

Préservation ou productivité ? : l'événement anoxique du Cénomanién-Turonien, Furlo, Italie

Autor(en): **Jacquat, Olivier**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Actes de la Société jurassienne d'émulation**

Band (Jahr): **107 (2004)**

PDF erstellt am: **09.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-549955>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

L'événement anoxique du Cénomanién-Turonien, Furlo, Italie

Olivier Jacquat

Introduction

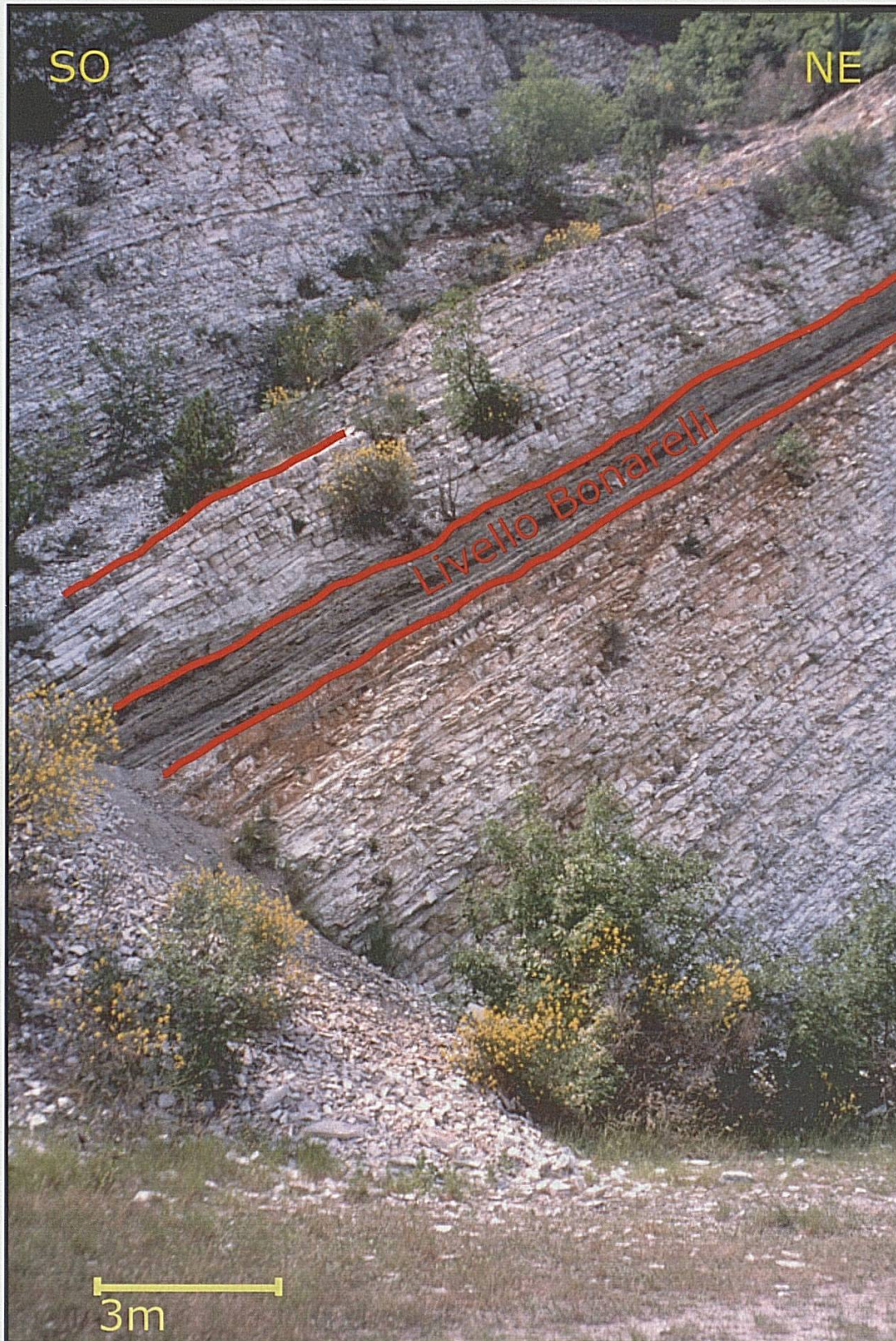
Depuis presque trois siècles déjà, les naturalistes puis les géologues se sont intéressés à l'histoire de la terre, afin de percer les mystères de son évolution. Sur l'échelle géologique, cinq grandes crises biologiques, climatiques (Ordovicién supérieur, Dévonién supérieur, Permien-Trias, Trias supérieur, Crétacé-Tertiaire) ont marqué notre planète. La plus connue du grand public reste l'extinction du Crétacé-Tertiaire (Maastrichien-Danién, 65 Mioa) qui vit disparaître les dinosauriens.

L'événement du Cénomanién-Turonien (Crétacé supérieur, 93.49 Mioa), de par sa plus faible ampleur, au niveau de la disparition du nombre de familles et de genres, est par contre beaucoup moins médiatisé et considéré comme une extinction mineure. Des investigations réalisées dans les domaines de la lithostratigraphie, biostratigraphie et de la géochimie, à travers l'exemple de la coupe de Furlo (Italie), ont permis de contribuer à la reconstitution paléoclimatique et paléoécologique de l'histoire de cet événement géologique.

Généralités concernant la limite Cénomanién-Turonien

Durant le Crétacé (144 à 65 Mioa), plusieurs événements anoxiques sont dénombrés, celui du Cénomanién supérieur étant le plus important à l'échelle mondiale. Ces événements sont documentés dans le domaine marin, où une zone à faible teneur en oxygène comprenant les eaux profondes et pouvant même s'étendre sur la côte, est formée.

Dès le milieu du Crétacé, le phénomène de dérive des plaques augmente et atteint un maximum de production de croûte océanique accompagné par un volcanisme à grande échelle. Ceci a pour effet d'augmenter la température des océans et de diminuer le volume des bassins



Situation générale de la coupe de Furlo. Le niveau Bonarelli contraste clairement avec les calcaires de la Scaglia bianca.

océaniques, entraînant ainsi une hausse du niveau marin transgression. Le niveau moyen atteint ainsi 250 mètres de plus que le niveau actuel (Elmi et Badin, 1996), ce qui cause l'inondation des plates-formes carbonatées du bassin de Paris, de l'ouest du Jura et du bassin helvétique.

Des coulées basaltiques sont aussi observées à Madagascar, en Colombie ou encore à Java (Courtilot, 2003). Ce volcanisme induit de fortes teneurs en gaz carbonique dans l'atmosphère, avec des niveaux trois à douze fois supérieurs à ceux de la période préindustrielle (Berner, 1992). La limite Cénomanien-Turonien (C/T) coïncide donc avec le plus haut réchauffement global des derniers 115 Mioa (Clarke, 1999). Les pôles sont libres de glaces, le gradient de température est ainsi réduit de l'équateur aux pôles. Environ 25 % des genres animaux et végétaux marins disparaissent à la fin du Cénomanien (en comparaison: 50 % à la fin du Maastrichtien).

Sur le terrain la limite C/T est soulignée par plusieurs horizons noirs appelés black shales (argiles noires), riches en matière organique. Ceux-ci se retrouvent partout autour du globe et sont à l'origine des plus grands champs pétroliers d'Arabie ou de Colombie.

Productivité ou préservation ?

Le processus de formation de ces niveaux riches en matière organique n'est pas encore clairement défini. Deux principales hypothèses ont été développées à ce sujet, la première privilégie une augmentation de la productivité de la biomasse, alors que la seconde favorise une augmentation de la préservation de la matière organique. Les modèles à haute productivité expliquent l'enrichissement en matière organique par une productivité primaire élevée. De ce point de vue, les conditions anoxiques sont causées par l'oxydation de la matière organique. L'anoxie est envisagée comme une conséquence et non une cause de dépôt important de carbone organique (Pedersen et Calvert, 1990). A l'opposé, les modèles de préservation envisagent l'anoxie comme étant la cause de la forte préservation de la matière organique, sous des conditions ne présentant pas nécessairement une productivité importante. Les apports d'oxygène sont considérés comme étant inhibés (Demaison et Moore, 1980).

Deux modèles impliquant la productivité sont fréquemment utilisés pour expliquer le développement d'une zone anoxique :

a) L'immersion des plates-formes carbonatées et des étendues continentales riches en végétation, due à la transgression, génère de nouvelles niches écologiques. Ceci favorise la prolifération biologique et l'oxygène nécessaire à la dégradation de la matière organique va rapidement faire défaut (Caron, 1999).

b) La transgression provoque une augmentation de la superficie des bordures de mers peu profondes, formant des eaux chaudes et salées. Celles-ci amplifient les circulations océaniques, et de grandes zones d'upwelling riches en nutriments, mais déficientes en oxygène sont créées (Fig. 1). Dans les zones d'ascension de ces masses d'eaux, la biomasse est favorisée, et là aussi la décomposition de la matière organique diminue la teneur en oxygène de l'eau (Kühnt *et al.*, 1990).

Pour les concepts de préservation, deux théories peuvent être retenues :

a) L'élévation du niveau marin provoque la connexion de masses d'eaux de salinité et de densité différentes. Les océans deviennent alors stratifiés et montrent un mélange vertical et une ventilation faible. La solubilité de l'oxygène diminuant dans les eaux chaudes et salines, couplée à une circulation marine faible et à la présence d'une interface à densité élevée (pycnocline) dans la colonne d'eau (Demaison & Moore, 1980), induit des zones à oxygène minimum (OMZ).

b) L'apport d'oxygène vers les eaux profondes est mineur ou absent et la surface de productivité organique est faible dans les systèmes stagnants comme en mer Noire actuellement (Fig. 2). La circulation est très lente et ne permet pas une bonne oxygénation dans ce genre de bassin (Shimkus et Trimonis, 1974).

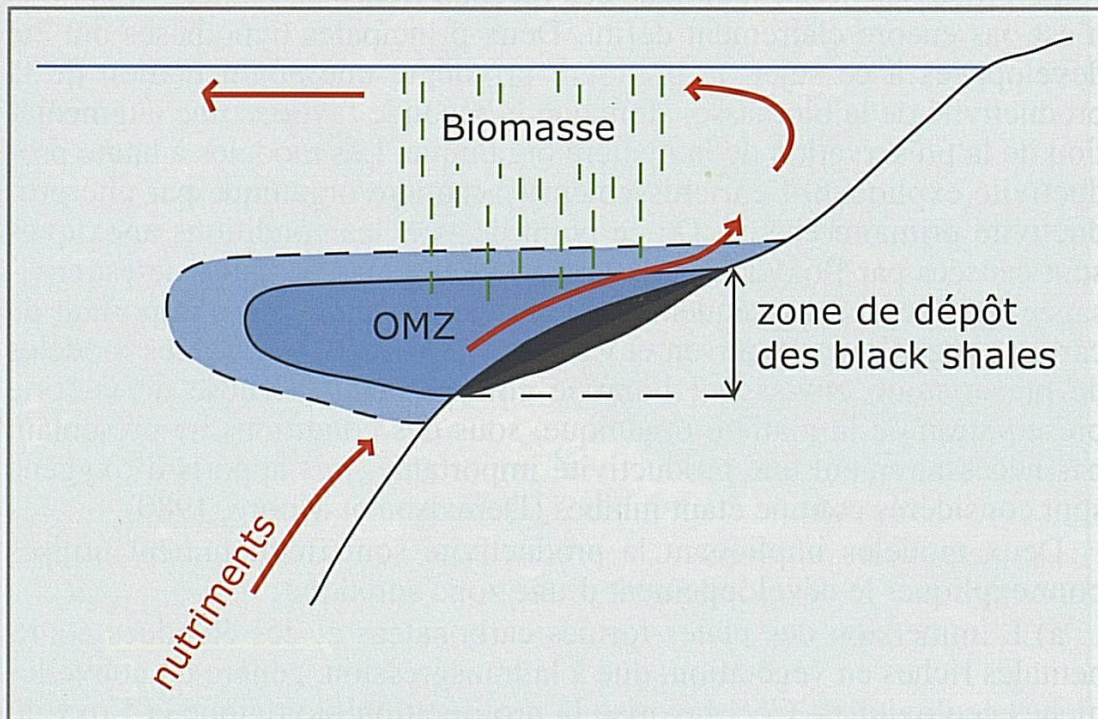


Fig.1 : Zone d'upwelling (apport de nutriments) favorisant la biomasse et conduisant à la formation d'une zone à oxygène minimum (OMZ).

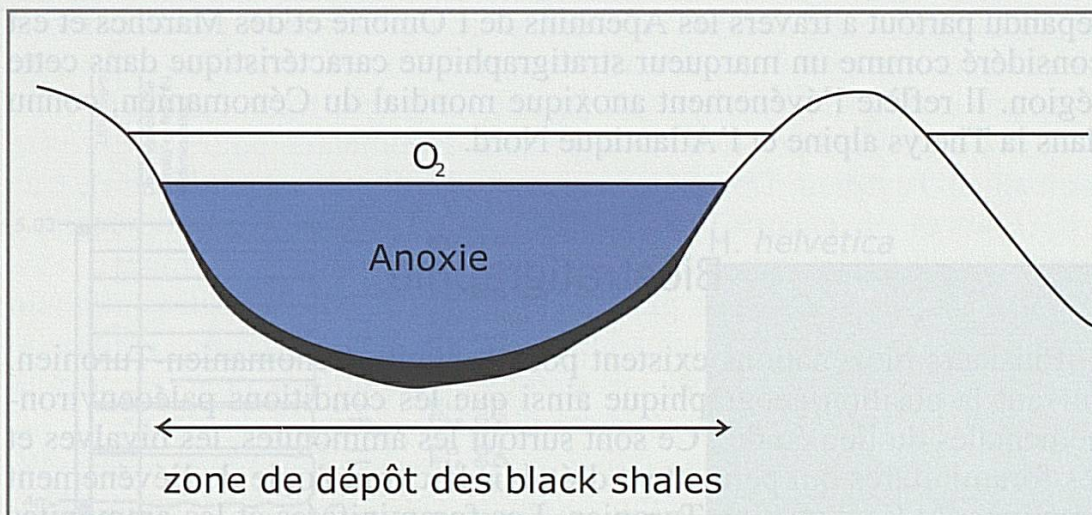


Fig. 2 : Système marin stagnant. Seule la couche d'eau supérieure est oxygène.

Ainsi, plusieurs théories contradictoires ont été émises pour expliquer les conditions anoxiques de la limite Cénomanien-Turonien. L'implication de tels modèles sera discutée ultérieurement.

L'exemple de la coupe de Furlo

La coupe étudiée est située en Italie, à Furlo, sur la bordure Est de l'Apennin central (Chaîne de l'Ombrie et des Marches), non loin de Pésaro ou encore de Rimini.

La région de l'Ombrie et des Marches présente un enregistrement continu du Jurassique au Paleocène de sédiments pélagiques à hémipélagiques. Ces séquences sont devenues des références classiques pour les études lithostratigraphiques, la biostratigraphie régionale et la magnétostratigraphie des sédiments du Crétacé, du fait du caractère continu et d'une bonne exposition dans de nombreuses sections (Lowrie *et al.*, 1980; De Boer, 1991).

Le Crétacé supérieur de l'Ombrie et des Marches comprend deux formations: le calcaire gris-blanc du Cénomanien au Turonien basal de la Scaglia bianca (50–70 m d'épaisseur) et le calcaire rose de la Scaglia rossa (250 m) qui s'étend du Turonien basal au Paleocène, toutes deux contenant des niveaux siliceux riches en radiolaires (Coccioni *et al.*, 1989).

Dans la portion supérieure des Scaglia bianca, de 2 à 8 mètres en dessous du contact avec les Scaglia rossa, on trouve un horizon noir de 45 à 200 cm d'épaisseur (Photo 1). Cet horizon, appelé «Livello Bonarelli» par Bortolotti *et al.* (1970) et composé d'argiles noires (black shales) est

répandu partout à travers les Apennins de l'Ombrie et des Marches et est considéré comme un marqueur stratigraphique caractéristique dans cette région. Il reflète l'événement anoxique mondial du Cénomanién, connu dans la Thetys alpine et l'Atlantique Nord.

Biostratigraphie

Plusieurs biozonations existent pour la limite Cénomanién-Turonien, suivant la position géographique ainsi que les conditions paléoenvironnementales du lieu étudié. Ce sont surtout les ammonites, les bivalves et les foraminifères qui permettent d'établir la chronologie de l'événement anoxique du Cénomanién-Turonien. Les foraminifères et les ammonites sont très affectés par la crise, surtout les espèces de grandes profondeurs. Pour des paléop profondeurs importantes, comme c'est le cas à Furlo (1000-2000 m), on utilisera les foraminifères. La disparition de *Rotalipora Cushmani* au Cénomanién terminal précède l'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica* qui indique un âge Turonien basal. Entre ces deux zones, il y a un laps de temps qui est déterminé par la présence de *Whiteinella archaeocretacea*; la limite des deux étages se trouvant ainsi à l'intérieur de cette biozone, il est nécessaire de faire des corrélations avec d'autres coupes pour fixer précisément les étages géologiques. La biostratigraphie sur foraminifères permet donc une datation relative de la coupe (Fig. 3). Néanmoins, l'apparition ou la disparition des foraminifères n'est pas synchrone à l'échelle mondiale, la colonisation des niches écologiques variant en fonction du temps et de la paléogéographie. C'est pourquoi, il est préférable d'utiliser une autre méthode pour fixer des âges appréciables en millions d'années.

Isotope du carbone

L'événement anoxique de la limite C/T est caractérisé par une large et globale excursion positive de l'isotope du carbone dans les carbonates biogènes et la matière organique; de l'ordre de 4 ‰ dans le cas du carbone organique et de 2 ‰ dans les carbonates (Accarie *et al.*, 1996).

Les êtres vivants, qui utilisent la photosynthèse, assimilent préférentiellement le carbone 12, en raison de sa masse molaire plus faible. Une productivité primaire importante appauvrit ainsi le milieu océanique en carbone 12 et provoque une anomalie positive du carbone 13 dans l'eau et dans les carbonates. Une préservation importante de la matière organique dans le sédiment peut aussi expliquer de telles excursions positives.

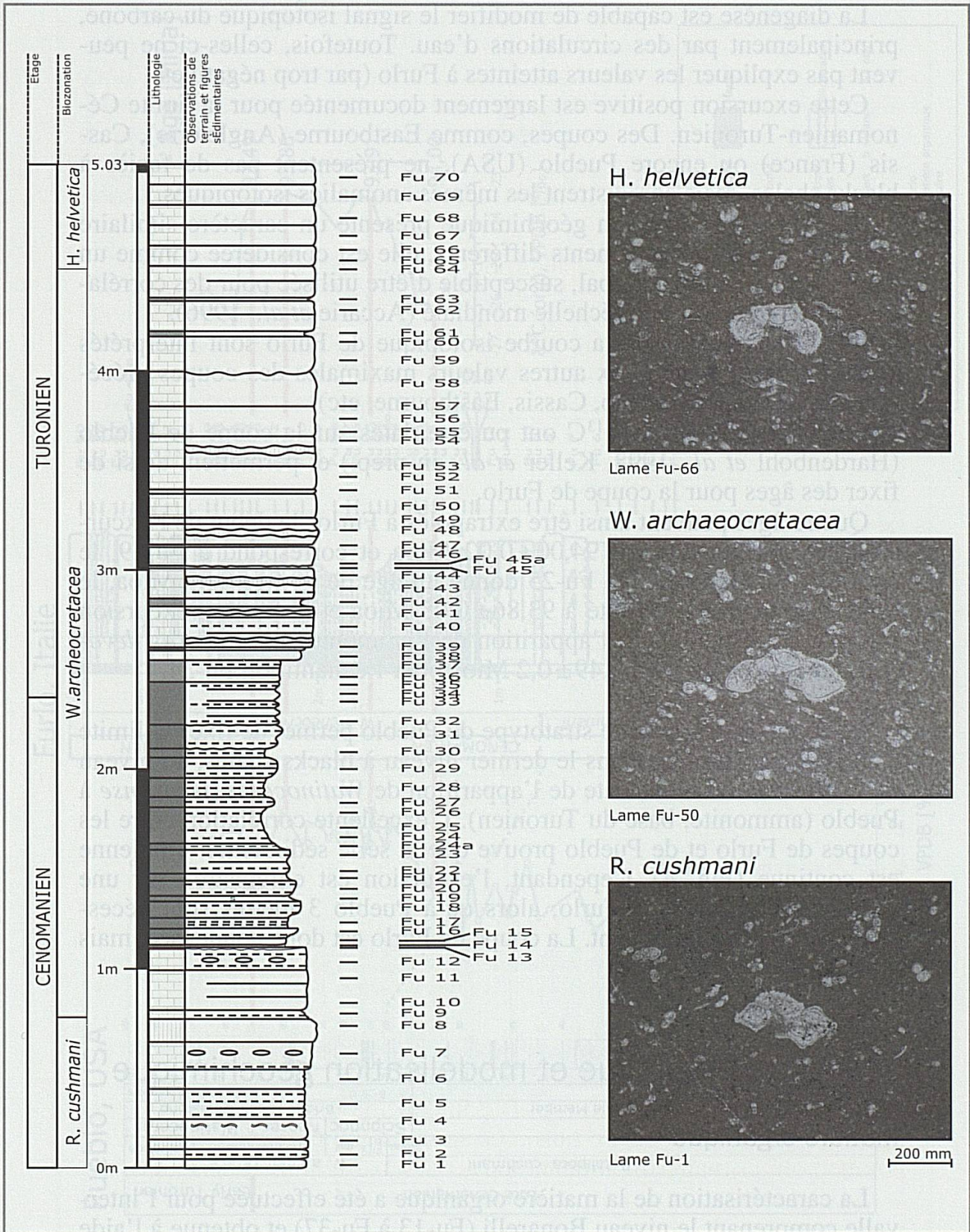


Fig. 3 : Biozonation de la coupe de Furlo avec les trois principaux marqueurs (foraminifères) rencontrés en lame mince.

La diagenèse est capable de modifier le signal isotopique du carbone, principalement par des circulations d'eau. Toutefois, celles-ci ne peuvent pas expliquer les valeurs atteintes à Furlo (par trop négatives).

Cette excursion positive est largement documentée pour la limite Céno-manien-Turonien. Des coupes, comme Eastbourne (Angleterre), Cassis (France) ou encore Pueblo (USA), ne présentent pas de faciès à blacks shales, mais enregistrent les mêmes anomalies isotopiques.

Puisque cette excursion géochimique présente un caractère similaire pour des paléoenvironnements différents, elle est considérée comme un événement océanique global, susceptible d'être utilisée pour des corrélations stratigraphiques à l'échelle mondiale (Accarie *et al.*, 1996).

Les deux maxima de la courbe isotopique de Furlo sont interprétés comme correspondant aux autres valeurs maximales des coupes précédemment étudiées (Pueblo, Cassis, Eastbourne, etc).

Ces changements de $\delta^{13}\text{C}$ ont pu être datés sur la coupe de Pueblo (Hardenbohl *et al.*, 1998, Keller *et al.*, in prep.) et permettent ainsi de fixer des âges pour la coupe de Furlo.

Quatre âges peuvent ainsi être extrapolés à Furlo; le début de l'excursion positive est datée à $94,00 \pm 0,02$ Mioa et correspond à Fu-19, le premier pic, au niveau de Fu-25 donne un âge de $93,91 \pm 0,02$ Mioa, le second pour Fu-31 est daté à $93,86 \pm 0,05$ Mioa et la fin de l'excursion positive correspondant à l'apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense* donne un âge de $93,49 \pm 0,2$ Mioa pour l'échantillon Fu-34.

La comparaison avec le stratotype de Pueblo permet de fixer la limite Céno-manien-Turonien dans le dernier niveau à blacks shales, au niveau de l'échantillon Fu-34, date de l'apparition de *Watinoceras devonense* à Pueblo (ammonite, base du Turonien). L'excellente corrélation entre les coupes de Furlo et de Pueblo prouve que la série sédimentaire italienne est continue (Fig. 4). Cependant, l'excursion est enregistrée sur une épaisseur d'un mètre à Furlo, alors qu'à Pueblo 3 mètres sont nécessaires à son développement. La coupe de Furlo est donc condensée, mais complète.

Matière organique et modélisation géochimique

Matière organique

La caractérisation de la matière organique a été effectuée pour l'intervalle comprenant le niveau Bonarelli (Fu-13 à Fu-37) et obtenue à l'aide de la méthode par pyrolyse Rock-Eval, développée par l'institut français du pétrole (Espitalié, 1985). Les blacks shales du Bonarelli présentent

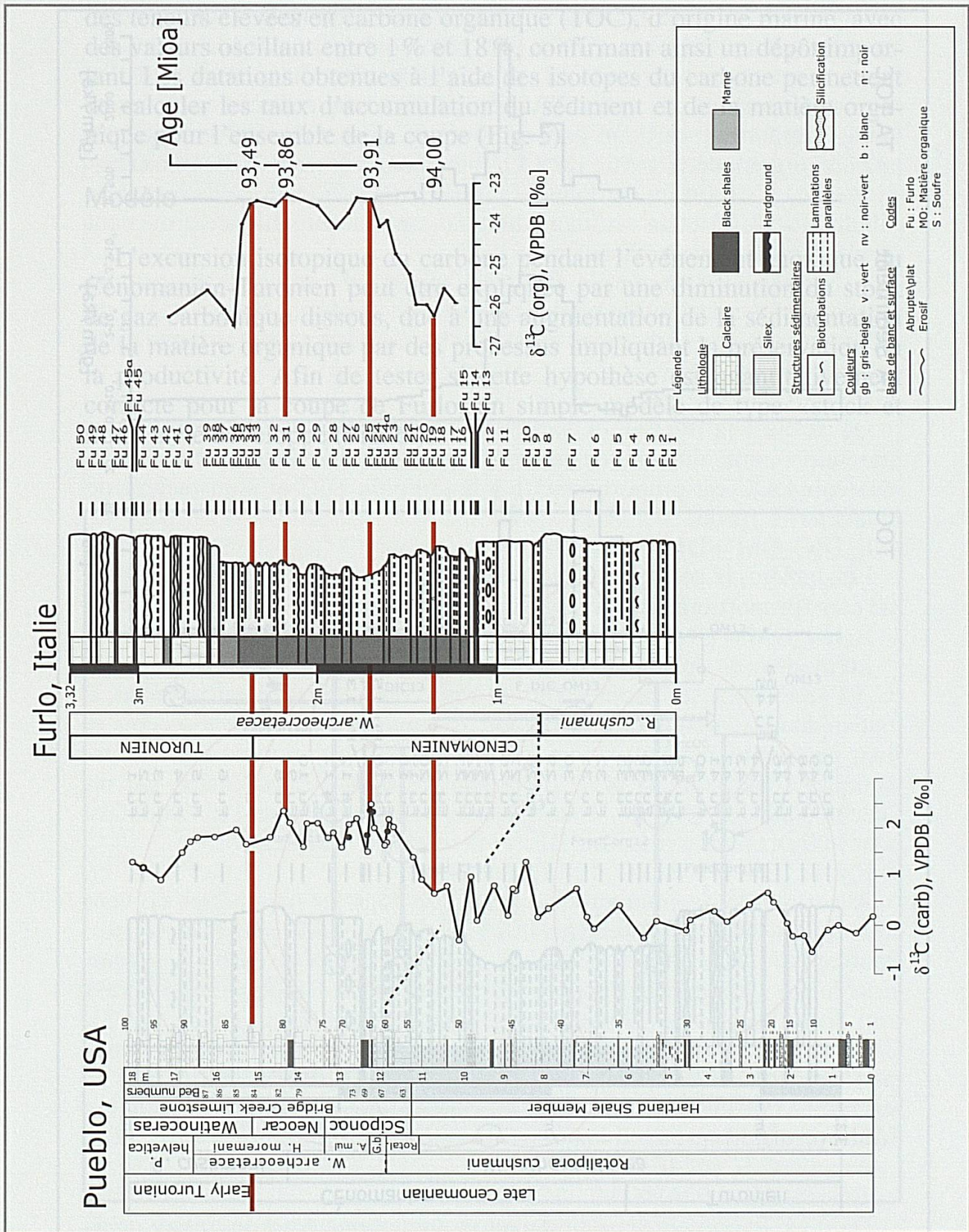


Fig. 4 : Corrélation de l'excursion isotopique du carbone avec le stratotype de la limite Céno-manien-Turonien (Pueblo, USA).

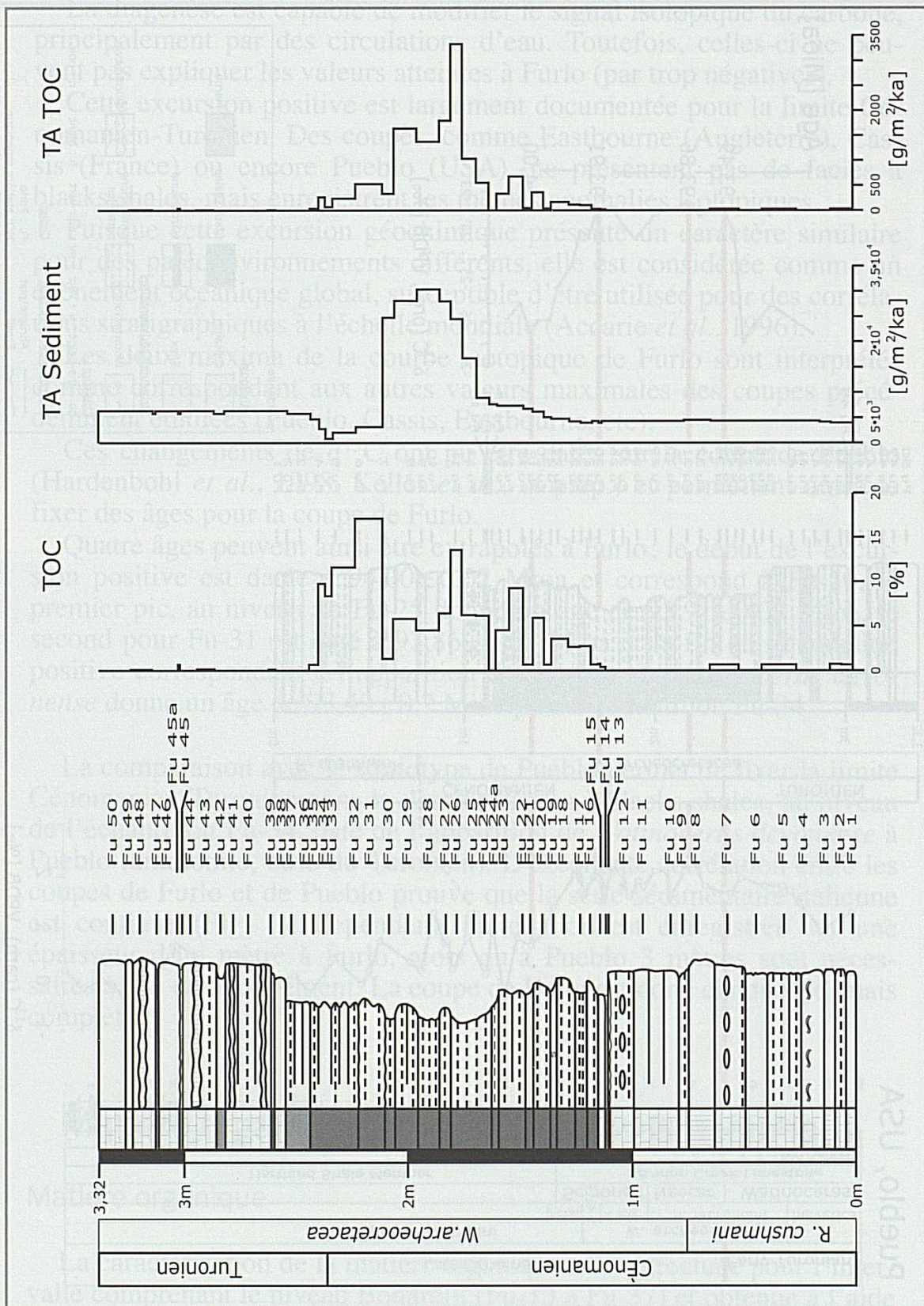


Fig. 5 : Résultats obtenus sur la matière organique. Le niveau Bonarelli (Fu-13 à Fu-37) présente des valeurs élevées en carbone organique. TOC : carbone organique total, TA : taux d'accumulation.

des teneurs élevées en carbone organique (TOC), d'origine marine, avec des valeurs oscillant entre 1% et 18%, confirmant ainsi un dépôt important. Les datations obtenues à l'aide des isotopes du carbone permettent de calculer les taux d'accumulation du sédiment et de la matière organique pour l'ensemble de la coupe (Fig. 5).

Modèle

L'excursion isotopique du carbone pendant l'événement anoxique du Cénomanién-Turonien peut être expliquée par une diminution du stock de gaz carbonique dissous, due à une augmentation de la sédimentation de la matière organique par des processus impliquant la préservation ou la productivité. Afin de tester si cette hypothèse est quantitativement correcte pour la coupe de Furlo, un simple modèle de type «stock et flux» a été développé (Fig. 6.).

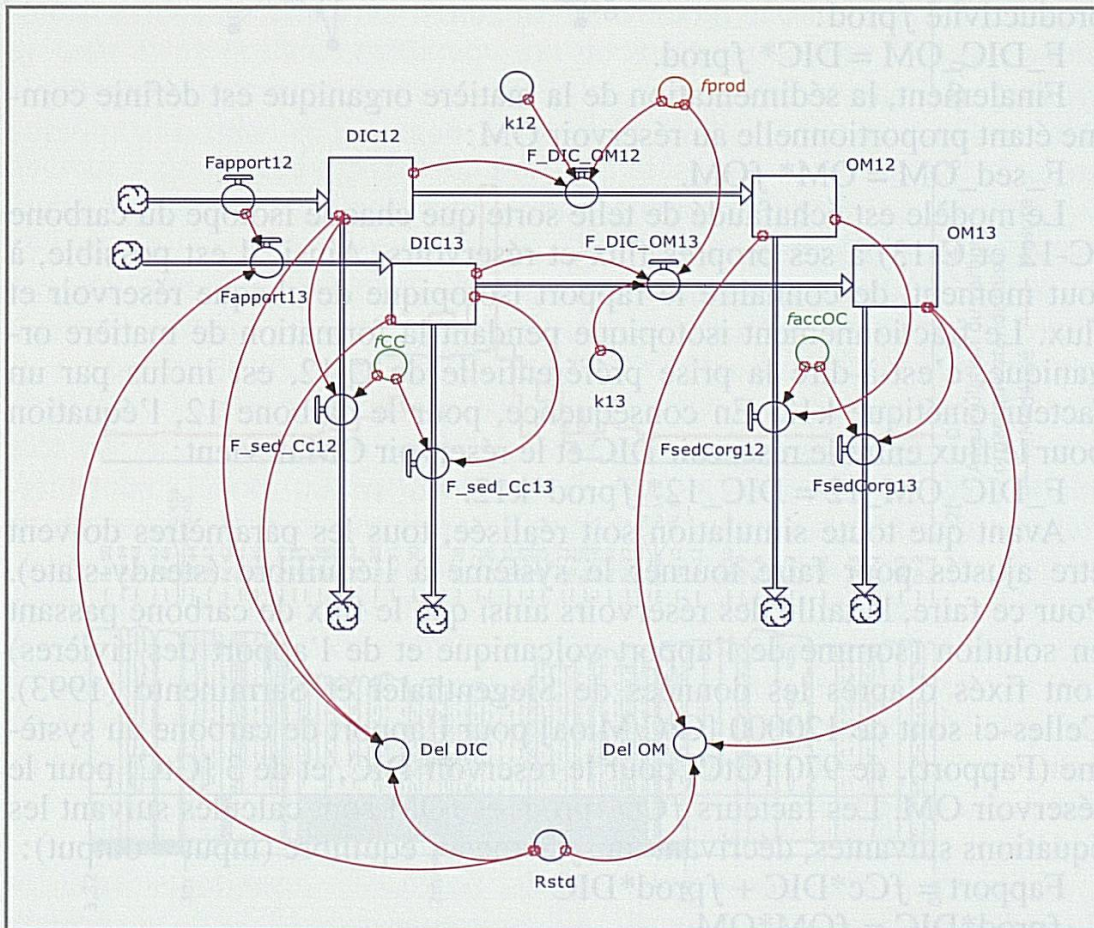


Fig. 6 : Schéma du modèle développé. Del OM et Del DIC correspondent à la réponse isotopique du carbone pour le réservoir de la matière organique et, respectivement, au réservoir du carbone inorganique dissous. Rstd correspond au standard du rapport isotopique du carbone.

Le modèle est basé sur deux stocks, ou réservoirs; le réservoir du carbone inorganique dissous (DIC) et le réservoir de la matière organique dissoute ou en suspension (OM) reliés par les flux du carbone dans les eaux superficielles des océans. Au total, 4 flux sont connectés aux réservoirs: l'apport de carbone dans le système (F_{apport}), la formation de matière organique à partir du CO_2 ou photosynthèse ($F_{\text{Bicarbonates-Biomasse}}$), l'export du carbone du réservoir Bicarbonates sous forme de calcite (F_{sedCC}) et la sédimentation du carbone organique, provenant du réservoir Biomasse (F_{sedCorg}).

A l'entrée du système, le flux de l'apport du carbone (dégagement volcanique et contribution par les rivières) est gardé constant. Le taux de sédimentation des carbonates est défini comme étant proportionnel à la taille du réservoir DIC:

$$F_{\text{sed_Cc}} = f_{\text{Cc}} * \text{DIC}$$

Où f_{Cc} est la fraction de carbonates sédimentée par unité de temps. La relative petite quantité de carbone organique dissous qui entre dans le réservoir DOC est proportionnelle à la taille du DIC et à un facteur de productivité f_{prod} :

$$F_{\text{DIC_OM}} = \text{DIC} * f_{\text{prod}}$$

Finalement, la sédimentation de la matière organique est définie comme étant proportionnelle au réservoir OM:

$$F_{\text{sed_OM}} = \text{OM} * f_{\text{OM}}$$

Le modèle est échafaudé de telle sorte que chaque isotope du carbone (C-12 et C-13) a ses propres flux et réservoirs. Ainsi, il est possible, à tout moment, de connaître le rapport isotopique de chaque réservoir et flux. Le fractionnement isotopique pendant la formation de matière organique, c'est-à-dire la prise préférentielle de C-12, est inclus par un facteur cinétique k_{12} . En conséquence, pour le carbone 12, l'équation pour le flux entre le réservoir DIC et le réservoir OM devient:

$$F_{\text{DIC_OM_12}} = \text{DIC}_{12} * f_{\text{prod}} * k_{12}$$

Avant que toute simulation soit réalisée, tous les paramètres doivent être ajustés pour faire tourner le système à l'équilibre (steady-state). Pour ce faire, la taille des réservoirs ainsi que le flux de carbone passant en solution (somme de l'apport volcanique et de l'apport des rivières) sont fixés d'après les données de Siegenthaler et Sarminento (1993). Celles-ci sont de 120000 [GtC/Mioa] pour l'apport de carbone au système (F_{apport}), de 970 [GtC] pour le réservoir DIC, et de 3 [GtC] pour le réservoir OM. Les facteurs f_{Cc} , f_{prod} , et f_{OM} sont calculés suivant les équations suivantes, décrivant un système à l'équilibre (input = output):

$$F_{\text{apport}} = f_{\text{Cc}} * \text{DIC} + f_{\text{prod}} * \text{DIC}$$

$$f_{\text{prod}} * \text{DIC} = f_{\text{OM}} * \text{OM}$$

De plus, le rapport de sédimentation du carbone entre le milieu organique et minéral est choisi comme étant:

$$f_{\text{OM}} * \text{OM} / f_{\text{prod}} * \text{DIC} = 0.06$$

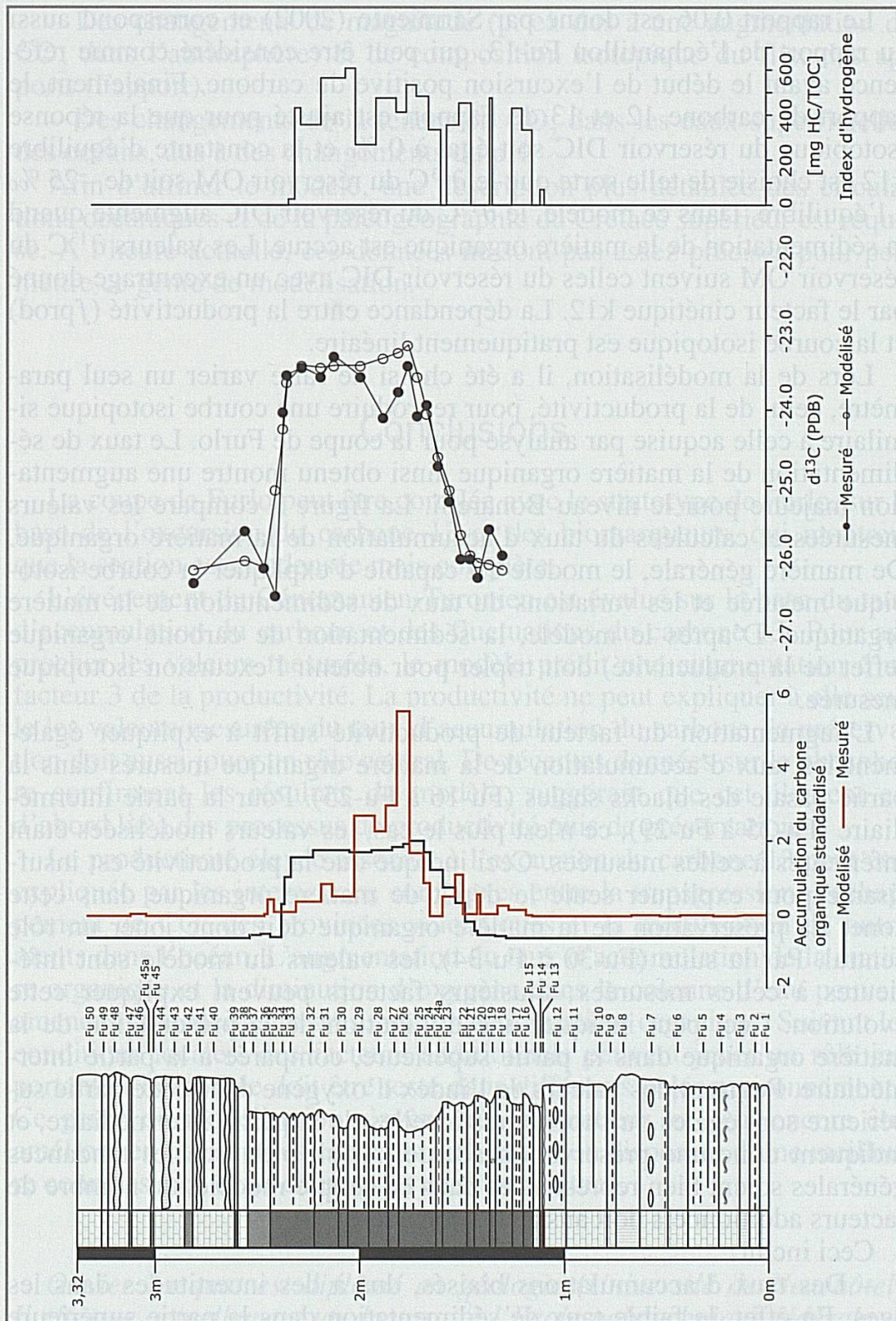


Fig. 7 : Comparaison du taux d'accumulation et de la courbe isotopique du carbone entre les valeurs modélisées et celles mesurées. Le modèle est capable d'expliquer la courbe isotopique mesurée, mais pas toutes les variations du taux de sédimentation de la matière organique.

Le rapport 0.06 est donné par Sarmiento (2002) et correspond aussi au rapport de l'échantillon Fu-13, qui peut être considéré comme référence avant le début de l'excursion positive du carbone. Finalement, le rapport du carbone 12 et 13 de Fapport est ajusté pour que la réponse isotopique du réservoir DIC soit égal à 0 ‰ et la constante d'équilibre k_{12} est choisie de telle sorte que le $\delta^{13}\text{C}$ du réservoir OM soit de -25 ‰ à l'équilibre. Dans ce modèle, le $\delta^{13}\text{C}$ du réservoir DIC augmente quand la sédimentation de la matière organique est accrue. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du réservoir OM suivent celles du réservoir DIC avec un excentrage donné par le facteur cinétique k_{12} . La dépendance entre la productivité (f_{prod}) et la courbe isotopique est pratiquement linéaire.

Lors de la modélisation, il a été choisi de faire varier un seul paramètre, celui de la productivité, pour reproduire une courbe isotopique similaire à celle acquise par analyse pour la coupe de Furlo. Le taux de sédimentation de la matière organique ainsi obtenu montre une augmentation majeure pour le niveau Bonarelli. La figure 7 compare les valeurs mesurées et calculées du taux d'accumulation de la matière organique. De manière générale, le modèle est capable d'expliquer la courbe isotopique mesurée et les variations du taux de sédimentation de la matière organique. D'après le modèle, la sédimentation de carbone organique (effet de la productivité) doit tripler pour obtenir l'excursion isotopique mesurée.

L'augmentation du facteur de productivité suffit à expliquer également les taux d'accumulation de la matière organique mesurés dans la partie basale des black shales (Fu-16 à Fu-25). Pour la partie intermédiaire (Fu-25 à Fu-29), ce n'est plus le cas, les valeurs modélisées étant inférieures à celles mesurées. Ceci indique que la productivité est insuffisante pour expliquer seule le dépôt de matière organique dans cette zone. La préservation de la matière organique doit donc jouer un rôle central. Par la suite (Fu-30 à Fu-34), les valeurs du modèle sont inférieures à celles mesurées; plusieurs facteurs peuvent expliquer cette évolution. Ceci peut indiquer une diminution de la préservation de la matière organique dans la partie supérieure, comparée à la partie intermédiaire. Pourtant, les valeurs de l'index d'oxygène dans cette partie supérieure sont égales ou supérieures à celles de la partie intermédiaire, et indiquent donc une préservation accrue. Ainsi, bien que les tendances générales soient bien représentées dans ce simple modèle, un nombre de facteurs additionnels doit aussi être considéré.

Ceci inclut:

- Des taux d'accumulations biaisés, dus à des incertitudes dans les âges. En effet, le faible taux de sédimentation dans la partie supérieure du niveau Bonarelli peut être dû à une surestimation de l'apparition de *Watinoceras devonense*, où la marge d'erreur des âges absolus est plus importante que pour celle de la courbe isotopique.

– Des changements de magnitude (p. ex dus à une augmentation de CO_2 dans l'atmosphère) et de composition isotopique du flux des apports (Fapport).

– Des changements de la teneur en CO_2 dans les eaux superficielles des océans, dus à des changements du pH.

Afin d'affiner le modèle, une description plus détaillée des circulations océaniques et de la paléogéographie du Crétacé supérieur est requise. A l'heure actuelle, ces données ne sont pas assez précises pour permettre ce genre de modélisation.

Conclusions

La coupe de Furlo peut être corrélée avec le stratotype de Furlo, sur la base de l'excursion du carbone 13 et des biomarqueurs, qui montrent que la section est condensée mais complète.

L'événement du Cénomaniens-Turonien est évalué sur la base du taux d'accumulation du carbone et des fluctuations du carbone 13. Pour approcher les valeurs mesurées, le modèle prédit une augmentation d'un facteur 3 de la productivité. La productivité ne peut expliquer à elle seule les valeurs mesurées du taux d'accumulation du carbone, la préservation doit aussi jouer un rôle central. De récentes données sur le phosphore confirment les résultats du modèle, suggérant que cet élément est d'abord lié à des processus de productivité puis de préservation.

La productivité élevée associée à l'excursion du carbone 13 peut être expliquée par les interactions complexes entre la transgression, l'échappement de CO_2 des provinces volcaniques et la mobilisation de nutriments dans l'océan. L'augmentation du taux d'accumulation de la matière organique et la diminution d'oxygène dans la colonne d'eau peuvent amener à une meilleure préservation de la matière organique. Suivant les conditions locales, des facteurs additionnels peuvent jouer un rôle important et le modèle doit être testé dans différents paléoenvironnements. Ce genre de modélisation s'avère très prometteur, et peut encore être amélioré en utilisant les concepts diffusifs et en disposant d'une meilleure connaissance de la chimie des eaux au Crétacé.

Olivier Jacquat est diplômé en géologie (Université de Neuchâtel). Il effectue actuellement un doctorat à l'Ecole polytechnique fédérale de Zurich en chimie des sols.

Remerciements

- Prof. Karl B. Föllmi (Institut de Géologie, Université de Neuchâtel)
- Prof. Michèle Caron (Institut de Géologie, Université de Fribourg)
- Dr. Thierry Adatte et Dr. Philip Steinmann (Institut de Géologie, Université de Neuchâtel)
- Dr. Zsolt Berner et Dr. Doris Stuben (Institut für Mineralogie und Geochemie, Universität Karlsruhe, Allemagne)
- Géraldine Paratte, Pascale Ducommun, Stéphane Affolter, Haydon Mort (Institut de Géologie, Université de Neuchâtel)

RÉFÉRENCES

- Accarie H., Emmanuel L., Robaszynski F., Baudin F., Amédéo F., Caron M., & Deconinck J.-F., 1996. La géochimie isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale. C.R. académie des Sciences, 322, 579-586.
- Berner R.A., 1992. Palaeo-CO² and climate. Nature 358, 114.
- Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. and Sestini G., 1970. The miogeosynclinal sequences. Sedimentary Geology, 4, Issues 3-4, 341-444.
- Caron M., Robaszynski F., Amédéo F., Baudin F., Decochnik J.-F., Hochuli P., Von Salis-Perch Nielsen K. & Tribovillard N., 1999. Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanién/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. Bull. Soc. géol. France, 170, 2, 145-160.
- Clarke L. and Jenkyns H.C., 1999. New oxygen-isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. Geology, in press.
- Courtillot V. E. and Paul R., 2003. On the ages of flood basalt events, Comptes Rendus Geosciences, Volume 335, Issue 1, January, 113-140.
- De Boer P.L., 1991. Pelagic Black shale-Carbonate Rhythms: Orbital Forcing and Oceanographic response. In Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. Cycles and Events in Stratigraphy, 63-78. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Coccioni R., Franchi R., Nesci O., Wezel F.C., Battistini F., and Palecchi P., 1989. Stratigraphy and Mineralogy of the Selli level (Early Aptian) at the base of the marne à Fucoïdi in the Umbro-Marchean Apennines (Italy). In: Wiedman J., Cretaceous of the Western Tethys, 563-584.
- Demaison G. J. and Moore, 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis, Organic Geochemistry, 2, Issue 1, 9-31.
- Elmi S., Badin C., 1996. Histoire de la Terre. Troisième édition, Masson, Amphisciences.
- Espitalié, J., Deroo, G., et Marquis, F., 1985-86. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Revue de l'Institut français du Pétrole, 40 (5), 563-579; 40 (6), 755-784; 41 (1), 73-89.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.C. and Vail, P.P., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.P. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, Society for Sedimentary Geology Special Publication 60, 3-13.
- Jacquat O., Adatte T., Mort H., Steinmann P., Föllmi K., Stuben D., Berner Z., and Matera V., submitted. The Cenomanian-Turonian anoxic event at Furlo, Italy: enhanced productivity or/and better preservation?

- Keller G., Stuben D., Berner Z. and Adatte T., in prep. Cenomanian-Turonian d13C, d18O, Sea level and Salinity variations at Pueblo, Colorado.
- Kühnt W., Herbin J.P., Thurow J. and Wiedmann J., 1990. Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the Western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In: *Deposition of Organic Facies* (Edited by A.Y. Huc), AAPG Studies in Geology 30, 133-160.
- Lowrie W., Alvarez W., Premoli-Silva I., and Monechi S., 1980. Lower Cretaceous magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks. *Geophys. J. r. astron. Soc.*, 60, 263-281.
- Pedersen T.F. and Calvert, S.E., 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *Bull. Am. Assoc. Petrol Geol.*, 74, 454-466.
- Sarmiento J.L., Dunne J., Gnanadesikan R.M. Key., Matsumoto K. and Slater R., 2002. A new estimate of the CaCO₃ to organic carbon export ratio. *Global Biogeochemical cycles*, 16, N° 4, 54, 1-12.
- Siegenthaler U., and Sarmiento J.L., 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, 365, 119-125.
- Shimkus K., Trimonis E., 1974. Modern sedimentation in Black Sea. Degens ET, Ross DA (eds) *The Black Sea-geology, chemistry and biology*. AAPG member, 20, 249-278.

Introduction

L'écureuil est l'un des hôtes les plus familiers de nos forêts. Beaucoup d'entre nous auront sans doute eu l'occasion d'observer ce petit diable roux effectuer quelques unes des acrobaties aériennes dont il détient le secret. Qu'il évolue dans la cime des arbres, bondissant d'une branche à l'autre, ou le long d'un tronc, ce rongeur fait preuve d'une agilité déconcertante! Toujours alerte et sur le qui-vive, il n'en est pas moins curieux, et nombreux sont ceux ou celles qui – pour leur plus grand plaisir – ont pu le nourrir à la main dans les parcs ou les jardins urbains. Prévoyant, l'écureuil ne manque pas de constituer quelques réserves qui assurent sa survie en hiver. Toutes ces qualités lui valent d'être apprécié de tous, notamment des enfants, et sont souvent utilisées à des fins commerciales. Pour preuve, Walt Disney n'a-t-il pas créé les célèbres « Tic et Tac » et Tex Avery le désopilant « Casse-noisettes », un écureuil plein d'astuce et de vivacité qui exaspère tous ses poursuivants? Une banque française n'a-t-elle pas fait de l'écureuil son effigie? Par ailleurs, nombreux sont les campings dont l'enseigne arbore le nom ou l'illustration de ce sympathique rongeur.

Malgré cette flagrante popularité, les mœurs de l'écureuil sont encore largement méconnues du grand public. Cet article se propose donc de vous révéler quelques uns des secrets de la vie intime de cet acrobate des bois. Le lecteur intéressé trouvera en annexe une liste de travaux exhaustifs ou spécialisés sur les écureuils, ainsi qu'un glossaire rassemblant les termes désignés dans le texte par un astérisque (*). Notons pour information que cette synthèse s'inspire en partie d'une monographie qui paraîtra prochainement.

