



Géochimie (Géochimie isotopique)

Signification du signal isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) des carbonates néritiques : composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du bassin de Paris, France)

Benoît Vincent^{a,*}, Laurent Emmanuel^b, Jean-Paul Loreau^c

^a Division « Géologie–Géochimie », Institut français du pétrole (IFP), 1–4, av. de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison cedex, France

^b Département « Géologie sédimentaire », FRE 2400, tours 15–16, 4^e étage, Case 117, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

^c Centre des sciences de la Terre et UMR 5561 « Biogéosciences », université de Bourgogne, 6, bd Gabriel, 21000 Dijon, France

Reçu le 29 juillet 2003 ; accepté le 7 octobre 2003

Présenté par Jean Dercourt

Résumé

Le long d'une coupe de référence traversant les formations carbonatées du Jurassique supérieur de Lorraine (forage HTM102, Nord-Est de la France), des analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) sont réalisées sur la phase carbonatée de la roche totale (*bulk analysis*). Le déchiffrement de ces signaux isotopiques dans les carbonates néritiques étudiés est effectué par confrontation des données isotopiques obtenues sur roche totale avec différents ensembles de paramètres (sédimentologiques, données isotopiques sur produits séparés, données pétrophysiques). Il apparaît que l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ en tant que descripteur chemostratigraphique est impossible, car les valeurs obtenues sont le reflet du faciès et de la diagenèse. En revanche, le $\delta^{13}\text{C}$ n'est pas dépendant du faciès. Il ne semble pas modifié par la diagenèse, et s'avère être un outil prometteur pour l'étude des carbonates du Jurassique supérieur de Lorraine. **Pour citer cet article : B. Vincent et al., C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Meaning of the isotopic signal of shallow-marine carbonates: diagenetic part versus original part (Upper Jurassic, Eastern edge of the Paris Basin, France). Along a reference section of the Upper Jurassic carbonate formations of Lorraine (HTM102 borehole, northeastern France), isotopic analyses ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) are performed on the carbonated phase of bulk rock. The study of these geochemical signals within carbonate platform setting is realized through a confrontation between bulk isotopic data and different sets of parameters (sedimentological data, isotopic data from microdrilled specific phases, petrophysical data). It appears that the use of the $\delta^{18}\text{O}$ record as a chemostratigraphic descriptor is impossible, since this signal is a lithologic counterpart, only reflecting facies and diagenesis. On the other hand, the $\delta^{13}\text{C}$ curve proves to be a promising tool in proximal realm. **To cite this article: B. Vincent et al., C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : $\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$; carbonates ; diagenèse ; Jurassique supérieur ; bassin de Paris ; France

Keywords : $\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$; carbonates ; diagenesis ; Upper Jurassic ; Paris Basin ; France

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : benoit.VINCENT@ifp.fr (B. Vincent).

Abridged English version

1. Introduction

During the last two decades, geochemistry has turned towards chemostratigraphic studies [4,8,19]. By facing geochemical data of trace elements and stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) with sedimentological data, it is possible to propose sequence stratigraphic interpretations. These chemostratigraphic studies are well developed in basin settings where diagenesis is slightly influent, because of a homogeneous stable LMC (Low Magnesian Calcite) mineralogy. Such chemostratigraphic approaches in platform settings are recent [12,16,21,22,24,25], but more complex and discussed because of: (1) an intermittent and diversified sedimentary record, (2) numerous initial mineralogy (aragonite, LMC, HMC or High Magnesian Calcite), and (3) a highly diversified diagenesis. The aim of this work is to understand the meaning of the isotopic signals of bulk neritic carbonates. Through a confrontation with different data sets (sedimentological data, microdrilling isotopic data, petrophysical data), the main scope is to distinguish diagenetic and original parts within the bulk signal.

2. Geological setting

This study is performed on the HTM102 borehole, which crosses the Upper-Jurassic carbonates of Lorraine (eastern edge of the Paris Basin, Fig. 1) from Middle Oxfordian to Lower Kimmeridgian (Fig. 2; [9]).

2.1. Depositional environments

Facies heterogeneity along the core (Fig. 2; legend of Fig. 3) is interpreted as the vertical and lateral evolution of five major depositional environments from subtidal to supratidal [23]. The environmental variations illustrate the stages of evolution of the Lorraine platform that begin with reefal installation above the Callovo-Oxfordian clays in Early Middle Oxfordian, and end at Lower/Upper Kimmeridgian with the return of a terrigenous sedimentation [6,7,10,11].

2.2. Sequence stratigraphy

Six middle-frequency stratigraphic cycles (Lo1 to Lo6, each of about 1 Ma, 3rd order; Fig. 2) are

arranged into a lower frequency cycle (2nd order; Fig. 2) bounded by two maximum of deepening located in the underlying Callovo-Oxfordian clays [3,18] and in the overlying *Exogyra Nana* Marls [13].

3. Isotopic signal: acquisition and results

3.1. Bulk rocks

A small amount of each sample powder (~ 0.5 g) was treated by phosphoric acid attack to extract the CO_2 . Measurements were performed with a mass spectrometer within the 'Laboratoire de géologie des bassins sédimentaires' of the Paris-6 University. All data are reported to the PDB, and the standard deviations proposed for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ are respectively 0.08‰ and 0.04‰.

The curves are constructed by analysing 100 samples along the core. All the breaks in the curves correspond to sedimentological boundaries (Fig. 2). The less negative $\delta^{18}\text{O}$ are associated with micritic levels (mudstone to packstone), whereas the more negative values correspond to sparitic levels (grainstone). This is confirmed by a simple bivariate scatter of the isotopic data according to their exact texture (Fig. 4). Fig. 4, however, shows that there is no particular arrangement with the $\delta^{13}\text{C}$.

3.2. Separated products

Sampling is performed with a microdrill and concerns: (1) initial LMC of shells insensitive to diagenesis (brachiopods, oysters) that reflect the initial marine isotopic composition, and (2) blocky LMC cements that reflect the intraformational fluid compositions during burial. Measurement procedure and characteristics are identical to those used for bulk rocks.

The mean $\delta^{13}\text{C}$ of the two sets of products are almost equal, whereas the mean $\delta^{18}\text{O}$ are different with blocky calcite cement values more negative than initial LMC values (Fig. 5). The negative bulk $\delta^{18}\text{O}$ of granular carbonates are due to the very negative $\delta^{18}\text{O}$ of the cements (as already shown by [15]), which here point to parent fluids with mixed marine/meteoric compositions [23], whereas the $\delta^{18}\text{O}$ of the muddy carbonates come close to the initial marine values but remain more negative (contrary to [20]).

4. Discussion

4.1. Relationship between bulk isotopic signal and texture

The statistical range of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ for each texture is proposed in Figs. 6 and 7.

An ANOVA confirms that there is a highly significant effect of the texture of the carbonates on their $\delta^{18}\text{O}$, and a second ANOVA shows that this is due to the presence/absence of blocky cements (Fig. 6). On the other hand, another set of two ANOVA shows that the significant effect of the texture of carbonates on their $\delta^{13}\text{C}$ is not due to the presence/absence of blocky cement (Fig. 7). This effect of texture on the $\delta^{13}\text{C}$ is only ascribed to the differentiation of the wackestone values (Fig. 7), which all correspond to either (1) exposure levels, or (2) encrusted bioconstructions (Fig. 2). In the first case, the occurrence of pedogenetic features can explain the decrease of the $\delta^{13}\text{C}$ [1]. In the second case, the weak $\delta^{13}\text{C}$ values may illustrate the influence of a CO_2 enriched in ^{12}C generated by organic activity.

4.2. Influence of diagenesis: alteration of micrites

The bulk $\delta^{18}\text{O}$ variations are not only governed by the textures of the carbonates, as shown by the similarity between the $\delta^{18}\text{O}$ curve and the evolution of porosity along the borehole (Fig. 2). This similarity can be explained by the study of a specific interval (220–285 m; Fig. 2), which displays an alternation of porous micrite-dominant levels and less porous sparite-dominant levels. According to the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and texture, the $\delta^{18}\text{O}$ curve should be irregular along this interval. However, this is not the case and the curve is smoothed.

This is due to the diagenetic history of the porous Oxfordian micrites that have undergone telogenetic dissolutions and reprecipitations as shown by particular nanostructural indications (relic grains, micritic bridges; Fig. 8). The $\delta^{18}\text{O}$ data obtained after micro-sampling of these micrites clearly point to a diagenetic alteration, whereas the dense micrites data already reflect marine compositions (Fig. 9). It is possible that the products of reprecipitation between grains, observed within porous micrites, can keep a negative isotopic record of the meteoric fluids that have flowed through the carbonate formations of Lorraine since the Tertiary. Some of these fluids lead to large dissolutions

[23]. All these observations go against the widespread idea that considers porous micrites as initial, and dense micrites as the most modified [14,17].

Unlike the $\delta^{18}\text{O}$, the bulk $\delta^{13}\text{C}$ signal is not so modified by these diagenetic alterations as its curve really differs from the porosity evolution (Fig. 2). This is expected since the amount of new C coming with the diagenetic fluids is low compared to the amount of C in the sedimentary rocks. Thereby, the diagenetic fluids need less rock–water interactions to be in equilibrium with surrounding carbonates according to the $\delta^{13}\text{C}$ rather than according to the $\delta^{18}\text{O}$ [2].

5. Conclusions

Even if the breaks in the $\delta^{18}\text{O}$ curve correspond to sequential boundaries (maximum of regression and deepening; Fig. 2), this signal in carbonate platform settings is a single lithologic counterpart only reflecting facies variations, and is moreover modified by diagenetic alteration such as telogenetic dissolutions–reprecipitations. The bulk $\delta^{18}\text{O}$ does not retain any initial component.

On the other hand, the correspondence between the breaks of the $\delta^{13}\text{C}$ curve and the sequential boundaries is neither the result of a lithological effect nor the result of diagenesis. This signal could be considered as a promising tool in proximal realm, since it may reflect pedogenesis and original organic activity.

1. Introduction

Au cours des 20 dernières années, la géochimie sédimentaire s'est focalisée sur le développement d'études chemostratigraphiques à partir de l'analyse de la phase carbonatée des roches totales (*bulk analysis*; [4,8,19]). Des comparaisons entre les données géochimiques élémentaires et isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) et les données sédimentologiques permettent d'effectuer des interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.

Ces études chemostratigraphiques concernent essentiellement les environnements de bassins, où les phénomènes diagénétiques sont peu influents du fait d'une minéralogie homogène en LMC (*Low Magnesian Calcite*) stable. Les alternances typiques marnes–calcaires reflètent, de plus, une très faible variabilité

des milieux de dépôt et limitent les circulations de fluides durant l'enfouissement.

La transposition de cette approche chimiostratigraphique aux plates-formes carbonatées est plus récente [12,16,21,22,24,25], mais l'interprétation des signaux géochimiques est plus complexe et débattue, car : (1) l'enregistrement sédimentaire est plus discontinu et plus diversifié que dans les bassins (hiatus sédimentaires); (2) les minéralogies initiales sont multiples (aragonite, LMC, HMC ou *High Magnesian Calcite*); (3) la diagenèse est bien plus développée et diversifiée que dans les bassins. Les données géochimiques obtenues pour les plates-formes sont donc potentiellement le reflet de signaux multiples.

Le but de cette étude est de comprendre la signification des signaux isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates néritiques en roche totale. Il s'agit d'acquies ces signaux le long d'une coupe de référence et de les confronter avec : (1) les données lithologiques, (2) des données isotopiques obtenues sur des fractions séparées caractéristiques (calcites initiales, ciments de blocage); (3) des données pétrophysiques. L'objectif final est de tenter de déterminer la nature et l'influence des diverses composantes qui contribuent au signal isotopique en roche totale des carbonates néritiques.

2. Cadre de l'étude

L'objet principal de cette étude est le forage HTM 102, réalisé par l'Andra (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) en Lorraine (Fig. 1), et qui traverse notamment les formations carbonatées du Jurassique supérieur. L'extension stratigraphique de l'intervalle d'étude débute dans l'Oxfordien moyen, zone à *Plicatilis*, et se termine dans le Kimméridgien inférieur, zone à *Baylei* (Fig. 2; [9]).

2.1. Environnements de dépôt

L'hétérogénéité des faciès observés (Fig. 2; légende Fig. 3) peut être traduite en termes d'évolution verticale et latérale de cinq environnements de dépôt principaux s'étalant du subtidal au supratidal [23]. Les variations environnementales illustrent les grands stades d'évolution de la plate-forme de Lorraine qui repose au nord sur le massif de Londres–

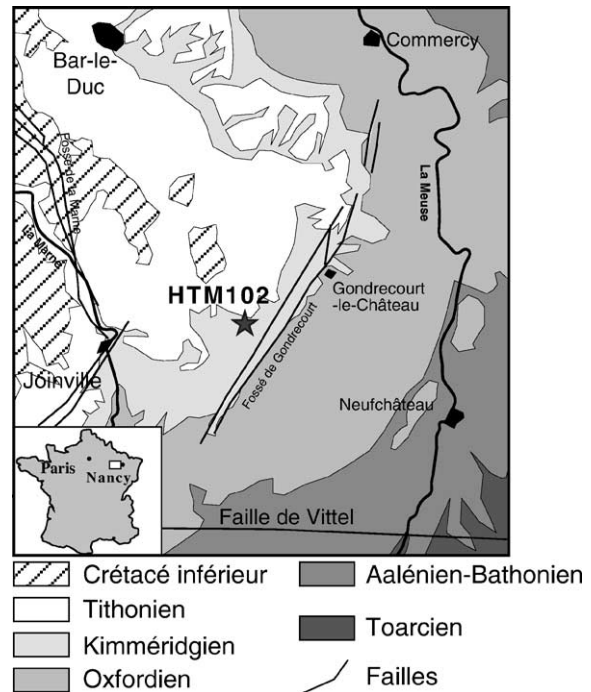


Fig. 1. Carte géologique simplifiée du Sud de la Lorraine.

Fig. 1. Simplified geologic map of southern Lorraine.

Brabant (massif des Ardennes) et est limitée au sud par la faille de Vittel [6,7,10,11]. Cette plate-forme se développe au début de l'Oxfordien moyen avec l'installation de récifs au-dessus des argilites callovo-oxfordiennes (« argiles de la Woëvre »), et disparaît au Kimméridgien inférieur/supérieur, avec le retour d'une sédimentation terrigène (« Marnes à *Exogyra nana* »).

2.2. Interprétation séquentielle

Le motif d'empilement des environnements de dépôt est interprété en terme de cycles stratigraphiques de régression/transgression. Six cycles à moyenne fréquence sont identifiés (Lo1 à Lo6, chacun d'environ 1 Ma, i.e. 3^e ordre; Fig. 2) et sont agencés dans un cycle de plus basse fréquence (2^e ordre; Fig. 2), délimité par deux maxima d'approfondissement situés dans les « argiles de la Woëvre » sous-jacentes [3,18] et dans les « marnes à *Exogyra nana* » sus-jacentes [13].

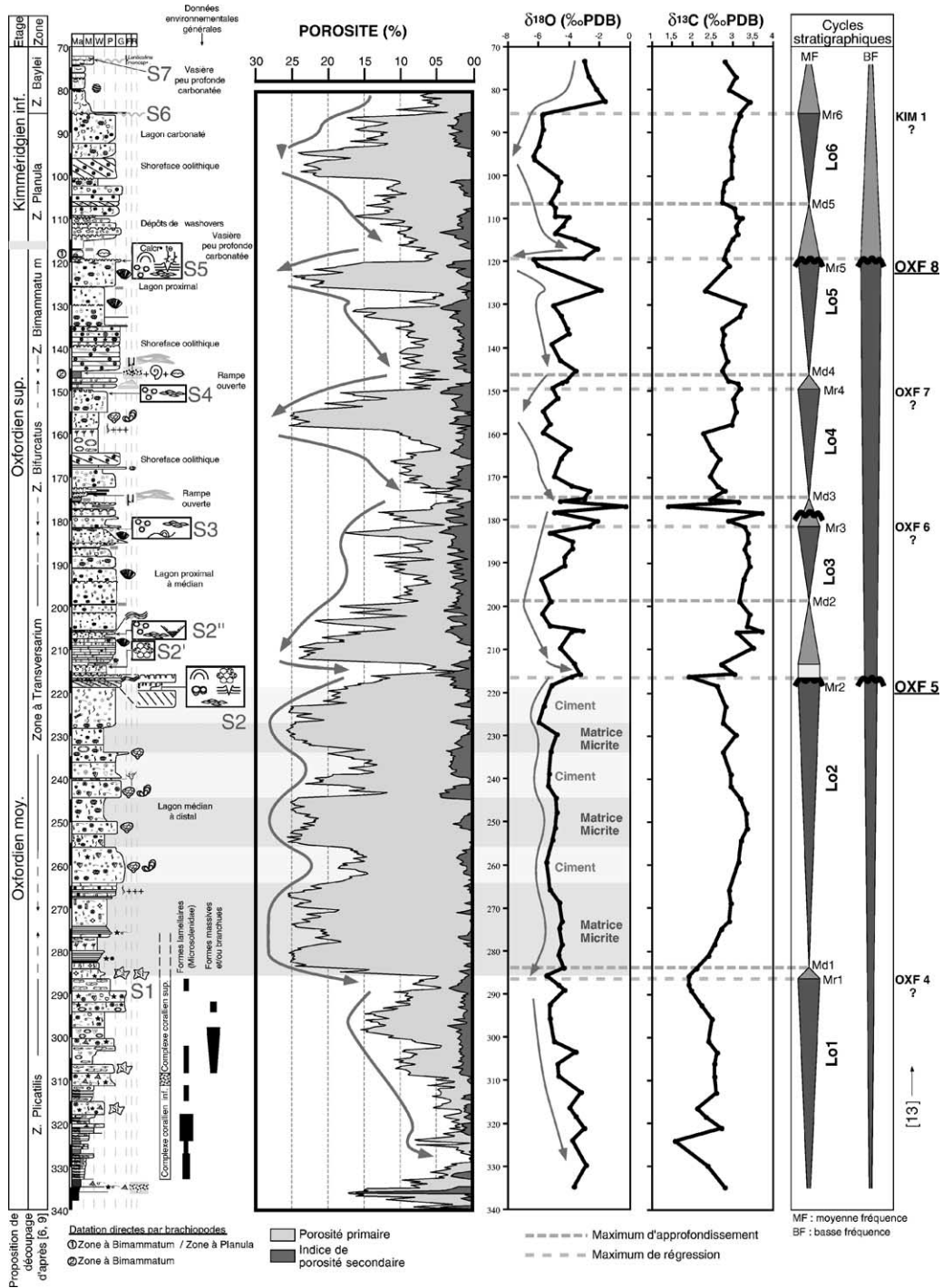


Fig. 2. Log sédimentologique du forage : (1) évolution des porosités [5], (2) courbes du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ en roche totale, et (3) interprétation séquentielle.

Fig. 2. Sedimentologic log of the core: (1) evolution of porosity [5], (2) bulk $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ curves, and (3) sequential interpretation.

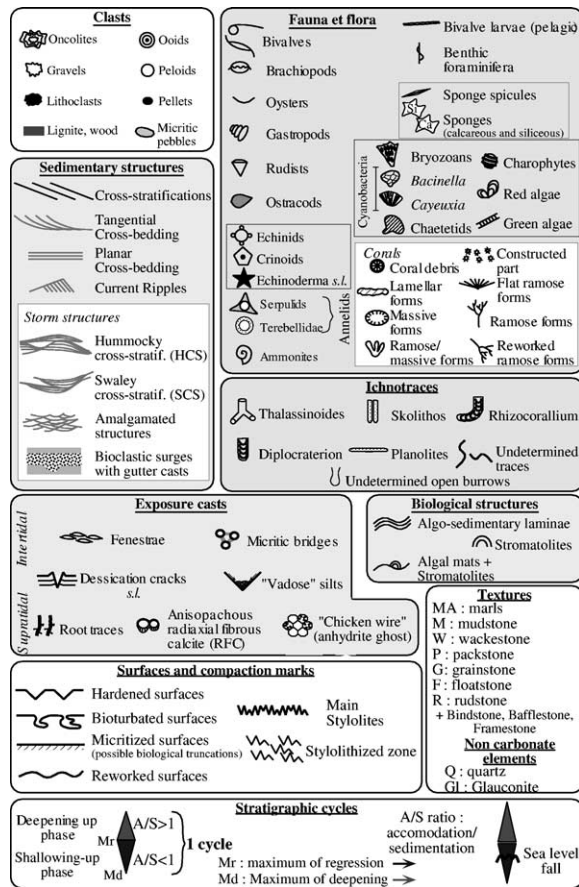


Fig. 3. Légende du log sédimentologique et de l'interprétation séquentielle.

Fig. 3. Legend of the sedimentologic log and of the sequential interpretation.

3. Signal isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) : acquisition et résultats

3.1. Analyses sur roche totale

Les échantillons bruts sont sciés, lavés, séchés et broyés finement. Une quantité de poudre de 50 mg subit une attaque à l'acide orthophosphorique, durant 6 h ou 15 min, suivant que la réaction se déroule à 25 °C ou 50 °C, respectivement. Le CO_2 produit est séparé des autres gaz grâce à un jeu d'extraction impliquant de l'azote liquide (−270 °C), puis de la neige carbonique (−50 °C). Les rapports isotopiques du CO_2 ainsi purifié sont ensuite mesurés à l'aide d'un

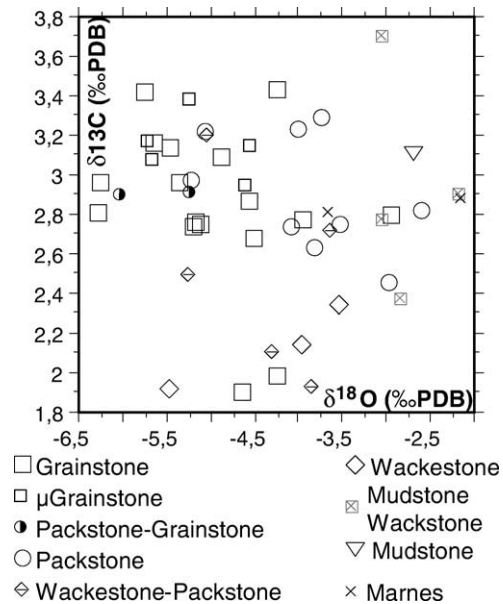


Fig. 4. Diagramme bivarié des données isotopiques en fonction de la texture des échantillons analysés.

Fig. 4. Bivariate scatter of the isotopic data according to the texture of the analysed samples.

spectromètre de masse. Les analyses ont été effectuées au laboratoire de géologie des bassins sédimentaires (FRE 2400) de l'université Paris-6. Les données sont toutes exprimées par rapport au PDB et les écarts types pour les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ sont respectivement de 0,08 et 0,04‰.

Les courbes d'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ ont été établies le long du forage par l'analyse de 100 échantillons prélevés en fonction des données sédimentologiques. Les ruptures observées sur les deux courbes isotopiques coïncident avec les limites sédimentologiques (Fig. 2). Les intervalles à $\delta^{18}\text{O}$ les moins négatifs (−2 à −4‰) sont associés aux niveaux lithologiques à matrice micritique (*mudstone* à *packstone*), alors que les intervalles à $\delta^{18}\text{O}$ les plus négatifs (≤ -5 ‰) correspondent aux niveaux lithologiques à ciments sparitiques (*grainstone*). La courbe d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ ne permet pas de faire une analyse du même type. L'utilisation d'un diagramme bivarié des données isotopiques habillées en fonction de leur texture (Fig. 4) montre qu'il n'y a pas d'agencement particulier en fonction des va-

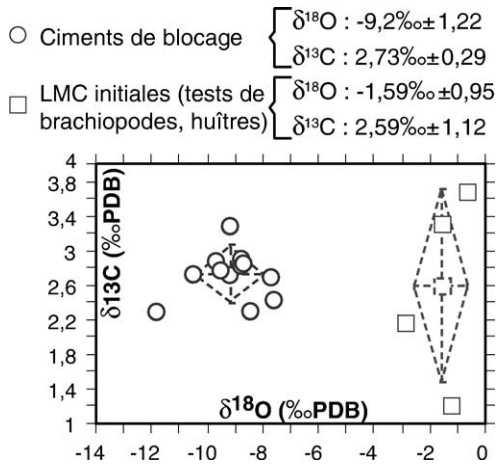


Fig. 5. Données isotopiques obtenues sur produits séparés (LMC initiales et ciments de blocage).

Fig. 5. Isotopic data of the microdrilled products (initial LMC and blocky calcite cements).

riations du $\delta^{13}\text{C}$, contrairement à celles du $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4).

3.2. Analyses sur fractions séparées

Les fractions séparées sont prélevées mécaniquement à l'aide d'une fraise de dentiste sous une loupe binoculaire. Il s'agit de LMC originelles de tests d'organismes (brachiopodes, huîtres), donc non sensibles à la diagenèse, et de ciments de blocage également en LMC (pores, fractures). Les premières reflètent les compositions isotopiques marines initiales et les secondes reflètent les compositions des fluides baignant les carbonates durant l'enfouissement.

Les moyennes des $\delta^{13}\text{C}$ des deux ensembles de produits sont proches (Fig. 5). En revanche, leurs $\delta^{18}\text{O}$ diffèrent, avec des ciments de blocage nettement plus négatifs que les LMC originelles (Fig. 5). Les $\delta^{18}\text{O}$ très négatifs des ciments de blocage traduisent des solutions parentes de compositions mixtes marine/météorique [23], et contribuent donc à alléger les $\delta^{18}\text{O}$ en roche totale des carbonates à textures granulaires [15]. Les $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates à textures micritiques sont plus proches des valeurs initiales, mais restent plus négatifs (contrairement aux données de [20], notamment).

4. Discussion

4.1. Relation signal isotopique roche totale–faciès

Les Figs. 6 et 7 illustrent les étendues statistiques (moyenne \pm écart type) des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ effectuées pour chaque type de texture.

- La relation entre le faciès et les $\delta^{18}\text{O}$ apparaît plus clairement et se traduit par l'agencement des textures, depuis les plus fines jusqu'aux plus grossières, en fonction de la décroissance des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6). Une ANOVA (*ANALYSIS OF VARIANCE*) réalisée sur ces valeurs montre qu'il existe un effet hautement significatif de la texture des carbonates sur leur valeur en $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6). Mais cette relation est associée à la présence/absence de ciment de blocage dans les échantillons, comme le montre une seconde ANOVA, qui atteste un effet hautement significatif de ce paramètre sur les $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6).
- Aucune relation n'est visuellement attestée entre faciès et $\delta^{13}\text{C}$. Même s'il existe un effet significatif de la texture sur les $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 7), il n'est pas lié à la présence de ciment (Fig. 7), mais seulement à la différenciation des valeurs des *wackestones* (Fig. 7). Il apparaît d'ailleurs que tous les échantillons répertoriés comme *wackestone* correspondent, (1) soit à des niveaux émerifs (cotes 215 et 119 m, Fig. 2), (2) soit à des niveaux bioconstruits encroûtés (microbialites). Dans le premier cas, les diminutions du $\delta^{13}\text{C}$ sont dues à une faible pédogenèse associée à ces niveaux émerifs (Fig. 2; [1]). Dans le second cas, les faibles $\delta^{13}\text{C}$ mesurés reflètent probablement l'influence d'un CO_2 enrichi en ^{12}C généré par l'activité organique.

4.2. Influence de la diagenèse : modifications des micrites

Une comparaison de la courbe d'évolution des $\delta^{18}\text{O}$ avec les variations de porosité le long du forage HTM102 (Fig. 2) montre une très grande similarité entre les deux signaux, ce qui nous indique que les variations du $\delta^{18}\text{O}$ en roche totale ne sont pas uniquement contrôlées par les variations texturales. Cette similitude peut être expliquée par l'étude détaillée d'un

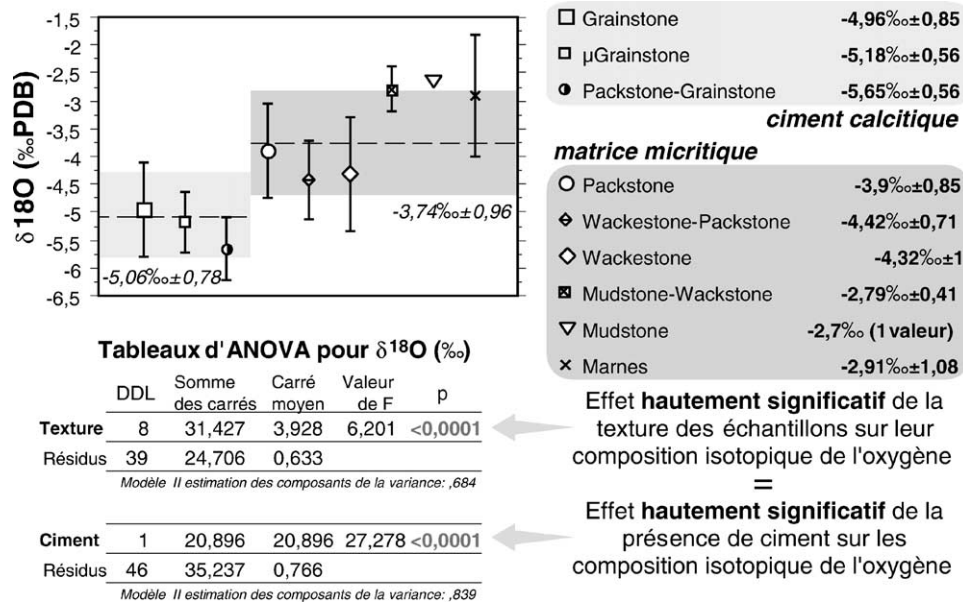


Fig. 6. Traitement statistique des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$: représentation graphique des étendues statistiques pour chaque texture et résultats des ANOVA. Les $\delta^{18}\text{O}$ dépendent de la texture des carbonates analysés (présence/absence de ciment).

Fig. 6. Statistical treatment of the $\delta^{18}\text{O}$ data: graphic representation of the statistical ranges for each texture and ANOVA's results. The $\delta^{18}\text{O}$ depend on the texture of the analysed carbonates (presence/absence of blocky calcite cement).

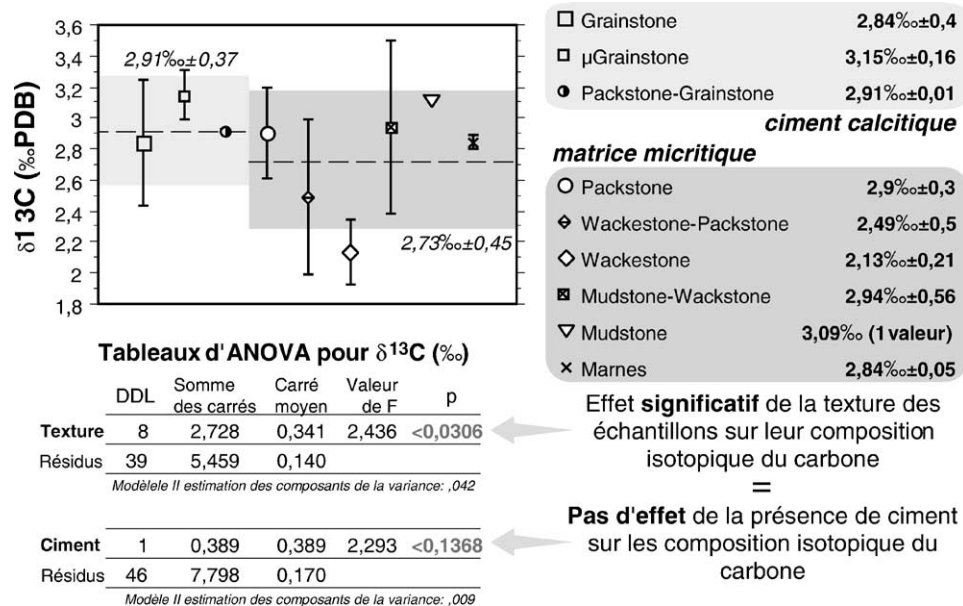


Fig. 7. Traitement statistique des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$: représentation graphique des étendues statistiques pour chaque texture et résultats des ANOVA. Les $\delta^{13}\text{C}$ ne dépendent pas de la texture des carbonates analysés (présence/absence de ciment).

Fig. 7. Statistical treatment of the $\delta^{13}\text{C}$ data: graphic representation of the statistical ranges for each texture and ANOVA's results. The $\delta^{13}\text{C}$ do not depend on the texture of the analysed carbonates (presence/absence of blocky calcite cement).

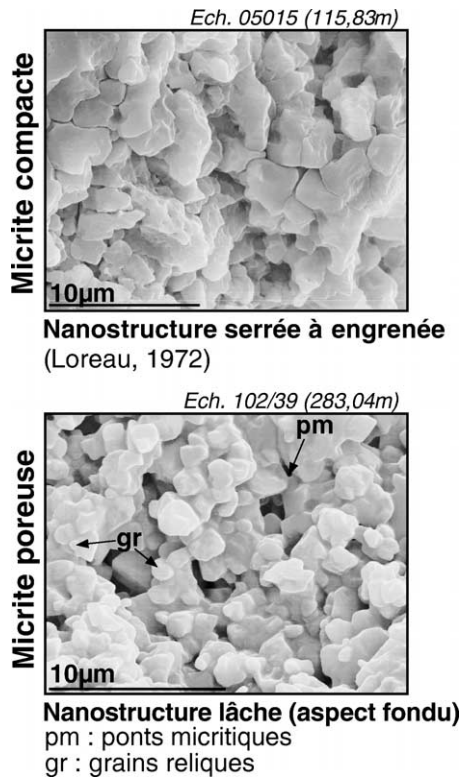


Fig. 8. Nanostructures comparées des micrites poreuses et compactes. Les micrites poreuses montrent des indices de dissolution(s)/reprécipitation(s).

Fig. 8. Compared nanostructures of porous and dense micrites. The porous micrites display some indications of dissolution/precipitation.

intervalle situé entre les cotes 220 et 285 m (Fig. 2), au sein duquel alternent des niveaux poreux à textures micritiques dominantes et des niveaux moins poreux à textures sparitiques dominantes. Si l'on se réfère à la relation $\delta^{18}\text{O}$ /texture mise en évidence précédemment, la courbe d'évolution des $\delta^{18}\text{O}$ le long de cet intervalle devrait être très fluctuante, avec des niveaux micritiques nettement moins négatifs que les niveaux sparitiques. Or, la courbe semble lissée et les niveaux micritiques montrent des $\delta^{18}\text{O}$ aussi négatifs que les niveaux sparitiques (Fig. 2).

Ceci est dû à une particularité des micrites poreuses de l'Oxfordien de Lorraine. Au MEB (microscope électronique à balayage), ces micrites montrent des grains reliques à aspect fondu, qui caractérisent des dissolutions de calcite (Fig. 8), et des ponts micritiques entre les grains qui correspondent à des produits issus de phases de reprécipitation (Fig. 8). Des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées après microprélèvements dans des micrites poreuses (7 échantillons) et compactes (9 échantillons). Les valeurs isotopiques des micrites poreuses sont proches de celles observées pour les ciments de blocage (autour de -7‰) et caractérisent une altération diagénétique, tandis que les $\delta^{18}\text{O}$ des micrites compactes se rapprochent des valeurs obtenues sur les calcites marines (Fig. 9). Il est probable que les produits issus de reprécipitations aux contacts entre grains, observés dans les micrites poreuses, gardent la trace des fluides météoriques, à rapport isotopique très négatif, qui circulent dans les formations carbonatées de Lorraine dès le Tertiaire, et dont les plus agressifs entraînent des disso-

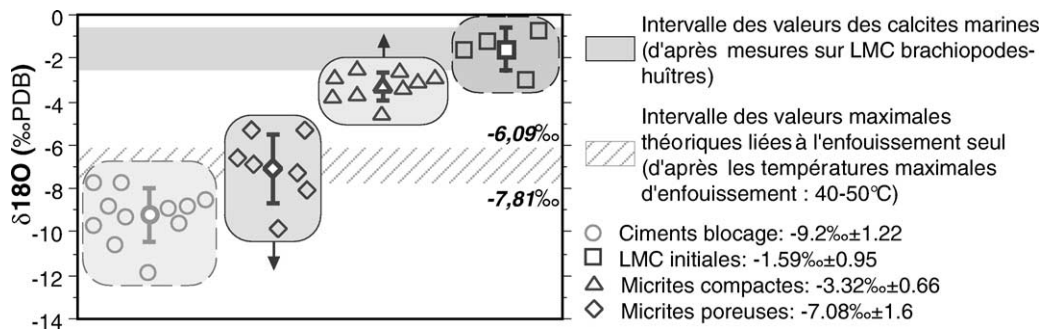


Fig. 9. $\delta^{18}\text{O}$ de micrites poreuses et compactes microprélevées, replacées par rapport aux données des LMC initiales et des ciments de blocage. Le signal isotopique des micrites poreuses reflète une altération diagénétique, alors que celui des micrites compactes est plus proche du signal initial.

Fig. 9. $\delta^{18}\text{O}$ data of porous and dense microdrilled micrites compared with the data of the microdrilled initial LMC and blocky calcite cements. The porous micrites show isotopic evidence of diagenetic alteration of the initial signal, which is better preserved in the dense micrites.

lutions importantes [23]. Malgré le fait qu'ils soient volumétriquement moins abondants que les grains reliques, ils paraissent néanmoins susceptibles d'entraîner le $\delta^{18}\text{O}$ des micrites poreuses vers un pôle plus négatif. Ces données vont à l'encontre de l'hypothèse, classiquement admise, qui considère les nanostructures poreuses lâches comme reflétant la structure quasi initiale des micrites, et les nanostructures plus denses (Fig. 8) comme résultant de modifications diagénétiques plus intenses au cours de l'enfouissement [14,17].

À l'inverse du $\delta^{18}\text{O}$, le signal du $\delta^{13}\text{C}$ en roche totale ne montre aucune similarité avec l'évolution des porosités (Fig. 2), et ne semble donc pas perturbé par ces altérations diagénétiques. Ceci n'est pas étonnant, dans la mesure où la quantité de carbone apportée par les fluides diagénétiques est infime par rapport au réservoir quasi infini que représentent les formations traversées. De ce fait, le rééquilibrage de ces fluides par rapport aux carbonates encaissants est nettement plus rapide pour le $\delta^{13}\text{C}$ que pour le $\delta^{18}\text{O}$ [2].

5. Conclusions

Même s'il apparaît que les ruptures du signal isotopique de l'oxygène coïncident avec des limites séquentielles (maxima de régression et d'approfondissement; Fig. 2), ceci est logique, puisque toutes ces limites correspondent à des variations lithologiques (c'est-à-dire texturales) majeures qui, de plus, délimitent des horizons diagénétiques distincts (Fig. 2). Le $\delta^{18}\text{O}$ dans les carbonates néritiques n'est qu'une illustration des variations de faciès qui, de surcroît, peut être modifiée par les altérations diagénétiques les plus récentes (dissolutions–reprécipitations télogénétiques). Il ne possède donc aucun souvenir d'une composante originelle.

Pour le $\delta^{13}\text{C}$, la correspondance entre limites séquentielles et ruptures du signal (Fig. 2) n'est ni le reflet d'un effet de la lithologie, ni celui d'un effet de la diagenèse. Au contraire, il semble que certaines variations en $\delta^{13}\text{C}$ puissent refléter l'influence de phénomènes tels que la pédogenèse et l'activité organique. Le possible reflet d'une composante originelle dans ce signal est prometteur, mais d'autres travaux s'avèrent dès à présent nécessaires pour mieux comprendre l'ensemble des processus qui engendrent ses variations.

Remerciements

Nous tenons à remercier les rapporteurs, dont les précieuses remarques ont permis d'améliorer cette note. Ce travail a été soutenu par une bourse de thèse Andra.

Références

- [1] T.E. Cerling, D. Kip Solomon, J. Quade, J.R. Bowman, On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide, *Geochim. Cosmochim. Acta* 55 (1991) 3403–3405.
- [2] A.D. Cicero, K.C. Lohmann, Sr/Mg variation during rock–water interaction: implications for secular changes in the elemental chemistry of ancient seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta* 65 (5) (2001) 741–761.
- [3] P.Y. Collin, Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Callovo-Oxfordien : du bassin de Paris à des considérations globales, thèse de 3^e cycle, université de Bourgogne, 2000, 282 p. (inédit).
- [4] J.-C. Corbin, A. Person, A. Iatoura, B. Ferre, M. Renard, Manganese in pelagic carbonates: indication of major tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin. (The Jurassic European Margin of the Tethys–Ligurian Sea), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 156 (2000) 123–138.
- [5] A. Curial, Interprétations Diageval des données diagraphiques. Forages Andra MSE101, HTM102 et EST103/104; Forages pétroliers CVN1, MOP1 et LDM1, rapport d'étude Andra B RP 0DIA 96–007, 1996, 24 p.
- [6] S. Debrand-Passard, R. Enay, M. Rioult, E. Cariou, D. Marchand, J.-C. Menot, Jurassique supérieur, in: C. Mégien, F. Mégnien (Eds.), *Synthèse géologique du bassin de Paris*, Vol. 1 : Stratigraphie et paléogéographie, in: *Mém. BRGM*, vol. 101, 1980, pp. 1–466.
- [7] M. Durand, M. Hanzo, B. Lathuilière, J. Le Roux, C. Mangold, DUCM Stratigraphische Kommission–Subkommission für Jura Stratigraphie, Excursion en Lorraine, Nancy, 3–5 mai 1989, université Nancy-1, 60 p.
- [8] L. Emmanuel, M. Renard, Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Tithonian–Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France), *Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod.* 17 (1) (1993) 205–221.
- [9] R. Enay, A. Boullier, L'âge du complexe récifal des côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du bassin de Paris, *Geobios* 14 (1981) 727–771.
- [10] J. Geister, B. Lathuilière, Jurassic coral reefs of the northeastern Paris Basin (Luxembourg and Lorraine), Excursion Guidebook, in: VIth Int. Symp. on Fossil Cnidaria, Münster, Allemagne, 1991, p. 112.
- [11] L. Humbert, Recherche méthodologique pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin. L'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du bassin de Paris, thèse d'État, université de Nancy, n° AO 5096, 1971, 364 p.

- [12] B.L. Ingram, M.E. Conrad, J.C. Ingle, Stable isotope and salinity systematic in estuarine waters and carbonates: San Francisco Bay, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60 (1996) 455–468.
- [13] T. Jacquin, G. Dardeau, C. Durllet, P.C. De Graciansky, P. Hantzpergue, The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe, *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Spec. Publ. 60 (1998).
- [14] J.-P. Loreau, Pétrographie des calcaires fins au microscope électronique à balayage : introduction à une classification des « micrites », *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 274 (1972) 810–813.
- [15] J.D. Marshall, M. Ashton, Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardgrounds in the Jurassic of England, *Sedimentology* 27 (1980) 271–289.
- [16] G.M. Mason, R.C. Surdam, Carbonate mineral distribution and isotope fractionation: an approach to depositional environment interpretation, Green River Formation, Wyoming, USA, *Chem. Geol.* 15 (1992) 311–322.
- [17] S.O. Moshier, Microporosity in micritic limestones: a review, *Sediment. Geol.* 63 (1989) 191–213.
- [18] P. Pellenard, J.-F. Deconinck, D. Marchand, J. Thierry, D. Fortwengler, G. Vigneron, Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien–Oxfordien moyen dans l’Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 328 (1999) 807–813.
- [19] M. Renard, Géochimie des carbonates pélagiques : mise en évidence de la fluctuation de la composition des eaux océaniques depuis 140 Ma, essai de chimostratigraphie, Doc. BRGM 85 (1984) 1–650.
- [20] M.E. Tucker, V.P. Wright, *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford, UK, 1990, 482 p.
- [21] I. Valladares, C. Recio, A. Lendinez, Sequence stratigraphy and stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Cretaceous carbonate ramp of the western margin of the Iberian chain (Soria, Spain), *Sediment. Geol.* 105 (1996) 11–28.
- [22] F.S.P. Van Buchem, B. Pittet, H. Hillgartner, J. Grotzsch, A.I. Al Mansouri, I.M. Billing, H.H.J. Droste, W.H. Oterdoom, M. Van Steenwinkel, High-resolution sequence stratigraphic architecture of Barremian/Aptian carbonate systems in Northern Oman and the United Arab Emirates (Kharaib and Shu’aiba formations), *GeoArabia* 7 (3) (2002) 461–500.
- [23] B. Vincent, Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure est du bassin de Paris, thèse, université de Bourgogne, 2001, 308 p.
- [24] B. Vincent, L. Emmanuel, J.-P. Loreau, J. Thierry, Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignonne (France) au Bajocien–Bathonien, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 325 (1997) 783–789.
- [25] F. Walgenwitz, A. Le Duz, H. Eichenseer, Isotope and trace element record of relative sea level in Albian carbonates from Congo atlantic margin, in : Y.K. Kharaka, A.S. Maest (Eds.), 7th Int. Symp. on water–rock interaction, Balkema, Pays-Bas, 1992, pp. 487–491.