

Évolution du climat et de l'océan

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

CHANGEMENT CLIMATIQUE ET CYCLE DU CARBONE CONTINENTAL

Le cours a été consacré à la séquestration partielle du CO₂ anthropique par la biosphère terrestre. Nous avons abordé la complexité de la réponse du cycle du carbone conduisant à de multiples rétroactions géochimiques et climatiques.

CO₂ atmosphérique et cycle du carbone continental global

Aujourd'hui, la concentration atmosphérique en gaz carbonique est d'environ 400 parties par million (ppm) alors qu'elle était de 280 ppm avant le début du XVIII^e siècle, comme le montre l'analyse des bulles d'air occluses dans les glaces de l'Antarctique. Cette teneur en CO₂ augmente, principalement en raison de l'utilisation de combustibles fossiles dont le cumul représente environ 350 milliards de tonnes carbone (GtC) depuis le début de l'ère industrielle. Les émissions mondiales augmentent chaque année pour atteindre aujourd'hui une injection annuelle d'environ 10 GtC.

Pour faire le bilan carbone de l'atmosphère, il faut aussi tenir compte d'autres activités humaines comme la déforestation et la dégradation des sols. Plusieurs techniques permettent d'en reconstituer l'historique avec des flux d'environ 1 à 2 GtC par an depuis le milieu du XX^e siècle.

En faisant la différence entre la somme des émissions anthropiques et le stock atmosphérique, on peut en déduire un flux global de CO₂ diffusant vers les autres réservoirs du cycle du carbone. Le puits océanique étant quantifié par plusieurs techniques indépendantes (voir cours des années précédentes), il est possible de calculer le puits vers la biosphère terrestre. Depuis les années soixante, cette séquestration a augmenté en passant d'environ 1 à 3 GtC par an, mais avec une variabilité interannuelle importante (flux quasiment nul pour certaines années, jusqu'à plus de 4 GtC pour d'autres).

La pénétration du carbone dans la biosphère terrestre et les sols peut être suivie en analysant et en modélisant le carbone 14 naturel et anthropique

(thermonucléaire). Cette approche permet de confirmer l'importance du puits biosphérique depuis un siècle.

Une méthode indépendante est fondée sur l'analyse des teneurs en CO_2 et en O_2 dans les mêmes échantillons d'air atmosphérique. À la différence des processus de diffusion et de dissolution physico-chimique dans l'océan, l'effet de fertilisation de la biosphère s'accompagne d'un flux net d' O_2 vers l'atmosphère. La « trajectoire » de l'atmosphère dans le plan O_2 - CO_2 est quasiment rectiligne depuis le début des années quatre-vingt-dix, mais elle est différente de l'évolution attendue de la simple stœchiométrie des réactions de combustion. La prise en compte des données et de la théorie, permet de calculer les deux puits océanique et biosphérique, ce dernier étant en moyenne d'environ 1 GtC par an pour la période de 1991 à 2011.

Le pompage biosphérique calculé par la méthode O_2 - CO_2 correspond à un flux net de l'atmosphère vers la biosphère. Il est donc équivalent à la différence entre le flux biosphérique brut (≈ 2 à 3 GtC/an, cf. supra) et le flux anthropique de déforestation et de dégradation des sols (≈ 1 à 2 GtC/an) sur la même période. La compatibilité de ces estimations indépendantes ne saurait cacher l'existence de larges incertitudes dans ce bilan de carbone, notamment liées à une variabilité interannuelle importante du pompage par la biosphère.

Déconvolution des isotopes du carbone et flux globaux

Le carbone est constitué de trois isotopes, principalement de ^{12}C , d'environ 1 % de ^{13}C et d'une infime proportion de ^{14}C radioactif. L'effet des équilibres thermodynamiques et de la cinétique des réactions chimiques conduit à des fractionnements isotopiques d'intensité variable. Le $\delta^{13}\text{C}$, déviation du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ par rapport à un étalon, permet de caractériser les différents réservoirs du cycle du carbone, notamment l'atmosphère, les biosphères terrestre et marine, les carbonates et la matière organique sédimentaire.

Les combustibles fossiles sont issus à l'origine de la sédimentation et de la transformation au cours du temps de matières organiques photosynthétiques. Le $\delta^{13}\text{C}$ d'un pétrole, d'un charbon, ou de gaz naturel, dépend de sa provenance, ce qui rend possible l'établissement d'un inventaire spatial et temporel du $\delta^{13}\text{C}$ des émissions de CO_2 au cours des dernières décennies.

Depuis la fin des années soixante-dix, les mesures de pCO_2 atmosphérique sont accompagnées de mesures du $\delta^{13}\text{C}$ qui indiquent une saisonnalité marquée, ainsi qu'une lente diminution avoisinant 1 ‰ sur 40 ans. Il est possible de confirmer cette tendance et de remonter au-delà de l'ère industrielle en mesurant le $\delta^{13}\text{C}$ des arbres présentant des cernes de croissance annuelle du bois. Depuis la fin du XVIII^e siècle le $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique a chuté d'environ 2 ‰, en parallèle à l'augmentation de la pCO_2 .

L'interprétation quantitative du $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique doit tenir compte des émissions par combustion de fuels fossiles, mais aussi d'autres termes comme la déforestation avec sa signature isotopique de carbone photosynthétique. Par ailleurs, les évolutions temporelles de la pCO_2 et du $\delta^{13}\text{C}$ sont aussi affectées par la diffusion et la séquestration partielle du CO_2 atmosphérique par l'océan et la biosphère terrestre.

Des modèles numériques du cycle du carbone sont utilisés, en mode direct ou inverse, pour calculer l'évolution temporelle des puits océanique et biosphérique. En optimisant les flux par itération pour simuler les signaux de pCO_2 et du $\delta^{13}\text{C}$

atmosphérique, on montre que l'océan et la biosphère terrestre présentaient des flux nets quasiment nuls durant la période allant de l'an 1 000 à 1 800. En d'autres termes, l'atmosphère, l'océan et la biosphère, maintenaient un état stationnaire pour ce qui concerne leurs masses de carbone.

En revanche, cette « double déconvolution » de la $p\text{CO}_2$ et du $\delta^{13}\text{C}$ permet de déduire des augmentations marquées des puits océanique et biosphérique durant les deux derniers siècles. Pour les deux dernières décennies, le flux brut vers la biosphère terrestre est d'un peu plus de 2 GtC/an, ce qui est compatible avec l'estimation réalisée avec la méthode $\text{O}_2\text{-CO}_2$. Pour les deux méthodes, le flux net vers la biosphère est donc d'un peu plus de 1 GtC/an lorsque l'on retranche les flux de déforestation et de dégradation des sols.

Ce bilan de carbone peut être vérifié en tenant compte du troisième isotope du carbone. Le ^{14}C est naturellement formé dans l'atmosphère par le rayonnement cosmique et disparaît ensuite avec une demi-vie de 5 730 ans. Les organismes vivants échangent du carbone avec l'atmosphère et maintiennent un rapport isotopique $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ à peu près constant. Les combustibles fossiles sont issus de matières organiques vieilles de millions d'années et ne contiennent donc plus de ^{14}C .

Comme le montrent les séries de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ mesurées dans les cernes d'arbres, la combustion de fuels fossiles s'est accompagnée d'une diminution notable du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'atmosphère d'environ 25 ‰ en un siècle et demi (effet Suess). Les mêmes modèles numériques utilisés pour la double déconvolution des signaux de $p\text{CO}_2$ et de $\delta^{13}\text{C}$, permettent de simuler la baisse du ^{14}C atmosphérique en tenant compte de l'injection des fuels fossiles, ainsi que des variations du taux de production du ^{14}C atmosphérique modulé par l'activité solaire. La comparaison données-modèles est satisfaisante ce qui confirme notamment l'estimation du flux de carbone vers la biosphère terrestre.

Mesures spatiales, inversion et cartographie des flux de carbone

Les émissions de CO_2 présentent une grande hétérogénéité spatiale, en particulier parce que les combustibles fossiles sont utilisés essentiellement dans les zones industrialisées de l'hémisphère nord. Un effort international a permis le développement d'un réseau mondial constitué de plusieurs dizaines de stations de mesures de la $p\text{CO}_2$ et d'autres gaz et paramètres associés (notamment le $\delta^{13}\text{C}$). L'enregistrement continu le plus long (depuis 1958) est celui de la station de Mauna Loa à Hawaï, la $p\text{CO}_2$ étant mesurée par un système de spectroscopie infrarouge.

Chaque enregistrement de $p\text{CO}_2$ se caractérise par une saisonnalité plus ou moins marquée qui dépend du cycle naturel saisonnier de la croissance des plantes. Cette saisonnalité est particulièrement grande (> 20 ppm pour $p\text{CO}_2$ et 1 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$) pour les hautes latitudes de l'hémisphère nord caractérisées par de grandes forêts continentales.

Pour une même latitude, la $p\text{CO}_2$ présente une variabilité de haute fréquence beaucoup plus marquée (de 20-30 ppm et 1 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$) pour les sites sur le continent par rapport à ceux au-dessus de l'océan. Ces fluctuations illustrent la dynamique rapide liée à la biosphère terrestre et aux mélanges de masses d'air au-dessus des continents.

En plus du cycle saisonnier et des hautes fréquences, toutes les stations présentent une tendance commune à long terme avec un taux d'accroissement d'environ 1 à

2 ppm par an. Le suivi temporel permet de mettre en évidence des variations systématiques avec des maxima et des minima correspondant à certaines années (e.g. + 3,4 ppm en 1998 et + 0,6 ppm en 1992). Cette modulation interannuelle affecte toutes les latitudes, mais les variations sont plus marquées dans l'hémisphère nord.

L'analyse spatiale et temporelle de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique a fait des progrès récents avec le lancement de satellites (GOSAT, OCO-2) dont les spectromètres quantifient la $p\text{CO}_2$ en mesurant l'absorption du rayonnement solaire réfléchi par la Terre dans certaines longueurs d'onde infrarouge. L'avantage de la télédétection est de couvrir la surface terrestre en quelques semaines et de cartographier les anomalies régionales de $p\text{CO}_2$ liées aux sources naturelles et anthropiques, ainsi qu'au pompage par les puits océanique et biosphérique.

Des modèles numériques incluant une spatialisation de l'atmosphère et des réservoirs du cycle du carbone, permettent de calculer les flux inconnus à partir des mesures de $p\text{CO}_2$ et des flux connus, notamment les émissions anthropiques de CO_2 . L'exemple emblématique est l'interprétation du gradient inter-hémisphérique de $p\text{CO}_2$ qui atteint aujourd'hui environ 4 ppm. Cette différence est liée au fait que les échanges d'air entre les hémisphères ne sont pas suffisamment rapides pour homogénéiser le CO_2 anthropique émis principalement dans l'hémisphère nord. Une modélisation numérique simple permet de déduire que la biosphère terrestre de l'hémisphère nord constitue un puits de carbone d'environ 1 GtC/an.

Le même principe est appliqué au champ spatial et temporel de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique en utilisant des modèles 3D simulant le transport atmosphérique. À chaque pas de temps, le modèle est perturbé par les émissions de CO_2 anthropique dont le transport, après chaque incrément temporel, doit permettre de reproduire les observations de $p\text{CO}_2$. Les différences sont liées à l'existence d'autres sources, ou puits, avec leurs intensités et répartitions spatiales spécifiques. Ces autres sources sont calculées et cumulées à chaque pas de temps du calcul.

De telles inversions des flux ont été réalisées par une douzaine de groupes de modélisation dont les cartographies peuvent être comparées et compilées (projet international TRANSCOM). Le flux biosphérique continental présente des variations interannuelles marquées principalement dans la frange intertropicale, avec une corrélation négative avec l'oscillation ENSO (diminution du puits biosphérique pendant les événements El Nino, notamment celui de 1998). Ces calculs d'inversions sont complétés et corrigés en tenant compte des enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ ainsi que des gradients de $p\text{CO}_2$ en altitude mesurés grâce à des capteurs embarqués sur des avions.

Pour les deux dernières décennies, l'inversion des flux de carbone indique que le puits biosphérique se situe principalement dans les latitudes tempérées de l'hémisphère nord (Amérique du Nord, Asie boréale et tempérée, Europe et, dans une moindre mesure, dans les zones tempérées de l'Amérique du Sud et de l'Afrique du Sud). Ce puits biosphérique est partiellement compensé par des zones sources localisées dans la frange intertropicale (Amérique du Sud et Centrale, Afrique et Asie tropicales).

Pour la décennie 2000-2010, le puits biosphérique brut total est d'environ 2,5 GtC/an, dont 1,5 correspond aux hautes latitudes de l'hémisphère nord et 1 GtC/an à la zone intertropicale. Sur la même période, le pompage de la biosphère terrestre est donc équivalent au puits océanique de l'ordre de 2,5 GtC/an (voir cours des années précédentes). Par ailleurs, l'évolution de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique équivaut à un accroissement moyen du stock atmosphérique d'environ 4 GtC/an.

L'augmentation totale du carbone est donc d'environ 9 GtC/an (2,5+2,5+4) ce qui correspond bien aux émissions anthropiques sur la même décennie (8 GtC/an de carbone fossile et 1 GtC/an lié à la déforestation et à la dégradation des sols). Au final, le flux net de l'atmosphère vers la biosphère terrestre est donc de l'ordre de 1,5 GtC/an (2,5 du puits biosphérique brut moins les 1 GtC/an de déforestation et de dégradation des sols).

L'évolution du bilan de carbone terrestre devrait être précisée à l'avenir en réalisant des inversions des champs de $p\text{CO}_2$ mesurés à haute résolution spatiale par les satellites. Leurs premières données permettent même de localiser des sources « ponctuelles » comme de grandes zones urbaines et de calculer par inversion les émissions de carbone de telle ou telle région ou pays, ainsi que de les comparer avec les émissions déclarées.

Fertilisation de la biosphère, mécanismes de rétroactions

Une estimation indépendante du puits biosphérique continental est obtenue en faisant des inventaires locaux des stocks de carbone des forêts et des écosystèmes. Le bilan à l'échelle de la planète montre des variations systématiques sur deux décennies. Le puits forestier brut est d'environ 2,4 GtC/an avec des contributions importantes aux latitudes tropicales et tempérées. Ce flux est partiellement compensé par un flux inverse d'environ 1,3 GtC/an lié aux modifications par l'homme des écosystèmes tropicaux (bilan de la déforestation et de la reforestation tropicale). Au final le puits forestier net est donc de l'ordre de 1,1 GtC/an pour les décennies 1990-2000. Des études précises des forêts sont conduites pour évaluer la variabilité du puits de carbone. Par exemple, la mesure systématique de la taille des arbres en Amazonie semble indiquer une diminution du puits de carbone en raison d'une mortalité accrue des arbres dont l'origine n'est pas encore élucidée.

Les satellites permettent de quantifier la végétation depuis l'espace en analysant le rayonnement solaire réfléchi. La mesure relative de la réflectance dans le rouge visible (absorbé par les plantes) par rapport aux infrarouges proches (diffusés par les plantes) conduit au calcul de l'index NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) que l'on peut relier à la production primaire de la végétation terrestre. La relation n'étant pas idéale, d'autres indices ont été développés avec la télédétection (FPAR : *Fractional Photosynthetically Active Radiation*, LAI : *Leaf Area Index*, etc.).

Plus récemment, on a découvert que les capteurs embarqués sur les satellites dédiés à la mesure de $p\text{CO}_2$ (GOSAT et OCO-2), peuvent aussi mesurer un signal de fluorescence de la chlorophylle active. Le suivi du puits de carbone de la végétation terrestre devrait donc faire des progrès significatifs dans un avenir proche.

À partir des données spatiales disponibles depuis les années quatre-vingt, il est possible de cartographier l'évolution de la production primaire nette à l'échelle de la planète. La compilation de ces cartes permet de déceler une augmentation d'environ 6 % pour les décennies 1980 et 1990, ainsi que de mettre en évidence une large variabilité interannuelle (± 2 GtC/an) corrélée à celle du taux d'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique. La subdivision du signal en bandes de latitudes montre que la variabilité de la production primaire végétale est concentrée dans la zone tropicale.

Les baisses transitoires du puits biosphérique correspondent aux phases El Niño de l'oscillation australe (ENSO) qui diminuent les précipitations à l'ouest du Pacifique au-dessus de l'Australie et des îles du sud-est asiatique. À l'opposé, les phases négatives de l'oscillation ENSO (La Niña) correspondent à un déplacement

des précipitations vers l'ouest du Pacifique et à des augmentations de la productivité primaire des mêmes zones continentales conduisant à des chutes du taux d'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique.

Cette corrélation $p\text{CO}_2$ -ENSO n'est cependant pas parfaite, notamment pour la période qui a suivi l'éruption volcanique du Mont Pinatubo en 1991. Cette éruption violente a injecté dans la stratosphère de l'oxyde de soufre qui s'est rapidement transformé en fines particules de sulfate. Des satellites spécialisés ont mesuré la dispersion mondiale de ces aérosols volcaniques qui ont conduit à un refroidissement transitoire au niveau du sol pendant quelques années, notamment pendant la saison d'été.

Les bilans radiatifs de la zone tropicale montrent qu'au niveau du sol, l'irradiance directe a décliné après l'éruption du Pinatubo, mais qu'en parallèle l'irradiance diffuse a augmenté significativement. Plusieurs études suggèrent que cette augmentation du rayonnement solaire diffus a favorisé la photosynthèse et stimulé le puits de la biosphère terrestre tropicale. Ce mécanisme expliquerait les baisses du taux d'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique qui ont suivi les éruptions violentes avec injection d'aérosols volcaniques dans la stratosphère (Pinatubo en 1991, El Chichon en 1982 et Agung en 1963). Néanmoins, la superposition avec la variabilité ENSO complique la distinction de l'impact des éruptions volcaniques sur la biosphère terrestre.

Pour comprendre et prévoir la réponse de la végétation aux variations environnementales, il est utile de revenir aux processus biochimiques et physiologiques qui contrôlent la croissance végétale. Des cultures en laboratoire permettent de quantifier les effets de la lumière, de l'eau et du CO_2 , ainsi que de la température sur la photosynthèse et la respiration des différentes espèces de plantes. Celles-ci peuvent aussi s'adapter aux conditions extérieures, par exemple en augmentant la densité des stomates foliaires lorsque la $p\text{CO}_2$ diminue.

Les cultures en serre à petite échelle ne sont pas totalement satisfaisantes et représentatives pour étudier la réponse végétale. Pour cette raison, plusieurs laboratoires ont développé des systèmes en atmosphère ouverte, mais contrôlée, afin d'étudier la réponse des plantes en conditions réalistes. Ces expériences FACE (*Free-Air CO_2 Experiment*) ont été conduites dans de nombreux sites aux États-Unis ainsi que quelques autres pays.

La synthèse des données FACE montre que l'assimilation du carbone est sensible à la $p\text{CO}_2$ atmosphérique, mais que l'effet de fertilisation présenterait un phénomène de saturation pour les fortes $p\text{CO}_2$. Pour une teneur élevée d'environ 550 ppm, les taux de photosynthèse et d'assimilation du carbone augmentent de 20 à 40 % pour des types de plantes variées, des arbres aux herbacées, sauvages ou cultivées. Pour une même espèce végétale, la $p\text{CO}_2$ a un impact sur plusieurs caractéristiques de la plante : masse totale, hauteur, diamètre, nombre de branches ou de feuilles. Les expériences confirment l'importance du type de photosynthèse, les plantes en C3 étant plus sensibles à la $p\text{CO}_2$ que celles en C4 qui se sont adaptées en développant une préconcentration du CO_2 dans les cellules de leur mésophylle.

Modélisation dynamique de la végétation, couplage au climat

Pour modéliser la biosphère terrestre et sa réponse aux changements climatiques et de la $p\text{CO}_2$, il est impératif de représenter correctement les stocks et flux globaux de carbone, avant de pouvoir les discrétiser sur une grille spatiale compatible avec

les modèles climatiques. La biosphère terrestre est constituée du stock correspondant aux végétaux continentaux (350-550 GtC à comparer au 3 GtC de la biosphère océanique) auquel il faut ajouter la matière organique des sols (1500-2400 GtC).

Dans les modèles numériques, il faut tenir compte des pertes en CO₂ de l'atmosphère par la production primaire brute, que compensent globalement des flux inverses liés à la respiration des plantes autotrophes et des organismes hétérotrophes des sols, ainsi que des termes plus faibles comme les combustions naturelles.

Des lois empiriques sont utilisées pour représenter numériquement les processus biologiques et physiologiques aux échelles macroscopiques. Ces paramétrisations concernent notamment la réponse de la productivité primaire en fonction de la pCO₂, ainsi que les effets de la température et de l'humidité sur la respiration hétérotrophique dans les sols.

L'extension géographique de la végétation est connue, notamment par télédétection, mais il faut aussi subdiviser la biosphère en différents types fonctionnels de plantes (PFT) pour chaque maille de la grille numérique du modèle. Des paramétrisations spécifiques aux PFT sont utilisées pour représenter les processus affectant les échanges de carbone et d'eau, ainsi que des éléments comme l'azote.

Les modèles dynamiques de végétation globale (DGVM) sont utilisés depuis les années quatre-vingt-dix pour simuler l'évolution temporelle et spatiale de la production primaire et des stocks de carbone de la végétation et des sols, ainsi que pour calculer son impact sur la pCO₂ atmosphérique. La comparaison données-modèles pour le cycle saisonnier de la pCO₂ fournit une validation au premier ordre des échanges de carbone. Des tests des modèles sont réalisés ponctuellement pour les sites d'expérimentation en atmosphère libre (FACE).

Les modèles DGVM sont ensuite utilisés en mode transitoire, en les perturbant par les variations observées au cours des dernières décennies pour le climat, notamment températures et précipitations, ainsi que pour la pCO₂ atmosphérique. Les simulations d'une dizaine de groupes de modélisation ont été comparées et compilées pour la période de 1990 à 2010. Pour ces deux décennies, la biosphère terrestre est un puits dont l'intensité brute est de 2,4 GtC/an. Ce puits augmente légèrement sur la période en raison de l'effet de fertilisation par le CO₂, notamment sous les tropiques.

Une étape supplémentaire dans la modélisation est de coupler modèle climatique et modèle représentant le cycle du carbone, notamment la végétation terrestre (DGVM). Une vingtaine de modèles du système Terre (ESM pour *Earth System Model*) ont été utilisés dans le cadre d'un programme international (CMIP5).

Pour le dernier siècle, ces modèles ESM sont perturbés par les variations des forçages climatiques naturels (e.g. volcans, soleil) et anthropiques (gaz à effet de serre). Les variations climatiques simulées sont globalement en accord avec les observations de la température atmosphérique de surface. Les ESM servent aussi à calculer les flux de carbone entre l'atmosphère et la biosphère terrestre. Le flux brut vers la biosphère terrestre augmente progressivement depuis les années soixante. Ce puits biosphérique brut fluctue entre 2 et 3 GtC/an au cours de la période 1990-2010, avec des valeurs extrêmes (3 à 4 ou 1 à 0) correspondant à la variabilité ENSO et aux éruptions volcaniques.

Il est possible de se projeter dans le futur en perturbant les modèles numériques avec une augmentation de la pCO₂ liée à la poursuite de la combustion des fuels fossiles. Pour un scénario intensif avec augmentation de la pCO₂ jusqu'à 800 ppm

en 2100 suivie d'une stabilisation jusqu'en 2200, le climat simulé se réchauffe globalement de 4 °C et présente une légère augmentation des précipitations continentales avec de forts contrastes suivant les zones géographiques. Les modèles de végétation répondent par des larges fluctuations régionales des types de plantes, et des changements importants de la productivité nette des écosystèmes : augmentation aux moyennes et hautes latitudes et diminutions pour certaines régions tropicales comme l'Amazonie.

Afin de mieux comprendre les influences respectives du climat et de la $p\text{CO}_2$, il est possible de séparer artificiellement les deux effets dans les modélisations numériques. L'impact du CO_2 seul se traduit par une fertilisation généralisée à toutes les zones. L'impact du climat seul présente plus de contrastes avec quelques augmentations localisées, mais surtout des baisses de productivité sous les tropiques. Le bilan de ces changements se traduit par une évolution de la production primaire nette, avec une forte augmentation liée à l'effet dominant du CO_2 , faiblement compensé par l'effet climatique. Pour compléter le bilan du carbone, il est nécessaire de prendre en compte les variations de la respiration des sols qui augmente à cause de l'impact climatique. Néanmoins, la biosphère se comporte toujours comme un puits pendant la période simulée, mais son intensité s'éroderait à partir de 2050.

Dans le cadre du programme CMIP5, une dizaine de modèles ESM ont été utilisés pour calculer l'impact du cycle du carbone sur la $p\text{CO}_2$ atmosphérique et pour évaluer l'éventuelle rétroaction sur le climat lui-même. Globalement, les rétroactions du couplage climat-carbone conduisent à une augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique par rapport au forçage de la simulation climatique non couplée. Au bout d'un siècle, le réchauffement est donc un peu plus important que pour la simulation non couplée, traduisant une rétroaction climatique systématiquement positive (i.e. amplification de la perturbation).

AUTRES ENSEIGNEMENTS

Pour compléter les 9 cours à Paris, à l'Institut océanographique de Monaco, à l'université d'Aix-Marseille et à l'université de Cologne, 12 séances de séminaire ont été organisées dans le cadre de deux colloques. Le premier intitulé « Carbones atmosphériques naturels et anthropiques » s'est déroulé le 22 mai 2015 dans l'amphithéâtre Marguerite de Navarre du Collège de France. Le deuxième sur « Le cycle du carbone dans l'Océan » a eu lieu le 11 mai 2015 à l'université d'Aix-Marseille, dans l'amphithéâtre de l'Institut méditerranéen d'océanologie, campus de Luminy.

Séminaire 1 : Carbones atmosphériques naturels et anthropiques

La concentration atmosphérique en gaz carbonique est aujourd'hui d'environ 400 parties par million (ppm) alors qu'elle était de 280 ppm avant le début du XVIII^e siècle. La raison principale de cette augmentation est l'émission de CO_2 par combustion de fuels fossiles qui avoisine maintenant les dix milliards de tonnes de carbone par an.

En plus de ce flux majeur de CO_2 vers l'atmosphère, il faut tenir compte d'autres perturbations anthropiques comme la déforestation et la dégradation des sols, ou

bien encore l'émission d'autres gaz comme le méthane, ainsi que les fines particules carbonées. Ces différentes sources et formes du carbone ont un impact significatif sur le bilan radiatif, et par conséquent sur le climat aux niveaux mondial, régional et local.

Nos connaissances sur ces sujets progressent rapidement grâce à des techniques analytiques de plus en plus poussées et à des efforts de modélisation numérique à toutes les échelles de temps et d'espace.

Lors de sa conférence introductive, le Pr Édouard Bard a présenté un historique de la mesure du CO₂ atmosphérique, et du forçage climatique associé. Le pompage du carbone par l'océan et la biosphère terrestre, a été décrit pour expliquer la différence entre les émissions anthropiques et l'évolution du stock atmosphérique depuis le début de l'ère industrielle.

Philippe Ciais (LSCE-CEA) a souligné que tous les pays ne contribuent pas de la même manière aux émissions de CO₂ et que leur importance varie selon les époques ; depuis la ratification du traité de Kyoto, les émissions de l'Union européenne diminuent tandis que celles de l'Inde et la Chine augmentent. En 2013, la quantité de CO₂ émise par habitant en Chine a dépassé celle de l'Union européenne.

S'il est évident que l'utilisation des combustibles fossiles contribue aux émissions de carbone, Denis Loustau (INRA Bordeaux-ISPA) a exposé les effets de l'agriculture et de la sylviculture sur les gaz à effet de serre. La quantification des flux turbulents au-dessus des zones cultivées (FLUXNET) a montré que l'anthropisation des systèmes agricoles réduit significativement les stocks de carbone de la biomasse et des sols.

Néanmoins, entre 50 et 90 % du CO₂ anthropique provient des régions urbanisées. Félix Vogel (LSCE-UVSQ) a rappelé que les émissions des dix plus grandes villes mondiales sont équivalentes à celles d'un pays comme l'Inde. Plusieurs types de mesures (aéroporté, au sol, campagnes mobiles, tours à flux) sont nécessaires pour identifier les sources et suivre les émissions aux différentes échelles spatiales et temporelles. Les signatures isotopiques ¹³C/¹²C et ¹⁴C/¹²C permettent aussi de quantifier les sources de carbone fossile.

Un réseau de mesure du CO₂ atmosphérique (ICOS) a été mis en place à l'échelle mondiale afin d'étudier le problème en temps réel. Une synthèse des mesures de surface a été décrite par Michel Ramonet (LSCE-CNRS) qui a montré que les variations à court et long termes se retrouvent dans toutes les stations, toutes s'accordant sur une longue tendance d'environ 2 ppm d'augmentation du CO₂ par an. Depuis 1992, le LSCE de Gif-sur-Yvette réalise des mesures en continu à l'observatoire de Mace Head (Irlande), utilisé comme station de référence en Europe.

En parallèle, des satellites spécialisés complètent ces mesures au sol. Philippe Chevalier (LSCE-CEA) a décrit ces mesures par télédétection spatiale, basées sur les effets radiatifs du CO₂. La mise en place d'un réseau de mesure par satellites devrait permettre à terme de faire un bilan exhaustif des sources et puits de CO₂ à l'échelle de la planète.

Une grande partie du carbone émis ne se retrouve pas dans l'atmosphère. Actuellement, plus d'un quart des émissions de CO₂ est capté par l'océan. Si ce réservoir permet actuellement de limiter la teneur atmosphérique, Laurent Bopp (LSCE-CNRS) a détaillé qu'une augmentation de la température globale entraînerait une réduction du stockage du CO₂ dans l'océan par différents mécanismes. Ceci devrait conduire à une plus forte concentration atmosphérique et par conséquent à une amplification de l'effet de serre et du réchauffement associé.

Les particules fines, composées d'un à deux tiers de matières carbonées, influencent l'atmosphère au niveau régional ou local, pour des périodes allant de quelques jours à la saison. La composition de ces aérosols étant extrêmement complexe, Nicolas Marchand (LCE-AMU) a souligné l'importance de sa caractérisation chimique pour identifier les sources et permettre de proposer des solutions pour réduire les émissions.

Maria Kanakidou (université de Crète, Grèce) a précisé que les particules fines ont des effets sur le rayonnement solaire ainsi que sur la formation et la durée de vie des nuages. Cependant, une réduction de l'émission des particules fines aura un effet bénéfique sur la qualité de l'air, mais influera peu sur le climat mondial qui sera dominé par le forçage des gaz à effet de serre.

Ce colloque a permis de donner une vision globale et actuelle des études du carbone d'origine anthropique dans l'atmosphère. Les conférenciers sont d'accord sur le constat d'une constante augmentation des émissions de carbone anthropique, couplée à des rétroactions des réservoirs naturels comme l'océan et la biosphère terrestre. Des efforts importants sont donc encore nécessaires pour limiter ces émissions à toutes les échelles spatiales.

Intervenants :

Édouard Bard (Collège de France et CEREGE d'Aix-en-Provence) : « Introduction et perspective longue sur le cycle du carbone dans le système climatique ».

Philippe Ciais (CEA et LSCE) : « Observations et tendances des émissions et des flux naturels de CO₂ au cours des cent dernières années ».

Frédéric Chevallier (CEA et LSCE) : « Concentrations et flux de CO₂ vus de l'espace ».

Michel Ramonet (CNRS et LSCE) : « Suivi à haute précision de la variabilité du CO₂ dans l'atmosphère ».

Denis Loustau (INRA-Bordeaux, ISPA) : « Agriculture, sylviculture et gaz à effet de serre : observations du réseau « écosystèmes » de l'infrastructure ICOS ».

Felix Vogel (université de Versailles Saint-Quentin et LSCE) : « Traçage des émissions en gaz à effet de serre dans la grande zone urbaine ».

Laurent Bopp (CNRS et LSCE) : « Rétroactions entre le climat et le cycle du carbone ».

Maria Kanakidou (université de Crète, département de chimie) : « Les aérosols carbonés dans le système terrestre : impacts et incertitudes ».

Nicolas Marchand (université d'Aix-Marseille, LCE) : « Sources et transformations de l'aérosol carboné : ce que nous apprend la chimie ».

Séminaire 2 : Le cycle du carbone dans l'Océan

Les océans contiennent environ 60 fois plus de carbone que l'atmosphère, essentiellement sous la forme d'ions bicarbonates dissous, ainsi qu'une grande quantité de matière organique synthétisée et recyclée par une multitude d'organismes vivants composant la biosphère marine.

Depuis le début de l'ère industrielle, l'océan a absorbé plus du tiers du gaz carbonique émis par l'homme. Le pompage océanique est essentiellement dû à la diffusion physico-chimique de l'excès de CO₂, à son hydrolyse acido-basique et à son transport en profondeur par la circulation océanique. En valeur absolue, ce puits de carbone a crû au cours des dernières décennies, mais le pourcentage d'absorption des émissions de CO₂ anthropique a diminué car les émissions augmentent rapidement et l'océan ne séquestre pas le carbone suffisamment rapidement. Par

ailleurs, l'efficacité de la pompe océanique devrait évoluer dans le futur en réponse aux changements climatiques et biogéochimiques associés.

Parmi ces rétroactions, on peut citer les effets du réchauffement sur la solubilité et les constantes acido-basiques, de la saturation de l'effet de tampon acido-basique, de la modification du régime des vents et de la circulation océanique sur les échanges à l'interface air-mer, des changements de la circulation intermédiaire et profonde sur la séquestration du carbone dissous et sur la distribution des nutriments, des modifications de la couverture de la banquise et de la stratification hydrologique en zones polaires, des variations de la « contre-pompe » des carbonates solides avec la diminution de la calcification par les organismes actuels et la dissolution partielle des sédiments calcaires anciens, des modifications de la pompe biologique organique avec des effets sur la productivité primaire, la sédimentation et la reminéralisation du carbone organique.

De nombreuses expériences en laboratoire, en mésocosme et in situ, ont montré que ces rétroactions sont complexes, mais bien réelles. Néanmoins, leur influence quantitative sur la séquestration océanique actuelle est encore difficile à détecter. L'intérêt et l'inquiétude doivent donc porter sur l'évolution future de ces rétroactions biogéochimiques.

Ceci nécessite une meilleure compréhension des mécanismes internes au cycle du carbone dans l'océan. Pour faire le point sur des aspects novateurs de ce domaine de recherche, un colloque de cours et de séminaires a été organisé à Marseille sur le campus de Luminy par la chaire de l'Évolution du climat et de l'océan du Collège de France, en partenariat avec l'Institut méditerranéen d'océanologie (MIO) des universités d'Aix-Marseille et de Toulon, ainsi que du CNRS et de l'IRD.

Dans sa conférence introductive, le Pr Édouard Bard a résumé la problématique des échanges de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan, en soulignant l'apport des traceurs isotopiques, notamment le carbone 14 qui permet de quantifier les taux d'échanges et de distinguer le carbone naturel du carbone d'origine anthropique.

Richard Sempéré, directeur du MIO, a ensuite présenté un panorama des caractéristiques océanographiques de la mer Méditerranée et notamment des dernières recherches sur les flux de matière organique. Les résultats récents acquis par la communauté océanographique française dans le cadre du programme MERMEX/MISTRALS ont notamment permis de préciser l'importance relative des apports fluviaux et atmosphériques en termes de flux de carbone et de contaminants dans le bassin méditerranéen. La sensibilité au réchauffement global de la circulation océanique et de la stratification des masses d'eau impactant la disponibilité des ressources nutritives et le développement du phytoplancton ont également été présentés.

Christos Panagiotopoulos, chercheur CNRS au MIO, a fait l'inventaire des connaissances sur la quantification et la caractérisation de la matière organique dissoute à partir d'approches moléculaires de nouvelle génération. En couplant ces études à des analyses isotopiques du ¹³C et du ¹⁴C, il devient possible de suivre le transport et la cinétique de dégradation de ces composés carbonés. Un défi actuel concerne l'explication du caractère réfractaire de l'essentiel de la matière organique marine. Cette matière organique réfractaire possède une structure chimique polymérisée, complexe rendant délicate l'identification de ses fonctions chimiques et la détermination de son temps de résidence dans les différentes masses d'eau de l'océan à partir de la mesure du ¹⁴C.

Isabelle Biegala, chercheuse IRD au MIO, a focalisé son propos sur le plancton du Pacifique tropical (station SPOT *South Pacific Ocean Time Series*), notamment sur les organismes fixateurs d'azote moléculaire qui ont un avantage écologique par rapport aux organismes dépendants uniquement du recyclage océanique des nutriments. Cette fixation spécifique d'azote joue aussi un rôle sur la productivité phytoplanctonique globale et donc sur l'assimilation de CO₂ par photosynthèse. La diversité de ces micro-organismes, leurs modes de croissance, leurs variations en fonction du temps et de la profondeur et la quantification de leur rôle dans le puits de carbone océanique suscitent un intérêt croissant des chercheurs.

La biogéochimie de l'océan ne se limite pas aux processus de la colonne d'eau, comme l'a montré Marianne Quéméneur, chercheuse IRD au MIO, dans sa présentation focalisée sur la microbiologie des sources hydrothermales associées à la serpentisation de la lithosphère océanique, comme celles émergeant en subsurface en baie de Prony, au sud de la Nouvelle-Calédonie. L'altération chimique par les fluides hydrothermaux transforme les minéraux des roches et engendre de l'hydrogène et du méthane qui sont utilisés par des communautés microbiennes chimiolithoautotrophes, avant leur intégration dans la chaîne alimentaire hétérotrophe. L'intérêt grandissant pour ces environnements est lié aux informations sur le stockage du CO₂ anthropique qui pourraient être déduites du piégeage du CO₂ dissous par certaines réactions géochimiques dans les sources hydrothermales. D'autre part, l'étude de ces environnements extrêmes donne des informations contribuant à la compréhension de l'origine et des limites de la vie sur Terre.

Le colloque a fourni une excellente illustration de l'importance et de la diversité des recherches sur le cycle du carbone dans l'océan. Les débats nous ont aussi permis d'identifier de nouvelles pistes de recherche en biogéochimie isotopique pour lesquelles des collaborations sont envisagées entre les chercheurs du MIO et du CEREGE d'Aix-en-Provence, notamment l'équipe de la chaire de l'Évolution du climat et de l'océan.

Intervenants :

Édouard Bard (Collège de France et CEREGE d'Aix-en-Provence) « Le carbone 14 comme traceur biogéochimique du cycle du carbone dans l'océan ».

Richard Sempéré (CNRS et MIO) « La matière organique en Méditerranée ».

Christos Panagiotopoulos (CNRS et MIO) « Approches moléculaires et isotopiques pour la caractérisation chimique de la matière organique ».

Isabelle Biegala (IRD et MIO) « Utilisation des approches isotopiques à la station SPOT ».

Marianne Quéméneur (IRD et MIO) « Sources hydrothermales hypercalines associées au processus de serpentisation ».

Colloques internationaux

Bard E., Baroni M. (invité), « Cosmogenic isotopes as proxies for the solar activity » ; Baroni M., Bard E, ASTER Team. « The ¹⁰Be record recovered from an Antarctic ice core used as a proxy for past solar activity : limitations and possibilities », Paris, 7-9 octobre 2014, *Solar Metrology Conference*, CNES ESA.

Bard E. (invité). « Variations of sea-surface ¹⁴C reservoir ages and their paleoclimatic implications » ; Köhler P., Völker C., Knorr G., Bard E. « High latitude impacts on deglacial CO₂ : Southern Ocean westerly winds and northern hemisphere permafrost thawing », Halle, 18-21 mars 2015, *Deglacial changes in ocean dynamics and atmospheric CO₂*, Akademie Leopoldina.

Bard E., Baroni M. et Aster Team (invité), « Solar activity and climate change during the 1750 A.D. solar minimum » ; Baroni M., Bard E. et Aster Team, « A new ^{10}Be record recovered from an Antarctic ice core: validity and limitations to record the solar activity » ; Curran C. et ABN scientific Team, « Aurora Basin North (ABN) a new 2000 year ice core record from East Antarctica », Vienne, 12-17 avril 2015, *European Geosciences Union (EGU) Annual General Assembly*.

Capano M., Miramont C., Guibal F., Marschal C., Sivan O., Kromer B., Talamo S., Kaiser F., Tuna F., Fagault Y., Bard E. « Radiocarbon and Dendrochronology of subfossil woods from the Southern French Alps », Zürich, 4-5 août 2015, *IntCal-Dendro meeting, Swiss Federal Institute WSL*.

RECHERCHES

Étude de l'activité solaire à partir du béryllium 10 des glaces polaires

Nous avons focalisé notre étude sur les deux derniers millénaires. Cette période est facilement accessible grâce aux archives glaciaires et les mesures ont pu être faites en continu et à haute résolution pour les reconstitutions des forçages solaire et volcanique.

La carotte de glace de Dôme C en Antarctique a été analysée à une résolution quasi-annuelle permettant de détecter les cycles solaires à 11 ans et les minima d'activité solaire. De plus, travailler à haute résolution permet également de mieux comprendre sur le dépôt du ^{10}Be en Antarctique puisque le signal de ^{10}Be n'est pas uniquement hérité de la modulation solaire. Les échantillons de ^{10}Be ont été préparés et mesurés par spectrométrie de masse par accélérateur au CEREGE.

Le nouvel enregistrement de ^{10}Be du site de Dôme C couvre la période 880-2010 A.D. La chronologie est basée sur l'identification des signaux volcaniques faite au LGGE qui ont ensuite été comparés aux données de sulfate du forage de WAIS Divide qui présente, à l'heure actuelle, la meilleure chronologie jamais établie pour l'Holocène, en Antarctique.

La corrélation entre les éruptions volcaniques et le dépôt du ^{10}Be est systématique et a été confirmée pour plus d'une vingtaine d'événements identifiés. Le cycle solaire à 11 ans est détecté au cours des derniers 1200 ans. Cinq minima d'activité solaire sont bien marqués par une augmentation de la concentration de ^{10}Be de l'ordre de 15 à 20 % : le minimum de Oort (950-1150 A.D.), le minimum de Wolf (1250-1350 A.D.), le minimum de Spörer (1350-1600 A.D.), le minimum de Maunder (1645-1715 A.D.) et le minimum de Dalton (1800-1840). Ces résultats ont fait l'objet de présentations orales lors de l'assemblée annuelle de l'*European Geosciences Union* (Baroni *et al.*, Bard *et al.*, 2015).

Un travail de modélisation permet d'étudier la composante solaire à l'origine des variations du signal de ^{10}Be pour proposer par la suite une reconstruction de l'irradiance solaire pour la période étudiée. Pour cela, deux catégories de modèles ont été utilisées : des modèles en boîtes permettant de comparer les données ^{14}C et ^{10}Be , le modèle 2D chimie-transport du LATMOS pour identifier l'origine géographique du ^{10}Be déposé en Antarctique.

Une première étape avec le modèle global de chimie-transport a été de décrire la production du ^{10}Be et du ^7Be , son incorporation et son transport par les aérosols stratosphériques. Cette version est développée conjointement au LATMOS et au

LGGE. L'incorporation du ^7Be permet de comparer les résultats du modèle avec des mesures. Cette première étape a permis de montrer que, dans la stratosphère, l'entraînement du ^{10}Be par les aérosols accélère considérablement (par un facteur 2) son flux vers la troposphère (Delaygue *et al.*, 2015).

L'étape suivante consiste à moduler dans le temps la production de ^{10}Be et ^7Be afin de simuler un cycle solaire et d'estimer l'impact de cette modulation sur leur concentration et flux vers la troposphère. Une question importante est l'impact du transport méridien et de l'entraînement par les aérosols.

Étude des aérosols carbonés à partir de leur teneur en carbone 14

La réduction de la pollution par les particules fines est un des grands enjeux du XXI^e siècle. En effet, les aérosols atmosphériques ont une influence sur la santé publique ainsi que sur le climat global et régional.

L'amplitude du forçage radiatif induit par les particules fines est associée à de larges incertitudes provenant du fait que leur composition complexe et variable est mal connue. Les épisodes récents de pollution aux particules fines en France montrent qu'il est nécessaire de mettre en place des mesures de réduction efficaces et adaptées. Cela ne sera possible qu'avec une connaissance approfondie de la composition et des sources des aérosols atmosphériques.

Généralement, ces particules fines sont constituées de composés carbonés, de nitrates, de sulfate et d'autres composés inorganiques. La composition varie aussi en fonction du lieu et de la période de prélèvement. La matière carbonée représente entre un et deux tiers de la masse totale. Ce carbone est classiquement séparé en deux composantes : le carbone organique OC, composés de carbone fonctionnalisés, et le carbone élémentaire EC que l'on peut assimiler à de la suie.

D'un point de vue scientifique et environnemental, il est crucial de pouvoir déterminer les contributions respectives des sources anthropiques et naturelles des particules fines. Le carbone 14 est le traceur idéal pour distinguer le carbone fossile du carbone contemporain. La matière vivante échange du CO_2 avec l'atmosphère, qui contient une quantité connue de ^{14}C produit par le rayonnement cosmique (le ^{14}C est un cosmonucléide). À la mort des organismes, le ^{14}C décroît par radioactivité avec une période de 5 730 ans. C'est pourquoi les très anciens combustibles fossiles (pétrole, charbon, lignite, gaz naturel) ne contiennent plus de ^{14}C . La détermination de l'abondance du ^{14}C dans un échantillon d'aérosol permet donc de remonter aux proportions de carbone fossile et de carbone contemporain.

La quantification du ^{14}C nécessite une grande sensibilité en raison de sa très faible abondance. La mesure est généralement réalisée en spectrométrie de masse par accélérateur. Depuis l'été 2014, notre laboratoire est équipé du spectromètre AixMICADAS dédié à l'analyse du ^{14}C (Bard *et al.*, 2015, *Nucl. Instr. Meth.*). Notre instrument dispose d'une interface d'injection des échantillons gazeux avec un analyseur élémentaire relié à la source d'ions de l'accélérateur.

Une première étude technique a été réalisée pour quantifier la masse et l'activité des contaminations dues à la préparation de l'échantillon, plus particulièrement à la nacelle de combustion dans laquelle l'échantillon est placé. Nous avons ensuite analysé des échantillons étalons : des particules d'OC avec un niveau de ^{14}C contemporain (SRM 1515, NIST), des particules d'EC avec un niveau de ^{14}C nul (SRM 2975, NIST), ainsi que des mélanges pondéraux des deux étalons.

Pour simuler un prélèvement d'aérosols atmosphériques, nous avons développé un protocole de dépôt des particules étalons sur des filtres en quartz. L'échantillon en poudre est mis en suspension dans de l'eau ultra-pure, puis déposé sur le filtre. Le prélèvement atmosphérique est simulé grâce à un dépôt par filtration sur Büchner. Ce protocole permet d'avoir un dépôt régulier de particules sur toute la surface du filtre.

Les résultats des mesures ^{14}C avec AixMICADAS sont cohérents avec les compositions isotopiques des étalons et les calculs de mélange, avec une bonne compatibilité des deux modes d'analyse (cible solide de graphite ou introduction directe de CO_2 dans la source d'ions). Ces tests étant concluants, nous avons débuté notre programme d'analyse d'aérosols prélevés dans le sud-est de la France.

PUBLICATIONS

2015

ALOISI G., SOULET G., HENRY P., WALLMANN K., SAUVESTRE R., VALLET-COULOMB C., LECUYER C. et BARD E., « Freshening of the Marmara Sea prior to its post-glacial reconnection to the Mediterranean Sea », *Earth and Planetary Science Letters*, 413, mars 2015, 176-185, DOI : 10.1016/j.epsl.2014.12.052.

BARD É., « Variations of sea-surface ^{14}C reservoir ages (SSRA) and their paleoclimatic implications: From a chronometric problem to a new paleoceanographic proxy », *Nova Acta Leopoldina*, 121(408), 2015, 29-34.

BARD E., TUNA T., FAGAULT Y., BONVALOT L., WACKER L., FAHRNI S. et SYNAL H.-A., « AixMICADAS, the accelerator mass spectrometer dedicated to ^{14}C recently installed in Aix-en-Provence, France », *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 361, octobre 2015, 80-86, DOI : 10.1016/j.nimb.2015.01.075.

CAUQUOIN A., LANDAIS A., RAISBECK G.M., JOUZEL J., BAZIN L., KAGEYAMA M., PETERSCHMITT J.-Y., WERNER M., BARD E. et ASTER TEAM, « Comparing past accumulation rate reconstructions in East Antarctic ice cores using ^{10}Be , water isotopes and CMIP5-PMIP3 models », *Climate of the Past*, 11(3), 5 mars 2015, 355-367, DOI : 10.5194/cp-11-355-2015.

DARFEUIL S., MÉNOT G., GIRAUD X., ROSTEK F., TACHIKAWA K., GARCIA M. et BARD E., « Sea Surface Temperature reconstructions over the last 70 ky off Portugal: Biomarker data and regional modeling », *Paleoceanography*, 2 décembre 2015, 2015PA002831, DOI : 10.1002/2015PA002831.

DELAYGUE G., BEKKI S. et BARD E., « Modelling the stratospheric budget of beryllium isotopes », *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 67(28582), 2015, 1-16, DOI : 10.3402/tellusb.v67.28582.

GASSE F., VIDAL L., VAN CAMPO E., DEMORY F., DEVELLE A.-L., TACHIKAWA K., ELIAS A., BARD E., GARCIA M., SONZOGNI C. et THOUVENY N., « Hydroclimatic changes in northern Levant over the past 400,000 years », *Quaternary Science Reviews*, 111, 1^{er} mars 2015, 1-8, DOI : 10.1016/j.quascirev.2014.12.019.

KÖHLER P., VÖLKER C., KNORR G. et BARD E., « High Latitude Impacts on Deglacial CO_2 : Southern Ocean Westerly Winds and Northern Hemisphere Permafrost Thawing », *Nova Acta Leopoldina*, 121(409), 2015, 135-140.

LEDRU M.-P., REIMOLD W.U., ARIZTEGUI D., BARD É., CRÓSTA A.P., RICCOMINI C. et SAWAKUCHI A.O., « Why deep drilling in the Colônia Basin (Brazil)? », *Scientific drilling*, 3, 1-7, mai 2015, DOI : 10.5194/sd-3-1-2015.

SANCHI L., MÉNOT G. et BARD E., « Environmental controls on paleo-pH at mid-latitudes: A case study from Central and Eastern Europe », *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 417, janvier 2015, 458-466, DOI : 10.1016/j.palaeo.2014.10.007.

TACHIKAWA K., VIDAL L., CORNUAULT M., GARCIA M., POTHIN A., SONZOGNI C., BARD E., MENOT G. et REVEL M., « Eastern Mediterranean Sea circulation inferred from the conditions of S1 sapropel deposition », *Climate of the Past*, 11(6), 2015, 855-867, DOI : 10.5194/cp-11-855-2015.

WEGWERTH A., GANOPOLSKI A., MENOT G., KAISER J., DELLWIG O., BARD E., LAMY F. et ARZ H.W., « Black Sea temperature response to glacial millennial-scale climate variability », *Geophysical Research Letters*, 42(19), 16 octobre 2015, 8147-8154, DOI : 10.1002/2015GL065499.

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. et BARD E., « No evidence for planetary influence on solar activity 330 000 years ago », *Astronomy & Astrophysics*, 561, janvier 2014, A132, DOI : 10.1051/0004-6361/201322879.

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, novembre 2014, 5520, 1-10, + 20 p. suppl. DOI : 10.1038/ncomms6520.

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

SANCHI L., MENOT 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, 15 janvier 2014, 98-108, DOI : 10.1016/j.quascirev.2013.11.013.

WEGWERTH A., DELLWIG O., KAISER J., MENOT G., BARD E., SHUMILOVSKIKH L., SCHNETGER B., KLEINHANN 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, 15 octobre 2014, 124-135, DOI : 10.1016/j.epsl.2014.07.030.

RESPONSABILITÉS DIVERSES

Directeur-adjoint du centre européen de recherche et d'enseignement en géosciences de l'environnement (CEREGE UMR 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'Air PACA.

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

Membre du conseil scientifique du GEOMAR de Kiel, Centre Helmholtz de recherche sur l'océan.

DISTINCTIONS

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.

