

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 77 (1984)  
**Heft:** 2

**Artikel:** 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  
**Autor:** Busson, Georges  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-165507>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 14.04.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

Eclogae geol. Helv.	Vol. 77	Nr. 2	Seiten 221–235	Basel, August 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

Par GEORGES BUSSON<sup>1)</sup>

## RÉSUMÉ

La comparaison des faciès du Crétacé moyen-supérieur de la plate-forme saharienne et du nord-ouest africain, d'une part, et de l'Atlantique centre et nord, d'autre part, suggère des relations génétiques. 1. Au Crétacé moyen (Aptien supérieur à Turonien), les transgressions à dépôts mésohalins ou gypseux étalés sur le nord-ouest africain n'ont pas manqué d'engendrer d'énormes quantités de saumures salines qui ont dû s'écouler dans les réceptacles que constituaient les mers semi-fermées de l'Atlantique centre et nord voisines. Ces saumures seraient largement responsables des épisodes anoxiques. 2. L'épisode africain franchement salin du Sénonien n'a pas exporté de saumures salines et est contemporain de faciès atlantiques oxydés.

## ABSTRACT

Comparison between the middle-late Cretaceous facies a) of the saharian platform and Northwest Africa; b) of the northern and central Atlantic, suggests some genetic relations. 1. During Mid-Cretaceous (from late Aptian to Turonian), the transgressions of mesohaline or gypseous deposits on Northwest Africa must have generated large quantities of saline brines which flowed out into the receptacles formed by the adjoining semi-closed seas of the northern and central Atlantic. These brines would be highly responsible for anoxic events. 2. The saline African event of Senonian has not exported saline brines and is contemporaneous with oxidized atlantic facies.

## Introduction

Depuis un peu plus d'une dizaine d'années, le Crétacé de la plate-forme saharienne n'a pas réellement fait l'objet de travaux d'ensemble. Dans le même laps de temps, au contraire, des données très nouvelles, couvrant d'immenses superficies et révélant des caractères parfaitement inattendus, sont apparues à profusion dans le domaine atlantique jouxtant immédiatement les régions littorales de ce nord-ouest africain. Il s'agit en

---

<sup>1)</sup> GRECO 52 – Laboratoire de Géologie du Muséum, 43, rue de Buffon, F-75005 Paris.

particulier de la reconnaissance par l'ensemble des méthodes océanographiques (explorations géophysiques et forages profonds) du centre et du nord de l'Atlantique. Entre cet Atlantique centre et nord, d'une part, et le domaine saharien et atlasique, d'autre part, les comparaisons apparaissent fructueuses et enrichissantes à tous les niveaux du Mésozoïque. J'ai évoqué récemment (BUSSON 1982) quelques perspectives concernant le Trias et le Jurassique inférieur et moyen évaporitiques. Mais, c'est surtout au niveau du Crétacé moyen et supérieur que les comparaisons des séries observées, des traits majeurs qui les caractérisent et des mécanismes qui peuvent en rendre compte, apparaissent les plus fructueuses.

Tableau: *Grands ensembles stratigraphiques et faciologiques de la plate-forme saharienne et régions atlasiques p.p. (BUSSON 1970, 1972) et des bassins de l'Atlantique centre et nord (DE GRACIANSKY et al. 1982).*

PLATE-FORME SAHARIENNE ALGERO-TUNISIENNE		ATLANTIQUE CENTRE et NORD	
Sénonien p.p., Maestrichtien et Eocène	carbonates, argiles et secondairement anhydrite		_____ ? _____ ? _____
Sénonien p.p.	série salifère et argilo-gypseuse épaisseur maximum : 1000 m.	Formation "Plantagenet"	argiles versicolores, à récurrence locale de faciès confinés à la base épais : jusqu'à 500 m.
Cénomaniens sup. — Turonien	calcaires planctoniques, marnes, parfois dolomie. 80 à 100 m.	Formation "Hatteras"	Evènement E <sub>2</sub>
Cénomaniens inf. — sup.	argiles et gypse environ 140 m.		alternances d'argiles vertes et d'argiles noires, euxiniques, non carbonatées — localement détritiques épaisseur maximum : 950 m.
Albien	S.W. "Albien gréseux" épais. max : 3 à 400 m. N.E. "Albo-Vraconien" carbonaté		Evènement E <sub>1</sub>
Aptien sup.	barre calcaire dolomitisée à traces d'évaporites environ 20 m. d'épaisseur		
Barrémien et Aptien p.p.	grès, conglomérats, argiles	Formation "Blake Bahamas"	alternances d'argiles silteuses, parfois lami- nées et de micrites. Epaisseur : 600 m.

Il faut rappeler (tableau) d'abord les grands ensembles faciologiques de la succession crétacée du Nord-Sahara (centre et nord-est du Sahara algérien, extrême sud tunisien) très comparables à ceux observés dans une partie importante des régions atlasiques (BUSSON 1970 et 1972). En Atlantique centre et nord, les séries crétacées seront évoquées en utilisant les formations initialement définies sur la marge nord-américaine et récemment généralisées dans tout le domaine, en particulier grâce aux études de DE GRACIANSKY et al. (1982). Ces travaux présentent l'avantage de se fonder sur un

effort de calage stratigraphique remarquable (étude de J. Sigal, C. Müller et A. Schaaf) et sur une analyse sédimentologique très fouillée. Au total, le tableau récapitule l'âge et le faciès des principales séries présentes dans les deux domaines considérés, fournissant les bases de l'argumentation qui va être développée dans cette note.

### **1. Les lagunes à gypse cénomaniennes de la plate-forme saharienne et du nord-ouest africain**

La partie inférieure et moyenne du Cénomaniens est caractérisée par la présence de bancs de sulfate de calcium (gypse ou anhydrite équivalente en profondeur) sur une énorme superficie. La petite carte schématique ci-jointe (fig. 1) indique que ces gypses existent depuis le nord de la Tripolitaine, vers l'est, jusqu'à la côte atlantique, vers l'ouest. Vers le sud, la limite que l'on peut cartographier au Tademaït, au Tinrhert occidental et surtout au Tinrhert oriental n'est souvent qu'une limite d'érosion: l'extension originelle était à coup sûr plus importante. Vers le nord, ces gypses sont connus en Tunisie, non seulement sur une partie du domaine saharien (jusqu'aux affleurements septentrionaux du Tebaga de Medenine et du Tebaga de Kebili, au sud du Chott Fedjedj), mais aussi dans la partie atlasique, par exemple dans la fosse de Gafsa. En Algérie atlasique, ces gypses apparaissent dans la région de Biskra, recouvrent une partie importante de l'Atlas saharien (Monts des Oulad Nail, des Amour, des Ksour), ainsi que des Hautes Plaines et des Hauts Plateaux. Au Maroc enfin, les mêmes gypses existent dans le même intervalle stratigraphique, aussi bien dans le vaste détroit séparant le Haut-Atlas de la Terre des Idrissides (CHOURBERT & FAURE-MURET 1960-1962) que sur la périphérie du Haut-Atlas, dans le sillon préafricain, etc. On retrouve cette même série gypseuse dans les affleurements côtiers réapparaissant au sud de l'Anti-Atlas dans la région d'El Aïoun-Tarfaya (au sud de la limite de la carte fig. 1).

Sur toute cette aire d'extension, la série cénomaniens qui admet ces gypses (ou l'anhydrite équivalente) ne reste pas évidemment identique à elle-même. Grâce au réseau de sondages et aux affleurements de la grande falaise tunisienne, il est possible de suivre et de décrire cette évolution géographique du nord vers le sud dans le domaine saharien. Les marnes et calcaires parfois fossilifères (Préalvéolines à la partie inférieure, Rotaliidés dans la partie supérieure) abondent dans les coupes les plus septentrionales, s'intercalant entre les grosses passées à anhydrite. Ces marnes et calcaires disparaissent progressivement vers le sud, le sud-ouest et l'ouest au profit d'argiles surtout rouges et de quelques bancs dolomitiques qui, seuls, subsistent par exemple dans les coupes du Tinrhert oriental. CHOURBERT & FAURE-MURET (1960-1962) schématisent une évolution homologue dans le domaine atlasique marocain, allant depuis des argiles et marnes vertes dans le nord à des argiles rouges, se chargeant parfois en détritiques au plus près du domaine saharien.

Eu égard à cette très vaste aire d'extension, l'épaisseur totale de cette formation d'argiles à gypse apparaît très régulière et très constante: autour de 140 m sur une superficie de plus de 300 000 km<sup>2</sup> pour la seule plate-forme sahariens d'Algérie. Les épaisseurs ne tendent à devenir réellement plus fortes que dans certaines parties des régions atlasiques. Cette relative constance des épaisseurs est un caractère remarquable par rapport aux séries mésozoïques ante-cénomaniens et surtout ante-albiens qui présentent souvent, même sur la plate-forme sahariens, des disparités de puissance importantes suivant les points considérés.

Les données quantitatives estimées naguère pour la réalisation de cartes de faciès (BUSSON 1970, pl. 44 et fig. 100) permettent d'évaluer, pour la seule partie sahariens algéro-tunisienne résiduelle – c'est-à-dire après érosion des marges –, le volume de ces gypses à 10 000 km<sup>3</sup>. Si l'on ajoute à ce domaine, l'aire cénomaniens de la Tripolitaine et celle des régions atlasiques, on doit arriver à un chiffre 2-3 fois plus fort, soit de l'ordre de 25 000 km<sup>3</sup>.

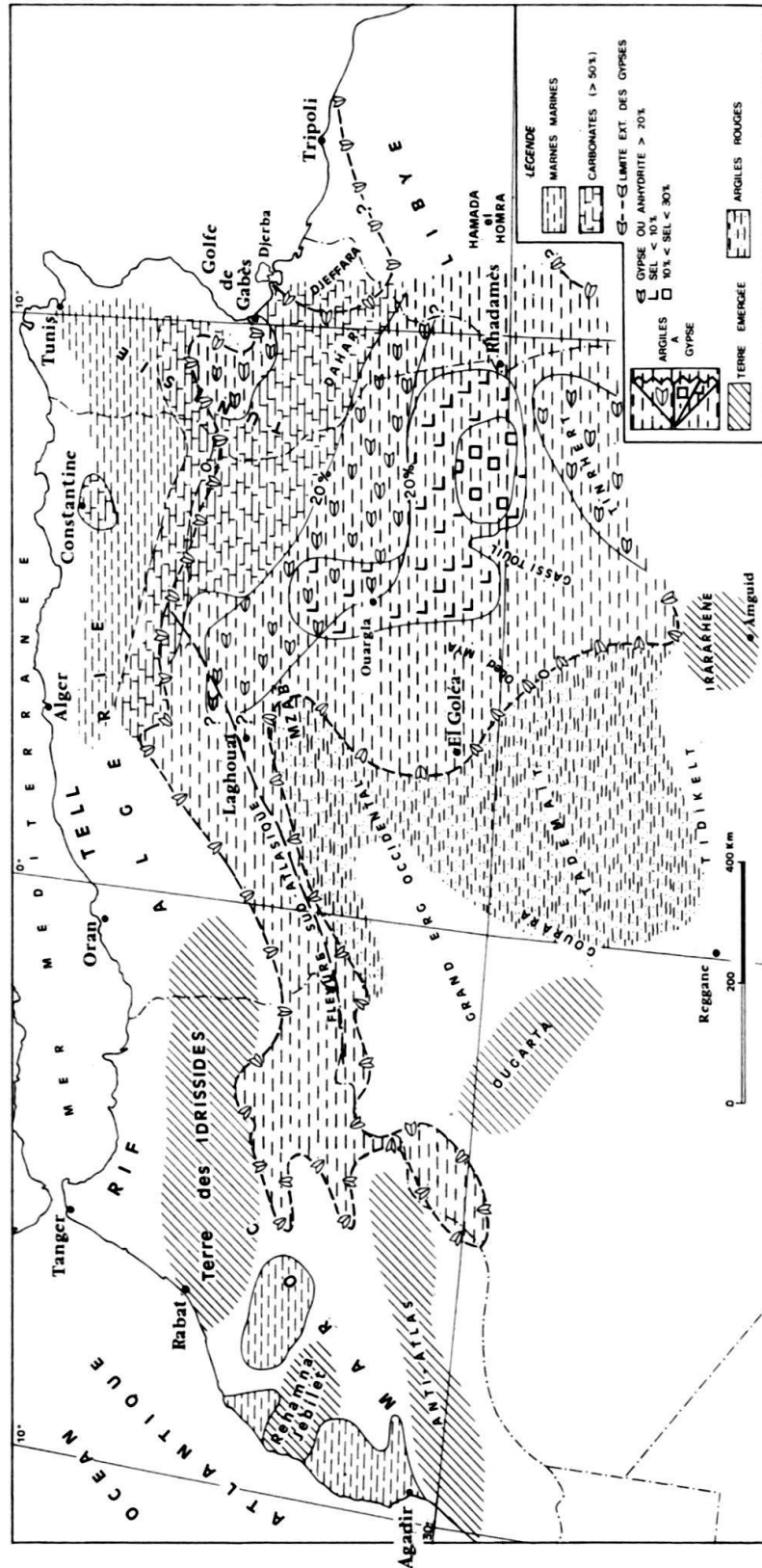


Fig. 1. Carte schématique des faciès du Cénomaniens inférieur-moyen (p.p.max.) du nord-est de la plate-forme saharienne et des régions atlasiques.  
 Sketch map of the early-middle Cenomanian facies (p.p.max.) of the northeast saharan platform and atlasic areas.

Rappelons que plusieurs observations<sup>2)</sup> établissent que ces gypses ont été déposés par des saumures marines. Or, dans une saumure marine, le chlorure de sodium se trouve 16,5 fois plus abondant que le sulfate de calcium hydraté. Cette estimation est en fait en poids et non pas en volume.

Or, les quantités de chlorure de sodium présentes sur la plate-forme saharienne ne sont pas le moins du monde dans ce rapport avec le volume de gypse. Les mêmes données quantitatives (BUSSON 1970, pl. 44 et fig. 101) permettent en effet d'estimer la quantité de sel gemme présente à 600 km<sup>3</sup>. Ces 600 km<sup>3</sup> de halite ont dû être déposés par des volumes totaux d'eau de mer qui ont auparavant engendré un volume de gypse que l'on peut estimer – en fonction du rapport des sels dissous dans l'eau de mer actuelle – à une quarantaine de km<sup>3</sup>. Ce chiffre est négligeable par rapport aux 25 000 km<sup>3</sup> de gypse estimés sur ce nord-ouest africain.

C'est-à-dire que ces 25 000 km<sup>3</sup> de gypse n'ont pratiquement pas leur contrepartie en sel gemme. Or, l'évaporation expérimentale de l'eau de mer établit que le volume de saumures restant après le dépôt de gypse (ou du moins de la plus grande partie du gypse) et avant le dépôt de la halite, est dans un ordre de grandeur environ 100 fois plus élevé que le volume de gypse qui vient d'être déposé. *Dans ces conditions, les 25 000 km<sup>3</sup> de gypse, sédimentés sur ce nord-ouest africain, se seraient traduits par 2,5 millions de km<sup>3</sup> de saumures salines, délestées du carbonate et du sulfate de calcium, mais encore chargées de la quasi-totalité du chlorure de sodium et des sulfates et chlorures potassiques et magnésiens.* Ces saumures ne semblent pas avoir reflué vers les régions atlasiques où l'on n'a jamais signalé de traces de confinement important, dont elles auraient pu être responsables et qui auraient pu se marquer soit sur la nature lithologique des successions, soit sur leur contenu faunistique. Il faut donc trouver où sont allés ces 2,5 millions de km<sup>3</sup> de saumures.

## 2. Les black-shales du Crétacé moyen de l'Atlantique centre et nord (fig. 2)

Dans ce domaine de l'Atlantique centre et nord, les faciès black-shales peuvent apparaître dans presque toute la série crétacée. Au-dessus d'un Jurassique parfois néritique, en tout cas peu profond, la présence ou la généralisation de ces faciès dans le Crétacé semble être à mettre en rapport avec un approfondissement des mers atlantiques dans cette période. Dès le début du Crétacé la subsidence l'aurait emporté sur le remplissage sédimentaire. Et les fosses ainsi créées se sont avérées des pièges efficaces pour la stratification du corps d'eau marin. On sait qu'un tel dispositif hydrologique est le phénomène le plus couramment invoqué pour rendre compte de couches riches en matière organique.

Mais l'on s'intéressera ici aux black-shales relativement riches en matière organique, évoqués dans l'introduction, localisés dans la formation Hatteras, dont l'âge irait de l'Aptien supérieur au Cénomaniens–Turonien. Cette formation Hatteras – en parti-

---

<sup>2)</sup> Parmi ces observations, il y a d'abord le fait que ces séries argilo-gypseuses passent toujours vers l'est, vers le nord et le nord-est, à des séries entièrement marines (cf. ci-dessus). Par ailleurs, ce Cénomaniens ne contient jamais les sels caractéristiques des paragenèses continentales (carbonate de soude par exemple). Enfin, il est connu que les bassins versants, exposés pendant ce Cénomaniens, n'offrent pas de gypse ou seulement fort peu.

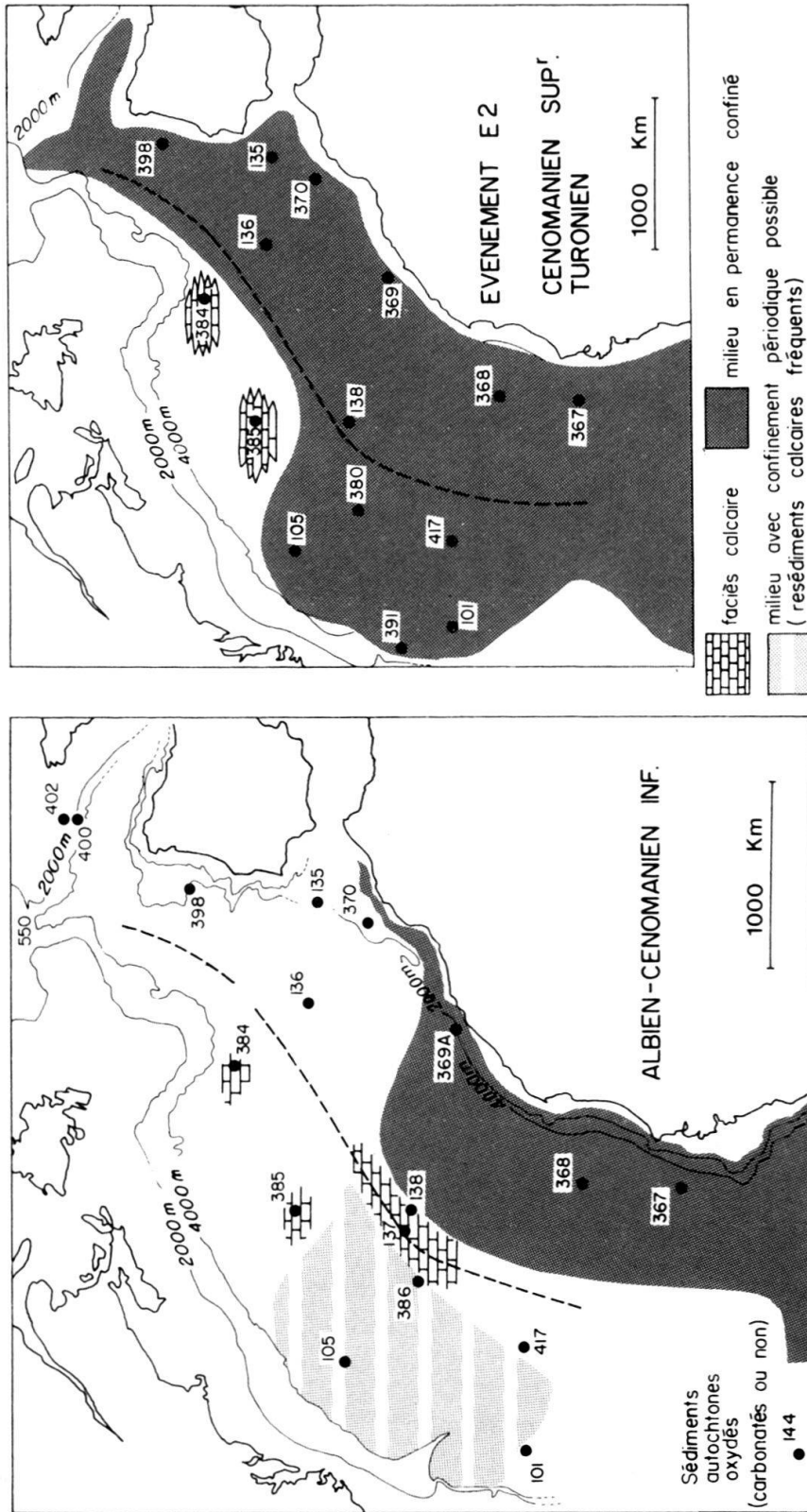


Fig. 2. Cartes de faciès de l'Albien-Cénomanien inférieur (à gauche) et du Cénomanien supérieur-Turonien (à droite) dans l'Atlantique centre et nord (d'après DE GRACIANSKY et al. 1982; la position des plaques étant due à J. L. Olivet).  
*Faciological maps of Albian-early Cenomanian (on left side) and of late Cenomanian-Turonian (on right side) in the northern and central Atlantic (from DE GRACIANSKY et al. 1982; plate position due to J. L. Olivet).*

culier à l'est de la ride médio-atlantique – se singularise, par rapport aux formations antérieures, par l'absence de fraction carbonatée, par l'alternance d'argiles vertes et d'argiles noires, par la présence fréquente de matière organique d'origine marine, autochtone et par des teneurs en cette matière organique exceptionnellement élevées. Ces teneurs tendent à augmenter de la base de la formation vers le sommet pour atteindre, dans les bancs condensés sommitaux, des valeurs de carbone organique oscillant entre 20 et 30%, ou même localement dépassant 30%.

On sait que la présence de telles couches riches en matière organique marine suppose l'existence et une certaine pérennité d'une tranche d'eau de fond dépourvue d'oxygène. Il s'agit de ce qui est couramment appelé «un événement anoxique océanique». On sait aussi que cette anoxie d'un corps d'eau de fond est en général provoquée par l'arrêt de tous mouvements de convection et de brassage, mouvements qui habituellement suffisent pour réoxygéner toute la tranche d'eau d'un bassin (BUSSON 1972). On sait enfin que les inhibitions à ces mouvements hydrodynamiques capables d'oxygéner toute la colonne d'eau sont normalement obtenues par l'installation en profondeur d'eaux plus denses que celles existant en surface.

Des auteurs (ROSSIGNOL-STRICK et al. 1982) ont émis l'hypothèse que cette stratification résultait de l'épandage d'une eau relativement dessalée, se superposant à une eau de mer normale. D'autres auteurs, et tout spécialement THIERSTEIN & BERGER (1978), ont interprété les black-shales du Crétacé moyen de l'Atlantique centre et nord par l'injection d'eaux hypersalines en provenance de l'Atlantique sud; plus précisément en provenance des accumulations salifères connues au large de l'Afrique et de l'Amérique équatoriale et sud-tropicale. Si cette présence d'eau profonde hypersaline apparaît la plus probable (cf. ci-dessous), par contre l'hypothèse de THIERSTEIN & BERGER (injection de saumures à partir des évaporites aptiennes de l'Atlantique sud) me semble se heurter à des objections importantes.

1. En effet, ce salifère aptien, bien connu sur les deux marges de l'Atlantique sud, grâce à réseau de sondages à terre et en mer relativement dense, est caractérisé, non seulement par l'importance du sel gemme, mais aussi par la présence fréquente de sels ultimes de la paragenèse marine. C'est ainsi que les sels potassiques sont suffisamment abondants pour avoir fait l'objet d'exploitation au Congo (LAMBERT 1967) et que divers sels tels que la tachyrite (WARDLAW & NICHOLLS 1972) ont été signalés dans cette accumulation évaporitique. Or, la précipitation de ces sels ultimes nécessite que les saumures résiduelles soient soumises à une évaporation extrêmement poussée, allant presque jusqu'à l'assèchement. Un tel effet ne saurait évidemment être obtenu si les saumures ont des possibilités de s'échapper du bassin.

2. Si les fuites de saumures, pendant la sédimentation de ce salifère aptien, apparaissent improbables, il est par contre possible que des dissolutions, plus ou moins importantes et plus ou moins tardives, aient affecté ce sel en différents points de son aire de dépôt. Et de telles dissolutions auraient pu alimenter en saumures denses, hypersalines, les fosses marines des parties sud et centre (voire même nord) de l'Atlantique en plein creusement. C'est une hypothèse qui ne peut être éliminée. Mais, a) elle cadre mal avec la pérennité, dans ces fosses atlantiques, des faciès euxiniques jusqu'au Turonien et surtout b) elle explique mal le maximum de ces faciès euxiniques à l'époque Cénomaniens moyen-supérieur-Turonien (événement E<sub>2</sub>).

La présence et le maintien d'eaux denses en profondeur dans ce très vaste domaine méritent donc de faire l'objet de nouvelles recherches.

### **3. Les relations éventuelles entre les lagunes à gypse de la plate-forme saharienne et les couches à matière organique des mers semi-fermées de l'Atlantique centre et nord**

On observe donc au Cénomaniens la *coexistence latérale* entre deux faciès de très vaste extension: lagunes à gypse sur la plate-forme saharienne et même sur les plates-

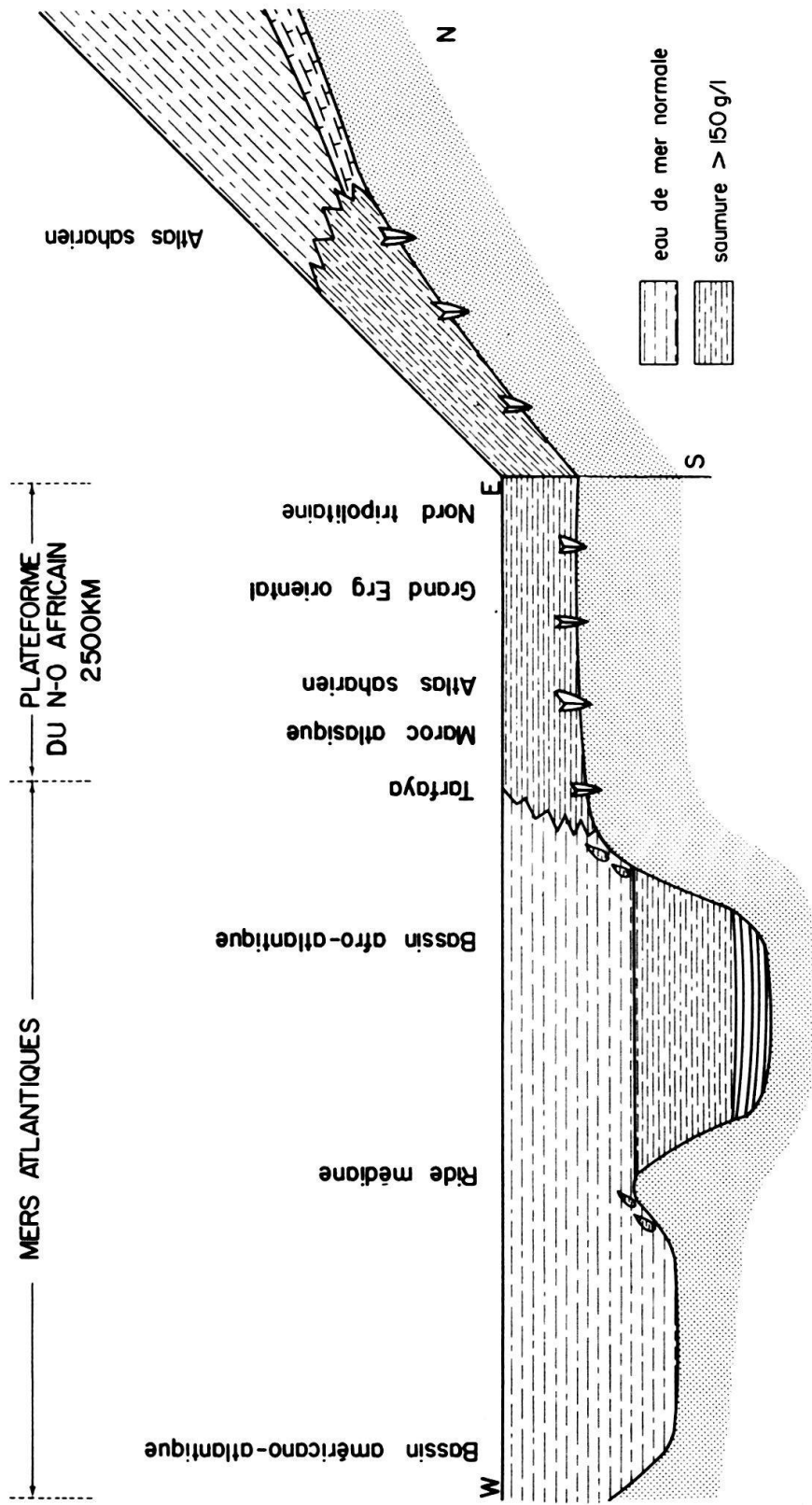


Fig. 3. Coupes schématiques montrant les relations au Cénomanién entre les régions téthysiennes et la plate-forme gypseuse africaine (coupe nord-sud) et entre cette dernière et les mers semi-fermées atlantiques (coupe est-ouest). La genèse des black-shales atlantiques est reliée aux saumures salines effluentes de la plate-forme gypseuse africaine.  
 Sketch maps showing the relations between the tethyan areas and the gypsoseous african platform (north-south cross section) and between this one and the semi-closed atlantic seas during Cenomanian (east-west cross section). The genesis of atlantic black shales is connected with the saline brines effluent from the African gypsoseous platform.

formes de tout le nord-ouest africain, d'une part, et, d'autre part, dépôts généralisés de couches à matière organique dans les mers semi-fermées de l'océan Atlantique du Crétacé moyen; faciès particulièrement développés, puis particulièrement durables dans celles de ces mers qui jouxtent le continent africain. C'est-à-dire qu'il y a coexistence latérale, et donc simultanée, entre un appareil évaporatoire pérenne ayant dû engendrer 2,5 millions de km<sup>3</sup> de saumures hypersalines sur les plates-formes africaines et des bassins immédiatement voisins, situés en contre-bas, dont les faciès anoxiques s'expliqueraient – mieux que par toute autre hypothèse – par la présence d'eau hypersaline en leur profondeur (fig. 3). Comment échapper à l'idée dès lors que ce sont ces saumures africaines qui sont responsables de cette anoxie profonde atlantique? Mais, à l'évidence, cette hypothèse soulève plusieurs objections que nous examinerons dans les paragraphes suivants.

Au préalable, il faut examiner ce que nous considérons comme *la zone charnière d'El Aïoun–Tarfaya* (côte africaine atlantique au sud de l'Oued Dra).

Les affleurements côtiers du Crétacé moyen de la région d'El Aïoun–Tarfaya (CHOURBERT et al. 1966, et EINSELE & WIEDMANN 1982) ont révélé un Cénomaniens remarquable par la présence simultanée d'intercalations gypseuses du «faciès africain» et de passées riches en matière organique du «faciès atlantique». Je discuterai, par ailleurs, de l'interprétation couramment donnée maintenant à ces couches à matière organique du Crétacé moyen de la côte du nord-ouest africain: interprétation faisant intervenir l'action de courants d'upwelling et des productivités organiques dont ils seraient responsables. Je remarquerai seulement ici que cette intrication ne s'oppose pas à l'hypothèse ci-dessus développées. Il est au contraire normal que la frontière séparant la plate-forme gypseuse du bassin suffisamment creusé pour contenir la lentille d'eau anoxique n'ait pu garder une fixité complète et totale pendant des millions d'années. Quand le domaine de la plate-forme l'a emporté – par exemple par une baisse de la pycnocline, surface supérieure de la lentille d'eau anoxique – les gypses ont pu envahir la région d'El Aïoun–Tarfaya. Au contraire, quand, sous l'effet d'une subsidence légèrement accrue ou d'une légère remontée de cette pycnocline, cette région frontière s'est trouvée recouverte par le système à deux corps d'eau superposés, la sédimentation de couches à matière organique s'y est réinstallée. Ainsi, dans la zone d'affrontement des deux faciès, d'inévitables déplacements latéraux des leurs frontières communes, tout au long des temps cénomaniens, suffisent à rendre compte de l'alternance verticale observée.

#### 4. Le démarrage des faciès black-shales dès l'Aptien supérieur

C'est en effet, avons-nous rappelé ci-dessus, l'événement E<sub>1</sub> qui marque le début des faciès black-shales généralisés. Or, celui-ci date de l'Aptien supérieur et non point, comme les gypses crétacés du nord-ouest africain, du Cénomaniens. Il en résulte une difficulté pour interpréter ces faciès black-shales atlantiques comme le résultat de l'écoulement au fond des mers correspondantes des saumures effluentes à partir des lagunes gypseuses. Mais cette non-concordance elle-même va révéler une autre coïncidence qui peut difficilement être fortuite: *la période Aptien supérieur–Turonien correspond en effet strictement à la fois aux black-shales atlantiques et, en même temps, aux faciès marins transgressifs, de très vaste extension sur la plate-forme saharienne. De cette coïncidence, on pouvait déjà conclure que les faciès black-shales atlantiques étaient grosso modo contemporains, non pas primordialement des lagunes à gypse, mais des faciès marins transgressifs, extensifs sur ce nord-ouest africain*<sup>3</sup>).

<sup>3</sup>) JENKINS (1980), soulignant déjà une certaine contemporanéité entre les pics de transgressions et la généralisation des faciès anoxiques, a proposé une interprétation de cette concordance qui ne me paraît pas pouvoir être retenue. La discussion de cette interprétation sera développée dans une note en préparation sur les modalités des grandes transgressions et régressions.

Pour revenir au point de départ du phénomène, il faut rappeler que la transgression aptienne s'est concrétisée sur la plate-forme saharienne par une dalle carbonatée d'épaisseur très faible, eu égard à son aire d'extension: l'aire contenue entre les isopaques 20 et 30 m couvre plus de 600 000 km<sup>2</sup> sur la seule partie du nord-est algérien. En outre, cette «barre aptienne» est très généralement dolomitisée. Et, enfin, de très nombreuses coupes de sondage y signalent la présence de témoins anhydritiques. En présence d'une dolomitisation d'une telle extension, il paraît difficile de n'invoquer que des phénomènes de contact (effet Dorag, contact eau douce–eau salée). Il semble indispensable d'invoquer l'action d'une nappe de saumure dolomitisante riche en Mg et parallèlement en Na, Cl, etc.

Bref, cette saumure et le phénomène de dolomitisation qui en serait le témoignage, attestent que nous sommes là en présence d'un domaine qui mérite d'être qualifié de «mésohalin» (cf. KIRKLAND & EVANS 1981) plutôt que de marin franc. Ce domaine mésohalin peut être défini comme celui qui correspond à des salinités plus élevées que celle de l'eau de mer normale, mais inférieures au seuil de précipitation du gypse (environ 150 g/l), minéral dont il n'existe pas d'accumulation massive dans ces sédiments aptiens. On conçoit que cet environnement mésohalin se soit déjà accompagné d'une production, pouvant être fort importante, de saumures salines. Reste à imaginer comment de telles saumures aptiennes, engendrées sur les régions sahariennes, algériennes, tunisiennes et libyennes et sur certaines aires adjacentes d'Algérie et de Tunisie atlantiques et du Maroc, ont pu s'écouler dans les mers atlantiques.

La paléogéographie de ces époques sur l'Afrique du Nord n'est pas connue dans le détail, mais les relations qui seraient nécessaires, apparaissent à l'Aptien moins larges et moins évidentes qu'elles ne le sont au Cénomaniens. Sans sous-estimer cette objection, l'importance très générale de cette transgression marine aptienne sur les plates-formes cratoniques, ou au moins sur leurs bordures, incline à penser qu'il puisse y avoir là effectivement une source de saumures très importante pour les mers atlantiques semi-fermées voisines.

En fait, il n'y aurait donc pas une simple coïncidence entre des transgressions carbonatées sur les plates-formes épicontinentales et des faciès black-shales au fond des mers semi-fermées d'un domaine atlantique en voie de creusement, mais un véritable enchaînement latéral de faciès. On est amené à penser que ces transgressions épicontinentales pelliculaires sur les plates-formes créaient des appareils évaporatoires d'une efficacité exceptionnelle. A volume d'évaporation égal, l'augmentation de salinité qui en résulte, dépend évidemment du volume d'eau sur lequel joue l'évaporation et, par conséquent, est une fonction directe de l'épaisseur de la tranche d'eau. Et ce sont ces appareils évaporatoires qui ont pu constituer la source des saumures responsables de l'anoxie atlantique. Les enchaînements étant ainsi interprétés, le Cénomaniens gypseux ne serait que l'apogée du phénomène. Il aurait surtout été, par les gypses très visibles qu'il nous a laissés, le phénomène qui nous a permis de comprendre cet enchaînement et ces relations. Si l'évaporation sur les plates-formes était restée au stade du mésohalin – stade tellement plus discret et d'interprétation tellement plus malaisée –, nous n'aurions peut-être jamais compris ces mécanismes.

Soulignons qu'il est cohérent avec cette explication que, dans cet intervalle Aptien supérieur–Turonien, les black-shales deviennent plus riches en matière organique dans le haut de l'intervalle, en particulier au Cénomaniens. Les lagunes gypseuses voisines

ont dû avoir plus d'efficacité dans la production de saumures effluentes qui s'écoulaient dans les réceptacles voisins, que le mésohalin de l'Aptien supérieur, de l'Albo-Vraconien, etc.

### **5. La persistance des black-shales atlantiques au Cénomaniens supérieur–Turonien par rapport aux événements africains**

On sait en effet que, sur la plate-forme saharienne et sur une bonne partie du nord-ouest africain, le Cénomaniens supérieur et le Turonien correspondent à des dépôts marins francs incluant même, dans une grande partie du domaine, des microfauces pélagiques. Il ne s'agit donc plus a priori d'appareils évaporatoires et il peut donc sembler contradictoire avec notre hypothèse que le Cénomaniens supérieur–Turonien puisse représenter, en Atlantique, les étages à la fois les plus condensés et les plus riches en matière organique. Deux explications, complémentaires, permettent de surmonter cette difficulté.

1. Si la plate-forme évaporatoire africaine a cessé de fonctionner approximativement au passage Cénomaniens moyen–Cénomaniens supérieur, il apparaît probable que les masses d'eau hypersalines accumulées au fond des mers atlantiques ne pouvaient se résorber rapidement. Il ne paraît pas impensable que cette résorption ait pu demander même des temps géologiques.

2. Par contre, la transgression marine du Cénomaniens supérieur–Turonien a pu considérablement déborder l'aire d'expansion des lagunes à gypses. Un voile de sédiments marins est venu recouvrir et sceller les régions qui jusqu'alors avaient assuré l'alimentation des bassins sédimentaires en particules détritiques, spécialement en phylites argileuses (BUSSON 1972, fig. XII-3). Il est probable que ce tarissement à la source des apports détritiques, même les plus fins, peut rendre compte de l'extrême amincissement, de l'extrême condensation du Cénomaniens supérieur–Turonien des régions atlantiques. La richesse exceptionnelle de ces étages en matière organique ne proviendrait peut-être donc pas d'une anoxie plus poussée qu'auparavant, phénomène qui correspondrait mal à notre hypothèse sur l'origine de cette anoxie atlantique. Elle pourrait seulement provenir du fait que la matière organique produite par les organismes planctoniques de la tranche d'eau de surface y aurait été moins diluée par les apports détritiques (désormais presque inexistantes) que dans les époques précédentes.

### **6. Les rapports avec l'Atlantique sud**

On sait que les faciès black-shales, témoignant du confinement le plus poussé et le plus continu, apparaissent en fait dans l'Atlantique sud. Ce fait est-il contradictoire avec le rôle de saumures sahariennes dans la genèse des black-shales de l'Atlantique centre et nord? Deux types d'arguments permettent de répondre à cette difficulté.

1. Le fait que l'Atlantique s'est ouvert au Mésozoïque, d'abord vers le nord (Téthys) et vers l'extrême sud (régions de Rio Grande et Walwis Ridge), suffit pour expliquer que le confinement le plus marqué – quelle qu'en soit l'origine – se soit localisé dans ce fond de cul-de-sac que représentait l'Atlantique sud. Soulignons en tout cas que l'hypothèse présentée ici n'est pas plus improbable que celle qui consiste à rendre

compte de tout le confinement de l'Atlantique (sud, centre et nord) par des injections de saumures à partir du salifère aptien de l'Atlantique sud.

2. Les faciès de plate-forme africaine considérés dans cette note ont surtout été ceux du nord de la plate-forme saharienne où l'on dispose de données chiffrées (par exemple, cubage approximatif des gypses). Mais, en fait, des faciès tels que ceux des gypses cénomaniens s'étendent à d'autres aires de superficie considérable dans le nord-ouest africain (exemple, Tanezrouft, bassin des Iullemeden, etc.). Et ces concentrations gypseuses, également dépourvues de quantités très importantes de sel gemme, ont pu engendrer les mêmes saumures et avoir donc les mêmes conséquences secondaires que celles du Nord-Sahara, par exemple dans le golfe de Guinée.

### **7. La formation Plantagenet de l'Atlantique et le Sénonien régressif de la plate-forme saharienne**

Dans l'Atlantique centre et nord, la formation Plantagenet, située au-dessus de l'événement E<sub>2</sub>, correspond grosso modo à du Sénonien. Elle coïncide, en général, avec un retour parfois brutal à des conditions oxydantes, sous la forme en particulier d'argiles versicolores. Elle témoigne aussi d'une uniformisation des paragenèses minérales dans le domaine considéré.

Pendant le même étage Sénonien, sur la plate-forme saharienne et sur une partie des régions atlasiques voisines, on observe le retour à des faciès régressifs. En ce qui concerne les affleurements de la périphérie des bassins (tels que celui du Grand Erg Oriental), on observe en effet au-dessus des faciès carbonatés, attribués au Turonien, une succession d'argiles rouges et de bancs gypseux. Ces argiles rouges à gypse sénoniennes existent ainsi sur le Dahar tunisien, sur les confins septentrionaux de la Hamada El Homra (Formation Gasr Tigrinna auct.), sur la Hamada de Tinrhert, le Tademait, le Mzab, une partie de l'Atlas saharien, une partie du Maroc atlasique, etc. A l'évidence, on ne saurait éviter le rapprochement avec le Cénomaniens argilo-gypseux de la plate-forme saharienne, rapprochement qui aboutit à la question fondamentale suivante. Dans la mesure où on impute les faciès black-shales atlantiques aux saumures effluant des appareils évaporatoires du nord-ouest africain, pourquoi les faciès évaporitiques du Sénonien africain sont, quant à eux, contemporains au contraire d'un retour aux faciès oxydés, versicolores, dans les fosses atlantiques?

La réponse à cette objection, capitale, existe cependant et va même déboucher sur un concept que je considère comme très fructueux. En fait, l'analogie entre les argiles à gypse du Sénonien et celles du Cénomaniens n'est réelle que si l'on s'en tient à l'observation de ces zones marginales que sont les aires d'affleurement. Les données de sondage établissent, au contraire, que les bassins sahariens sont aussi riches en halite pendant l'époque sénonienne qu'ils étaient pauvres en ce sel au Cénomaniens. C'est ainsi que dans une immense aire (200 000 km<sup>2</sup>), couvrant la plus grande partie du Grand Erg oriental et venant jusque sous le Tademait et le Tinrhert occidental, on trouve du sel gemme sénonien dont l'épaisseur peut dépasser 100 m. A l'ouest et au nord-ouest, la région de Béchar a révélé un bassin salifère sénonien dont l'épaisseur peut approcher le millier de mètres et qui s'étend à la partie orientale du sillon préafricain marocain et dont un prolongement existerait dans les Kem-Kem. Bref, à l'homogénéité des épaisseurs qui coïncidait au Cénomaniens avec la seule existence de gypse (cf. ci-dessus, §1),

*succède au Sénonien une beaucoup plus grande diversité des puissances, coïncidant alors avec d'épaisses séries halitiques.* Cela entraîne qu'au Sénonien – contrairement au Cénomaniens – ce nord-ouest africain n'a pas dû émettre de saumures effluentes. La morphologie des bassins à cette époque s'avérait au contraire favorable à un piégeage de tout le stock salin dans des bassins très fortement creusés.

Il ne fait pas de doute que cette observation confirme l'hypothèse présentée ici et va même permettre d'en proposer la généralisation.

### **8. Le maintien du faciès black-shales euxinique dans les mers semi-fermées de l'Atlantique crétacé**

E. BROSE (in DE GRACIANSKY et al. 1982) rappelle que, après l'événement E<sub>2</sub>, dans le bassin occidental (entre la ride des Bermudes et la marge américaine), les arrivées d'eaux oxydantes venaient de l'ouest, du Pacifique et que, dans le bassin oriental, ces conditions oxydantes progressaient du nord au sud. On sait en effet que dans la partie sud du bassin oriental, c'est-à-dire entre la marge africaine, la ride et les Canaries (sites 367, 368), le faciès confiné euxinique est resté bien représenté jusque dans le Coniacien. L'accent ainsi mis sur le rôle oxydant des circulations d'eau en relation avec le Pacifique n'a pas à être mis en doute. Mais, soulignons que l'origine partiellement africaine des faciès black-shales atlantiques s'accommodera parfaitement des mêmes faits. Dans la mesure, en effet, où les saumures salines, favorables au développement de ces faciès, provenaient du nord-ouest du continent africain, il est normal que leur influence se soit perpétuée le plus tard dans le bassin des Canaries et qu'elles aient été, au contraire, plus précocement éliminées dans des fosses plus distales, à savoir le nord du bassin oriental et le bassin occidental.

### **Conclusions**

1. Les séries crétacées sahariennes et nord-africaines ont pu être comparées aux séries homologues de l'Atlantique centre et nord désormais reconnues par un réseau de forages important et stratigraphiquement bien datées. La comparaison met en lumière trois coïncidences. a) Au Cénomaniens inférieur–moyen d'immenses lagunes à gypse sur le nord-ouest africain, productrices de millions de km<sup>3</sup> de saumures salines, sont synchrones du début des couches les plus riches en matière organique marine de l'Atlantique. b) A l'Aptien et pendant une partie des temps albiens, les mers épicontinentales nord-africaines, pelliculaires, à dépôts extensifs dolomités, ont dû également produire des saumures salines. Or, elles coïncident avec le tout début et le maintien des faciès black-shales, relativement généralisés, de la formation Hatteras en Atlantique. c) Enfin, le retour des conditions oxydantes en Atlantique (Sénonien de la formation Plantagenet) est grosso modo contemporain, sur la plate-forme africaine, d'épisodes à sel gemme qui, piégeant l'intégralité du stock salin, ne devaient pas a priori exporter de saumures salines dans les réceptacles atlantiques voisins.

Ces relations hypothétiques trouvent une confirmation dans l'existence d'autres coïncidences. Il en est ainsi de la contemporanéité entre les grès albiens africains – intercalés entre carbonates aptiens et albo-vraconiens – et une certaine recrudescence

des apports argilo-quartzeux, à la même époque, dans les séries atlantiques du large africain et en particulier marocain.

2. Dans cette note, il n'a pas été envisagé l'interprétation de la cyclicité fondamentale (DE GRACIANSKY et al. 1982, et ROSSIGNOL-STRICK et al. 1982) de la formation Hatteras. Le grand nombre d'études analytiques dont ces cycles ont fait l'objet, n'a pas abouti pour l'instant à la définition d'un mécanisme génétique bien clair et adopté par l'ensemble des chercheurs. L'interprétation des données déjà rassemblées et la définition de nouveaux programmes analytiques pourront peut-être améliorées par la prise en compte d'un mécanisme général responsable du confinement: eaux hypersalines en provenance du craton africain.

3. En généralisant les observations présentées ci-dessus, il apparaît que deux types de bassins salins devraient être radicalement distingués. Il y aurait, d'une part, des bassins salins *accomplis* où tout le stock salin, ou du moins le gypse et le sel gemme, se trouve piégé à l'intérieur du bassin et qui donc n'ont pas dû envoyer de saumures effluentes dans les fosses qui ont pu les jouxter. Dans ce cas, même s'il s'agit de grandes époques évaporitiques, elles ont toute chance d'être contemporaines d'un faible développement des faciès à matière organique dans les fosses voisines. Au contraire, les bassins salins *avortés* – il faudrait peut-être mieux dire les plate-formes salines avortées –, dans la mesure où ils sont de très grande taille, ont dû produire de grandes quantités de saumures effluentes. Dès lors qu'à proximité de telles plates-formes salines se présentaient des bassins semi-fermés pouvant se comporter en réceptacles à l'égard de ces saumures effluentes, il y a toute chance pour que se soient créés des bassins riches en matière organique. On peut penser qu'un tel concept sera susceptible d'applications en d'autres zones que sur le couple bassin saharien–bassin atlantique centre et nord et pour des périodes autres que le Crétacé moyen–supérieur.

### Remerciements

Le présent travail n'a pu être mené à bien que grâce à l'assistance permanente, à l'efficacité et au dévouement de Mlles M. M. Valleron et A. Cornée, auxquelles j'exprime toute ma reconnaissance. Madame E. Cambreleng et Monsieur P. Gaulier ont réalisé les illustrations et je les en remercie. Des échanges de vue sur des sujets en liaison avec le thème de cette note, en particulier avec Mlle D. Noël et avec M. J. G. Breheret, m'ont aidé à mieux interpréter certains de ces faciès. M. J. Mangin a bien voulu lire sur cassette d'innombrables textes dont j'ai pu ainsi prendre connaissance malgré ma cécité. Je l'en remercie sincèrement. Les moyens apportés par la RCP 459, puis le GRECO 52, ont été déterminants pendant la réalisation du présent travail.

Une partie de la présente note a fait l'objet d'un exposé oral à la réunion sur les «Bassins sédimentaires africains» (Marseille, 7 mars 1983) et je remercie les organisateurs de cette réunion. Un premier projet de manuscrit, déposé le mois suivant à la Société Géologique de France, a reçu certaines suggestions dont j'ai tenu compte pour la mise au point du présent texte.

### BIBLIOGRAPHIE

- BUSSON, G. (1970): Le Mésozoïque saharien. 2e partie: Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. – Publ. Cent. Rech. Zones arides (CNRS), Paris, sér. Géol. no 11, 2 vol. (I et II).  
 — (1972): Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. – Mém. Mus. natl. Hist. nat. (Paris) sér. C, 26.  
 — (1982): Le Trias comme période salifère. – Geol. Rdsch. 71/3, 857–880.  
 CHUBERT, G., & FAURE-MURET, A. (1960–1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. – Mém. h.s. Soc. géol. France (Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot) 1, 447–527.

- CHOUBERT, G., FAURE-MURET, A., & HOTTINGER, L. (1966): Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya. In: Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 175/1 (stratigraphie), 7–106.
- EINSELE, G., & WIEDMANN, J. (1982): Turonian Black shales in the Moroccan coastal Basins: First upwelling in the Atlantic Ocean? In: VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M., & SEIBOLD, E. (Ed.): Geology of the Northwest African Continental Margin (p. 396–414). – Springer, Berlin.
- GRACIANSKY, P. C. DE, BROSSE, E., DEROO, G., et al. (1982): Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique nord et leur matière organique: paléogéographie et milieux de dépôt. – Rev. Inst. franç. Pétrole 37/3, 275–335.
- JENKYN, H. C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. – J. geol. Soc. (London) 137, 171–188.
- KIRKLAND, D. W., & EVANS, R. (1981): Source rock potential of evaporitic environment. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 65/2, 181–190.
- LAMBERT, R. (1967): Esquisse géologique du bassin potassique congolais. – Ann. Mines, p. 13–26.
- ROSSIGNOL-STRICK, M., NESTEROFF, W., OLIVE, P., & VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1982): After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. – Nature (London). 295, 105–110.
- THIERSTEIN, H. R., & BERGER, W. H. (1978): Injection events in ocean history. – Nature (London) 276, 461–466.
- WARDLAW, N. C., & NICHOLLS, G. D. (1972): Cretaceous evaporites of Brazil and West Africa and their bearing on the theory of continent separation. – 24th Int. Geol. Congr., Montréal, sect. 6, p. 43–55.

