomanien supérieur-terminal dont nous avons vu ci-dessus qu'il pourrait ne pas dépasser un million d'années.

c) Les relations entre production de croûte et conditions climatiques particulières.

Les températures élevées du système crétacé et ses gradients latitudinaux faibles étaient connus - ou au moins pressentis - bien avant que l'on ait pris conscience de cette production anomalique de croûte à la même époque. Les interprétations qui étaient proposées alors n'avaient pas le même support conceptuel à l'appui d'une imputation à un taux élevé de gaz carbonique dans l'atmosphère. C'est ainsi que l'on imputait ces particularités climatiques, ce monde chaud, humide et homogène, soit à un arrangement différent des masses continentales et océaniques, soit à un albedo diminué du fait de la réduction extrême des masses continentales (Barron *et al.* (1980) *in* Force, 1984), etc. Ces autres facteurs de l'évolution climatique ne doivent pas être éliminés de nos tentatives d'interprétation. Il nous faut maintenant les combiner avec un apport massif de CO_2 qui n'est pas seulement une autre hypothèse commode - sinon obligatoire - mais qui est la conséquence concrète et inévitable de ces phases volcaniques exceptionnelles. D'après Larson (1991b), réutilisant les données de Barron *et al.* (1983), il faudrait que les apports de CO_2 du manteau aient augmenté la pression partielle de ce gaz dans l'atmosphère de 6 à 8 fois par rapport à la valeur actuelle pour qu'un super-effet de serre augmente les températures au niveau nécessaire pour rendre compte des valeurs thermométriques obtenues par d'autres méthodes.

d) Les conséquences indirectes.

- La production de matière organique.

L'élément qui est au coeur de cet article est représenté par la richesse des couches sédimentaires en faciès sombres laminés, parfois riches en matière organique. Nous avons évoqué superficiellement le caractère exceptionnel du Crétacé moyen à ce sujet. Ce caractère a été établi par l'étude des événements océaniques anoxiques (Schlanger et Jenkyns, 1976) et de leur contrepartie à terre. Il résulte aussi des données statistiques accumulées par l'industrie pétrolière et qui prouvent la très grande prolificité des couches du Crétacé moyen, tant pour l'huile que pour le gaz (cf. fig. 6). Nous avons vu également que depuis plusieurs décennies on a remarqué, en particulier grâce aux anomalies magnétiques océaniques, le synchronisme au moins approximatif entre ces couches riches en matière organique et une expansion océanique accélérée. Le tout peut se relier à une production anomalique de croûte par plusieurs mécanismes dont nous allons dire quelques mots.

Si le dégazage des quantités exceptionnelles de croûte a abouti à une libération considérablement amplifiée de gaz carbonique, il a aussi alimenté la surface de la terre en d'autres éléments volatiles : phosphore, soufre, azote etc. Or, ces éléments, fondamentaux parmi les nutriments, ont eu toutes chances de favoriser une productivité élevée en particulier des milieux aquatiques. Le super-effet de serre, la chaleur et éventuellement l'humidité qui en résultaient, n'ont pu être aussi que des circonstances favorables à la production de matière organique, en particulier végétale, et donc à l'enrichissement des couches sédimentaires en matière organique. Les transgressions marines sur les plates-formes épicontinentales, résultant des intumescences crustales, ont aussi été un facteur qui a pu favoriser une productivité planctonique et phytoplanctonique élevée (cf. infra).

- La conservation de la matière organique.

Des gradients latitudinaux faibles, corespondant à des contrastes climatiques amoindris, ont été, depuis longtemps, invoqués (Schlanger et Jenkyns, 1976) comme des circonstances favorables à une certaine stagnation océanique. Cette stagnation est évidemment contraire à une réoxygénation de l'eau en particulier à proximité de l'interface sédimentaire et, par conséquent, s'avère une circonstance favorable à la conservation de la matière organique engendrée synchroniquement.

- La diminution des taux de sédimentation.

Pour beaucoup d'auteurs, une autre circonstance favorable se trouverait dans de très faibles apports allogènes - détritiques en particulier - se traduisant par des taux de sédimentation exceptionnellement réduits. Cette opinion a pu naître - ou du moins se trouver considérablement renforcée - par la prise en compte de séries océaniques atlantiques où les couches du Cénomanien supérieur-Turonien étaient à la fois extrêmement minces (par exemple de l'ordre

du mètre pour l'équivalent approximatif d'un étage!) et exceptionnellement riches en matière organique, avec des COT pouvant dépasser 30%. Sur cette modalité sédimentaire, la production exceptionnelle de croûte et ses implications obligatoires ont pu jouer de deux façons.

D'une part, la grande réduction de la superficie continentale persistant à émerger d'une des plus grandes transgressions marines du Phanérozoïque, n'a pu que diminuer les apports terrigènes à l'océan (Herbin et Deroo, 1982). De ce fait, en effet, la surface offerte à l'érosion et au transport par le ruissellement continental se trouvait réduite. Mais, plus important peut-être encore, la surface offerte aux vents et par conséquent à la production de poussières météoriques a dû également s'en trouver amoindrie. Et l'on sait, dans la nature actuelle, l'importance de ces apports éoliens, originaires en particulier des régions sahariennes, dans l'alimentation en terrigènes fins de la sédimentation atlantique jusque dans l'Est de cet océan (Chamley, 1988). La répartition des pressions atmosphériques joue en effet comme une véritable pompe aspirante sur ces terres arides et, de ce fait, exposées à la déflation éolienne mettant en mouvement du matériel fin et aisément transportable. Des études telles que celles de Lever et McCave (1983) démontrent que dans l'Atlantique, depuis le Crétacé inférieur, un matériel détritique fin (quartz et argiles diverses) provenait par transport éolien de sources localisées sur les continents africain et américain.

D'autre part, l'amoindrissement des gradients latitudinaux a pu diminuer la force des vents qui sont le moteur essentiel de cet épandage aérien. Le même amoindrissement de ces gradients a d'ailleurs dû jouer également sur les courants océaniques, eux-mêmes indispensables à la redistribution des sédiments dans le milieu océanique.

- *Relation avec la CCD.*

Enfin, la relation de ces phénomènes avec la profondeur de compensation des carbonates (CCD) a retenu l'attention de nombreux auteurs. En gros, il y a une coïncidence entre le Crétacé moyen ou plus précisément entre le long intervalle de polarité magnétique normale - depuis l'anomalie MO qui correspond au passage Barrémien-Aptien ou à l'Aptien inférieur jusque dans les temps sénoniens - et une CCD relativement élevée. Déjà Fischer et Arthur (1977), Sheridan (1983) et bien d'autres auteurs avaient noté que les fluctuations du niveau marin ont des répercussions globales à la fois sur le cycle du carbone et sur celui du calcaire. En haut niveau marin, il y a une augmentation de la conservation du carbone organique alors que le calcaire est moins bien conservé - au moins dans les zones profondes - et vice et versa. Sheridan (1987) rend compte de niveaux de compensation plus élevés pendant le long intervalle de polarité magnétique normale du Crétacé, en invoquant des augmentations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère et de l'hydrosphère. Par ailleurs, le même auteur observe que les niveaux marins élevés et les températures chaudes de cette époque ont dû favoriser la croissance des récifs et l'expansion de plates-formes carbonatées, pièges importants pour le calcaire ainsi soustrait à l'élaboration biogénique calcaire planctonique qui alimente normalement les zones océaniques du large.

Larson (1992) constate lui aussi que la CCD est restée haute de l'Aptien au Campanien. Il note évidemment la coïncidence de cette caractéristique avec le superchron magnétique crétacé et

avec des taux accrus de production crustale océanique. Pour cet auteur, cette coïncidence suggère une relation génétique, mais, ajoute-t-il, le mécanisme responsable apparaît moins direct que celui qui relie à cette production crustale les autres phénomènes géologiques qui en ont été rapprochés.

3. LA TRANSGRESSION EUSTATIQUE DU CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR-TERMINAL.

3. 1. Les dépôts du Cénomanien supérieur témoignant d'une élévation du niveau marin.

L'élévation du niveau de la mer au Cénomanien supérieur-terminal est un phénomène tellement frappant, tellement remarquable qu'il a servi de fondement au concept même d'eustatisme dans les travaux de Suess (1888). Le caractère eustatique, planétaire, de cette élévation du niveau marin n'a jamais été remis en question. Les quelques cas que nous allons évoquer ci-dessous, très limités par rapport à la surface des continents où s'observe le phénomène, ne seront destinés qu'à préciser quelques modalités de cette transgression marine.

a) L'Afrique (Afrique du Nord-Ouest pro parte maximum)

Rappelons d'abord que les couches à matière organique du Cénomanien supérieur-terminal sont particulièrement bien représentées dans des zones que l'on peut localiser grossièrement comme étant à la périphérie la plus distale du craton africain. Il s'agit des zones les plus internes, les plus marines, souvent les plus subsidentes représentées sur l'Afrique du Nord-Ouest. Voyons d'abord comment évoluent ces couches vers le craton africain en commençant par le versant téthysien.

En position plus externe - par rapport à la mer ouverte -, c'est-à-dire en se rapprochant du craton et en allant en direction du continent émergé, nous avons déjà dit que ces couches à matière organique passent latéralement à des calcaires dépourvus de matière organique et sur le faciès desquels nous reviendrons ci-dessous.

- Le Maroc

Une barre de calcaire massif marin, couramment épaisse d'une centaine de mètres, classiquement qualifiée par les géologues marocains (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962) de Cénomano-Turonien et malencontreusement appelée par de nombreux auteurs récents "barre turonienne" est tout à fait généralisée dans le domaine atlasique. Localement, cette barre calcaire est appelée formation de la "Casbah d'Agadir" (Duffaud *et al.*, 1966). Par rapport aux séries sous-jacentes (cf. ci-dessous), on note dans le biota le remplacement des benthiques par des faunes essentiellement planctoniques au Cénomanien terminal et jusqu'au Turonien basal *pro parte* (Andreu *et al.,* 1994). Ces mêmes auteurs notent la disparition de pratiquement tous les organismes dans le Turonien moyen-supérieur ; phénomène pouvant représenter une nouvelle illustration de l'extinction qui a suivi la "crise anoxique". Les mêmes auteurs encore signalent le

cachet téthysien de cette faune. Ce Cénomanien supérieur - Turonien marin, représenté dans la partie inférieure de cette barre, recouvre des zones jusqu'alors en partie émergées [Anti-Atlas (cf. ci-dessous) et Méseta] où, d'après Choubert et Faure-Muret (1960-1962) le Cénomanien marin n'est séparé du socle que par un niveau de grès rouge. D'après ces mêmes auteurs, l'élévation du niveau océanique a été telle que non seulement le Haut-Atlas a été inondé mais que la transgression a mordu sur l'Anti-Atlas et tendait même à le contourner par l'Est, avec le bassin de Kemkem-Zegdou. On sait qu'à Zegdou s'observe localement le biseautage final des calcaires cénomaniens au sein des grès rouges continentaux.

Pour Philip *et al.* (1993), les dépôts marins du Cénomanien visibles à Tarfaya auraient pénétré jusque dans le bassin de Merkala, où un banc de calcaire unique finit par se biseauter vers le neuvième degré de longitude ouest.

Thein (1988) s'avère plus audacieux dans les inondations marines qu'il envisage. Pour cet auteur, les détroits existant antérieurement sont élargis, assurant des communications entre Téthys et Atlantique comme au niveau du Rif - à l'instar de ce qui existe dans les Cordillières bétiques - mais en outre de nouveaux bras de mer sont établis comme sur le Haut-Atlas et surtout, d'après cet auteur, des liaisons pourraient même exister entre Téthys et Atlantique, via le bassin de Tindouf et celui de Tarfaya.

Pour apprécier l'importance de cette élévation du niveau marin, il est intéressant de comparer à ces faciès marins relativement homogènes de la barre cénomano-turonienne la nature et la diversité des faciès immédiatement sous-jacents. Dans le Nord, en position proximale par rapport à la Téthys, les faciès à matière organique ou les faciès carbonatés sont simplement superposés à des dépôts déjà marins du Cénomanien inférieur-moyen. Mais, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du Rif et que l'on traverse le domaine atlasique, la série sous-jacente au Cénomanien supérieur calcaire est affectée d'une évolution qui a été synthétisée jadis par Choubert et Faure-Muret (1960-1962). Les marnes et marno-calcaires fossilifères du Nord voient l'apparition progressive de bancs de dolomie et de gypse dans une série qui conserve, au début, des couches néritiques et qui reste constituée de marnes vertes. Mais, au fur et à mesure que l'on progresse vers le Sud, ces bancs marins disparaissent et dès la latitude de 33° environ (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962, pl. IV), ce sont des argiles rouges qui admettent des intercalations de gypse et de dolomie et les faciès franchement marins y ont complètement disparu. Cette évolution de polarité téthysienne a son équivalent sur le versant atlantique, mais beaucoup plus resserré, en particulier sur les flancs du Haut-Atlas. Würster et Stets (1982), s'appuyant sur leurs observations et synthétisant de nombreux travaux antérieurs, ont rappelé cette évolution rapide et radicale qui affecte les dépôts sous-jacents à la barre de calcaire massif du Cénomanien-Turonien. Ainsi, au bord de l'Atlantique, le profil Askouti, est fait de marnes avec intercalations de calcaires marins et de calcarénites, incluant des bancs riches en huîtres et autres formes benthiques, mollusques, échinodermes etc. Une série marine ouverte du même genre s'observe identiquement près d'Agadir. C'est le type occidental de la formation d'Aït Lamine de 250 m d'épaisseur (Duffaud *et al.*, 1966), avec ses couches marines marneuses et calcaréo-dolomitiques. Vers l'Est, dès le profil Tafinegoult, des dépôts lagunaires apparaissent : au-dessus d'une arénite dolomitique, sur 145 m, s'observent des argiles et marnes et pélites

rouges, admettant trois séquences à gypse et dolomite. Plus à l'est encore, à Aouzer, la série, réduite à 85 m, ne comprend qu'un seul banc de gypse. Le détritisme envahit la série. Et la barre cénomano-turonienne n'est plus précédée, au-dessus des formations continentales, que par des calcaires dolomitiques, des marnes grises et des calcaires à oolithes, quelques mètres sous les carbonates massifs. Enfin, plus à l'est encore, des pélites rouges à intercalations de grès précèdent directement la barre de calcaire massif. Dans les derniers sites, très continentaux - évoquant déjà ce qui va s'observer avec un développement considérable au Sahara - les calcaires cénomano-turoniens représentent une langue marine, où les éléments planctoniques restent souvent fort abondants, intercalés entre deux séries purement continentales, l'une dessous, l'autre au-dessus.

Plus au Sud, à Tarfaya, les auteurs (Choubert *et al.*, 1966 ; Einsele et Wiedmann, 1982) ont signalé, sous les couches à matière organique du Cénomanien supérieur, des couches marines peu profondes admettant des intercalations de niveaux à huîtres, trigonies, parfois des gypses, des grès à ciment carbonaté. Einsele et Wiedmann ont insisté sur le contraste entre la série sous-jacente aux black shales de faciès très peu profonds et la série de black shales de cachet profond, caractérisée en particulier par un amenuisement ou une disparition du benthos.

Après avoir examiné rapidement l'évolution des séries sous-jacentes à la barre carbonatée, revenons aux caractères de celle-ci et aux évolutions latérales qui l'affectent. C'est ainsi que Thein (1988), dans le Haut-Atlas, ajoute aux contrastes manifestés par l'observation d'une telle superposition, les enseignements des évolutions latérales. Il note ainsi avec quelle rapidité les faciès laminés anaérobies, à planctoniques peu diversifiés, caractéristiques du "bassin" et à cachet profond, passent latéralement à des faciès oxydés, néritiques, peu profonds. Ces citations fournissent l'occasion d'une remarque. Sans nier évidemment que l'élévation du niveau océanique du Cénomanien supérieur-terminal a pu, en un point donné, augmenter la profondeur de dépôt, il faut aussi réaliser que l'interprétation "profonde" des couches à matière organique peut être quelque peu sujette à caution. L'élimination parfois drastique des organismes benthiques calcaires, voire de l'ensemble du biota calcaire, évoque des conditions de sédimentation profondes. Mais en fait l'installation d'un système d'eaux stratifiées peut aboutir au même résultat sédimentologique sans profondeur notable. Le passage latéral rapide qui vient d'être rappelé peut s'expliquer en invoquant les mêmes phénomènes : la ligne le long de laquelle les faciès laminés passent aux faciès oxydés peut très bien être la limite de biseautage du corps d'eau profond responsable du système méromictique et de la stagnation dans le bassin. Bref, dès maintenant, disons que l'interprétation la plus probable face à cette chaîne latérale de dépôts sera de penser que l'élévation du niveau océanique s'est accompagnée d'une élévation et, de ce fait, d'une transgression épicontinentale d'un corps d'eau profond, peu ou pas oxygéné.

- *Berbérie centrale et Sahara.*

- Berbérie.

Dans le Nord de la Berbérie, aussi bien dans le Tell (cf. supra paragraphe 1.1.) que dans le Rif (Kuhnt, 1981) que dans une partie de la Petite Kabylie (Obert, 1981), le Cénomanien est

marin et constitué - en particulier pour ce qui est du Cénomanien inférieur et moyen - d'argiles pélitiques, distales et de marnes à céphalopodes. Il en est de même, avec des épaisseurs parfois considérables, dans le bassin constantino-tunisien, aussi bien dans la région de l'Ouensa que dans celle de Tebessa, des Nementcha, de l'Aurès ou de la partie méridionale de la Tunisie centrale. En ce qui concerne cet ensemble de bassins, en fait vaste et complexe, on sait que les faciès marneux du Cénomanien inférieur et moyen sont souvent couronnés par des dépôts plus calcaires, riches en huîtres et en échinides, tout à fait remarquables par exemple dans une grande partie du massif des Aurès (Laffitte, 1939). Dans de telles régions, schématiquement, la succession est donc la suivante : au-dessus d'un Cénomanien inférieur et moyen argileux, à ammonites lisses (Phylloceras, Lytoceras*, etc) et échinides limnivores, s'observe un Cénomanien supérieur calcaire et à benthos abondant, nombreux bivalves dont beaucoup d'huîtres, des échinides, etc. En présence d'une telle succession, les auteurs n'ont pas manqué de parler d'un Cénomanien inférieur et moyen profond, suivi d'un Cénomanien supérieur peu profond. L'un de nous a déjà signalé jadis (Busson, 1960, p. 148) le résultat paradoxal de cette interprétation, qui pourtant paraît s'imposer : alors que mondialement le Cénomanien supérieur est caractérisé par une élévation du niveau des océans, dans les régions qui viennent d'être évoquées, on aurait au contraire une diminution de profondeur très sensible pendant le dépôt des couches du Cénomanien supérieur.

En fait, malgré son apparente évidence, l'interprétation bathymétrique donnée classiquement à des successions telles que celles de l'Aurès est certainement irrecevable. Au Cénomanien inférieur et moyen, le bassin constantino-tunisien - comme tant d'autres régions - recevait encore des apports phylliteux d'importance considérable en provenance du craton africain, manifestation finale des formidables apports détritiques qui ont caractérisé tout le Crétacé inférieur ainsi que l'Aptien et l'Albien. Et ces apports phylliteux ont marqué la sédimentation et imposé un biota particulier où les faunes nectoniques et planctoniques ont une certaine abondance et des caractères qui pourraient être plus liés au milieu turbide qu'à la profondeur. Au contraire, au Cénomanien supérieur, quand la transgression marine et ses dépôts calcaires ont recouvert des superficies extrêmement étendues sur le craton africain (cf. ci-dessous), les apports phylliteux se sont trouvés réduits de façon drastique et il y eut développement d'un biota benthique constructeur diversifié, foisonnant, sans que pour autant la tranche d'eau ait été moins importante. Notons d'ailleurs que l'interprétation profonde de certains éléments de la faune du Cénomanien inférieur et moyen mérite désormais d'être remise en question. Ainsi, Laffitte (1939) tire parti, à l'appui de l'interprétation profonde, de la présence dans l'Aurès *d'Hemiaster ameliae*, qui n'avait été trouvé à cette époque que dans les "faciès subbathyaux du Tell" et dont le type provient de la région de Berrouaghia. Or, cette espèce fait partie des récoltes de l'un de nous (G.B.) dans le Cénomanien supérieur de la Hamada de Tinrhert (Néraudeau *et al.*, 1993), série dont le caractère très peu profond ne fait pas le moindre doute. Cette espèce n'a pas de signification paléobathymétrique.

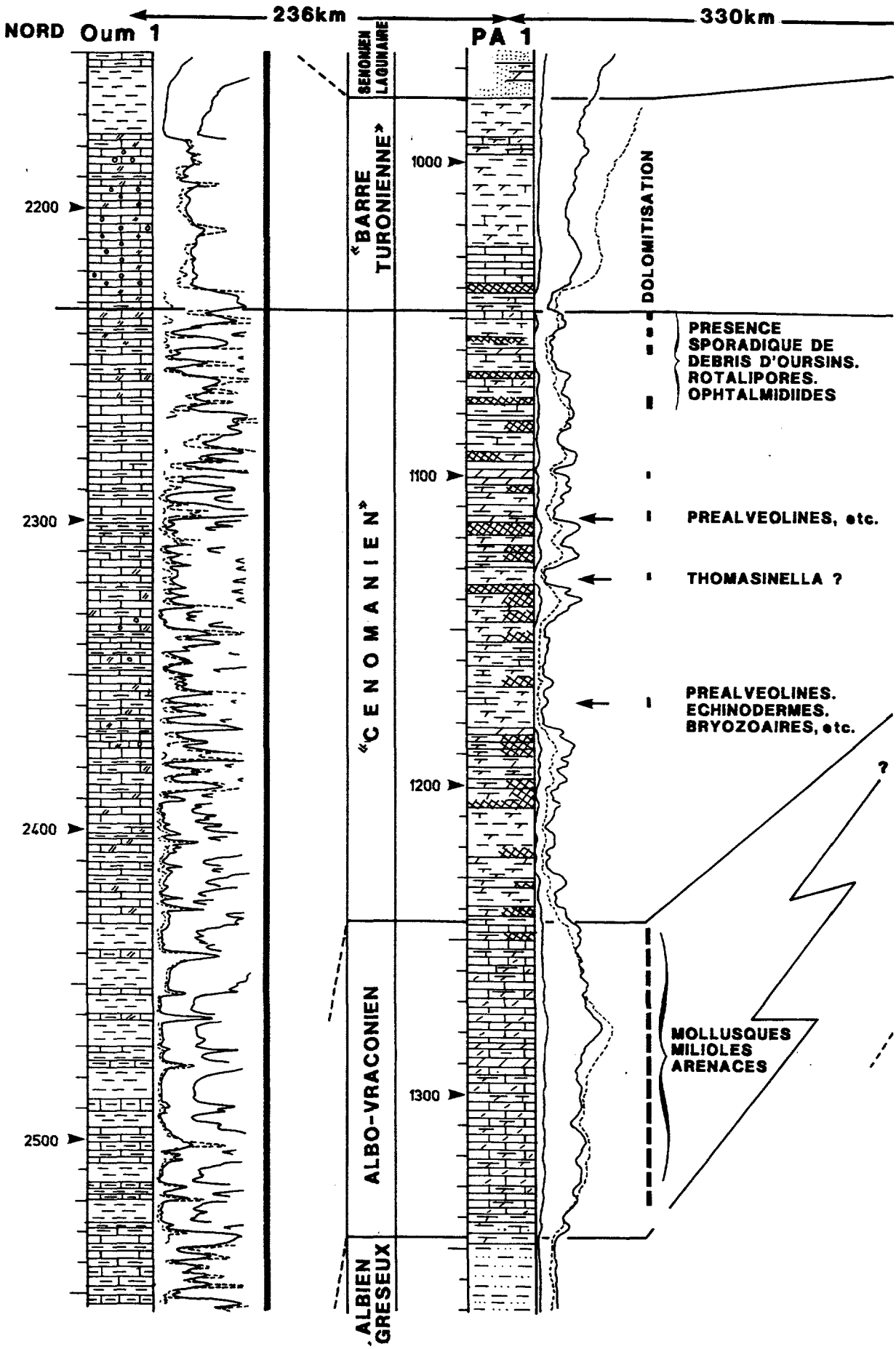
* Laffitte, comme la plupart des auteurs de cette époque considérant que ces genres étaient sténothermes, en déduisait qu'ils ne pouvaient vivre que dans la zone bathyale.

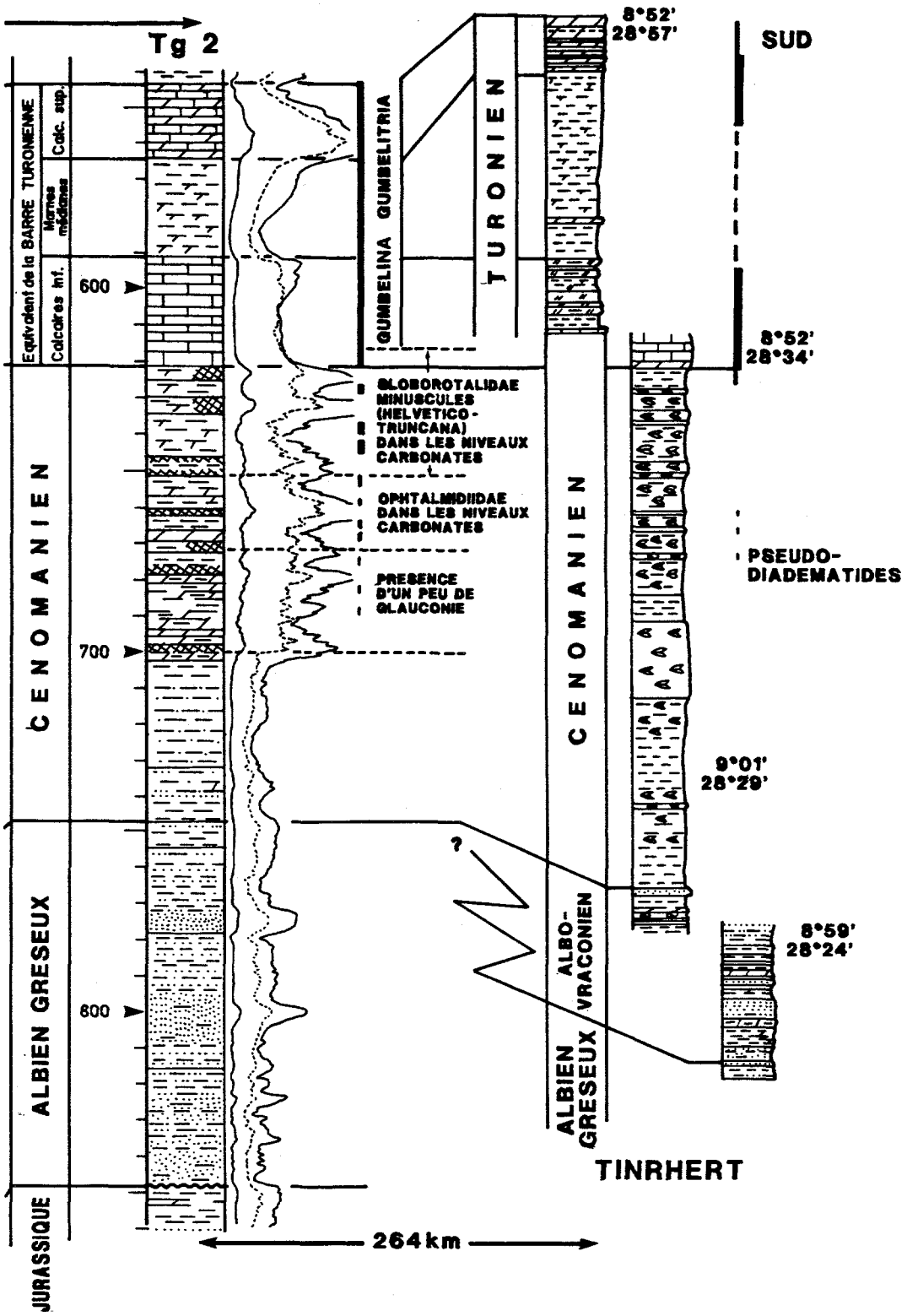
- La plate-forme saharienne

En direction du Sud et du Sud-Ouest, c'est-à-dire en direction plus continentale, la série entièrement marine du Cénomanien que nous venons d'évoquer s'amincit et se modifie profondément (figs 8 et 9).

Tout d'abord, la série marneuse du Cénomanien inférieur et moyen que nous avons vue dans le bassin constantino-tunisien passe latéralement, sur la plate-forme saharienne, à une série encore argileuse mais à caractère de plus en plus lagunaire. C'est ainsi qu'au début, quelques bancs de dolomie ou de gypse s'intercalent dans une série toujours majoritairement argileuse mais encore marine, admettant des passés calcaires néritiques très fossilifères. Puis, plus au Sud, la série s'enrichit en gypse, restant encore dominée par des argiles ou marnes vertes, qui s'intercalent de quelques passées encore franchement marines. Plus au Sud encore, les intercalations marines disparaissent tandis que les intercalations évaporitiques se complètent par un niveau de quelques mètres de sel, dans une bande prenant en écharpe (de l'Est-Sud-Est à l'Ouest-Nord-Ouest) le Sahara tuniso-algérien (Busson, 1972, fig. XII.7). Et, plus au Sud encore, jusqu'à la limite d'érosion constituée par la cuesta cénomanienne du Tademaït et du Tinrhert, la série sous-jacente à la zone à Naviculare n'est plus représentée que par des argiles rouges dominantes et quelques couches d'argiles vertes et de gypse massif. L'évolution est la même que celle observée dans le Maroc atlasique et rappelée ci-dessus ; mais elle s'étale ici sur une distance Nord-Sud qui est de l'ordre du millier de kilomètres ! De l'Est à l'Ouest, cette série lagunaire ante-zone à Naviculare s'étend de la Tripolitaine, jusqu'à l'Atlantique, couvrant la Tunisie méridionale (Busson, 1967), le Nord du Sahara algérien, le Sud-Est de l'Algérie atlasique centrale et occidentale et de là, en continuité, la plus grande partie du Maroc atlasique. On sait qu'on retrouve un écho de cette série lagunaire à Tarfaya comme on la retrouve dans le Tanezrouft, le Niger etc. (Busson et Cornée, 1989).

Ces bancs de gypse qui ont ainsi pu prolonger sur un millier de kilomètres la série toute marine de la Berbérie orientale, se sont déposés à très faible profondeur d'eau, voire à la limite de l'émersion. Un léger sillon à la surface de la plate-forme saharienne a permis même de piéger du sel. Grâce aux apports phylliteux permanents de ce Cénomanien inférieur et moyen, cette sédimentation s'est opérée constamment "à ras bord" et les fluctuations mineures du niveau marin ont suffi pour inonder de façon épidermique la plate-forme saharienne et atlasique et y laisser ces minces voiles de dépôts évaporitiques. Dès lors, on conçoit que les calcaires susjacents de la zone à Naviculare qui font suite à cette série argilo-lagunaire, nécessitent une élévation remarquable du niveau des océans. Il faut en effet rappeler (Busson, 1972 ; Collignon, 1957 ; Néraudeau *et al.*, 1993) que ces calcaires francs, massifs sont très riches à la fois en faune nectonique (ammonites) et benthique avec une profusion de formes de bivalves, d'échinides, de foraminifères, etc. D'un seul coup et sur d'immenses superficies, s'est donc généralisé un milieu marin, franc, ouvert, normalement brassé et oxygéné.


NORD
Oum 1
236km
PA 1
330km
SENONIEN LAGUNAIRE
«BARRE TURONIENNE»
«C E N O M A N I E N»
ALBO-VRACONIEN
ALBIEN GRESEUX
2200
2300
2400
2500
1000
1100
1200
1300
DOLOMITISATION
PRESENCE SPORADIQUE DE DEBRIS D'OURSINS. ROTALIPORES. OPHTALMIDIIDES
PREALVEOLINES, etc.
THOMASINELLA ?
PREALVEOLINES. ECHINODERMES. BRYOZOAIRES, etc.
?
MOLLUSQUES MILIOLES ARENACES



Série franchement marine (pouvant comporter des faunes pélagiques)
1- continue
2- par passées sporadiques

Série marine suggérée par la présence de faunes benthiques
1- continue
2- par passées sporadiques

Indices d'influences marines (mention de glauconie, faune d'échinodermes nains), etc...

Fig. 8. Coupes dans le Crétacé moyen de la plate-forme saharienne, depuis les confins des monts de Negrine (OUM 1) jusqu'à la hamada de Tinrhert. D'après Busson (1972), fig. XII. 5.

-Sahara central : les calcaires cénomaniens dépassent les termes antérieurs.

Ces calcaires de la zone à Naviculare et des zones suivantes, ont non seulement couvert brusquement toute cette immense aire qui était restée le domaine de faciès continentaux ou lagunaires antérieurement. Mais ils se sont étalés plus au Sud encore, en discordance sur un substratum d'âges variés (fig.9). D'après les reconnaissances de l'un de nous (G.B.), c'est dans la région de Chebka Tinrhert que le phénomène s'observe le plus remarquablement. Les calcaires cénomaniens couronnent la cuesta du Sud du Tinrhert central et sa centaine de mètres d'argiles à gypse faisant suite aux grès conventionnellement attribués à l'Albien. En quelques centaines de mètres en direction du Sud, la série argilo-gypseuse se biseaute contre le substratum paléozoïque, l'une et l'autre n'étant séparés que par un mince plaquage grossièrement détritique. Plus au Sud encore, on observe les calcaires de la zone à Naviculare, transgressifs, en discordance sur le Dévonien.

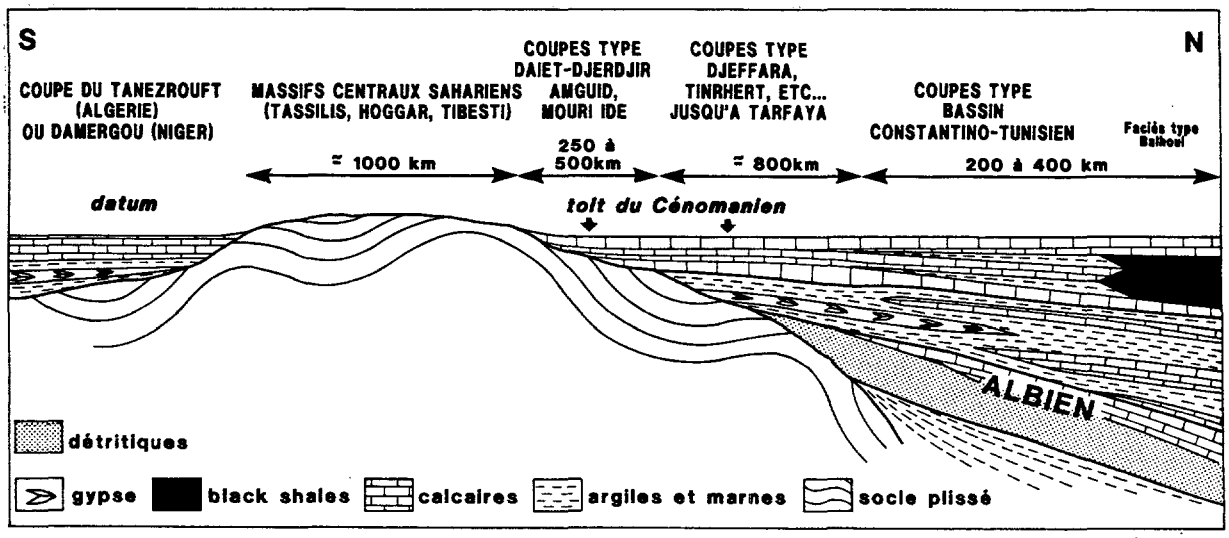


Fig. 9. Coupe schématique N-S du Cénomanien depuis la Berbérie orientale jusqu'au bassin du Niger, passant par les massifs centraux sahariens (Tassili et Ahaggar).

Au Sahara algérien, on ne connaît actuellement que deux minuscules jalons de cette transgression marine du Cénomanien supérieur, isolés du reste de la série mésozoïque (fig. 2). L'un, situé dans les Irarrarène (x = 5°26' ; y = 26°55', Claraq et Durif, 1958), est superposé à la série tassilienne. L'autre, à Amguid (Kilian, 1930) repose sur les terrains ante-cambriens de l'Ahaggar. Ce dernier affleurement a fourni une ammonite en mauvais état, mais attribuable sans le moindre doute à la zone à Naviculare (d'après F. Amédro, auquel nous l'avons soumise). Ces deux affleurements attestent que la mer du Cénomanien supérieur qui a déposé ces calcaires a dépassé d'au moins 200 km l'extension des faciès argilo-lagunaires qui les précédaient immédiatement, venant en transgression discordante sur les séries paléozoïques et même sur les couches anté-cambriennes, les unes et les autres formant les "massifs centraux sahariens".

- Libye

En Libye, un témoin analogue a été trouvé à Mouri Idé (x = 23°44' ; y = 15°20') (fig.2), au Nord du Tibesti (Dufaure *et al.* 1984). Cet affleurement n'a pas été daté par ammonites. Mais la microfaune qu'il contient a permis de proposer un âge cénomanien. Ces calcaires, qui reposent sur un substratum d'âge précambrien attestent que la mer cénomanienne a dépassé sur cette longitude l'extension de la série argilo-lagunaire qui l'a précédée d'au moins une distance de 500 km. Même en admettant qu'à cette époque l'aplanissement du Sahara central était poussé, il n'en reste pas moins qu'une telle avancée brutale de la mer a nécessité une élévation exceptionnelle du niveau des océans, malheureusement impossible à chiffrer.

Les gains territoriaux de cette inondation marine, provoqués par cette élévation eustatique sont donc considérables mais, fait encore plus remarquable, les calcaires déposés même en situation très méridionale, très cratonique, restent partout très riches en ammonites et à de nombreux niveaux en microfaune planctonique. Cette nature très pélagique de ces calcaires de transgression épicontinentale est d'autant plus remarquable que dans l'immense bassin saharien - comme dans le bassin cent fois plus petit du Haut-Atlas - la barre calcaire du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur s'intercale entre des dépôts continentaux ou lagunaires dessous et des dépôts rouges continentaux et lagunaires au-dessus (Karpoff, 1953 et Busson, 1972). Par son extension exceptionnelle et par ce caractère pélagique généralisé, cette transgression marine est originale par rapport aux transgressions précédentes du Mésozoïque (horizon B du Lias, transgressions du Bathonien et du Callovien, de l'Aptien, de l'Albien supérieur) (fig.10). Les transgressions précédentes en effet représentaient des gains de quelques centaines de kilomètres du Nord au Sud, dans un régime d'alternances incessantes qui caractérisaient cette plate-forme saharienne. Ils se faisaient sous la forme de calcaires néritiques, souvent dolomitisés. Aucune de ces transgressions ne donne, comme celle du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur, l'impression d'une inondation brutale et qui recouvre tout.

Devant ces faits mis en évidence avec tant de clarté par les affleurements de Berbérie et du Sahara, complétés par un réseau de sondages ayant traversé toute la série mésozoïque dans tout le Nord Sahara, on ne peut admettre l'image qualitative (et *a fortiori* quantitative) donnée par la charte de Haq *et al.* (1987). Sur cette charte, en effet (fig. 11), toute l'histoire géologique - de l'époque que nous examinons, comme celle des époques antérieures et suivantes - apparaît hachée par une multitude de transgressions et de régressions dûment mises en nomenclature. Or, tous ces pics apparaissent d'importance à peu près similaire. Cette image que nous croyons éminemment artificielle, ne rend pas compte de ce qui nous semble être la réalité : un événement exceptionnel d'élévation du niveau de la mer et incomparablement plus fort que les événements précédents ayant démarré dans la zone à Naviculare et s'étant prolongé jusque dans le Turonien inférieur. Au sein de cet ensemble, l'existence de phases plus ou moins transgressives ne peut être exclue. Mais il nous semble qu'il s'agit de phénomènes beaucoup plus subtils et qui risquent d'être brouillés entre chaque site par le jeu local des apports, de la subsidence, des courants, etc... La multitude de pics comparables de la charte de Haq *et al.* (1987) nous paraît

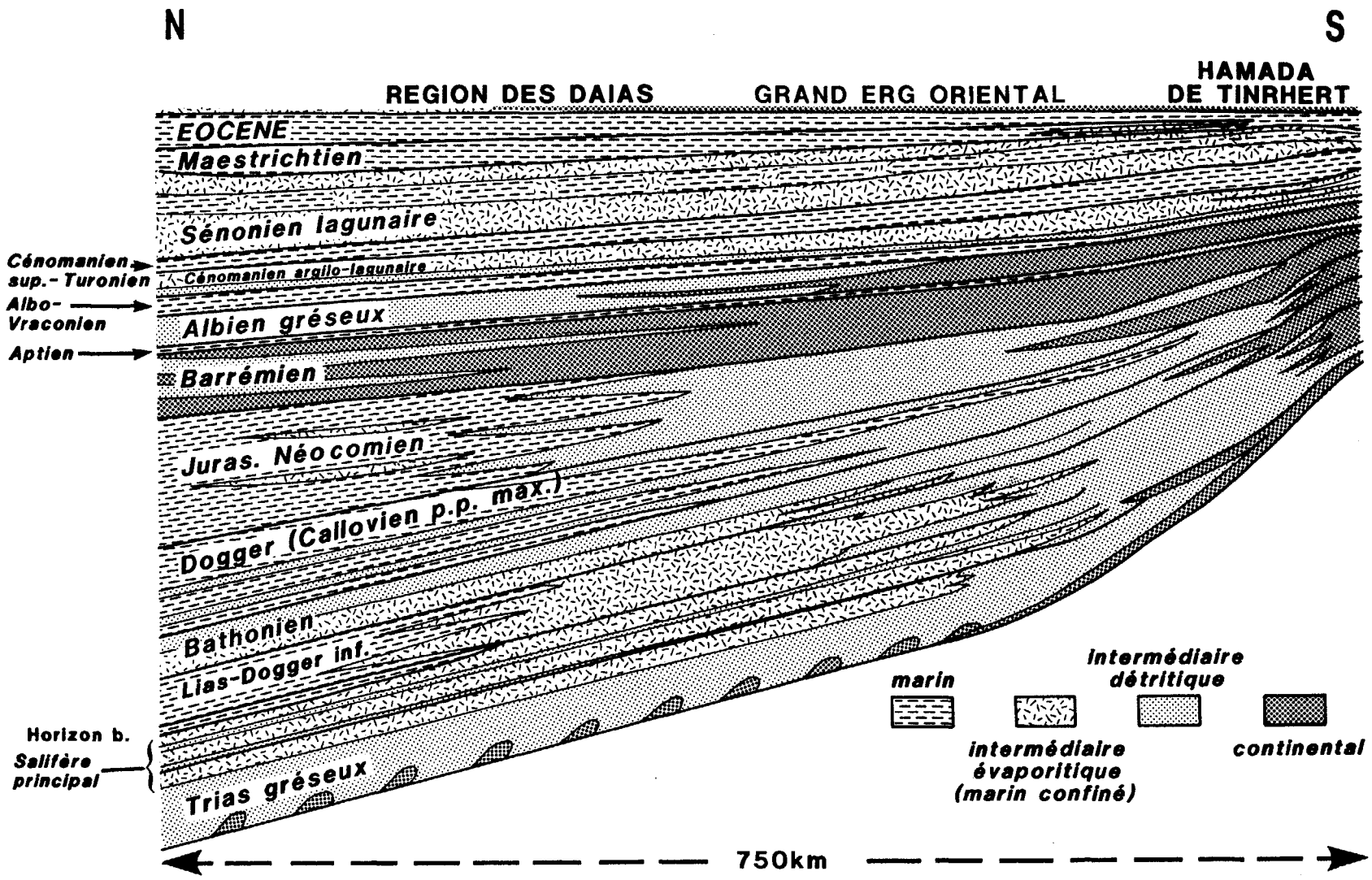
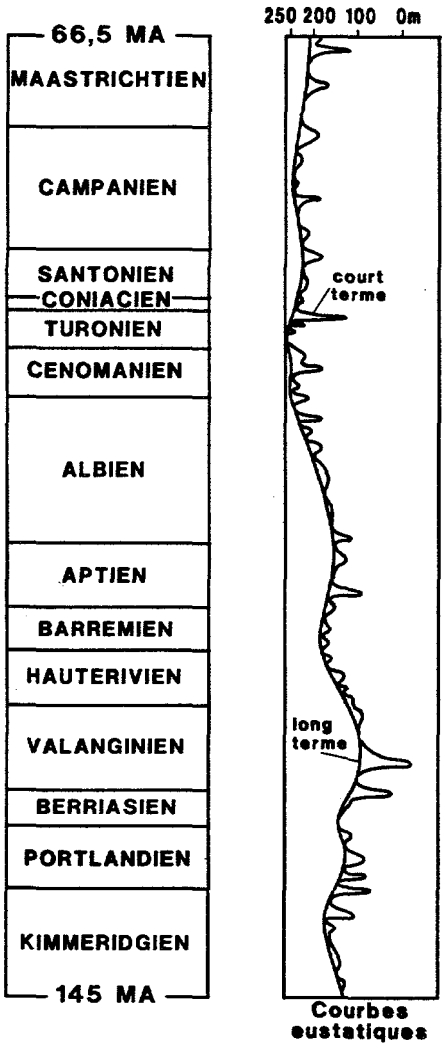


Fig. 10. Répartition sur une coupe schématique N-S des faciès "marin", "intermédiaire évaporitique, "intermédiaire détritique" et "continental" sur une coupe des terrains mésozoïques de la plate-forme saharienne. D'après Busson 1972, fig. XXII- 1 modifiée.



inacceptable, non pas à cause de tel ou tel de ces pics qui serait contestable et qui serait susceptible de précisions au fil du temps. Elle nous paraît inacceptable par la banalisation dont elle impose l'image alors que la réalité apparaît ponctuée d'événements grandioses et exceptionnels.

Fig. 11. Courbes eustatiques (partielles) du Kimméridgien au Maestrichtien. D'après la charte de Haq *et al.* (1988).

- *Autres régions africaines.*

Il ne saurait être question d'examiner ici chacun des bassins africains. Sur le versant téthysien, en Egypte, on observe une différence entre l'Est et l'Ouest du Nil. Dans le désert occidental, (El Hashemi, 1978, pl. 13 et Burollet, 1989), la transgression cénomanienne qui prolonge vers l'Est les faciès marins ouverts, extensifs au Sahara algérien, tunisien et libyen, n'aurait pas sensiblement dépassé l'extension méridionale de la transgression aptienne. Au contraire à l'Est du Nil, Burollet (1989) souligne le caractère progressif dans le temps des trois avancées marines du Crétacé moyen (Aptien, Vraconien, Cénomanien), l'avancée la plus méridionale de la région d'Aswan étant attribuée au Turonien par cet auteur.

Plus à l'est encore, en Arabie saoudite (Powers *et al.*, 1966), la Formation Wasia qui a livré des ammonites cénomaniennes et peut-être turoniennes, est superposée à des formations continentales ; tandis que Néraudeau *et al.* (1995) ont montré la diversité des faunes d'échinides, tout à fait remarquable dans la zone à Naviculare. Ici encore, malgré son extension exceptionnelle, la mer cénomanienne transgressive garde un caractère ouvert très franc. St-Marc (1978) a fourni une cartographie sommaire indiquant les gains de la transgression cénomanienne par rapport aux mers du Barrémien et de l'Aptien sur la péninsule arabique. Burchette (1994), dans une étude de la formation Mishrif donne des éléments sur cette transgression dont il date du Turonien inférieur l'avancée maximale.

Sur le craton saharien, au Sud des massifs centraux sahariens, les données sur le bassin des Iullemeden et la partie Nord du Tchad, complétées par des études récentes (Mathey *et al.*, 1994), sont particulièrement importantes. Ici encore, le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur est intercalé entre des séries purement continentales. Epais de 20 à 70 m, il s'agit de calcaires fossilifères interstratifiés d'argiles à gypse. Ces bancs calcaires ont livré une faune d'invertébrés nectobenthiques et benthiques, des lamellibranches, des ammonites et, en moindre quantité, des gastropodes, des échinides et des nautiles. Les auteurs sus-cités parlent d'un milieu marin normalement oxygéné, propre, à salinité normale. Ils précisent que "les peuplements de la rampe nigériennne apparaissent... comme une forme appauvrie de ceux observés plus au Nord sur la plate-forme saharienne *(c'est-à-dire le Tinrhert et le Tademaït)* ... et ces derniers sont eux-mêmes une forme appauvrie de ceux du pourtour méridional immédiat de la Téthys". Nous ne prendrons pas parti ici sur l'origine septentrionale de la mer du Niger et du Tchad. Mais, si les auteurs cités ont raison, l'avancée des faciès marins de la zone à Naviculare - qui aurait permis aux *Neolobites* d'atteindre ces provinces très méridionales - au delà des limites antérieures du bassin sédimentaire ne serait plus de 200 km (comme nous l'avons mesuré à Amguid) mais d'un peu plus de 1 600km, distance qui sépare le front de la cuesta de la Hamada de Tinrhert des affleurements nigériens (Damergou, par exemple). Or, en dépit de l'extension prodigieuse de cette transgression marine, la sédimentation a gardé le caractère marin ouvert, franc, que nous lui avons reconnu partout.

Sur le versant atlantique, au Nigéria, la transgression cénomanienne a fait l'objet d'études particulièrement intéressantes. Le fossé de la Bénoué présente le rapprochement de domaines faunistiques qui existent sur le Nord-Ouest africain par exemple mais y sont beaucoup plus disjoints. C'est ainsi qu'on a pu décrire dans cette région et dans des couches contemporaines une faune à *Vascoceratinae* et *Pseudotissotiinae* à cachet saharien en domaine épicontinental et, d'autre part, à *Acanthoceratinae*, *Mammitinae*, *Fagesia* et *Neoptychites* à cachet atlantique et d'affinités ouest-européennes, plus près de l'océan (Courville *et al.*, 1994).

On évoquera également les manifestations de la transgression cénomanienne dans des bassins relativement isolés comme les calcaires d'Anwiafutu au Ghana qui ont livré des bivalves marins et ont été déposés sur une très épaisse série détritique parfois conglomératique et d'environnement continental (de Spengler et Delteil, 1966). Au Congo (Zaïre) existaient également des affleurements isolés intracontinentaux de couches laminées à poissons, qui appartiennent à une famille dont des taxons ont été trouvés ailleurs dans des dépôts d'âge cénomanien-turonien (Cahen, 1954).

En Angola, dans le bassin du Cuanza, le Cénomanien marin vient en transgression discordante vers l'Est aussi bien sur l'Albien continental que sur le sel massif ou les dolérites : c'est la formation Cabo Ledo, déjà évoquée par des auteurs tels que Brognon et Verrier (1966) .

b) L'Europe

S'il est impossible d'évoquer l'ensemble des articles de synthèse qui traitent de la transgression cénomanienne en Europe, nous citerons cependant le travail fondamental de Hancock et Kauffman (1979), avant d'envisager quelques domaines plus particuliers.

- *La péninsule ibérique.*

Les parties centre, Sud et Sud-Ouest des chaînes ibériques présentent des faits particulièrement intéressants. Le Cénomanien supérieur - Turonien inférieur correspond à la transgression la plus importante du Crétacé puisqu'elle permet le dépôt des seuls sédiments pélagiques connus pour tout le système dans cette zone (Canerot *et al.*, 1982 et Vilas *et al.*, 1982 *in* Floquet, 1984 ; Alonso *et al.*, 1987 ; Segura *et al.*, 1989 ; Gimenez, 1989). Cette transgression exceptionnelle a permis la seule liaison connue entre la Téthys et l'Océan Atlantique. Notons que les auteurs imputent cette liaison nouvelle à la combinaison d'une élévation eustatique et d'un basculement du bâti structural vers le Nord. Toujours est-il que la transgression d'origine atlantique inonde l'ensemble des chaînes ibériques parvenant jusqu'au Levant espagnol, jusqu'alors de polarité téthysienne. Les sédiments marins-ouverts du Cénomanien supérieur - localement appelés Marnes et Calcaires de Casa Medina - sont datés par *Vascoceras gamai*, espèce que nous retrouvons jusqu'au Sahara central, et par des foraminifères planctoniques. Cette formation passe, en position plus continentale, aux Dolomies de la Ciudad d'Encantada. Ici encore, l'importance de l'élévation du niveau marin et la rapidité ou même la brutalité de cette élévation sont attestées par le contraste qui existe entre ces sédiments pélagiques ouverts, homogénéisants du Cénomanien supérieur et leur substratum. Le Cénomanien supérieur peut ainsi reposer aussi bien sur des calcaires à rudistes à l'Est, sur des sables à l'Ouest, ou sur des dolomies et le plus étonnant ici encore, c'est que ces sédiments pélagiques se superposent à n'importe quelle autre série, y compris continentale, sans en être séparés par des sédiments de transition ou littoraux, sur une épaisseur notable du moins.

Les analogies sont frappantes avec ce qu'expose Bilotte (1989) pour un domaine allant de Montsech au massif du Mouthoumet. Après une élévation des niveaux marins d'importance modérée au Cénomanien moyen, on a une augmentation notable de l'épaisseur de la tranche d'eau sur la plate-forme au Cénomanien supérieur. Au Cénomanien terminal une montée brutale du niveau marin aurait eu pour conséquence un net déplacement des zones de faciès vers le Nord au Mouthoumet.

Floquet (1984), dans une synthèse couvrant une partie de l'Europe occidentale, évoque la généralité d'une zone mince de calcaires micritiques à petits foraminifères pélagiques, *Heterohelix*, pithonelles, à ammonites rares permettant néanmoins de dater les zones à Naviculare et à Geslinianum. Il signale également avec quelle généralité ce voile de dépôts relativement homogènes recouvre des sédiments caractéristiques des environnements les plus variés. Sous la discontinuité qui marque la base de cette série pélagique, on peut avoir en effet des dépôts de lagon - infra à supralittoral -, des argiles sableuses lignitifères à ostréïdés, dépôt supra-littoral de marais maritimes, etc. Toujours dans la péninsule ibérique, Floquet (1984) rappelle que la même transgression-inondation marine du Cénomanien supérieur existe au Portugal, citant Lauverjat *et al.* (1982).

- *La France.*

Nous ne reviendrons pas ici sur les régions où existe l'événement anoxique du Cénomanien supérieur-terminal - Turonien inférieur à matière organique : Bassin de Paris oriental, de la Haute Normandie à la Champagne ; fosse vocontienne ; région de Cassis, etc. Nous ne ferons

qu'évoquer superficiellement deux régions dont les enseignements sont intéressants - et convergents avec ce qui a été vu ci-dessus -, sur l'importance et les modalités de la transgression marine eustatique.

Dans le Nord-Aquitaine (Moreau, 1987 et 1991), la transgression discordante ou d'étalement progressif se fait en faciès continental au Cénomanien inférieur, puis en faciès marin au Cénomanien moyen. La transgression apparaît encore plus affirmée dès la zone à Naviculare (Colin, 1973 *in* Floquet, 1984). L'extension originelle de ces dépôts nous échappe car la limite septentrionale d'extension n'est toujours qu'une limite d'érosion. Mais il est remarquable qu'ici encore on retrouve les calcaires marins-ouverts avec la faune de la zone à Naviculare superposés à des argiles lignitifères du Cénomanien moyen-supérieur. Une fois encore, l'élévation a dû être à la fois rapide et importante. Au Cénomanien terminal (à partir de la zone à Geslinianum) on a signalé également la substitution aux animaux benthiques - rudistes en particulier - d'un biota à céphalopodes ubiquistes et inocérames.

Dans le golfe rhodanien (Ducreux, 1989), des coupes telles que celle de Saint-André d'Olérargues dans le Gard, montrent une séquence caractéristique avec successivement, de bas en haut, les couches du faciès paulétien, puis les couches calcaires de faciès marins-ouverts du Cénomanien supérieur. Le Paulétien - qui ici a précédé la transgression marine du Cénomanien supérieur - est constitué de faciès lagunaires où alternent des couches de lignite, des calcaires à huitres. L'environnement était celui d'une plaine maritime où les couches de lignite sont la trace de destruction de forêts littorales lors d'ingressions marines. Les couches à ostréidés accompagnées d'ostracodes et de rares *Hedbergella* et *Whiteinella*, déjà présents dans le Cénomanien moyen, représentent d'éphémères et timides transgressions marines prémonitoires.

Le toit de la bauxite, en de nombreux sites de France méridionale, d'Espagne, de Sardaigne, s'avère souvent constitué de Cénomanien marin (Combes, 1990 et Combes *et al.*, 1993). C'est un nouvel exemple de superposition de faciès marins francs à des dépôts typiquement continentaux.

Ainsi, aussi bien dans le Nord-Aquitaine que dans le golfe rhodanien, on a des phénomènes évoquant ceux décrits au Sahara ; malgré une double différence. En premier lieu, l'extension des faciès lagunaires est considérablement moindre en Europe que celle qui s'observe sur la plate-forme du Nord Gondwana. D'autre part, les faciès lagunaires de France ont été engendrés dans un contexte humide qui s'oppose au contexte aride qui présidait au dépôt des couches ante - zone à Naviculare sur la plate-forme du Nord Gondwana. Mais, dans tous les cas, il y a superposition à des couches déposées à la limite de l'émersion, voire en contexte franchement continental, de couches à caractère marin ouvert à céphalopodes.

c) L'Amérique.

- *Le Bassin Intérieur-Ouest du continent nord-américain.*

Eicher et Diner (1991) ont donné récemment une mise au point s'appuyant sur les travaux fondamentaux (Weimer, 1960 ; Eicher, 1967, 1969 ; Kauffman, 1967 ; Hattin, 1975). Le

membre Bridge Creek est, dans le Bassin Intérieur-Ouest, l'enregistrement de la plus grande extension de la transgression du Crétacé moyen. Ces mêmes auteurs rappellent que la partie inférieure de ces couches a été identifiée comme un témoin de l'événement anoxique de la limite Cénomanien-Turonien par Pratt (1985), Thurow et Kuhnt (1986). Ces dépôts se sont produits dans une mer épicontinentale à un millier de kilomètres au Nord de la Téthys principale. Pratt (1984) *in* Graciansky (1987) et Kauffman (1985) ont cartographié sur l'ensemble de l'Amérique du Nord l'extension et les faciès de la plus grande mer crétacée, attribuée par ces auteurs au Turonien inférieur, qui devait différer peu de celle du Cénomanien supérieur-terminal dans laquelle se sont déposées les couches à matière organique.

Pour conclure et sans anticiper sur les mécanismes interprétatifs que l'on développera ci-dessous, on se doit d'évoquer une conséquence du caractère très planétaire de cette transgression. Ce caractère nous paraît rendre surprenante l'invocation, si fréquente, de facteurs locaux pour interpréter cette transgression dans la région qu'étudie tel ou tel auteur. Parmi une infinité d'exemples qui pourraient être cités, c'est ainsi que Philip *et al.* (1993) semblent rendre responsable de cette transgression l'ouverture de l'Atlantique!

3.2. Quelques effets de l'élévation océanique du Cénomanien supérieur-terminal.

a) Généralités.

- Transgressions et approfondissement.

Nous avons vu ci-dessus, à l'occasion de telle ou telle description régionale, le poids des arguments géologiques - cartographiques et faciologiques - pour affirmer l'importance de l'élévation du niveau océanique à cette époque. Il importe cependant de ne pas se laisser abuser par des arguments et déductions à caractère environnemental qui peuvent plaider fallacieusement pour un milieu profond alors qu'ils sont susceptibles d'une autre interprétation. Comme nous l'avons dit ci-dessus (§3.1), la suppression ou l'amenuisement des organismes benthiques dans une biocénose est souvent interprétée comme un caractère de profondeur. Or cette amputation d'une partie du biota peut survenir, *a priori* à n'importe quelle profondeur, si un corps d'eau anoxique ou insuffisamment oxygéné règne sur le fond. A l'évidence, il en va de même pour des caractères associés tels que la conservation d'une fine lamination, incompatible avec un brassage organique actif. Un amenuisement des détritiques, soit qualitatif, soit quantitatif, peut être également interprété en termes d'approfondissement. Par exemple, la diminution de la kaolinite et du quartz dans une séquence est parfois perçue comme le signe d'un milieu plus interne, plus profond. En réalité, à profondeur quasiment inchangée, cette modification peut être due à un tarissement des apports, imputable au recouvrement de la zone nourricière par une tranche d'eau, phénomène concevable même avec une très faible élévation du niveau marin en ces temps d'aplanissements illimités.

- Transgressions et phénomènes anoxiques.

Il faut souligner que la corrélation, sur laquelle nous insistons, entre la grande transgression du Cénomanien supérieur-terminal et l'événement anoxique est un phénomène assez général même si l'exemple que nous avons choisi est un des plus caractéristiques. Tissot (1979 a et b et communication orale, 1985), examinant les roches-mères du Crétacé moyen, note qu'elles correspondent à ces transgressions majeures qui se sont développées aussi bien sur les marges de la Mésogée, comme par exemple en Arabie et autour du golfe Persique, mais également sur les zones mobiles pouvant impliquer du matériel paléozoïque, par exemple Mexique, Vénézuela, et sur les marges passives telles que celles de l'Afrique ou de l'Amérique. Pour cette dernière, par exemple, on sait en effet que dans le Nord-Est atlantique, le membre calcaire Petrel, en général attribué au Turonien, se présente comme le témoin d'une transgression marine au-dessus des sables et marnes de la formation Dawson Canyon (Jansa et Wade, 1975, Emery et Uchupi, 1984, Jansa et Wiedmann, 1982 *in* Thein, 1988). Pour renforcer ces considérations qui sont à une échelle planétaire, nous rappellerons que des auteurs tels que Bréhéret (1995) ont souligné que dans un bassin donné et à une échelle stratigraphique plus fine s'observe la même corrélation entre les épisodes de transgression marine, d'une part, et, d'autre part, les phases d'enrichissement en matière organique des sédiments du bassin.

b) L'homogénéisation des faciès.

Le caractère exceptionnel de cette élévation du niveau marin pourra être mieux perçu par une comparaison. Nous avons vu l'extraordinaire homogénéisation des faciès calcaires marins, fossilifères, souvent riches en nannofossiles, réalisée par cette élévation eustatique malgré d'indubitables spécificités locales. C'est ainsi que la craie de l'Europe boréale diffère des calcaires contemporains de la fosse vocontienne, ne serait-ce que par une évolution diagénétique profondément dissemblable des calcaires à coccolithes. Or, cette homogénéisation contraste radicalement avec ce que permet d'observer, par exemple, le Crétacé inférieur, en particulier l'étage Barrémien. La diversité est en effet extrême, à cette époque, entre des faciès tels que les calcaires benthiques de l'Urgonien, les calcaires essentiellement planctoniques de la Maiolica ou du faciès Biancone et les formidables épanchements continentaux grossièrement détritiques qui ont couvert d'énormes pans du Nord Gondwana, du Proche-Orient au Nord de l'Amérique du Sud .

c) Transgressions eustatiques et brassage généralisé.

Dans le texte ci-dessus, nous avons signalé localement un fait dont il importe de souligner maintenant la généralité. C'est la mise en communication de mers et d'océans jusqu'alors isolés grâce à cette élévation remarquable du niveau océanique combinée - rappelons-le - avec un extrême aplanissement des reliefs de notre globe. C'est un trait remarquable d'une bonne partie des temps paléozoïques et mésozoïques que la très vaste extension de plates-formes très homogènes. Dès 1937 Woolnough, traitant de l'euxinisme , remarque le fait que le monde du passé a eu l'apanage de plates-formes extrêmement plates et très vastes, dont rien ne donne une

idée dans notre monde actuel très marqué par l'épéirogenèse. Cotillon (1989) s'appuyant sur les travaux de Rat *et al.* (1978), Tyson et Funnel (1987), Alonso *et al.* (1987) écrit que "c'est à l'Aptien que débute cette montée des eaux... Elle vient culminer au Cénomanien... Elle fait de l'Europe un carrefour de l'Atlantique, de la Mer du Nord et de la Téthys dont les liaisons s'établissent à travers la France, la Russie et l'Ibérie... mais qui contournent cependant la plupart des massifs anciens" (Brabant, Ardennes, Cornouaille, Massif armoricain etc.), plus ou moins investis - à l'instar des massifs centraux sahariens - mais non complètement submergés (fig.12). Sur ces communications nouvelles, l'Europe, dont la surface est si restreinte par rapport à l'ensemble de la planète, n'a d'intérêt qu'exemplaire. Même si l'hypothèse de existence de certains détroits marins demeure contestable - par exemple certains détroits trans-sahariens (Busson, 1972) - les mêmes causes qui ont joué en Europe, ont eu ailleurs les mêmes effets. Il s'en est ensuivi, par la mise en communication d'océans, de mers et de bassins jusqu'alors isolés, un renforcement des circulations océaniques et, comme nous allons le voir maintenant, un cosmopolitisme soudainement très renforcé du biota marin.

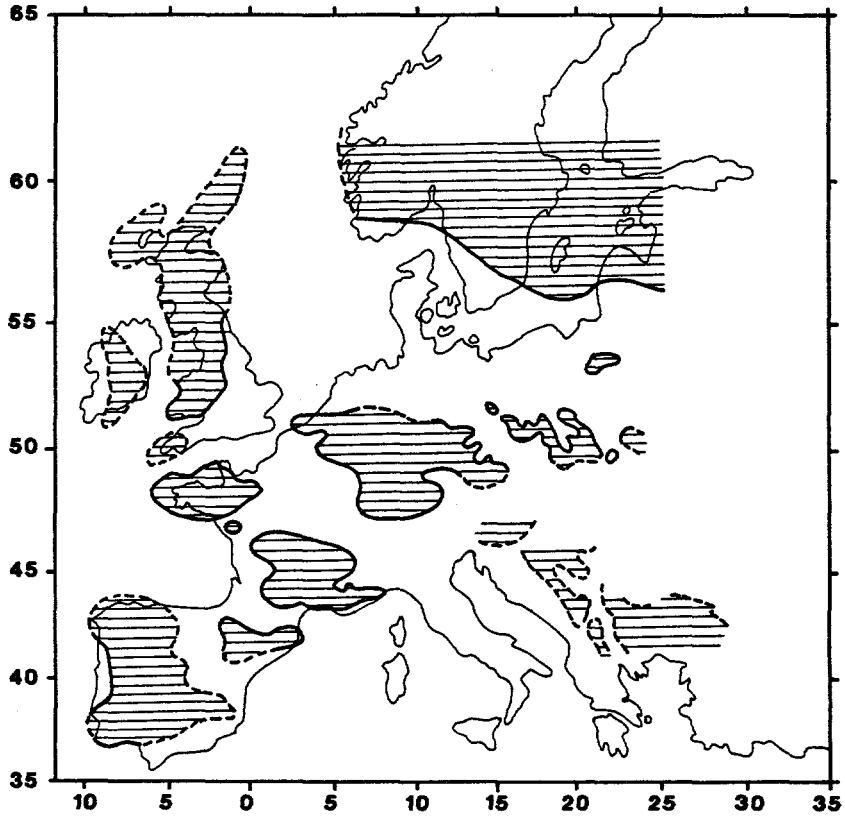


Fig. 12. Carte paléogéographique schématique de l'Europe occidentale au Cénomanien. En hachuré : terres émergées. D'après fig. 6 de Cotillon (1989).

d) Cosmopolitisme du biota marin

La mise en communication de mers antérieurement isolées, susceptible d'engendrer un "appel d'air" d'un bassin à un autre, a évidemment facilité les migrations et les brassages de

faunes. Mais elle a eu toutes chances aussi d'homogénéiser le milieu marin, contribuant peut-être à diminuer les gradients latitudinaux et réduisant à coup sûr les endémismes locaux. Les observations à ce sujet pourraient être multipliées à l'infini, nous nous contenterons d'évoquer quelques cas exemplaires. A Tarfaya (Einsele et Wiedmann, 1982 ; Freneix, 1972 et 1994), le Cénomanien est caractérisé par l'apparition d'espèces "à très vaste répartition" représentées aussi bien en Touraine que dans la Téthys américaine jusqu'en Colombie. Un ammonitologue comme Thomel (communication orale), étudiant les faunes du bassin du Sud-Est de la France, observe qu'avec le Cénomanien terminal et ses faunes à *Vascoceras*, apparaissent brutalement des affinités notables avec l'Afrique du Nord, le Portugal, etc... contrairement à ce qui était le cas dans les séries sous-jacentes. Dans le domaine boréal, Juignet et Kennedy (communication orale, 1991) notent, en particulier sur les faunes d'ammonites, un cosmopolitisme marqué dès le Cénomanien supérieur. Le même cosmopolitisme a été observé avec les taxons benthiques. La faune à *Actinocamax plenus* qui caractérise l'événement anoxique du Cénomanien terminal dans le Nord de la France, en Angleterre, etc., est apparue antérieurement en Russie, mais ne s'est généralisée que lors de cet épisode transgressif. Philip (1991) évoque l'acmé-zone à Durania (équivalente de la zone à Judii) qui s'étend avec sa faune caractéristique du Portugal à l'Oman, avant sa disparition et son remplacement brutal par des Hippurites du Turonien.

e) L'événement anoxique dans les successions de bassins et dans les successions de plates-formes : décalage dans le temps et dans l'espace.

Le membre Bahloul de Tunisie centrale, intéressant à la fois par le développement que prennent les faciès anoxiques et par les datations permises par une faune relativement abondante (cf. ci-dessus), apporte une donnée importante pour les relations entre la transgression du Cénomanien supérieur et l'installation de l'anoxie. Dans l'aire d'extension principale, les faciès calcaires, marquant l'apogée de la phase transgressive, apparaissent, semble-t-il, un peu plus tôt que la première installation des couches à matière organique. En position plus méridionale, plus proche du craton, nous avons déjà rappelé ci-dessus que les couches à matière organique sont d'installation plus tardive et plus éphémère au sein d'une série devenue plus massivement calcaire (Djebel Asker par exemple). Par ailleurs, pour l'ensemble de cette Afrique du Nord-Ouest, on a vu que les dépôts de couches à matière organique restent cantonnés dans les zones les plus marines, les plus distales par rapport au craton, c'est-à-dire dans le bassin constantino-tunisien pour le Maghreb oriental, dans le Nord du Tell et le Rif pour le Maghreb central et occidental - toujours sur le versant téthysien - et enfin - sur le versant atlantique - sur le littoral d'Essaouira à Tarfaya, ceinturant partiellement l'aire cratonique continentale de ce Nord-Ouest africain. En position plus continentale, ces faciès à matière organique passent généralement à des séries calcaires typiques sous la forme de la barre cénomano-turonienne du Maroc atlasique ou de la barre équivalente qui existe dans d'immenses aires sahariennes des territoires algérien, sud-tunisien, libyens, etc. Or, cette barre calcaire, dépourvue de couches à matière organique, met en évidence localement une différenciation tout à fait intéressante, témoignage local et discret de la sédimentation à matière organique des aires plus subsidentes (cf.§ 2.2 du chap. III ci-dessous).

f) Transgressions marines, black shales et extinctions.

Des extinctions biologiques liées à l'événement anoxique ont déjà été abordées ci-dessus. Nous ne ferons que les citer ici pour rappeler que la liaison entre transgression marine, black shales et extinctions n'est pas cantonnée à l'événement du Cénomanien supérieur -terminal. Des auteurs qui se sont intéressés aux mécanismes de géodynamique interne responsables des transgressions et des black shales y ont fait allusion, ajoutant parfois la courbe d'extinction aux courbes quantifiant les facteurs précédents. Mais la relation entre ces phénomènes était connue indépendamment de leur enracinement dans les mécanismes internes de notre globe. C'est ainsi que Arthur *et al.*(1990) citent Roth (1987) qui, examinant la diversité et les extinctions mises en évidence par les nannoflores du Mésozoïque, a corrélé les variations de ces données à des phases transgressives et à la présence de black shales.

CHAPITRE II

LES INTERPRETATIONS

1. INTERPRÉTATIONS FONDÉES SUR DES FAITS D'OBSERVATION.

1. 1. Les facteurs topographiques.

Les possibilités de circulation et de brassage des eaux ayant une importance déterminante dans la genèse des couches riches en matière organique, il est évident que les facteurs topographiques représentent un des éléments capitaux dans notre tentative d'interprétation des couches riches en matière organique du Cénomanien supérieur-terminal. Rappelons simplement que, d'après certains auteurs (par exemple, Demaison et Moore, 1980) les océans actuels seraient complètement anoxiques sans l'oxygénation de leur partie profonde opérée par les eaux froides et denses, riches en oxygène, en provenance des régions polaires, notamment antarctiques. On sait en effet que ces eaux pénètrent et s'écoulent facilement dans les trois grands océans actuels.

Des trois grands océans, l'Atlantique est celui où ces couches à matière organique, au Crétacé, prennent le développement maximum. Bien des auteurs (Berggren et Hollister, 1977 ; Ryan et Cita, 1977) ont souligné le rôle capital des facteurs topographiques à l'égard des conditions de sédimentation du Crétacé moyen. En particulier, le fait que des seuils ou des rides aient empêché ou au moins gêné l'arrivée d'eaux polaires du Nord comme du Sud représente une circonstance particulièrement défavorable à une bonne oxygénation des bassins atlantiques en voie d'ouverture. C'est l'application au Crétacé moyen, et à une échelle exceptionnellement vaste, de la notion très classique de "bassin barré", en général d'origine structurale (Trask, 1932). Arthur et Schlanger (1979) ont mis l'accent sur la prolifération de bassins contrôlés tectoniquement, facteur interne également favorable au confinement. Waples (1983), considérant essentiellement le Crétacé moyen de l'Atlantique Nord, récuse les facteurs autres que structuraux invoqués par la plupart des auteurs (cf. ci-dessous) comme le rôle de la fertilité biologique ou les conditions particulières engendrées par des transgressions très extensives et cet auteur privilégie particulièrement les facteurs topographiques et structuraux.

Un autre facteur, d'échelle continentale, a pu jouer pour favoriser les dépôts anoxiques dans la Mésogée et ses dépendances. Tout d'abord l'orientation Est-Ouest de cet océan - sans doute vaudrait-t-il mieux dire de cet orogène, suivant en cela Brunn (1979) -, imposée par les masses continentales riveraines, est un fait capital (Philip *et al.*, 1993). A l'inverse des grands océans actuels, cette orientation à elle seule est incompatible avec des arrivées d'eaux polaires. En outre, la division de cet orogène en plusieurs sous-bassins associés avec des mers épicontinentales peu profondes, étendues, a pu favoriser le confinement suivant des processus que nous évoquerons ci-dessous. Enfin le serrage progressif qui a affecté cet orogène tout au long du Mésozoïque entre un Gondwana - ou des fragments de Gondwana - remontant vers le

Nord et un continent eurasiatique servant de butoir a eu toutes chances d'induire des cloisonnements et des entraves à la circulation océanique.

S'il n'est pas démontré que ces facteurs topographiques aient représenté la cause unique du confinement responsable des couches à matière organique, par contre il n'est pas douteux qu'ils ont eu un rôle important dans la genèse de ces faciès. Un argument tend à le confirmer. C'est le fait que dans les océans Indien et Pacifique, moins coupés des zones polaires méridionales que ne l'était l'Atlantique, les faciès à matière organique contemporains ont un développement nettement inférieur à celui qu'ils prennent en Atlantique. Alors qu'en Atlantique l'anoxie apparaît répétitive, sinon chronique, depuis le Crétacé inférieur jusqu'au sommet du Crétacé moyen, évoquant l'existence de systèmes d'eaux euxiniques chroniques ou récurrents, dans le Pacifique et l'océan Indien les couches confinées moins développées semblent plutôt être le produit d'une zone à minimum d'oxygène intermédiaire (cf. chap. II, § 2.2.a). L'interface sédiment-eau, léchée par cette zone à minimum d'oxygène intermédiaire est évidemment beaucoup plus réduite que peut l'être toute la partie profonde d'un bassin océanique, occupée par un corps d'eau euxinique. Elle a également toutes chances d'être beaucoup plus éphémère. Il est par ailleurs plausible que ce dispositif est à imputer à un double flux qui atteignait - au moins sporadiquement - ces océans : d'une part un flux d'eaux froides pouvant s'écouler des régions polaires ; d'autre part, à certaines époques au moins, un flux d'eaux appauvries en oxygène, en provenance soit de l'Atlantique, soit de régions épicontinentales.

Pour ce qui est de l'océan mésogéen, de nombreux auteurs (voir par exemple Tissot *et al.*, 1980) ont insisté sur l'importance déterminante des facteurs tectoniques généraux. Si la responsabilité de ces facteurs morphologiques dans la genèse des faciès confinés des grands océans et de leurs dépendances est certaine, par contre, en domaine épicontinental, il est souvent impossible d'admettre l'invocation de conditions morphologiques locales pour rendre compte entièrement de l'expression dans tel ou tel bassin de l'événément du Cénomanien supérieur-terminal. Or, le fait est particulièrement fréquent. Citons un exemple parmi une multitude d'autres qui pourraient être rappelés. Koutsoukos (1991), examinant ces faciès à matière organique du Crétacé moyen dans le bassin de Sergipe, les considère comme une conséquence directe de l'activité tectonique qui a affecté ce bassin avec un système de horsts et de grabens et de bras de mer étroits et longs restreignant la circulation de l'eau de fond. En fait, dans la mesure où le caractère le plus frappant de l'événement du Cénomanien supérieur-terminal, réside dans sa répartition mondiale, il est hors de question de rendre compte de telle ou telle expression régionale par des facteurs morphologiques purement locaux.

Enfin, face à la tentative d'imputer l'événement anoxique océanique du Cénomanien supérieur-terminal à des facteurs morphologiques, une objection grave vient à l'esprit. Ces facteurs ont joué tout au long du Crétacé moyen ; dans certains cas, déjà pendant une partie du Crétacé inférieur. On voit mal quelle aggravation de tels facteurs a pu se manifester avec à la fois la répartition mondiale, la soudaineté et le caractère éphémère de l'événement en question. Certes, il a pu y avoir approfondissement des bassins atlantiques au Cénomanien supérieur : d'après Burollet (communication orale), cette époque est la dernière où on a un benthos - sans larves planctoniques- commun aux deux rives de l'Atlantique. Il n'en reste pas moins qu'il apparaît éminemment probable que ces facteurs morphologiques ont été une circonstance

favorable à la genèse de couches à matière organique ; mais que les épisodes, les pics les plus frappants - comme celui du Cénomanien supérieur-terminal - sont sous le déterminisme d'un autre facteur, d'un autre phénomène.

1. 2. Les transgressions marines.

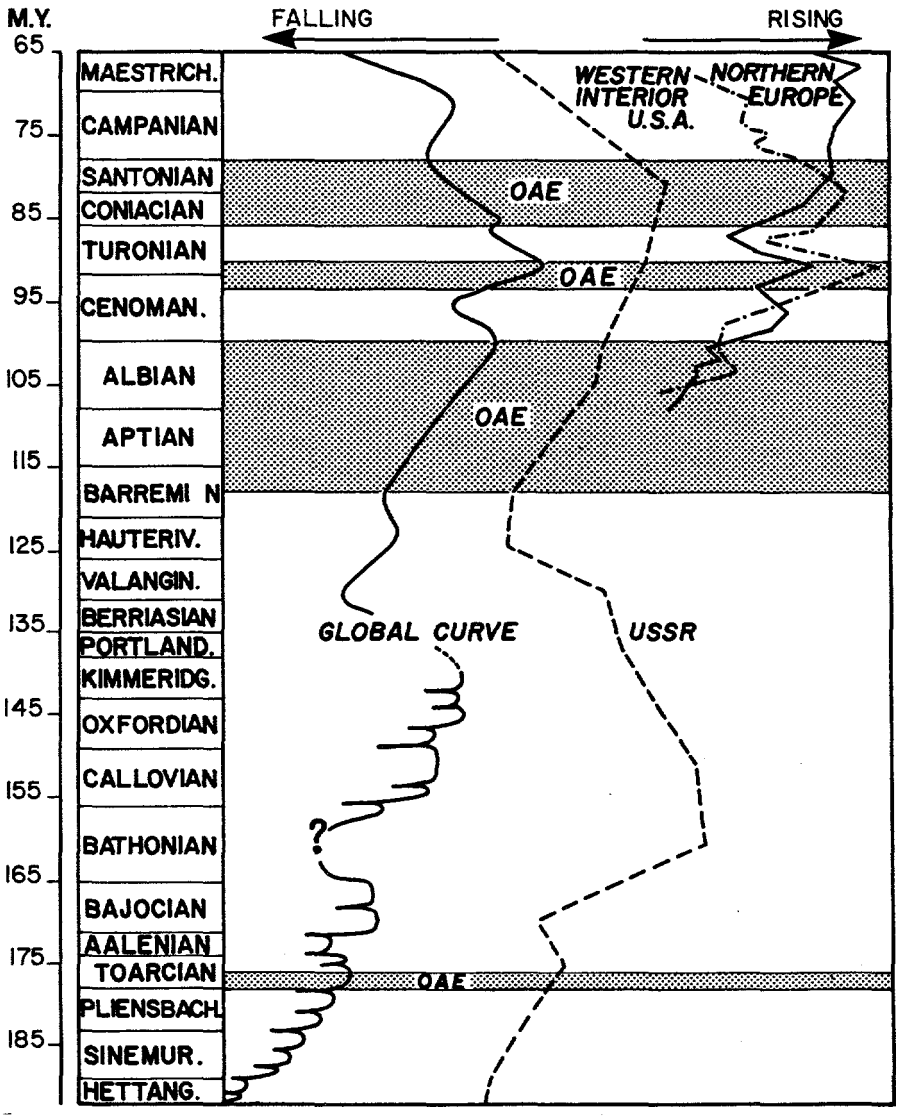


Fig. 13. Courbes des transgressions relatives et position des événements océaniques anoxiques du Jurassique et du Crétacé. Les transgressions sont marquées par une déflection de la courbe vers la droite. D'après fig. 3 de Jenkyns (1980).

Nous avons vu ci-dessus que la coïncidence entre les transgressions marines très extensives et les épisodes océaniques de couches à matière organique a été reconnue, puis admise par de très nombreux auteurs (fig.13). Graciansky *et al.* (1984), par exemple, ont considéré que la période d'anoxie très renforcée à la limite Cénomanien-Turonien, après une quinzaine de

millions d'années d'anoxie discontinue*, était imputable à la transgression exceptionnelle de cette époque. Les auteurs comme Hay et Southam (1970) ont pensé que les transgressions avaient joué en permettant à la zone à minimum d'oxygène de ne pas rester cantonnée sur la marge ou la plate-forme externe mais de venir s'étaler sur les plates-formes épicontinentales. Dans une telle hypothèse, il y aurait eu déplacement de la zone affectée. Mais en fait la plupart des auteurs ont envisagé un lien plus causal, un mécanisme par lequel la transgression marine extensive a renforcé l'appauvrissement en oxygène des océans et ne se contentait pas d'en assurer une localisation différente.

a) Transgressions et matière végétale terrestre et marine.

Schlanger et Jenkyns en 1976, en même temps qu'ils imaginaient le concept d'événement océanique anoxique, en proposaient une interprétation. Les transgressions marines extensives qui coïncident dans le temps avec ces événements anoxiques (Barrémien-Aptien, Cénomanien-Turonien) en inondant des plaines basses, auraient détruit les forêts qui les recouvraient. La matière organique végétale terrestre aurait été en grande partie amenée à l'océan, excédant les disponibilités en oxygène nécessaires pour minéraliser cette matière organique et contribuant ainsi à créer une déplétion en oxygène et donc le dépôt de faciès à matière organique. Cette source de matière organique aurait été d'autant plus importante que les angiospermes, récemment apparues, semblent avoir été d'emblée des photosynthétiseurs très actifs et très fertiles. Des auteurs - ainsi par exemple récemment Philip *et al.*. (1993), citant Gradstein (1990) - ont rappelé que dans le climat homogène, chaud et humide du Crétacé moyen, cette végétation devait être représentée par des forêts denses de production très élevée.

Jenkyns (1980) revient sur la responsabilité de cette inondation des forêts denses, des aires basses, des deltas, des plaines côtières. Mais il ajoute comme source de matière organique le fait que l'extension considérable des mers de plates-formes, résultat de cette transgression marine, a dû stimuler notablement la production de plancton - et notamment de microplancton -, contribuant évidemment à la déplétion en oxygène (cf. ci-dessous). Pour cet auteur, ce mécanisme et les développements bactériens qu'il favorisait, doivent être responsables non seulement des couches à matière organique, mais également des faciès glauconieux et phosphatés si abondants à cette époque en tant de régions.

Deux objections qui semblent fondées peuvent être opposées à cette hypothèse interprétative et en limitent la portée.

1) Comme le rappelaient déjà Arthur et Schlanger (1979), une hypothèse mettant en jeu préférentiellement la matière organique végétale terrestre dans l'interprétation des black shales est quelque peu contradictoire avec les teneurs élevées en matière organique planctonique marine de ces faciès en environnement océanique. Ces auteurs citaient à ce sujet Deroo *et al.*(1978 a et b). L'observation est particulièrement valable pour les couches à matière organique

* Bréhéret (1995) précise que dans la fosse vocontienne, au cours de l'Aptien-Albien, les épisodes riches en matière organique correspondent à des poussées transgressives majeures. Comme le fait remarquer cet auteur, il s'agit là d'une vérification régionale d'un phénomène que Bralower *et al.* (1993 *in* Bréhéret, 1995) a décrit comme ayant une extension très générale.

du Cénomanien supérieur-terminal, auquel nous nous intéressons. On sait en effet que depuis plus de vingt ans toutes les données convergent pour établir une évolution assez nette : après que dans la plus grande partie du Crétacé moyen - en particulier dans l'événement E1 - la matière organique ait été à dominante de produits végétaux terrestres, les couches du Cénomanien supérieur-Turonien (événement E2) sont au contraire caractérisées par une dominance importante des produits marins planctoniques.

2) Waples (1983) a présenté une objection plus fondamentale et plus radicale. Cet auteur en effet a tenté de démontrer, chiffres en mains, que l'inondation destructrice des forêts n'est pas un mécanisme favorable à l'enrichissement du milieu océanique en matière organique sur le long terme. Car dans cette hypothèse, les océans ne bénéficient que de la production terrestre existant au moment de l'inondation. Il est plus productif, même pour les océans, de bénéficier de la production végétale, continentale, pérenne tout au long de ces temps géologiques même si l'exportation qui est faite vers les océans ne touche qu'un pourcentage limité de ce qui pousse ainsi sur les continents.

b) Transgressions marines et production planctonique.

Tissot (1979 a et b, 1985 communication orale) est un des auteurs qui a défendu le plus clairement ce mécanisme, évoqué également - comme nous venons de le rappeler ci-dessus - par Jenkyns (1980). Dès lors que les grandes transgressions eustatiques ont consisté en débordement des eaux marines à partir des bassins océaniques vers les vastes plates-formes épicontinentales, il y a eu une augmentation du rapport surface/volume de ces eaux. Dans ces conditions nouvelles, la production de la matière organique planctonique a pu l'emporter sur les taux de destruction.

En effet, Tissot rappelle que l'essentiel de la photosynthèse se fait dans la tranche des 80 m superficiels des océans et des mers. Par conséquent, lors des transgressions très extensives sur les plates-formes épicontinentales, à volume d'eau égal, il y a un accroissement de la superficie sur laquelle s'exerce la photosynthèse. La production planctonique se trouve donc plus ou moins considérablement amplifiée. Au surplus, sur cette proportion des eaux océaniques ainsi déplacées sur les aires épicontinentales, il y a réduction relative des aires profondes où ne s'exercent que les mécanismes d'altération et de reminéralisation des débris organiques descendant dans la tranche d'eau. Tissot ajoute à cette observation de bon sens que les transgressions sur les aires épicontinentales ont dû avoir aussi pour effet d'augmenter la quantité des nutriments disponibles.

Le raisonnement, au demeurant fort simple, présenté par Tissot, apparaît indubitable. Les transgressions marines ont toutes chances d'amplifier la production planctonique. Mais est-ce là suffisant pour rendre compte de la conservation de couches riches en matière organique ? Notons à ce sujet que sur de vastes superficies, à l'échelle mondiale, les mers transgressives de la partie supérieure du Crétacé moyen et du Crétacé supérieur ont déposé une vase calcaire qui devait donner la craie, véritable purée de nannophytoplancton calcaire et de foraminifères. Mais cette craie résultante ne représente pas le plus souvent une formation riche en matière organique.

Il est courant que l'épisode à matière organique du sommet du Cénomanien ne constitue qu'une épaisseur infime par rapport aux dépôts allant du Cénomanien au Maestrichtien. Bref il semble bien que la production phytoplanctonique ne puisse se traduire en couches riches en matière organique qu'au prix d'un mécanisme additionnel qui assure une bonne conservation des parties non minérales du biota.

c) Transgressions et taux de sédimentation amoindris.

Hay et Southam (1970) ont dû être parmi les premiers auteurs à proposer que les transgressions, en assurant un blocage des détritiques terrigènes au plus loin des bassins océaniques, auraient permis de ne pas diluer la matière organique produite à la surface des océans par des apports terrigènes abondants. Depuis plus de vingt ans, cette idée s'est perpétuée dans la littérature. Ainsi Tissot (1979) considère qu'aux époques de grandes transgressions, la mer envahissait les aires basses jusqu'au pied des reliefs, y arrêtant les apports silteux et argileux capables de diluer la matière organique. *A contrario*, pour cet auteur, quand il y a régression marine, l'émersion d'aires importantes désormais soumises à l'érosion subaérienne alimente des quantités notables de détritiques terrigènes, engendrant des sédiments pauvres en matière organique. En 1982 Herbin et Deroo, puis en 1984 de Graciansky *et al.* reprennent ce facteur spécifiquement pour l'événement à matière organique de la limite Cénomanien-Turonien comme un de ceux qui ont dû concourir à l'origine de cet événement. Ces auteurs notent, en effet, pour l'événement E2 des taux de sédimentation exceptionnellement bas de l'ordre de 1m ou même 0,3m/MA. Sheridan (1987) observe qu'en période de transgression, ce sont non seulement les détritiques terrigènes dont les arrivées sont amoindries, mais également les apports carbonatés. En effet les détritiques carbonatés sont piégés sur les plates-formes à l'instar des terrigènes. Quant aux constructions biogènes qui s'opèrent sur les plates-formes en période de transgression, elles captent de grandes quantités de calcaires qui ne sont plus disponibles pour le plancton et qui diminuent également les taux de sédimentation océaniques. En 1993, Philip *et al.* reviennent sur ces taux de sédimentation amoindris et, considérant principalement le domaine atlantique, ils ajoutent au jeu bloquant de la grande transgression marine la diminution des reliefs qui devait caractériser les continents bordiers, Afrique et Amérique du Sud en particulier.

Malgré une relative unanimité des auteurs sur l'efficacité de ce facteur, notons -ici encore- qu'une formation comme la craie, extraordinairement pauvre en matériel terrigène grâce à l'ampleur des transgressions marines auxquelles elle correspond, ne se caractérise pas par une teneur en matière organique élevée. Waples (1983) a mis l'accent sur une observation importante qui devrait pousser à interpréter avec circonspection le jeu des faibles taux de sédimentation.

Cet auteur, en effet, a tout simplement remarqué que les taux de sédimentation très faibles avaient aussi un effet négatif à l'égard de la conservation de la matière organique : au lieu que les sédiments et leur matière organique soient enfouis rapidement et échappent de ce fait aux altérations et aux dégradations, en particulier à celles imputables aux macrobiontes et aux

microbes, les taux de sédimentation très faibles laissent ces couches interminablement exposées à ces actions. Waples en conclut que les couches très riches en matière organique et correspondant à des taux de sédimentation très faibles ne peuvent s'expliquer que par le maintien d'une anoxie très stricte pendant de véritables temps géologiques.

d) Transgressions marines et climat.

Dès 1977, Fischer et Arthur remarquaient que les transgressions, en augmentant la proportion de la surface de notre planète couverte par l'eau aux dépens de celle où affleurent les terres émergées, avaient d'inévitables conséquences climatiques dès lors que ces terres émergées sont responsables d'une grande perte des radiations solaires incidentes. L'eau dont la capacité calorique est plus grande, entraîne une absorption plus efficace de la chaleur solaire. Il y a là un premier facteur de réchauffement global. En outre, du fait que la température et la surface des océans s'accroissent, l'évaporation doit être amplifiée et il est donc normal que les climats du Crétacé moyen aient été à la fois chauds et humides. Au surplus, comme le notaient déjà Hays et Pitman en 1973, les transgressions marines extensives en inondant les plates-formes, en ouvrant de nouveaux bras de mer, ont eu pour effet inévitable de permettre une meilleure circulation des eaux superficielles. Ce brassage amélioré a eu toutes chances de rendre plus homogène le climat global. C'est là, comme nous verrons ci-dessous, une autre caractéristique de ces climats du Crétacé moyen. Reste maintenant à voir par quels mécanismes les auteurs ont imaginé que les climats homogènes, chauds et humides ont pu favoriser le développement des faciès à matière organique.

1. 3. Le rôle des climats.

a) Les faits.

Les climats originaux au Crétacé moyen en général constituent un fait moins directement observable que l'exceptionnelle transgression marine du Cénomanien supérieur. Néanmoins, le phénomène est attesté par un si grand nombre d'arguments convergents qu'on peut l'assimiler à un fait de même nature.

Les travaux de base les plus souvent cités sont par exemple ceux de Budyko et Ronov (1979) *in* Bréhéret (1995), Barron et Washington (1982), Barron (1983), Crowley (1983). Les données climatiques, dont un exposé relativement détaillé a été réalisé récemment par Frakes *et al.* (1992), sont à la fois tirées des études de la faune et de la flore, de leur répartition mondiale et également des mesures isotopiques. Il est impossible d'en donner même un bref aperçu ici. Nous devrons nous borner à quelques résultats.

Les températures moyennes annuelles étaient plus élevées que les températures actuelles. Les gradients latitudinaux étaient très sensiblement moindres qu'ils ne le sont actuellement. Les températures aux pôles auraient été supérieures de 10 à 15°C à celles observées de nos jours. On sait toutefois que l'absence de calottes glaciaires aux pôles, qui a fait l'objet d'un consensus prolongé, a été remise en question par Barron et Washington (1982) et par Kemper (1987) qui

admettent des régions polaires relativement froides, au moins à certaines périodes du Crétacé. Une autre observation doit être citée, qui ne confirme pas pleinement l'extrême faiblesse des gradients climatiques latitudinaux, au Cénomanien par exemple. Des auteurs tels que Combes (1990) et Combes *et al.* (1993) au vu de l'importance des bauxitisations de cette époque dans le Midi de la France ont insisté sur l'humidité du climat nécessaire à cette diagenèse. Notons que cette abondance des bauxites au Crétacé moyen est confirmée de façon générale par d'Argenio et Midzenty (1991 et 1992) *in* Bréhéret (1995). Or, à la même époque, les gypses étaient généralisés en Afrique du Nord et au Sahara (Busson, 1972) comme dans le reste du Crétacé moyen : gypses aptiens du Djebel Serdj (Masse, 1984), gypses turoniens du Tademaït et de Tunisie centrale, etc.

Quoiqu'il en soit, Schlager et Philip (1990) ont estimé les gradients latitudinaux du pôle à l'équateur à des valeurs de l'ordre de la moitié des valeurs actuelles. De tels gradients thermométriques latitudinaux faibles devaient se marquer évidemment aussi bien dans les océans que dans l'atmosphère. Pour la plupart des auteurs, ils ne pouvaient être à l'origine que de circulations ralenties par rapport à celles de notre monde actuel.

A l'évidence, les résultats ainsi admis sont en accord avec ce qui peut être déduit de l'activité magmatique particulière de cette époque que nous avons déjà longuement évoquée ci-dessus, tout spécialement en ce qui concerne une production amplifiée de CO_2.

Rappelons pour mémoire l'ensemble des facteurs invoqués par les auteurs pour rendre compte de ces climats exceptionnels et dont certains ont d'ailleurs été déjà cités dans ce texte. C'est ainsi que Cotillon (1989) parle du rôle des transgressions marines, de la dispersion des continents, du faible relief continental, de l'alongement de la Téthys Est-Ouest, ouverte à ses deux extrémités et où les eaux demeurant chaudes circulaient essentiellement de façon latitudinale, un Océan Atlantique encore isolé des domaines arctique et antarctique et donc dépourvu d'eau profonde, un effet de serre accru à cause de teneurs élevées en CO_2, etc. Une explication externe pour rendre compte de ces climats était encore invoquée par Fischer et Arthur (1977), qui envisageaient la possibilité d'un flux solaire contrasté suivant les époques. Les pulsations d'origine interne ont, comme on l'a vu ci-dessus, la préférence actuellement.

b) Les effets de ce climat particulier.

Les climats particuliers au Crétacé moyen ont été invoqués comme une cause importante - ou comme la cause - par de nombreux auteurs (Hallam, 1967 ; Hays et Pitman, 1973 ; Berggren et Hollister, 1977 ; Fischer et Arthur, 1977 ; Brumsack, 1983 ; Hallam, 1985 ; Barron *et al.*, 1985 et Herbert et Fischer, 1986) pour rendre compte du développement des faciès à matière organique du Crétacé moyen.

Le premier des mécanismes mis en jeu, déjà cité ci-dessus, tient à la faiblesse des gradients latitudinaux : celle-ci rend compte de circulations extrêmement paresseuses, voire de stagnations, par ailleurs favorisées par les particularités topographiques et structurales rappelées ci-dessus. Le deuxième mécanisme climatique tient au fait que les eaux océaniques plus chaudes contenaient moins d'oxygène que n'en contiennent par exemple les eaux océaniques froides de l'époque actuelle. C'est là une loi physico-chimique parfaitement connue et suivant laquelle les

eaux chaudes s'avèrent plus prédisposées à la déplétion en oxygène que les eaux froides. Enfin, le troisième mécanisme que citent les auteurs est celui de la végétation terrestre : les climats chauds, humides et homogènes ont pu favoriser à l'échelle globale le développement d'une végétation forestière florissante, source permanente de matériel carboné dans les mers et les océans.

Toutefois deux faits doivent être cités au débit de l'importance de ces facteurs. Dans la prise en compte du climat comme responsable des événements anoxiques, il n'y a pas de spécificité prouvée au Cénomanien supérieur-terminal. Le climat du Crétacé moyen dans son ensemble, par les trois mécanismes qui viennent d'être rappelés, a été indubitablement un facteur prédisposant à la dépletion en oxygène. Mais il apparaît très probable que pour expliquer l'événement bref et prononcé du Cénomanien supérieur-terminal, un autre phénomène est venu ajouter ses effets à ce "terrain" favorable.

A notre avis, un autre fait explique le rôle trop grand, pratiquement exclusif, donné aux facteurs climatiques par certains auteurs, comme de Boër (1982, 1991) ou Herbert *et al.* (1986). Les couches à matière organique sont le plus souvent caractérisées par une cyclicité, parfois même une très fine cyclicité. Seuls les phénomènes climatiques peuvent rendre compte de cette cyclicité : ni la tectonique, ni l'eustatisme ne peuvent être mis en cause en présence de lamines alternantes inframillimétriques. Nous croyons qu'il y a eu amalgame entre le déterminisme climatique évident du détail de cette sédimentation avec le facteur fondamental. S'il y a eu conservation de ces enregistrements climatiques fins (peut-être saisonniers), c'est probablement parce que le bassin était confiné de façon prolongée, vraisemblablement par l'installation d'un système méromictique. Les eaux stratifiées ont permis la conservation fidèle de l'enregistrement d'alternances climatiques fines. Mais pour autant, les phénomènes climatiques n'ont aucune raison, quant à eux, d'être à l'origine du système d'eaux stratifiées.

2. INTERPRÉTATIONS IMPLIQUANT DES PHÉNOMENES NON DIRECTEMENT OBSERVABLES.

Ce sujet sera traité de deux façons hétérogènes. Nous commencerons par évoquer les principaux thèmes qui entrent dans la rubrique : circulations thermohalines, bassins euxiniques, bassins à minimum d'oxygène intermédiaire, productivité organique marine. Puis, dans une deuxième partie, nous envisagerons les conceptions récemment développées par Pedersen et Calvert (1990), soit originales, soit inspirées des modélisations de Manabe et Bryan (1985) qui recoupent ces différents thèmes. Ces conceptions bousculent la plupart des idées classiques jusqu'alors les mieux établies en apparence. De ce fait, elles offrent l'occasion d'une réévaluation radicale de concepts particulièrement importants pour notre sujet.

2.1. Des interprétations mettant en jeu des circulations thermohalines océaniques.

Il s'agit là de mécanismes qui ont été particulièrement souvent invoqués et dont le jeu, au Crétacé moyen, semble tout à fait indubitable. Mais il est intéressant d'observer que ces interprétations s'appuient sur des processus qui peuvent être diamétralement opposés. Ainsi, pour les mêmes époques, la majorité des auteurs invoque l'accumulation en profondeur d'eaux salines, denses, produites par des climats arides, tandis qu'une minorité d'auteurs invoque, au contraire, l'étalement à la surface des océans d'un corps d'eau dessalé, imputable à un climat particulièrement humide. Ou encore : alors que des auteurs pensent que le plongement des eaux salines et denses entraine un système d'eaux stratifiées avec corps d'eau stagnant sur le fond, favorable à une bonne conservation de la matière organique, un certain nombre d'auteurs pensent au contraire que ce plongement a favorisé un brassage, un retournement et des circulations particulièrement vigoureuses réalimentant la couche superficielle des océans en nutriments et assurant une productivité responsable des faciès à matière organique.

a) Eaux salines et chaudes en profondeur.

L'invocation d'eaux salines et chaudes, élaborées sur des plates-formes épicontinentales ou des mers marginales et des bassins intérieurs, tous situés à de faibles latitudes, grâce à une évaporation excédant les apports d'eaux douces est un leitmotiv de la littérature géologique consacrée à la genèse des faciès océaniques confinés. Arthur *et al.* (1987) citent à ce sujet une référence aussi ancienne que Chamberlain (1906). Jenkyns (1980), considérant la stagnation des milieux océaniques imputable à des saumures en provenance des aires marginales, renvoie à Burke (1975). Certains auteurs, tout en mettant en jeu le rôle de saumures dans la masse océanique, ne sont pas explicites quant à l'origine de celles-ci. Ainsi, Lancelot (1980), après avoir insisté sur les facteurs structuraux et morphologiques si importants pour rendre compte des faciès confinés de l'Atlantique Centre et Nord, réaffirme après par exemple Roth (1978) que les eaux de fond de l'Atlantique au Crétacé moyen venaient essentiellement du Nord de l'Atlantique sud. Cette région, peu profonde - puisque correspondant à l'océan en voie d'ouverture initiale -, chaude, fournissait des eaux de haute densité qui ont pu se déverser dans le centre de l'Atlantique, en trouvant passage vers le Nord le long des zones de fractures de l'Atlantique équatorial. De Graciansky *et al.*(1982) reprend ce mécanisme, citant d'ailleurs Lancelot (1980) qui a illustré schématiquement cette injection de saumures à partir de l'Atlantique Sud vers le centre et le Nord de cet océan.

Thierstein et Berger (1978) et Thierstein (1979) ont cherché à être plus précis sur l'origine de ces saumures, responsables de la stratification, de la stagnation et du confinement dans l'Atlantique Centre et Nord. Pour ces auteurs, une partie de ces eaux salines denses se serait même écoulée vers le Pacifique. En fait, ces auteurs invoquent deux origines pour ces saumures : d'une part les saumures exportées par des plates-formes inondées et soumises à une

évaporation intense (Chamberlain, 1906 ; Burke 1975 et McCoy et Zimmerman, 1977 *in* Thierstein, 1979). D'autre part, ils imputent ces saumures à la dissolution du sel aptien de l'immense bassin évaporitique Angola-Brésil. Les variations climatiques de l'environnement des plates-formes évaporatoires bordant cet Atlantique Sud rendraient compte de l'apport pulsé de saumures dans les régions plus septentrionales. Et cette pulsation des eaux salines se serait traduite par l'anaérobisme intermittent qui caractérise avec tant de fréquence les couches alternantes du Crétacé moyen - voire supérieur - des séries confinées atlantiques.

Arthur et Natland (1979), invoquant un mécanisme analogue déjà décrit par Bolli *et al.* (1978), remarquent que de tels débordements auraient logiquement surtout affecté l'Atlantique Centre-Est où l'anoxie a été particulièrement pérenne, montant jusqu'au Coniacien. Pour ces auteurs les modalités du débordement des eaux salines depuis l'Atlantique Sud - facteur responsable de la stratification des eaux dans l'Atlantique Centre-Nord - rendraient compte de l'anoxie périodique exprimée par les alternances du Crétacé moyen océanique.

Jenkyns (1980) a présenté des objections aux mécanismes ainsi proposés par Thierstein et Berger (1978) et Thierstein (1979). La dissolution du sel aptien ne peut être le mécanisme essentiel puisque, remarque Jenkyns, le confinement, au moins intermittent, a débuté dans l'Atlantique Centre-Nord avant l'Aptien. A cette objection, on peut ajouter une observation. Les idées émises par Thierstein et Thierstein et Berger reposent sur le concept de "grand bassin isolé", alimentant en eaux anomaliques les océans, concept que ces auteurs appliquent non seulement aux faciès confinés du Crétacé moyen mais aussi à ceux du Toarcien, à la limite Crétacé-Tertiaire etc. Or, il ne semble pas que, pendant la sédimentation salifère du bassin Angola-Brésil, il y ait pu y avoir écoulement de saumures à partir de ce bassin vers l'Atlantique Centre et Nord. Ces évaporites aptiennes d'Angola-Brésil sont en effet remarquables par une richesse quasi exceptionnelle en sels ultimes : sels de potasse, sels de magnésium (parfois exploités : mines de Holle au Congo) et l'on sait que le dépôt de ces sels évaporitiques nécessite, au fond du bassin en cul-de-sac, un piégeage particulièrement efficace, dans la mesure où ces sels exigent des concentrations extrêmes, difficiles à obtenir et plus encore à maintenir. Le recours au sel aptien ne peut donc se faire que sous la forme de dissolutions post-dépôt. Mais, ici encore, la présence de ces sels extrêmemenent solubles ne semble pas être compatible avec l'hypothèse des dissolutions très importantes. Enfin, il est évident que le recours à ces saumures denses explique mal le débordement, même épisodique, des couches favorables à la conservation de la matière organique sur les plates-formes épi-continentales, comme cela s'est produit à de nombreux niveaux du Crétacé moyen et tout spécialement dans le Cénomanien supérieur-terminal.

Arthur et Natland (1979) ne cantonnent plus les sources possibles de saumures au seul bassin salifère Angola-Brésil. Dans la carte 1 de leur note (fig.14), ils regroupent des bassins évaporitiques péri-atlantiques, d'âge Crétacé moyen et Crétacé inférieur. Ils y font figurer des évaporites dans le Yucatan, au Texas, en Floride, aux Bahamas etc. Notons que ces auteurs ignorent totalement les dépôts évaporitiques très extensifs du Cénomanien infra-zone à

Naviculare, qui couvrent une partie de la Tripolitaine, du Sahara tunisien et algérien, du Maghreb occidental, de la région de Tarfaya etc. (Busson, 1972, fig.XII-7 et Burollet et Busson 1983, pl. 2). Par ailleurs, Arthur et Natland et plus tard Hay (1982) reprennent l'hypothèse de l'alimentation en eaux denses à partir de plates-formes évaporatoires, peu profondes et soumises à un climat aride, contemporaines de la sédimentation de couches confinées en milieu océanique.

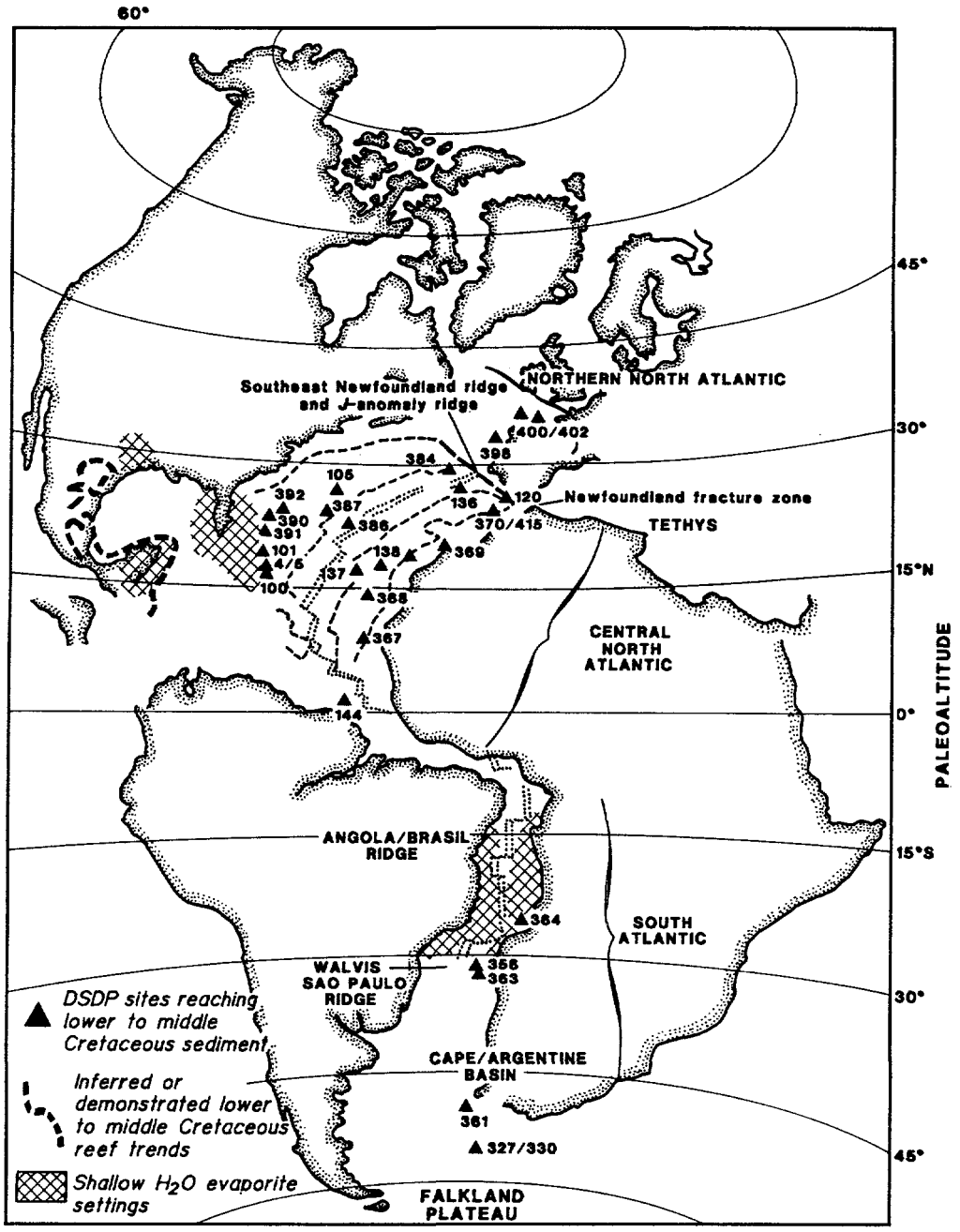


Fig. 14. Paléogéographie de l'Atlantique Nord et Sud à environ 95 MA, modifiée d'après Sclater *et al.* (1977) : principaux traits de la physiographie, localisation de sites DSDP et des principales provinces évaporitiques d'âge crétacé inférieur à moyen. D'après fig. 1 de Arthur et Natland (1979), modifiée.

Les travaux de Brass et collaborateurs sont particulièrement cités au sujet du rôle de ces masses d'eaux à salinité contrastée dans la genèse des black shales. Dans les premiers travaux (Brass *et al.* 1982 a et b), l'eau de fond des océans du Crétacé aurait été produite par le plongement des eaux salines et chaudes élaborées dans les mers marginales de basse latitude. Les températures de fond, calculées à l'aide des mesures isotopiques sur le calcaire du test des foraminifères benthiques, auraient été de l'ordre de 15°. La teneur moyenne en oxygène des eaux de fond tombe alors à environ 36 µmoles O_2/kg, alors que la moyenne actuelle est d'environ 160 µmoles O_2 /kg. Dès lors, l'anoxie de fond peut être le résultat d'une productivité organique de surface moyenne, nettement plus faible que l'actuelle. Ces auteurs imputent la production de ces eaux salines et chaudes en particulier à la mer téthysienne avec ses très vastes annexes de faible profondeur en Afrique, en Europe etc. A ce stade, le modèle proposé favorise donc essentiellement une conservation accrue de la matière organique élaborée en surface, même si la fertilité n'avait rien d'exceptionnel.

Mais, dans les travaux suivants, Southam *et al.* (1982) introduisent, nous semble-t-il, une idée révolutionnaire. Le plongement des eaux salines et chaudes à partir des plates-formes évaporatoires serait responsable de circulations et de mouvements des masses d'eaux aussi vigoureux que ceux qui existent dans la nature actuelle sous l'impulsion des eaux froides polaires. Par cette hypothèse, ces auteurs prennent l'exact contre-pied de la quasi totalité des interprétations antérieures qui, explicitement ou non, imputaient à des masses salines et denses profondes une stratification des eaux avec stagnation du corps d'eau profond. Southam *et al.* expliquent que, dans le modèle de type stagnation, le recyclage des nutriments à partir de la profondeur serait insuffisant pour assurer une productivité organique importante. Ainsi, cette école de pensée est passée, dans l'application du modèle de plongement des eaux salines et chaudes, d'un mécanisme impliquant essentiellement une prédisposition à la conservation de la matière organique à un modèle mettant en jeu au contraire une production organique élevée.

Notons que cette dernière position nous paraît peu défendable. Le brassage convectif d'un corps d'eau ou même d'une masse océanique, quelles que soient ses possibilités quant à la remise à disposition des nutriments au profit du biota, n'est jamais un élément favorable à la conservation de la matière organique. C'est là une question sur laquelle il nous faudra revenir en évoquant les upwellings comme mécanisme de l'anoxie.

L'un de nous (Busson, 1984), pour donner consistance à l'hypothèse d'un rôle des saumures engendrées sur des plates-formes évaporatoires épicontinentales, envisageait avec plus de précision le domaine crétacé saharien. Au départ, se place une coïncidence chronologique remarquable. On sait que les couches sombres laminées, récurrentes, de l'Atlantique, en particulier centre et nord, couvrent, de l'événement E1 à l'événement E2, un intervalle allant de l'Aptien au Turonien. Or, quand on considère la très vaste plate-forme saharienne, c'est exactement dans cet intervalle de temps que se placent les épisodes carbonatés transgressifs, très extensifs, correspondant respectivement à la dolomie aptienne, aux faciès argilo-carbonatés de l'Albien supérieur (Vraconien, *auct.*) et enfin aux faciès évaporitiques puis calcaires du Cénomanien et du Cénomano-Turonien. La dolomie aptienne, avec ses traces

locales d'anhydrite, correspond à un faciès mésohalin. L'aire sédimentaire a joué comme une immense plate-forme évaporatoire, qui n'est pas allée jusqu'au dépôt de gypse ou de sel massif. Le bassin a donc fonctionné comme un exportateur de saumures résiduelles et celles-ci ont eu toute chance de s'écouler dans les aires basses les plus voisines, par exemple dans les mers atlantiques en formation (fig.15). Busson (1984) pensait que ce pourrait être là l'origine de la stratification de l'eau et donc de la conservation de la matière organique et du dépôt de faciès confinés.

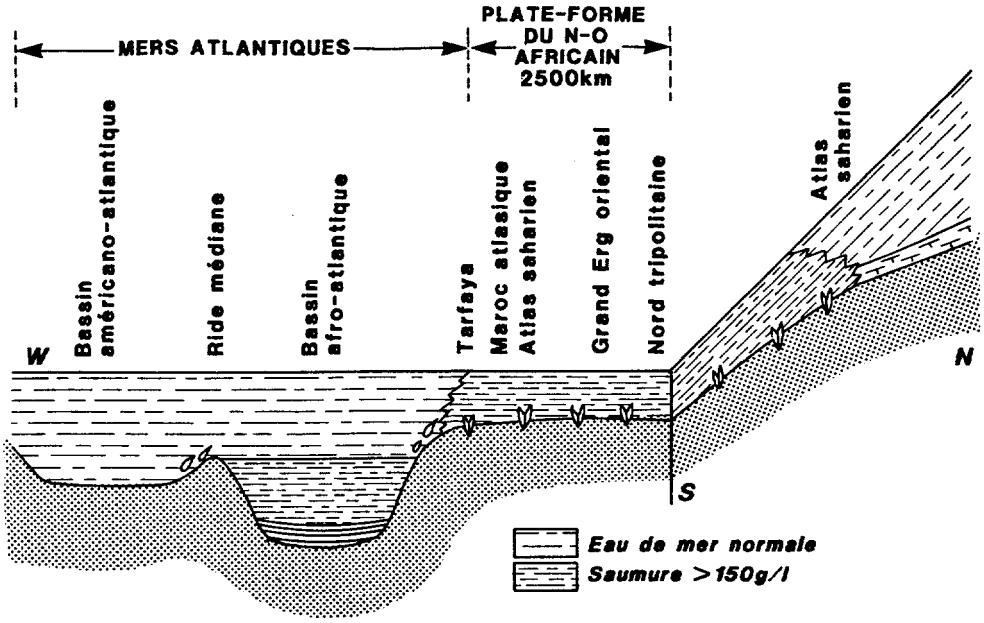


Fig. 15. Coupes schématiques montrant les relations au Cénomanien - en particulier inférieur et moyen - entre les régions téthysiennes et la plate-forme gypseuse africaine (coupe N-S) et entre cette dernière et les mers semi-fermées atlantiques (coupe E-O). La genèse des black shales atlantiques est reliée aux saumures salines effluentes de la plate-forme gypseuse africaine, favorisant un système d'eau stratifiée. D'après Busson (1984), fig. 3.

Le Cénomanien inférieur-moyen permet d'être plus précis. La considération des aires situées au Nord des massifs centraux-sahariens aboutit à une évaluation de la superficie couverte par les dépôts gypseux de l'ordre de 300 000 km^2. Le dépôt de gypse sans accompagnement de halite s'effectue dans une gamme de concentration allant de 150 g/l à 315 g/l. L'épaisseur de gypse cumulée sur la superficie ci-dessus rappelée permet alors de donner une estimation des saumures salines résiduelles, qui ont dû être exportées par la plate-forme saharienne. Celle-ci serait dans l'ordre de grandeur de 2,5 millions de km^3. Il est évidemment impossible de savoir quelle est la proportion de ce volume énorme qui a pu retourner aux mers téthysiennes et la proportion complémentaire qui a pu s'écouler dans l'Atlantique en formation. Là encore, Busson rendait ces saumures salines responsables de la stratification de l'eau et des faciès à matière organique.

Cette relation entre bassin de plate-forme à sédimentation carbonatée et évaporitique et bassin plus profond à sédimentation organique contemporaine est un excellent exemple du couple "bassins évaporitiques avortés" ou "bassins exportateurs de saumures" et bassins riches en matière organique. Un tel enchaînement génétique a pu être retrouvé par exemple dans le

grand bassin permien du Sud des Etats-Unis (Busson et Cornée, 1988) et le concept a pu être généralisé (Busson, 1988 et 1991). Ces bassins "exportateurs de saumures " s'opposent aux bassins à "rétention de saumures" où les sels se sont accumulés en quantités parfois énormes.

Depuis la note sus-citée, il y a dix ans, notre position a sensiblement évolué. Nous restons persuadés que l'exportation de saumures à partir de plates-formes épicontinentales a pu être un facteur prédisposant à l'anoxie de valeur fondamentale. Mais, au moins dans certains cas, il ne nous semble pas pouvoir être la cause unique. La meilleure illustration en est l'événement le plus extensif, le plus riche et le plus remarquable constitué par l'objet de la présente note : celui du Cénomanien supérieur-terminal. En effet, à cette époque, il ne saurait y avoir eu recrudescence de production de saumures qui puisse rendre compte de l'enrichissement, de l'extension et même de la généralisation de l'épisode à matière organique correspondant *grosso modo* à la zone à Archeocretacea. En fait, nous pensons même qu'à cette époque les conditions étaient réunies pour diminuer ou même supprimer l'élaboration de saumures sur une bonne partie des plates-formes épicontinentales. En effet, la transgression de la zone à Naviculare a substitué sur d'énormes superficies, - comme nous l'avons vu ci-dessus - le dépôt de calcaires marins francs, néritiques à des dépôts évaporitiques antérieurement répétitifs et généralisés. En outre, l'inondation des plates-formes, la création d'innombrables bras de mer ont eu pour inévitable conséquence des brassages actifs et des circulations plus intenses généralisées sur le domaine épicontinental, en contraste complet avec les bassins lagunaires en cul-de-sac des époques précédentes. Cette coïncidence dans le temps entre cette transgression eustatique exceptionnelle et les épisodes à matière organique nous paraît le fait primordial.

Les précisions qui viennent d'être données sur notre position actuelle nous amènent à récuser les interprétations d'auteurs comme Arthur *et al.* (1987) qui ont proposé que le flux d'eaux salines et chaudes a augmenté pendant l'événement anoxique du Cénomanien supérieur-terminal, comme résultat d'une inondation particulièrement amplifiée des plates-formes de faible latitude (fig.16).

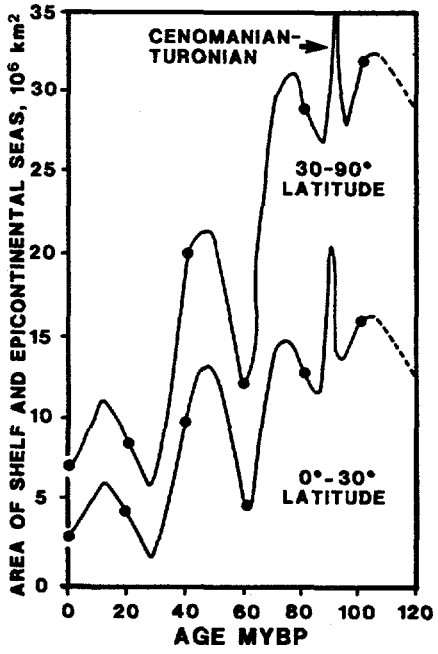


Fig. 16. Variations de la superficie des mers épicontinentales et des mers de plate-forme pour les faibles latitudes (O-30° N et S) et pour les latitudes élevées (30 - 90° N et S) durant le Crétacé et le Cénozoïque. D'après Arthur *et al.* (1987), fig. 4.

b) Eaux dessalées superficielles.

Pour compléter la gamme des interprétations fondées sur le contraste de salinité des masses d'eaux superposées, il reste à évoquer l'hypothèse d'une stratification des eaux, imputable à l'expansion d'un corps d'eaux saumâtres - c'est-à-dire relativement dessalées - à la surface des eaux marines. Cette hypothèse pourrait être apparue dans la note de Petters et Ekweozor (1982). Les couches sombres laminées du Cénomanien-Turonien et Coniacien de la fosse de la Bénoué sont en général riches en matière organique végétale terrestre. Le site se localisait à très faible latitude et devait donc être soumis à un climat équatorial, rendu par ailleurs plausible par l'abondance de ces débris végétaux. Le tout suggère des apports importants d'eaux douces continentales qui, pour ces auteurs, pourraient rendre compte d'une stratification des eaux par densité. Cette stratification a été responsable d'une stagnation des eaux de fond dans laquelle la matière végétale excédait l'oxygène disponible pour en assurer la minéralisation. Ainsi s'expliqueraient les couches d'argiles anaérobies qui, on le sait, passent sur les marges du bassin à des faciès néritiques, à huîtres en particulier.

Rossignol-Strick (1987) a également invoqué le rôle d'eaux saumâtres superficielles au Crétacé pour rendre compte de l'abondance des couches sombres laminées à cette époque. On sait que cet auteur avait antérieurement été de ceux qui interprétaient les sapropèles quaternaires de Méditerranée orientale par l'arrivée d'eaux douces superficielles, en particulier grâce à des moussons très actives qui grossissaient considérablement l'importance des crues du Nil. Rossignol-Strick se fonde, pour étendre cette interprétation au Cénomano-Turonien, sur un climat très humide qu'elle pense justifié par l'aggravation de l'effet de serre devant résulter des apports de CO_2 mantelliques (cf. ci-dessus).

Observons tout d'abord qu'il n'est pas exclu que les deux mécanismes qui viennent d'être évoqués aient fonctionné de façon complémentaire : plongement d'eaux salines chaudes à certaines époques et en certaines fosses, épandage d'eaux superficielles saumâtres sur d'autres aires ou à d'autres époques. Mais, ici encore, il ne s'agit là que de facteurs prédisposant à une déplétion en oxygène dans un monde où les circulations d'origine polaire étaient entravées ou supprimées. Il nous paraît certain que l'événement anoxique exceptionnel du Cénomanien supérieur-terminal ne peut avoir sa cause principale dans le seul jeu de ce facteur prédisposant, qui a dû se perpétuer sur la plus grande partie du Crétacé moyen.

2.2. Bassins euxiniques *versus* couche à minimum d'oxygène intermédiaire.

Les couches riches en matière organique du Cénomanien supérieur-terminal - comme de tout autre intervalle des temps géologiques - ont été interprétées par les auteurs suivant deux modèles représentés dans la nature actuelle. Il y a d'une part le modèle euxinique, inspiré des conditions hydrologiques de la Mer Noire où une stratification de l'eau est assurée par un contraste de salinité - et par conséquent de densité - entre un corps d'eau inférieur plus lourd, stagnant, coupé de l'atmosphère et un corps d'eau superficiel. Ce modèle fait reposer la

richesse des sédiments de fond en matière organique sur une conservation assurée par un dispositif où les eaux de fond ne sont pas ou peu réalimentées en oxygène. L'autre modèle, réalisé par exemple dans une partie du golfe du Mexique, repose sur l'existence d'une zone à minimum d'oxygène intermédiaire, située à quelques centaines de mètres de profondeur, entre les eaux superficielles, automatiquement réoxygénées et les eaux profondes réoxygénées grâce à la descente et la circulation généralisée des eaux polaires. Jacques (communication orale, Tours 1985), biologiste marin, localise dans une gamme de profondeur de 100 à 500 m la position de cette zone caractérisée par une anaérobiose, non stricte d'ailleurs. Cette zone à minimum d'oxygène intermédiaire, plus ou moins développée dans les différentes parties des océans et même dans certaines mers intérieures, lèche certaines aires du plancher sédimentaire des marges continentales. Elle y assure une bonne conservation de la matière organique. Mais, en outre et surtout, dans ces zones, se trouve favorisée une production biotique élevée qui peut excéder l'oxygène nécessaire à sa minéralisation complète et, par conséquent, aboutit à la sédimentation de couches riches en matière organique. Précisons que ce très bref exposé correspond aux notions classiques, dont nous verrons plus bas qu'elles peuvent être remises en question de façon radicale.

a) L'invocation de la zone à minimum d'oxygène intermédiaire.

Ce dispositif a été invoqué précocément pour interpréter les couches océaniques du Cénomanien-Turonien riches en matière organique d'une partie de l'Atlantique Sud. Thiede et Van Andel (1977) ont noté que des sédiments oxygénés avaient été traversés dans le bassin brésilien (dans les legs 4 et 39) et dans le bassin d'Argentine (legs 36 et 39), alors que les sédiments sapropéliques sont plutôt sur les marges orientales de cet Océan Atlantique. Les auteurs remarquent que ce contraste est conforme à ce qui s'observe dans la nature actuelle, où les productivités maximales correspondant aux upwellings alimentés superficiellement par la zone à minimum d'oxygène intermédiaire riche en nutriments, sont plus particulièrement développées sur les marges Est des océans. Toutefois, ces auteurs reconnaissaient que cette répartition des faciès et le contraste qu'elle semble mettre en évidence pouvaient être biaisés par une densité de puits insuffisante et l'intervention de facteurs locaux sur les quelques sites disponibles.

- Les données des océans Pacifique et Indien.

Les données du Pacifique ont eu une importance considérable sur l'évolution de nos conceptions au sujet de ces événements anoxiques du Crétacé moyen en général et de la limite Cénomanien-Turonien en particulier. Nous orienterons notre évocation succinte dans une perspective historique. Dans la littérature, le travail fondateur le plus souvent cité est celui de Schlanger et Jenkyns (1976). Ce sont effectivement parmi les premiers auteurs qui ont relevé la position paléotopographique particulière de sédiments appauvris en oxygène du Crétacé et en ont tiré des conséquences sur les caractères paléocénographiques et sur l'extension planétaire de ces événements anoxiques. Pourtant, comme nous allons le voir, les faits sur lesquels

s'appuyaient ces auteurs, étaient encore très peu nombreux : sites océaniques pacifiques très dispersés, récupération de carottes parfois insuffisante et surtout, représentation somme toute fort modique des faciès anoxiques, en particulier de l'événement du Cénomanien-Turonien, c'est-à-dire du deuxième des événements océaniques anoxiques de Schlanger et Jenkyns. L'évocation ci-dessous tient compte de quelques précisions apportées *a posteriori* par Schlanger *et al.* (1987).

Dans le site 171 (leg 17), situé à l'Est des "Mid-Pacific Mountains", les auteurs, s'appuyant sur les travaux fondamentaux de Winterer et Ewing (1973), rappellent la présence dans le Turonien d'argiles à foraminifères pyritisés.

Depuis, le leg 32, qui a relégué au Barrémien-Aptien les couches confinées du site 306, a apporté des précisions sur les niveaux à matière organique du Cénomanien-Turonien , publiées par exemple par Schlanger et Jenkyns (1976) d'après Moberly et Larson (1975). Le premier de ces sites est le 305, situé sur la Shatsky Rise. Dans un niveau qui n'est pas mieux situé que "du Cénomanien inférieur au Turonien inférieur ", ils signalent la présence d'une mince passée d'argile zéolithique carbonée fissile. Le site 310, foré sur la Hess Rise, a fourni des sédiments carbonés, d'abord datés du Cénomanien-Turonien par Schlanger et Jenkyns (1976), puis considérés par Schlanger *et al.* (1987) comme pouvant être à cheval sur la limite Cénomanien-Turonien. Il s'agit d'argiles pélagiques, bitumineuses, laminées, fissiles, sidéritiques et pyritiques.

Par la suite, sont venues d'autres données, par exemple celles issues du site 585 (leg 89), localisé dans le bassin des Mariannes, où Schlanger *et al.* (1987) signalent, s'appuyant sur les travaux de l'équipe à bord, une bande de 2 cm de sédiments pyritiques carbonés, noirs, riches en radiolaires, qui seraient à attribuer à la zone à Archeocretacea.

Les reconstructions permettent d'évaluer la paléo-profondeur de dépôt à 4 ou 5 km. Toutefois, Schlanger *et al.* (1987) supposent que ces sédiments carbonés sont resédimentés - et donc originaires de profondeurs moins grandes - puisque intercalés dans une masse de turbidites.

Ces faits et quelques autres, non rappelés ici, ont donc établi la conviction que les dépôts de sédiments carbonés du Crétacé moyen et en particulier de la limite Cénomanien-Turonien s'étaient faits sur des reliefs, soit sur des rides, soit sur des plateaux, soit sur des glacis ; mais, apparemment, jamais au fond des bassins. En outre, ces sédiments de milieux dépourvus en oxygène n'étaient pas généralisés mais d'apparition plutôt sporadique. Dès 1976, Schlanger et Jenkyns concluaient de ces faits que, contrairement à ce que pouvait suggérer la considération de nombreux sites de l'Atlantique Nord, le dépôt de ces sédiments confinés du Crétacé moyen n'avait pas été localisé aux régions les plus profondes des océans où ils se seraient installés durablement. De ce fait, Schlanger et Jenkyns croyaient pouvoir récuser le modèle euxinique, où tout le fond des bassins est rempli d'une eau dépourvue en oxygène. Le modèle qui leur paraissait s'imposer était celui d'une zone à minimum d'oxygène intermédiaire, étendue et amplifiée par rapport à ce qu'elle est dans la nature actuelle.

Mais les données du Pacifique suggéraient une autre conclusion. Rappelons que, dans des sites tels que les 464 ou 465 (au Sud de la Hess Rise), la déplétion en oxygène a duré pendant plusieurs millions d'années au Crétacé moyen. Or, les reconstructions suggèrent qu'à cette époque cette zone du Pacifique se situait dans la zone de divergence équatoriale. Dès lors, non seulement, le modèle euxinique - qui privilégie la conservation de la matière organique - se trouvait récusé, mais la productivité du biota propre aux latitudes reconstruites amenait à privilégier au contraire un production organique élevée comme facteur-clé de l'amplification de cette zone à minimum d'oxygène intermédiaire et, donc, comme phénomène devant rendre compte des faciès riches en matière organique de cette époque. Ces hypothèses et ces mécanismes ont reçu l'approbation de la plupart des auteurs qui ont suivi, par exemple Thiede *et al.* (1982).

On sait que les enseignements du site 258 (leg 26), à la pointe sud-ouest de l'Australie, confortaient ces conceptions. Sur cette bordure de l'Océan Indien, en effet, comme dans le Pacifique, des sédiments confinés du Crétacé moyen se trouvaient en position marginale et non point - comme dans une partie de l'Atlantique Nord ou Centre - au fond de bassins déjà nettement individualisés.

- *Généralisation planétaire.*

Mais Schlanger et Jenkyns (1976) ne prenaient pas seulement en compte la localisation des faciès confinés sur des reliefs sous-marins des océans Pacifique et Indien. Ils tenaient compte de la grande extension de ces faciès sur les marges continentales de la Téthys, sur la plate-forme du Nord-Ouest de l'Europe, en particulier. Les innombrables localisations de ces faciès confinés de la limite Cénomanien-Turonien sur les cinq continents, rappelées ci-dessus, ne peuvent que conforter pleinement cette conception : il s'est agi d'un événement anoxique mondial. Schlanger *et al.* (1987) précisaient que cette extension globale s'opposait non seulement à l'intervention prédominante de facteurs géométriques locaux mais aussi à l'invocation de facteurs climatiques locaux comme cause primordiale en tout cas.

La coïncidence de cet épisode à matière organique avec la transgression eustatique a été interprétée par Schlanger et Jenkyns (1976). Ces auteurs ont pensé que cette extension des mers de plates-formes avait favorisé une productivité plus élevée. Pour ces auteurs donc, il se confirme qu'une productivité biologique amplifiée est le moteur principal de l'extension des eaux appauvries en oxygène, que ce soit sur les plates-formes épicontinentales ou, comme nous l'avons vu ci-dessus, dans le domaine de l'Océan Pacifique, par le passage de telle ou telle aire sous la zone intertropicale de productivité élevée.

Quelle que soit la réalité de cette prédominance du facteur production sur le facteur conservation - que nous rediscuterons ci-dessous -, reste cependant à établir que cette amplification indiscutable des eaux appauvries en oxygène s'est faite sous la forme d'une aggravation et d'une extension de la zone à minimum d'oxygène intermédiaire. Il est vrai que la plupart des auteurs ont adopté ce mécanisme depuis près de vingt ans. Fischer et Arthur (1977), également, voyaient dans les périodes polytaxiques, qu'ils imputaient à une diminution des gradients latitudinaux, atmosphériques et océaniques, une augmentation de la zone à minimum

d'oxygène intermédiaire. Schlanger en 1984 réitérait l'hypothèse d'une zone à minimum d'oxygène amplifiée. Degens *et al.* (1986), qui connaissaient pourtant fort bien la sédimentation de bassins euxiniques, interprétaient les black shales mésozoïques dans l'Atlantique profond comme représentant surtout le redépôt de sédiments initialement peu profonds, grâce à des déplacements de turbidites. Thurow (1991) a tiré argument du fait que dans l'océan profond le Cénomanien serait à radiolaires mais ne serait pas anoxique : interprétation qui conduit cet auteur également à l'hypothèse de l'anoxie confinée à une zone de profondeur intermédiaire.

Nous pensons cependant que les conclusions doivent être plus nuancées. L'anoxie ou l'hypoxie peut, de façon plausible, avoir été cantonnée à une zone de profondeur intermédiaire dans les océans Pacifique et Indien. Ce qui n'exclut pas d'ailleurs que ces eaux intermédiaires proviennent au moins partiellement de débordements d'un corps d'eau euxinique atlantique (cf. § 2.2 du chap. 3). Il n'en va pas de même pour ce dernier océan et, probablement, pour l'orogène téthysien. On s'étonnera d'ailleurs que de très nombreux auteurs ont adopté le modèle d'un corps d'eau à minimum d'oxygène de profondeur intermédiaire, tout en acceptant les données suivant lesquelles l'Atlantique - du fait de verrous septentrionaux et méridionaux - et la Mésogée - du fait de son allongement équatorial - se trouvaient soustraits plus ou moins complètement à une circulation profonde d'eaux polaires. Car, dans la nature actuelle, il est vrai que l'existence d'un corps d'eau à minimum d'oxygène de profondeur intermédiaire résulte du double mécanisme de réoxygénation, d'une part des eaux superficielles grâce au contact avec l'atmosphère, d'autre part des eaux profondes grâce au plongement des eaux polaires froides et oxygénées. En fait, rien n'interdit, nous semble-t-il, que de très grandes masses océaniques, en particulier dans l'Atlantique et dans la Mésogée, se soient présentées comme un système stratifié, méromictique, de type euxinique. Le refus de cette solution par la plupart des auteurs pourrait être motivé surtout par l'extension de l'événement anoxique à de si larges étendues des domaines épicontinentaux et des mers intérieures. Ces auteurs sans doute n'ont pas eu l'audace d'imaginer que le corps d'eau anoxique ou hypoxique ait ainsi pu non seulement occuper la plus grande partie de l'océan - au moins Atlantique et sans doute Mésogéen - mais en outre avoir été suffisamment épais pour que sa partie supérieure ait pu déborder, à la suite de la montée générale eustatique, sur le domaine épicontinental. Ce serait pourtant l'hypothèse à laquelle il faudrait se rallier.

b) Le modèle euxinique.

En faveur du modèle euxinique, les observations sont nombreuses et significatives, dans les parties centre et nord de l'Atlantique. Comme le fait observer Waples (1983), dans une étude de synthèse générale prenant surtout en compte l'Atlantique, si le modèle de la zone à minimum d'oxygène intermédiaire avait présidé à cette sédimentation crétacée atlantique, les sédiments anoxiques auraient dû apparaître initialement sur la plate-forme continentale externe ou sur la pente. Or, les anoxies les plus précoces (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur) apparaissent au contraire dans les parties les plus profondes des bassins, sous la CCD. Par contre, et de façon complémentaire, on connaît, dit-il, des sédiments oxygénés de même âge à

des profondeurs moindres. Waples conclut à un bassin presque stagnant, où les circulations ralenties ne permettaient pas à l'oxygène d'atteindre normalement le plancher des bassins profonds. C'est là la conclusion à laquelle étaient arrivés déjà des auteurs tels que Ryan et Cita (1977) et Demaison et Moore (1980).

Kuhnt *et al.* (1990), qui défendent par ailleurs le modèle upwelling, par exemple pour les faciès confinés du Cénomanien-Turonien marocain, ont récapitulé les arguments à l'appui d'un dispositif euxinique, propre à assurer la conservation de la matière organique. Ils citent d'abord le fait que les COT les plus élevés (de l'ordre de 40%) s'observent dans les parties profondes de l'Atlantique Nord et dans le bras de mer de la Téthys, montrant clairement l'anoxie des eaux de fond dans le domaine abyssal pendant cette période de la limite Cénomanien-Turonien. Par ailleurs, toujours d'après Kuhnt *et al.* (1990) [citant Brumsack et Thurow, 1986 et Thurow *et al.*, 1988], les black shales "abyssaux" de cette époque sont caractérisés par une chimie des éléments-traces très particulière, qui ne s'interprète bien que par l'hypothèse de la conservation de la matière organique dans des bassins complètement anoxiques. Enfin, ils notent que la productivité primaire de la matière organique marine, qui peut être déduite des taux d'accumulation et de la relation entre le COT et le flux sédimentaire (Stein, 1986) est en général plus faible que dans les zones d'upwelling actuelles, avec la seule exception du Bassin de Tarfaya.

Ces auteurs exposent dans cette même note les arguments qu'ils considèrent, *a contrario*, comme en faveur d'une interprétation de type "productivité-upwelling". Et ils en concluent à l'action simultanée de ces deux types de mécanismes. De ce fait, estiment-ils, les conditions paléocéanographiques qu'il faut admettre pour ce Cénomanien-Turonien ont dû être totalement différentes, à la fois de celles qui régnaient dans les océans du Crétacé inférieur et dans les océans actuels ; les premiers étant caractérisés par des eaux profondes, salines et chaudes, les seconds par des eaux profondes froides. Ils imaginent que ces conditions particulières ont pu caractériser le stade de passage d'un océan téthysien antérieurement orienté Est-Ouest et fortement stratifié vers un océan moderne, orienté Nord-Sud, grâce à l'ouverture d'une connection profonde entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud. Un argument, parmi d'autres, nous paraît s'opposer à cette interprétation : c'est l'extension planétaire, longuement soulignée ci-dessus, de l'événement anoxique du Cénomanien-Turonien, de l'Alaska au Mozambique et de l'Asie Mineure au Pérou.

Les résultats des études du programme Orgon (Debyser, communication orale, 1983) ont contribué à préciser le fait que la conservation de la matière organique produite dans la zone photique est mieux assurée dans des mers de faible épaisseur - c'est-à-dire dans des aires épicontinentales - que dans des tranches d'eau profondes, où les altérations ont plus de temps pour minéraliser cette matière organique. Si les faciès à matière organique ont donc été à la fois plus permanents et plus abondants dans les parties profondes de l'océan (au moins Atlantique), cela ne peut s'expliquer, nous semble-t-il, que par l'installation et le maintien ou au moins la répétition d'une hydrographie de type euxinique.

2.3. La productivité du biota à l'origine des couches à matière organique.

a) Généralités.

Dans la multitude d'auteurs qui ont traité des phénomènes responsables des sédiments appauvris en oxygène du Crétacé moyen en général et du Cénomanien supérieur-terminal en particulier, un regain exceptionnel de la productivité organique a certainement été le facteur le plus souvent invoqué. Il est d'ailleurs naturel, en présence de couches marines riches en matière organique, d'invoquer simplement une recrudescence du biota marin.

Ce mécanisme se rattache aux conceptions défendues par des auteurs tels que Calvert (1983) et Jenkyns et William (1984) *in* Arthur *et al.* (1990) pour expliquer, de façon très générale, les sédiments marins riches en matière organique, privilégiant pleinement les processus de production aux dépens d'un jeu éventuel des processus de conservation. Les idées de Pedersen et Calvert (1990), qui marquent une systématisation particulièrement poussée de ce type d'interprétation, aussi bien dans l'actuel que dans le Crétacé, feront l'objet d'un développement séparé afin de ne pas rompre -par thèmes différents - la logique de leur pensée.

Rappelons d'abord - pour ne plus en parler par la suite - que, malgré l'extension planétaire de ces couches, en particulier de celles du Cénomanien supérieur-terminal, des auteurs ont encore privilégié des facteurs à incidence purement locale pour rendre compte de l'expression du phénomène dans leur bassin d'étude. Ainsi, Coccioni *et al.* (1991) ont proposé, pour interpréter la sédimentation du niveau Bonarelli dans le bassin de Marches-Ombrie, qu'une augmentation des nutriments se serait produite par exemple en liaison avec une activité volcanique accrue dans l'Océan Indien. Lipson-Benitha *et al.* (1988) interprètent les couches à matière organique centrées sur la limite Cénomanien-Turonien de la Formation Daliyya en Israël par une prolifération organique amplifiée à la fois par le jeu d'upwellings et par les nutriments hérités des apports volcaniques du Carmel.

Toutefois, un regain de l'activité organique marine - et en particulier de l'activité phytoplanctonique à la base des chaînes alimentaires -, à l'échelle planétaire, a été invoqué beaucoup plus logiquement par la quasi totalité des auteurs favorables à ce type d'interprétation. Une productivité supérieure à la moyenne et supérieure aux valeurs actuelles a été mise en cause pour l'ensemble du Crétacé moyen. Il en est ainsi pour chacun des trois événements océaniques anoxiques du Crétacé (Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Arthur et Schlanger, 1979 ; Jenkyns, 1980 ; Dean et Gardner, 1982).

Dans l'interprétation de l'événement anoxique 2 que nous examinons ici, le fait de privilégier la productivité organique - par rapport aux processus de conservation - est compatible avec les deux structures hydrologiques dont nous avons dit quelques mots ci-dessus. De façon très générale, les auteurs qui invoquent ainsi une recrudescence de la productivité océanique mondiale ont considéré que celle-ci avait eu pour effet d'étendre et d'intensifier la zone à minimum d'oxygène intermédiaire. Quelques auteurs toutefois, par exemple Jansa, Gardner et Dean (1977), considérant les couches crétacées confinées de l'Atlantique Nord, ont également invoqué une recrudescence de la productivité organique.

Mais, ils ont estimé que cette productivité avait dû renforcer un système euxinique - et non pas seulement un système de zone à minimum d'oxygène intermédiaire - correspondant à chacune des passées les plus sombres des alternances de la formation Hatteras ; tandis que des circulations de fond relativement plus actives étaient responsables des passées intercalées d'argiles vertes. Pedersen et Calvert (1990) (voir ci-dessous) considèrent d'ailleurs que l'alternance ainsi indéfiniment répétée entre des conditions euxiniques et des conditions oxiques constitue un des aspects les plus en défaveur du modèle euxinique.

Mais, au-delà du Crétacé moyen, une recrudescence de la productivité organique comme explication de la sédimentation à carbone organique a spécialement été invoquée au sujet des couches du Cénomanien supérieur-terminal. Waples (1983) rappelle que des auteurs comme Hart et Bigg (1981), Summerhayes (1981) ont privilégié le rôle de la productivité organique, se fondant à la fois sur la généralité de l'anoxie à cette époque et sur la fréquence de la craie, véritable vase à coccolithes. Arthur *et al.* (1985), tout en insistant sur le rôle génétique de la transgression marine sur les continents, pensent que, au cours de cet épisode, la productivité a été amplifiée de façon très générale, c'est-à-dire aussi bien sur les plates-formes qu'à la verticale des océans. Par ailleurs, Arthur *et al.* (1990), comme bien des auteurs (Arthur *et al.*, 1985 ; Kuhnt *et al.* 1986 ; Thurow et Kuhnt, 1986 ; Arthur *et al.*, 1987 ; Eicher et Diner 1991), invoquent d'autant plus la productivité organique marine dans la genèse de l'événement du Cénomanien-Turonien que les couches correspondantes sont proportionnellement plus riches que les épisodes antérieurs du Crétacé moyen en matière organique marine (matière de type II, restes identifiables etc.).

En général, les auteurs ne se sont évidemment pas contentés de cette affirmation sur un regain de la productivité organique marine. Ainsi, Tissot (1979 a et b), après avoir rappelé la coïncidence dans le temps entre les épisodes de grande transgression et les épisodes à matière organique, observe une autre coïncidence : les pics des deux phénomènes précédents, qui sont en phase, correspondraient aussi au maxima de la courbe d'abondance du plancton marin donnée par Tappan et Loeblich en 1971. On observe toutefois que les données analytiques de Tappan et Loëblich (1971) portent sur les variations du nombre d'espèces et non point sur une "abondance" qui serait sans doute difficile à évaluer. Par ailleurs, la courbe citée par Tissot ne semble pas refléter point pour point les données analytiques des deux chercheurs américains.Toutefois une telle mise en parallèle établirait que cet enrichissement en matière organique serait le fruit d'une augmentation périodique de la productivité primaire.

Schlanger et Jenkyns (1976) faisaient appel à la répartition du volume océanique imputable aux grandes transgressions : suivant une hypothèse, qui sera reprise par Tissot, ainsi que nous l'avons rappelé ci-dessus, l'augmentation en proportion de la surface des mers épicontinentales par rapport aux océans qui résulte de ces transgressions, par exemple disent ces auteurs à 90 MA, ne pouvait qu'accroître la productivité du volume total océanique. De ce fait, la quantité de carbone organique produite par l'océan par année se trouvait augmentée. Ce facteur, primordial, s'ajoutait aux conditions peu favorables à l'oxygénation des océans (faible solubilité de l'oxygène, circulation océanique ralentie), créées par des climats chauds et homogènes. On sait l'importance historique de cette note, qui a été une des premières à battre en brèche l'hégémonie

des hypothèses géométriques, qui imputaient le confinement à des conditions structurales et topographiques responsables des circulations entravées, en particulier dans l'Atlantique.

b) Les périodes "noires" en relation avec une atmosphère riche en CO_2.

Examinons d'abord l'hypothèse originale de Brunn (1983) qui s'écarte sensiblement de l'ensemble des théories que nous évoquerons ci-dessous. Cet auteur, dans une tentative de synthèse magistrale de l'histoire de la terre, relie les époques de grandes crises orogéniques, l'évolution de l'atmosphère - allant cycliquement d'un pôle riche en CO_2 à un pôle riche en oxygène - et les phases de généralisation de faciès euxiniques (Silurien, Lias et Crétacé). Pour cet auteur, les grandes crises orogéniques, qui ont vu l'arrivée en surface d'énormes quantités de magma, se sont accompagnées d'enrichissements considérables de l'atmosphère en CO_2. Ce CO_2 a favorisé une production végétale particulièrement forte, aussi bien dans le milieu terrestre que dans le milieu marin. Cela serait la raison des enrichissements préférentiels à certaines époques de couches riches à matière organique. *A contrario,* après ces époques de délivrance accrue en CO_2, l'atmosphère aurait été progressivement épurée par la photosynthèse et il s'ensuivrait le développement des faciès rouges caractérisant les périodes d'oxydation intense.

Si l'hypothèse de Brunn n'est nullement improbable pour de grandes périodes euxiniques comme celle du Silurien, elle apparaît moins convaincante pour des périodes plus brèves, telles que celle du Toarcien inférieur ou, *a fortiori,* celle du Cénomanien supérieur-terminal à laquelle la présente note est consacrée. Bien que le jeu de mécanismes à seuil ne puisse jamais être écarté d'emblée, il semble peu probable que l'augmentation de la teneur en CO_2 au début de l'intervalle considéré (dans la zone à Naviculare) ait pu être suffisamment exceptionnelle pour modifier radicalement la sédimentation. Rappelons en effet que les faciès sous-jacents du Cénomanien inférieur et moyen et la base du Cénomanien supérieur, très variables suivant les régions, sont le plus souvent tout à fait banals et ne manifestent pas spécialement d'indices de milieu réducteur. Au contraire, l'hypothèse que nous présenterons ci-dessous - celle du débordement d'un corps d'eau appauvri en oxygène -, si elle correspond aussi à un phénomène brutal, est légitimée par la considération d'un fait : c'est l'observation de la transgression considérable et brutale des dépôts de la zone à Naviculare et des zones suivantes sur les régions les plus diverses et les plus étendues du globe. Notons, en outre, que Brunn lui-même évoque un puissant volcanisme du Crétacé supérieur qui ne saurait rendre compte de cet extraordinaire pic d'enrichissement en matière organique de la zone à Archeocretacea.

c) Le retournement des eaux.

Un des mécanismes fondamentaux proposés pour rendre compte de cette forte productivité est celui du retournement des eaux océaniques, en particulier de celles de l'Atlantique. Arthur et Schlanger (1979) ont été parmi les premiers à interpréter l'événement océanique anoxique du Cénomanien-Turonien par un mécanisme de ce type. Les eaux de fond océaniques, antérieurement appauvries en oxygène - à la fois du fait de circulations entravées et en même temps du fait d'eaux profondes salines et chaudes - auraient été affectées au Cénomanien

supérieur par un retournement relativement brutal. Les eaux de fond, qui accumulaient depuis longtemps des nutriments, se trouvant, grâce à ce retournement, amenées dans la tranche photique, y donnaient naissance aux productivités élevées qui seraient responsables de l'événement du Cénomanien supérieur. En Atlantique, pour Arthur et Premoli Silva (1982), le passage relativement brutal au toit du niveau riche en matière organique à la formation Plantagenet d'apparence oxydée constituerait la conséquence de ce retournement, qui mettait fin à une anoxie profonde prolongée. Arthur et Premoli Silva (1982) reviennent sur cette interprétation mettant en jeu un changement relativement rapide de la structure de densité des océans, consistant en un retournement des eaux aussi bien intermédiaires que profondes. Ils mettent l'accent sur le fait que ce retournement des eaux profondes a remis à disposition du biota de la silice qui rendrait compte du développement des radiolaires, dont l'abondance (parfois exclusive) est tout particulièrement remarquable dans le niveau Bonarelli des Marches-Ombrie. Arthur *et al.* (1987) ont précisé leur interprétation. Ils exposent d'abord - après bien d'autres - que la production d'eaux salines et chaudes a dû être proportionnelle à la surface de la plate-forme inondée par les transgressions du Crétacé moyen. Ce faisant, ces auteurs reprennent, pour les couches appauvries en oxygène du Crétacé moyen, l'hypothèse d'une stratification des eaux d'origine thermohaline, stratification des eaux qui est fondamentalement un mécanisme propre à la conservation - et non point à la production - de matière organique. Puis, les mêmes auteurs prennent argument du fait que la transgression a atteint son maximum près de la limite Cénomanien-Turonien. Dans la même logique, ils en déduisent que la production d'eaux salines chaudes a dû également atteindre un maximum. Or, si la production antérieure d'eaux salines chaudes avait entraîné la stratification et la stagnation profonde de l'océan (Atlantique en particulier), le maximum du Cénomanien supérieur-Turonien aurait quant à lui eu l'effet inverse ! Il aurait entraîné un retournement global des eaux jusqu'alors stratifiées! Du même coup, les nutriments accumulés dans le corps d'eau profond auraient été disponibles pour une productivité accrue.

Certes, il n'est pas exclu que, du fait d'un mécanisme mettant en jeu un effet de seuil, la même cause se traduise finalement par un effet diamétralement opposé. Il n'en reste pas moins que cette dernière hypothèse interprétative d'Arthur *et al.* apparaît singulièrement peu plausible, dans la mesure où rien n'est dit, ni imaginable sur un tel mécanisme à seuil.

Arthur *et al.* (1987) vont encore plus loin, admettant une autre coïncidence encore plus singulière où ce sont maintenant des causes inverses qui entraînent les mêmes effets. Considérant un bassin tel que le bras de mer intérieur-ouest américain, de latitude plus élevée que de nombreux bassins téthysiens, le confinement parfaitement synchrone du Cénomanien supérieur-terminal reçoit localement une interprétation nouvelle : ce serait, au contraire de l'hypothèse générale invoquée par ces auteurs, un ruissellement d'eau douce amplifié - exactement à la même époque ! - qui aurait créé une stratification par salinité due dans ce cas à la superposition d'eaux dessalées sur des eaux normales, avec consécutivement stagnation des eaux et de ce fait déplétion en oxygène des eaux de fond et conservation accrue de la matière organique.

Revenons aux océans. Les mêmes auteurs n'hésitent pas, dans leurs hypothèses interprétatives, à compliquer le schéma, reprenant des notions et des concepts déjà élaborés ou

esquissés par Berger (1979), Wilde et Berry (1982). C'est ainsi qu'ils envisagent un système d'eaux océaniques stratifiées à plusieurs couches, avec des sources épicontinentales multiples et des productions de saumures diverses dans le temps et dans l'espace à partir de ces sources. Par exemple, il y aurait eu combinaison, dans ce système stratifié complexe, d'eaux très différentes, les unes provenant de plates-formes évaporatoires à faible latitude, d'autres plus dessalées provenant de latitudes plus élevées etc. A l'évidence, ces hypothèses ne peuvent être totalement récusées. Il est même plausible que des mécanismes de ce genre aient joué.Nous avons nous-mêmes illustré ci-dessus les différences de conditions climatiques témoignées par les dépôts du Cénomanien infra-zone à Naviculare du Bassin paulétien ou d'Aquitaine (avec des limites) et ceux de la plate-forme saharienne avec des évaporites. Mais n'est-il pas évident que si les facteurs et les interactions avaient été aussi nombreux et aussi complexes, il apparaît infiniment improbable qu'il y ait pu y avoir développement de cet horizon à matière organique remarquable, à la fois sur une période de temps aussi brève et généralisé avec tant d'ampleur à l'échelle planétaire. Le lien entre cet horizon appauvri en oxygène et la grande transgression du Cénomanien supérieur-terminal - les deux phénomènes pouvant être légèrement décalés dans le temps - apparaît fondamental et doit mettre en cause un mécanisme génétique plus unitaire et plus simple.

L'hypothèse d'un retournement global ou au moins important, source d'une productivité accrue, a pu être fondée sur des mécanismes moins improbables que l'apex de la production d'eaux thermohalines sur les plates-formes. Il en est ainsi des idées de Einsele et Wiedmann (1982) quand ils ont cherché à interpréter les black shales du Cénomanien supérieur-Coniacien de Tarfaya (Sahara occidental). D'après ces auteurs, ces black shales de la marge africaine seraient postérieurs aux black shales de l'Atlantique qui ne dépasseraient pas le Cénomanien. Par contre, les niveaux de l'Atlantique contemporains des black shales de Tarfaya mettent en évidence deux phénomènes remarquables : d'une part des lacunes et hiatus très étendus et très généralisés et d'autre part le retour de couches typiques de milieux oxygénés. Par conséquent, pour ces auteurs, à la suite d'une stagnation atlantique qui n'aurait pas dépassé le Cénomanien, la réactivation de puissants courants convectifs aurait à la fois mis fin au confinement dans les fosses atlantiques et, en même temps, mis à la disposition des aires marginales - comme Tarfaya- les eaux profondes et leurs nutriments, à la faveur des remontées également imputables aux mêmes courants convectifs.

En 1990, Arthur *et al.* considèrent que l'évolution du $\partial^{13}C$ témoigne d'un changement climatique à la limite Cénomanien-Turonien, correspondant en particulier à un refroidissement sensible des aires de latitudes élevées. De là, un plongement d'eaux froides aurait stimulé le brassage des couches les plus profondes de l'océan, aussi bien de la Téthys que de l'Atlantique. Et ce brassage, ici encore, remettant à disposition des nutriments, serait responsable de l'accroissement de la productivité.

Quelles que soient les causes invoquées, un retournement important des eaux océaniques est donc admis par de nombreux auteurs et les effets qu'on lui impute sont des plus divers. Ainsi, Schlager et Philip (1990) ont proposé que les flux de nutriments provenant d'un tel retournement ont été défavorables au benthos carbonaté et autotrophe, déplaçant la production marine vers des organismes hétérotrophes, non producteurs de carbonates. Pour ces auteurs,

s'expliquerait ainsi la réduction du potentiel de croissance des plates-formes carbonatées. Schlager et Philip (1990) estiment que ce retournement a des chances en effet d'avoir eu des conséquences drastiques dans la mesure où la stratification antérieure, reposant sur l'existence d'eaux salines, avait été particulièrement prolongée et stable.

d) Le Crétacé, période de faible activité du biota .

Face à cette apparence de consensus sur une productivité anormalement forte, qui expliquerait l'événement anoxique du Cénomanien supérieur-Turonien, il importe de rappeler que la conviction opposée s'est également manifestée dans la littérature. Waples (1983), s'appuyant sur les travaux de Ryan et Cita (1977), Roth (1978), Bralower et Thierstein (1982) a montré que l'on pouvait défendre l'idée que le Crétacé devait au contraire être un moment de productivité modérée à faible. Cette conclusion serait étayée par la considération des taux d'accumulation sédimentaires et par des évidences lithologiques et géochimiques. Il est vrai que, malgré leur richesse, les accumulations du Crétacé moyen et plus particulièrement celles du Cénomanien supérieur-terminal ne sont pas exceptionnelles par rapport aux accumulations de sédiments organiques et siliceux mis en évidence par la formation Monterey du Miocène de Californie ou par la sédimentation dans des zones à upwellings actuelles s'établissant à 50 à 200 m/MA de sédiments riches en matière organique, voire des valeurs de 5 000 m/MA dans le Golfe de Californie (Calvert, 1966 *in* Waples, 1983). D'après Bralower et Thierstein (1984), la productivité organique n'aurait atteint que 10% des valeurs actuelles. Comme le rappelle de Boër (1991), des conclusions analogues ont été reprises - en général au sujet de l'Atlantique - par de Boër (1986), Stein (1986) et Thierstein (1989).

e) Le jeu des upwellings.

L'appel à une productivité organique accrue pour rendre compte de ces couches du Cénomanien supérieur-terminal revêt souvent une autre modalité : celle du mécanisme des upwellings côtiers. Sans entreprendre une revue exhaustive des publications ayant invoqué les upwellings pour rendre compte des couches à matière organique du Cénomanien-Turonien, nous ne ferons que citer quelques points qui illustrent les fondements de ce concept et ses implications. Rappelons d'abord que des auteurs comme Kuhnt *et al.* (1990) ont considéré que les zones d'upwellings représentent dans la nature actuelle les aires des dépôts les plus riches en matière organique. Pour ce qui est du passé, Parrish (1987) estime que la genèse de la moitié des couches à matière organique implique l'activité d'upwellings océaniques.

Un premier argument en faveur des upwellings crétacés se trouverait dans la localisation des couches à matière organique de cet âge. Même un auteur comme Arthur, favorable à un retournement général des eaux océaniques (au moins atlantiques) a invoqué des upwellings pour rendre compte d'une répartition assymétrique des couches à matière organique des deux côtés de l'Atlantique Nord. C'est ainsi qu'Arthur et Natland (1979) constatent que les sédiments fins du Cénomanien et du Turonien contiennent des quantités exceptionnellement élevées de matière organique marine dans la partie orientale de l'Atlantique Nord et Centre,

alors que, dans le reste de l'Atlantique Centre et Nord, les sédiments contemporains apparaissent beaucoup mieux oxygénés. Les auteurs voient dans cette répartition le jeu d'un upwelling participant au retournement global ou l'aggravant localement et caractérisé par sa localisation - comme dans la nature actuelle - dans la partie orientale d'un océan.

Un autre argument - récurrent chez les auteurs invoquant le jeu d'upwellings - est d'ordre éco-sédimentologique. Il s'agit de la richesse, parfois tout à fait exceptionnelle, en radiolaires de ces couches de l'événement du Cénomanien supérieur terminal. En fait, si ces radiolaires sont observables dans de nombreux cas, il est également fréquent que leur abondance ait été supposée pour rendre compte de lits silicifiés communs dans les couches de cet événement [cf. horizon Bonarelli *in* Arthur et Premoli Silva (1982), les phtanites du Rif marocain et leur prolongation du Tell algérien, les niveaux homologues de Tarfaya, etc.]. Or, à la lumière des travaux des biologistes et des écologistes, on sait que le développement des radiolaires peut être particulièrement spectaculaire dans des zones de remontée d'eaux froides et riches en nutriments.

Un troisième argument enfin, écologique, est fondé sur l'apparition, dans les couches de cet événement, de faunes plus froides que celles que l'on relevait dans les périodes antérieures. En 1978, déjà, Wiedmann *et al.* notaient un contraste remarquable. Alors que les faunes du Cénomano-Turonien de la bordure de la Meseta sont d'affinité téthysienne, celles - plus méridionales - de Tarfaya sont d'affinité plutôt boréale. Pour ces auteurs, l'explication de ce paradoxe apparent ne peut tenir qu'à la remontée d'eaux froides correspondant au dépôt de ces couches à matière organique.

Historiquement, comme le rappellent Schlanger *et al.* (1987) c'est au début des années 80 que l'hypothèse des upwellings locaux comme mécanisme responsable du dépôt des couches à matière organique du Cénomanien-Turonien a commencé à être adoptée par de nombreux auteurs. Parrish et Curtis (1982), se fondant sur leurs "reconstructions" des continents ont cru pouvoir en déduire les climats, les circulations atmosphériques et océaniques. Ces reconstructions amèneraient à imaginer des upwellings étendus au Cénomanien* et ces auteurs en ont conclu que ces remontées pouvaient être à l'origine de l'extension des faciès black shales.

La carte des upwellings du Cénomanien, publiée par ces auteurs (fig. 4), nous suggère une observation, qui pourrait d'ailleurs être multipliée. Des upwellings qui existent sur cette carte, au large de la côte marocaine, dont les affleurements du Cénomanien à matière organique, ont fait l'objet de nombreuses publications en anglais, en particulier de la part de plusieurs auteurs allemands cités dans ce texte. Par contre, aucun upwelling n'est mentionné au large ou sur le

* Une autre observation met en cause la validité même de ces modèles, confirmant des remarques faites par l'un de nous, il y a quelques années (Busson, 1983). Dans une publication de Parrish *et al.* (1982), les auteurs ont eu l'ambition de reconstituer une image au moins qualitative des précipitations au Cénomanien - reconstruction de 96 MA -. On peut y noter que les précipitations y sont indiquées comme étant "modérément élevées" sur le Sud du Sahara actuel alors que la série cénomanienne est remarquable par une succession de bancs de gypse qui s'intercalent dans les argiles! La série de Tarfaya qui présente également de nombreux bancs de gypse, se trouve à proximité d'une aire cartographiée comme ayant une précipitation moyenne. Ainsi ces auteurs modélisent et cartographient des phénomènes aussi subtiles et complexes que les upwellings ou l'ampleur des précipitations sur des conditions théoriques et en ne tenant pas le moindre compte des rares données géologiques qui seraient propres à éclairer le problème qu'ils traitent.

Maghreb oriental. Les affleurements de matière organique y sont considérablement plus développés, mais ils ont fait essentiellement l'objet de publications en langue française dont beaucoup d'indices donnent à penser qu'elles sont totalement ignorées par ces auteurs...

Wiedmann *et al.* (1982) ont exploité les données du littoral marocain qui a été le siège, de façon répétée, d'interprétations par les courants de remontée et sur lesquelles nous reviendrons ci-dessous. Thiede *et al.* (1982) ont associé formellement le concept de zone à minimum d'oxygène intermédiaire - dont Thiede a contribué à transposer les données actuelles au passé géologique - et la notion d'upwellings, à l'origine de couches à matière organique.

Le recours aux upwellings pour expliquer les couches à matière organique du littoral marocain, du Rif à Tarfaya, mérite d'être cité en exemple. Pour s'en tenir à quelques notes fondamentales, Wiedmann *et al.* (1982), Butt (1982) pour les bassins d'Essaouira et d'Agadir, Einsele et Wiedmann (1982) pour le bassin de Tarfaya, Kuhnt *et al.* (1990)) pour le Rif ont apporté un faisceau d'arguments, convergents pour les uns, spécifiques à tel ou tel bassin pour les autres. Les données paléontologiques (Choubert *et al.*, 1966 ; Einsele et Wiedmann, 1982) ont été particulièrement exploitées à Tarfaya. Comme nous l'avons déjà évoqué superficiellement ci-dessus, les couches sous-jacentes à l'événement anoxique, en particulier l'Albien, sont caractérisées par des faunes cosmopolites. Au contraire, au niveau de l'événement cénomanien supérieur et au-dessus, les faunes d'ammonites ne présentent plus de taxons chauds, téthysiens, si fréquents par ailleurs sur une grande partie du Nord-Ouest africain (*Neolobites*, *Vascoceratidae*, *Pseudotissotia* etc.). Au contraire, les ammonites s'apparentent aux faunes de l'Europe du Nord et surtout de l'Amérique du Nord. A Tarfaya toujours, chez les bivalves, les faunes subtropicales (huîtres en particulier), abondantes dans l'Albien et jusque dans le Cénomanien moyen, cessent au niveau de l'événement. Il s'y substitue des inocérames, qui sont réputés caractéristiques d'eaux plus froides (Kuhnt *et al.*, 1990). Rappelons d'autres caractères, sans vouloir être exhaustif : le rapport radiolaires/ foraminifères planctoniques élevé ; des faunes de foraminifères planctoniques ayant des caractères d'associations froides ; des faunes de radiolaires dominées par des formes caverneuses, etc. (Kuhnt *et al.*, 1990). En 1982, Einsele et Wiedmann, sortant du cadre de leur étude des affleurements de Tarfaya, envisagent les événements paléocéanographiques locaux aussi bien que ceux affectant l'ensemble de l'Atlantique Nord et Centre. A partir du Cénomanien, les eaux froides ont pu rentrer dans l'Atlantique profond, initiant un système de courants convectifs dans la majeure partie de l'Atlantique, relégant les conditions anoxiques à l'extrémité sud du bassin de l'Atlantique oriental (bassin du Cap Vert). Mais ils réitèrent l'observation sur la dissymétrie des conditions sédimentaires de cet Atlantique. En comparaison des couches très riches de l'Atlantique oriental ou du littoral nord-africain, les sédiments contemporains, en particulier du bassin de George et celui de Nouvelle Ecosse ne présentent pas de couches aussi riches en matière organique aux niveaux contemporains. Einsele et Wiedmann y voient le jeu, déjà actuel, d'alizés qui initient les upwellings sur le seul côté oriental des océans. Mais, dans cette note très riche, il est évident que la préférence des auteurs va au rôle des upwellings locaux plus qu'à celui des phénomènes généraux. Ces upwellings locaux marqueraient, après le Cénomanien moyen, la naissance d'un système de courants toujours actifs à l'heure actuelle. Et ils rendraient

compte à la limite Cénomanien-Turonien, de la richesse en matière organique d'un certain nombre de bassins épicontinentaux relativement circonscrits sur la marge de l'Atlantique et de la Téthys.

Kuhnt *et al.* (1986 et 1990), synthétisant de nombreuses données sur ces bassins du littoral marocain et les niveaux contemporains de l'Atlantique, confirment et précisent les données précédentes : l'événement du Cénomanien supérieur serait le résultat d'upwellings, déclenchant une productivité amplifiée dans les mers marginales peu profondes. Cette productivité aurait aggravé la zone à minimum d'oxygène intermédiaire, au point que celle-ci ait pu gagner sur les aires océaniques, voire jusque dans les milieux abyssaux! En même temps, ces auteurs récapitulent les observations qui leur paraissent en faveur de cette hypothèse génétique. Les zones d'accumulation maximum de la matière organique s'observent dans les sites de pente supérieure et de plates- formes externes, qui correspondent aux zones où se développent, dans la nature actuelle, les upwellings et leur forte productivité. Les auteurs rappellent également les arguments faunistiques que nous venons d'évoquer. Ils font aussi allusion à des couches consistant quasi exclusivement en plancton calcaire (nannoplancton, calcisphères, foraminifères planctoniques) avec poissons phosphatisés et matière organique d'origine marine, types de sédiments considérés comme l'indice de productivité de surface exceptionnellement élevée. Enfin, les couches de l'événement correspondent à une déflection positive du $\partial^{13}C$, qui est interprétée comme un signe de productivité organique élevée (Summerhayes, 1987).

L'hypothèse d'une productivité exceptionnelle, qui serait essentiellement imputable à des upwellings marginaux, a exercé une quasi hégémonie sur les chercheurs. Nous en voulons pour preuve qu'un auteur tel que Schlanger - qui, en 1976, avec Jenkyns, imaginait le concept d'événement océanique anoxique qui, par sa diffusion planétaire, dépassait tous les événements locaux - invoque, avec de nouveaux collaborateurs (Schlanger *et al.*, 1987), l'intervention, au moins complémentaire, d'upwellings. Ainsi, ces auteurs nous disent qu'au Vénézuela la persistance de couches riches en matière organique du Cénomanien basal au Coniacien peut être à imputer à un upwelling persistant dans la région, comme cela a déjà été suggéré par Barron et Washington (1983). De même, pour les couches appauvries en oxygène du Crétacé du littoral marocain, Schlanger *et al.* (1987) adoptent l'hypothèse des upwellings locaux, préconisés par les auteurs qui ont travaillé sur place ; ces upwellings locaux étant censés avoir intensifié et prolongé l'événement océanique anoxique. C'est encore une coïncidence assez miraculeusement ajustée et destinée à faire cohabiter les hypothèses explicatives, *a priori* différentes, sinon contradictoires.

f) Quelques objections aux hypothèses mettant en jeu la productivité.

Les objections dont nous dirons quelques mots ici s'ajoutent à celles qui ont été présentées ci-dessus, à l'encontre du modèle de la zone à minimum d'oxygène intermédiaire, auquel nous sommes enclins à préférer le modèle euxinique.

Nombreux sont d'ailleurs les auteurs qui, après avoir étudié - voire échafaudé eux-mêmes - des hypothèses génétiques, en perçoivent et en expriment les limites et la fragilité. Schlanger *et al.* (1987) rappellent que Parrish et Curtis (1982) ont estimé que beaucoup de sites riches en

matière organique de l'événement du Cénomanien ne pouvaient être expliqués par le modèle d'upwellings. Eicher et Diner (1991) constatent que la compréhension de l'événement en question reste floue. Tout récemment, Philip *et al.* (1993), après avoir réenvisagé l'énorme extension de l'événement du Cénomanien, observent également qu'il est difficile d'imaginer comment des régions aussi étendues ont pu être stagnantes pendant cette période de temps. Ils ajoutent qu'il est également difficile de savoir comment un système d'upwellings peut avoir existé autour des différentes marges océaniques Est et Ouest et même exister simultanément depuis le Pacifique jusqu'à l'Atlantique. De Boër (1991) conclut une étude sur les black shales du Crétacé moyen en affirmant que ces sédiments se sont formés sous de forts upwellings et dans des conditions de circulations très faibles et d'eaux de fond pratiquement stagnantes. Ici, c'est la contradiction offerte par les hypothèses proposées simultanément qui souligne la fragilité de ces reconstructions et de ces modèles.

L'invocation d'une productivité biologique exceptionnelle, formulée et adoptée par tant d'auteurs pour rendre compte des couches de l'événement, paraît contradictoire avec des données paléogéographiques. Il y a quasiment un consensus sur une diminution très importante du flux terrigène à partir du Cénomanien supérieur-terminal. Beaucoup d'auteurs ont même tiré parti de cette diminution pour expliquer que, dès lors, la matière organique était moins diluée qu'elle ne l'était aux autres époques. Ce qui est certain, c'est que ce flux terrigène, considérablement ralenti, a dû avoir pour inévitable conséquence une diminution des apports en nutriments qui se font habituellement en grande partie par le ruissellement continental. N'y a-t-il pas paradoxe à adopter l'hypothèse d'une productivité organique marine considérablement amplifiée à l'échelle globale à une époque où les nutriments se trouvaient raréfiés ? Quant à l'efficacité d'une productivité importante sur la formation de sédiments carbonés, il s'agit là d'une conclusion rapide et qui doit sans doute être beaucoup plus argumentée. Dans la nature actuelle, la mer d'Azov se caractérise par une productivité biologique très importante. Ses fonds marins ne sont néanmoins pas remarquables par la richesse en matière organique. Au contraire, dans les parties plus profondes de la Mer Noire, à la verticale desquelles la productivité n'est pas plus forte que dans la Mer d'Azov, il y a sédimentation de "couches euxiniques". Ce qui fait la différence, c'est que les parties plus profondes bénéficient d'une stratification méromictique qui peut favoriser la conservation de la matière organique.

Les objections ne sont pas moindres contre un mécanisme mettant en jeu primordialement des remontées d'eaux froides marginales. Certains des arguments paléontologiques, qui ont eu un rôle déterminant pour emporter la conviction de beaucoup d'auteurs, peuvent recevoir d'autres interprétations. Les différences radicales présentées par les faunes d'ammonites de Tarfaya et par celles du pourtour des massifs sahariens (faunes à *Neolobites*, *Nigericeras*, *Vascoceras*, *Pseudotissotia* etc.) peuvent être imputées à d'autres contrastes paléocéanographiques que les remontées d'eaux froides qui ont été mises en cause. Même sans upwellings, on imagine que les conditions de milieu ont pu être très différentes, d'une part, dans cette aire de Tarfaya, à proximité de cette vaste Mer Noire que devait être l'Atlantique et, d'autre part, sur les plates-formes épicontinentales démesurées, occupées par des mers très peu profondes et à sédimentation crayeuse qui inondaient le craton africain. D'autres caractères, aussi bien du benthos que du plancton, imputés a priori au jeu d'upwellings, peuvent avoir été

causés par tout autre système de confinement. Les inocérames sont classiques dans les sédiments plus ou moins appauvris en oxygène et souvent en dehors de toute intervention d'upwellings ou d'eaux froides.

En fait les inocérames sont fréquents dans des faciès confinés, en particulier dans des couches laminées et riches en matière organique. Bréhéret (1995) rappelle des cas où les inocérames sont encore présents, voire nombreux, dans des couches correspondant à un tel appauvrissement en oxygène que les foraminifères benthiques ont disparu. Ce même auteur cite plusieurs références bibliographiques sur les inocérames en milieu confiné et il évoque le jeu possible - pour rendre compte de cette tolérance - du métabolisme de bactéries sulfo-oxydantes vivant dans les branchies de ces mollusques en symbiose avec eux, à l'instar de phénomènes observés auprès d'évents hydrothermaux ou au fond de dépressions peu oxygénées comme le bassin de Santa Barbara. Dans cette perspective, l'invocation d'eaux froides à Tarfaya pour expliquer la présence de ces inocérames apparaît donc superfétatoire.

Les couches riches en nannoplancton sont également habituelles dans des sédiments déposés en système euxinique (dans la Mer Noire, par exemple) sans intervention particulière d'upwellings. Quant à la prédominance des radiolaires et des faciès biosiliceux et siliceux, dont on a voulu voir le témoignage des déséquilibres en nutriments propres aux zones d'upwellings, ne pourrait-elle résulter, dans de nombreux cas, de l'action d'eaux acides, décalcifiantes, jouant tout autant dans la tranche d'eau qu'en milieu interstitiel ? Or, comme nous le verrons ci-dessous, l'intervention d'eaux acides n'est pas du tout à exclure dans ce type de sédimentation.

Dans le désir de retrouver le jeu des upwellings, important il est vrai dans la nature actuelle comme source de couches à matière organique, n'a-t-on pas quelque peu exagéré l'importance relative de ces couches dans les bassins marginaux épicontinentaux, par rapport à ce qu'elles sont dans les fonds océaniques, atlantiques en particulier ? L'anoxie a été répétitive dès avant le Cénomanien supérieur et les couches de l'événement E2, pour être parfois fort minces, n'en sont pas moins très riches en matière organique et point du tout cantonnées à la proximité du continent et à la verticale d'upwellings côtiers ou équatoriaux éventuels. En fait, ces couches peuvent s'étendre jusqu'à la ride médio-océanique. C'est d'ailleurs cette constatation qui a poussé des auteurs, tenants inconditionnels de l'hypothèse de la zone à minimum d'oxygène intermédiaire et des upwellings, à voir dans les couches de fond de l'Atlantique la resédimentation turbiditique des dépôts des pentes ou plates-formes adjacentes. Mais cette hypothèse est le plus souvent incompatible avec de nombreux caractères sédimentologiques de ces couches de fond, depuis la lamination très régulière jusqu'à des épisodes de nannofossiles oligospécifiques et remarquablement conservés.

Le recours à des upwellings omniprésents pour rendre compte de l'événement du Cénomanien supérieur se heurte à une autre difficulté. Les upwellings sont engendrés dans la nature actuelle par des vents puissants, susceptibles de créer des courants océaniques. Ces vents n'ont d'incidence sédimentologique que lorsqu'il s'agit de vents permanents, ou au moins saisonniers. Et il n'y a pas de doute que le monde actuel, avec ses gradients latitudinaux forts et ses calottes glaciaires, est favorable à des circulations atmosphériques très actives, tout autant que les circulations océaniques. N'y a-t-il pas paradoxe à invoquer ainsi l'omniprésence d'upwellings et un rôle sédimentologique aussi manifeste et aussi poussé, à une époque qui

s'inscrit quand même dans les climats chauds et homogènes du Crétacé ? On ne peut exclure qu'il y ait eu un changement climatique au passage Cénomanien moyen-Cénomanien supérieur, mais il ne saurait être l'équivalent de l'apparition de calottes glaciaires importantes qui engendreraient les circulations nécessaires. En tout cas, aucun argument direct ne permet de soutenir cette hypothèse.

Ajoutons pour terminer un dernier fait. Comme nous l'avons déjà vu, dans le niveau E2 - expression de notre événement dans l'Atlantique - aussitôt après la discontinuité de base, les couches sont très riches en matière organique marine dans la partie orientale de l'Atlantique tandis qu'elles contiennent de la matière organique à prédominance végétale et terrestre dans la partie occidentale. Si la productivité était primordialement responsable de cet événement à matière organique, est-il plausible qu'il y ait eu coïncidence entre les mécanismes susceptibles de réaliser cet apex de la production biologique marine et, en même temps, cet apport exceptionnel de matière organique végétale terrestre? N'est-il pas, à l'évidence, plus plausible que ce soient les conditions de conservation qui se soient trouvées modifiées, favorisant la préservation de la matière organique présente dans le bassin, quelles que soient son origine et sa nature ? De telles conditions de conservation, efficaces dans les fosses atlantiques, ont évidemment toutes chances de reposer sur un système méromictique et non sur l'intervention d'une zone à minimum d'oxygène intermédiaire amplifiée, avec ou sans upwellings.

2. 4 . Les interprétations de Pedersen et Calvert (1990) et de Manabe et Bryan (1985).

Comme évoqué ci-dessus, nous regrouperons ici l'examen des conceptions de ces auteurs, conceptions qui prennent en écharpe les différents thèmes qui viennent d'être abordés. Face aux théories littéralement dévastatrices à l'égard de nombreux concepts qui font en général l'objet d'un consensus, nous ne mentionnerons que quelques objections propres à répondre aux idées développées par ces auteurs. Mais il est évident que des arguments développés ci-dessus pourraient parfois leur être également opposés.

a) La sédimentation à matière organique dans la nature actuelle.

La note de Pedersen et Calvert (1990) représente un exposé synthétique d'idées que ces auteurs ont déjà évoquées ou développées avant et après : pour l'essentiel, il s'agit de démontrer que le contrôle de premier ordre sur l'accumulation de couches riches en matière organique se trouve dans une productivité organique amplifiée et non dans l'existence de conditions anoxiques.

- Les mécanismes de dégradation.

Pedersen et Calvert rappellent d'abord des notions, au demeurant fort classiques, sur la dégradation de la matière organique en milieu sédimentaire. D'après eux, les géologues considèrent à tort que la conservation de la matière organique est contrôlée quasi entièrement par la présence de bactéries aérobies et par conséquent par la disponibilité d'oxygène libre dans

l'eau recouvrant le plancher océanique. En fait, expliquent-t-ils, la matière organique est oxydée au cours d'une suite de réactions impliquant des accepteurs d'électrons différents. Après que l'oxygène ait été épuisé, les nitrates et les sulfates sont utilisés comme oxydants par les communautés bactériennes appropriées, contribuant à minéraliser les produits organiques. Par conséquent, aussi bien en eaux libres qu'en eaux interstitielles, les réactions de dégradation continuent, même si l'oxygène n'est plus disponible. La fréquence de produits sulfurés comme l'H_2S prouve l'importance de l'oxydation aux dépens du sulfate. Les mêmes auteurs rappellent à ce sujet que l'eau de mer oxygénée contient 200 fois plus d'oxygène dans les sulfates réductibles que dans le gaz dissous. Après épuisement éventuel des nitrates et des sulfates, les auteurs rappellent que les processus de méthanogenèse peuvent encore dégrader une partie des molécules organiques présentes. Au prix toutefois de processus lents et conservatifs à l'égard des hydrocarbures ramifiés.

En fait, nous ne voyons pas pourquoi le jeu - parfaitement réel - de ce métabolisme bactérien anaérobie ferait perdre de son importance aux conditions anoxiques dans la sauvegarde de la matière organique. Car en conditions aérobies sur le fond, il y a d'abord la dégradation oxydative due à l'oxygène, amplifiée par le brassage des sédiments par le benthos et la méiofaune. Et après cette action dévastatrice peuvent intervenir encore les actions bactériennes anaérobies. De toute évidence, l'anaérobiose originelle est une condition favorable à la préservation de la matière organique.

- Les milieux euxiniques ne seraient pas favorables à l'accumulation de la matière organique sédimentaire.

Pedersen et Calvert rappellent que les bassins anoxiques sont ceux où les eaux profondes contiennent des sulfures d'hydrogène au pH de l'eau de mer. Ces conditions sont réalisées dans des bassins barrés - le type euxinique - ou sur des zones de marge ouvertes. Le type des bassins euxiniques, la Mer Noire, doit être interprété à l'inverse de tout ce qui est communément admis. Malgré la présence d'une colonne d'eau anoxique, les auteurs - rappelant les études antérieures de Calvert *et al.*(1987), Calvert et Fontugne (1987), Calvert (1990) - constatent que les teneurs en matière organique des sédiments récents ou actuels de la partie profonde de cette mer ne sont pas significativement plus élevés que celles des dépôts vaseux, s'accumulant sous des conditions oxiques. Mieux encore : un sapropèle holocène, sous-jacent à ces sédiments récents, s'avère très riche en matière organique (COT de 20%) et Calvert (1990, figure 5) a établi par la géochimie que ce sapropèle s'était déposé sous des conditions oxiques!

La contestation ne s'arrête pas à la Mer Noire. Les exemples les plus classiques des fjords norvégiens à ceux de Colombie britannique font l'objet de la même réévaluation. Les travaux de Calvert (1987) sont rappelés, qui auraient démontré que le Saanish Inlet, modèle classique de fjords euxiniques à couches laminées, ne serait pas plus riche en matière organique que le Jervis Inlet aux eaux oxiques.

- Les fonds léchés par la zone à minimum d'oxygène intermédiaire ne sont pas non plus le site d'accumulation de matière organique.

Les notions classiques sur ces sites ne valent pas mieux que les précédentes. Ainsi, la

description des dépôts du Golfe du Mexique, opérés sous la zone à minimum d'oxygène intermédiaire et classiquement interprétés comme des aires d'accumulation de matière organique depuis Richards et Redfield (1954) résulte d'erreurs, comme l'a démontré Calvert (1987). La teneur en oxygène est élevée et la richesse en matière organique prend sa source dans d'autres conditions. Dans la partie orientale de la mer d'Arabie, la zone à minimum d'oxygène lèche la pente continentale indienne. Un maximum de matière organique apparaît entre les profondeurs de 200 et de 1500 m qui coïncident bien avec le minimum d'oxygène (Von Stackelberg, 1972). Mais, sur la pente ouest de la même mer, il n'y a pas d'accumulation anomalique de matière organique alors qu'il y a un minimum d'oxygène intense. Ou bien la nature de la matière organique est complètement différente sur les deux marges - ce qui est improbable disent les auteurs - ; ou bien des erreurs systématiques existent dans certaines des données !

Sur la pente du Nord-Ouest africain, un minimum d'oxygène est centré à 400 m de profondeur, ce qui ne coïncide pas avec le maximum de carbone organique dans les sédiments. Par contre, une accumulation importante de carbone organique existe ailleurs sous un intense upwelling au large du Cap Blanc et au large de l'embouchure du Sénégal. Sans paraphraser cette note, disons que les mêmes auteurs récusent la coïncidence parfois affirmée entre minimum d'oxygène et accumulation de matière organique également dans le Golfe de Californie.

- Seuls les upwellings et la productivité qu'ils favorisent sont à l'origine de sédiments riches en matière organique.

Pensant avoir éliminé le jeu des éléments favorisant la conservation de la matière organique, Pedersen et Calvert peuvent alors ne considérer que la production. Or, pour celle-ci, les upwellings sont indispensables ; car une mise à disposition des nutriments à partir des zones profondes est une nécessité. Et ils ajoutent à de nombreux exemples d'aires d'upwellings à sédiments richement carbonés - dont quelques uns ont déjà été évoqués ci-dessus - les dépôts sous-jacents au courant de Benguela et à celui qui se trouve au large du Pérou-Chili s'expliquant par l'activité d'upwellings et par l'absence presque totale de terrigènes imputable à l'aridité du continent voisin. Notons que Pedersen et Calvert affirment de façon répétée que l'on peut avoir des conditions anoxiques en dehors des bassins barrés, grâce à la production organique importante créée par des upwellings côtiers : les apports en matière organique excédant, même en ce milieu ouvert, ce que l'oxygène peut minéraliser ! Voilà réintroduite cette anoxie que ces auteurs pourchassent de façon systématique.

- Conclusion.

Après cet exposé, peu de choses subsistent des notions classiques sur les black shales. Malgré l'abondance des observations apportées, des arguments développés, une production exceptionnelle de matière organique pour rendre compte des couches de l'événement du Cénomanien supérieur-terminal ne nous paraît pas établie. Quand l'événement E2 dans tel sondage, représentant une partie d'un étage géologique, a un COT de 20 à 30% mais n'est épais que d'un mètre pour plusieurs millions d'années, y a-t-il eu réellement productivité importante. Quand le même intervalle stratigraphique, en zone hémipélagique, s'avère épais de plusieurs

centaines de mètres de marnes riches en plancton avec ou sans coquilles, la productivité organique n'a-t-elle pas au moins été égale et problablement nettement supérieure ? En outre, après cette contestation tous azimuts, l'interprétation de l'événement reste aussi mystérieuse. Au lieu que nous ayons à expliquer la généralisation planétaire au Cénomanien d'un événement anoxique, il faut expliquer la généralisation d'upwellings. Nous avons vu ci-dessus que cela était loin d'être plus facile.

Il restera aux sédimentologistes des fonds océaniques actuels de faire la part entre les notions classiques et les notions nouvelles apportées par Pedersen et Calvert. Prudemment, à la suite de cette étude, nous éviterons, dans la mesure du possible, de parler de couches riches en matière organique. Nous parlerons seulement de couches sombres laminées en observant que si ces couches ne sont pas l'apanage des milieux anoxiques elles sont le plus souvent réalisées et parfois admirablement réalisées - ainsi que l'établissent les photos des sédiments actuels de la Mer Noire - dans des milieux anoxiques très typiques et en particulier dans des milieux euxiniques. La question est donc toujours de savoir comment se sont généralisés à l'échelle planétaire les milieux anoxiques, de préférence euxiniques.

b) Les modélisations de Manabe et Bryan (1985) et leur application pour expliquer les accumulations de matière organique du Crétacé moyen.

Ces modélisations, complaisamment reprises et amplifiées par Pedersen et Calvert (1990), visent à la transposition des données ci-dessus au Crétacé moyen : les accumulations de matière organique dans le Crétacé de l'Atlantique et l'Ouest du Pacifique correspondent à des augmentations temporaires de la production primaire, reflétant des changements dans le comportement et l'état du système couplé océan-atmosphère ; et non la présence ou l'absence d'anoxie.

Manabe et Bryan ont conçu leur modèle pour explorer la sensibilité du couple atmosphère-hydrosphère au grand changement de la concentration en CO_2 de l'atmosphère. Manabe et Bryan prennent en compte 16 concentrations différentes de CO_2 allant de la moitié à 8 fois la valeur actuelle. Pour l'application au Crétacé, Pedersen et Calvert (1990) retiennent une concentration en CO_2 quatre fois plus élevée que l'actuelle.

Manabe et Bryan admettent la notion classique de différence de température moyenne de l'air en surface beaucoup moins élevée entre le pôle et l'équateur dans le cas d'une augmentation de la concentration en CO_2. Mais - et c'est là le point fondamentalement original - ils récusent la notion corollaire, non moins classique, de circulations méridiennes amoindries dans l'océan qui se seraient en particulier traduites par une formation diminuée d'eaux profondes aux latitudes élevées et donc par des circulations thermohalines plus paresseuses. En s'appuyant sur les évaluations classiques de paléotempératures de Barron (1983) et Savin (1977), Pedersen et Calvert en déduisent des circulations méridiennes non ralenties au Crétacé.

Notons que Pedersen et Calvert, qui adoptent pourtant tous les résultats et conséquences du modèle de Manabe et Bryan, soulignent qu'une incertitude dans la qualification de certains paramètres critiques dans les modèles de circulation générale - par exemple la couverture

nuageuse sous différents régimes climatiques - nécessite que des précautions soient utilisées dans l'application du modèle. Il y a en fait bien d'autres réticences à exprimer...

1) Malgré un gradient des températures de l'air en surface moins élevé que dans la nature actuelle, une température globalement plus élevée - du fait d'une teneur plus forte en CO_2 - aurait pour conséquence d'après Manabe et Bryan un taux de circulation thermohaline identique ou même plus élevé que dans les conditions naturelles actuelles (fig.17). Le résultat ainsi obtenu est atteint en tirant parti de paramètres physiques - par exemple le coefficient d'expansion thermique de l'eau de mer aux différentes températures - qui maintiennent le contraste méridien de densité à la surface de l'océan. Les auteurs fournissent des données chiffrées à 25 m de profondeur !

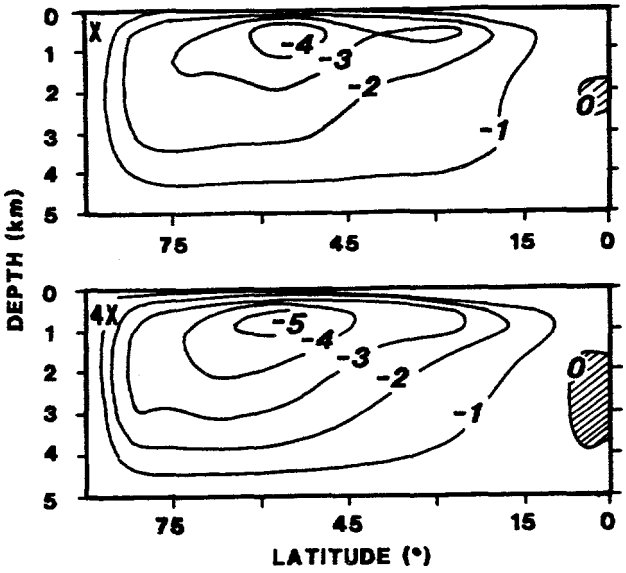


Fig. 17. Lignes de courant (exprimées en sverdrups, 1 sverdrup = 10^{12} g/sec) illustrant l'effet d'un réchauffement global sur la circulation thermohaline méridienne dans le modèle océanique de Manabe et Bryan (1985), pour l'actuel (xppmv CO_2) et pour le Crétacé, en supposant une teneur atmosphérique en CO_2 égale à quatre fois l'actuelle. Notons qu'il n'y a pas d'indication de circulation ralentie dans le scénario plus chaud. D'après Pedersen et Calvert (1990), fig. 8.

Malheureusement, comme tous les modèles, celui-ci ne saurait prendre en compte la totalité des facteurs qui ont régi à la fois les circulations atmosphériques, hydrologiques et la sédimentation. En particulier, il ne nous paraît pas vraisemblable que dans l'application du modèle au Crétacé on ait tenu compte de la topographie des océans, pour la simple raison d'ailleurs qu'elle est fort mal connue. Mais cela a une conséquence fondamentale. A supposer que le contraste thermométrique des eaux de surface aient eu quelque chose à voir avec les chiffres donnés par Manabe et Bryan, il n'en reste pas moins que les verrouillages qui fermaient l'Océan Atlantique au Nord et au Sud comme l'allongement équatorial de la Mésogée ne pouvaient que s'opposer d'une façon probablement fort efficace à la génération d'eaux de fond et à leur mouvement actif.

2) Les conséquences physiques prévisibles d'une augmentation de la teneur en CO_2 (évaporation accrue dans les zones sub-tropicales, apport accru d'humidité dans l'atmosphère tropicale, libération accrue de chaleur latente) consisteraient en une intensification de la cellule de Hadley. Une conséquence directe en serait une augmentation de la vitesse moyenne des vents alizés, entraînant des upwellings plus forts dans les zones de divergence équatoriale et dans les courants limites orientaux. De là aurait existé une productivité *globale* plus forte qu'actuellement.

Dans ce domaine, d'autres auteurs avaient ouvert la voie : comme le rappellent Pedersen et Calvert, Parrish et Curtis (1982) -déjà cités ci-dessus - avaient ainsi affirmé que le Cénomanien avait été caractérisé par un upwelling étendu pendant toute l'année dans l'Océan Atlantique et durant l'hiver dans le bras de mer intérieur ouest !

3) Il est singulier que les différents auteurs de cette école en concluent que ces upwellings rendent compte à la fois de la genèse et de la distribution des faciès à matière organique observée ; alors qu'avec la distribution globale planétaire de ces faciès, comme nous l'avons signalé ci-dessus, il y a incompatibilité avec une localisation correspondant à celle d'upwellings.

4) Avec une teneur de 1 200 ppm de $C0_2$ dans l'atmosphère, admise par Manabe et Bryan, le taux moyen de précipitations augmente "d'environ 14%", entraînant une augmentation de 27% (sic) du volume du ruissellement continental. Pedersen et Calvert (1990), invoquant Berner *et al.* (1983), déduisent d'une teneur accrue de l'atmosphère en CO_2 une altération également aggravée sur les affleurements continentaux. L'ensemble aurait convergé pour accroître le flux des nutriments au Crétacé.

Ces modèles, comme bien d'autres que l'un de nous a déjà évoqués (Busson, 1983), sont doublement critiquables : d'une part, comme dit ci-dessus, ils entendent rétablir la globalité des phénomènes en ne tenant compte que d'une seule variable et en supposant par ailleurs une terre crétacée identique à l'actuelle ; d'autre part, leurs auteurs sont pour le moins indifférents aux faits d'observation géologique qui peuvent être en contradiction flagrante avec leurs résultats. Ainsi, comment peut-on admettre globalement un ruissellement accru au Crétacé, quand on songe au développement considérable des appareils évaporitiques, en particulier de l'Aptien jusqu'au Cénomanien inférieur et moyen?

On peut avoir une appréciation différente sur les répercussions des taux de sédimentation amoindris pendant l'épisode du Cénomanien-Turonien, à l'égard de l'enrichissement en matière organique. Mais aucun auteur ne met en doute - car c'est une observation géologique évidente - la réduction parfois drastique des taux de sédimentation pendant cet épisode. Comment peut-on afficher une superbe indifférence à l'égard de ce fait en proclamant comme résultat d'une modélisation un ruissellement accru au Crétacé, rendant compte de nutriments également en quantité augmentée? Faut-il croire que ce ruissellement accru a été sélectif au point d'amener des nutriments mais non des terrigènes !

Pour conclure, nous considérons que les principaux résultats de ces modélisations (circulations thermohalines vigoureuses, upwellings amplifiés, apports de nutriments continentaux amplifiés) ne peuvent être retenus pour expliquer l'événement anoxique du Cénomanien supérieur terminal. Nous ajouterons seulement qu'il est remarquable que tous les facteurs invoqués par Pedersen et Calvert ne mettent jamais en cause la coïncidence la plus remarquable de ce Crétacé moyen, qui est la contemporanéité entre des transgressions marines extensives et un enrichissement particulier de la série en matière organique. Et l'on sait que cette coïncidence est extraordinairement remarquable au Cénomanien supérieur-terminal, caractérisé à la fois par la plus grande transgression des temps phanérozoïques (Arthur *et al.*, 1985) et par un des épisodes anoxiques les plus extensifs de la série sédimentaire.

2.5. Conclusion : la concomittance des facteurs génétiques.

De Graciansky *et al.* (1984), examinant les rapports entre l'événement anoxique du Cénomanien-Turonien et les transgressions, envisage de nombreux facteurs causaux et affirment qu'il est impossible de les réduire à un seul. Jacquin (1987), au sujet de l'Atlantique Sud, explique "l'anoxie qui semble avoir été générale sur l'ensemble de l'Atlantique et des bassins épicontinentaux adjacents du Turonien, pourrait bien avoir résulté de la convergence d'une gamme de facteurs ayant conjugué leurs effets à ce moment-là". Citons encore, au titre de cet éclectisme des facteurs causaux, Kauffman (1991) qui adopte simultanément tous les facteurs et toutes les interprétations possibles cumulativement : l'épisode du Cénomanien-Turonien correspond à un haut niveau marin, à une période chaude, à l'effet d'impacts de météorites importantes (avec leurs éléments-traces), une époque de nutriments renforcés et surtout d'éléments empoisonnants.

Il nous faut dire ou répéter cependant qu'un événement généralisé à l'échelle planétaire pendant une période de temps synchrone et relativement brève, nous paraît difficilement pouvoir résulter de la convergence de deux ou, *a fortiori*, de plusieurs facteurs totalement différents. Cet ajustement dans le temps et dans l'espace relèverait quasiment du miracle.

Beaucoup d'auteurs, en effet, privilégient l'idée selon laquelle l'OAE 2 résulterait de la mise en phase de plusieurs facteurs génétiques différents qui n'étaient pas individuellement producteurs de couches à matière organique. A notre avis, l'improbabilité de cette hypothèse tient à la généralisation de l'événement à l'échelle planétaire et dans les domaines paléogéographiques et structuraux, épicontinentaux et océaniques, les plus divers et, en outre, sur une période de temps focalisée. Comment admettre qu'une telle coïncidence de plusieurs facteurs - ou au moins de deux - ait ainsi pu se réaliser de façon quasi-simultanée et indépendamment de l'infinie diversité des conditions locales ? Il nous semble au contraire plus plausible qu'un facteur de détérioration des eaux océaniques puissant ait pu faire sentir ses effets simultanément dans une multitude de bassins et de sites.

CHAPITRE III.

LE MÉROMICTISME OCÉANIQUE EN RELATION AVEC LE GAZ CARBONIQUE EN SOLUTION AQUEUSE.

1. LES ENSEIGNEMENTS DE DEUX LACS CAMEROUNAIS RICHES EN DIOXYDE DE CARBONE.

Deux lacs du Cameroun qui ont défrayé la chronique au cours de la dernière décennie par les catastrophes qu'ils ont engendrées, Nyos et Monoun, présentent des caractères très originaux par rapport aux autres lacs de cette région. Localisés dans une province volcanique et même dans des cratères volcaniques (Wandji *et al.,* 1994), ces lacs sont caractérisés par de fortes teneurs des eaux profondes en gaz carbonique provenant d'évents volcaniques froids, présents au fond du lac. Il est connu que, dans les gaz d'émanation volcanique, le dioxyde de carbone peut prendre une importance quasiment exclusive. Rappelons que Tazieff (1989), d'après Le Guern *et al.* (1982), cite le fait que les émanations gazeuses volcaniques du cratère sec de Dieng (Java) étaient totalement dominées par le CO_2 (98,5%). Ces fortes quantités de gaz carbonique qui arrivent au fond de ces lacs camerounais ont permis la mise en place et le maintien d'un système méromictique. La stratification a tenu à la fois à la teneur élevée en CO_2 et à celles de différentes espèces chimiques en solution dans l'eau profonde (fig. 18). Dans l'hypolimnion, ainsi particulièrement riche en gaz carbonique, les carbonates sont restés à l'état soluble et la matière organique, soit élaborée dans le lac, soit en provenance de sa périphérie (débris végétaux) a rendu cet hypolimnion réducteur. De ce fait, le fer, maintenu à l'état ferreux et soluble dans l'hypolimnion, contribue - avec les autres cations et le gaz carbonique sous ses différentes formes - à alourdir ce corps d'eau profond du système méromictique. Etant donné cette richesse en fer et la pauvreté en calcium et les conditions physico-chimiques régnant en ces lacs, en cas de perte de CO_2 - par exemple par dégazage brutal - le seul carbonate qui précipite est la sidérite. Les dégazages brutaux qui ont affecté les lacs Monoun et Nyos (respectivement le 15 août 1984 et le 21 août 1986) attestent que la stabilité du système n'est pas parfaite. Mais il s'avère que malgré des pertes massives de CO_2, intervenues lors des explosions catastrophiques, ces systèmes lacustres sont restés stratifiés, les dégazages n'ayant affecté vraisemblablement que la partie supérieure de l'hypolimnion (Halbwachs *et al.*, 1994).

Ces deux lacs se différencient également des autres lacs de la région par le fait qu'ils présentent des profils de températures inversés, les eaux les plus chaudes étant au fond.

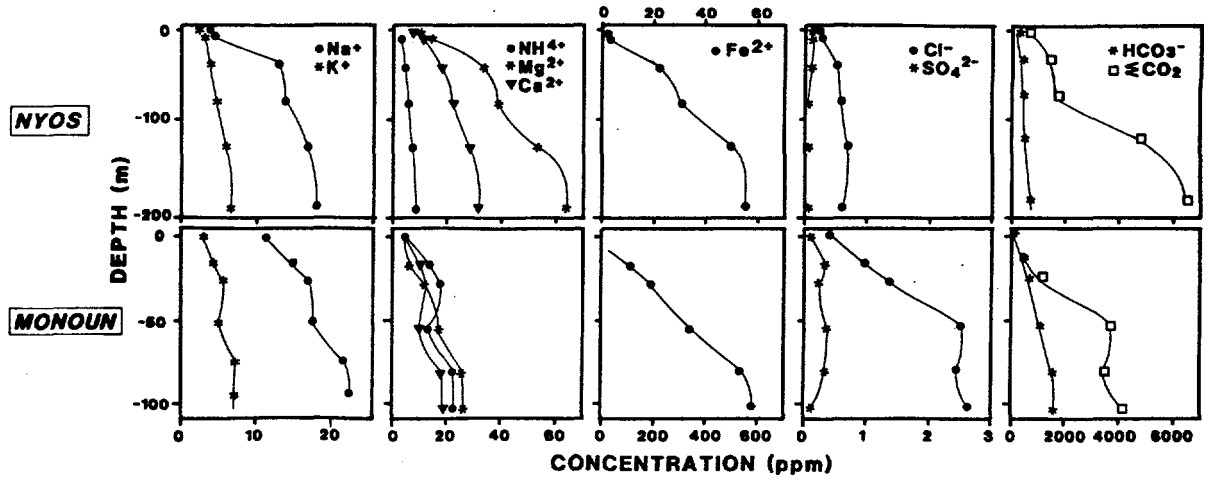


Fig. 18. Profils des espèces chimiques dissoutes dans les lacs Nyos (en haut) et Monoun (en bas). Remarquer l'échelle différente de l'axe des abscisses pour Fe dans le lac Monoun. D'après Kusakabe *et al.* (1989), fig. 5 modifiée.

1. 1. Le lac Nyos.

Le lac de Nyos (fig. 19) a une surface d'1,5 km environ et une profondeur maximale de 208 m. Kusakabe *et al.* (1989) ont décrit, dans une carotte prélevée au fond, la richesse en frustules de diatomées et en matière organique, correspondant à la fois à la vie de surface et aux apports de matériel végétal par le ruissellement tributaire.

D'après Oskarsson (1990), la température de l'eau est de 22,5° près de la surface et de 23,5° en profondeur. Les gaz présents dans le lac ont fait l'objet d'investigations poussées et convergentes après la catastrophe qu'ils ont déclenchée. Ils sont constitués de 98 à 99% (en pourcentages molaires) de CO_2 d'origine volcanique profonde (Kling *et al.*, 1989). Kusakabe *et al.* (1989) rappellent à ce sujet que le CO_2 arrive à la surface de la terre en général sous forme de solution aqueuse sursaturée ; car saturée à une profondeur supérieure à la pression atmosphérique. Les données sont évidemment moins abondantes sur l'état du lac avant son dégazage catastrophique qu'après. Kusakabe *et al.* (1989) rappellent cependant que la concentration ionique verticale mesurée en 1985 - c'est-à-dire avant l'éruption - montrait indubitablement une forte stratification du lac à cette époque. Historiquement, d'après Kling *et al.* (1989), l'accumulation substantielle des cations - dont le fer dissous - a commencé seulement quand le CO_2 dissous s'ajoutant aux eaux de fond a augmenté la stabilité de la stratification de la colonne d'eau. Les mêmes auteurs ajoutent qu'une pression de CO_2 élevée a assuré la conservation du fer réduit en abaissant le pH et les concentrations de CO_3^{--}. L'interprétation historique de Kusakabe *et al.* (1989) est plus nuancée. L'enrichissement des eaux du fond du lac en matériel dissous - cations apportés par les eaux souterraines ou résultant de l'altération des roches de fond - aurait rendu les eaux plus denses et, de ce fait, entravé les mélanges entre ces eaux de fond et des eaux plus superficielles : c'est ainsi que la saturation de CO_2 aurait pu être atteinte dans les eaux profondes.

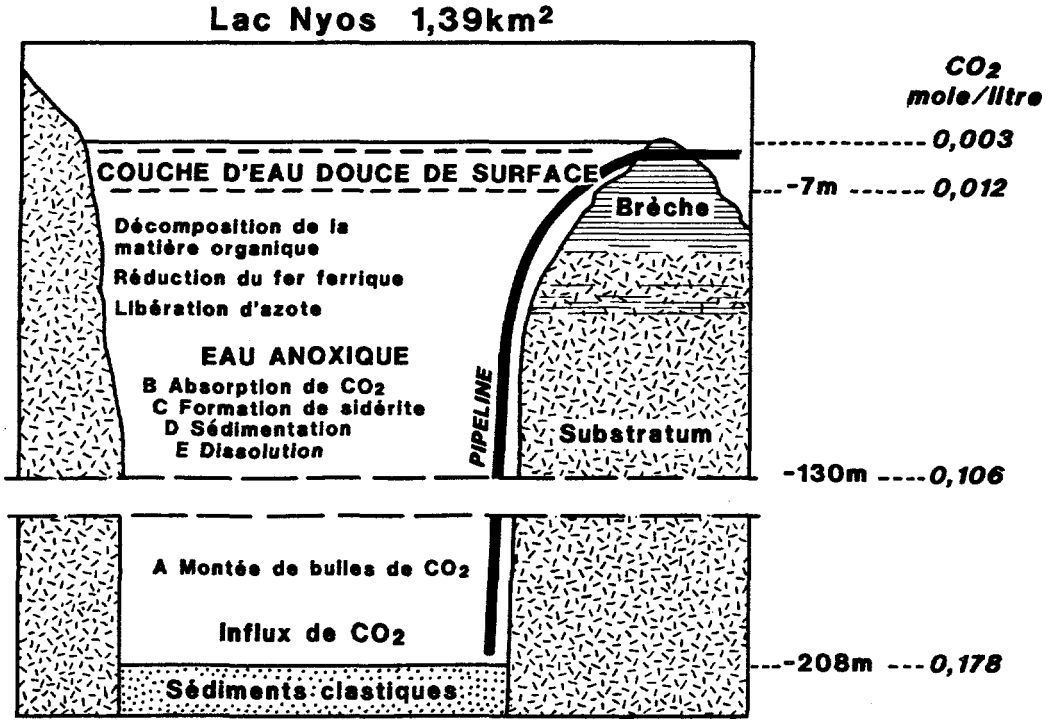
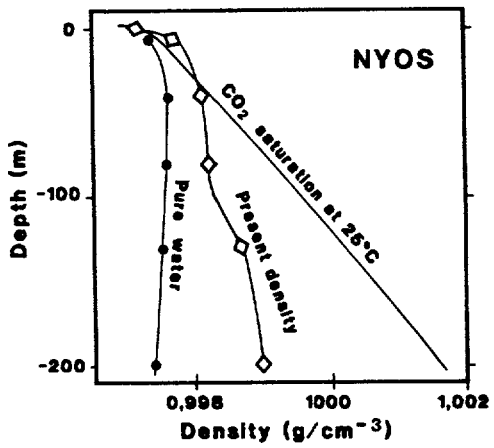


Fig. 19. Coupe schématique N-S du lac Nyos. D'après Oskarsson (1990), fig. 1. Les valeurs de densité sont également tirées du texte d'Oskarsson.

En ce qui concerne le caractère réducteur des eaux, Oskarsson (1990) a décrit une couche de 7 m en surface consistant en eau douce bien oxygénée, qui repose sur une eau anoxique, stagnante, s'étendant jusqu'au fond (fig.19).

Kusakabe *et al.* (1989) ont fourni des données hydrochimiques relativement précises. L'acide carbonique (HCO_3^-) ne semble pas présenter de variations importantes en fonction de la profondeur (fig. 18). Par contre, pour le CO_2 total, la valeur est à peu près nulle en surface et augmente lentement jusque vers 80 m ; puis l'augmentation est très forte et continue. On a ainsi mesuré 6 447 mg/l à 130 m de profondeur. Les auteurs ne fournissent pas de valeurs précises pour le fond mais il ne semble pas y avoir de variations importantes par rapport au chiffre qui vient d'être cité. Observons que les cations n'atteignent, même dans les eaux de fond, que des concentrations fort modestes (Na^+ : 17,6 mg/l ; Ca^{++} : 31 mg/l) et ne doivent donc pas avoir un rôle déterminant en ce qui concerne les contrastes de densité entre les eaux de fond et les eaux superficielles, constrastes auxquels peut être imputée la stratification actuelle. Les densités qui ont été chiffrées par les auteurs seraient de l'ordre de 0,999 dans les eaux de fond et de 0,997 dans les eaux superficielles (fig. 20 et 21). Les données récentes de Murray *et al.* (1991) établissent que dans la Mer Noire le contraste de densité entre les eaux les plus superficielles (1,013 pour une salinité de 18,28‰) et les eaux les plus profondes (1,017 pour une salinité de 22,32‰) n'est donc que de 4 ‰. On sait que ce contraste suffit à assurer la stabilité de ce système méromictique qui est le type même de l'euxinisme. Giggenbach (1990) a apporté des précisions sur la stratification actuelle du lac Nyos. Cet auteur distingue, grâce à des études

d'hydrochimie et de chimie isotopique, trois corps d'eaux superposés (fig. 22). Le corps d'eau le plus profond - entre 100 et 208 m - s'avère homogène géochimiquement et isotopiquement. Un corps d'eau intermédiaire au-dessus est affecté de façon croissante par mélange avec les eaux de surface ; enfin, un corps d'eau superficiel affecté par des mélanges. Le tout représenterait les restes de la stratification originelle, profondément affectée par le dégazage brutal de 1986 et qui reste néanmoins bien marquée.



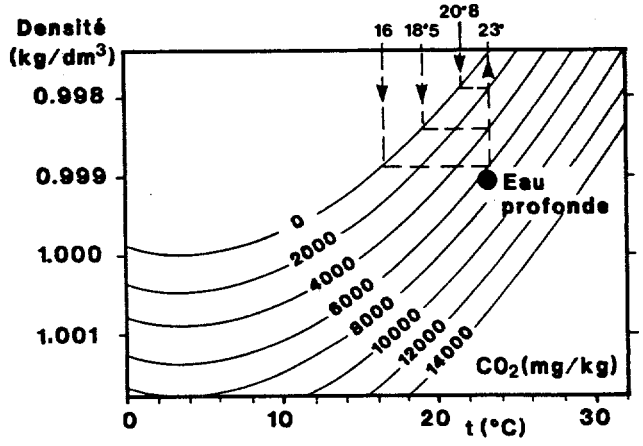


Fig. 20. Fig. 21

Fig. 20. Profil de densité dans le lac Nyos, calculée à partir de la distribution des températures, de la composition chimique et des volumes molaires partiels des espèces dissoutes. La densité de l'eau pure avec le régime de température actuel et la densité de l'eau du lac saturée en CO_2 - avec une composition identique à l'actuelle - sont données pour comparaison. D'après fig. 10 de Kusakabe *et al.* (1989).

Fig. 21. Densités de solutions avec différentes teneurs en CO_2 en fonction de la température. D'après fig. 13 de Giggenbach (1990).

Le lac ne pouvait absorber indéfiniment du gaz carbonique arrivant de façon continue au fond. Une diffusion lente du CO_2, à partir du corps d'eau (ou des corps d'eaux) inférieur(s) a pu être un mécanisme de régulation. Les phénomènes brutaux qui ont entraîné les catastrophes - assez bien cernés en ce qui concerne le lac Monoun - ont correspondu à un autre mode de délestage du CO_2. Un événement mécanique brutal (éboulements en grande masse, séisme ?) aurait initié un certain retournement des masses d'eaux. Kusakabe *et al.* (1989) sont parmi les auteurs qui ont reconstitué la succession des événements. Avec la remontée d'eaux profondes, initiée par ce retournement, le CO_2 contenu dans ces eaux dépasse ses limites de solubilité, dans ces conditions nouvelles, beaucoup moins profondes. Il y a alors apparition de bulles qui remontent dans le lac avec un effet d'expansion et bientôt coalescence de ces bulles qui entraîne la remontée d'une véritable colonne liquide. Ce dégazage brutal se serait arrêté - toujours d'après Kusakabe *et al.* - quand la densité des eaux profondes ou relativement profondes, diminuée par ce départ de CO_2, serait devenue proche de la densité des eaux sus-jacentes. Mais la plupart des auteurs (Kusakabe *et al.* 1989 ; Kling *et al.*, 1989 ; Giggenbach, 1990) ont insisté sur le fait que ce dégazage n'avait dû affecter qu'une partie de la colonne d'eau du lac Nyos (de l'ordre d'une centaine de mètres) laissant intactes en particulier les eaux denses et stratifiées du

fond du lac. Quand nous transposerons ce modèle aux eaux océaniques du Cénomanien supérieur-terminal, il importera de garder en mémoire qu'un dégazage d'une partie d'un corps d'eau enrichi en CO_2 peut parfaitement rester compatible avec le maintien dans la partie la plus profonde d'eaux stratifiées et, par conséquent, d'eaux anoxiques, favorables à une bonne conservation de la matière organique et, par conséquent, favorables à une sédimentation en continu de faciès laminés sombres (black shales *auctorum*).

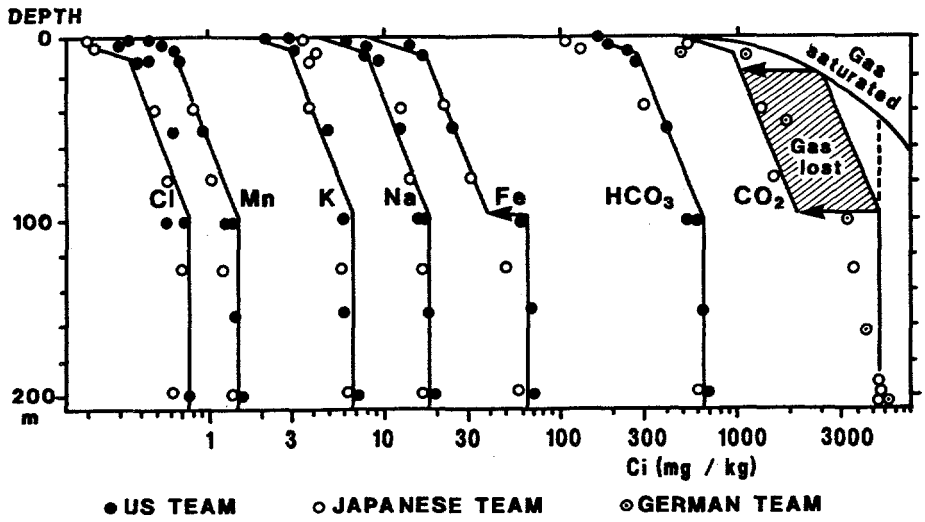


Fig. 22. Variations des teneurs en éléments dissous en fonction de la profondeur dans le lac Nyos. Ces variations font apparaître la superposition de trois parties aux caractéristiques différentes. D'après Giggenbach (1990), fig. 4.

1. 2. Le lac Monoun.

Ce lac présente deux parties morphologiques distinctes : d'une part, il est formé d'une plate-forme localisée à une profondeur d'environ 20 m et, d'autre part, il montre un cratère profond de 96 m et de 350 m de diamètre, à l'extrémité Est de l'appareil. D'après des données dues en particulier à Sigurdsson *et al.* (1987), les eaux sont stagnantes à une profondeur supérieure à 50 m ; c'est-à-dire dans le cratère. Les mêmes auteurs évoquent la présence, dans une carotte, de matière organique, de débris de plantes, d'écailles de poissons et de débris d'organismes planctoniques. Cette matière organique est également responsable du caractère réducteur de l'eau stagnante qui, ici encore, permet la solubilisation et le maintien du fer sous forme de fer ferreux.

Le CO_2, sous ses diverses formes, est abondant dans le lac Monoun où il a aussi provoqué une catastrophe régionale (fig. 23). Comme ce gaz coïncide avec une certaine quantité de CH_4, Sigurdsson *et al.* (1987) ont poussé les investigations géochimiques destinées à en préciser l'origine : organique ou interne. L'origine profonde de ce CO_2 a été prouvée par l'étude géochimique (^{14}C). Ce gaz a donc bien une origine magmatique et il sourd d'évents volcaniques froids, de type mofettes. A la lumière des analyses actuelles et d'interprétations sur ce qui a précédé le dégazage catastrophique, on estime que les eaux profondes de ce lac

contenaient 600 mg/l de fer, 1 900 mg/l d'HCO_3^- et une pression de CO_2 égale à la pression hydrostatique de l'ordre de 10 atmosphères. Or, en tenant compte de la différence de densité due à la compression de l'eau, la différence entre la densité de l'eau de surface et la densité de l'eau la plus profonde aurait été de $6{,}1.10^{-3}$ g/cm^3. La figure 5 de Sigurdsson *et al.* (1987) montre que, dans l'état actuel des choses, l'acide carbonique augmente régulièrement entre 0 et 60 m, passant de 100 à 1 000 mg/l, conservant après jusqu'au fond des valeurs du même ordre de grandeur.

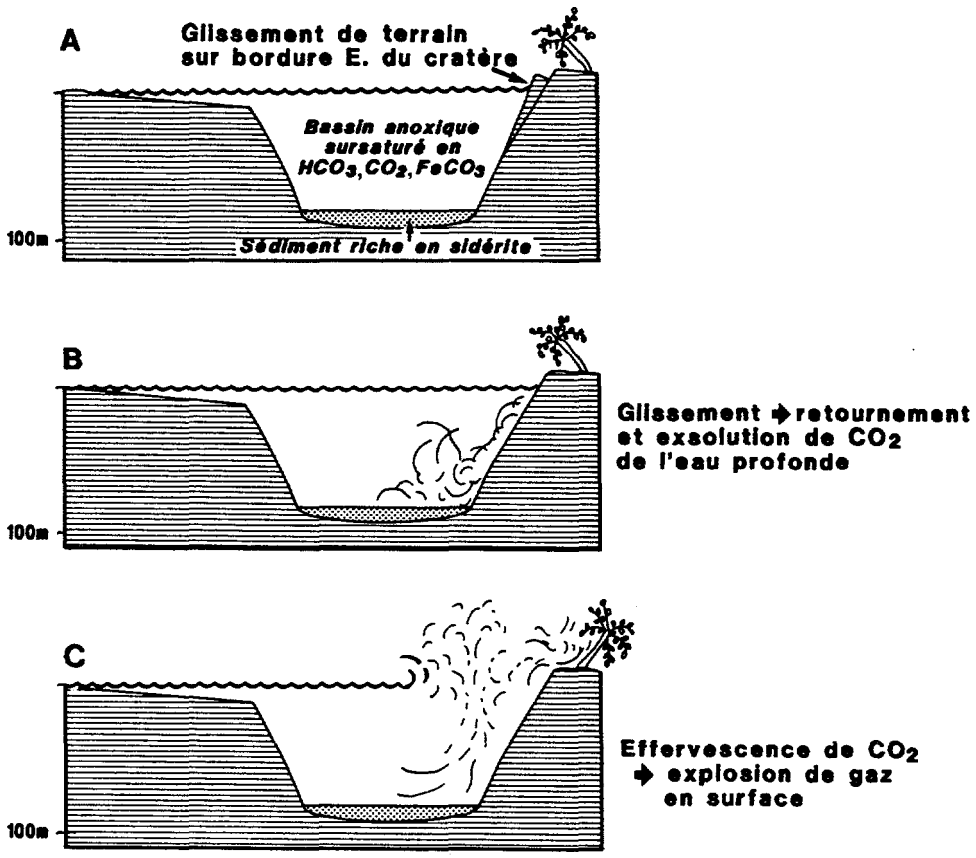


Fig. 23. Scénario proposé pour rendre compte de l'explosion de gaz du lac Monoun. D'après Sigurdsson *et al.* (1987), fig. 8 modifiée.

2. L'HYPOTHESE D'UNE STRATIFICATION OCÉANIQUE PAR LE CO_2.

2.1. La transposition de ces données aux océans et mers du Cénomanien-supérieur-terminal.

a) Les fondements de la transposition aux océans.

Les enseignements des lacs camerounais n'ont évidemment d'intérêt que comme expérience analogique à l'échelle incommensurablement plus grande des océans crétacés. Voyons d'abord les fondements de cette transposition.

Nous avons vu ci-dessus les observations et les arguments qui militent en faveur d'arrivées de très grandes quantités de CO_2 mantellique au Cénomanien supérieur-terminal. Dans les océans actuels, brassés de façon relativement énergique, en particulier par la circulation des eaux froides profondes, le CO_2 qui arrive par les rides médio-océaniques n'a aucune chance de s'accumuler de façon stagnante. Au contraire, on peut penser que, dans les océans et mers *téthysiennes et atlantiques* coupés de façon plus ou moins complète des circulations méridiennes, ce CO_2 a pu s'accumuler à partir de la partie profonde des océans. Comme dans les lacs Nyos, Monoun, une telle accumulation de CO_2 (sous ses différentes espèces possibles) n'a pu avoir pour effet que d'augmenter la densité des eaux les plus profondes et, par conséquent, de donner naissance à un système méromictique (Busson, 1994).

Tabl. 2 Solubilité du CO_2 dans l'eau pure et dans l'eau de mer en moles/atmosphère.
D'après le tableau 6.5 de Riley et Chester (1971).

Temp. °C Cl ‰	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26
0	771	713	661	614	572	535	499	467	440	413	389	367	347	$328x10^{-4}$
15	670	620	576	536	500	468	437	409	385	364	344	325	308	291
16	664	615	571	531	496	464	433	406	382	360	341	322	305	289
17	658	609	565	526	491	460	429	402	378	357	338	319	303	287
18	652	603	559	521	486	455	425	398	374	354	335	316	300	284
19	645	597	554	515	481	450	421	394	371	350	332	313	297	281
20	638	591	548	510	476	445	416	390	367	347	328	310	294	278

Les études analytiques d'auteurs tels que Riley et Chester (1971), Minster et Merlivat (1992) renseignent sur la proportion de ces différentes espèces minérales (CO_3H^-, CO_3^{2-}, CO_2) respectivement dans des eaux douces (telles que celles de Nyos) et dans des eaux marines actuelles pouvant se rapprocher de la composition des océans crétacés. Riley et Chester (*ibid.*) fournissent également des données sur le coefficient de solubilité du CO_2 dans l'eau pure et dans des eaux de différentes chlorinités, en 10^{-4} moles/l/atmosphère. Il est vrai que ce coefficient s'avère plus faible dans les eaux salées que dans l'eau douce. Le tableau reproduit ci-contre (tabl. 2) établit par exemple qu'à 22°C le coefficient de solubilité dans l'eau pure est de 367, alors qu'il est de 310 dans une eau de chlorinité 20‰ assez proche de la chlorinité de l'eau de mer actuelle. La différence est sensible mais elle n'est pas considérable et pas suffisante en tous cas pour que les quantités de CO_2 dissous ne puissent pas être à l'origine d'une différence de densité entre les eaux profondes et les eaux superficielles, propre à favoriser un système d'eaux stratifiées. Les mêmes données de Riley et Chester (Tabl. 2) établissent que la différence de solubilité, qui résulte d'une augmentation de température, même modérée, est beaucoup plus importante que celle imputable à la salinité. Dans la mesure où les eaux crétacées - surtout profondes - étaient plus salées que les eaux des océans actuels et dans la mesure où les températures étaient plus élevées, ces eaux dissolvaient moins de CO_2 que les océans actuels qui piègent 50 fois plus de ce gaz que n'en contient l'atmosphère. Néanmoins, du fait d'arrivées de CO_2 profond très considérables à cette époque et du fait du non-brassage de

certains océans au moins, il est à penser que l'on a pu atteindre des contrastes de densité propres à assurer la pérennité du système méromictique.

Comment le système a-t-il pu évoluer au fil du temps? Les arrivées importantes de CO_2 mantellique ont pu se perpétuer sur des temps considérables, par exemple de l'ordre de plusieurs centaines de milliers d'années. Ces arrivées ont dû, petit à petit, saturer en CO_2 une partie de plus en plus grande de la colonne d'eau. A la fin, le toit de l'hypolimnion approchant de la surface, il a pu y avoir dégazage plus ou moins brutal et peut-être, dès lors, disparition ou amenuisement du système d'eaux stratifiées. Grâce à la continuité des arrivées en CO_2 profondes, un nouveau cycle a pu démarrer. Il n'est pas impossible qu'un mécanisme de ce genre rende compte des séries cycliques avec alternances répétées de couches noires anoxiques, de couches grises, de couches vertes et rouges, ces dernières à oxygénation plus normale, si fréquemment réalisées dans des séries telles que celles de la formation Hatteras. Mais c'est là un problème que nous examinerons dans le cadre d'un autre travail.

S'il est difficile de savoir sous la forme de quelle espèce ce CO_2 se présentait dans ces océans et mers crétacés, par contre l'abondance de ces arrivées en CO_2 ne pouvait qu'entraîner la baisse de teneurs du CO_3^{--} au profit de HCO_3^-, en particulier dans les parties les plus profondes de l'océan. Cet acide carbonique dissout aussi bien le calcaire des organismes planctoniques dont les tests tombent de la surface que du calcaire antérieurement déposé et qui tapissait le fond des océans et des mers. Il est certain que ce schéma hydrologique rendrait compte, pour le Crétacé moyen en général, d'une CCD particulièrement élevée ; bien mieux que ne pourrait le faire le seul CO_2 issu de la décomposition de la matière organique. Ce CO_2 d'origine mantellique a pu s'accumuler dans les profondeurs océaniques d'autant plus que sa solubilité dans l'eau augmente avec la pression régnant dans le milieu. Ce facteur est essentiel car quelle que soit la profondeur de ces bassins océaniques crétacés en voie d'ouverture, elle était considérablement plus élevée que celle des lacs camerounais pris comme modèle. Un fractionnement important devait donc se produire avec disparition plus ou moins complète du calcaire des aires profondes ou relativement profondes et, en contrepartie, dépôt de calcaire sur les plates-formes extensives de cette période Crétacé moyen. En outre, on ignore la nature du cortège gazeux qui a pu arriver en même temps que le CO_2. Il est certain que si des gaz tels que le SO_2 sont arrivés en quantités notables ou importantes, l'acidification de l'eau de mer en aura été renforcée et, par conséquent, la dissolution des calcaires dans les parties profondes - ou même moins profondes - de l'océan.

Une autre différence, sédimentaire, apparaît probable. Alors que dans des lacs comme Nyos ou Monoun, où les espèces soufrées sont particulièrement peu abondantes, on est à la limite de dépôt de la sidérite - seul carbonate susceptible de précipiter -, il semble que dans l'eau de mer la proportion élevée de SO_4^{--} inhibe une telle formation de sidérite.

b) Les données géologiques.

Rappelons trois faits géologiques destinés à soutenir la transposition des mécanismes observés dans les lacs camerounais aux océans crétacés.

1) Aussi bien pour les couches à matière organique du Crétacé moyen que plus spécifiquement pour celles de l'événement du Cénomanien supérieur-terminal, les données géologiques nous ont amenés à privilégier l'hypothèse de l'euxinisme sur une disposition de type zone à minimum d'oxygène intermédiaire. Rappelons que nous nous sommes appuyés sur le fait que les faciès à matière organique se sont déposés depuis les parties les plus profondes de l'océan -Atlantique au moins - jusque sur les aires marginales et les bassins intérieurs épicontinentaux. Il y a également la précocité des faciès appauvris en oxygène dans ces fosses profondes de l'Atlantique (voir ci-dessus). Dès lors, il paraît légitime de chercher le facteur initial ayant favorisé cette déplétion en oxygène dans les abysses océaniques et non sur les plates-formes marginales.

2) Dans le cas très typique, parfois aux événements très finement datés, de la crise du Cénomanien supérieur-terminal, nous avons souligné un décalage entre les faciès de la transgression marine d'une part et les faciès à matière organique d'autre part. En fait, il s'agit d'un double décalage. D'une part dans le temps : les calcaires de la zone à Naviculare qui sont largement transgressifs jusque sur des cratons à matériel antécambrien, apparaissent un peu plus précoces que la généralisation des faciès anoxiques. C'est ce que suggère par exemple la datation fine du membre à matière organique du Maghreb oriental. Il y d'autre part un décalage dans l'espace avec les faciès néritiques oxygénés qui vont beaucoup plus loin en position externe, cratonique, que les faciès à matière organique qui se localisent toujours dans des zones relativement plus internes, plus subsidentes, plus océaniques.

Anticipant sur les interprétations que nous développerons ci-dessous, en présence de cette disposition, il est logique de penser que l'extraordinaire transgression du Cénomanien supérieur a pris de telles proportions qu'elle a entraîné *à sa suite* le débordement de la partie la plus profonde du volume océanique qui possédait des caractères euxiniques (cf. fig. 24, ci-dessous). Si ce corps d'eau profond provenait des plates-formes évaporatoires, ce n'est pas à cette époque de brassage et de circulation qu'il eût pris une importance exceptionnelle.

3) Dans la mesure où les transgressions sont imputées à l'activité magmatique amplifiée des aires océaniques - et par conséquent à la production amplifiée de CO_2 -, il est logique d'attendre d'une transgression aussi extraordinaire que celle d'âge cénomanien supérieur-terminal une production de CO_2 également tout à fait exceptionnelle. Il ne pourra qu'en résulter un corps d'eau dense profond à CO_2 également particulièrement développé.

c) Le schéma interprétatif.

Dès l'aube du Crétacé moyen, l'activité géodynamique interne est responsable d'une montée du niveau marin et, en même temps, d'une production de gaz carbonique amplifiée. Rien ne prouve que ce CO_2 soit immédiatement passé dans l'atmosphère où il aura aggravé l'effet de serre suivant l'hypothèse habituelle. Il est vraisemblable, au contraire, que ce CO_2 mantellique, sourdant en grande partie au coeur des océans, s'est d'abord maintenu dans la masse océanique, à l'instar de ce qui se produit - à une toute autre échelle de temps et de

volume, il est vrai - dans le lac Nyos et dans d'autres appareils similaires. Le maintien de quantités importantes de CO_2 dans ces masses océaniques est d'autant plus plausible que le verrouillage au Nord et au Sud de l'Atlantique ou l'orientation méridienne de la Téthys ne favorisaient pas les circulations et les brassages qui eussent accéléré le dégazage. Les mêmes circonstances océanographiques ne pouvaient que favoriser la mise en place d'un système méromictique à l'échelle océanique, dont une idée peut être donnée par les minuscules appareils de Nyos et de Monoun. L'exemple du lac Nyos souligne toutefois l'instabilité d'un tel système méromictique à CO_2. Il n'est pas impossible que cette instabilité soit un facteur qui puisse contribuer à rendre compte de la cyclicité remarquable de dépôts du Crétacé moyen dans l'Océan Atlantique, mais c'est là un autre sujet sur lequel nous reviendrons et que nous approfondirons dans une note ultérieure.

Jusqu'au Cénomanien moyen, la transgression sur les aires épicontinentales, tout en étant déjà importante, n'a pas entraîné d'inondations aussi extraordinaires que l'a été celle du Cénomanien supérieur. Le corps d'eau profond, riche en gaz carbonique, n'a débordé les aires proprement océaniques que de façon sporadique et avec une extension relativement limitée. Ces époques, où non seulement la mer venait en transgression sur le continent mais où le corps d'eau profond tendait lui-même à déborder sur telle ou telle aire continentale, ont représenté les événements anoxiques de l'Aptien-Albien, plus diffus, plus irréguliers, souvent moins riches que ceux du Cénomanien supérieur-terminal (OAE1a, OAE1b,OAE1c *auct.*) .

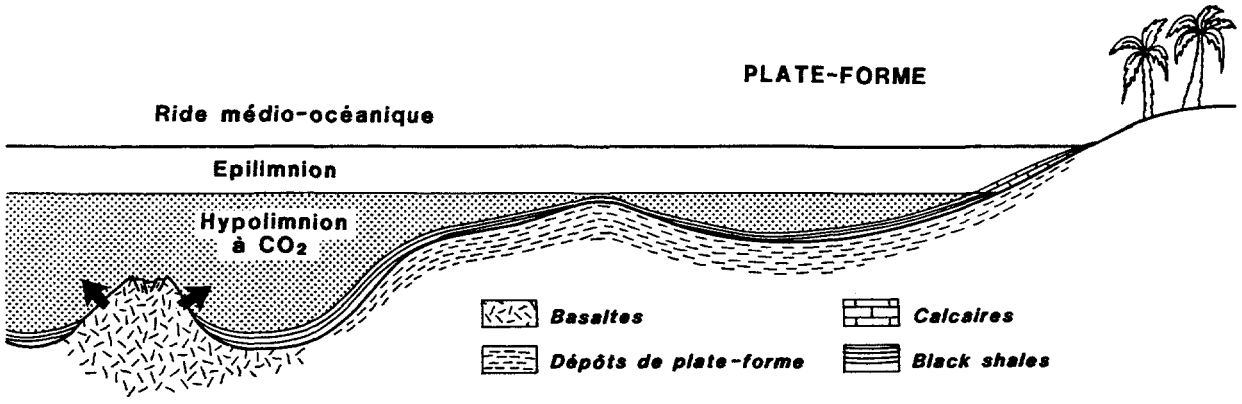


Fig. 24. Schéma hydrologique : transgression océanique du Cénomanien supérieur et de l'hypolimnion à CO_2, rendant compte de l'envahissement de régions épicontinentales par les faciès à matière organique au Cénomanien supérieur-terminal.

Nous avons vu qu'au Cénomanien supérieur - dans la zone à Naviculare - une élévation brutale et sans précédent du niveau de la mer a assuré son avancée sur des aires jusqu'alors émergées ou relevant du domaine intermédiaire. La disposition cartographique des dépôts et des faciès est à cet égard indubitable. Il nous apparaît plausible que cette montée extraordinaire de la mer sur les plates-formes épicontinentales, les bassins marginaux et les mers intérieures s'est accompagnée de la montée non moins exceptionnelle de l'hypolimnion à CO_2, jusqu'alors installé dans les parties profondes des océans - éventuellement avec les fluctuations cycliques qui viennent d'être évoquées pour le Crétacé moyen dans son ensemble - (fig. 24). Les eaux de

l'hypolimnion ont ainsi envahi une partie de ces aires épicontinentales en fonction de leur subsidence, de leur topographie, des seuils pouvant les relier ou les séparer des zones océaniques, etc. Partout où cet hypolimnion a pu durablement s'installer, des faciès laminés à matière organique ont pu se déposer, constituant les témoins de l'événement anoxique dit de la limite Cénomanien-Turonien.

Cette avancée de l'hypolimnion sur les aires épicontinentales a pu d'ailleurs favoriser des dégazages plus ou moins brutaux, plus ou moins totaux. D'une part, en effet, plus cet hypolimnion s'est étalé, plus la surface de diffusion du CO_2 s'est trouvée agrandie et plus les occasions d'un dégazage brutal - rappelant ce qui s'est passé à Nyos mais à une autre échelle - ont pu se réaliser. Par ailleurs, il paraît vraisemblable que l'envahissement de ces plates-formes et de ces mers épicontinentales a pu entraîner un réchauffement au moins léger de ces eaux jusqu'alors cantonnées aux fosses océaniques. Il y a là un autre facteur de dégazage dans la mesure où - comme on l'a rappelé ci-dessus - la solubilité du CO_2 décroît très rapidement quand la température augmente.

Il est évident que cette extension en surface considérable de l'hypolimnion, permise par cette montée du niveau océanique, n'a pu qu'augmenter de façon non moins considérable la surface de dépôts de faciès à matière organique. C'est l'extension sans précédent de cet événement anoxique de la limite Cénomanien-Turonien évoquée ci-dessus (§1.1 du chapitre I). C'est dire que cet événement a été l'occasion du piégeage de quantités extraordinairement élevées de carbone organique. Il y a donc là un processus naturel par lequel, très précocement, une partie du carbone amené en surface par l'activité magmatique du Crétacé moyen en général, et du Cénomanien supérieur-terminal en particulier, s'est trouvée captée par les sédiments et soustraite à la fois au milieu océanique et à l'atmosphère. De là d'ailleurs, il n'est pas impossible qu'en certaines zones ces sédiments aient été repris dans la croûte, restituant ce carbone aux couches internes de la terre d'où il provenait.

Dans cette hypothèse, le paradoxe que nous rencontrions tant que le système stratifié était attribué aux eaux thermohalines disparaît *ipso facto*. Il est normal au contraire que la transgression, envahissement des plates-formes par les eaux océaniques, ait fini par être suivie sur ces plates-formes par la partie profonde de ces masses d'eaux, celle rendue euxinique par la densité plus élevée que lui conférait le CO_2 d'origine interne. Ainsi, pour prendre un exemple unique, s'expliqueraient les faciès du membre Bridge Creek, dans le Bassin Intérieur-Ouest des Etats-Unis, confiné au moment précis où les relations avec la Téthys paraissent pourtant les mieux établies.

Dans les différentes tentatives d'interprétation de la relation entre les OAE, et en particulier l'OAE du Cénomanien supérieur-terminal, et la transgression marine, on a cherché des enchaînements génétiques indirects, par le biais du climat, de la production organique, de circulations modifiées etc. L'hypothèse la plus simple est cependant celle qui relie les deux phénomènes comme sont associés les deux corps d'eau dans un système stratifié quelconque.

2.2. Les implications du schéma proposé.

a) Les implications hydrodynamiques.

- *Rappel de quelques données élémentaires actuelles.*

Une des caractéristiques des océans actuels et surtout de certaines parties de ces océans actuels, par exemple certaines marges orientales, consiste dans la présence d'une zone à minimum d'oxygène en position intermédiaire. La position est intermédiaire entre la surface où le contact avec l'atmosphère et l'agitation due aux vents réoxygènent l'eau et, d'autre part, la profondeur, où l'arrivée d'eaux froides oxygénées contribue à la reminéralisation de la matière organique. Nous avons vu le succès presque généralisé de ce schéma à minimum d'oxygène en position intermédiaire dans les interprétations que les auteurs donnent de ces OAE crétacés.

En fait, la circulation thermohaline, qui semble moins bien connue dans l'actuel que celle induite par le vent, est fondamentale dans la genèse et la constitution des eaux profondes océaniques. On a souvent noté l'importance considérable, dans les océans, des eaux provenant seulement de quelques régions-sources (mers épicontinentales, plates-formes, mers intérieures) de superficie limitée où il y a des interactions intenses avec l'atmosphère : Mer du Nord, Mer de Weddel, Méditerranée, Mer Rouge-Golfe Persique. On sait aussi que l'écoulement en provenance de la Mer Méditerranée dans l'Atlantique par le Détroit de Gibraltar, correspond à une eau de densité supérieure à toutes les eaux de cet océan. Néanmoins, le plongement de ces eaux se termine vers 1 900 m, profondeur à laquelle ces eaux s'étalent, couvrant virtuellement tout l'Atlantique Nord. Or, si le schéma que nous proposons ne repose pas primordialement sur une stratification océanique imputable à des contrastes thermohalins, certains phénomènes océaniques que nous venons de rappeler seront transposables au modèle et aux interprétations que nous développons.

- *Confinement et couches à matière organique dans le Pacifique.*

L'examen de la littérature, rappelé ci-dessus, établit que la position paléotopographique de nombreux sites où le Crétacé moyen s'avère confiné dans le Pacifique a fait pencher les auteurs vers l'hypothèse d'un corps d'eau à minimum d'oxygène en position intermédiaire. Waples (1983), envisageant les black shales crétacés du Pacifique et se fondant sur une communication personnelle de Dean, expose que les sédiments riches en matière organique de cet océan, ne sont pas rigoureusement contemporains dans les différents sites. Ils ont été déposés, dit-il, sur un intervalle de temps s'étendant sur plus de 30 MA, du Néocomien supérieur au Turonien. Par ailleurs, des auteurs qui interprétent la stratification des eaux atlantiques et mésogéennes par des contrastes thermohalins, comme Arthur et Natland (1979), ont observé que, si les échanges d'eaux de surface ont sans doute existé entre la Téthys, l'Atlantique Nord et le Pacifique, les faits sont moins clairs en ce qui concerne les échanges d'eaux profondes. Et ces auteurs, rappelant Saunders *et al.* (1973) suggèrent qu'une ride sous-marine panaméenne, pendant une grande partie du Crétacé moyen et du Crétacé supérieur, a formé une barrière à une circulation

entre le Pacifique d'une part et les Caraïbes et l'Atlantique Nord d'autre part. Plus récemment, des auteurs tels que Riccardi (1991) *in* Philip *et al.* (1993) sont revenus sur les circulations entre Atlantique et Est Pacifique, confirmant ce type d'entraves.

Bref, ce qui paraît le mieux rendre compte des faits observés dans le Pacifique, serait le débordement occasionnel des eaux confinées occupant le fond des océans mésogéens atlantiques et de l'annexe caraïbe vers le Pacifique. Ces eaux confinées, qu'elles puisent leur origine dans un contraste thermohalin ou dans un enrichissement en gaz carbonique, ont pu s'écouler, comme la langue d'eau méditerranéenne actuelle dans l'Atlantique, et atteindre des sites différents à des époques diverses. Il est d'autant plus plausible que l'intercalation de ces langues d'eau ait abouti à créer ou à amplifier un corps à minimum d'oxygène intermédiaire que dans le Pacifique - comme dans l'Océan Indien - l'arrivée d'eaux froides des hautes latitudes ne se heurtait pas aux mêmes verrous topographiques qu'aux extrémités de l'Océan Atlantique. Ces arrivées d'eaux froides et profondes, d'une part, ces langues anoxiques, d'autre part, peuvent rendre compte du dépôt simultané de faciès profonds oxygénés et de faciès intermédiaires hypoxiques dans des océans tels que le Pacifique. Lors d'une période comme le Cénomanien supérieur-terminal où l'anoxie a pris une ampleur exceptionnelle dans l'Atlantique, il y avait plus de chances que ces langues d'eau anoxiques soient répandues dans le Pacifique et atteignent le maximum de sites.

Il est permis de penser, malgré l'isolement des sites reconnus à l'heure actuelle, qu'un phénomène similaire pourrait être responsable de témoins de couches appauvries en oxygène dans l'Océan Indien. En même temps, le jeu et l'action de ces langues d'eau confinées rendraient compte du fait que les sites présentant des couches à matière organique seraient localisés sur des zones topographiquement élevées.

- Les facteurs locaux

Les fosses atlantiques, en cours de creusement, et les mers téthysiennes, toutes deux échappant en grande partie aux circulations méridiennes, ont été des volumes favorables à une stratification par le CO_2 mantellique. Mais, même dans ces fosses, des facteurs locaux ont pu se surajouter. C'est ainsi que, si un courant froid, relativement précoce, est apparu dans l'Ouest de l'Atlantique Nord, le confinement par la stratification a dû être perturbé, rendant compte du fait déjà signalé dans ce texte, à savoir une moindre richesse en matière organique du Cénomanien supérieur de l'Ouest de l'Atlantique par rapport aux faciès contemporains de l'Est. *A fortiori*, les mers intérieures, les bassins et les plates-formes épicontinentaux ont présenté une grande diversité de cas à l'égard des possibilités d'arrivées du corps d'eau à CO_2 en fonction des seuils, des détroits et des plates-formes pouvant séparer chacun de ces bassins du réservoir océanique et de l'évolution de ces barrières et de la position altimétrique des bassins dans le temps et dans l'espace. Cette diversité et les différences qu'elle a créées dans l'aptitude à recevoir des eaux profondes rendraient compte du fait que, en dépit de la brièveté et du synchronisme relatif de l'événement du Cénomanien supérieur-terminal, les manifestations de celui-ci sont irrégulièrement réparties dans les bassins et de durée très inégale.

Deux autres faits ne sont pas incompatibles avec notre modèle, même s'ils n'excluent pas une stratification d'origine thermohaline.

Tout d'abord, on constate, dans de nombreux sites, que les couches correspondant à l'événement à matière organique du Cénomanien supérieur-terminal admettent un certain nombre d'intercalations, caractérisées par une faune plus diversifiée, plus proche de la normale que celle habituelle dans l'événement anoxique. Ces faunes et les intercalations correspondantes porteraient témoignage d'épisodes où les fonds se trouvaient provisoirement mieux oxygénés. Si l'on admet que le confinement, dans ces bassins plus ou moins isolés, prend son origine dans l'arrivée de sortes de langues d'eau appauvries en oxygène en provenance du réservoir océanique, la cessation sporadique et éventuellement répétée des conditions hypoxiques s'explique particulièrement bien dans notre hypothèse. En effet, étant donnée l'instabilité de ces eaux riches en CO_2, la disparition ou au moins l'amenuisement de la stratification des eaux apparaît comme une circonstance particulièrement plausible dans un système stratifié par des eaux riches en CO_2 et en position de plate-forme marginale ou de bassin intérieur, impliquant une profondeur relativement faible. Les systèmes appauvris en oxygène par stratification due à un contraste thermohalin sont également passibles de rémission. Mais, à coup sûr, ce type de stratification a toutes chances d'être plus stable qu'une stratification de type Nyos.

Un autre fait est révélé par les couches appauvries en oxygène du Crétacé moyen de la fosse vocontienne (Tribovillard, 1989 ; Crumière *et al.*, 1989 ; Bréhéret, 1994). Ainsi, dans l'Apto-Albien, les observations sédimentologiques fines semblent bien établir l'existence et l'alternance de deux faciès à matière organique différents. Il y aurait d'une part des couches appauvries en oxygène et dont les conditions de genèse correspondraient à la mise en place d'un corps d'eau à minimum d'oxygène en position intermédiaire. Il y aurait d'autre part de véritables sapropèles, qui correspondraient à un euxinisme, c'est-à-dire à un appauvrissement en oxygène de toute la tranche d'eau profonde du bassin. Dans le Cénomanien supérieur-terminal, le niveau Thomel représenterait l'archivage d'un épisode caractérisé par un corps d'eau appauvri en oxygène en position intermédiaire. Rappelons, parmi les arguments cités à l'appui de cette interprétation, le fait que les dépôts confinés sont plus épais à la bordure du bassin et, au contraire, intercalés de plus de marnes non confinées dans la partie la plus centrale. Il est certain que l'interprétation du confinement dans un bassin isolé tel que celui de la fosse vocontienne par le débordement d'eaux océaniques enrichies en CO_2 est parfaitement compatible avec ces observations. Dans certains cas, les langues d'eau confinée se sont étalées comme un système d'eau en position intermédiaire. Dans d'autres cas, elles ont pu remplir le bassin, se substituant aux eaux qui l'occupaient antérieurement. On a remarqué que la faune planctonique (*Rotalipora cushmani* et espèces associées) disparaissait environ 1 dm sous le mur des faciès typiques de l'anoxie (ou de l'hypoxie) de fond. Une observation analogue a d'ailleurs été faite parfois avec le niveau Bonarelli. Tout se passe donc comme si une tranche d'eau superficielle ou relativement superficielle à laquelle sont inféodées totalement ou partiellement les faunes planctoniques avait été rendue anomalique avant que ne soient affectées les couches de fond. A l'évidence, ce déroulement est parfaitement compatible avec l'hypothèse

de langues d'eau confinées, provenant de l'extérieur du bassin, par exemple par débordement au-dessus d'un seuil.

La cyclicité d'ordre 5 que semblent mettre en évidence certaines alternances (Bréhéret, 1994) et qui, paraissant impliquer des cycles de type Milankovitch, a été mise en rapport avec des phénomènes climatiques, n'est pas, malgré les apparences, contraire à cette hypothèse. Aucun type de sédimentation ne saurait être purement unifactoriel et il est tout à fait plausible, quel que soit le mécanisme fondamental invoqué, que des facteurs climatiques aient superposé leur action et leur marque.

- *Les équivalents latéraux des couches laminées en position amont.*

Nous avons vu ci-dessus, dans la partie descriptive, que les couches sombres laminées, même quand elles s'étalaient largement sur les aires épicontinentales et marginales, demeuraient quand même localisées plutôt côté océan que côté craton. En position plus continentale, elles passent latéralement, en général, à des formations calcaires ou plus rarement à des détritiques, témoignant de milieux marins, mais qui ne sont plus laminés.

Dans le mécanisme que nous proposons, l'interprétation génétique de ces faciès les plus externes est simple : il s'agirait des dépôts effectués au-delà de l'extension du corps d'eau anoxique ou hypoxique à CO_2 (fig. 24). C'est-à-dire que ce seraient les dépôts opérés sous l'épilimnion normalement oxygéné, normalement brassé et non pollué par le CO_2. La position au-delà des faciès à matière organique, dans le sens géographique, correspond à une position amont, relativement en contre-haut par rapport aux dépôts laminés à matière organique des aires en général plus subsidentes et plus proximales par rapport à l'océan.

Ces couches équivalentes sont évidemment repérables par la datation stratigraphique. Mais, dans certains cas (par exemple, dans la coupe d'Othfresen sur l'Anticlinal de Salzgitter en Allemagne, Ernst *et al.* 1979 *in* Schlanger *et al.*, 1987), on a pu noter que, dans ces faciès non laminés et sans matière organique, se retrouvait une déflection du $\partial^{13}C$ qui est strictement l'homologue de la déflection qui caractérise les couches riches en matière organique. Ce fait contribue à poser, à lui seul, la question intéressante des conditions de dépôt de ces couches marines, externes, contemporaines des couches à matière organique.

Pour évoquer cette question, nous nous appuierons sur les données récemment issues des études sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien). S'agissant de cette région saharienne, nous disposons d'un terme de comparaison avec une série à matière organique - le membre Bahloul de Tunisie centrale et ses équivalents latéraux de l'ensemble du Maghreb oriental -, lointain, mais daté de façon équivalente (fig. 25). On sait en effet que, dans la région de Kalaat Senan, les couches du membre Bahloul ont récemment été datées par l'étude approfondie des ammonites, opérée par le même paléontologiste qui vient d'étudier la faune du Tinrhert (Robaszynski *et al.* 1990 et 1993, Amédro *et al.*, 1994 et Amédro *et al.*, 1996). A Kalaat Senan, les faciès banals, sous-jacents au membre Bahloul, datent de la zone à Pentagonum (ou de la partie inférieure de cette zone). Les couches à matière organique pourraient couvrir une partie de cette zone et, à coup sûr, le Cénomanien terminal jusqu'à la base du Turonien. Au Tinrhert, les intervalles 1 et 2 (Amédro *et al.*, 1996), riches en *Neolobites* puis *Calycoceras* et

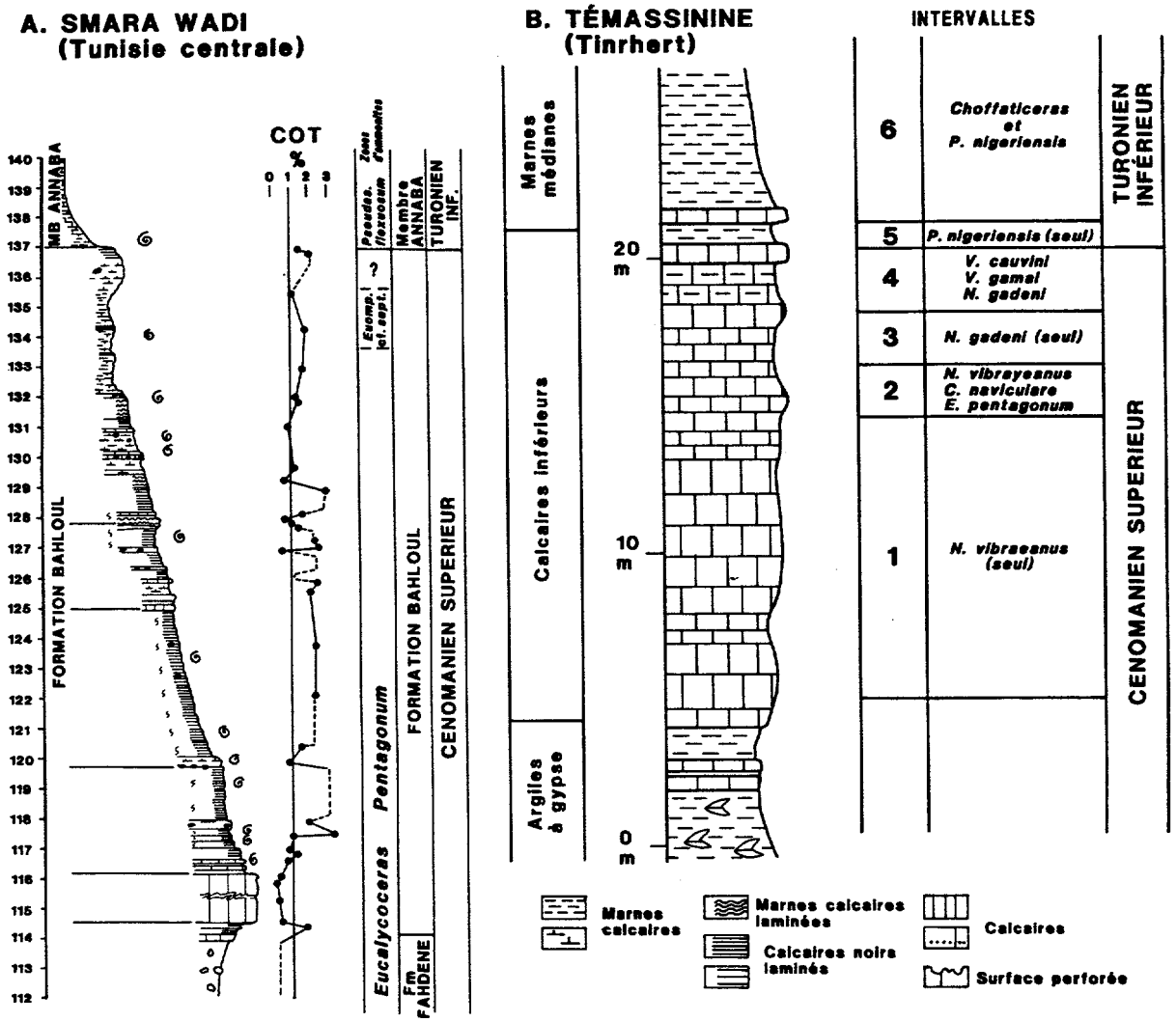


Fig. 25. Comparaison entre une coupe de Berbérie en région relativement subsidente et riche en matière organique (coupe de Smara wadi, région de Kalaat Senan, Tunisie centrale), d'après Robaszynski *et al.* (1993) et une coupe du Sahara central, à calcaires crayeux sans matière organique - (coupe de Témassinine ; 28° N, 6°30 E) d'après Amédro *et al.* (accepté). Dans cette dernière coupe, les intervalles homologues du faciès Bahloul de Berbérie sont pauvres en faune benthique. Ces calcaires du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur du Tinrhert sont replacés dans une succession plus complète sur la coupe la plus méridionale de la fig. 8 du présent texte.

représentant *grosso modo* la zone à Naviculare, foisonnent d'une vie benthique (échinodermes, bivalves, gastropodes, etc.), à la fois riche et diversifiée. Au-dessus les intervalles 3 et 4, respectivement à *Nigericeras* puis à *Nigericeras* et *Vascoceras cauvini*, restent riches ou très riches en céphalopodes. Mais, par contre, ces intervalles s'avèrent brutalement pauvres ou très pauvres en faunes benthiques. Les échinides, par exemple, (Néraudeau *et al.*, 1993) ne présentent plus que des espèces beaucoup moins nombreuses et en poches très localisées. Ces intervalles, ainsi amputés d'une grande partie du benthos, correspondent aux zones du Cénomanien terminal (Geslinianum, éventuellement Judii). En présence de tels faits, on peut émettre l'hypothèse qu'il y a eu sur la plate-forme calcaire, peu subsidente, un écho des phénomènes paléo-océanographiques qui sont responsables, dans les sites de bassins, du

développement des couches anoxiques. Sur la plate-forme saharienne, l'environnement n'est pas allé jusqu'au développement de faciès anoxiques, contrairement à ce qu'a supposé Abdallah (1995) sur la foi de données tout à fait insuffisantes. En effet, Abdallah, se fondant sur une diapositive que l'un de nous a projetée lors du 1er Congrès national de Stratigraphie (Toulouse, septembre 1994) et sur le bref commentaire qu'il lui en avait fait *in litteris,* sur sa demande, a écrit que les couches du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert étaient pauvres en benthos. Il en a conclu qu'elles étaient le fruit du phénomène qu'il appelle "transgression-anoxie", qui aurait affecté la plate-forme saharienne jusqu'à la Hamada de Tinrhert. On voit qu'en réalité le phénomène est plus nuancé et que les corrélations qu'il fait apparaître sont plus intéressantes. Sauf en certaines aires très localisées ou en "poches", nulle part dans le Tinrhert on ne saurait parler d'anoxie caractérisée car les couches calcaires - hormis quelques niveaux très marginaux au sommet du Turonien inférieur - ne sont jamais laminées et sont pauvres en matière organique. En outre, ce n'est pas la totalité des couches du Tinrhert qui présente un amenuisement du benthos : mais seulement la série sus-jacente à la zone à Naviculare (ou au moins à la partie principale de la zone à Naviculare). En effet, celle-ci qui correspond à la première phase très authentique de l'inondation n'est ni anoxique ni le moins du monde perturbée dans son contenu faunistique. Ce qui présente un benthos amoindri, c'est la série susjacente, c'est-à-dire précisément l'équivalent de la série laminée et riche en matière organique des zones subsidentes du Maghreb oriental. En l'état actuel de nos recherches, il est difficile de dire quelles particularités caractérisaient le milieu de dépôt de ces couches sahariennes, contemporaines des sédiments à matière organique du Maghreb. Nous reviendrons un peu plus bas sur cette question, qui reste encore largement ouverte.

- *L'instabilité d'une stratification de densité due à une teneur élevée en CO_2.*

Dans notre hypothèse, à la faveur du gonflement du fond des océans, les eaux océaniques auraient très largement envahi les aires épicontinentales et les cratons dès la zone à Naviculare ; puis le corps d'eau profond, dense, à CO_2, lui-même, suivant ce mouvement, aurait débordé au moins sur les aires marginales, franchissant le seuil isolant certains bassins "barrés" et remplissant ces zones plus ou moins partiellement. Dans un tel phénomène, le corps d'eau profond, dense, s'est trouvé à la fois considérablement étalé et ramené moins loin de la surface que la pycnocline ne l'était lorsque ce corps dense était cantonné aux fosses océaniques. Une telle situation nouvelle, qui s'est établie approximativement lors de la zone à Archeocretacea, a pu avoir deux conséquences prévisibles, toutes deux imputables à l'extrême instabilité d'une stratification de densité créée par le CO_2 ; tout spécialement si on la compare à une stratification des eaux d'origine thermohaline.

Un corps d'eau dense, aussi étalé et vraisemblablement aussi superficiel, a eu le maximum de possibilités pour communiquer par advection et diffusion avec le corps d'eau superficiel. Ces communications ont pu être d'autant plus importantes qu'un corps d'eau alourdi par du CO_2 est d'une grande instabilité. Or, on sait qu'un corps d'eau dense, profond accumule toujours des teneurs élevées en nutriments, correspondant à la chute post-mortem du biota élaboré en surface. Il est donc probable que ce corps d'eau dense, étalé sur les plates-formes, les mers marginales et les cratons a eu toutes chances d'y favoriser une production

considérable, qui n'a pas manqué de participer à ces couches riches en matière organique relativement généralisées.

Par ailleurs, l'exemple minuscule de Nyos établit que le dégazage d'un corps d'eau riche en CO_2 peut prendre des proportions catastrophiques, par un mécanisme d'entraînement et d'emballement. Les risques d'un tel dégazage ne peuvent que se trouver amplifiés par l'étalement du corps d'eau à CO_2. Il n'est donc pas impossible que ce trop grand étalement du corps d'eau à CO_2 soit, partiellement au moins, responsable de la fin relativement brutale et assez généralisée de l'épisode anoxique au Turonien inférieur. Mais, comme nous allons le voir, ce mécanisme n'est probablement pas le seul à devoir être mis en cause.

Dans l'Atlantique Nord et Centre, le toit de l'événement E2 (Graciansky *et al.*, 1982) correspond, on le sait, au toit des faciès riches en matière organique. Au-dessus, les séries - par exemple celles localement appelées Formation Plantagenet - apparaissent beaucoup plus oxydées et les couleurs rouges ou marron sont plus abondantes qu'elles ne l'étaient au-dessous. En même temps que cet amenuisement drastique de la matière organique, on a noté dans ces couches des lacunes fréquentes, voire des érosions qui apparaissent importantes. Nous avons vu ci-dessus que Einsele et Wiedmann (1982) invoquent d'ailleurs ces érosions et ces lacunes comme la preuve de recrudescences de courants en Atlantique, courants auxquels ils imputent des upwellings côtiers qui seraient responsables des couches à matière organique de régions telles que Tarfaya. Waples (1983) a également insisté sur l'importance de ces lacunes turoniennes ou post-turoniennes et les courants qui en seraient responsables. Il n'est pas étonnant que la recrudescence de ces courants ait entrainé la fin de l'épisode le plus riche en matière organique de la succession atlantique, en mettant fin à la stagnation des eaux. Mais comment ces phénomènes ont-ils pu jouer, dans le cadre de notre interprétation ? Deux hypothèses semblent possibles. Ou bien la recrudescence des courants, en brassant énergiquement les eaux de l'Atlantique, a favorisé un dégazage très important, ramenant les eaux de l'Atlantique à des teneurs en CO_2 tout à fait banales. Ou bien le brassage a suffi pour faire disparaître la stratification des eaux mais n'en a pas moins laissé des teneurs importantes en CO_2 dans la masse océanique atlantique. Cette dernière hypothèse rendrait peut-être compte du fait que la CCD est restée remarquablement élevée. En effet, les formations post E2 restent extrêmement appauvries en calcaire, à l'époque où les plates-formes s'avèrent - avec des formations du Crétacé supérieur, telles que la craie - exceptionnellement riches en calcaire fixé par un pullulement exceptionnel du nannophytoplancton à test carbonaté. Des teneurs encore relativement élevées en CO_2 de la masse atlantique fourniraient la meilleure explication à ce fractionnement net et aux effets parfaitement contrastés.

b) Implications sur le biota.

- Indices d'enrichissement en CO_2 du début du Crétacé moyen.

Signalons d'abord un fait, antérieur à l'événement anoxique que nous examinons, mais dont on peut considérer qu'il conforte notre hypothèse. Masse (1989), étudiant plusieurs groupes, à la fois très importants et très différents (algues, foraminifères benthiques, rudistes), a insisté sur un changement capital dans le biota marin. Au passage Barrémien-Aptien (ou

parfois Bédoulien-Gargasien), il y a eu substitution de la biogenèse calcitique à la biogenèse aragonitique. Rappelons par exemple le remarquable essor des rudistes à test calcitique - telles que les Radiolidités - au Gargasien. Or, Masse explique que, parmi les phénomènes que l'on peut invoquer en présence de ce changement, une forte teneur en CO_2 est un des éléments capitaux. Cette augmentation sensible du CO_2 *dans l'océan* dès le début du Crétacé moyen va tout à fait dans le sens de l'hypothèse que nous proposons.

-Caractère sélectif de la conservation par des eaux profondes enrichies en CO_2.

Si nous revenons à l'événement du Cénomanien supérieur lui-même, il faut évoquer le rôle sélectivement destructeur d'eaux denses enrichies en CO_2, certainement plus agressives que des eaux profondes euxiniques par simple contraste thermohalin. Non seulement, le manque d'oxygène ou l'appauvrissement en oxygène de ces eaux a pu faire disparaître le benthos de ces couches de l'événement du Cénomanien supérieur, mais le caractère acide de ces eaux risque d'avoir opéré une dissolution plus ou moins massive et plus ou moins complète des tests calcaires (cf. également Vogt, 1989). Les conséquences d'une telle dissolution sélective seront très importantes et deux au moins méritent d'être citées.

Tout d'abord, les reconstructions bathymétriques pour les couches de cet événement anoxique, fondées sur les observations de la profondeur de dissolution de l'aragonite ou de la calcite dans les mers actuelles risquent d'être totalement erronées. Si les eaux dans lesquelles se sont déposées ces couches appauvries en oxygène étaient effectivement des eaux riches en CO_2, les enseignements tirés de nos mers actuelles sont en effet dépourvus de toute validité.

Les déductions tirées de la prééminence, voire de l'hégémonie plus ou moins absolue de tel ou tel groupe d'organismes courent les mêmes risques. Un exemple est évident et suffira à éclairer le propos. Est-on autorisé à tirer argument de la représentation des seuls radiolaires dans une couche, du fait que les radiolaires peuvent être, dans la nature actuelle, les témoins d'un upwelling, pour en déduire que cette couche a été déposée à la faveur d'upwellings crétacés ? N'est-il pas évident que, si les eaux de fond étaient riches en CO_2, dissolvant les tests calcaires au fur et à mesure que les restes dans leur chute atteignaient ces couches profondes et l'interface eau-sédiments, l'omniprésence des radiolaires n'est qu'un phénomène secondaire, sans signification sur la composition et la structure des populations vivantes.

- Caractère anomalique des populations des eaux superficielles.

Arthur *et al.* (1987) rappellent que dans cette zone à Archeocretacea, même quand il n'y a que des formes planctoniques peu diversifiées, les pithonelles et les radiolaires augmentent dans beaucoup de couches et de sites. L'abondance de ces formes, disent-ils, peut être mise en rapport avec de la dissolution et avec des teneurs accrues en CO_2. Observons toutefois que ces auteurs placent l'origine de ce CO_2 dans un taux accru de dégradation de la matière organique! Il est vrai cependant que les pithonelles peuvent être exceptionnellement abondantes dans les couches de cet événement appauvri en oxygène. Leur test calcaire était-il plus résistant à la dissolution que celui des autres éléments calcaires du biota ? Ou plus vraisemblablement ces

organismes se comportaient-ils comme des formes de résistance à des eaux qui - même dans la tranche superficielle - devaient présenter des caractères anomaliques ? Ou encore étaient-elles plus aptes à reconquérir le milieu marin après les destructions qui y auraient été opérées à la fois par la couche profonde anoxique et peut-être par des dégazages de la couche relativement profonde à CO_2 ? Il est impossible de trancher en l'état actuel de nos connaissances.

- Rôle éventuel des bactéries photosynthétiques dans la genèse de la matière organique.

Un autre développement de notre hypothèse peut être fondé sur une observation faite dans la mer Noire par Dickman et Artuz (1978). Dans cette mer, les bactéries photosynthétiques qui - en tant qu'organismes anaérobies stricts - se développent à la partie supérieure de l'hypolimnion, apparaissent comme un des principaux producteurs primaires dans la mer Noire. Or, à la faveur de tempêtes ou d'autres phénomènes saisonniers responsables de la descente de la chémocline, l'oxygénation brutale de la zone de vie et de foisonnement de ces bactéries crée des conditions léthales responsables de mortalités en masse. Pour Dickman et Artuz, ces phénomènes répétitifs sont à l'origine de la création des lamines sombres riches en matière organique qui alternent avec les lamines blanches annuelles - toutes faites de coccolithes, fruits d'un bloom printanier - les unes et les autres créant l'aspect très finement laminé de la sédimentation actuelle et subactuelle de la mer Noire.

Il est tout à fait plausible que les couches à matière organique de l'événement anoxique du Cénomanien supérieur aient également en grande partie une origine bactérienne, ces bactéries pouvant recycler d'ailleurs des débris biotiques engendrés dans la zone photique et tombés depuis cette zone. Or, il est évident que les réoxygénations brutales de la partie supérieure du corps d'eau appauvri en oxygène seraient facilitées dans un système aussi instable que peut l'être une stratification par densité fondée sur un enrichissement en CO_2 des couches relativement profondes.

- L'application du mécanisme proposé aux bassins semi-isolés.

Un mécanisme de ce type, appliqué non plus aux bassins océaniques et à leurs dépendances directes, mais à des bassins semi-isolés - comme la fosse vocontienne - pourra rendre compte de l'irrégularité des teneurs en matière organique, de la localisation aléatoire des couches riches en matière organique et des nombreuses spécificités propres à chaque bassin. En effet, les langues confinées qui ont pu arriver du réservoir océanique et qui ont pu favoriser à la fois les développements bactériens et leur mort plus ou moins brutale ont certes été réglées de façon complexe par les relations du bassin avec l'océan. Mais en outre, leur évolution dans le temps et dans l'espace a été sous la dépendance de cette instabilité inhérente à de fortes teneurs en CO_2.

- Conclusion sur le biota des couches à matière organique.

En définitive, il apparaît donc probable que le mécanisme que nous proposons ait pu avoir une double action dans la genèse de ces couches à matière organique. D'une part, en contribuant à créer une stratification des eaux - à l'instar de celle observée dans le lac Nyos - il a pu en étant à l'origine de conditions euxiniques d'un type particulier favoriser la conservation

de la matière organique. Mais, en outre, le système engendré grâce à la présence du CO_2 a pu amplifier les développements bactériens soumis par ailleurs à des risques de mortalité massive et répétée du fait de l'instabilité créée par les possibilités de dégazage. A ce titre, il aurait été aussi un facteur de production de matière organique.

- Les caractères du biota dans les aires amont, sans matière organique conservée.

Enfin, un tel contexte hydrologique et hydrochimique aussi particulier, aussi instable, peut rendre compte de perturbations des eaux marines, même dans les aires et les plates-formes en position amont par rapport aux bassins qui ont pu être envahies par les eaux confinées. C'est ce qui expliquerait que des séries telles que celles de l'immense plate-forme saharienne, seulement couvertes par l'épilimnion, tout en ne présentant pas de séries typiques de sédiments appauvris en oxygène (laminés et de couleur sombre en particulier), sont néanmoins remarquables par une indubitable raréfaction des organismes benthiques en contemporanéité avec les couches à matière organique des régions océaniques ou subsidentes.

On peut peut-être rapprocher de la succession du Tinrhert qui a été évoquée ci-dessus (§2.2.a) et de l'interprétation que nous en donnons, d'autres cas qui présentent quelques analogies. C'est ainsi que nous avons vu que dans le Nord-Aquitaine, avec le Cénomanien terminal (fin de la zone à Geslinianum), les rudistes et les microfaunes benthiques mésogéens s'éteignent brutalement au profit de céphalopodes ubiquistes et d'inocérames. Il est remarquable que, dans cette série calcaire - et non point anoxique - se généralisent des inocérames dont on sait la fréquence en faciès peu oxygéné. Néraudeau *et al.* (1993) remarquent que dans le Sud-Est de la France (citant Néraudeau et Moreau, 1989) comme dans le Nord de l'Espagne (Néraudeau et Floquet, 1991), comme en Arabie Saoudite (Néraudeau *et al.*, 1995), c'est dans la zone à Naviculare que la diversité spécifique des échinides est la plus forte ; tandis que c'est au-dessus - et jusque dans le Turonien moyen - qu'elle est la plus faible.

- Relation du mécanisme proposé avec les extinctions de la limite Cénomanien-Turonien.

Voyons enfin les relations entre notre hypothèse interprétative et les extinctions biologiques de la limite Cénomanien-Turonien. Celles-ci, pour n'avoir peut-être pas le caractère drastique de celles de la limite Crétacé-Tertiaire, n'en représentent pas moins un phénomène capital de l'histoire biologique. Nous avons rappelé ci-dessus l'apparition des formes cryptogènes dans le Turonien, la vie souvent réduite que présente cet étage, les analogies apparues parfois entre les faunes cénomaniennes et celles du Sénonien. Il y a un véritable consensus des auteurs à ce sujet. Philip (1984), dans un ouvrage de synthèse sur le Sud-Est de la France, observe que, chez les ostracodes, aucune espèce de plate-forme du Cénomanien ne réapparaît dans les biotopes similaires du Turonien supérieur. Caron (1983, fig. 3) examinant les foraminifères planctoniques, met en évidence un renouvellement important à la base du Turonien et qui ne semble avoir d'équivalent qu'avec celui existant à la base du Campanien. Raup et Sepkoski (1984, *in* Arthur *et al.*, 1988), dans une étude beaucoup plus globale et portant sur les familles, démontrent un événement d'extinction important à la limite Cénomanien-Turonien. Arthur *et al.* (1987), comme Kauffman *et al.* (1984), Jarvis *et al.* (1988) et Leckie (1989) *in* Arthur *et al.*

(1990) attribuent ce renouvellement de faunes à l'événement océanique de la période appauvrie en oxygène du Cénomanien-Turonien.

Devant ces citations que l'on pourrait multiplier indéfiniment, on ne peut être que plus surpris encore de voir dans le récent livre de Raup (1993) que l'anoxie marine ne figure en aucun endroit parmi les causes énumérées par cet auteur pour rendre compte des extinctions globales du biota marin. Non seulement nous pensons que cet événement anoxique a toutes chances d'avoir eu un rôle déterminant dans l'extinction du Cénomanien supérieur-terminal, mais en outre ce mécanisme nous paraît encore plus plausible si la cause de l'anoxie tenait à un enrichissement des couches profondes et semi-profondes en gaz carbonique. Car alors au seul jeu de l'anoxie ont pu s'ajouter l'empoisonnement par le gaz carbonique et les instabilités des corps d'eau inhérentes à un tel type de stratification et se traduisant par des événements catastrophiques, au moins sporadiques, dans l'ensemble de la tranche d'eau.

Soulignons enfin que l'intérêt de l'hypothèse que nous proposons à l'égard des extinctions du passage Cénomanien-Turonien ne se limite pas au biota marin. Les mortalités créées par le dégazage de ces minuscules appareils que sont Nyos et Monoun sur la faune et la flore aériennes sont de toutes les mémoires. Oskarsson (1990), citant Le Guern (1989), précise qu'une courte exposition dans de l'air contenant 25% de CO_2 est mortelle pour les mammifères et les oiseaux. N'est-il pas légitime de penser dès lors que les dégazages qui ont dû s'opérer sporadiquement ou massivement pour mettre fin à la stratification de l'eau océanique et marine ont pu également avoir des répercussions sur le biota aérien.

c) Implications sédimentologiques.

- Systèmes méromictiques à CO_2 et carbonates.

L'événement appauvri en oxygène du Cénomanien supérieur-terminal présente un caractère qui semble assez général : il correspond à des taux de sédimentation exceptionnellement faibles. Il en est ainsi dans l'Atlantique Centre et Nord où les chiffres cités - très incertains d'ailleurs - pourraient descendre jusqu'à 1 m/MA. Mais il en est également ainsi dans des bassins épicontinentaux, comme cela a été observé avec le niveau Thomel ou le niveau Bonarelli, situés pourtant plus près de l'origine de flux détritiques - y compris carbonatés - éventuels. Le fait est particulièrement remarquable dans le cas du niveau Thomel qui est superposé à un Cénomanien inférieur, moyen et supérieur *pars* relativement très épais. Comme nous l'avons dit ci-dessus, ces taux de sédimentation très faibles peuvent être partiellement à imputer à l'extension de la transgression marine qui a diminué de façon très sensible la superficie des aires continentales exposées à l'érosion, y compris à la déflation éolienne. Mais ceci ne saurait être le seul mécanisme. Quand on constate à quel point le niveau Thomel (Cotillon, communication orale) et surtout le niveau Bonarelli (Coccioni *et al.*,1991) se trouvent décarbonatés, alors que leurs bassins de sédimentation étaient inscrits dans un hinterland carbonaté, on pressent qu'un autre phénomène intervient. Non seulement l'élaboration calcaire planctonique ou benthique n'a pas fourni ses produits habituels, mais il n'y a même pas les débris de boues de péri-plates-formes si abondants dans tous les bassins sédimentaires. Il ne nous semble pas faire de doute qu'une décarbonatation, parfois aussi totale, n'est pas due simplement à la présence d'un corps d'eau

euxinique. Il suffit de voir que les laminations très fines de la mer Noire n'excluent pas le moins du monde la présence d'une lamine annuelle formée de calcaire pur. C'est l'hypothèse d'un corps d'eau dense, profond, confiné par sa teneur en CO_2, qui rend le mieux compte de ce phénomène. Il est évident qu'il en est de même en Atlantique Centre et Nord où les taux de sédimentation les plus faibles coïncident avec les COT les plus élevés de l'enregistrement sédimentaire (jusqu'à 30 %).

Une implication de cette dissolution, parfois très complète, qui pourrait être due à des eaux riches en CO_2 mérite au moins d'être citée. Si les couches de l'événement correspondent à un résidu de dissolution, même les teneurs en éléments traces - par exemple en iridium - ont pu s'en trouver modifiées. Un volume donné d'une formation ainsi décarbonatée représentera en effet un laps de temps plus long que le même volume d'une formation identique non décarbonatée. Il s'ensuit que même si les arrivées d'iridium dans le bassin de sédimentation - quelle qu'en soit l'origine - se font suivant un flux régulier, les teneurs apparaîtront plus élevées au sein d'une couche décarbonatée. Dans la mesure où ce raisonnement est valide, les conclusions sont importantes, attendu le parti qui est tiré des variations de teneurs en iridium pour expliquer des événements capitaux de l'histoire de la Terre.

A contrario, les couches correspondant à l'événement E2 sont parfois calcaires, voire très calcaires. C'est par exemple le cas de la marge occidentale de l'Afrique du Nord-Ouest, par exemple des affleurements de Tarfaya (fig. 5). Dans ces couches, où les COT atteignent des valeurs aussi élevées que 20 à 40%, des teneurs en $CaCO_3$ atteignent ou dépassent 60%. Il est évident que ce fait est celui qui se trouve le plus gravement en contradiction avec l'hypothèse génétique que nous proposons. Plusieurs phénomènes toutefois doivent être pris en considération avant de conclure sur la foi de cette corrélation.

a) Les mesures de calcimétrie sont souvent effectuées sur des échantillons de quelques cm^3 qui peuvent globaliser les teneurs de lamines très riches en calcaire et de lamines de couches intermédiaires très décarbonatées.

b) Les lamines calcaires dans ces faciès confinés du Mésozoïque sont classiquement constituées de nannoplancton calcaire qui a pu se déposer sous la forme d'un film plus ou moins continu et protégé de la dissolution par la gelée organique dans laquelle les corpuscules sont enrobés.

c) Les couches de cet événement - comme la plupart des black shales - se présentent sous la forme d'une alternance cyclique. Or, cette cyclicité évolue souvent d'un pôle confiné, à matière organique, à un pôle mieux oxygéné impliquant le fait que le méromictisme a dû s'estomper, le CO_2 dissous dans l'eau devenant moins abondant (voir ci-dessous).

d) Nous avons déjà vu qu'en position épicratonique les couches contemporaines des niveaux riches en matière organique sont des calcaires très purs, non anoxiques, mais correspondant néanmoins à un milieu anomalique puisque pouvant être très dépourvus de benthos. La frange, démesurément large, équivalent latéral des conditions anoxiques caractérisées, correspond à un environnement difficile à définir. Sur les cratons, nous l'avons vu, cet environnement n'a pas été favorable à la conservation de la matière organique. Des sites

comme celui de Tarfaya pourraient correspondre à des conditions intermédiaires, encore favorables à la conservation de la matière organique mais n'étant pas - en permanence au moins - réfractaires à la sédimentation calcaire.

- *Cyclicité des couches de l'événement.*

Ces couches de l'événement anoxique sont en effet souvent caractérisées par une stratonomie cylique, voire souvent très finement cyclique. Le site 603 (leg 96) de l'Atlantique Nord par exemple ont été l'occasion d'une étude approfondie et remarquable de cette cyclicité fine. Au Cénomanien-Turonien, l'accumulation de matière organique, présente dans chaque cycle, va en augmentant au fil du temps jusqu'à atteindre des valeurs de 20 à 30%. Le mécanisme de dépôt apparaît identique à ce qui existait antérieurement à l'Aptien ou à l'Albien (formation Hatteras) mais les alternances vertes et noires y sont condensées (cycles centimétriques) et de plus en plus riches en allant du Cénomanien inférieur au Turonien moyen-supérieur. Ces cycles sédimentaires, bien marqués dans l'évolution de la matière organique, correspondraient aux cycles de Milankovitch.

Qu'il y ait une continuité dans les sites atlantiques depuis l'Aptien jusqu'au Turonien ne nous paraît pas étonnant. Le CO_2 est arrivé en extrême abondance dès l'Aptien et a installé dans ces fosses un méromictisme qui n'a débordé que de façon sporadique au contraire sur les plates-formes épicontinentales. La réduction d'épaisseur des cycles qui se constate dans le haut de cette série du Crétacé moyen s'avère également parfaitement expliquable. Elle peut prendre sa source dans un alluvionnement continental de plus en plus réduit par le jeu d'une transgression marine soustrayant à l'érosion des aires de plus en plus considérables. Notons que cet amoindrissement de l'alluvionnement explique à la fois le pas plus petit de la cyclicité et la plus grande richesse en matière organique qui se trouve moins diluée par les terrigènes.

Reste à expliquer cette alternance indéfiniment répétée entre conditions oxiques et conditions anoxiques. Rappelons d'abord qu'aucune des interprétations proposées dans la littérature à ce sujet n'est satisfaisante : ni l'invocation de cycles climatiques, ni l'invocation de phases transgressives-régressives pulsatoires sur les plates-formes environnantes ne sont susceptibles de rendre compte, en effet, de cette cyclicité surprenante par sa régularité sur d'énormes superficies. Notre hypothèse génétique pourrait en rendre compte, suivant un mécanisme que nous ne ferons ici qu'évoquer ; car il devra faire l'objet d'un travail plus détaillé.

Rappelons d'abord que les couches confinées et/ou laminées de la partie profonde de la Mer Noire ne sont apparues qu'il y a environ 7 000 ans par introduction d'une lentille d'eau salée méditerranéenne au fond de ce vaste bassin. Quand la pycnocline, qui n'est plus actuellement qu'à 150-200 m de profondeur, arrivera en surface, le brassage et la convexion généralisée pourront reprendre faisant disparaître l'euxinisme. Il n'est donc pas impossible que des arrivées continues de CO_2 aient ainsi créé un méromictisme gagnant une épaisseur croissante de la tranche d'eau jusqu'à ce que le corps profond arrive en surface et y "crève". Le brassage peut alors reprendre temporairement jusqu'à ce que l'eau la plus profonde se charge à nouveau en CO_2, la pycnocline montant lentement vers la surface. Un mécanisme de ce genre engendrerait

une cyclicité relativement stable dans la mesure où la forme et le volume de cet océan confiné ne varient que lentement. Cette cyclicité ne serait alors perturbée que par le flux de CO_2 et par les éventuelles irrégularités du flux des terrigènes.

- Autres dépôts carbonatés

Les études ultérieures diront si la présence en abondance de dolomite et de sidérite dans le Crétacé moyen des bassins atlantiques (Arthur et Natland, 1979 citant Berger et von Rad, 1972 et Thierstein et Berger,1978 citant Hayes *et al.* 1972) doit être mise en rapport avec un océan riche en CO_2. On sait que la sidérite est le dépôt minéral autigène le plus constant et le plus remarquable des corps d'eau de Nyos et de Monoun, riches en CO_2 .

3. L'EXTENSION DU MODELE.

3. 1. Les radiolarites de la Téthys.

Malgré la qualité des travaux qui leur ont été consacrés, les radiolarites de la Téthys, du Trias et du Jurassique, restent d'interprétation délicate. Il s'agit de séries en général très amincies, et souvent en relation avec des masses importantes d'ophiolites. La décarbonatation y est poussée d'une façon exceptionnelle : il n'y a eu conservation ni des organismes à test calcaire, ni du détritisme calcaire éventuel normalement présent, même à un niveau très bas, dans un bassin de sédimentation. Un auteur comme Lucas (1973) a mis en cause une CCD très élevée. Mais comme ces séries de radiolarites peuvent être surmontées, voire intercalées, de séries néritiques peu profondes, il faut admettre une CCD toute proche de la surface, surprenante à la lumière des données de la nature et de l'océanographie actuelles et surprenante à la lumière des autres dépôts marins contemporains.

Il n'est pas impossible que des apports de CO_2 - peut-être en relation avec le dégazage des ophiolites ou avec les dégazages accompagnant la mise en place des ophiolites - soient responsables d'une acidification de l'eau tout à fait exceptionnelle qui n'ait été compatible qu'avec la vie et la conservation d'organismes siliceux et la préservation de terrigènes non carbonatés. Il n'est pas impossible qu'un schéma de ce genre ait été réalisé dans "l'océan" ligure et se soit peut-être perpétué, au moins sporadiquement, jusque dans le Jurassique supérieur. Ne peut-on même imaginer que tel banc siliceux d'âge kimméridgien, d'extension très générale, jusque dans le bassin des Marches-Ombrie (H. Arnaud, communication orale), corresponde ainsi à une phase d'expansion d'un corps d'eau à gaz carbonique ? Si cette hypothèse, impliquant une décarbonatation pratiquement totale se vérifie, il est évident qu'elle rendra caduque les interprétations paléogéographiques ne mettant en cause qu'une productivité hégémonique des radiolaires, en relation par exemple avec telle ou telle localisation de courants de remontée.

3. 2. Les séries de plates-formes argileuses et à matière organique.

Des périodes comme le Toarcien inférieur ou une partie du Silurien (faciès gothlandiens) sont remarquables par une extension exceptionnelle - sinon planétaire, au moins étendue à plusieurs continents - de faciès à matière organique. Brunn (1983) cite pour le Silurien de tels faciès à matière organique en Sibérie, Chine, Iran, Arabie, Afrique, dans toute l'Europe et en Amérique, du Nord-Ouest du Canada aux Andes. En même temps, ces séries correspondent à une grande extension de dépôts argileux qui - dans le cas du Toarcien inférieur par exemple - peuvent succéder à des séries calcaires bien développées et également de grande extension.

A ce jour la richesse de ces séries en matière organique ne nous semble pas avoir reçu d'interprétation réellement satisfaisante. Invoquer une productivité biologique exceptionnelle à ces époques ne résoud rien. Pourquoi et comment cette productivité biologique a-t-elle eu une extension planétaire? Et comment ses produits se sont-ils conservés de façon aussi parfaite? Bien des auteurs invoquent, pour rendre compte de ces couches à matière organique dans le bassin qu'ils étudient, des facteurs locaux. Ainsi on a pu expliquer l'épaisseur exceptionnelle des schistes cartons toarciens dans tel graben allemand par des raisons morphologiques locales favorisant le piégeage d'eaux euxiniques stagnantes conservatrices (Tortochaux, communication orale). Ou on a expliqué la richesse en matière organique du Toarcien inférieur à proximité des Ardennes par des apports de matière organique végétale ou de nutriments en provenance du continent voisin émergé. Ou encore on a expliqué le développement des schistes siluriens à matière organique par des facteurs locaux, responsables d'isolements, spécifiques aux bassins bretons (Paris *et al.*, 1986). Nous ne nions pas que des facteurs locaux ont pu aggraver le confinement et l'épaisseur des couches à matière organique ou leur richesse. Mais, à la limite, l'invocation de facteurs locaux est contradictoire avec le fait fondamental : à savoir que ces couches ont une extension quasiment planétaire.

Dans ces couches, à la richesse en matière organique s'ajoute souvent la préservation de laminations très fines qui évoquent le résultat d'un système d'eaux stratifiées qui s'est maintenu pendant cette sédimentation. Or il est difficile également d'imputer un tel système d'eaux stratifiées à la présence en profondeur d'eaux salines denses. On ne connaît pas tellement de plates-formes d'évaporation aussi bien au Toarcien qu'au Silurien qui pourraient être responsables de ces eaux salines, denses, profondes. D'autre part, et surtout, cette hypothèse s'intègre mal avec l'extension de ces faciès à matière organique sur des plates-formes épicontinentales et quelquefois jusque près de la limite d'extension des dépôts, voire entre des îles émergées, comme cela est le cas pour le Toarcien inférieur d'une partie de la Normandie.

Il nous paraît donc possible que l'extension de ces couches à matière organique soit imputable à des épisodes d'arrivées très importantes de CO_2 dans les océans, qui pourraient être responsables de stratifications par densité et donc d'un système d'eaux stratifiées conservateur. Certes, notre connaisssance des océans de cette époque est insuffisante pour apporter la moindre confirmation à une production éventuellement accrue de CO_2 dans le domaine océanique. Mais remarquons deux faits. D'une part, il y a coïncidence entre ces époques à matière organique et des transgressions marines. A la lumière de ce que nous

apprend le Crétacé moyen, les transgressions marines - par débordement dû à un gonflement des fonds océaniques - sont naturellement en relation avec une production accrue de gaz carbonique. D'autre part, le fait que ces transgressions soient souvent sous la dominante de faciès argileux, donc de terrigènes fins, évoque - comme le début du Crétacé moyen - une certaine recrudescence des déformations tectoniques qui, du point de vue géodynamique, peut coïncider avec un épisode magmatique producteur de CO_2. Enfin, ces conditions océanographiques particulières pourraient expliquer un certain amenuisement des carbonates à ces époques.

4. LES IMPLICATIONS SUR L'HISTOIRE DE LA TERRE.

4. 1. Plates-formes mésozoïques et aplanissement.

L'extension de faciès marins tels que ceux du Cénomanien supérieur est littéralement extraordinaire. Même dans des régions caractérisées par d'immenses plaines comme le Sahara, une transgression marine d'une extension équivalente exigerait, dans notre monde actuel, une élévation du niveau marin de l'ordre au moins du millier de mètres. Ce qui paraît raisonnablement exclu au Cénomanien.

Nous avions déjà souligné cet aplanissement exceptionnel de ces périodes de grandes plates-formes que sont le Mésozoïque (Busson, 1972 ; Burollet et Busson, 1983) ou le Paléozoïque (Burollet et Busson, 1983). Nous retrouvons cette même notion ici.

Or, nous pensons que si cet aplanissement a favorisé l'étalement exceptionnel de cette transgression marine, il a dû favoriser aussi le débordement sur le continent et surtout l'extension sur les aires épicontinentales du corps d'eau appauvri en oxygène, dense, riche en CO_2.

4. 2. Les périodes d'extinctions biologiques.

Ces phénomènes continuent à être l'objet d'une littérature foisonnante. En, ce qui concerne la limite Crétacé-Tertiaire, la majorité des auteurs semble disposée actuellement à adopter une explication par les conséquences d'un impact de météorite. Frakes *et al.* (1992) prétendent que les crises biotiques se sont produites, dans l'histoire de la Terre, au passage d'un état glaciaire (icehouse) à un état à effet de serre (greenhouse). Or, indubitablement un certain nombre de crises biotiques, par exemple au Mésozoïque, ne semble pas correspondre à ce changement climatique radical.

Le modèle proposé ici pour le Cénomanien supérieur-terminal fournit une voie de recherche supplémentaire pour l'interprétation de ces grandes crises du biota marin. Sans événement extérieur à la terre, des apports massifs de CO_2 dans un océan mal brassé, naturellement concomitant de grandes transgressions, peuvent être responsables de telles crises. Tout d'abord, par l'extension du corps d'eau dense à gaz carbonique, des destructions massives ont pu s'opérer, en particulier - mais pas uniquement - dans le benthos. Mais on peut imaginer

aussi, à partir de ces corps d'eaux à CO_2 d'extension épicontinentale, des dégazages plus ou moins brutaux et plus ou moins répétés qui aient mis à mal la faune et la flore de l'ensemble de la tranche d'eau. Il s'agit là de phénomènes que l'on pourrait appeler "méganyos". Au-delà de ces conséquences sur le biota marin, les répercussions sur la vie aérienne ont pu être au moins aussi désastreuses, comme nous l'avons indiqué au sujet du Cénomanien-Turonien.

Ce mécanisme a été proposé ici pour la limite Cénomanien-Turonien. Peut-être sera-t-il susceptible de s'appliquer au renouvellement de faunes qui coïncide avec le Toarcien inférieur ou avec l'événement dit Kellwasser du Dévonien supérieur, également à matière organique?

4. 3. Du piégeage de la matière organique à l'histoire de Terre.

L'atmosphère et l'hydrosphère de la Terre primitive devaient refléter la composition de produits de dégazage de l'écorce terrestre. De nombreuses observations directes établissent d'ailleurs l'existence, pendant plusieurs milliards d'années, d'une atmosphère et d'une hydrosphère réductrices (Lovelock, 1990). Au fil du temps et grâce à la réaction chlorophyllienne, l'oxygène s'est développé aux dépens du CO_2 en même temps que se réduisait la part relative des autres gaz primitifs. D'un anaérobisme strict et généralisé, la vie est ainsi passée progressivement à une vie aérobie généralisée, les restes d'anaérobisme se cantonnant à des milieux très particuliers.

Dans le modèle que nous proposons ici, des périodes d'activité magmatique intense - comme le Crétacé moyen - auraient été caractérisées non seulement par la richesse de l'atmosphère en CO_2 - ce que tout le monde admet - mais également par une richesse exceptionnelle de l'hydrosphère, contribuant peut-être à un système stratifié, à l'instar du lac Nyos. De ce fait, nous qualifierons ce système de nyosique. A cause de ces venues exceptionnelles de CO_2 ces milieux nyosiques - c'est-à-dire affectés par un système hydrologique nyosique - marqueraient une sorte de retour en arrière provisoire : les couches à matière organique si abondantes dans le Crétacé moyen sont en effet une sorte de témoignage d'amplification de systèmes réducteurs - ou au moins anoxiques - contraire au sens de l'histoire, qui va des milieux les plus réducteurs (du Protérozoïque) aux milieux les plus oxydants (actuels). Il faut rappeler toutefois que ce système nyosique, principalement installé dans l'océan Atlantique et dans la Téthys et dans leurs dépendances épicontinentales, a reposé non seulement sur ces apports exceptionnels en CO_2 mais aussi sur le verrouillage de ces océans ou orogènes à l'égard des circulations méridiennes. Non seulement le CO_2 arrivait en abondance mais les circulations qui eussent pu brasser la masse océanique - à l'instar de ce qui se produit actuellement très activement - devaient être ralenties ou quasiment arrêtées à ces époques d'océans Est-Ouest ou d'océans séparés par des seuils des régions polaires en même temps que se creusaient les fosses océaniques.

Dans la nature actuelle, il semble que deux grands types de sites s'avèrent favorables à la conservation de la matière organique élaborée dans la tranche d'eau superficielle, et petit à petit intégrée au sédiment. Il y a d'une part les milieux euxiniques où la stratification de l'eau - qui a

pour résultat la déplétion de l'eau de fond en oxygène et, de ce fait, sa faible capacité à reminéraliser la matière organique - est due à un contraste de salinité. Dans la Mer Noire, le Pont Euxin, ce contraste de salinité est faible puisque de l'ordre de 4‰ entre les eaux profondes et les eaux superficielles ; mais il suffit pour assurer une stabilité au moins relative à ce système. L'autre dispositif que l'on pourrait qualifier, par symétrie, de californien est conservatif à l'égard de la matière organique sans stratification ; en tous cas sans stratification notable imputée à un contraste de salinité. Il repose sur une production organique marine très importante et le milieu dépourvu en oxygène peut être cantonné à l'environnement interstitiel sans affecter la tranche d'eau susjacente à l'interface. Ce dernier schéma semble devoir impliquer des taux de sédimentation relativement élevés qui mettent rapidement hors de portée du fouissage la matière organique sédimentée.

Il est alors intéressant de confronter ces schémas génétiques - qui fonctionnent à un instant donné - avec des enseignements très globaux sur les roches-mères et leur évolution dans le temps. C'est ainsi que Bois *et al.* (1982) ont constaté la prédominance des roches-mères de type plates-formes marines pendant le Dévonien, le Jurassique et le Crétacé. Pendant ce dernier système, les carbonates des plates-formes téthysiennes sont d'une prolificité toute particulière. A priori la sédimentation sur ces plates-formes était peu propice au système euxinique ou au système californien. Par contre, la coïncidence avec de grandes transgressions et d'autres arguments évoqués ci-dessus rendent plausible un système nyosique du type de celui qui a été évoqué au sujet de l'apogée de la transgression du Crétacé moyen. Il est également intéressant de constater avec Bois *et al.* que les réserves principales sont de part et d'autre de l'axe mésogéen, tant du côté Gondwana que Laurasia, alors que le côté Pacifique était beaucoup moins riche.

Aux roches-mères de type plates-formes des époques suscitées, Bois *et al.* opposent les roches-mères des bassins à subsidence rapide qui dominent dans le Tertiaire et le Carbonifère supérieur. En ce qui concerne le Cénozoïque, il s'agit de zones tectoniquement actives, à remplissage très rapide, telles que de grands deltas ou la ceinture péri-pacifique avec des bassins très rapidement subsidents (bassin de la Monterey Formation, bassin d'Alaska parmi les bassins de la ceinture circumpacifique).

On peut donc penser qu'après le Crétacé, l'installation d'une circulation profonde océanique, relativement généralisée, n'a plus permis l'enrichissement des eaux profondes et, éventuellement leur stratification par le CO_2 d'origine mantellique. *A fortiori*, ces corps d'eaux denses, confinés, n'ont pu envahir les plates-formes. Mais bientôt se mettaient en place des bassins marginaux très subsidents et rendus prolifiques par les remontées à l'Est des océans, elles-mêmes reliées à la mise en place d'une circulation profonde. Dès lors, la genèse des roches-mères a pu se faire par le seul jeu de la vie dans ces bassins marginaux protégés, confinés et à sédimentation rapide. On est en présence d'un véritable phénomène de relais par lequel, lorsqu'un mécanisme de conservation de la matière organique et de création de roches-mères en partie physico-chimique (CO_2 océanique) a cessé de fonctionner activement, un mécanisme uniquement biologique s'est mis en place et a continué à assurer la genèse de roches-mères.

Enfin, si le modèle nyosique s'avère valide avec la généralité que nous suggérons dans ces dernières lignes, le fait jette une lueur nouvelle sur la vieille controverse entre neptunisme et plutonisme. Car alors, les caractères des séries sédimentaires marines, par exemple du Crétacé, s'avèreraient très profondément marquées par l'activité mantellique et magmatique. Non seulement celle-ci règlerait les transgressions mais en outre, en réglant le flux de CO_2, elle modifierait le climat et le milieu marin lui-même. Le biota marin, sa conservation, la nature lithologique des dépôts, la préservation de la matière organique, se trouveraient sous sa dépendance étroite, c'est-à-dire que ces facteurs seraient profondément modifiés suivant que le $C0_2$ arriverait en abondance et pourrait se piéger dans la masse océanique - grâce à des brassages faibles ou absents - ou au contraire serait - comme à l'époque actuelle - peu abondant dans la masse océanique. Sur ce point, la controverse entre neptunisme et plutonisme pourrait donc finir sur un constat de complémentarité et d'intrication totale.

Références bibliographiques

ABDALLAH H. (1989). - Les transgressions du Crétacé moyen entre les jeux tectoniques et les montées eustatiques (Sud Tunisien). *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed). *Geobios*, Lyon, mém. sp. 11, p. 83-94.

ABDALLAH H. (1995). - Découverte du Bahloul au-dessus du Gattar dans la chaîne nord des Chotts (Centre-Sud de la Tunisie) : conséquences de la transgression-anoxie du Cénomanien supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, sér. IIa, p. 463-468.

ALONSO A., FLOQUET M., MAS R., MELENDEZ A., MELENDEZ N., SALOMON J. et VADOT J. P. (1987). - Modalités de la régression marine sur le détroit ibérique (Espagne) à la fin du Crétacé. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 11, p. 91-102.

AMEDRO F. et ROBASZYNSKI F. (1993). - La zone à *Actinocamax plenus* dans le Domaine boréal. Eléments de comparaison de la limite Cénomanien-Turonien entre les Domaines boréal et téthysien. *Cretaceous Research*, 14, p. 487-494.

AMEDRO F., BUSSON G. et CORNEE A. Révision des ammonites du Cénomanien supérieur et Turonien inférieur du Tinrhert (Sahara algérien) : implications biostratigraphiques. (Accepté au *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*).

AMEDRO F., BUSSON G., ROBASZYNSKI F. et CORNEE A. (1994). - Le Tinrhert (Sud Algérien) : un jalon dans les communications trans-sahariennes à la limite Cénomanien-Turonien. *Strata*, Résumés 1er Congrès français de Stratigraphie, Toulouse, sér. 1, 6, p. 5.

ANDREU B., BILOTTE M., ETTACHFINI EL. M. et GRAMBAST-FESSARD N. (1994). - Microfaunes (Foraminifères, ostracodes) et microflores (algues, charophytes) du Cénomanien et du Turonien du bassin d'Essaouira (Haut-Atlas, Maroc). Résumé 12ème Coll. Africain Micropal. et 2ème Coll. Stratigr. Paléogéogr. Atlantique Sud, Angers, 16-20 juillet 1994, p. 6.

ARTHUR M. A. et NATLAND J. H. (1979). - Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic : the role of salinity in stable stratification of early Cretaceous basins. *In* M. Ewing ser. 3., Talwani M., Deep drilling results in the Atlantic Ocean : continental margins and paleo-environment, Hay W. et Ryan W.B.F. (eds), p. 375-401.

ARTHUR M. A. et PREMOLI SILVA I. (1982). - Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. *In* Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies, Schlanger S. O. et Cita M. B. (eds). Academic Press, London, p. 7-54.

ARTHUR M. A. et SCHLANGER S. O. (1979). - Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 6, p. 870-885.

ARTHUR M. A., DEAN W. E. et SCHLANGER S. O. (1985). - Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO_2. *In* The carbon cycle and atmospheric CO_2 : natural variations Archean to Present, Sundquist E. T. et Broecker W. S. (eds). *Geophysical monograph*. 32, Washington, p. 504-529.

ARTHUR M. A., JENKYNS H. C., BRUMSACK H. J. et SCHLANGER S. O. (1990). - Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. *In* Cretaceous Resources, Events and Rhythms, Ginsburg R. N. and Beaudoin B.(eds). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 75-119.

ARTHUR M. A., SCHLANGER S. O. et JENKYNS H. C. (1987). - The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *In* Marine petroleum source rock, Brooks J. et Fleet A. (eds). *Geol. Soc. London Sp.* pub., 26, p. 401-420.

BARRON E. J. (1983). - A warm, equable Cretaceous : the nature of the problem. *Earth Sci. Rev.*, 19, p. 305-338.

BARRON E. J. et WASHINGTON W. M. (1982). - Cretaceous climate : a comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 40, p. 103-133.

BARRON E. J., ARTHUR M. A. et KAUFFMAN E. G. (1985). - Cretaceous rhythmic bedding sequences : a plausible link between orbital variations and climate. *Earth Planet Sci. letters*, 72, p. 327-340.

BELLIER J. P. (1989). - Les événements de l'histoire des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Aptien à Turonien). *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed.). *Geobios*, Lyon, mém. sp. 11, p. 295-301.

BEN HAJ ALI N., RAZGALLAH S., BEN HAJ ALI M. et KENNEDY W.J. (1994). - La formation Bahloul dans sa localité type : précisions stratigraphiques basées sur les ammonites et les foraminifères planctoniques. Résumé, 12ème Coll. africain Micropal. et 2ème Coll. Stratigr. Paléogéogr. Atlantique Sud, Angers, 16-20 juill. 1994, p. 20.

BERGER W. H. et von RAD U. (1972). - Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. *Init. Rpts DSDP*, 14, Washington D. C., U. S. Gov. Printing Office, p. 787-954.

BERGGREN W. A. et HOLLISTER C. D. (1977). - Plate tectonics and paleocirculation - commotion in the ocean. *Tectonophysics*, 38, p. 11-48.

BERNER A., LASAGA A.C. et GARRELS R.M. (1983). - The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Amer. J. Sci.*, 283, p. 641-683.

BILOTTE M. (1989). - Comparaisons entre événements sédimentologiques et biologiques dans le Crétacé moyen (Vraconien-Turonien) des plates-formes est-pyrénéennes. *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed.). *Geobios*, Lyon, mém. sp. 11, p. 255-266.

BLAYAC J. (1912). - Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et quelques régions voisines. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Alger, 2ème sér, 6, 490 p.

BOER P. L. (de) (1982). - Cyclicity and the storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments. *In* Cyclic and event stratification, Einsele G. et Seilacher A.(eds). Springer Verlag, Berlin, p. 456-475.

BOER P. L. (de) (1991). - Pelagic black shale - carbonate rhythms : orbital forcing and oceanographic response. *In* Cycles and events in stratigraphy, Einsele G., Ricken W. et Seilacher A. (eds). Springer Verlag, Berlin, p. 63-78.

BOIS C., BOUCHE P. et PELET R. (1982). - Global geologic history and distribution of hydrocarbon reserves. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 9, 1248-1270.

BORDENAVE M. L. et HUC A. Y. (1993). - The Cretaceous source rocks in the Zagros foothills of Iran : an example of a large size intracratonic basin. Abstract AAPG/SVG International Congress/Exhibition 14-17 mars 1993, Caracas, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 77, 2, p. 308.

BRALOWER T.J. et THIERSTEIN H.R. (1984). - Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous. *Geology*, 12, p. 614-618.

BRASS G. W., SALTZMAN E., SLOAN J. L., SOUTHAM J. R., HAY W. W., HOLSER W. T. et PETERSON W. H. (1982). - Ocean circulation, plate tectonics and climates. *In* Climate in Earth History. National Academy Press, Washington, D. C., ser. Studies in Geophysics, p. 83-89.

BRASS G. W., SOUTHAM J. R. et PETERSON W. H. (1982). - Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, 296 p. 620-623.

BREHERET J. G. (1994). - L'empreinte de la diagenèse précoce sur les périodicités à dominante calcaire dans les marnes bleues de l'Aptien-Albien du domaine vocontien. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 165, 2, p. 181-189.

BREHERET J.G. (1995). - L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. Thèse Doct. Es Sci., Univ F. Rabelais, Tours, 3 vol., 564p. + annexes.

BROGNON G. et VERRIER G. (1966). - Tectonique et sédimentation dans le bassin du Cuanza (Angola). *In* Bassins sédimentaires du littoral africain, Reyre D. (ed.), 1ère part. Ass. Serv. géol. Afr., Paris, p. 207-252.

BRUMSAK H.J. (1983). - A note on cretaceous black-shales and recent sediment from oxygen deficient environment : paleoceanographic implications. *In* Coastal upwelling, part A, Suess E. et Thiede J. (eds), Plenum Press, p. 471-483.

BRUNN J.H. (1979). - Océans et orogènes. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XXI, 5, p. 653-661.

BRUNN J. H. (1983). - Essai sur l'évolution de l'atmosphère ; ses rapports avec le volcanisme, la vie, la sédimentation. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XXV, 1, p. 117-128.

BURCHETTE T. P. (1993). - Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf : carbonate platform growth along a cratonic basin margin. *In* Cretaceous carbonate platforms, Toni Simo J.A., Scott R.WS. et Masse J.P. (eds). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 56 , p. 185-200.

BUROLLET P. F. (1956). - Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, 18, p. 1-345.

BUROLLET P. F. (1989). - Les événements du Crétacé moyen au Sud de la Méditerranée. *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed.). *Geobios*, mém. sp. 11, p. 69-81.

BUROLLET P. F. et BUSSON G. (1983). - Plate-forme saharienne et Mésogée au cours du Crétacé. *Notes et Mémoires CFP*, 18, Paris, p. 17-26.

BUROLLET P.F., MUGNIOT J. et SWEENEY J.F. (1978). - The geology of the Pelagian block : the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania. *In* The ocean basins and margins, Nairn A.E.M., Kanes W.H. et Stehli F.G. (eds). Plenum Press, p. 337-359.

BUSSON G. (1960). - Sur la coupe du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur du Tinrhert central (Sahara algérien). *Trav. Inst. Rech. Sah.*, Alger, 19, 1er-2è sem., p. 141-150.

BUSSON G. (1967). - Le Mésozoïque saharien. 1ère partie : l'Extrême-Sud tunisien. *Pub. Centre Rech. Zones Arides (CNRS)*, Paris, sér. Géol., 8, 194 p.

BUSSON G. (1972). - Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, sér. C., XXVI, 441 p.

BUSSON G. (1983). - Sur la signification paléoclimatologique des roches salines. Actes Coll. AGSO, Bordeaux, *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 34 et *Cahiers du Quaternaire* (CNRS), n° sp., p. 59-85.

BUSSON G. (1984). - Relations entre la sédimentation du Crétacé moyen et supérieur de la plate-forme du Nord-Ouest africain et les dépôts contemporains de l'Atlantique centre et nord. *Eclog. geol. Helv.*, 77, 2, p. 221--235.

BUSSON G. (1988). - Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 43, 2, p. 181-215.

BUSSON G. (1991). - Relationship between different types of evaporitic deposits and the occurrence of organic-

rich layers (potential source-rocks). *Carbonates and Evaporites*, 6, 2, p. 177-191.

BUSSON G. (1994). - L'événement océanique anoxique du Cénomanien supérieur : une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux océaniques par le CO_2 mantellique. Résumé Réunion spécialisée de la SGF, "Terre profonde et enveloppes externes : les connexions, Lyon, 27-28 oct. 1994, p. 5.

BUSSON G. et CORNEE A. (1988). - Le Permien du Delaware (Sud des Etats-Unis, Texas et Nouveau-Mexique) : exemple de relations entre couches à matière organique de centre de bassins et évaporites de marge. *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, sér. C, 55, p. 95-143.

BUSSON G. et CORNEE A. (1989). - Données sur les paléoclimats déduites de la sédimentation continentale du Mésozoïque saharien. *Publ. occasionnelle CIFEG*, Paris, 1989/18, 87 p.

BUSSON G. et NOEL D. (1972). - Sur la constitution et la genèse de divers sédiments finement feuilletés ("laminites"), à alternances de calcaire et de matière organique ou argileuse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 274, p. 3172-3175.

BUTT A. (1982). - Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of western Morocco. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 37, p. 235-275.

CAHEN L. (1954). - Géologie du Congo Belge. Imprimerie M. Vaillant-Carmanne, S.A., Liège, 577 p.

CAIRE A (1957). - Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Pub. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger 16, 2 tomes, 793 p.

CARON M. (1983). - La spéciation chez les Foraminifères planctiques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, Munich, 10, p. 671-676.

CARON M. et DUPASQUIER C. (1989). - Litho et bio-stratigraphie des dépôts du "Crétacé moyen" dans les Préalpes médianes. *In* les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed.). *Geobios*, Lyon, mém. sp. 11, p. 49-58.

CARON M. et HOMEWOOD P. (1983). - Evolution of early planktic foraminifers. *Marine Micropal.*, 7, p. 453-462.

CHAMLEY M. (1988). - Contribution éolienne à la sédimentation marine au large du Sahara. *Bull. Soc. géol. France*, IV, 6, p. 1091-1100.

CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1960-62). - Evolution du domaine atlantique marocain depuis les temps paléozoiques. *Mém. Soc. géol. France*, (Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot), t. 1, p. 447-527.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. et HOTTINGER L. (1966). - Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya. *In* : Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 175, t. 1 (stratigraphie) publ. 1967, p. 7-106.

CLARAQ P. et DURIF P. (1958). - Découverte d'un affleurement jalonnant la trangression du Crétacé supérieur en direction d'Amguid (Sahara central). *C. R. somm. Soc. géol. France*, 13, p. 307-308.

COCCIONI R., ERBA E. et PREMOLI SILVA I. (1991). - Litho- and biostratigraphy of the livello Bonarelli close to the Cenomanian-Turonian boundary (Umbria-Marche Appenines, Italy) and possible paleoceanographic significance. *Géol. Alpine*, mém. h. sér. 17, p. 25-26.

COMBES P. J. (1990). - Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodinamica Acta*, Paris, 4, 2, p. 91-109.

COMBES P. J., OGGJANO G. et TEMUSSI I. (1993). - Géodynamique des bauxites sardes, typologie, genèse et contrôle paléotectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, sér. II, p. 403-409.

COTILLON P. (1989). - Les temps médio-crétacés : une singularité au cours de l'histoire du Phanérozoïque ? *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed) . *Geobios*, Lyon,

mém. sp. 11, p. 11-24.

COURVILLE P., LANG J., MATHEY B., MEISTER C. et THIERRY J. (1994). - Les échanges fauniques (ammonites) entre "plates-formes" sahariennes/Sud téthysiennes et "marge atlantique" pendant les périodes transgressives cénomanienne et turonienne (Crétacé supérieur). Résumé, 12ème Coll. Afr. Micropaléontologie et 2ème Coll. Stratigr. Paléogéogr. Atlantique Sud, Angers, 16-20 juill. 1994, p. 36.

COX K. G. (1991). - A superplume in the mantle. *Nature*, 352, p. 564-565.

CROWLEY T. J. (1983). - The geologic record of climatic change. *Rev. Geoph. Space Phys.*, 21, 4, p. 828-877.

CRUMIERE J. P. (1989). - Crise anoxique à la limite Cénomanien-Turonien dans le bassin sub-alpin oriental (Sud-Est de la France). Relation avec l'eustatisme. *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed.). *Geobios*, mém. sp. 11, p. 189-204.

CRUMIERE J. P. (1991). - Les potentialités pétroligènes des dépôts du bassin vocontien oriental (Sud-Est France) au Cénomanien-Turonien inférieur. Dynamiques de la sédimentation, de la préservation et de l'évolution diagénétique de la matière organique. Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon I, 78 p.

CRUMIERE J. P., CRUMIERE-AIRAUD C. et ESPITALIE J. (1990). - Préservation cyclique de la matière organique amorphe des sédiments au passage Cénomanien-Turonien dans le Bassin Vocontien (Sud-Est de la France). Contrôles paléo-océanographiques. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), IV, 3, p. 469-478.

DEAN W. E. et GARDNER J. V. (1982). - Redox cycles of Jurassic to Eocene Age, Cape Verde Basin. *In* Nature and origin of Cretaceous carbon - rich facies, Schlanger S.O. et Cita M. B. (eds.). Academic Press, London, p. 54-77.

DEGENS E. T., EMEIS K. C., MYCKE B. et WIESNER M. G. (1986). - Turbidites, the principal mechanism yielding black shales in the early deep Atlantic Ocean. *In* North Atlantic palaeoceanography, Summerhayes C. P. et Shackleton N. J. (eds). *Geol. Soc. Sp. publ.*, 21, p. 361-376.

DEMAISON G. J. et MOORE G. T. (1980). - Anoxic environments and oil source bed genesis. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 8, p. 1179-1209.

DESSAUVAGIE T.F.J. (1972). - Biostratigraphy of the Odukpani (Cretaceous) type section, Nigeria. *In* Proceedings of the conference on Africain geology, University of Ibadan (déc. 1970), p. 207-218.

DICKMAN M. et ARTUZ I. (1978). - Mass mortality of photosynthetic bacteria as a mechanism for dark lamina formation in sediments of the Black Sea. *Nature*, 275, p. 191-195.

DUCREUX J. L. (1989). - La transgression lagunaire d'âge cénomanien moyen à supérieur le long de la bordure cévenole (Bassin du Sud-Est de la France). Apports de la minéralogie et de la géochimie. *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed). *Geobios*, mém. sp. 11, p. 27-33.

DUFAURE P., FOURCADE E. et MASSA D. (1984). - Réalité des communications marines trans- sahariennes entre la Téthys et l'Atlantique durant le Crétacé supérieur. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 298, sér. II, 15, p. 665-670.

DUFFAUD F., BRUN L. et PLAUCHUT B. (1966). - Le bassin du sud-ouest marocain. *In* Bassins sédimentaires du littoral africain Reyre D. (ed.), 1ère part. Assoc. Serv. géol. Afr., Paris, p. 5-12.

EDGAR N. T., SAUNDERS J.B. *et al.* (1973). - Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 15., U. S. Government Printing Office, Washington, 1447 p.

EICHER D. L. et DINER R. (1991). - Environmental factors controlling Cretaceous limestone-marlstone rhythms. *In* Cycles and events in stratigraphy, Einsele G., Ricken W. et Seilacher A. (eds), Springer Verlag, Berlin, p. 79-93.

EINSELE G. et WIEDMANN J. (1982). - Turonian-black shales in the Moroccan coastal basins ; first upwelling in the Atlantic Ocean ? *In* Geology of the Northwest African Continental Margin. von Rad V., Hinz K.,

Sarnthein M.et Einsele E. (eds). Springer, Berlin, p. 396-414.

EL HASHEMI, M. N. (1978). - Sédimentologie et paléogéographie des séries détritiques de l'Egypte occidentale, du Cambrien au Cénomanien. Thèse doct. ès. Sciences Naturelles, Strasbourg, 148 p.

ELDER W. P. et KIRKLAND J. I. (1985). - Stratigraphy and depositional environments of the Bridge Creek Limestone member of the Greenhorn limestone at Rock Canyon Anticline near Pueblo Colorado. *In* Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway : evidence of cyclic sedimentary processes, Pratt L. M., Kauffman E. G. et Zelt F. B. (eds). SEPM Field Trip, 9, août 1985, p. 122-134.

EMBERGER J. (1960). - Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Oulad Naïl (Atlas saharien, Algérie). Publ. Serv. carte géol. Alger, 27, 399 p.

FENET B. 1975 Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse Doct. es. Sciences, Univ. Nice, 301 p.

FISCHER A. G. et ARTHUR M. A. (1977). - Secular variations in the pelagic realm. *SEPM sp. publ.;* 25, p. 19-50.

FLEXER A., HONIGSTEIN A., LIPSON S., ROSENFELD A. et TARNENBAUM E. (1993). - Cretaceous source rock sedimentation and its relation to transgressive peaks and geodynamic events for the central Tethys. Résumé AAPG/SVG International Congress/Exhibition, 14-17 mars 1993, *Amer.Assoc Petr.Geol. Bull.*, 77, 2, p. 318.

FLOQUET M. (1984). - Discontinuités sédimentaires et corrélations : exemples dans le Crétacé supérieur mésogéen et atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, XXVI, 6, p. 1211-1221.

FLOQUET M., PHILIP J. P., TRONCHETTI G. et BILOTTE M. (1987). - Transgressions-régressions marines et événements biosédimentaires sur les marges pyrénéo-provençales et nord-ibériques au Crétacé supérieur. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 11, p. 245-258.

FORCE E. R. (1984). - A relation among geomagnetic reversals, sea floor spreading rate, paleoclimate, and black-shales. *EOS*, 65, 3, p. 18-19.

FRAKES L. A., FRANCIS J. E. et SYKTUS J. I. (1992). - Climatic modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, Cambridge, 274 p.

FRENEIX S. (1972). - Les mollusques bivalves crétacés du bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional). Paléontologie. *Notes Serv. Géol. Maroc*, t. III, mém. 228, p. 49-255.

FRENEIX S. (1994). - Bivalves crétacés du bassin de Tarfaya (Maroc méridional atlantique) : signification écologique et importance paléobiogéographique. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 4è sér., 16, sect. C, 2-4, p. 243-258.

GARGOURI-RAZGALLA S. (1983). - Le Cénomanien de Tunisie centrale. Etude paléoécologique, stratigraphique, micropaléontologique et paléogéographique. *Doc. et Trav. IGAL*, Paris, 6, 215 p.

GIGGENBACH W. F. (1990). - Water and gas chemistry of Lake Nyos and its bearing on eruptive process. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 42, p. 331-362.

GIMENEZ R. (1989). - La mégaséquence transgressive, régressive du Cénomanien supérieur dans la région méridionale de la Chaîne Ibérique (Provinces de Valence et d'Albacete, Espagne). *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), COTILLON P. (ed.). *Geobios*, Lyon, mém. sp. 11, p. 59-67.

GRABAU A. W. (1934). - Oscillation or pulsation. Report XVI, Int. Geol. Congr., Washington, p. 10-15.

GRACIANSKY P. C. (de) (1987). - La sédimentation organique dans l'Atlantique au Crétacé. *Mém. Soc. Géol. France*, N.S., 151, p. 27-42.

GRACIANSKY P. C. (de), BROSSE E., DEROO G., HERBIN J. P., MONTADERT L., MÜLLER C., SIGAL J. et SCHAAF A. (1982). - Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique nord et leur matière organique : paléogéographie et milieux de dépôt. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 37, 3, p. 275-338.

GRACIANSKY P. C. (de), DEROO G., HERBIN J. P., MONTADERT L., MÜLLER C., SCHAAF A et SIGAL J. (1984). - Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. *Nature*, 308, p. 346-349.

GUILLEMOT J. (1952). - La bordure sud-tellienne dans le Titteri. XIXème Congrès géologique international Alger, Monographie régionale, 1ère série, 9, 61 p.

HALLAM A. (1967). - The depth significance of shales with bituminous laminae. *Marine Geol.*, Amsterdam, 5, p. 481-493.

HALLAM A. (1985). - A review of Mesozoic climates. *J. Geol. Soc. London*, 142, p. 433-445.

HANCOCK J. M. et KAUFFMAN E. G. (1979). - The great transgression of the late Cretaceous. J. *Geol. Soc. London*, 136, p.175-186.

HAQ B. U., HARDENBOL J. et VAIL P. R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, p. 1156-1167.

HARRIES P. J. et KAUFFMAN E. G. (1990). - Patterns of survival and recovery following the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) mass extinction in the Western Interior Basin, United States. *In* Extinction events in earth history, Kauffman E. G. et Walliser O. H. (eds). Springer Verlag, *Lect. Notes Earth Sci..*, 30, p. 277-298.

HART T. et BIGG P. J. (1981). - Anoxic events in the late Cretaceous chalk seas of North-West Europe. *In* Microfossils from recent and fossil shelf seas, Neale J. W. et Brasier M. D. (eds), Ellis Horwood limited, Chichester, p. 177-185.

HARTENBERGER J. L. (1994). - La limite Crétacé-Tertiaire. *La Recherche*, 266, 25, p. 678.

HAY W. W. (1982). - Mesozoic paleo-oceanography of Atlantic and Western Interior Seaway. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 66, p. 579 (Abstract).

HAYS, J. D. et PITMAN, W. C. (1973). - Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246, p. 18-22.

HEDBERG H. D. (1964). - Geologic aspects of origin of petroleum. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 48, 11, p. 1755-1803.

HERBERT T. D. et FISCHER G. (1986). - Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shales rhythms in central Italy. *Nature*, 321, p. 739-743.

HERBIN J.P. et DEROO G. (1982). - Sédimentologie de la matière organique dans les formations du Mésozoïque de l'Atlantique Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXIV, 3, p. 497-510.

HERBIN J. P., MONTADERT L., MÜLLER C., GOMEZ R., THUROW J. et WIEDMANN J. (1986). - Organic-rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *In* North Atlantic palaeoceanography, Summerhayes C.P. et Shackleton N.J. (eds). *Geol. Soc. sp. pub.*, 21, p.389-422.

HERBIN J. P., MULLER C., de GRACIANSKY P. C., JACQUIN T., MAGNIEZ-JANNIN F. et UNTERNEHR P. (1987). - Cretaceous anoxic events in the South Atlantic. *Rev. Brasileira de Geociencias*, 17, p. 92-99.

HILLY J. (1957). - Etude géologique du Massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est constantinois). Thèse Faculté Sci. Univ. Nancy, 408 p.

IRVING E., NORTH F. K. et COUILLARD R. (1974). - Oil, climate and tectonics. *Canad. J. Earth Sci.*, 11, p. 1-15.

JACQUIN T. (1987). - Analogies et différences entre les "Black Shales" du Crétacé inférieur et supérieur de l'Atlantique Sud. *Bull. Soc. géol. France*, III, 4, p. 705-713.

JAILLARD E. et ARNAUD-VANNEAU A. (1991). - The Cenomanian-Turonian transition in the Andes of Northern Peru. *Géol. Alp.*, mém. h. sér. 17, p. 65-66.

JANSA L. F., ENOS D., TUCHOLKE B. E., GRADSTEIN F. M. et SHERIDAN R. E. (1979). - Mesozoic-cenozoic sedimentation formations of the North American Basin, western north Atlantic. *In* M. Ewing series 3, Deep drilling results in the Atlantic ocean : continental margins and paleoenvironment, Talwani M., Hay W.et Ryan W.B.F (eds.). Am. Geophys. Washington D. C., p. 275-296.

JANSA L., GARDNER J. V. et DEAN W. E. (1977). - Mesozoic sequences of the central North Atlantic. *In* Lancelot Y., Seibold E. *et al.*, *Init. Reports. of the D.S.D.P.*, XLI, Washington, p. 991-1031.

JAVOY M., PINEAU F. et ALLEGRE C. J. (1982). - Carbon geodynamic cycle. *Nature*, 300, p. 171-173.

JAVOY M., PINEAU F et ALLEGRE C. J. (1983). - Carbon geodynamic cycle. Reply to comment by J. C. G. Walker. *Nature*, 303, p. 731.

JEFFERIES R. P. S. (1963). - The stratigraphy of the *Actinocamas plenus* subzone (Turonian) in the Anglo-Paris basin. *Proc. geol. Soc. London*, 74, p. 1-31.

JENKYNS H. C. (1980). - Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, 137, p. 171-188.

JUIGNET P. (1980). - Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif Armoricain. *Cretaceous Research*, 1, p. 341-357.

KARPOFF R. (1953). - Observations préliminaires sur l'hydrologie du Bas-Sahara. XIXè Congr. géol. int., Alger, 8, p. 201-231

KAUFFMAN E. G. 1985. - Cretaceous evolution of the Western Interior Basin of the United States. *In* Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway : evidence of cyclic sedimentary processes. Pratt L. M., Kauffman E. G. et Zelt F. B. (eds). SEPM field trip 9, Août 1985, p. IV-XIII.

KAUFFMAN E. G. (1991). - Environmental dynamics of the Cenomanian-Turonian mass extinction, Western Interior basin of North America. *Géol. Alpine*, mém. h. sér. 17, p. 69-70.

KAUFFMAN E. G. et ERWIN D. H. (1995). - Surviving mass extinctions. *Geotimes*, 40, 3, p. 14-17.

KEMPER E. (1987). - Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jahrbuch*, Hannovre, Heft 96, 399 p.

KILIAN C., (1930). - Du Crétacé du versant nord du Massif Central saharien. *C. R. Som. Soc. géol. France*, p. 125.

KLING G.W., TUTTLE M. L. et EVANS W. C., (1989). - The evolution of thermal structure and water chemistry in Lake Nyos. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 39, p.151-165.

KOUTSOUKOS E.A.M., MELLO M. R. et de AZAMBUJA FILHO N. C. (1991). - Micropalaeontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic-anoxic palaeoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. *In* Modern and ancient continental shelf anoxia, Tyson R.V. et Pearson T.M. (eds). *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, 58, p. 427--447

KUHNT W., THUROW J., WIEDMANN J. et HERBIN J. P. (1986). - Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian-Turonian boundary and the response of biota. *In* Biogeochemistry of black shales, Degens E. T., Meyers P. A. et Brassel S. C. (eds). *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, Heft 60, p. 205-246.

KUHNT W., HERBIN J. P., THUROW J. et WIEDMANN J. (1990). - Distribution of Cenomanian-Turonian

organic facies in the Western Mediterranean and along the adjacent atlantic margin. *In* Deposition of organic facies, A. Y. HUC (ed.). *AAPG Studies in Geology*, 30, p. 133-160.

KUSAKABE M., OHSUMI T. et ARAMAKI S. (1989). - The Lake Nyos gas disaster : chemical and isotopic evidence in waters and dissolved gases from three Cameroonian crater lakes Nyos, Monoun and Wum. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 39, p.167-185.

LAFFITTE R. (1939). - Etude géologique de l'Aurès. *Bull. Serv. carte géol. Algérie*, Alger., (2), 15, p. 1-451.

LANCELOT Y. (1980). - Birth and evolution of the "Atlantic Tethys" (Central North Atlantic). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 115, p. 215-223.

LANCELOT Y. (1980). - Stratigraphie et environnements océanographiques. *In* Stratigraphie et paléogéographie. Principes et méthodes, par Pomerol C., Babin C., Lancelot Y., Le Pichon X. et Rat P. Ed. Doin, Paris, chap. 8, p. 149-158.

LANCELOT Y., SEIBOLD E. *et al.* (1977). - *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 41, Washington (U. S. Govt. Printing Office) , 1259 p.

LARSON R. L. (1991a). - Latest pulse of Earth : evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, p. 547-550.

LARSON R. L. (1991b). - Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, p. 963-966

LARSON R. L. (1992). - Reply on "comment by Gaffin on" latest pulse of Earth : evidence for a mid-Cretaceous superplume " and "Geological consequences of superplumes". *Geology*, p. 476-477.

LARSON R. L. (1992). - Reply on comment by Sheridan on "Geological consequences of superplumes". *Geology*, p. 478-479.

LARSON R. L. et OLSON P. (1991). - Mantle plumes control magnetic reversal frequency. *Earth and Planetary Science letters*, 107, p. 437-447.

LEVER A. et Mc CAVE I. N. (1983). - Eolian components in Cretaceous and Tertiary north atlantic sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 53, 3. p. 811-832.

LIPSON-BENITAH S., FLEXER A., DERIN B., ROSENFELD A. et HONIGSTEIN A. (1988). - Cenomanian-Turonian organic facies onshore and offshore, Israel : Prognosis for petroleum exploration. Abstract Mediterranean basins conference and exhibition, Nice, France, Sept. 25-28, 1988. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72, 8, p. 1012.

LOVELOCK J. (1980).- Les âges de Gaïa. Ed. Robert Laffont, Paris, 293 p.

LUCAS G. (1973). - Faciès carbonatés des mers profondes. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 7, 1, p. 193-206.

MAAMOURI A. L., ZAGHBIB-TURKI D., MATMATI M. F., CHIKHAOUI M. et SALAJ J. (1994). - La formation Bahloul en Tunisie : caractéristiques biostratigraphiques et sédimentologiques. Résumé 12ème Coll. Afr. Micropaléontologie et 2ème Coll. Stratigr. et Paléogéogr. Atlantique Sud, Angers, 16-20 juill. 1994, p. 94.

MANABE S. et BRYAN K. (1985). - CO_2-induced change in a coupled ocean-atmosphere model and its paleoclimatic implications.*J. Geophys. Research*, 98, 6 p.11689-11707.

MASSE J. P. (1984). - Données nouvelles sur la stratigraphie de l'Aptien carbonaté de Tunisie centrale, conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, XXVI, 6, p. 1077-1086.

MASSE J. P. (1989). - Relations entre modifications biologiques et phénomènes géologiques sur les plates-formes carbonatées du domaine périméditerranéen au passage Bédoulien-Gargasien. *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon P. (ed.). *Geobios*, Lyon, mém. sp. II, p. 279-294.

MATHEY B., ALZOUMA K., LANG J., MEISTER C., NERAUDEAU D. et PASCAL (1994). -

Caractéristiques des peuplements d'invertébrés des séries de plate-forme du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur du Bassin des Iullemeden et de la partie nord du Bassin du Tchad (Niger, Afrique de l'Ouest). Résumé 12 ème Colloque de Micropaléontologie et 2ème Colloque de Stratigr. et Paléogéogr. Atlantique Sud, Angers, 16-20 juillet 1994, p. 100-101.

MATTAUER M. (1958). - L'étude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, Alger, 17, 534 p.

MELLO M.R., KOUTSOUKOS E.A.M. et ERAZO W.Z. (1995). - The Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador : hydrocarbon source potential and paleoenvironmental assessment. *In* Petroleum source-rocks, Katz B. (ed.). Springer Verlag, p. 167-182.

MINSTER J. F. et MERLIVAT L. (1992). - Où va le gaz carbonique. Le rôle des océans. *La Recherche*, 243, p. 592-597.

MOREAU P. (1987). - La transgression cénomanienne sur la marge nord-aquitaine. Environnements biosédimentaires et paléogéographie. *In* Transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines). *Mémoire géol. Univ. Dijon*, 11, p. 47-56.

MOREAU P. (1991). - Contexte biosédimentaire et variations palégéographiques au passage Cénomano-Turonien en Aquitaine-Nord (Charentes). *Géol. Alpine*, mém. h. sér., 17, p. 91-92.

MULLER C., SCHAAF A. et SIGAL J. (1983-84). - Biochronostratigraphie des formations d'âge Crétacé dans les forages du D.S.D.P. dans l'Océan Atlantique nord. 1ère part. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 1983, 38, 6, p. 683-708 ; 2ème part. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 1984, 39, 1, p. 3-23.

MURRAY J. W., TOP Z. et ÖZSOY E. (1991). - Hydrographic properties and ventilation of Black Sea. *Deep Sea Research*, 38, suppl. 2, p. S 663-S 689.

NERAUDEAU D., BUSSON G. et CORNEE A. (1993). - Les échinides du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert oriental et central (Sahara algérien). *Ann. Paléont.*, 4, p. 273-313.

NERAUDEAU D., DAVID B. et AL MUELLEN M.S. (1995). - Cretaceous echinoids from Saoudi Arabia. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 197, 3 p. 399-424.

NUNES A. de F. (1966).- Moçambique. *In* : Afrique, vol. IV, fasc. 10a ; Lexique stratigraphique international. Pub. CNRS, Paris, 86 p.

OBERT D. (1981). - Etude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie). Thèse Doctorat Etat, Univ. P. et M. Curie, 635 p.

OSKARSSON N. (1990). - Carbon dioxide bursts of Lake Nyos, Cameroon, modelled as periodic supersaturation in a countercurrent reactor. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 42, p. 307-318.

PARIS F., ROBARDET M. et DABARD M. P. (1986). - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. *Doc. Bur. Rech. géol. min.*, 110, p. 259-278.

PARRISH J. T. (1987). - Palaeo-upwelling and the distribution of organic-rich rocks. *In* Marine Petroleum Source Rocks, Brooks J. et Fleet A.J. (eds). *Geol. Soc. Sp. Pub.*, 26, p. 199-205

PARRISH J.H. et CURTIS R.L. (1982). - Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the mesozoic and cenozoic eras. *Paleogeogr.,Paleoclimat., Paleoecol.*,40, 1-3, p. 31-66.

PEDERSEN T.F. et CALVERT S.E. (1990). - Anoxia vs productivity : what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74, 4, p.454-466.

PEDERSEN T.F. et CALVERT S.E. (1991). - Reply. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75, 3, p. 500-501.

PERVINQUIERE L. (1903). - Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse ès Sciences, Paris, 360 p.

PETTERS S. W. et EKWEOZOR C. M. (1982). - Origin of mid-Cretaceous black-shales in the Benue Trough,

Nigeria. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol..*, 40, 4, p. 311-319.

PHILIP J. (1991). - L'enregistrement des événements de la limite Cénomanien/Turonien sur les plates-formes carbonatées de la Téthys. *Géol. alpine*, mém. h.sér. 17, p. 105-106.

PHILIP J. (coordonnateur) *et al.* (1984). - Crétacé supérieur. *In* Debrand-Passard S. *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, 125, p. 339-387.

PHILIP J. et CRUMIERE-AIRAUD C. (1991). - The demise of the rudist-bearing carbonate platforms at the Cenomanian/Turonian boundary. A global control. *Coral Reefs*, 10, 2, p. 115-125.

PHILIP J., BABINOT J. F., TRONCHETTI G., FOURCADE E., RICOU L. E., GUIRAUD R., BELLION Y., HERBIN J. P., COMBES P. J., CORNEE J. J. et DERCOURT J. (1993). - Late Cenomanian (94 to 92 M a). *In* Atlas Tethys palaeoenvironmental maps, Dercourt J., Ricou L. E. et Vrielynck B. (eds), Gauthier-Villars, Paris, p. 153-178.

POLVECHE J. 1960. - Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Pub. Serv. carte géol. Algérie*, n. sér., 24, 2 tomes, 577 p.

POWERS R. W., RAMIREZ L. F., REDMOND C. D. et ELBERG E. L. Jr. (1966). - Geology of the Arabian Peninsula. Sedimentary geology of Saudi Arabia. *Geol. Surv. profess. paper*, Washington 560-D, 146 p.

RAOULT J.F. (1974). - Géologie du centre de la Chaîne Numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. Géol. France*, 121, p. 1-163.

RAUP O. M. (1993). - De l'extinction des espèces. Sur les causes de la disparition des dinosaures et de quelques milliards d'autres. Gallimard, Paris, 235 p.

REYMENT R. A. (1983). - Le Post-Paléozoïque du Sénégal. *In* Lexique stratigraphique international, nlle sér., 1, Afrique de l'Ouest, Fabre J. (ed), Pergamon Press, Oxford, p. 155-157.

RILEY J. P. et CHEISTER R. (197)1. - Introduction to marine chemistry. Chap. 6. The dissolved gases in seawater. Part. 2 Carbon dioxide. Academic Press, London, p. 121-151.

ROBASZYNSKI F. (1971). - Les Foraminifères pélagiques des "Dièves" crétacées aux abords du golfe de Mons (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCI, 1, p. 31-38.

ROBASZYNSKI F. (1989). - Evénements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien) Cotillon P. (ed). *Geobios*, Lyon, mém. sp. 11, p. 311-319.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. et CARON M. (1993). - La limite Cénomanien-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie centrale. *Cretaceous Research*, 14, p. 477-486.

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

ROSSIGNOL-STRICK M. (1987). - Variation de l'insolation, formation des sapropèles méditerranéens quaternaires. Implications géologiques pour les black-shales du Crétacé. *Mém. Soc. géol. France*, N. S., 151, p. 7-26.

ROTH P. H. (1987). - Mesozoic calcareous nannofossil evolution : relation to paleoceanographic events. *Paleoceanogr.* , 2/6, pp. 601-611.

RYAN,W. B. F. et CITA M. B. (1977). - Ignorance concerning episodes of ocean wide stagnation. *Marine Geology*, 23, p. 197-215.

SAINT-MARC P. (1978). - The Phanerozoic geology of the world, II The Mesozoic, A, Moullade M. et Nairn

A.E.M. (eds). Elsevier, p. 435-462.

SAVORNIN J. (1920). - Etude géologique de la région du Hodna et du Plateau Sétifien. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Alger, 2ème sér., 7, 499 p.

SCHLAGER W. et PHILIP J. (1990). - Cretaceous carbonate platforms. *In* Cretaceous resources, events and rhythms. Ginsburg R. N. et Beaudoin B. (eds). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 173-195.

SCHLANGER S. O. et ARTHUR M. A. (1990). - Relevance of Cretaceous volcanic activity to CRER. *In* Cretaceous Resources, Events and Rhythms.Ginsburg R. N. and Beaudoin B. (eds). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 305-308.

SCHLANGER S. O. et JENKYNS H. C. (1976). - Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, 3-4, p. 179-184.

SCHLANGER S. O., ARTHUR M. A., JENKYNS H. et SCHOLLE P. A. (1987). - The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. I Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine ∂^{13} C excursion. *In* Marine petroleum source rocks, Brooks J. et Fleet, A. J. (eds). *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, 26, p. 371-399.

SEGURA M., PEREZ P., CARENAS B., GARCIA A. et CALONGE A. (1989). - Le Cénomanien supérieur-Turonien dans la zone centrale de la Chaîne Ibérique (Espagne) : une étape sédimentaire très particulière dans l'évolution de la plate-forme crétacée. *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien). Cotillon P. (ed.). *Geobios*, Lyon, mém. spéc. 11, p. 161-167.

SHERIDAN R. E. (1983). - Phenomena of pulsation tectonics related to the breakup of the eastern North American continental margin. *Initial Rep. Deep Sea Drilling Proj.*, Sheridan R. E. *et al.* (eds)., 76, p. 897-909.

SHERIDAN, R.E. (1987). - Pulsation tectonics as the control of long-term stratigraphic cycles. *Paleoceanography* 2, 2, p. 97-118.

SHERIDAN R. E. (1992). - Comment on "Geological consequences of superplumes". *Geology*, p. 477-478

SIGURDSSON H., DEVINE J. D., TCHOUA F. M., PRESSER T.S., PRINGLE M.K.W. et EVANS W.C., (1987). - Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroun. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 31, p.1-16.

SOUTHAM J. R., PETERSON W. H. et BRASS G. W. (1982). - Dynamic of Anoxia. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, Elsevier, Amsterdam, 40, 1-3, p. 183-198.

SPENGLER A. (de), CASTELAIN J., CAUVIN J. et LEROY M. (1966). - Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. *In*: Basins sédimentaires du littoral africain, D. Reyre (ed.) 1ère part. Assoc. Serv. géol. Afr., Paris, p. 80-94.

STEIN R. (1986) - Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic ocean. *In* Biogeochemistry of black shales, Degens E. T., Meyers P. A. et Brassell S. C. (eds). *Mitteilungen aus dem Geologish-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, Heft 60, p. 55-70.

SUESS E. (1888). - Das Antlitz der Erde. Vienna, F. Tempsky, 2, 703 p.

SUMMERHAYES C. P. (1981). - Organic facies of middle Cretaceous black shales in deep North Atlantic. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 11, p. 2364-2380.

SUMMERHAYES C. P. (1987). - Organic-rich Cretaceous sediments from the North Atlantic. *In* Marine petroleum source rocks, Brooks J. et Fleet A. (eds). *Geol. Soc. London sp. pub.*, 26, p. 301-316.

TAPPAN H. et LOEBLICH A.R.H. (1971). - Geobiologic implications of fossil phytoplankton evolution and time-space distribution. Symp. on Palynology of the Late Cretaceous and Early Tertiary. *Geol. Soc. Amer. spec. pap.*, Boulder 127, p. 247-340.

TAZIEFF H. (1989). - Mechanisms of the Nyos carbon dioxide disaster and of so-called phreatic steam eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 39, p. 109-116.

TERRAB S. (1994). - Le Cénomanien-Turonien d'Agadir. Stratigraphie et diagenèse (nodulisation). Thèse Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 197 p.

THEIN J. (1988). - Turonian paleogeography of the Hight Atlas Mountains (Morocco) and the North Atlantic. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft,* 139, p. 261-287.

THIEDE J. et VAN ANDEL T. H. (1977). - The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 33, 3, p. 301-309.

THIEDE J. DEAN W. E. et CLAYPOOL G. E. (1982). - Oxygen-deficient depositional paleoenvironments in the Mid-Cretaceous tropical and subtropical central Pacific ocean. *In* Nature and origin of cretaceous carbon-rich facies, Schlanger S.O. et Cita M.B. (eds). Academic Press, London, p. 77-99.

THIERSTEIN H. R. (1979). - Paleoceanography implications of organic carbon and carbonate distribution in mesozoic deep sea sediments. *In* M. Ewing ser. 3, Talwani M., Hay W. et Ryan W.B.F. (eds), Deep drilling in the Atlantic ocean : continental margins and paleoenvironment. Amer. Geophys. Union., p. 249-274.

THIERSTEIN H. R. et BERGER W. H. (1978). - Injection events in ocean history. *Nature*, 276, p. 461-466.

THUROW J. (1991). - Modelling late Mesozoic paleoceanographic events : the example of Cenomanian-Turonian Boundary Event (CTBE). *Géol. Alpine*, mém. h. sér. 17, p. 125-126.

THUROW J. et KUHNT W. (1986). - Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch Area. *In* North Atlantic palaeoceanography, Summerhayes C. P. et Shackleton N. J. (eds). *Geol. Soc. pub.*, 21, p. 423-446.

TIRATSOO E. N. (1984). - Oilfields of the World. Scientific Press L.T.D., Beaconfield, 3ème édition, 392 p.

TISSOT B. (1979 a). - La répartition mondiale des combustibles fossiles. *La Recherche*, Paris, 104, 10, p. 984-991.

TISSOT B. (1979 b). - Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. *Nature*, 277, p. 463-465.

TISSOT B., DEMAISON G., MASSON P., DELTEIL J.R. et COMBAZ A. (1980). - Paleoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous black shales in Atlantic Basin. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 11, p. 2051-2063.

TRASK P. D. (1932). - Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf Publishing Co., Houston, 323 p.

TRIBOVILLARD N. P. (1989). - Sédimentation rythmique dans les marnes bleues de l'Aptien-Albien du Bassin vocontien (Sud-Est de la France). *In* Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotilllon P. (ed.). *Geobios*, Lyon, mém. sp. 11, p. 213-224.

UMBGROVE J. H. F. (1947). - The pulse of the earth. Martinus Nijhoff, la Haye, 2ème ed., 358 p.

VILA J.M. (1980). - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris, 3 vol., 665p.

WANDJI P., MENARD J.J. et TCHOUA F.M. (1994). - L'activité hydromagmatique récente dans la plaine du Noun (Ouest-Cameroun) et les aléas volcaniques associés. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, sér. II, p. 417-422.

WAPLES D. W. (1983). - Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on Cretaceous of North Atlantic. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67, 6, p. 963-978.

WHYTE M. A. (1977). - Turning points in Phanerozoic history. *Nature*, 267, p. 679-682.

WIEDMANN J., BUTT A. et EINSELE G. (1978). - Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP) : Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 67, 2, p. 454-505.

WIEDMANN J., BUTT A. et EINSELE G. (1982). - Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history at the Moroccan continental margin. In von Rad U., Hinz K., Sarntheim M. et Seibold E. (eds), Geology of the Northwest African margin. Springer-Verlag, New York, p. 366-395.

WILDE P. et BERRY W. B. N. (1982). - Progressive ventilation of the oceans - Potential for return to anoxic conditions in the Post-Paleozoic. *In* Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies, Schlanger S. O. et Cita M. B. (eds). Academic Press, p. 209-224.

WOOLNOUGH W. G. (1937). - Sedimentation in barred basins, and source rocks of oil. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 21, 9, p. 1101-1157.

WURSTER P. et STETS J. (1982). - Sedimentation in the Atlas Gulf II : Mid-Cretaceous Events . *In* Geology of the Northwest African Continental Margin. von Rad U., Hinz K., Sarnthein M. et Seibold E. (eds). Springer, Berlin, p. 439-458.

Liste des figures

Fig. 1. Carte mondiale de la localisation des coupes du Cénomanien-Turonien riches en couches sombres laminées. 9

Fig. 2. Carte des faciès du Cénomanien supérieur-Turonien (barre turonienne *auctorum*) du Nord de l'Afrique avec localisation des sites contenant des couches sombres laminées. 10

Fig. 3. Carte de localisation des coupes comportant des couches sombres laminées et/ou des couches siliceuses ou des phtanites dans la région du Constantinois, datées du Cénomanien supérieur ou du Turonien inférieur. 11

Fig. 4. Courbes du $\partial^{13}C$ dans différentes coupes du Crétacé montrant le fort pic positif associé à la limite Cénomanien-Turonien. 17

Fig. 5. Succession du puits S 13 : attributions stratigraphiques, courbes du $\partial^{13}C$, du COT et du pourcentage en carbonates. 21

Fig. 6. Courbes des renversements magnétiques, de la production de croûte océanique, des paléotempératures de surface des mers de hautes latitudes, des changements du niveau marin à long terme, périodes de dépôts de black shales et ressources mondiales en pétrole durant les 150 derniers millions d'années. 28

Fig. 7. Variation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère durant les 100 derniers millions d'années. 31

Fig. 8. Coupes dans le Crétacé moyen de la plate-forme saharienne, depuis les confins des monts de Negrine (OUM 1) jusqu'à la hamada de Tinrhert. 41

Fig. 9. Coupe schématique N-S du Cénomanien depuis la Berbérie orientale jusqu'au bassin du Niger, passant par les massifs centraux sahariens (Tassili et Ahaggar). 42

Fig. 10. Répartition sur une coupe schématique N-S des faciès "marin", "intermédiaire évaporitique, "intermédiaire détritique" et "continental" sur une coupe des terrains mésozoïques de la plate-forme saharienne. 44

Fig. 11. Courbes eustatiques (partielles) du Kimméridgien au Maestrichtien. 45

Fig. 12. Carte paléogéographique schématique de l'Europe occidentale au Cénomanien. 51

Fig. 13. Courbes des transgressions relatives et position des événements océaniques anoxiques du Jurassique et du Crétacé. 57

Fig. 14. Paléogéographie de l'Atlantique Nord et Sud à environ 95 MA. 66

Fig. 15. Coupes schématiques montrant les relations au Cénomanien - en particulier inférieur et moyen - entre les régions téthysiennes et la plate-forme gypseuse africaine (coupe N-S) et entre cette dernière et les mers semi-fermées atlantiques (coupe E-O). 68

Fig. 16. Variations de la superficie des mers épicontinentales et des mers de plate-forme pour les faibles latitudes (O-30° N et S) et pour les latitudes élevées (30 - 90° N et S) durant le Crétacé et le Cénozoïque. 69

Fig. 17. Lignes de courant (exprimées en sverdrups, 1 sverdrup = 10^{12} g/sec) illustrant l'effet d'un réchauffement global sur la circulation thermohaline méridienne dans le modèle océanique de Manabe et Bryan (1985), pour l'actuel (xppmv CO_2) et pour le Crétacé, en supposant une teneur atmosphérique en CO_2 égale à quatre fois l'actuelle. 91

Fig. 18. Profils des espèces chimiques dissoutes dans les lacs Nyos (en haut) et Monoun (en bas). 96

Fig. 19. Coupe schématique N-S du lac Nyos. 97
Fig. 20. Profil de densité dans le lac Nyos, calculée à partir de la distribution des températures, de la composition chimique et des volumes molaires partiels des espèces dissoutes. 98
Fig. 21. Densités de solutions avec différentes teneurs en CO_2 en fonction de la température. 98
Fig. 22. Variations des teneurs en éléments dissous en fonction de la profondeur dans le lac Nyos. 99
Fig. 23. Scénario proposé pour rendre compte de l'explosion de gaz du lac Monoun. 100
Fig. 24. Schéma hydrologique : transgression océanique du Cénomanien supérieur et de l'hypolimnion à CO_2, rendant compte de l'envahissement de régions épicontinentales par les faciès à matière organique au Cénomanien supérieur-terminal. 104
Fig. 25. Comparaison entre une coupe de Berbérie en région relativement subsidente et riche en matière organique (coupe de Smara Wadi, région de Kalaat Senan, Tunisie centrale) et une coupe du Sahara central, à calcaires crayeux sans matière organique (coupe de Témassinine ; 28° N, 6°30 E). 110

Tabl. 1 Répartition de quelques ammonites caractéristiques et de quelques zones des domaines boréal et téthysien. 23
Tabl. 2 Solubilité du CO_2 dans l'eau pure et dans l'eau de mer en moles/atmosphère. 101

TABLE DES MATIERES

Résumé 1

Abstract 5

INTRODUCTION 7

CHAPITRE I. LES FAITS D'OBSERVATION. 9

1. L'événement anoxique du Cénomanien supérieur-Turonien. 9

1. 1. L'extensio n de l'événement anoxique du Cénomanien terminal. 9

a) Les continents et les marges continentales. 9

b) Le milieu océanique. 16

1. 2. Caractéristiques lithologiques de l'événement à matière organique. 18

1. 3. L'événement anoxique dans différents domaines structuraux. 19

1. 4 . Durée et datation de l'événement. 20

1. 5. Extinctions biologiques. 24

2 . Taux de production de la croûte et volcanisme au Crétacé moyen. 26

2. 1. Les phénomènes. 26

a) Historique. 26

b) Les anomalies magnétiques. 26

c) L'origine géodynamique interne de ces phénomènes. 27

d) Les phénomènes de surface. 29

e) Conclusion. 30

2. 2 . Les implications de cette production exceptionnelle de croûte. 30

a) L'augmentation des apports en CO_2 à la surface de la terre. 30

b) La coïncidence avec les transgressions. 31

c) Les relations entre production de croûte et conditions climatiques particulières. 32

d) Les conséquences indirectes. 33

- La production de matière organique. - La conservation de la matière organique. - La diminution des taux de sédimentation. - Relation avec la CCD.

3. La transgression eustatique du Cénomanien supérieur-terminal. 35

3. 1. Les dépôts du Cénomanien supérieur témoignant d'une élévation du niveau marin . 35

a) L'Afrique (Afrique du Nord-Ouest *pp. max.*). 35

- Le Maroc. - Berbérie centrale et Sahara. - Autres régions africaines.

b) L'Europe. 46

- La péninsule ibérique. - La France.

c) L'Amérique. 48

- Le bassin Intérieur-Ouest des Etats-Unis.

3 .2 . Quelques effets de l'élévation océanique du Cénomanien supérieur-terminal. 49

a) Généralités. 49

- Transgressions et approfondissement. - Transgressions et phénomènes anoxiques.

b) L'homogénéisation des faciès. 50
c) Transgressions eustatiques et brassage généralisé. 50
d) Cosmopolitisme du biota marin. 51
e) L'événement anoxique dans la succession de bassins et dans les successions de plates-formes : décalage dans le temps et dans l'espace. 52
f) Transgressions marines, black shales et extinctions. 53

CHAPITRE II. LES INTERPRÉTATIONS. 55

1. Interprétations fondées sur des faits d'observation. 55

1.1 . Les facteurs topographiques. 55
1. 2. Les transgressions marines. 57
a) Transgressions et matière végétale terrestre et marine. 58
b) Transgressions marines et production planctonique. 59
c) Transgressions et taux de sédimentation amoindris. 60
d) Transgressions marines et climat. 61
1. 3. Le rôle des climats. 61
a) Les faits. 61
b) Les effets de ce climat particulier. 62

2. Interprétation impliquant des phénomènes non directement observables. 63
2. 1. Des interprétations mettant en jeu des circulations thermohalines océaniques. 64
a) Eaux salines et chaudes en profondeur. 64
b) Eaux dessalées superficielles. 70
2. 2. Bassins euxiniques *versus* couche à minimum d'oxygène intermédiaire. 70
a) L'invocation de la zone à minimum d'oxygène intermédiaire. 71
b) Le modèle euxinique. 74
- Les données des océans Pacifique et Indien. - Généralisation planétaire.
2. 3. La productivité du biota à l'origine des couches à matière organique. 76
a) Généralités. 76
b) Les 'périodes noires" en relation avec une atmosphère riche en CO_2. 78
c) Le retournement des eaux. 78
d) Le Crétacé, période de faible activité du biota. 81
e) Le jeu des upwellings. 81
f) Quelques objections aux hypothèses mettant en jeu la productivité. 84
2. 4. Les interprétations de Pedersen et Calvert (1990) et de Manabe et Bryan (1985). 87
a) La sédimentation à matière organique dans la nature actuelle. 87
- Les mécanismes de dégradation. - Les milieux euxiniques ne seraient pas favorables à l'accumulation de la matière organique sédimentaire. - Les fonds léchés par la zone à minimum d'oxygène intermédiaire ne sont pas non plus le site d'accumulation. - Seuls les upwellings et la productivité qu'ils favorisent sont à l'origine des sédiments riches en matière organique. - Conclusion.
b) Les modélisations de Manabe et Bryan (1985) et leur application pour expliquer les accumulations de matière organique du Crétacé moyen. 90

2.5. Conclusion : la concomittance des facteurs génétiques. 93

CHAPITRE III. LE MÉROMICTISME OCÉANIQUE EN RELATION AVEC LE GAZ CARBONIQUE EN SOLUTION AQUEUSE. 95

1. Les enseignements de deux lacs camerounais riches en dioxyde de carbone. 95

1.1. Le lac Nyos. 96

1.2. Le lac Monoun. 99

2. L'hypothèse d'une stratification océanique par le CO_2. 100

2.1. La transposition de ces données aux océans et mers du Cénomanien supérieur-terminal. 100

a) Les fondements de la transposition aux océans. 100

b) Les données géologiques. 102

c) Le schéma interprétatif. 103

2.2. Les implications du schéma proposé. 106

a) Les implications hydrodynamiques. 106

- Rappel de quelques données élémentaires actuelles. - Confinement et couches à matière organique dans le Pacifique. - Les facteurs locaux. - Les équivalents latéraux des couches laminées en position amont. - L'instabilité d'une stratification de densité due à une teneur élevée en CO_2.

b) Implications sur le biota marin. 112

- Indices d'enrichissement en CO_2 au début du Crétacé moyen. - Caractère sélectif de la conservation par des eaux profondes enrichies en CO_2. - Caractère anomalique des populations des eaux superficielles. - Rôle éventuel des bactéries photosynthétiques dans la genèse de la matière organique. - L'application du mécanisme proposé aux bassins semi-isolés. - Conclusion sur le biota des couches à matière organique. - Les caractères du biota dans les aires amont, sans matière organique conservée. - Relation du mécanisme proposé avec les extinctions de la limite Cénomanien-Turonien.

c) Implications sédimentologiques. 116

- Systèmes méromictiques à CO_2 et carbonates. - Cyclicité des couches de l'événement. - Autres dépôts carbonatés.

3. L'extension du modèle. 119

3. 1. Les radiolarites de la Téthys. 119

3. 2. Les séries de plates-formes argileuses et à matière organique. 120

4. Les implications sur l'histoire de la terre. 121

4. 1. Plates-formes mésozoïques et aplanissement. 121

4. 2. Les périodes d'extinctions biologiques. 121

4. 3. Du piégeage de la matière organique à l'histoire de la terre. 122

Références bibliographiques 125

Liste des figures 139

Table des matières 141

L'événement océanique anoxique n° 2 dit "CTBE" a une extension réellement planétaire. L'abondance de la matière organique est particulièrement élevée sur une période de temps limitée qui pourrait ne pas dépasser la longueur d'une biozone à foraminifères, même si des dépôts sombres apparaissent localement avant ou se perpétuent parfois après. Cet événement coïncide dans le temps avec une élévation du niveau marin qui est la plus importante de tous les temps phanérozoïques au point d'avoir servi de fondement au concept d'eustatisme. La première partie de l'ouvrage est dévolue à une description de l'événement destinée à préciser des caractères importants dans une tentative d'interprétation génétique.

Rappelons quelqes unes des interprétations principales proposées par les auteurs :
stratification océanique euxinique due au plongement dans les abysses d'eaux chaudes et salées ; expansion d'un niveau à minimum d'oxygène intermédiaire ; climats chauds et homogènes responsables de circulations atmosphériques et océaniques ralenties et/ou favorables à la productivité végétale ; Atlantique isolé des hautes latitudes et Téthys à allongement équatorial ; retournements océaniques et upwellings ; productivité du biota marin particulièrement élevée, etc.

Chacune de ces interprétations fait l'objet d'une analyse minutieuse. Il s'avère qu'aucune d'elles n'est réellement satisfaisante. D'ailleurs le fait qu'aucune de ces interprétations, si variées parfois contradictoires, ne se soit imposée après plusieurs décennies contribue à prouver leur inadéquation.
Les auteurs qui ont observé des taux d'expansion océanique exceptionnellement élevés au Crétacé moyen, ainsi qu'une mise en place très importante de matériel volcanique à cette époque, ont insisté sur les quantités exceptionnelles de CO_2 qui ont dû être dégazées. Dans la mesure où la transgression marine du Cénomanien supérieur a très largement débordé les autres transgressions du Crétacé moyen, on est fondé à penser qu'elle correspond à une production de croûte et donc à une production de CO_2 mantellique également exceptionnelle.
On sait, à la lumière des petits lacs actuels de Nyos et Monoun (Cameroun) que des arrivées de CO_2 au fond d'un corps d'eau sont susceptibles d'engendrer une stratification par densité s'il n'y a pas de facteur de brassage opérant .

Au Crétacé moyen, les conditions topographiques de l'Océan Atlantlique et de la Téthys ainsi que des climats relativement homogènes ont dû être responsable des circulations de fond ralenties dans ces immenses corps d'eau. Ces conditions ont dû favoriser la conservation du CO_2 au sein des eaux profondes et moyennes (hypolimnion à gaz carbonique), tandis que le corps d'eau superficiel (épilimnion) pouvait rester normalement oxygéné. Sporadiquement la partie supérieure de cet hypolimnion à CO_2 a pu s'écouler dans le Pacifique, voire dans l'Océan Indien, et a pu envahir les aires marginales épicontinentales, produisant les événements anoxiques répétés de l'Aptien, Albien, Cénomanien inférieur et moyen. Au Cénomanien supérieur, en même temps qu'un dégazage exceptionnel, s'est produit un débordement de la mer sans précédent sur les aires marginales épicontinentales et continentales. Une élévation concomittante de l'hypolimnion a pu envahir de très vastes zones où se sont déposées, à la faveur de ce système méromictique, les couches sombres laminées de l'événement en question. Au-delà des limites du débordement de cet hypolimnion la mer cénomanienne a déposé des faciès marginaux souvent néritiques, oxydés.
Les implications de cette hypothèse génétique dans les domaines hydrodynamique, biologique et sédimentologique sont examinées. On envisage également les conséquences éventuelles de cette hypothèse sur la répartition dans le temps des roches-mères, sur l'interprétation de certains dépôts [radiolarites, dépôts argileux de plate-forme à matière organique (Silurien, Toarcien inférieur)] et plus généralement sur l'histoire de la terre.

Adresse des auteurs :

Laboratoire de Géologie du Muséum
43 rue de Buffon
75005 PARIS FRANCE

Le Directeur de la Publication : Paule CORBIN