

# L'océan et le changement climatique



## Importance du couple océan-atmosphère

**L**es échanges d'eau et d'énergie entre l'océan et l'atmosphère gouvernent en grande partie le climat de notre planète. Des perturbations dans l'atmosphère ont des répercussions sur l'océan et vice-versa. Chacun de ces compartiments a une dynamique et un temps de réaction propres. L'océan a notamment une inertie thermique plus grande du fait de son volume et de la chaleur massique de l'eau liquide.

Dès le XIX<sup>e</sup> siècle, Alexander von Humboldt avait cartographié les températures à la surface du globe et même, dans les zones montagneuses, en fonction de l'altitude. Son remarquable esprit de synthèse lui permit alors de distinguer les relations étroites entre les courants marins et les climats et de remarquer que les hautes latitudes de l'Atlantique Nord et de l'Europe, comme en Scandinavie, bénéficient d'un climat relativement clément lié à l'influence de l'océan Atlantique.

Le déficit de chaleur des hautes latitudes par rapport aux basses latitudes est compensé par des échanges de chaleur assurés par la mise en mouvement des enveloppes fluides de la Terre, c'est-à-dire l'océan et l'atmosphère. Dans le

Par **Édouard Bard**

Professeur au Collège de France, Chaire de l'évolution du climat et de l'océan, CEREGE, Europôle de l'Arbois, Aix-en-Provence

détail, ces échanges méridiens de chaleur sont complexes car ils dépendent de la latitude, de la longitude et des saisons. Un maximum de transport de chaleur, équivalent à 6 millions de gigawatts, a lieu aux moyennes latitudes des deux hémisphères. Par exemple vers 40 °N, le transport est réalisé de façon à peu près équivalente par trois mécanismes principaux : la circulation des masses d'air, les échanges de chaleur latente liés à l'évaporation de l'eau de l'océan suivie de sa condensation et enfin les courants marins. Cette composante océanique culmine à presque 2 millions de gigawatts vers 15° de latitude nord, l'Atlantique représentant prati-

quement les deux tiers du transport.

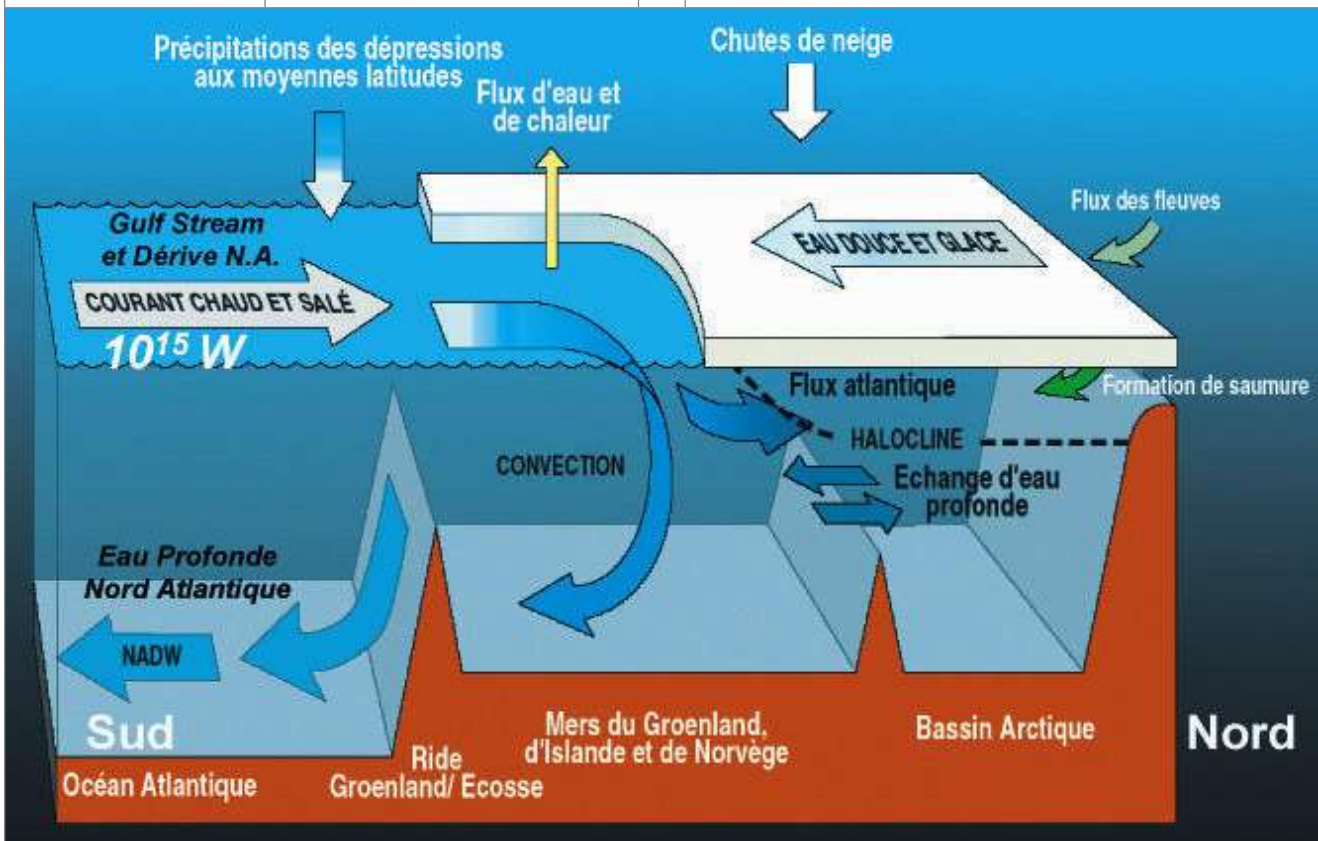
Ce rappel souligne l'importance de l'océan Atlantique

Figure 1 - Bloc-diagramme schématisant les processus conduisant à la formation d'Eau Profonde Nord Atlantique (modifié d'après Tomczak & Godfrey 1994).

face depuis les régions tropicales. Peu à peu, les différentes plongées d'eau profonde se mélangent et forment la masse d'Eau Profonde Nord Atlantique qui entraîne environ de 15 à 20 millions de mètres cubes par seconde. Cette masse d'eau fait partie d'une gigantesque boucle de convection, baptisée un peu abusivement circulation thermohaline mondiale et souvent représentée par un énorme "tapis roulant". Cette simplification exagérée est néanmoins utile pour se représenter les échanges d'eau profonde entre les différents bassins océaniques.

### Variabilité du couple océan-atmosphère

Ce sujet a pu être étudié théoriquement à l'aide d'une variété de modèles numériques. Il est maintenant reconnu que le couple océan-atmosphère présente plu-



dans les transports de chaleur à l'échelle planétaire. Globalement les eaux de surface, chaudes et salées, des régions tropicales de l'océan Atlantique sont transportées vers le Nord via les courants de surface, en particulier le Gulf Stream et la Dérive Nord Atlantique (figure 1). Pendant leur trajet en latitude, ces courants se refroidissent ce qui entraîne une densification des eaux de surface. Arrivées en mers du Groenland, d'Islande, de Norvège et du Labrador, les eaux de surface deviennent si denses qu'elles plongent dans les abysses, permettant la réoxygénation des couches profondes de l'océan Atlantique. Ce processus de convection est entretenu continuellement par le transport d'eau de sur-

sieurs régimes stables pour les mêmes conditions. La transition d'un régime à l'autre se produit rapidement quand certains paramètres climatiques atteignent des seuils critiques (points de bifurcation). Ce comportement non linéaire peut être illustré par une boucle d'hystérésis qui représente la température dans la région de l'Atlantique Nord et des continents adjacents (déterminée par le transport de chaleur) comme une fonction du flux d'eau douce vers l'Atlantique Nord venant principalement des pluies, des fleuves et de la fonte d'icebergs. La modélisation du couple océan-atmosphère n'en est encore qu'à ses débuts et la géométrie de cette boucle d'hystérésis est loin d'être connue. De

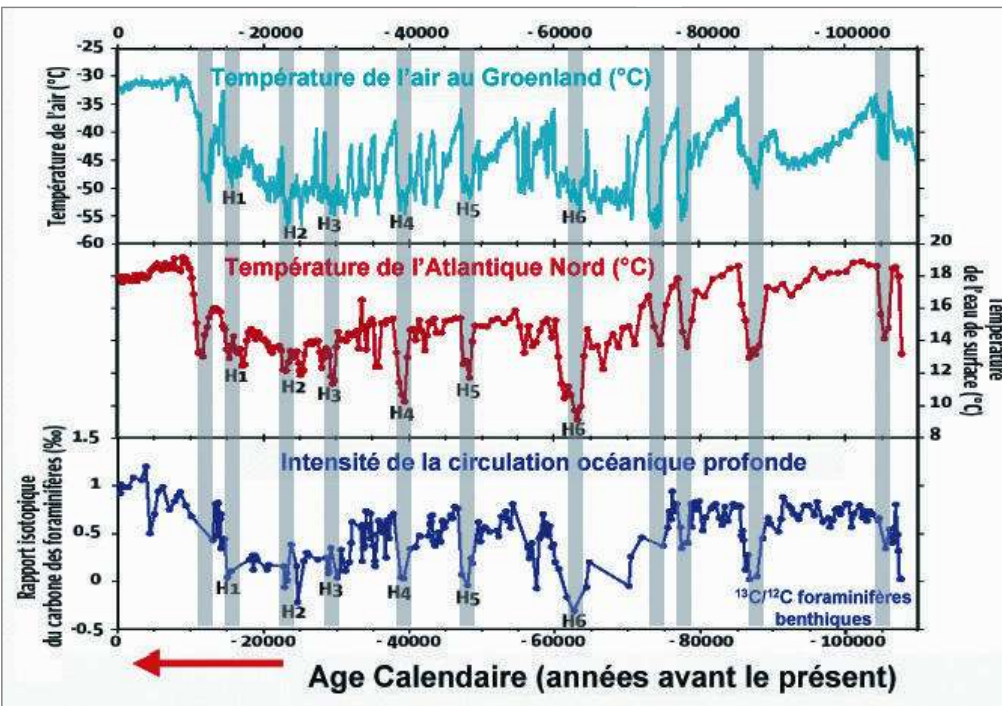


Figure 2- Séries temporelles climatiques et océanographiques des 110 000 dernières années pour la zone de l'Atlantique Nord. En bleu clair, la température de l'air au sommet du Groenland estimée à partir de la mesure des isotopes de l'oxygène de la glace du carottage GRIP (Dansgaard *et al.* 1993 *Nature*). En rouge, la température des eaux de surface en Atlantique Nord mesurée à l'aide d'un paléothermomètre moléculaire (alcénones). Cet enregistrement compile les résultats mesurés au CEREGE (Aix-en-Provence) dans deux carottes de sédiments marins (Bard *et al.* 2000 *Science*, Paillet & Bard 2002 *Paleo3*). En bleu foncé, l'intensité de la circulation profonde de l'océan Atlantique reconstituée à partir des isotopes du carbone mesurés dans les foraminifères benthiques prélevés dans une carotte de sédiments marins (Shackleton *et al.* 2 000 *Paleoceanography*).

plus, la position du climat actuel par rapport aux points de bifurcation n'est pas non plus déterminée. Les paléoclimatologues ont été les premiers à mettre en évidence des changements de régime climatique en étudiant les sédiments océaniques et les glaces polaires. Ces instabilités climatiques ont été particulièrement fréquentes pendant les périodes de glaciation. Les événements les plus spectaculaires étaient des périodes d'intense débâcle des calottes de glace qui occupaient les continents de l'hémisphère Nord. L'injection d'énormes quantités d'eau douce pendant ces débâcles a diminué la densité de l'eau de mer, freinant ainsi considérablement la formation d'eau profonde. Ces fréquentes débâcles d'icebergs se sont conjuguées à d'autres modifications du cycle de l'eau, pour générer des fluctuations climatiques extrêmement brusques et de grande ampleur.

Comme le montre la figure 2 focalisée sur les 100 derniers millénaires, les fluctuations de température au Groenland et en Atlantique Nord sont intimement liées aux variations d'intensité de la circulation profonde de l'Atlantique. Sur les continents, la végétation a été profondément marquée par ces changements de régime climatique. Au sud de l'Europe, la végétation oscillait entre des paysages forestiers et des steppes froides et sèches. Les variations thermiques les plus grandes sont observées dans la région de l'Atlantique Nord, mais les recherches récentes indiquent aussi une influence à l'échelle planétaire. En particulier, l'intensité de la mousson asiatique est corrélée positivement avec les températures de la zone Atlantique et la circulation profonde. D'autres données similaires obtenues en Amérique du Sud montrent que les brusques variations de l'Atlantique Nord s'accompagnaient de larges migrations

en latitude de la zone intertropicale de convergence (« équateur atmosphérique » séparant les systèmes d'alizés des deux hémisphères).

### L'océan est-il en train de changer ?

Les séries paléoclimatiques montrent que l'océan est relativement stable durant les périodes chaudes interglaciaires, comme celle que nous connaissons depuis une dizaine de millénaires. Néanmoins, cet équilibre naturel pourrait être perturbé par le changement climatique actuel et ses nombreuses conséquences sur l'atmosphère et l'océan. Comme le suggèrent les modèles, il est théoriquement possible qu'une perturbation de la circulation de l'Atlantique ait même déjà commencé à la suite du réchauffement du siècle dernier. Bien que le recul soit encore très insuffisant pour en être certain, il est donc instructif de considérer l'évolution récente de certains paramètres océanographiques.

Les enregistrements hydrographiques des cinquante dernières années montrent qu'un réchauffement moyen de 0,1 °C s'est propagé des eaux de surface jusqu'à un kilomètre de profondeur, voire beaucoup plus dans les zones de convection profonde. La conséquence directe est que l'océan stocke environ 85 % de la chaleur excédentaire liée au réchauffement actuel (correspondant à  $14,5 \cdot 10^{22}$  joules pour la période 1955-1998). C'est d'ailleurs le phénomène de dilatation thermique de l'océan qui est responsable d'environ la moitié de l'élévation du niveau marin mondial au cours de la dernière décennie comme l'ont mesuré les altimètres embarqués sur les satellites. Les données des satellites indiquent aussi une diminution nette de la banquise de la zone arctique au cours des trente dernières années. La couverture de glace estivale diminue environ de 7 % par décenn-

nie. Ces observations spatiales sont corroborées par une diminution importante de l'épaisseur de la banquise arctique mesurée par les sous-marins.

Les océanographes ont étudié en détail l'évolution de la salinité des océans au cours des cinq dernières décennies (figure 3). La compilation des mesures montre clairement des diminutions de la salinité dans l'océan Pacifique et l'Atlantique Nord. Ces diminutions aux hautes et moyennes latitudes s'accompagnent d'une augmentation de la salinité de la zone intertropicale. Cette évolution est le signe d'un déséquilibre du cycle hydrolo-

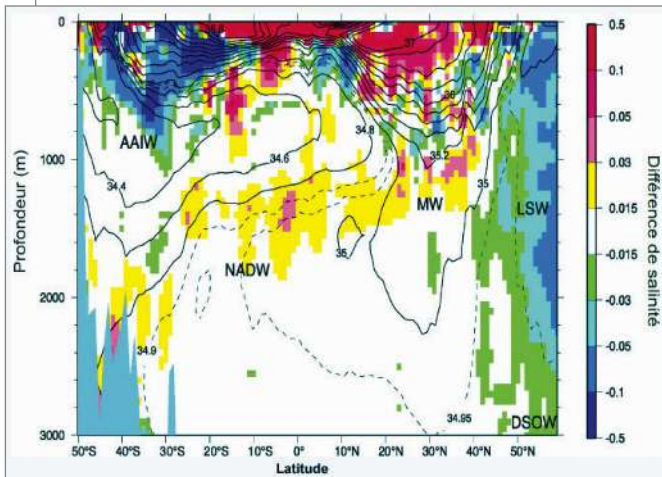


Figure 3- Section méridienne de l'océan Atlantique résumant l'évolution de la salinité au cours des dernières décennies (contraste en psu entre les périodes 1999-1985 et 1969-1955, modifié de IPCC 2007 d'après Curry et al. 2003 *Nature*). NADW (North Atlantic Deep Water) : Eau profonde Nord Atlantique, LSW (Labrador Sea Water) : Eau de la mer du Labrador, DSO (Denmark Strait Overflow Water) : Eau déversante du Détroit du Danemark, AAIW (Antarctic Intermediate Water) : Eau Antarctique intermédiaire, MW (Mediterranean Water) : Eau Méditerranéenne.

gique avec une évaporation accrue de la zone intertropicale et des précipitations plus importantes aux latitudes élevées, ainsi qu'une intensification des échanges d'eau entre l'Atlantique et le Pacifique.

Avec l'aide des courantomètres et des satellites, les océanographes ont aussi mis en évidence certaines fluctuations récentes des courants de surface de l'Atlantique Nord, notamment pour le courant du Labrador. La vitesse instantanée de la circulation profonde est inaccessible aux satellites et est généralement trop faible pour être mesurée directement par courantométrie. En effet, les énormes flux de plusieurs millions de mètres cubes par seconde sont répartis sur une tranche d'eau importante ce qui diminue fortement leur vitesse instantanée. Néanmoins, dans certains cas favorables, la circulation profonde est canalisée par la topographie du fond de l'océan, en particulier au niveau de certains détroits profonds ou failles majeures qui découpent la dorsale médio-atlantique. Plusieurs équipes d'océanographes mesurent directement les variations de flux de certaines masses d'eau qui alimentent, plus en aval, l'Eau Profonde Nord Atlantique. Par ailleurs, la comparaison des données hydrographiques à la latitude 25 °N

permet aussi d'estimer la variation du flux d'Eau Profonde Nord Atlantique au cours des cinquante dernières années.

Ces différentes études récentes indiquent des variations significatives à l'échelle interannuelle et décennale. Néanmoins, il est encore difficile de discerner une éventuelle tendance à long terme. Les fluctuations observées pourraient aussi être liées à une variabilité naturelle encore peu comprise et mal quantifiée à cause du faible recul procuré par les observations.

En considérant les zones les plus sensibles, ces différentes études océanographiques s'attachent à détecter un éventuel changement de la circulation océanique. À elles seules, elles ne permettent pas d'estimer directement une éventuelle variation de la circulation méridienne mondiale, qui permettrait de calculer les flux de chaleur recherchés par les climatologues. Les calculs de flux de chaleur globaux ne détectent d'ailleurs pas de tendance significative sur plusieurs décennies. Néanmoins, cette méthode globale conduit à des incertitudes importantes sur le flux de la circulation méridienne Atlantique et il n'est donc pas exclu qu'un changement relativement limité ait déjà eu lieu.

### Vers une perturbation de la circulation océanique ?

À cause de l'augmentation de la teneur en gaz à effet de serre, le réchauffement planétaire devrait se poursuivre pendant les prochaines décennies ce qui aura des répercussions importantes sur le cycle de l'eau. En toute logique, celui-ci devrait globalement s'intensifier et s'accompagner d'une augmentation, aux hautes latitudes, des précipitations et des flux d'eau douce via les fleuves et la fonte des glaces continentales, en particulier du Groenland. Ces changements conjugués de la température et du cycle de l'eau sont donc de nature à diminuer la densité des masses d'eau de l'Atlantique Nord. Une telle chute pourrait donc déstabiliser une ou plusieurs zones de plongée d'eau profonde.

La plupart des modèles climatiques perturbés par les gaz à effet de serre répondent par une diminution progressive de l'intensité de la circulation profonde. Cependant, il n'y a pas de consensus sur l'amplitude de cette diminution qui varie de 10 à 50 % après un siècle. Il n'est pas exclu qu'à partir d'un certain seuil, la circulation bascule dans un autre état stable où elle serait encore plus affaiblie. D'après les modèles, on n'atteindrait pas ce seuil avant plusieurs siècles. Mais tout dépend de l'intensité de la perturbation anthropique et du degré de réalisme du modèle.

À l'échelle du siècle, si l'on ne passe pas ce seuil, le seul effet sera un réchauffement moindre dans la région du Nord de l'Atlantique. Mais si l'on atteint un point de bifurcation, alors on pourrait assister, dans une Terre globalement plus chaude, à un refroidissement localisé sur l'Atlantique Nord. Un débat animé se poursuit dans

la communauté des modélisateurs au sujet de la possibilité d'une telle instabilité dans un futur de l'ordre de un à quelques siècles. Les difficultés liées à la non-linéarité de la réponse du système climatique et à sa sensibilité aux faibles fluctuations font qu'il est très difficile d'estimer la probabilité pour qu'un tel événement climatique ait lieu avant la fin du XXI<sup>e</sup> siècle. Ceci d'autant plus que cette probabilité dépend des émissions futures des gaz à effet de serre et des autres perturbations anthropiques. Certains modélisateurs ont même essayé de calculer cette probabilité en fonction de l'ampleur du réchauffement climatique moyen à l'année 2100. Si le réchauffement se limitait à 2 °C, la perturbation hydrologique serait assez limitée et la probabilité de basculement resterait très faible, environ quelques pour-cent. Par contre, si le réchauffement mondial atteignait 8 °C, la probabilité grimperait à une chance sur trois.

### Des effets complexes sur la chimie de l'océan et les écosystèmes

L'augmentation de la teneur atmosphérique en gaz carbonique s'accompagne d'une dissolution partielle de ce gaz dans les eaux de surface. L'océan constitue donc un énorme puits qui pompe environ le tiers du gaz carbonique émis par les activités humaines (plus de 120 milliards de tonnes de carbone depuis le début de la période industrielle, voir la figure 4). En solution, le gaz carbonique se combine à l'eau pour former un diacide faible, l'acide carbonique. On estime que, depuis un

siècle, l'acidité des eaux de surface a augmenté, ce qui se traduit par une diminution d'environ 0,1 unité pH. Des mesures directes de la chimie des eaux de surface ont été réalisées pour quel-

ques stations océanographiques, indiquant une diminution progressive d'environ 0,02 unité pH par décennie. Les variations hydrologiques mentionnées plus haut s'accompagnent aussi d'une diminution généralisée du brassage des eaux de la thermocline (de 100 à 1000 m de profondeur environ). Cette baisse de la ventilation se traduit par une chute de la teneur en oxygène dissous dans ces masses d'eau.

La capacité de pompage du CO<sub>2</sub> anthropique par l'océan devrait malheureusement diminuer dans le futur. En effet, la solubilité du CO<sub>2</sub> chute lorsque les eaux de surface se réchauffent et deviennent plus acides. De plus, les baisses de la ventilation de la thermocline et de la formation d'eau profonde pourraient encore diminuer cette capacité de stockage du CO<sub>2</sub> dans l'océan.

Les modifications en cours de l'océan auront des répercussions sur les écosystèmes les plus fragiles, comme les récifs coralliens. Comme on peut déjà l'observer actuellement, l'augmentation de la température peut entraîner la mort des coraux. Il s'agit du phénomène de blanchissement qui correspond à la rupture de la symbiose entre les organismes animaux du corail et les algues microscopiques qu'ils renferment. Cet effet de mort thermique devrait donc se renforcer dans le futur. Malheureusement pour ce magnifique écosystème, les coraux devraient aussi subir l'effet direct de l'acide carbonique dissous dans les eaux de surface. L'acidification de l'eau de mer contribuera à freiner la formation du squelette des coraux constitué de carbonate de calcium. D'autres organismes font l'objet de la même inquiétude, comme le phytoplancton calcaire des hautes latitudes de l'océan mondial. Au-delà de ces changements liés à la chimie de l'eau de mer, les organismes marins, du phytoplancton aux poissons, seront probablement perturbés directement par le réchauffement planétaire qui devrait continuer à se propager dans l'océan ■

Figure 4- Carte de l'océan inventariant le stockage de carbone anthropique (moles par m<sup>3</sup>) estimé depuis le début de la période industrielle jusqu'à l'année 1994 (modifié de IPCC 2007 d'après Sabine et al. *Science*, 2004).

