

Évolution du climat et de l'océan

M. Édouard BARD, membre de l'Institut
(Académie des sciences), professeur

ENSEIGNEMENT

Cours : L'océan et le changement climatique. Rétroactions du cycle du carbone dans l'océan

Le cours a été consacré aux conséquences de la séquestration partielle du CO₂ anthropique dans l'océan. Nous avons abordé la complexité de la réponse du cycle du carbone océanique conduisant à de multiples rétroactions géochimiques et climatiques.

Cycle du carbone océanique et pompage physique du gaz carbonique

Depuis le début de l'ère industrielle, la pression partielle de l'atmosphère en gaz carbonique a augmenté de plus de 100 parties par million (pCO₂ de 280 ppm au XVIII^e siècle contre 400 ppm aujourd'hui). Les mesures précises de CO₂ depuis la fin des années 50 montrent que l'augmentation est un peu plus forte dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Le gradient inter-hémisphérique de CO₂ augmente linéairement avec les émissions liées à la combustion de carbones fossiles. Cependant, la comparaison des émissions anthropiques et du stock moyen de l'atmosphère illustre clairement que la moitié du CO₂ émis n'est plus dans l'atmosphère. Les molécules de gaz carbonique diffusent en permanence vers les autres réservoirs du cycle du carbone. Quatre techniques indépendantes montrent que l'océan absorbe actuellement de 25 à 30 % des émissions de carbone fossile. Depuis le début de l'ère industrielle, l'absorption océanique cumulée est d'environ 45 % et s'est accompagnée d'une baisse d'environ 0,1 unité pH des eaux de surface.

Le carbone 14 (¹⁴C) sert de traceur pour suivre la vitesse des échanges entre les réservoirs du cycle du carbone mondial. Les rayons cosmiques produisent naturellement du ¹⁴C dans l'atmosphère qui se désintègre lentement par radioactivité. Une deuxième source de ¹⁴C est venue perturber l'état d'équilibre naturel. En effet, environ une tonne de ¹⁴C artificiel a été créée par les essais nucléaires atmosphériques au début des années 60. L'injection était concentrée principalement dans la

stratosphère de l'hémisphère nord, mais après une dizaine d'années, l'atmosphère est devenue pratiquement homogène. La teneur atmosphérique en ^{14}C a ensuite décliné principalement par diffusion du CO_2 vers l'océan. Par rapport à l'équilibre préanthropique, l'excès atmosphérique en ^{14}C était d'environ 600 ‰ dans les années 70 et n'est plus que de 100 ‰ aujourd'hui. La contamination globale des eaux de surface a été mesurée directement dans les bicarbonates dissous ainsi que dans les cernes annuels des coraux massifs qui présentent des excès en ^{14}C de 250 à 100 ‰ pour des dates allant du début des années 70 aux années 90. L'intensité et la date du maximum de concentration en ^{14}C dépendent de la zone géographique concernée, notamment des conditions locales du mélange vertical des masses d'eau.

Pour comprendre et quantifier la pénétration du CO_2 anthropique dans l'océan, il est important de considérer les réactions chimiques du système des carbonates. Le CO_2 atmosphérique se dissout dans l'océan. Son hydratation conduit à la formation d'acide carbonique H_2CO_3 présentant deux dissociations acides avec deux pK de l'ordre de 6 et 9. La neutralisation d'une molécule de CO_2 déplace les équilibres acido-basiques, avec comme bilan la transformation d'un ion carbonate CO_3^{2-} en ion bicarbonate HCO_3^- (ou hydrogénocarbonate) accompagnée d'une diminution du pH relativement limitée.

Grâce aux systèmes des acides carbonique et borique, l'eau de mer se comporte donc comme une solution tampon gardant le même pH après addition de petites quantités d'acide ou de base, ou malgré une dilution. En conséquence, les impacts relatifs sont différents sur le CO_2 dissous (pCO_2 ou plus exactement sa fugacité exprimée en μatm) et sur le total des espèces du système des carbonates ($\text{TCO}_2 = \text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ en mol/L). Cette différence est bien illustrée par le calcul du facteur introduit par Roger Revelle et Hans Suess en 1957, exprimant la puissance du tampon acido-basique.

En moyenne, le facteur de Revelle vaut 10 à la surface des océans, c'est-à-dire que si la pCO_2 croît de 10 %, la teneur totale TCO_2 n'augmentera en parallèle que de 1 %. Ce facteur illustre bien le rôle de frein du tampon acido-basique à la propagation dans l'océan de l'excès de CO_2 atmosphérique. Des modèles numériques représentant le cycle du carbone par des boîtes permettent de simuler correctement les évolutions conjointes des teneurs en CO_2 et en ^{14}C de l'atmosphère et de l'océan au cours du dernier siècle. Ne pas tenir compte du facteur tampon dans la simulation conduit à une séquestration massive du CO_2 dans l'océan et à une réduction excessive de plus d'un facteur 2 de l'anomalie atmosphérique en contradiction avec les mesures directes.

En plus de la neutralisation de l'acide carbonique par le système acido-basique des carbonates dissous, l'excès de CO_2 atmosphérique peut, en principe, diminuer grâce à d'autres réactions biogéochimiques complémentaires : une formation accrue de matière organique, la dissolution des carbonates solides sédimentaires ou l'altération chimique des roches silicatées. Cette dernière réaction n'intervient que sur des échelles de temps très longues. Les modèles numériques tenant compte de toutes ces réactions montrent qu'une perturbation instantanée et importante du stock atmosphérique (par exemple 100 GtC) disparaît progressivement dans l'océan : pour un tiers après un siècle, et pratiquement deux tiers après mille ans.

Rétroactions physiques sur le pompage océanique de l'excès de CO₂ atmosphérique

La complexité du phénomène vient du fait que plusieurs réponses du système climatique et biogéochimique influencent la séquestration du carbone dans l'océan. Une première rétroaction climatique est celle liée à l'effet de la température sur la solubilité du CO₂ et les équilibres acido-basiques.

À la suite de l'atmosphère, l'océan se réchauffe depuis sa surface comme le montrent les données océanographiques *in situ* depuis la fin du XIX^e siècle et plus récemment les observations dans l'infrarouge des satellites ainsi que les mesures retransmises par les milliers de flotteurs Argo qui échantillonnent de façon automatique les premiers kilomètres de la colonne d'eau. Depuis le début du XX^e siècle la température moyenne des eaux de surface a ainsi augmenté d'environ 1 °C. À l'échelle du siècle, pratiquement toutes les régions de l'océan se sont réchauffées.

Le coefficient de solubilité du CO₂ dans l'eau est une fonction décroissante de sa température. De plus, les deux constantes de dissociation acido-basique sont des fonctions croissantes de la température. La combinaison de ces effets conduit à une diminution du pompage océanique de l'excès de CO₂ atmosphérique en réponse au réchauffement. Pour une pCO₂ atmosphérique de 300 ppm, le réchauffement de 1 °C d'une eau de mer de surface à 20 °C conduit à un nouvel équilibre de la pCO₂ à 313 ppm entre l'atmosphère et l'océan. Le réchauffement engendre donc un dégazage apparent d'environ 13 ppm. Dans une moindre mesure, une augmentation de la salinité conduit aussi à une élévation du CO₂ dissous et donc à un dégazage pour retrouver l'équilibre à l'interface atmosphère-océan.

En plus de l'influence des paramètres physiques, il faut tenir compte de l'effet de saturation du tampon acido-basique dont l'effet décroît avec la diffusion du CO₂. Ceci est illustré par le fait que le facteur de Revelle augmente linéairement avec la pCO₂ atmosphérique. Depuis le début de l'ère industrielle, ce facteur a augmenté d'environ une unité en réponse à l'augmentation de plus de 100 ppm de l'atmosphère. La prise en compte globale des effets physico-chimiques depuis 1950 montre que la séquestration du CO₂ dans l'océan a été plus faible d'environ 5 % par rapport à ce qu'elle aurait été sans ces rétroactions.

Les rétroactions de l'océan ne se limitent pas aux effets des équilibres physico-chimiques. On doit prendre en compte une rétroaction supplémentaire faisant intervenir les changements des vents et de la circulation océanique de surface. En effet, même si l'excès de CO₂ atmosphérique impose un flux moyen de l'atmosphère vers l'océan, les flux nets à l'interface air-mer sont très variables en fonction des zones géographiques. Localement, le flux net est une fonction linéaire du gradient air-mer de pCO₂, de la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer (qui dépend de la température), et enfin d'un coefficient de vitesse de transfert du CO₂. Ce coefficient dépend de l'état de la mer, ce qui se traduit par une fonction quadratique en fonction de la vitesse du vent à la surface de l'océan.

Depuis 40 ans, la collecte de plus de 3 millions de mesures du gradient air-mer de pCO₂ a permis de cartographier les zones puits et les zones sources de CO₂ de l'océan de surface et de quantifier le flux annuel moyen net de CO₂ de l'atmosphère vers l'océan. Des études récentes ont abordé l'évolution temporelle et spatiale du gradient de pression, et donc du flux de CO₂ vers l'océan. En l'absence de rétroaction, on s'attend à une simple augmentation du flux liée à l'accélération de

l'augmentation de la teneur atmosphérique. Les données sur trois décennies montrent effectivement que le flux a augmenté dans de nombreuses zones. Néanmoins, il semble que certaines régions du Pacifique tropical ouest, de l'océan Austral et de l'Atlantique nord, présentent une diminution du gradient de $p\text{CO}_2$ conduisant à une diminution du flux de CO_2 vers l'océan.

En parallèle à ces mesures, des modèles numériques représentant en 3D le couple océan-atmosphère sont utilisés pour simuler et tenter de comprendre ces rétroactions complexes. Lorsque le modèle ne tient compte que de l'augmentation du CO_2 atmosphérique, le flux de CO_2 augmente pratiquement partout à la surface de l'océan. Par contre, si le modèle numérique est forcé de simuler la variabilité climatique des dernières décennies (températures et vents), la simulation du gradient de pression montre d'importants contrastes géographiques, avec des zones où le flux de CO_2 diminue. Certaines de ces zones correspondent aux observations déjà mentionnées (Pacifique tropical ouest, océan Austral), mais il n'y a pas d'accord pour toutes les régions de l'Océan mondial.

Avec ce type d'approche, plusieurs auteurs ont quantifié l'augmentation du puits océanique depuis 50 ans. L'accélération de l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique serait responsable d'une forte augmentation (environ 2 GtC/an) du puits océanique sur cette période de temps. Par contre, le réchauffement des eaux et l'évolution des vents de surface auraient engendré collectivement une diminution du puits océanique. Le cumul de ces effets indique que le puits océanique de CO_2 a continué d'augmenter depuis 50 ans, mais de façon moindre que sans les rétroactions climatiques (environ 10-15 % sur l'inventaire de CO_2 sur 30 ans).

Rétroactions de la dynamique de l'océan sur la séquestration du carbone

Après dissolution dans les masses d'eau de surface, le CO_2 d'origine anthropique est ensuite transporté en profondeur par les courants intermédiaires et profonds. La cartographie de la propagation du CO_2 anthropique montre une pénétration maximale jusqu'à environ 1,5 km au niveau des zones de plongée des eaux intermédiaires. La contamination de l'océan Atlantique nord va même jusqu'à 3 km, ce qui est dû à la plongée des eaux profondes nord-atlantique (NADW), composante importante de la circulation à l'échelle mondiale dite « thermohaline » (ou circulation méridienne de renversement, *meridional overturning circulation* ou MOC). Cette contamination des profondeurs de l'Atlantique nord est bien illustrée par les teneurs élevées en traceurs anthropiques transitoires comme le carbone 14 et le tritium d'origine thermonucléaire ou les chlorofluorocarbures industriels.

Le réchauffement et la diminution de salinité des eaux de surface se conjuguent pour diminuer la densité de celles-ci, ce qui conduit à une diminution de la convection profonde. Les modèles numériques de circulation générale avec couplage océan-atmosphère montrent généralement une lente diminution de l'intensité de la MOC pendant le prochain siècle en réponse au réchauffement global (baisse d'environ 30 % pour un scénario moyen conduisant à une $p\text{CO}_2$ de 540 ppm en 2100).

Depuis une dizaine d'année, le flux moyen de la MOC est mesuré directement par différents capteurs le long d'une section instrumentée à 26° N en Atlantique, entre la Floride et le Maroc. Les différentes composantes du transport à 26° N montrent une variabilité temporelle de haute fréquence, et saisonnière depuis 2004 (programme RAPID/MOCHA). Une analyse statistique des séries de données

suggère une diminution à long terme d'environ 15 % sur cette décennie. Néanmoins, d'autres sections instrumentées à 41° N et à 16° N indiquent que cette tendance est encore difficile à détecter au milieu des fluctuations interannuelles. Par ailleurs, une éventuelle diminution de 15 % sur 10 ans est cinq fois supérieure à celle attendue par les simulations numériques de la MOC perturbée par le réchauffement mondial dû au CO₂ anthropique.

L'évolution récente de la MOC pourrait aussi être liée à des cycles naturels liés à des oscillations climatiques de l'hémisphère nord (notamment l'oscillation nord-atlantique NAO ou l'oscillation atlantique multidécennale AMO). Une compilation récente des mesures du transport des masses d'eau et du TCO₂ anthropique indique une diminution d'environ 30 %, en correspondance avec un renversement de l'oscillation NAO entre 1997 et 2006.

Une autre rétroaction du changement climatique concerne la zone arctique, caractérisée par une extension importante de la banquise qui limite les échanges de CO₂ avec l'atmosphère. Les mesures de chimie marine montrent que les eaux de surface de l'océan Arctique sont généralement très sous-saturées en CO₂ par rapport à l'atmosphère actuelle. Par ailleurs, l'extension de la banquise présente un cycle saisonnier important avec pratiquement un triplement de sa surface entre l'été et l'hiver.

La formation de la banquise a des conséquences sur l'hydrologie de surface. Le rejet du sel lors de la congélation de l'eau de mer conduit à la formation de saumures froides qui plongent en profondeur. De plus, la fonte saisonnière de la banquise diminue la salinité des eaux de surface. La distribution de la température et de la salinité génère une « halo-thermocline » avec un gradient de densité important qui stratifie fortement la colonne d'eau de l'océan Arctique. Cette stratification constitue une deuxième barrière à l'advection du CO₂ vers les profondeurs de l'océan Arctique.

Les images des satellites depuis la fin des années 70, complétées par des observations de terrain depuis les années 50, font apparaître un retrait de la couverture de la banquise présente à la fin de l'été. Cette glace pérenne montre une diminution de sa surface d'un facteur 2 environ depuis le début des années 70. Ce retrait s'est aussi accompagné d'un amincissement de la banquise d'un facteur 2 sur la même période. Ces évolutions récentes sont liées au réchauffement global et contribuent à son amplification dans la zone polaire arctique (diminution de l'albédo et absorption supplémentaire par l'océan du rayonnement solaire).

La disparition de la banquise estivale est accompagnée d'une augmentation du flux de CO₂ de l'atmosphère vers l'océan. Il s'agit donc d'une rétroaction négative du cycle du carbone en réponse à la perturbation climatique liée au forçage radiatif du CO₂ atmosphérique. Plusieurs campagnes océanographiques ont permis de mesurer les flux de CO₂ à l'interface air-mer dans les zones déglacées du bassin du Canada, de la mer de Beaufort et de la mer de Tchoukches. L'extrapolation des premières données avait conduit à l'estimation d'une augmentation significative du puits de CO₂ en Arctique (triplement en 30 ans ?). Les études postérieures ont confirmé que la couche mélangée de surface se charge rapidement en CO₂, suite à la fonte de la banquise, mais les eaux de surface restent stratifiées par l'effet de l'halothermocline, ce qui limite la séquestration du TCO₂. L'océan Arctique ne serait donc pas devenu un puits supplémentaire pour le CO₂ d'origine anthropique.

Rétroactions de la pompe biologique du carbone organique

La biosphère marine est dominée par les organismes du phytoplancton qui synthétisent de la matière organique à partir d'éléments nutritifs dissous comme le CO_2 , les ions nitrates et phosphates. La « stoechiométrie » moyenne de cette réaction de photosynthèse est exprimée par les rapports introduits par Alfred Redfield à la fin des années 50. Si la pCO_2 de l'eau de surface est en équilibre avec celle de l'atmosphère sus-jacente, le déficit de CO_2 lié à la synthèse organique induit une diffusion de CO_2 de l'atmosphère vers l'océan. C'est ce que l'on appelle communément la pompe biologique organique.

Avec sa consommation de CO_2 dissous et d'ions H_3O^+ , la réaction de synthèse organique tend donc à augmenter le pH de l'eau de mer. La cartographie du pH des eaux de surface présente des valeurs élevées (8,2-8,4) pour les zones côtières et les hautes latitudes, alors que les « déserts » subtropicaux se caractérisent par de faibles pH voisins de 8.

Après synthèse, la matière organique est recyclée rapidement dans la zone photique. Néanmoins, une fraction de cette matière organique ($\approx 15\%$ en plein océan) s'échappe en profondeur par sédimentation dans la colonne d'eau. Elle est ensuite dégradée et reminéralisée progressivement par les bactéries vivant en profondeur. Les profils verticaux de pH montrent un minimum vers 1 à 2 km qui correspond au maximum de cette reminéralisation. Les masses d'eaux profondes sont transportées par la circulation thermohaline mondiale maintenant un gradient de TCO_2 et de pH entre l'Atlantique nord et le Pacifique nord (environ 0,2 unité pH). Les eaux profondes, acides et chargées de TCO_2 , remontent ensuite à la surface par différents mécanismes d'*upwelling*.

Au cours des derniers millénaires, l'océan avait atteint un état stationnaire avec une pression partielle atmosphérique d'environ 280 ppm. L'équilibre était maintenu notamment par la compensation entre la production organique primaire par photosynthèse et la reminéralisation du TCO_2 .

La photosynthèse dépend de nombreux paramètres comme l'intensité lumineuse, la teneur en CO_2 et la température. Les changements récents de la pCO_2 atmosphérique et de la température océanique sont donc de nature à perturber la biosphère marine qui pourrait donc rétroagir sur la teneur en CO_2 atmosphérique. Pour évaluer la réalité de cette rétroaction, les chercheurs conduisent des expériences contrôlées en laboratoire en soumettant certaines espèces du phytoplancton à des conditions variables de CO_2 et de température. Par exemple, des cultures de certaines algues unicellulaires (coccolithophoridés) indiquent un effet de « fertilisation » lorsque la pCO_2 augmente entre 200 et 800 ppm.

Les expériences en laboratoire sur des cultures monospécifiques, sont complétées par des études sur des écosystèmes entiers dans des enceintes en contact avec l'océan ouvert (mésocosmes). Les expériences de fertilisation artificielle par augmentation du CO_2 montrent aussi une augmentation de la production primaire. Celle-ci a donc tendance à faire baisser la teneur en CO_2 dissous, ce qui conduit à augmenter le flux de CO_2 à l'interface air-mer (*i.e.* une diffusion nette de l'atmosphère vers l'océan). Les expériences en mésocosmes illustrent aussi la complexité de la réponse d'un écosystème qui ne se résume pas à une augmentation de la productivité primaire. En effet, ces expériences montrent aussi des variations des pertes de carbone de l'écosystème liées à la sédimentation.

Des modifications de la température des mésocosmes indiquent qu'un réchauffement des masses d'eau aurait tendance à augmenter la reminéralisation du carbone et à diminuer sa sédimentation, ce qui limiterait donc l'effet de la pompe organique sur la teneur en CO₂ de l'air atmosphérique.

La complexité de la réponse biosphérique au réchauffement vient du fait que les changements de la dynamique de l'océan ont une influence indirecte sur la productivité primaire. Un réchauffement des eaux de surface accroît la stratification de la colonne d'eau. Aux basses et moyennes latitudes, cette stratification aurait tendance à diminuer la recharge des eaux de surface en nutriments, ce qui devrait contribuer à limiter la production primaire. Par contre, la productivité biologique à hautes latitudes n'est généralement pas limitée par l'apport en nutriments, mais par l'intensité lumineuse. Une stratification accrue a tendance à concentrer le phytoplancton dans la partie supérieure de la colonne d'eau, ce qui favoriserait l'accès à l'énergie lumineuse, augmentant donc la productivité de ces régions.

Prévoir la réponse de la biosphère marine est par conséquent extrêmement difficile car il faut tenir compte de la combinaison des effets directs et indirects de l'augmentation du CO₂, des changements de la température et de la salinité des masses d'eau. Une approche complémentaire à ces études de mécanismes est la mesure directe des variations de la productivité marine au cours des dernières décennies.

Depuis le début des années 30, des comptages du plancton existent grâce au *continuous plankton recorder*. Les séries montrent que l'abondance du plancton aurait augmenté d'un tiers dans les années 80 en surface de l'Atlantique nord-est.

Pour compléter ces données *in situ*, les chercheurs utilisent des capteurs embarqués par des satellites qui permettent d'avoir une couverture complète de l'océan mondial. À l'aide de calibrations empiriques, il est possible de convertir la mesure de la couleur de l'océan, plus précisément le rapport des réflectances dans le bleu et le vert, en termes de concentration en chlorophylle de surface. Les principales campagnes de mesures ont été effectuées de 1979 à 1986 avec le *coastal zone color scanner* (CZCS), puis le *sea-viewing wide field-of-view sensor* (SeaWiFS) de 1997 à 2010. Les contrastes géographiques de la teneur en chlorophylle suivent approximativement la distribution des éléments nutritifs.

La cartographie de la chlorophylle par les satellites permet aussi d'étudier les variations temporelles de la productivité primaire. Les données SeaWiFS montrent des variations systématiques aux basses et moyennes latitudes. Ces changements de haute fréquence sont dus à l'effet de la stratification de l'océan provoquée par l'oscillation ENSO sur ces échelles de temps. Par exemple, l'événement El Niño de 1998 s'accompagne d'un réchauffement de surface et d'une forte stratification qui engendre une baisse transitoire de la productivité biologique. L'étude à l'échelle régionale des cartes satellites confirme le lien fort entre la température de surface et la productivité, témoignant de l'effet de la stratification qui limite la recharge en nutriments de la zone photique.

En normalisant les données CSZC et SeaWiFS, les chercheurs ont aussi tenté de détecter des évolutions à plus long terme. La comparaison suggère une augmentation globale d'environ 20 % de la productivité primaire, ainsi que d'importantes variations régionales. Ces dernières sont corrélées spatialement aux changements de température liés à plusieurs oscillations naturelles du système climatique.

La quantification directe des évolutions de la productivité primaire montre donc l'importance des cycles naturels à haute fréquence, qui compliquent la détection

d'une éventuelle tendance à long terme, et qui serait liée au réchauffement et à l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique. Les séries disponibles soulignent aussi les faiblesses de l'échantillonnage actuel : notamment l'absence d'estimation fiable à l'échelle mondiale avant le début des années 70 et le problème lié aux discontinuités entre les différentes campagnes des satellites (par exemple : trou entre CZCS et SeaWiFS).

Rétroactions de la « contre-pompe » des carbonates solides

La synthèse de squelettes carbonatés par les organismes biologiques a aussi une influence sur les équilibres acido-basiques de l'eau de mer. Pour se former, le carbonate de calcium consomme des ions dissous, notamment des ions carbonates CO_3^{2-} . Pour compenser cette perte, des ions HCO_3^- (bicarbonates ou hydrogénocarbonates) se transforment en ions CO_3^{2-} et en CO_2 dissous.

La précipitation de CaCO_3 solide déplace donc les équilibres acido-basiques et conduit à une baisse du pH de l'eau de mer. Si la $p\text{CO}_2$ de l'eau de surface est en équilibre avec celle de l'atmosphère sus-jacente, l'excès de CO_2 lié à la calcification va diffuser de l'océan vers l'atmosphère. Ce phénomène est souvent appelé la « contre-pompe » des carbonates pour souligner le fait que la calcification a tendance à augmenter la $p\text{CO}_2$ atmosphérique, contrairement à la pompe biologique organique décrite plus haut.

Après la mort des organismes, les squelettes carbonatés sédimentent dans la colonne d'eau et s'empilent sur le fond des océans pour y former des boues calcaires. Une partie des carbonates va se redissoudre sous forme d'ions carbonate et de calcium. La dissolution a lieu pendant la chute dans la colonne d'eau, ainsi que dans l'eau interstitielle des sédiments de surface. La réaction est favorisée car la solubilité du calcaire augmente avec la pression et diminue avec la température. Les pressions élevées et les basses températures du fond de l'océan favorisent donc la dissolution des carbonates formés dans les couches superficielles de l'océan. De plus, la dégradation de la matière organique diminuant le pH des eaux profondes, l'effet de sous-saturation du calcaire est encore augmenté, notamment dans le Pacifique nord où les masses d'eau âgées sont caractérisées par des TCO_2 élevées, ainsi que de faibles valeurs de pH et de teneurs de CO_3^{2-} .

Comme avec le carbone organique déjà mentionné, l'océan était dans un état d'équilibre dynamique avec la teneur en CO_2 atmosphérique naturelle. La contamination récente de l'océan par le CO_2 anthropique est venue modifier les équilibres acido-basiques. Le pH des eaux de surface a diminué de 0,1 unité pH et le degré de saturation du carbonate de calcium a diminué de façon significative, même si l'essentiel de l'océan de surface reste encore sursaturé vis-à-vis de la précipitation des carbonates de calcium, calcite et aragonite. Cependant, quelques régions naturellement proches de la saturation en surface (l'océan Arctique ou certaines zones d'*upwelling* côtier du Pacifique est) sont maintenant devenues clairement sous-saturées pour l'aragonite, ce qui empêche la formation de cette forme allotropique du CaCO_3 (moins stable que la calcite).

Des expériences en laboratoire et en mésocosmes suggèrent qu'une augmentation importante de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique induirait une baisse de la calcification d'organismes comme les coraux récifaux ou les algues coccolithophoridés du phytoplancton. Une éventuelle baisse générale de la calcification océanique aurait donc comme conséquence une diminution de l'effet de « contre-pompe », c'est-à-

dire qu'elle aurait tendance à faire baisser la $p\text{CO}_2$ atmosphérique (il s'agit donc d'une rétroaction négative).

Cependant, des études en milieu naturel indiquent que la réponse biologique est complexe car elle dépend notamment des espèces biologiques considérées. Des zones océaniques naturellement plus acides ont permis de mettre en évidence des adaptations de certains organismes (par exemple, adaptation morphologique et génétique des coccolithophoridés, acclimatation de certains coraux à l'acidification...). Des études en mésocosmes sont encore nécessaires pour étudier l'influence de ces adaptations sur la calcification d'un écosystème entier.

Parallèlement aux éventuels changements de la calcification biologique en surface, le système des carbonates pourrait rétroagir sur l'excès de CO_2 anthropique *via* sa neutralisation par dissolution des carbonates sédimentaires en profondeur. Comme on l'a vu plus haut, l'essentiel de l'océan profond n'est pas encore touché par la dissémination du CO_2 anthropique et la majeure partie des calcaires profonds n'est pas encore perturbée.

Néanmoins, le CO_2 anthropique a effectivement atteint la profondeur de saturation naturelle de l'aragonite dans certaines zones localisées aux latitudes subpolaires de l'océan Austral et du Pacifique nord. Dans ce dernier cas, l'anomalie de CO_2 a même atteint la profondeur de saturation de la calcite, plus stable que l'aragonite. La conséquence de cette dissémination du CO_2 anthropique est que la profondeur de saturation est remontée de plus de 100 m dans ces zones. On signale aussi l'extension verticale et horizontale de la zone de sous-saturation située à moyenne profondeur dans l'Atlantique subtropical. Cette extension spatiale de la sous-saturation des carbonates expose donc de nouvelles surfaces de sédiments calcaires à une eau sous-saturée, plus agressive qu'à l'état normal.

Il est important de signaler que la dissolution du calcaire n'est pas limitée à la zone sous-saturée de l'océan, mais elle est significative dès le premier kilomètre de profondeur. Une importante dissolution dans les eaux interstitielles du sédiment est liée à la reminéralisation du carbone organique qui crée des conditions sous-saturées dans les premiers centimètres de la colonne sédimentaire, même si l'eau profonde sus-jacente est sursaturée. La complexité de la dissolution à faible profondeur a été mise en évidence à l'aide de pièges à particules, de mesures *in situ* (chambres benthiques et microélectrodes), et grâce aux bilans géochimiques fondés sur les mesures d' O_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} et ^{14}C . Il y a donc déjà un impact du CO_2 anthropique sur les zones à faibles profondeurs, ce qui devrait encore augmenter l'effet de la neutralisation par dissolution du calcaire.

Néanmoins, la baisse prévisible de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique n'est pas encore perceptible car la cinétique de la dissolution est très lente. Cette réaction de premier ordre dépend du degré de sous-saturation, des conditions de pression et de température. La prise en compte de ces paramètres dans des modèles géochimiques de l'océan et des sédiments montre que l'excès résiduel de CO_2 atmosphérique sera partiellement neutralisé par la dissolution du calcaire à l'échelle de plusieurs millénaires. Après 10 000 ans, une injection rapide de 100 GtC sous forme de CO_2 atmosphérique aurait donc disparu de l'atmosphère à 90 %, l'essentiel de la séquestration étant lié au pompage géochimique de l'océan.

Lorsqu'on fait le bilan des études récentes du cycle du carbone océanique, on constate que la plupart des rétroactions biogéochimiques identifiées ou détectées n'ont pas encore eu d'impact significatif sur le pompage du CO_2 anthropique. Du début des années 60 à aujourd'hui, l'augmentation annuelle de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique a environ

triplé (de 0,8 à 2,4 ppm par an), ce qui augmente mécaniquement le flux net de CO₂ à l'interface air-mer. Sur la même période, les dernières estimations du puits océanique indiquent aussi un triplement de la séquestration du CO₂ (moins de 1 à presque 3 GtC par an). L'existence de rétroactions positives ou négatives est cependant bien réelle. Leurs intensités respectives deviendront plus nettes dans le futur comme le prévoient les modèles couplant le système climatique au cycle du carbone.

AUTRES ENSEIGNEMENTS

Onze cours à l'université de Kiel & GEOMAR, à l'université du Salento & CEDAD (Lecce) et à l'université libre d'Amsterdam ont été consacrés à l'étude de la dernière déglaciation, du réchauffement et de la montée du niveau marin associée. J'ai aussi abordé les dernières recherches utilisant du carbone 14 comme outil de datation et comme traceur paléocéanographique.

SÉMINAIRE : CLIMAT DE L'AFRIQUE DU NORD PENDANT L'Holocène^a

Pour compléter les 16 cours à Paris, Kiel, Lecce et Amsterdam, 9 séances de séminaire ont été organisées dans le cadre d'un colloque intitulé « Climat de l'Afrique du Nord pendant l'Holocène ». Cet événement a eu lieu le 16 mai 2014 dans l'amphithéâtre Marguerite de Navarre du Collège de France¹.

Au cours de l'Holocène, c'est-à-dire les 11 500 dernières années, le climat de l'Afrique du Nord a connu d'importants changements. Alors qu'aujourd'hui le Sahara est le plus vaste désert du monde, il y avait un « Sahara vert » au début de l'Holocène, du fait d'importantes précipitations liées à la migration vers le nord de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), sous l'effet d'une augmentation de l'insolation estivale dans l'hémisphère nord. Bien que l'insolation ait diminué très progressivement au cours de l'Holocène, la transition entre la période humide africaine (PHA) et le climat désertique actuel est étudiée attentivement par les scientifiques et fait l'objet d'un débat au sein de la communauté. Cette transition était-elle abrupte ou progressive ? Quelle date attribuer à cette transition ? Quelles archives permettent de confirmer ou d'infirmer les hypothèses proposées ?

Ce colloque a permis de faire un état des lieux des connaissances multidisciplinaires sur le climat holocène de l'Afrique du Nord, et d'alimenter le débat sur ces questions. Cette journée était dédiée à la mémoire de Françoise Gasse, directeur de recherche émérite au CEREGE d'Aix-en-Provence, disparue prématurément en avril 2014.

Dans ma présentation introductive, j'ai montré que les travaux pionniers de Françoise Gasse basés sur des archives sédimentaires lacustres en Afrique du Nord, mettent en évidence des variations majeures des hauteurs d'eau de lacs et paléolacs, témoignant de fortes précipitations au cours de la période humide africaine (PHA). La PHA aurait donc commencé juste avant le début de l'Holocène, et aurait pris fin plus ou moins rapidement au milieu de l'Holocène, il y a environ 5000-6000 ans.

a. Le séminaire est disponible en vidéo sur le site Internet du Collège de France : <http://www.college-de-france.fr/site/edouard-bard/seminar-2013-2014.htm> [NdÉ].

Ces variations du niveau des lacs sont à mettre en relation avec la présence concomitante en mer Méditerranée de sédiments très riches en matière organique (les sapropèles). L'augmentation des précipitations en Afrique du Nord aurait conduit à une décharge importante d'eau douce en Méditerranée, ce qui aurait ralenti la convection profonde dans ce bassin, et entraîné une anoxie de la colonne d'eau, permettant la conservation de la matière organique.

Il y a 8200 ans, l'effondrement de la calotte de glace Laurentide résiduelle a conduit à un arrêt de la circulation profonde en Atlantique nord, suivi d'un large refroidissement dans l'hémisphère nord et d'une aridification en Afrique du Nord. Cette « pause » au milieu de la PHA est observée dans les niveaux des lacs, ainsi qu'en Méditerranée sous la forme d'une interruption du sapropèle. J'ai aussi rappelé que la datation par ^{14}C du début de la PHA est rendue difficile par l'existence d'un palier de la courbe de calibration du ^{14}C , ce qui complique l'estimation de la vitesse de cette transition.

Yannick Garcin, de l'université de Postdam en Allemagne, a montré que la datation des lignes d'anciens rivages des lacs de la vallée du Rift au Kenya est en faveur d'une terminaison rapide de la PHA, il y a environ 5000 ans. Il a également démontré que le rapport isotopique deutérium-hydrogène (D/H) des n-alcanes, molécules d'origine végétale transportées par les vents et retrouvées dans les sédiments marins ou lacustres, permet de reconstituer l'intensité des précipitations. Jessica Tierney, de la Woods-Hole Oceanographic Institution (États-Unis), a présenté des enregistrements marins du D/H des n-alcanes en Atlantique, au large de la Mauritanie et dans l'Océan Indien, au niveau du golfe d'Aden. Ces séries suggèrent que l'initiation et la terminaison de la PHA ont été rapides, avec des durées bien inférieures au millénaire.

Peter deMenocal de l'université Columbia de New York a ensuite souligné que les quantités de poussières provenant du Sahara, et mesurées dans les carottes de la côte nord-ouest africaine, ont aussi enregistré une variation brusque du système hydrologique. La composition isotopique du néodyme de ces poussières indique que leur source n'a pas varié au cours de l'Holocène. En revanche, les rapports isotopiques du strontium retracent une érosion, et un transport différents, avec un plus grand apport des poussières par les fleuves pendant la PHA, alors que l'apport éolien est largement majoritaire à partir de 5000 ans avant aujourd'hui.

Par contre, l'étude des pollens et des graines dans les sédiments du lac Yoa au nord du Tchad, par Stefan Kröpelin de l'université de Cologne, semble être clairement en faveur d'un changement progressif de la couverture végétale, d'une forêt tropicale aux savanes sahéliennes. De la même manière, Florence Sylvestre, du CEREGE d'Aix-en-Provence, a révélé que les pollens retrouvés dans les sédiments du lac Tchad indiquent une transition progressive de la végétation à la fin de la PHA. Cependant, d'autres traceurs mesurés dans ces mêmes sédiments (diatomées, rapports élémentaires mesurés par fluorescence des rayons X), directement en lien avec le système hydrologique, montrent des variations abruptes, cohérentes avec celles observées dans les archives marines.

Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer la transformation d'un forçage climatique progressif (la variation d'origine astronomique de l'insolation estivale) en une variation abrupte du climat. On peut citer les rétroactions positives de la végétation sur la vapeur d'eau, le couplage de l'océan et de l'atmosphère, ainsi que la modification de l'albédo par l'augmentation rapide des poussières sahariennes transportées par les vents. Ces mécanismes sont étudiés et quantifiés à l'aide de

modèles numériques simulant l'atmosphère et ses interactions avec l'océan et la végétation continentale. Martin Claussen, de l'institut Max Planck de météorologie à Hambourg, a souligné que les différents modèles climatiques ne donnent pas encore tous les mêmes résultats concernant la dynamique climatique au niveau du Sahara, notamment parce que la dynamique de la végétation est difficile à modéliser. Il a également montré qu'une importante diversité végétale confère aux plantes une meilleure résilience face au changement hydrologique, qui se traduit par un changement progressif de la végétation.

Les changements du climat et de la végétation de l'Afrique du Nord ont eu une influence considérable sur les populations de la période du Néolithique. Stefan Kröpelin a montré que le peuplement était dispersé à l'est du Sahara il y a 8000 ans. Avec l'aridification de la région vers 5500 ans, les peuples ont progressivement migré vers le sud, ou se sont réfugiés sur les bords du Nil ou encore autour des rares oasis.

En étudiant les mutations génétiques et leurs occurrences dans les populations actuelles, Laura Botigué, de l'université de Stony Brook, a évalué la chronologie des croisements entre les différentes populations, et retracé leurs migrations. Elle montre que les populations de la côte nord-ouest africaine se seraient étendues à toute l'Afrique du Nord il y a environ 13 000 ans. Au cours des millénaires qui ont suivi, l'adoption de l'agriculture et de l'élevage par les peuples d'Afrique du Nord ne se serait pas faite par colonisation par d'autres peuples, mais progressivement et culturellement en réponse à la pression environnementale et climatique.

Paul Sereno, de l'université de Chicago, a montré qu'au centre du Niger le complexe de Gobero constitue le plus grand et le plus vieux cimetière du Sahara. Depuis le début de l'Holocène, puis pendant 5000 ans, deux populations de chasseurs-cueilleurs se sont succédé sur les rives de ce paléolac, où ils ont enterré leurs morts selon différents rites funéraires : les Kiffiens de 9700 à 8200 ans avant notre ère, puis les Ténériens de 7200 à 4500 ans avant notre ère. La pause aride centrée vers 8200 ans avant notre ère semble avoir précipité la fin des Kiffiens et la reprise de la PHA avoir permis l'établissement des Ténériens.

Les différentes interventions du colloque ont permis de faire un tour d'horizon des connaissances actuelles sur l'évolution du climat de l'Afrique du Nord au cours de l'Holocène et de ses conséquences environnementales et sociétales. La vitesse de transition de la PHA vers le climat que nous connaissons actuellement en Afrique du Nord a été largement discutée, ainsi que les mécanismes responsables de ce changement. En réponse à une diminution progressive de l'insolation estivale au cours de l'Holocène et à des mécanismes de rétroaction positive, la migration plus au sud de la zone de mousson semble avoir été rapide, modifiant drastiquement en moins d'un millénaire le régime hydrologique de l'Afrique du Nord. La réponse de la végétation, des faunes et des sociétés humaines, semble avoir été plus progressive, du fait de leur adaptabilité.

Intervenants :

– Édouard Bard (Collège de France & CEREGE d'Aix-en-Provence) : « An introduction on North African climate viewed from geological archives ».

– Stefan Kröpelin (université de Cologne, Allemagne) : « Geoarchaeological and Lake Yoa data sets from the Eastern Sahara vs. abrupt onset and termination of the so-called "African Humid Period" ».

– Florence Sylvestre (IRD & CEREGE d'Aix-en-Provence) : « Northern tropics monsoonal changes during the African Humid Period revealed by Lake Chad sedimentary archives ».

- Jessica Tierney (Woods-Hole Oceanographic Institution, États-Unis) : « Biomarker evidence for abrupt shifts in Northeast African climate during the Holocene ».
- Peter deMenocal (Lamont-Doherty Earth Observatory, université Columbia, États-Unis) : « Marine records of North African paleoclimate ».
- Yannick Garcin (université de Potsdam, Allemagne) : « Lake shorelines and leaf waxes: tools to reconstruct past African climates ».
- Martin Claussen (institut Max Planck de météorologie, Hambourg, Allemagne) : « Abrupt or not abrupt ? Challenges in reconciling paleo records and model simulations of the end of the African Humid Period ».
- Laura Botigué (université Stony Brook, États-Unis) : « North Africans during the Holocene: The lineage of the first occupants or newly arrived agriculturalists ? Evidences from genetic data ».
- Paul Sereno (université de Chicago, États-Unis) : « The Gobero Complex : Lakeside Subsistence, Culture and Climate Change in the Southern Sahara ».

COLLOQUES ET CONFÉRENCES

Colloque : Climat, énergie, économie : enjeux croisés

En marge des enseignements statutaires, un colloque a été organisé en partenariat avec Jean-Marc Jancovici (Mines ParisTech) et le soutien d'EDF. L'événement intitulé « Climat, énergie, économie : enjeux croisés » a eu lieu en soirée, le 12 décembre 2013 dans l'amphithéâtre Guillaume Budé du Collège de France.

Intervenants :

- Gaël Giraud (CNRS, Centre d'économie de la Sorbonne) : « La place de l'énergie dans la croissance économique ».
- Bernard Durand (ex. directeur de l'ENSG) : « L'état des ressources hydrocarbures ».
- Édouard Bard (Collège de France) : « Les émissions de carbone et le changement climatique ».
- Yves Bréchet (CEA) : « Le rôle de conseiller scientifique de la puissance publique ».

Colloques internationaux

– Darfeuill S., Giraud X., Ménot G., Rostek F., Bard E. « Alkenone and GDGT temperature reconstructions over the last glacial cycle off Portugal: data and regional biogeochemical modeling » ; Shakun J., Marcott S., Clark P., He F., Mix A., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E. « Global Temperature Changes During the Past 21,000 Years » ; Sepulcre S., Vidal L., Tachikawa K., Michel E., Labeyrie L., Bard E. « Past changes in the Caribbean Sea water stratification inferred from the stable isotopes of planktonic and benthic foraminifera » ; Wegwerth A., Dellwig O., Kaiser J., Bard E., Ménot G., Nowaczyk N., Plessen B., Shumilovskikh L., Fink S., Arz H.W., « The impact of D-O Climate Oscillations during the last Glacial in the Black Sea », *11th International Conference on Paleoceanography* (ICP), Barcelone, 1-7 septembre 2013.

– Aloisi G., Delaygue G., Henry P., Wallmann K., Sauvestre R., Soulet G., Lecuyer C., Bard E. « Freshening of the Marmara Sea prior to its post-glacial reconnection to the Mediterranean » ; Vidal L., Gasse F., Van Campo E., Demory F., Tachikawa K., Develle A.L., Buchet N., Garcia M., Sonzogni C., Bard E., Thouveny N., « Climate variability in Lebanon during the last four climate cycles : a multiproxy approach » ; Arz H.W., Shumilovskikh L.,

Wegwerth A., Dellwig O., Kaiser J., Nowaczyk N.R., Plessen B., Prange M., Ménot G., Bard E., Behling H., Fleitmann D., « Pronounced millennial scale variability in the Black Sea Lake during Marine Isotope Stage 3 », *14th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS)*, Istanbul, 8-12 septembre 2013.

– Gasse F.A., Van Campo E., Demory F., Develle A., Tachikawa K., Buchet N., Sonzogni C., Thouveny N., Bard E., Vidal L., « The multiproxy analysis of a lacustrine-palustrine sediment core from Lebanon reveals four climate cycles »; Cartapanis O., Tachikawa K., Oscar E. Romero O.E., Bard E., « Persistent millennial scale link between northeastern Pacific Oxygen Minimum Zone and Greenland climate under interglacial conditions », *American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting*, San Francisco, 9-13 décembre 2013.

– Bard E. (invité), « Combining high-resolution paleoclimate records with well-dated records of the monsoons », Minisymposium « High-resolution paleoclimate studies in marine archives », Earth Science Dept. Utrecht University, Utrecht, 20-21 mai 2014.

– Ménot G., Sanchi L., Darfeuille S., Bard E. « Last Glacial temperatures: A view from marginal basins and continental margins », *International workshop on GDGT-based proxies*, Texel NIOZ, 23-25 avril 2014.

– Bard E., Ménot G., Rostek F., Tachikawa K., de Garidel-Thoron T., Bonnet N. (invité) « Hydrological changes over Papua New Guinea during the last deglaciation »; Bard E., Böning P., Tachikawa K., Garcia M., Ménot G., Fagault Y., Rostek F., Licari L., Pichevin L., Martinez P. (invité), « Asian monsoon and Indian Ocean evolution during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events »; Sanchez Goñi M.F., Bard E., Landais A., Rossignol L., « The interest of combining micropaleontological and geochemical data for understanding the climate system: the example of the last interglacial-glacial transition »; Tachikawa K., Vidal L., Pothin A., Garcia M., Sonzogni C., Cornuault M., Bard E., Menot G., Revel M., « Conditions of S1 Sapropel deposition in the eastern Levantine Sea inferred from high-resolution geochemical analysis »; Köhler P., Knorr G., Bard E., « Abrupt carbon release at the onset of the Bølling/Allerød: Permafrost thawing with inter-hemispheric impact »; Simonneau A., Chapron E., Galop D., Tachikawa K., Magny M., Bard E., « A Southern Alps and Northern Pyrenees Holocene record of snowmelt-induced flood events and clastic layers associated with negative NAO phases in Western Europe »; Favier C., Ledru M.P., Reimold W.U., Ariztegui D., Bard E., Crósta A.P., Riccomini C., « Tropical environment in the last 2.5 million years: the Colônia deep-drilling project », *European Geosciences Union (EGU) Annual General Assembly*, Vienne, 27 avril-2 mai 2014.

– Baroni M., Bard E., ASTER Team. « Solar activity over the last millenium based on a new ^{10}Be record from Dome C (Antarctica) »; Fahrni S.M., Wacker L., Moros M., Zillen-Snowball L., Tuna T., Fagault Y., Bard E., « Developments and applications in ^{14}C gas analysis: dating a sediment core with sub-mg foraminifera samples »; Bard E., Tuna T., Fagault Y., Bonvalot L., Wacker L., Fahrni S.M., Synal H.A., « First ^{14}C results obtained with the new AMS facility AixMICADAS », *13th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry*, Aix-en-Provence, 24-29 août 2014.

RECHERCHES

L'équipe a consacré une grande partie de son effort pour l'Equipex ASTER-CEREGÉ. Un système compact de spectrométrie de masse par accélérateur dédié à la mesure du carbone 14 a été installé fin mars 2014 dans le nouveau bâtiment entièrement affecté à son utilisation.

Le spectromètre AixMICADAS opère à une tension d'accélération relativement faible d'environ 200 kV avec de l'hélium comme gaz d'épluchage (principe de l'accélération en mode tandem) permettant d'obtenir jusqu'à 48 % de transmission

du faisceau d'ions carbone. La source d'ions d'AixMICADAS permet de travailler aussi bien avec des échantillons solides (≈ 1 mg) qu'avec des échantillons gazeux de très petite taille (< 100 μg). Les échantillons solides sont élaborés à partir d'un système de graphitisation automatisé (AGE-3) et les échantillons gazeux sont injectés par l'intermédiaire de l'interface gaz directement reliée à la source d'ions du spectromètre. Cette dernière nous permet d'injecter le CO_2 dans l'instrument à partir d'ampoules scellées, grâce au système de *cracker*, ou directement en sortie d'un analyseur élémentaire, ou bien encore d'un système de prétraitement et d'hydrolyse des carbonates.

Le système de support des échantillons dans la source d'ions, un « magazine », permet de disposer d'un maximum de 39 cibles mesurables par le spectromètre. Dans chaque magazine, il est nécessaire d'introduire un matériel standard (étalon) qui va permettre la normalisation de tous les autres rapports isotopiques qui seront mesurés, ainsi que la correction des fractionnements isotopiques. Le standard utilisé pour la normalisation est le NIST SRM4990C, acide oxalique n° 2. Le point important de la mesure du standard est d'avoir le moins de dispersion possible au cours du temps, de manière à augmenter la reproductibilité des résultats.

Au cours des derniers mois, nous avons mesuré une série de standard NIST oxa2, sous la forme d'échantillons solides préparés grâce au système de graphitisation AGE-3. Leur masse en carbone est de l'ordre de 1 mg et chaque mesure représente la moyenne d'une dizaine de passages de 300 secondes sur un même échantillon, ce qui permet d'accumuler entre 300 000 et 500 000 coups de carbone 14, selon les conditions de la source. À l'heure actuelle, le rapport isotopique moyen du standard NIST est de $F_{14C} = 1,3406$ avec une déviation standard associée de l'ordre de 2 ‰, conforme au cahier des charges pour ce spectromètre.

Des matériaux de référence sont également utilisés afin de vérifier la justesse de la mesure obtenue avec AixMICADAS, en comparant cette dernière aux valeurs de consensus obtenues dans le cadre de comparaisons croisées internationales. Les matériaux utilisés jusqu'à présent sont ceux fournis par l'IAEA et notamment, deux acides oxaliques, l'IAEA-C7 et l'IAEA-C8. Nous constatons que les valeurs mesurées avec AixMICADAS s'accordent très bien avec les valeurs de références et confirment l'exactitude des mesures effectuées jusqu'à présent. En complément des mesures du rapport isotopique $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, les valeurs du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ peuvent également être mesurées avec une précision de l'ordre de 1 ‰, et une bonne concordance avec les valeurs des standards.

Une grande partie du temps de mesure d'AixMICADAS a été consacrée à analyser des échantillons dépourvus de ^{14}C (que l'on appelle des « blancs ») afin d'évaluer d'une part la mesure du fond sur les échantillons, et d'autre part d'optimiser les conditions de stockage des cibles de graphite. En effet, la plupart des échantillons que l'on « graphitise » et que l'on presse ne sont pas immédiatement mesurés. Il a donc fallu faire des tests pour se rendre compte de la qualité du stockage des cibles dans nos nouveaux laboratoires. Un acide phtalique commercial est utilisé comme blanc dans le cas des cibles solides, et une bouteille de CO_2 (dépourvue de ^{14}C), ou de l'IAEA-C1 (marbre), sont utilisés comme blancs dans le cas de mesure d'échantillons gazeux.

Dans un premier temps, nous avons utilisé les mêmes tubes de polypropylène que l'équipe de l'ETH de Zürich. Un problème est rapidement apparu lorsqu'une contamination a été mesurée sur les échantillons stockés dans ce type de tube. Nous avons poursuivi les tests en utilisant des tubes en verre dans différentes conditions (atmosphère inerte, échantillons pressés ou pas...). Les résultats permettent de

mettre en évidence une augmentation de la contamination (rapport isotopique croissant avec le temps de stockage) pour les cibles stockées dans les tubes en plastique alors que le niveau des blancs reste stable pour les cibles stockées dans des tubes en verre. Ces tubes de verre sont donc maintenant utilisés pour le stockage des cibles, mais des mesures complémentaires restent à faire pour vérifier une éventuelle contamination à très long terme.

Dans le cadre d'une collaboration avec des membres de l'ETH de Zurich, nous avons débuté une série d'analyses d'échantillons étalons et naturels de carbonate de calcium (coraux, foraminifères...) avec le système automatisé de traitement des carbonates, couplé à l'interface gaz du MICADAS.

L'objectif de l'étude est d'obtenir une information quantitative sur l'effet d'un prétraitement (*leaching* ou lessivage) appliqué à des carbonates d'âges différents, de manière à quantifier les effets de la contamination de surface ou de la contamination plus profonde de ces objets. Pour ce faire, nous avons utilisé de 300 à 1 000 µg de carbonate pour pouvoir injecter dans la source des échantillons ayant une masse de carbone de quelques dizaines de µg. Nous avons procédé à un double lessivage des carbonates, avec de l'acide chlorhydrique à 0,02 N que nous avons injecté par l'intermédiaire de l'*autosampler* en laissant agir l'acide une dizaine de minutes. Le CO₂ obtenu (de l'ordre de 10 µg de C) est alors injecté directement dans la source d'ions pour être ensuite mesuré avec AixMICADAS. Le résidu après lessivage est ensuite hydrolysé totalement avec de l'acide phosphorique (concentré à 87 %) pendant quelques minutes, de manière à récupérer l'essentiel du CO₂ de l'échantillon (quelques dizaines de µg de C). Nous avons ensuite comparé les résultats obtenus pour les résidus à ceux d'échantillons qui n'ont subi aucun prétraitement, de manière à observer l'influence du lessivage comme prétraitement des carbonates. Le CO₂ total des échantillons non traités (*i.e.* sans lessivage) est obtenu par hydrolyse directe avec l'acide phosphorique.

Nos premières études concernent des coraux récents ou très anciens. Nous observons clairement que le CO₂, extrait séquentiellement avec les différents lessivages est significativement plus récent que la mesure de l'échantillon résiduel. Cette contamination explique le fait que les échantillons non traités ont un niveau légèrement plus élevé que les échantillons ayant subi un lessivage de leur surface. Cette étude préliminaire prouve clairement qu'un prétraitement par lessivage acide des vieux carbonates est indispensable si l'on veut mesurer avec précision l'âge réel de ce type d'échantillons.

Nos premiers résultats obtenus grâce au spectromètre AixMICADAS ont été présentés en collaboration avec l'équipe de l'ETH de Zurich dans le cadre de la *13th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry* qui a eu lieu du 24 au 29 août à Aix-en-Provence.

PUBLICATIONS

2014

BARLYAEVA T., BARD E. et ABARCA-DEL-RIO R., « Rotation of the Earth, solar activity and cosmic ray intensity », *Annales Geophysicae*, 32(7), 2014, 761-771, DOI: 10.5194/angeo-32-761-2014.

CARTAPANIS O., TACHIKAWA K., ROMERO O.E. et BARD E., « Persistent millennial-scale link between Greenland climate and northern Pacific oxygen minimum zone under interglacial conditions », *Climate of the Past*, 10(1), 2014, 405-418, DOI : 10.5194/cp-10-405-2014.

CAUQUOIN A., RAISBECK G.M., JOUZEL J., Bard E. et ASTER Team, « No evidence for planetary influence on solar activity 330 000 years ago », *Astronomy and Astrophysics*, 561, 2014, 1-5 (art. A132), DOI : 10.1051/0004-6361/201322879.

CAUQUOIN A., LANDAIS A., RAISBECK G.M., JOUZEL J., BAZIN L., KAGEYAMA M., PETERSCHMITT J.-Y., WERNER M., BARD E. et ASTER Team, « Using beryllium-10 to test the validity of past accumulation rate reconstruction from water isotope records in East Antarctic ice cores », *Clim. Past Discuss.*, 10(4), 2014, 3421-3447, DOI : 10.5194/cpd-10-3421-2014.

KÖHLER P., KNORR G. et BARD E., « Permafrost thawing as a possible source of abrupt carbon release at the onset of the Bølling/Allerød », *Nature Communications*, 5, 2014, 5520, DOI : 10.1038/ncomms6520.

LEA D.W., KIENAST M., DE GARIDEL-THORON T., KAGEYAMA M., PAUL A. et BARD E., « COMPARE 2013: Constraining tropical ocean cooling during the Last Glacial Maximum », *PAGES Magazine*, 22(1), 2014, 43.

SANCHI L., MÉNOT G. et BARD E., « Insights into continental temperatures in the northwestern Black Sea area during the Last Glacial period using branched tetraether lipids », *Quaternary Science Reviews*, 84, 2014, 98-108, DOI : 10.1016/j.quascirev.2013.11.013.

TACHIKAWA K., VIDAL L., CORNUAULT M., GARCIA M., POTHIN A., SONZOGNI C., BARD E., MENOT G., REVEL M., « Eastern Mediterranean Sea circulation inferred from the conditions of S1 sapropel Deposition », *Climate of the Past Discussion*, 10, 4647-81, DOI : 10.5194/cpd-10-4647-2014 (2014)

WEGWERTH A., DELLWIG O., KAISER J., MÉNOT G., BARD E., SHUMILOVSKIKH L., SCHNETGER B., KLEINHANN S.I.C., WILLE M. et ARZ H.W., « Meltwater events and the Mediterranean reconnection at the Saalian-Eemian transition in the Black Sea », *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 2014, 124-135, DOI : 10.1016/j.epsl.2014.07.030.

2013

BARD E., « Out of the African humid period », *Science*, 342(6160), 2013, 808-809, DOI : 10.1126/science.1246519.

BARD E., MÉNOT G., ROSTEK F., LICARI L., BÖNING P., EDWARDS R.L., CHENG H., WANG Y. et HEATON T.J., « Radiocarbon calibration/comparison records based on marine sediments from the Pakistan and Iberian margins », *Radiocarbon*, 55(4), 2013, 1999-2019, DOI : 10.2458/azu_js_rc.55.17114.

BRISSET E., MIRAMONT C., GUITER F., ANTHONY E.J., TACHIKAWA K., POULENARD J., ARNAUD F., DELHON C., MEUNIER J.-D., BARD E. et SUMÉRA F., « Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake », *The Holocene*, 23(12), 2013, 1863-1874, DOI : 10.1177/0959683613508158.

CAPRON E., LANDAIS A., TZEDAKIS P.C., BARD E., BLUNIER T., DAHL-JENSEN D., DOKKEN T., GERSONDE R., PARRENIN F., SCHULZ M., VINTHER B., WAELBROECK C., « Dating and synchronizing paleoclimatic records over the last interglacial », *PAGES News*, 21(1), 2013, 26-27.

DOYEN É., VANNIÈRE B., BERGER J.-F., ARNAUD F., TACHIKAWA K. et BARD E., « Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic times inferred from sediments in Lac Moras », *The Holocene*, 23(7), 2013, 961-973, DOI : 10.1177/0959683612475142.

DURAND N., DESCHAMPS P., BARD E., HAMELIN B., CAMOIN G., THOMAS A.L., HENDERSON G.M., YOKOYAMA Y. et MATSUZAKI H., « Comparison of ¹⁴C and U-Th ages

in corals from IODP #310 cores offshore Tahiti », *Radiocarbon*, 55(4), 2013, 1947-1974, DOI : 10.2458/azu_js_rc.v55i2.16134.

HEATON T. J., BARD E. et HUGHEN K.A., « Elastic tie-pointing. Transferring chronologies between records via a Gaussian process », *Radiocarbon*, 55(4), 2013, 1975-1997, DOI : 10.2458/azu_js_rc.55.17777.

JENNY J.-P., ARNAUD F., DORIOZ J.-M., GIGUET COVEX C., FROSSARD V., SABATIER P., MILLET L., REYSS J.-L., TACHIKAWA K., BARD E., PIGNOL C., SOUFI F., ROMEYER O. et PERGA M.-É., « A spatiotemporal investigation of varved sediments highlights the dynamics of hypolimnetic hypoxia in a large hard-water lake over the last 150 years », *Limnology and Oceanography*, 58(4), 2013, 1395-1408, DOI : 10.4319/lo.2013.58.4.1395.

MICHEL M., DELANGHE-SABATIER D., BARD E., BARROSO-RUIZ C., « U/Th, ESR and 14C studies of the fossil remains from the Mousterian levels of Zafarraya Cave (Spain): a revised chronology of Neandertal presence », *Quaternary Geochronology*, 15, 2013, 20-33, DOI : 10.1016/j.quageo.2012.12.008.

REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., RAMSEY C.B., BUCK C.E., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTÉ C., HEATON T.J., HOFFMANN D.L., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MANNING S.W., NIU M., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., STAFF R.A., TURNEY C.S.M. et VAN DER PLICHT J., « IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP », *Radiocarbon*, 55(4), 2013, 1869-1887, DOI : 10.2458/azu_js_rc.55.16947.

REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BROWN D.M., BUCK C.E., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTÉ C., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., TURNEY C.S.M. et VAN DER PLICHT J., « Selection and treatment of data for radiocarbon calibration: An update to the international calibration (IntCal) criteria », *Radiocarbon*, 55(4), 2013, 1923-1945, DOI : 10.2458/azu_js_rc.55.16955.

ROSTEK F. et BARD E., « Hydrological changes in eastern Europe during the last 40,000yr inferred from biomarkers in Black Sea sediments », *Quaternary Research (United States)*, 80(3), 2013, 502-509, DOI : 10.1016/j.yqres.2013.07.003.

SÁNCHEZ GOÑI M.F., BARD E., LANDAIS A., ROSSIGNOL L. et D'ERRICO F., « Air-sea temperature decoupling in western Europe during the last interglacial-glacial transition », *Nature Geoscience*, 6(10), 2013, 837-841, DOI : 10.1038/ngeo1924.

SANCHI L., MÉNOT G., BARD E., « An automated purification method for archaeal and bacterial tetraethers in soils and sediments », *Organic Geochemistry*, 54, 2013, 83-90, DOI : 10.1016/j.orggeochem.2012.10.005.

SIMONNEAU A., CHAPRON E., COURP T., TACHIKAWA K., LE ROUX G., BARON S., GALOP D., GARCIA M., DI GIOVANNI C., MOTELICA-HEINO M., MAZIER F., FOUCHER A., HOUET T., DESMET M. et BARD E., « Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine systems in the Pyrenean Mountains inferred from minerogenic and organic clastic supply (Videssos valley, Pyrenees, France) », *The Holocene*, 23(12), 2013, 1764-1777, DOI : 10.1177/0959683613505340.

SIMONNEAU A., DOYEN E., CHAPRON E., MILLET L., VANNIÈRE B., DI GIOVANNI C., BOSSARD N., TACHIKAWA K., BARD E., ALBÉRIC P., DESMET M., ROUX G., LAJEUNESSE P., BERGER J.-F., ARNAUD F., « Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences », *Journal of Archaeological Science*, 40, 2013, 1636-1645, DOI : 10.1016/j.jas.2012.12.002.

SOULET G., MÉNOT G., BAYON G., ROSTEK F., PONZEVEVA, TOUCANNE S., LERICOLAIS G., BARD E., « Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice sheet », *Proceedings of the National Academy of Science*, 110(17), 2013, 6682-6687, + 4 p. suppl. & 4 Tables, DOI : 10.1073/pnas.1214676110.

SCHOUTEN S., HOPMANS E.C., ROSELL-MELÉ A., PEARSON A., ADAM P., BAUERSACHS T., BARD E., BERNASCONI S.M., BIANCHI T.S., BROCKS J.J., CARLSON L.T., CASTAÑEDA I.S., DERENNE S., SELVER A.D., DUTTA K., EGLINTON T., FOSSE C., GALY V., GRICE K., HINRICHS K.-U., HUANG Y., HUGUET A., HUGUET C., HURLEY S., INGALLS A., JIA G., KEELY B., KNAPPY C., KONDO M., KRISHNAN S., LINCOLN S., LIPP J., MANGELSDORF K., MARTÍNEZ-GARCÍA A., MÉNOT G., METS A., MOLLENHAUER G., OHKOUCHI N., OSSEBAAR J., PAGANI M., PANCOST R.D., PEARSON E.J., PETERSE F., REICHAERT G.-J., SCHAEFFER P., SCHMITT G., SCHWARK L., SHAH S.R., SMITH R.W., SMITTENBERG R.H., SUMMONS R.E., TAKANO Y., TALBOT H.M., TAYLOR K.W.R., TAROZO R., UCHIDA M., VAN DONGEN B.E., VAN MOOY B.A.S., WANG J., WARREN C., WEIJERS J.W.H., WERNE J.P., WOLTERING M., XIE S., YAMAMOTO M., YANG H., ZHANG C.L., ZHANG Y., ZHAO M. et DAMSTÉ J.S.S., « An interlaboratory study of TEX86 and BIT analysis of sediments, extracts, and standard mixtures », *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(12), 2013, 5263-5285, DOI : 10.1002/2013GC004904.

WILHELM B., ARNAUD F., SABATIER P., MAGAND O., CHAPRON E., COURP T., TACHIKAWA K., FANGET B., MALET E., PIGNOL C., BARD E., DELANNOY J.-J., « Paleoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the North-West European Alps », *Journal of Quaternary Science*, 28, 2013, 189-199, DOI: 10.1002/jqs.2609.

Textes divers (vulgarisation, livres & chapitres, préface)

BARD E., « Évolution du niveau de la mer. Fiches scientifiques de l'Institut océanographique de Monaco », Institut océanographique, 2013, <http://institut-ocean.org/images/articles/documents/1376989284.pdf>.

BARD E., « Le dernier réchauffement climatique », *La Recherche*, 474, 2013, 54-56.

RESPONSABILITÉS DIVERSES

Directeur-adjoint du Centre européen de recherche et d'enseignement en géosciences de l'environnement (UMR CEREGE Aix-Marseille université, CNRS, IRD, Collège de France) ;

Coordinateur de l'EQUIPEX ASTER-CEREGE ;

Membre du comité de pilotage du LABEX OT-Med ;

Membre du conseil scientifique d'AirPACA ;

Membre du groupe de travail IntCal sur la calibration du radiocarbone.

DISTINCTIONS

2013, Médaille Alfred Wegener de l'*European Geosciences Union* (EGU) et *Honorary Fellow* de l'EGU.

2013, Prix Werner Petersen du Centre Helmholtz de Recherche sur l'Océan, GEOMAR de Kiel ;

2014, élu membre étranger de la National Academy of Sciences des États-Unis ;

2014, *Thomson Reuters Highly Cited Researcher* (<http://highlycited.com/>) ;

2014, Grande Médaille Prince Albert 1^{er} de l'Institut océanographique de Monaco.

