

Peut-on évaluer le rôle de la sédimentation sur l'effet de serre à l'échelle de temps des cycles orbitaux ?

Philippe Bertrand

Département de géologie et océanographie, UMR 5805 du CNRS, université Bordeaux-I, av. des Facultés, 33405 Talence cedex, France

Reçu le 17 septembre 2001 ; accepté le 8 avril 2002

Présenté par Michel Petit

Abstract – Can the role of sedimentation in the greenhouse effect at the time scale of orbital cycles be evaluated?

The evolution of the atmospheric CO₂ content is partly a response to the lack of balance between oceanic sedimentation and continental weathering, because the oceanic C reservoir tends to balance net inputs or losses from slow processes by rapid exchanges with the atmospheric reservoir. This response strongly depends on both amplitudes and time scales of the related processes. At Milankovitch or lower time scales, global models generally do neglect organic matter fossilisation, but such an assumption is only valid for oligotrophic systems. In eutrophic or mesotrophic systems, organic matter is not negligible and should be considered relatively to the carbonate sedimentation in order to know whether the impact of the sedimentation was a source or a sink for atmospheric CO₂. **To cite this article: P. Bertrand, C. R. Geoscience 334 (2002) 521–528.** © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

CO₂ / greenhouse effect / oceanic sedimentation / organic matter / carbonate

Résumé – L'évolution de la teneur en CO₂ atmosphérique constitue en partie une réponse au déséquilibre entre la sédimentation et le détritisme, car le réservoir océanique de carbone tend à équilibrer son bilan avec l'atmosphère. L'existence d'une réponse à un déséquilibre éventuel dépend très étroitement des amplitudes, mais aussi des échelles de temps relatives des différents processus concernés. À des échelles de temps égales ou inférieures à celles des variations orbitales, les modèles globaux négligent généralement la fossilisation de la matière organique ; or, cette approximation ne vaut que pour les systèmes oligotrophes. Dans les systèmes océaniques eutrophes ou mésotrophes, la fossilisation organique ne peut être négligée et doit être considérée dans son rapport à la sédimentation carbonatée, pour savoir si la sédimentation a contribué à l'effet « source » ou à l'effet « puits » du CO₂ vis-à-vis de l'atmosphère. **Pour citer cet article : P. Bertrand, C. R. Geoscience 334 (2002) 521–528.** © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

CO₂ / effet de serre / sédimentation océanique / matière organique / carbonate

Abridged version

1. Introduction

Most often, models about CO₂ exchanges between ocean and atmosphere neglect the burial of sedimentary organic matter. They assume that new production is fully recycled within the time of ocean turnover, with possible impact on sedimentary carbonate accumulation and global ocean alkalinity [8]. Such an assumption is valid only for oligotrophic systems, where new production is

small and only a minor part is buried in sediments. Whether the oligotrophic systems play the major role in the CO₂ exchanges is not known. The eutrophic or mesotrophic systems, which are generally located over the continental shelves and slopes due to riverine nutrient inputs or to coastal upwelling, represent about 50% of the ocean new production [1]. Moreover, they are more sensitive than oligotrophic systems to global (sea level) or climatic changes (winds, rainfall and related detritism...). Therefore, an important question is whether the new production over the continental margins may not be fully recycled at

the time scale of ocean circulation, thus whether the sedimentation of the margins may have an accumulated impact on atmospheric CO₂ at longer time scales. At the time scale of the orbital (Milankovitch) cycles, such an impact, if not negligible, may induce retroactions on the climate evolution, and thus explain part of the non-linear trend of the climate dynamics.

2. The potential role of the sedimentation in the carbon cycle

The sedimentary carbon accumulation flux [S] induces a long-term transfer of carbon from dissolved or gaseous CO₃²⁻ and CO₂ reservoirs (ocean and atmosphere) to particulate carbon as sedimentary carbonate and organic matter. It results mainly from the accumulated fluxes of photosynthesis (P), respiration (R), carbonate bioprecipitation (B) and carbonate dissolution (D), mines the exchanges between ocean and atmosphere (A). A simplified carbon flux mass balance may be written as $S + A = P - R + B - D$, where A is either positive (source for the atmosphere) or negative (sink for the atmosphere). The volcanic CO₂ release, which is a reduction of the sedimentary reservoir of carbon, should also be taken into account. However, volcanic release of CO₂ acts as a disturbing factor, not as a process of the regulating system.

The flux A tends to balance the carbon excess or deficit in the ocean. If short-term processes P, R, B and D lead to accumulation of sedimentary carbon as carbonate or organic matter, all things being equal, then A responds to this unbalance. We will consider that this response is the 'green-house' effect of the sedimentation.

As shown in Fig. 1, the fossilisation of one molecule of organic matter (simplified as CH₂O) creates a deficit of CO₂ either in the atmospheric reservoir or in the dissolved oceanic reservoir. This deficit is compensated, locally for marine organic matter or globally for terrestrial organic matter, by a displacement of the oceanic carbonate equilibrium towards the HCO₃⁻ pole. This displacement induces two related effects: a deficit in the dissolved CO₃²⁻ reservoir, and a deficit of the dissolved CO₂ reservoir. The CO₃²⁻ deficit is compensated by an immediate (local) or delayed enhanced dissolution of solid carbonate. The deficit of dissolved CO₂ then induces less CO₂ transfer to the atmosphere in the upwelling regions, thus contributing to lower the greenhouse effect. Therefore, the fossilisation of sedimentary organic matter acts as a sink for atmospheric CO₂. The same reasoning leads to conclude that fossilisation of sedimentary carbonate acts as a source for atmospheric CO₂.

3. Assessment of the impact of the local sediment accumulation on the atmospheric CO₂

The simplified ocean carbonate equilibrium (2nd equation in Fig. 1) may be characterised by the constant:

$$Q = \frac{[\text{CO}_3^{2-}][\text{CO}_2]_{\text{aq}}}{[\text{HCO}_3^-]}$$

The content of HCO₃⁻ in seawater is largely greater than the content of CO₃²⁻. Therefore, any modification of the CO₃²⁻ or dissolved CO₂ reservoirs may be fully compensated by a minor evolution of the HCO₃⁻ reservoir without a significant evolution of Q at time scales longer than 2000 years (maximum time of ocean turnover due to thermo-haline circulation). Because of these buffering conditions, it is possible to assume that the sink effect related to the fossilisation of one atom of sedimentary organic carbon may be compensated by the source effect of the fossilisation of one atom of sedimentary carbonate carbon. It results that, when C_{CaCO₃} and C_{org} are fossilised in equal proportions, the sedimentation has no greenhouse effect at time scale longer than 2000 years. Then it may be inferred that local sediment accumulation contributes to reduce the greenhouse effect (sink effect) when the C_{CaCO₃}/C_{org} is lower than 1, while it contributes to enhance the greenhouse effect (source effect) when this ratio is higher than 1. Of course, this sedimentation-induced forcing competes with that of the difference between the partial pressures of CO₂ in the atmosphere and at the surface of the ocean.

4. Example of Quaternary sediments of the Namibian Margin

Results from two sediment cores collected on the slope of the continental margin off Namibia, respectively at 1028 and 3606 m of water depth, are presented. Other cores from this area give similar results.

In the following example, the CaCO₃ to C_{org} ratio is considered as a relative scale, not as a quantitative scale. Figs. 3a and 3b show that, during the Last Glacial Maximum, the sedimentation at 1028 m contributed to reduce the greenhouse effect, while the sedimentation at 3606 m contributed to enhance it. Given the much higher sedimentation rate at 1028 m, the whole glacial sedimentation of the slope probably had a sink effect, thus a positive retroaction on the global climate cooling. Conversely, during the Holocene, both the upper and lower slopes had a source effect, so that the whole margin probably had a positive retroaction on the global climate warming.

1. Introduction

La sédimentation organique et celle des biocarbonates constituent une sortie du réservoir océanique de

carbone. À une échelle de temps inférieure à 2000 ans, ce réservoir, qui reçoit par ailleurs des apports continentaux, tend à équilibrer son bilan par des échanges de CO₂ avec l'atmosphère. Ceux-ci sont dus aux dif-

férences de p_{CO_2} qui s'établissent entre l'océan de surface et l'atmosphère, en raison de la convection océanique et des processus biogéochimiques qui ont affecté l'équilibre des carbonates dans les masses d'eaux émergentes.

Les effets rétroactifs de la sédimentation de la matière organique et des biocarbonates sur le climat, bien qu'opposés, sont étroitement liés au travers de la chaîne des processus production–exportation–dynamique sédimentaire–diagenèse. Le plus souvent, les modèles biogéochimiques globaux négligent la fossilisation de la matière organique et admettent l'hypothèse d'un recyclage total, ayant éventuellement un impact sur la sédimentation carbonatée et l'alcalinité de l'océan [8]. Cette approximation n'est valide que si l'on admet que les systèmes océaniques oligotrophes, faiblement exportateurs de carbone organique vers l'océan profond, jouent le rôle dominant dans les échanges de carbone avec l'atmosphère. Toutefois, aucune estimation quantitative sérieuse n'existe à l'appui de cette hypothèse. Même si les systèmes océaniques non oligotrophes (eutrophes à mésotrophes), généralement situés en bordure des continents, ne sont le siège que d'une part minoritaire de la productivité totale de l'océan, soit environ 25%, ils donnent lieu à plus de 50% de la productivité exportée (ou productivité nouvelle) [1]. De plus, ces systèmes sont plus sensibles que les zones oligotrophes aux variations climatiques locales (vents, pluviosité et détritisme continental associé) ou globales (niveau marin, hydrodynamisme et dynamique sédimentaire associés). Par conséquent, une question importante pour la compréhension de la variabilité du cycle du carbone et du climat est de savoir si la sédimentation organique des systèmes non oligotrophes, essentiellement les marges continentales, peut avoir un impact significatif sur la variabilité de l'effet de serre à l'échelle de temps des variations orbitales. Les informations sur la composition chimique ou isotopique de l'atmosphère contenues dans les glaces polaires [7] sont de nature trop globale pour permettre une discrimination de cet impact sédimentaire. La réponse à la question posée relève donc d'une stratégie astucieuse d'étude des systèmes océaniques, en considérant plusieurs aspects emboîtés : la caractérisation de l'effet source ou puits de CO_2 de la sédimentation locale, celle du flux régional, celle des effets cumulés des différents systèmes océaniques régionaux. Nous proposons dans cet article une réflexion sur le premier de ces aspects, fondé sur le comportement de la marge namibienne au cours des 700 000 dernières années. Prolongée en terme d'analyse stratigraphique séquentielle, cette réflexion pourrait ouvrir des perspectives intéressantes pour l'approche des impacts régionaux de la sédimentation sur l'effet de serre.

2. Rôle de la sédimentation dans le cycle du carbone

La sédimentation (S) s'inscrit dans le cycle du carbone comme un transfert à long terme vers les formes particulières de carbonates et de matière organique. Elle intègre le bilan partiel des processus à plus court terme que sont la photosynthèse (P), la respiration (R), la bioprécipitation (B) et la dissolution (D) des carbonates, à l'exception des échanges avec l'atmosphère (A). Un bilan total simplifié peut donc s'écrire comme $S + A = P - R + B - D$, où A peut être de signe positif ou négatif. Sans la négliger, mais pour simplifier le propos, nous ne considérons pas ici la libération de CO_2 par les éruptions volcaniques, qui est en fait une réduction du réservoir sédimentaire. Normalement, l'effet de la sédimentation sur le CO_2 atmosphérique doit être corrigé par celui de cet apport volcanique, variable au cours du temps en fonction des phases d'activité tectonique de la planète, mais difficile à quantifier.

Le flux A tend à équilibrer le bilan des échanges à une échelle de temps inférieure à 2000 ans, soit le temps maximum que met une molécule d'eau pour parcourir la boucle de circulation thermohaline (interconnexion des courants océaniques de surface et de profondeur). Si les flux à court terme P, R, B, et D produisent une fossilisation sédimentaire de matière organique ou de carbonate, A répond à ce déséquilibre. Nous considérerons que cette réponse est la conséquence de la sédimentation sur l'effet de serre.

3. Comportement des systèmes océaniques oligotrophes

La caractéristique majeure d'un système océanique oligotrophe est que l'océan de surface est très faiblement alimenté en nutriments, en général à cause d'une stratification des eaux et de l'existence d'une thermocline/nutricline stable. La productivité y est donc faible et les peuplements biologiques y sont économes de leurs maigres ressources. Le système biologique fonctionne de manière à optimiser le recyclage des nutriments dans la couche de mélange (au-dessus de la thermocline), si bien qu'une quantité très faible de matière organique est exportée vers l'océan profond (au-dessous de la thermocline). À une échelle de temps annuelle, on peut considérer que le flux des nutriments exportés ainsi (ou productivité exportée) correspond au très faible flux des nutriments qui alimentent la surface (ou productivité nouvelle), grâce à la turbulence à la base de la couche de mélange, ou aux apports de surface latéraux (courants). Il en résulte qu'une quantité infime du carbone organique

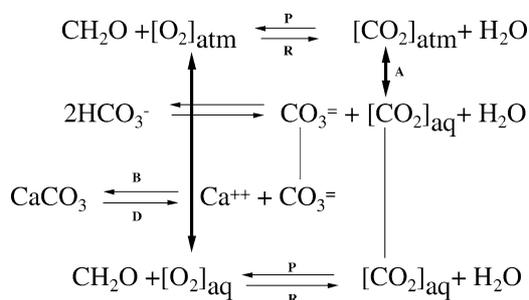


Figure 1. Principaux réservoirs de carbone interagissant avec l'atmosphère. CH_2O , CaCO_3 représentent en première approximation les réservoirs de matière organique et de carbonates (biomasse + réservoir sédimentaire), essentiellement sous forme particulaire. Les bicarbonates (HCO_3^-) constituent l'essentiel du réservoir océanique de carbone dissous. On considère en général que $[\text{HCO}_3^-] \gg [\text{CO}_3^{2-}]$. Les échanges entre le réservoir atmosphérique de CO_2 et le CO_2 dissous dans l'océan s'effectuent en fonction des différences de p_{CO_2} créées par des phénomènes biologiques locaux ou par l'émergence de masses d'eaux ayant intégré des processus en profondeur. Les espèces chimiques CO_3^{2-} et CO_2_{aq} sont essentiellement des espèces transitoires ; elles ne constituent qu'un petit stock de carbone en comparaison des autres réservoirs océaniques.

Figure 1. The main carbon reservoirs that interact with the atmosphere. CH_2O , CaCO_3 are considered to be the sum of both the living and sedimentary material. HCO_3^- is the main reservoir for dissolved carbon in the ocean, with $[\text{HCO}_3^-] \gg [\text{CO}_3^{2-}]$. Exchanges between atmospheric CO_2 and dissolved CO_2 in the ocean occur through p_{CO_2} differences due to local biological production or to upwelling. CO_3^{2-} and CO_2_{aq} are transitory chemical species that account for only a minor part of the total oceanic carbon stock.

synthétisé dans les zones oligotrophes atteint le fond de l'océan. Il n'en est toutefois pas de même pour les tests issus de la biominéralisation carbonatée, qui peuvent être fossilisés là où le fond de l'océan est situé au-dessus de la CCD. Le bilan sédimentaire biogénique des zones oligotrophes est donc essentiellement une fossilisation de carbonates. En conséquence, le réservoir de CO_3^{2-} est appauvri, ce qui déplace l'équilibre océanique des carbonates vers la droite (Fig. 1) et conduit ultérieurement à favoriser le transfert de CO_2 vers l'atmosphère (effet source). Dans la plupart des cas, on peut donc considérer que la sédimentation des zones oligotrophes n'a aucun effet sur l'atmosphère (profondeur > CCD), ou que son effet est d'accroître la concentration en CO_2 atmosphérique (profondeur < CCD) avec un retard inférieur à 2000 ans. Il convient de rappeler ici que nous n'examinons que l'effet de la sédimentation, toutes choses étant égales par ailleurs. Selon les circonstances de l'évolution climatique, il est possible que cet effet ait accéléré l'augmentation globale du p_{CO_2} atmosphérique ou atténué sa réduction.

Il existe des périodes où ce fonctionnement « classique » des zones oligotrophes a été perturbé par des éléments extérieurs. Ce fut notamment le cas lors des entrées en glaciation, au cours desquelles une part importante de la biomasse continentale (vivante ou

stockée dans les sols) a été détruite par l'avancée des glaciers [4]. La masse de carbone correspondante a été réinjectée, via la respiration, sous forme de CO_2 dans l'océan et dans l'atmosphère, où elle a pu de nouveau participer aux différents échanges possibles (Fig. 1). L'étude de la variation isotopique du carbone des tests de foraminifères situe cette masse à environ 500 Gt pour la dernière glaciation. Mais une autre conséquence a été le déplacement de l'équilibre océanique des carbonates vers le pôle HCO_3^- (Fig. 1), donc la décroissance de la teneur en CO_3^{2-} et la dissolution de carbonates sédimentaires. Cet effet de dissolution a été très bien enregistré par des sédiments du Pacifique central oligotrophe. Il signe systématiquement les principales entrées en glaciation du dernier million d'années au moins [4]. À la fin de cet article [4], Broecker s'interroge sur le fait que des événements inverses, c'est-à-dire des pics d'accumulation de carbonates sédimentaires, correspondant aux déglaciations et à l'extension de la végétation continentale, ne se retrouvent pas dans ces mêmes enregistrements du Pacifique central. Je suggère ici que, si l'effet de dissolution peut être une réponse rapide s'exerçant sur des carbonates sédimentaires accumulés lentement (cas des zones oligotrophes), l'effet d'accumulation ne peut être une réponse rapide que dans les zones les plus productives, c'est-à-dire eutrophes ou mésotrophes. C'est le comportement de ce type de zones que nous examinons dans le paragraphe suivant.

4. Comportement des systèmes océaniques eutrophes à mésotrophes

À la différence des systèmes océaniques oligotrophes, les systèmes eutrophes ou mésotrophes sont bien alimentés en nutriments, notamment par les fleuves ou les émergences côtières (*upwellings*). À une échelle de temps annuelle ou pluriannuelle, ces systèmes sont équilibrés, ce qui signifie que l'exportation de nutriments sous forme de matière organique vers l'océan profond correspond à la recharge en nutriments de la couche euphotique. Une autre différence essentielle, liée à cette capacité exportatrice, est l'interaction possible entre les processus de respiration et de dissolution en profondeur.

Le destin de la matière organique exportée en profondeur est, soit d'être respirée si l'océan profond est alimenté en oxygène (océan ventilé en raison d'une circulation thermohaline active), soit fossilisée si l'oxygène fait défaut (souvent dans le sédiment, ou en raison d'une stratification et d'une moindre circulation des masses d'eau). L'oxygène conditionne aussi le recyclage des autres accepteurs d'électrons (nitrates, oxydes et hydroxydes de fer ou de manga-

nèse, sulfates...) aux interfaces redox, de telle sorte que toutes les respirations (aérobies ou anaérobies) dépendent de lui. La part fossilisée de la matière organique, en tant que puits de CO₂ pour l'atmosphère, contribue à la réduction de l'effet de serre. En revanche, la part respirée en profondeur déplace l'équilibre océanique des carbonates vers le pôle HCO₃⁻ (Fig. 1). Si ce déplacement a lieu au contact du fond et des carbonates sédimentaires, il peut induire une dissolution partielle ou totale de ceux-ci, quelle que soit la CCD théorique de l'océan concerné. L'excès de CO_{2, aq} issu de la respiration est ainsi intégralement neutralisé. La conséquence pour l'effet de serre est que la molécule de CO₂ atmosphérique pompée par la photosynthèse initiale ne sera pas restituée immédiatement à l'atmosphère après émergence. L'effet puits de CO₂ pourra donc subsister pour une période éventuellement supérieure à 2000 ans.

La grande hétérogénéité spatiale des conditions biologiques (trophiques), dynamiques ou topographiques au sein des systèmes de marges rend la sédimentation locale particulièrement sensible aux modifications de cet effet. Tantôt l'essentiel de la respiration a lieu dans la colonne d'eau et le stockage de CO₂ correspondant dure au plus 2000 ans, tantôt il induit une dissolution des carbonates sédimentaires et le stockage peut durer davantage. Une question importante pour la recherche des années à venir est de savoir comment évolue l'impact global de ces deux types de conditions, à l'échelle des systèmes régionaux d'abord, à l'échelle de l'ensemble des marges ensuite.

5. Mesurer l'impact local de l'accumulation sédimentaire sur l'effet de serre

L'équilibre simplifié des carbonates océaniques (2^e équation de la Fig. 1) peut être caractérisé par la constante

$$Q = \frac{[\text{CO}_3^{2-}][\text{CO}_2]_{\text{aq}}}{[\text{HCO}_3^-]}$$

La teneur en bicarbonate [HCO₃⁻] dans l'eau de mer est toujours très supérieure à celle des ions carbonates [CO₃²⁻] dissous. Par conséquent, toute modification des réservoirs de CO₃²⁻ ou de [CO₂]_{aq} peut être « effacée » intégralement par une légère évolution du réservoir de HCO₃⁻ et du réservoir de carbonates solides CaCO₃, sans que la constante *Q* en soit significativement modifiée. C'est ce que l'on appelle l'effet tampon de l'océan, cette acception devant être ici considérée au sens global et pour une échelle de temps supérieure à 2000 ans (temps de ré-équilibrage de l'océan). Dans ces conditions, il est possible de

faire l'approximation raisonnable selon laquelle l'effet puits lié à la fossilisation d'un atome de carbone organique peut être compensé stœchiométriquement par l'effet source lié à la fossilisation d'un atome de carbone sous forme de CaCO₃. Il en résulte que, si une sédimentation locale aboutit à fossiliser du carbone dans ces proportions de formes chimiques, elle n'a aucune incidence sur l'équilibre [CO₂]_{aq} ↔ [CO₂]_{atm} à une échelle de temps supérieure à 2000 ans, donc aucune sur l'effet de serre. Cette limite du rapport carbonate/carbone organique étant fixée, la fossilisation d'une plus grande proportion de matière organique suppose implicitement que l'accumulation sédimentaire diminue l'effet de serre (effet puits prédominant), et inversement (effet source).

Il est important de préciser que cette mesure constitue un terme objectif, c'est-à-dire à climat constant. Toute modification des conditions physiques de l'océan (température de l'océan de surface, circulations atmosphériques et océaniques) est susceptible de déplacer les conditions de l'équilibre [CO₂]_{aq} ↔ [CO₂]_{atm}. Elle modifiera donc aussi la valeur quantitative de l'effet source ou de l'effet puits lié à l'accumulation sédimentaire. C'est pourquoi, il n'y a pas de relation quantitative simple (linéaire, exponentielle, etc.) entre l'évolution du rapport C_{CaCO₃}/C_{org} et celle de l'impact réel de la sédimentation sur l'effet de serre. Cette relation ne sera connue que si le développement des modèles de circulation générale couplant l'océan et l'atmosphère prend en compte l'impact des grands processus sédimentogéniques que sont l'érosion continentale et la productivité océanique.

Dans cet article, nous considérerons donc que la mesure du rapport C_{CaCO₃}/C_{org} nous fournit une échelle relative, mais non quantitative, de la contribution de la sédimentation locale à l'effet de serre, attendu que la quantification réelle est aujourd'hui hors de portée.

6. Exemple de la marge namibienne

Cette marge est caractérisée par l'existence d'un important système d'émergences côtières (*upwelling*) dû aux alizés qui se dirigent vers l'équateur météorologique (zone de convergence intertropicale ou ITCZ) en longeant les reliefs sud-ouest africains, parallèlement à la côte (Fig. 2). Le courant côtier de surface ainsi induit (courant côtier du Benguela) est dévié vers l'ouest par la force de Coriolis (déviation d'Ekman), provoquant une divergence et la remontée d'eaux sous-jacentes à la côte [9]. Dans la zone étudiée, celle de Lüderitz, les cellules d'*upwelling* sont permanentes au cours de l'année. Elles approvisionnent continuellement la zone euphotique en nutriments, et stimulent donc une importante productivité nouvelle (et exportée) selon des conditions très

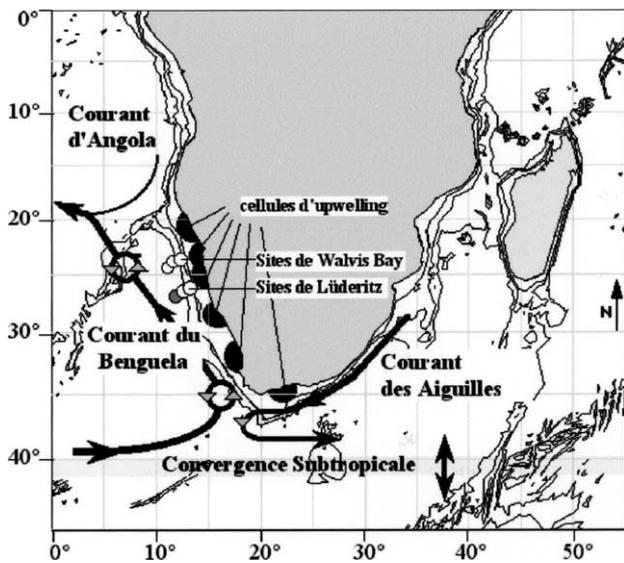


Figure 2. Principaux caractères océanographiques de la zone étudiée et localisation des carottes sédimentaires. Les deux carottes dont les résultats sont présentés dans cet article sont les deux carottes extrêmes du transect de Lüderitz, à 1028 m et 3606 m de profondeur d'eau.

Figure 2. The main oceanographic features of the studied area, and the location of the sediment cores. The results presented in this article were obtained from two cores of the Lüderitz transect at 1028 and 3606 m of water depth.

eutrophes à mésotrophes. La marge étant bordée par le désert du Namib, la sédimentation est essentiellement due à des particules issues de la production biologique marine (apport majoritaire) et à des poussières éoliennes (apport minoritaire).

Dans cet article sont présentés des résultats obtenus sur deux carottes sédimentaires prélevées sur la pente de la marge continentale, au large de Lüderitz, respectivement sous 1028 et 3606 m de profondeur d'eau actuelle. Des résultats similaires auraient pu être présentés sur d'autres carottes de cette zone [5, 6].

La Fig. 3 montre, en premier lieu, que les teneurs en carbone organique des sédiments sont extrêmement élevées. À 1028 m, ces teneurs ne sont jamais inférieures à 4,5–5% et peuvent s'élever jusqu'à 18%, ce qui classe ces sédiments parmi les sédiments marins les plus organiques du monde, toutes zones géographiques et toutes périodes géologiques confondues. À 3606 m, les teneurs en carbone organique sont encore fréquemment supérieures à 3–4%, ce qui est aussi exceptionnel pour une sédimentation pélagique à une telle profondeur. Les causes de cet enrichissement ne sont pas liées à une anoxie de la colonne d'eau, selon le concept le plus communément admis, mais davantage à une très importante production nouvelle, exportée sous conditions eutrophes, associée à une diagenèse benthique très active, au cours de laquelle est dissoute une part importante des biocarbonates. Au cours de ces processus, les eaux intermé-

diaires et profondes ont toujours été bien ventilées, comme l'attestent le faciès homogène bioturbé des sédiments ainsi que nos connaissances de la circulation profonde dans l'Atlantique. Pour plus de détails, je renvoie le lecteur à deux articles plus spécifiquement dédiés à cet aspect [2, 3].

Selon la méthode qualitative que nous avons décrite dans le paragraphe précédent, l'évolution du rôle relatif de la sédimentation sur l'effet de serre (teneur en CO_2 de l'atmosphère) peut être évaluée au travers de celle du rapport $C_{\text{CaCO}_3}/C_{\text{org}}$, localisée sur les Figs. 3a et 3b par la projection radiale des points sur le segment 100% CaCO_3 –100% C_{org} . La limite entre effet puits et effet source (pour l'atmosphère) correspond au contact entre les deux niveaux de gris.

On constate qu'au dernier maximum glaciaire, la sédimentation avait un effet puits à 1028 m, alors qu'elle avait un effet source à 3606 m. Étant donné les taux de sédimentation plus forts sur la pente supérieure, il est probable que, dans le bilan global de la marge namibienne, l'effet puits l'a emporté à cette époque (réaction positive sur le refroidissement du climat par diminution de l'effet de serre).

À l'inverse, au cours de l'Holocène, les deux zones ont contribué à l'effet source, et le bilan global de la marge a probablement été une réaction positive sur le réchauffement du climat par une augmentation de l'effet de serre.

7. Conclusion : vers des bilans quantitatifs

L'exemple présenté ci-dessus montre qu'il est possible de caractériser de manière simple et relative l'impact de l'accumulation d'un gramme de sédiment dans différentes zones de l'océan, ou à différentes époques, sur l'effet de serre. Toutefois, cette caractérisation ne donne au mieux qu'une idée qualitative de l'impact régional de la sédimentation, lorsque des connaissances annexes permettent d'attribuer à l'une des zones le rôle dominant. Pour aboutir à des bilans quantitatifs régionaux, il conviendrait de (1) mener quelques travaux théoriques et/ou expérimentaux pour préciser la relation quantitative entre le rapport $C_{\text{CaCO}_3}/C_{\text{org}}$ et le ré-équilibre $[\text{CO}_2]_{\text{atm}}/[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ (Fig. 1) et (2) de coupler cette approche avec des analyses en stratigraphie séquentielle où seraient connus les taux de sédimentation ($\text{m} \cdot 10^{-3} \text{ ans}$), ou mieux, les taux d'accumulation ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot 10^{-3} \text{ ans}$) des différentes formations rencontrées. Un tel objectif, déjà ambitieux, implique une étroite collaboration entre géochimistes, sédimentologues et géophysiciens, ainsi que l'accès à du matériel sédimentaire carotté. Ultérieurement, l'établissement d'un bilan global de la sé-

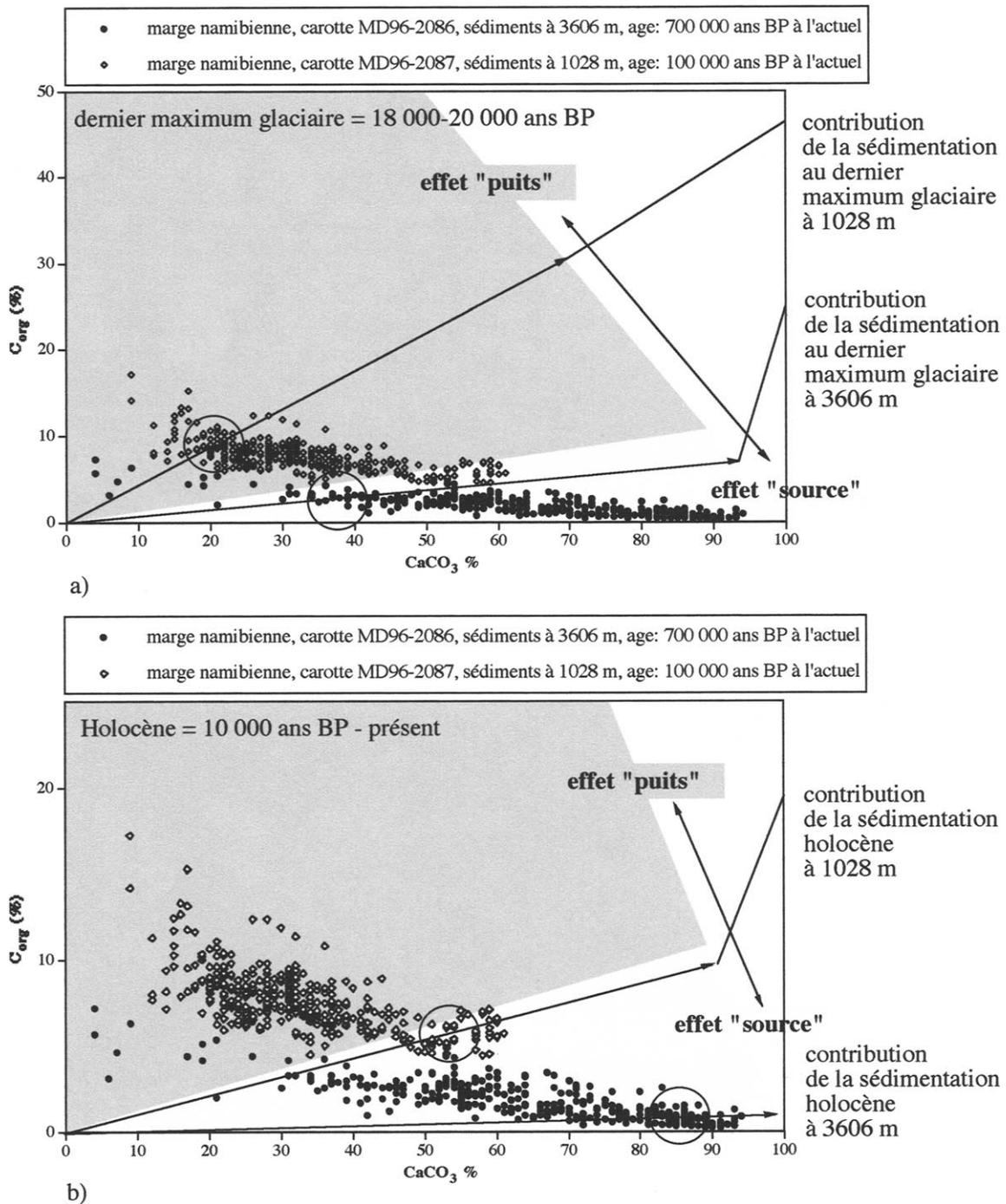


Figure 3. Composition des sédiments de deux carottes de la marge namibienne (tranchée de Lüderitz) sur un diagramme $C_{org} = f(CaCO_3)$. Les méthodes d'analyses ont été décrites dans deux articles précédents [2, 3]. Les zones encadrées correspondent aux échantillons du dernier maximum glaciaire (a) et de l'Holocène (b). La projection radiale sur le segment 100% $CaCO_3$ –100% C_{org} caractérise le rapport $CaCO_3/C_{org}$. À toute évolution de ce rapport correspond un impact en terme d'effet de serre. La zone en gris foncé est le domaine où cet impact est un puits de CO_2 pour l'atmosphère, en gris clair celui où il est une source. La comparaison du dernier maximum glaciaire (a) et de l'Holocène (b) montre clairement l'évolution de la sédimentation de la marge vers un effet source au cours de la dernière déglaciation.

Figure 3. Composition of sediments from two cores of the Lüderitz transect in a C_{org} vs $CaCO_3$ diagram. Analytical methods were described in previous papers [2, 3]. Circled areas correspond to samples from the Last Glacial Maximum (a) and from the Holocene (b). The $CaCO_3$ to C_{org} ratio may be visualised by the radial projection of the circled area onto the 100% $CaCO_3$ –100% C_{org} segment. Any evolution along this segment corresponds to an impact of the sedimentation for the greenhouse effect (atmospheric CO_2). Deposition of sediments in the dark grey area of the diagram induced a CO_2 sink for the atmosphere, while deposition of sediments in the light grey area induced a CO_2 source. Comparison between the Last Glacial Maximum (a) and the Holocene (b) shows clearly that the margin sedimentation has changed from a sink to a source during the last deglaciation.

dimentation d'une période donnée à une échelle de temps supérieure à 2000 ans demanderait de compiler les bilans régionaux. La limite théorique à cette démarche est liée à la résolution temporelle des enregistrements sédimentaires ainsi qu'à l'incertitude d'une corrélation stratigraphique globale. À l'heure actuelle, et compte tenu de ces limites, il apparaît qu'une évaluation du bilan global de l'impact de la sédimentation sur l'effet de serre n'est un objectif réalisable que pour

les derniers 20 000 ou 30 000 ans (datations par le carbone 14). L'état du déséquilibre océan/atmosphère à une échelle de temps inférieure à 2000 ans ne pourrait être précisé que par les modèles de circulation globale, en y incluant le rôle de la sédimentation. C'est un objectif qui, en l'état actuel des connaissances, semble irréalisable au-delà des derniers siècles (datations par les éléments radiogéniques à désintégration rapide : ^{210}Pb , ^{137}Cs , etc.).

Remerciements. Je remercie les organismes ayant permis cette étude par la mise à disposition de moyens logistiques de terrain (IFRTP), analytiques et humains (CNRS, université Bordeaux-1). Je remercie aussi mes collègues Jacques Giraudeau (Bordeaux), Ralph Schneider (Bremen), Thomas Pedersen (Vancouver), Delphine Massias (Marseille) et Philippe Martinez (Bordeaux), qui ont été des acteurs déterminants dans la réalisation de la campagne Images II-Nausicaa, dans l'analyse des sédiments de la marge de Lüderitz, et avec qui les discussions scientifiques ont été particulièrement fructueuses.

Références

[1] W.H. Berger, V.S. Smetacek, G. Wefer, Ocean productivity and palaeoproductivity – An overview, in: G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler, D. Webb (Eds.), *Productivity of the Ocean: Present and Past*, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 1989, pp. 1–34.

[2] P. Bertrand, J. Giraudeau, B. Malaizé, P. Martinez, M. Gallinari, T.F. Pedersen, C. Pierre, M.T. Vénec-Peyré, Occurrence of an exceptional carbonate dissolution episode during early glacial isotope stage 6 in the Southeastern Atlantic, *Mar. Geol.* 180 (2002) 235–248.

[3] P. Bertrand, T.F. Pedersen, R. Schneider, G. Shimmiel, E. Vergès, J.-R. Disnar, D. Massias, J. Villanueva, N. Tribouvillard, A.-Y. Huc, X. Giraud, C. Pierre, M.-T. Vénec-Peyré, Organic-rich sediments in ventilated deep-sea environments: climate, sea-level and trophic changes, *J. Geophys. Res. (Ocean)* (in press).

[4] W.S. Broecker, A. Sanyal, Magnitude of the CaCO_3 dissolution events marking the onset of times of glaciation, *Paleoceanography* 12 (4) (1997) 530–532.

[5] G. Kirst, P.J. Müller, R.R. Schneider, I. von Storch, G. Wefer, Late Quaternary temperature variability in the Benguela Current system derived from alkenones, *Quat. Res.* 52 (1999) 92–103.

[6] H.-L. Lin, C.-Y. Lin, P.A. Meyers, Data report: carbonate, organic carbon, and opal concentrations and organic $\delta^{13}\text{C}$ values of sediments from sites 1075–1082 and 1084, Southwest Africa Margin, in: G. Wefer, W.H. Berger, C. Richter (Eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station 175*, 2001, pp. 1–12.

[7] J.-R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Benders, J. Chappelaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlkyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.

[8] D.M. Sigman, E.A. Boyle, Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide, *Nature* 407 (2000) 859–869.

[9] L.V. Shannon, G. Nelson, The Benguela: large features and processes and system variability, in: G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler, D. Webb (Eds.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, Springer Verlag, Berlin–Heidelberg, 1996, pp. 163–210.