

Cycles clair-sombre des Terres Noires oxfordiennes de la région de Buis-les-Baronnies (Drôme, France S-E): influence climatique sur la sédimentation de la matière organique

Nicolas-Pierre Tribovillard

▶ **To cite this version:**

Nicolas-Pierre Tribovillard. Cycles clair-sombre des Terres Noires oxfordiennes de la région de Buis-les-Baronnies (Drôme, France S-E): influence climatique sur la sédimentation de la matière organique. 1987, pp.173-178. insu-00514825

HAL Id: insu-00514825
https://insu.hal.science/insu-00514825

Submitted on 3 Sep 2010

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

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

CYCLES CLAIR-SOMBRE DES TERRES NOIRES OXFORDIENNES DE LA REGION DE BUIS-LES-BARONNIES (DROME, FRANCE S-E) : INFLUENCE CLIMATIQUE SUR LA SEDIMENTATION DE LA MATIERE ORGANIQUE

Nicolas - Pierre TRIBOVILLARD *

Résumé : le membre supérieur des Terres Noires présente un rubanement de bandes de couleurs décomposable en cycles successifs ; chaque cycle comprend une bande sombre et une bande claire. Ce rubanement est corrélé sur une grande partie du bassin dauphinois. Il traduit deux périodicités estimées à 100 000 et 400 000 ans. L'étude de la matière organique, de la granulométrie et de la chimie minérale du sédiment fait penser que ces cycles sont d'origine climatique. Par ailleurs, une évolution du chimisme du milieu est notée à l'Oxfordien inférieur.

Abstract : The upper member of the "Terres noires" Formation (Lower Callovian through Middle Oxfordian) shows horizontal colour stripes alternatively dark and light. The member is organized in successive cycles, each of them corresponds to a dark and light couplet.This banding is correlated all over a large part of Bassin Dauphinois. It discloses two periodicities which are estimated to 100 000 and 400 000 years. The observation of organic matter content, grain-size distribution and mineral chemistery evidences the cycles could have been climatically induced. At last, the chemistery of depositional environment varied through the Early Oxfordian.

INTRODUCTION. - Dans le bassin dauphinois, le membre supérieur des Terres Noires (Callovien inférieur à Oxfordien moyen) se compose d'un ensemble de marnes plus ou moins argileuses, d'une puissance d'environ 1000 m. Ces dépôts sont caractérisés (sauf leur tiers inférieur) par une superposition de bandes d'épaisseur pluridécimétrique à métrique, de couleur alternativement gris-sombre bleuté et gris plus clair.

Le but de ce travail est de caractériser minéralogiquement, géochimiquement et biologiquement ce rubanement et d'en proposer un modèle génétique.

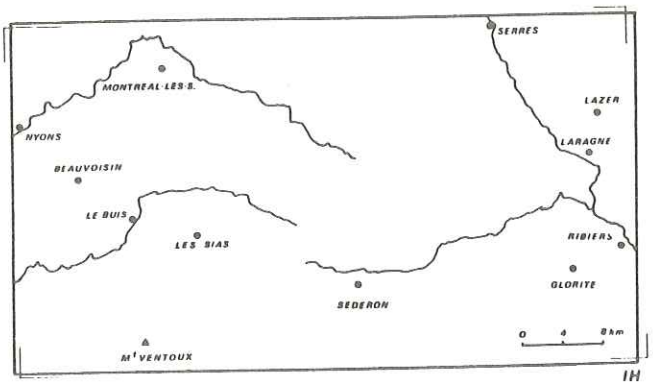
1. - LE RUBANEMENT DANS L'ESPACE. - Pour corréler ce rubanement d'un affleurement à l'autre, en l'absence de tout autre repère lithologique, la méthode des cyclogrammes a été utilisée (fig. 1). Le membre supérieur des Terres Noires est décomposé en cycles superposés, chacun comprenant par convention une bande sombre surmontée d'une claire. Les cycles successifs peuvent être suivis horizontalement sur une aire d'environ 1 500 km^2 (fig. 1).

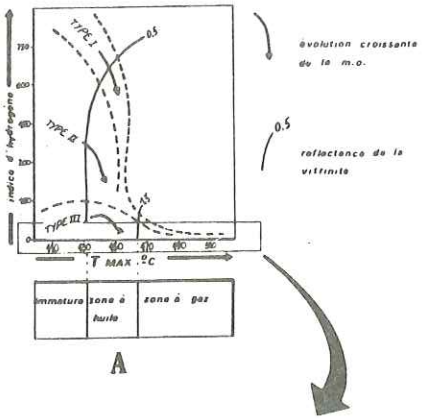
2. - LE RUBANEMENT ET LE TEMPS. - En deux coupes peu affectées par la tectonique, à Montréal-les-Sources et à Glorite (fig. 1), tous les cycles visibles ont été comptés et leur total extrapolé à l'ensemble du membre supérieur des Terres Noires ; le nouvau chiffre extrapolé a été rapporté à l'échelle des temps d'Odin & Kennedy (1982). Les résultats obtenus grâce à ces deux coupes sont cohérents : les cycles clair - sombre ont une durée approximative estimée à 100 000 ans, ce qui est aussi la période des variations de l'excentricité de l'orbite terrestre (Berger, 1984). Avec d'autres échelles stratigraphiques, les durées obtenues peuvent être légèrement différentes (Tribovillard, sous presse).

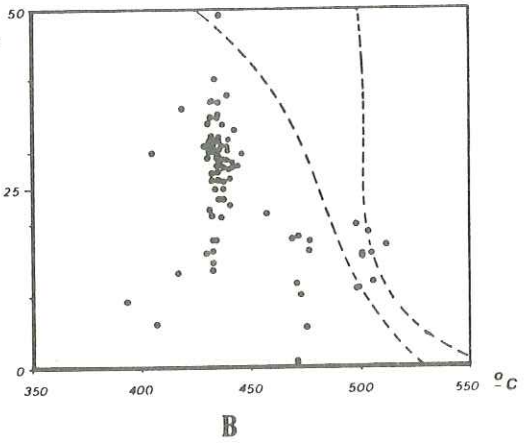
3. -GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS. - Des échantillons ont été prélevés tous les 20 cm sur une trentaine de mètres dans les marnes oxfordiennes de Beauvoisin, près de Buis-les Baronnies (fig. 1). L'analyse montre que :

* la fraction du sédiment de taille supérieure à 63 microns est constituée de débris de coquilles de bivalves ou de squelettes d'échinodermes, de tests de microfossiles, de fragments de filonnets de calcite, de terriers pyritisés entiers ou non, ramifiés ou tubulaires, de concrétions pyriteuses globuleuses ou enfin de grains de quartz, de taille surtout comprise entre 63 et 100 microns.
* la fraction de taille inférieure à 63 microns est constituée essentiellement de minéraux argileux et de grains de quartz.

(*) Centre des Sciences de la Terre, Université Lyon 1, F-69622 Villeurbanne cedex







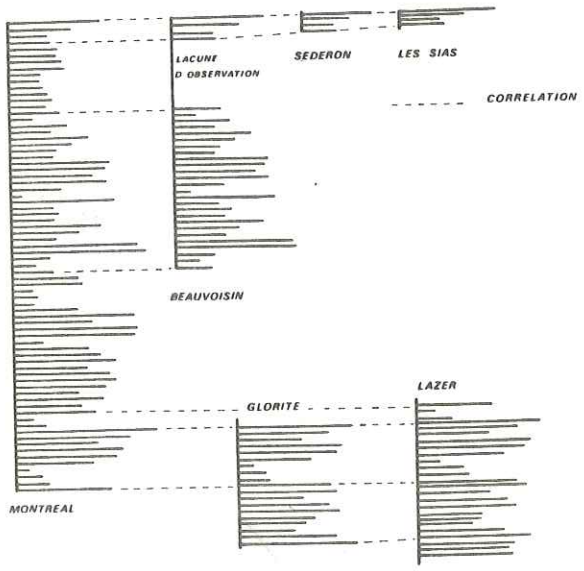


Figure 1 : Localisation des coupes etudiees et correlations grace aux cyclogrammes. Les cycles successifs selon la verticale sont schematises par des traits horizontaux equidistants les uns des autres ; la longueur des traits est proportionnelle a l'épaisseur des cycles correspondants. Les correlations lithostratigraphiques sont etablies entre les differentes coupes d'après des similitudes dans l'evolution de l'epaisseur des cycles.

Figure 2 : Diagramme de caractérisation de la matière organique (M.O.). L'indice d'hydrogène (IH) est en milligramme d'hydrocarbures par gramme de carbone organique total (mg HC / g TOC). La température maximale de craquage de la matière organique résiduelle (T°max) est en degrés Celsius. A - Schema général. B - Repartitition des échantillons etudiés.

Les caractères granulométriques du sédiment sont totalement indépendants de son agencement cyclique. En particulier, les paramètres tels que médiane, quartiles, asymétrie ou indice de tri varient peu verticalement. Les courbes granulométriques ne permettent en aucun cas de distinguer les marnes claires des sombres. L'allure des courbes cummulatives montre, selon les critères définis par Rivière (1957), que le dépôt du sédiment résulterait d'une décantation en milieu calme. Par ailleurs, les quelques figures sédimentaires observées montrent que les courants de fond n'étaient pas puissants.

4. - LA MATIERE ORGANIQUE. - 75 pyrolyses Rock Eval ont été effectuées à l'I.F.P. sur les échantillons de la coupe de référence (Beauvoisin, près de Buis - les - Baronnies). La teneur en carbone organique total (COT) varie entre 0,5 et 1,50 %, les températures maximales de craquage de la matière organique résiduelle (Tmax moyen = 540°C) et les indices d'hydrogène (IH moyen = 50) situent la matière organique fossile dans le domaine III d'un diagramme dérivé de celui de Van Krevelen (fig. 2), c'est-à-dire dans le domaine caractéristique de la matière organique continentale, voire résiduelle (Espitalié, 1984). Les valeurs assez faibles des IH suggèrent que cette matière organique a été oxydée.

L'étude optique des palynofaciès montre que les produits organiques consistent en des dinoflagellés et des acritarches, des grains de pollen mal conservés et des baguettes ligneuses abondantes. Cette composition confirme le comportement de lignée III que présente cette matière organique. La couleur jaune clair des dinoflagellés traduit une diadenèse modérée, correspondant à un pouvoir réflecteur de la vitrinite de 0,7 %, environ.

Enfin, les kérogènes extraits ont subi une analyse isotopique et une spectroscopie au rayonnement infra-rouge.

Comparaison entre les bandes claires et les sombres.

* Les bandes sombres sont statistiquement plus riches en carbone organique que leurs homologues claires.
* Les kérogènes issus des bandes claires ont un $\delta^{13}C$ supérieur à celui des autres kérogènes (-19 contre -21 °/oo). Cela peut s'expliquer par le fait que les marnes sombres contiendraient plus de matière organique continentale, plus légère isotopiquement que celle d'origine marine (Pilot, 1976).
* Les spectres infra-rouge montrent que les kérogènes issus des bandes claires ont d'avantage de liaisons oxygénées que les autres, cela peut signifier que les premiers ont subi une oxydation plus poussée (N. Lafage, communication personnelle).

Ainsi, la matière organique contenue est d'origine mixte et a subi une certaine oxydation. Elle est plus abondante et peut-être plus nettement continentale dans les marnes sombres que dans les claires, où elle est plus oxydée.

5. - MISE EN EVIDENCE DE CYCLES DE SECOND ORDRE. - Pour la teneur en carbone organique total, un lissage de la courbe de répartition verticale a été obtenu en groupant les échantillons successifs quatre par quatre, sans tenir compte de la couleur des marnes et en reportant sur la nouvelle courbe la moyenne des teneurs en carbone. La courbe ainsi obtenue fait apparaître des cycles de second ordre, groupant quatre cycles unitaires clair-sombre en moyenne (Tribovillard & Ducreux, 1986). Ces cycles de second ordre ont donc une durée approximative de 400 000 ans.

6 - LES ORIGINES POSSIBLES DU RUBANEMENT.

a.- **Mise en place gravitaire.** La successsion des cycles pourrait résulter de la superposition de turbidites distales mais l'invariance des paramètres granulométriques évoquée plus haut écarte toute hypothèse exclusivement gravitaire de ces cycles.

b.- **Origine diagénétique.** Les différences entre les deux lithologies (claire et sombre) restent ténues malgré les oppositions mises en évidence : les compositions géochimiques et minéralogiques, les taux de carbonates et la granulométrie varient peu. Les rapports géochimiques mettant en évidence la diagenèse (Sr/Ca mesurés sur phase carbonatée) ne montrent pas de différence entre le clair et le sombre. Les coccolithes n'exhibent aucune trace de corrosion. Dans ces conditions, il est difficile d'imaginer que la diagenèse est à l'origine d'un rubanement corrélable à l'échelle du bassin et mimant une alternance d'une période de 100 000 ans.

c.- **Influences climatiques.** L'extension horizontale considérable du rubanement de couleurs fait penser que le dépôt du membre supérieur des Terres Noires était contrôlé par un phénomène global. En outre, les alternances de couleurs se produisent avec des périodes estimée à 100 000 ans et 400 000 ans, qui sont aussi celles des variations de l'excentricité de l'orbite terrestre (Arthur, 1979, 1984 ; Berger, 1984). Ceci accrédite l'hypothèse d'une influence climatique sur la nature des constituants allochtones ou autochtones du sédiment ou sur les conditions de dépôt, sinon sur les deux.

En outre, dans les Terres Noires, les comportements de certains taxons de la microfaune benthique et planctonique sont identiques à ceux mis en évidence dans les terrains alternants crétacés (Darmedru et al., 1982) : les bandes sombres contiennent plus de dentalines, d'épistomines et de foraminifères planctoniques (dominés par les protoglobigérines), alors que les claires recèlent plus de ramulines, de lenticulines et de gastéropodes (représentants de la méiofaune) (fig. 3). La somme des représentants de la famille des Nodosariidae est supérieure dans les marnes les plus carbonatées à ce qu'elle est dans les marnes moins carbonatées. Les terrains alternants crétacés étant désormais interprétés comme ayant été soumis à un contrôle climatique lors de leur dépôt, on peut supposer qu'il en était de même pendant le dépôt des Terres Noires.

7.- LE CONTROLE CLIMATIQUE, CLE DU RUBANEMENT ? - Le rubanement visible à l'affleurement s'accompagne d'autres phénomènes rythmiques dans les divers domaines étudiés. La plupart de ces variations périodiques sont calquées sur les alternances de couleurs.

La nature des apports minéralogiques fluctue avec la couleur des marnes, les plus sombres étant aussi les plus riches en kaolinite (fig. 3). La kaolinite est un minéral argileux d'altération continentale en climat chaud et humide, fréquemment associé aux reprises d'érosion (Brosse, 1983 ; Chamley et al., 1980).

Le coefficient $C = \log(Fe/Ti)$, mesuré sur roche totale (Maillot & Robert, 1980), nous apprend aussi que les influences terrigènes étaient plus importantes pendant le dépôt des marnes sombres (fig. 4).

Le flux des produits continentaux se renforçait donc périodiquement en apportant davantage de kaolinite et de matière organique terrestre au bassin. La répartition à travers les cycles du strontium contenu dans la phase soluble du sédiment qui représente surtout la production biologique de surface, fluctue également dans le temps (fig. 4). Elle montre que les eaux de surface ont pu connaître des variations de la salinité (Renard, 1978). Les eaux de surface auraient été plus douces et plus pauvres en strontium pendant le dépôt des marnes sombres ; cela peut s'expliquer par une augmentation du volume des eaux de ruissellement.

Des phénomènes comparables se produisent actuellement au débouché de grand fleuves tels le Nil ou l'Amazone, où une stratification des eaux apparait. Cette stratification est assez stable, même en milieu océanique ouvert, puisque des lentilles d'eaux douces issues de l'Amazone dérivent jusqu'aux Caraibes (Rossignol-Strick, 1983). En conséquence, les pulsations continentales évoquées plus haut s'expliqueraient par un ravinement des terres émergées du aux eaux de ruissellement plutot que par des rajeunissements tectoniques périodiques du relief.

Pour expliquer ces augmentations rythmiques du volume des eaux de ruissellement, on peut imaginer une alternances de périodes climatiques plus ou moins pluvieuses ou encore une alternance de périodes climatiques à répartition des pluies plus ou moins contrastée : pendant le dépôt des marnes sombres, les précipitations, à défaut d'être plus abondantes, auraient pu être plus brutales, plus érosives, comme sous les climats à régime de mousson.

Les eaux de ruisellement, périodiquement plus abondantes, chargées en éléments nutritifs issus du continent, ont pu provoquer une augmentation de la production biologique, carbonatée ou non, matérialisée dans le sédiment par la prolifération des organismes planctoniques. Darmedru et al. (1982) arrivent à des conclusions similaires pour les alternances de l'Eocrétacé, Fontugne & Duplessy (1986) pour les sédiments quaternaires déposés sous le contrôle d'un climat à régime de moussons. Simultanément, cet apport accru d'eaux plus douces donc moins denses a pu créer ou accentuer la stratification des eaux (Rossignol-Strick, 1983), dans un bassin déjà enclin à être réducteur. En effet, à presque tous les niveaux de la coupe de Beauvoisin, le coefficient Mn* est négatif, ce qui signifie que le milieu était réducteur (fig. 4). De plus, les sulfures et la matière organique sont assez abondants dans le sédiment, ce qui traduit une faible oxygénation du milieu de dépôt.

Dans les marnes sombres, le coefficient Mn* et le rapport S/C (mesuré sur roche totale ; Sheu et al., 1986 ; Gautier, 1986) sont plus faibles. De plus les terriers pyritisés millimétriques, témoins de la bioturbation, sont en moyenne deux fois moins abondants. Ces faits signifient que le milieu était plus réducteur, plus pauvre en oxygène dissous ; une confirmation en est donnée par le degré d'oxydation des kérogènes issus de ces niveaux.

Pendant les épisodes où la stratification des eaux était plus accentuée et donc les eaux de fond plus confinées, la matière organique était mieux conservée, d'autant plus qu'elle contenait une fraction non négligeable de produits continentaux, plus réfractaires à l'oxydation. Cela peut expliquer les pourcentages de carbone organique plus élevés dans les bandes sombres que dans les bandes claires. Aussi, pendant les périodes d'apports continentaux plus abondants, les eaux de surface étaient plus productives, provoquant le développement de la microfaune et de la nannoflore calcaire, comme c'est le cas actuellement au large du Nord-Est de l'Inde (Fontugne & Duplessy, 1986) ; pendant ce temps les eaux de fond, réductrices, permettaient la conservation de la matière organique. Les bandes sombres sont ainsi légèrement plus carbonées et plus carbonatées que les claires.

Néanmoins, la matière organique a subi une oxydation et la vie était présente dans le sédiment. Le milieu n'était donc pas en totale anaérobiose. L'anoxie, permettant à la matière organique marine, labile, de se conserver, ne devait se réaliser qu'à une certaine distance, même faible sous l'interface eau-sédiment.

8.- EVOLUTION GLOBALE DU MILIEU.

Il semble que les sources d'apports se soient peu à peu éloignées. L'appauvrissement en fer et en manganèse de la phase argileuse au cours du dépôt des Terres Noires étaie cette hypothèse, d'autant qu'aucune modification dans la teneur en sulfures de fer n'a été enregistrée (Tribovillard & Ducreux, 1986).

Corrélativement, le milieu de dépôt devait s'approfondir. L'enrichissement progressif en silice va en effet de pair avec une baisse sensible de la teneur en carbonates à l'Oxfordien inférieur (Tribovillard & Ducreux), phénomène déjà observé dans d'autres bassins de la Téthys et de l'Atlantique central, ce qui accrédite la thèse d'une carence générale en carbonates à cette période (Dromart, 1986). Ces variations dans les teneurs en Si et Fe pourraient s'expliquer, soit par la modification positive du niveau eustatique connue à cette époque, soit par un approfondissement du milieu du à la baisse de la production carbonatée qui ne compense plus la subsidence.

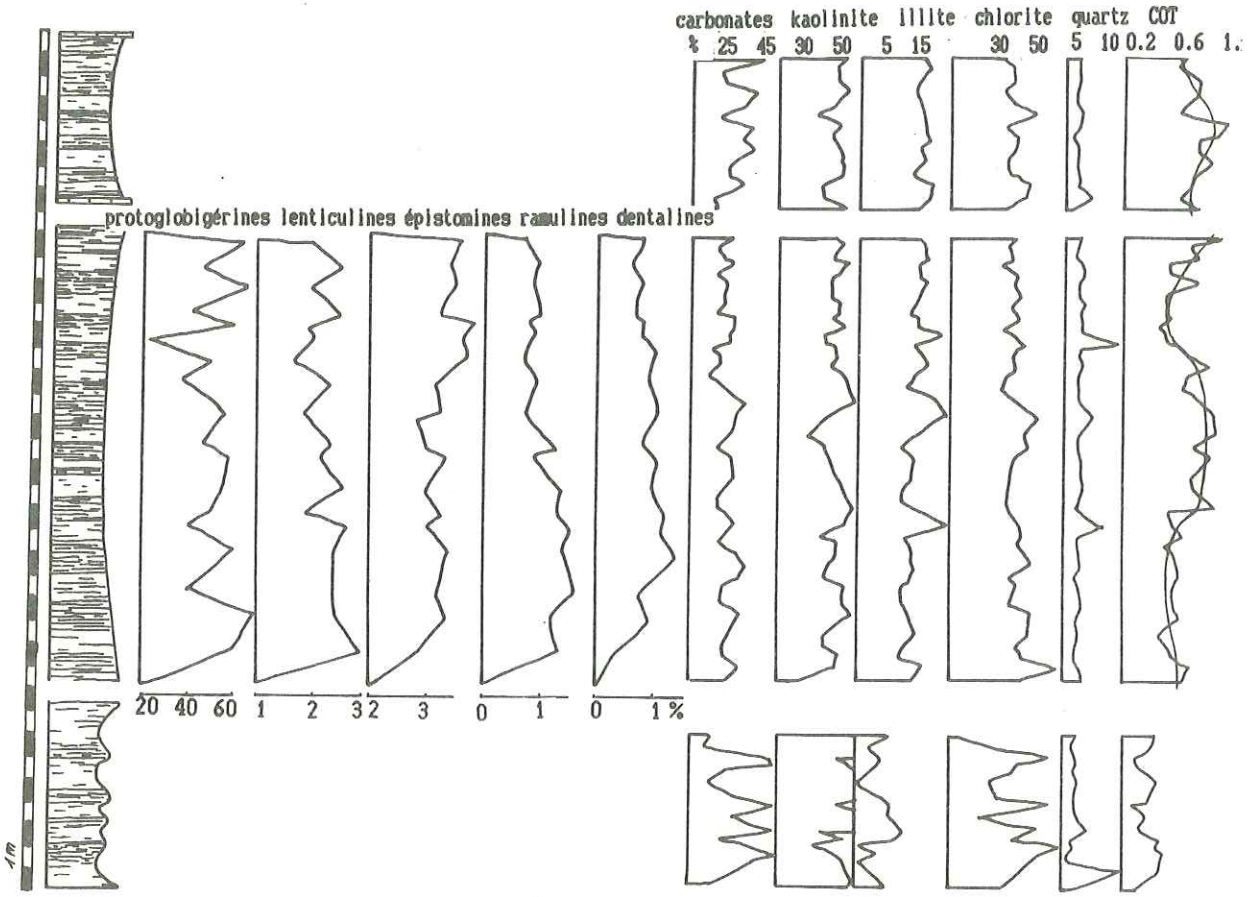


FIGURE 3. - Evolution verticale des abondances relatives de quelques taxons de la microfaune planctonique et benthique ainsi que des teneurs en carbonates, en minéraux argileux (la somme des proportions en chlorite, illite et kaolinite est ramenée à 100 %), de l'indice de quartz , du pourcentage du carbone organique total (COT). L'indice de quartz est la hauteur en mm du pic à 4,26 angströ m du quartz, analysé avec une anticathode au cobalt. La courbe du COT montre les cycles de premier et de second ordre.

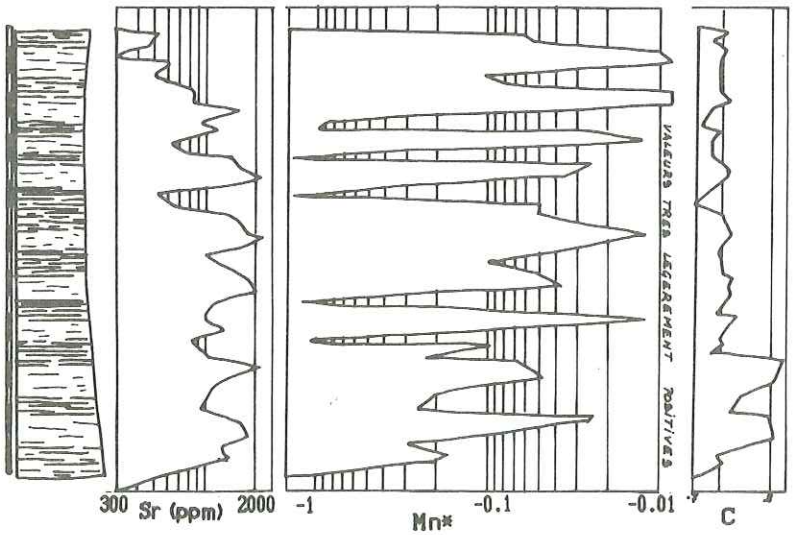


Figure 4: Evolution verticale de trois paramètres chimiques : la teneur en strontium en ppm, mesurée sur la phase soluble du sédiment ; les coefficients, mesurés sur roche totale : Mn* = log(Mn échantillon * Fe shales / Mn shales * Fe échantillon) et C = log(Fe/Ti),
Si Mn* < 0, le milieu de dépot était réducteur ;
si Mn* > 0, le milieu était oxydant ;
si Mn* = 0, le milieu était neutre.
C reflète l'importance relative dans le sédiment des apports continentaux.

CONCLUSION. - Le dépôt des Terres Noires calloviennes et oxfordiennes du bassin dauphinois s'expliquerait en partie par des phénomènes cycliques : alternance de périodes aux précipitations plus ou moins abondantes ou à répartition périodiquement plus contrastée, dans le cadre général d'un climat chaud et humide, peut-être favorable à la kaolinitisation. Les terres émergées auraient subi périodiquement une érosion plus importante, comme le suggère la répartition de la matière organique terrigène contenue dans les sédiments pélagiques. Consécutivement aux variations climatiques, le bassin subalpin auraient connu une stratification rythmique du corps d'eau qui a accentué le caractère euxinique du milieu sans que l'anoxie stricte puisse s'établir.

Enfin, la carence générale en carbonates à l'Oxfordien inférieur soulève le problème des causes de l'approfondissement du bassin : subsidence non compensée ou transgression.

REFERENCES

ARTHUR M.A. (1979). - North Atlantic Cretaceous black shales - the record at site 398 and a brief comparison with other occurences. in Ryan W.B.F., Sibuet J.C. et al.- Init. Rep. D.S.D.P., vol. 4 7B, US Gov. Print. Off., Washington, pp. 719-738.

ARTHUR M.A., DEAN W.E., BOTTJER D. & SCHOLLE P.A. (1984) - Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonates sequences : the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. in A.L. Berger et al., Milankovitch and climate, Reidel, Dordrecht, 895 p.

ARTRU P. (1972). - Les Terres Noires du Bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Statigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Doct. es Sci. nat., Université Cl. Bernard - Lyon, 145 p.

BARLIER J., RAGOT J.-P. & TOURAY J.-C. (1974) - L'évolution des Terres Noires subalpines mériodionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. -Bull. B.R.G.M., Orléans, série 2, section II, n°4, pp. 554-576.

BERGER A. (1984) - Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. in A.L. Berger et al. , Milankovitch and climate, Reidel, Dordrecht, 895 p.

BROSSE E. (1983) - Géochimie minérale de sédiments à faciès black shales, Crétacé moyen de l'Atlantique nord, sites DSDP 386 & 391. - Revue de l'Inst. Franç. du Pétrole, Paris, vol. 38, n°3, pp. 299-327.

CHAMLEY H. DEBRABANT P. et al. (1980) - Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges Nord- atlantiques depuis le Jurassique supérieur. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. XXII, pp. 145-154.

COTILLON P. & RIO M. (1984) - Cyclic sedimentation in the Cretaceous of the DSDP sites 535 & 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic) and in the Vocontian Basin (France). in Buffler R.T. & Schlanger W., Init. Rep. D.S.D.P., US Gov. Print. Off., Wash., Vol. 47, pp. 336-376.

CURNELLE R. & DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoique des grands bassins sédimentaires français. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (8), t. II, n°4, pp. 529-547.

DARMEDRU CL., COTILLON P. & RIO M. (1982) - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique, leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien, France S-E. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. XXIV, n°3, pp. 627-640.

DROMART G.D. (1986) - Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires sur les marges jurassiques de la Téthys N-W et de l'Atlantique central. - Thèse Doctorat, Université Cl. Bernard - Lyon, 260 p.

ESPITALIE J., MARQUIS F. & BARSONY I. (1984) - Geochemical logging by the Oil Show Analyser. in Voothes K.J., Analytic Pyrolysis, techniques and applications. Butterworth, London, pp. 1-29.

FONTUGNE M. & DUPLESSY J.-CL. (1986) - Variation of the monsoon regime during the Upper Quaternary : evidence from carbon isotopic record of organic matter in N Indian ocean sediment cores. -Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., Amsterdam, vol. 56, pp. 69-88.

GAUTIER D. (1986) - Cretaceous shales from the Western-Interior of North America, S/C ratio and sulfur-isotope composition. - Geology, vol. 14, n°3, pp. 225-228.

MAILLOT H. & ROBERT C. (1980) - Minéralogie et géochimie des sédiments crétacés et cénozoiques dans l'Atlantique Sud. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), t. XXII, n°5, pp. 777-788.

ODIN G & KENNEDY W.J. (1982) - Mise à jour de l'échelle des temps mésozoiques. - C.R. Ac. Sci., Paris, II, 294, pp. 383-386.

PILOT J. (1976) - Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène. - Doin, Paris, 123 p.

RENARD M. (1978) - Teneurs en strontium, manganèse et fer et composition isotopique du carbone et de l'oxygène des carbonates des leg 47B & 48. -Bull. Soc. géol. France, (7), t. XX, n°4, pp. 429-439.

ROSSIGNOL-STRICK M. (1983) - African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. - Nature, Vol. 303, n°5921, pp. 46-49.

SHEU D.D. & PRESLEY B.J. (1986) - Variations of calcium carbonate organic carbon and iron-sulfides in anoxic sediments from the Orca Basin, Gulf of Mexico. - Mar. Geol., Amsterdam, vol. 70, pp. 103-118.

TRIBOVILLARD N.P. & DUCREUX J.-L. (1986) - Mise en évidences de cycles de 100 000 et 400 000 ans dans les Terres Noires calloviennes et oxfordiennes de la région de Buis-Les-Baronnies (France - S.E.). - C.R. Ac. Sci., Paris, t.303, série II , n°20, pp. 1508-1512.