

Reproduire la circulation thermohaline à échelle réduite et comprendre son rôle dans le climat

Isabelle Dadou^{1,2}, Virginie Sanial^{1,2}, Kévin Guerreiro^{1,2},
Marie-Lou Bachèlery^{1,2}, Sébastien Chastanet², Gaël Alory^{1,2},
Samuel Somot³

1. Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiales, Université de Toulouse / CNRS / Cnap, Toulouse
2. Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse
3. Centre national de recherches météorologiques — Météo-France / CNRS, Toulouse

isabelle.dadou@legos.obs-mip.fr

But pédagogique : comprendre les principaux mécanismes de la convection profonde dans l'océan, qui est l'un des moteurs de la circulation thermohaline océanique et de la circulation de retour, ainsi que l'importance de cette circulation pour le climat.

Public : grand public, élèves de collège et de lycée, étudiants de l'enseignement supérieur. Discours adaptable. L'expérience est un bon support pour un travail personnel encadré.

Matériel nécessaire : un aquarium rectangulaire de 15 litres, des colorants alimentaires rouge et bleu (ce dernier sous forme de bleu de méthylène ou de grains de sable colorés en bleu), un sac plastique rempli de glaçons (un demi-litre environ), deux pinces à linge, une plaque en carton ou mieux en plastique de la largeur de l'aquarium, un tuyau flexible transparent d'un mètre de long, une bouilloire, une paire de gants (en latex souple), une spatule, éventuellement un chronomètre et une seringue.

Site internet : une vidéo est disponible sur le site de la revue.

L'expérience proposée dans cet article permet de reproduire à échelle réduite la circulation thermohaline dans l'océan (notée aussi THC pour *thermohaline circulation* en anglais) qui alimente une grande partie de la circulation océanique de grande échelle et joue un rôle déterminant dans le climat de notre planète. L'expérience permet d'expliquer les principaux mécanismes de cette circulation : la convection profonde, un des moteurs de la circulation thermohaline, et la circulation de retour de la convection. L'importance de la circulation océanique de grande échelle pour le climat actuel, mais aussi pour les climats passés et futurs est ensuite présentée.

Préparation de l'expérience

L'aquarium représente une tranche de l'océan Atlantique nord, du pôle Nord à l'équateur. Il peut être acheté ou fabriqué à l'aide de plaques de verre de 5 mm d'épaisseur, collées avec un joint silicone. L'aquarium est le même que celui utilisé pour l'expérience « El Niño » présentée dans Alory *et al.* (2015). Ses dimensions sont de 70 cm de longueur, 10 cm de largeur et 30 cm de hauteur. Il est rempli d'environ 20 cm d'eau à température ambiante. Cette eau représente les eaux profondes de l'océan Atlantique nord.

Déroulement de l'expérience

L'expérience se déroule en trois phases et dure 30 minutes environ.

Première phase : reproduire la stratification de l'océan, condition initiale avant que la circulation thermohaline ne s'enclenche

Dans cette expérience, l'océan est assimilé à un milieu à deux couches (voir « exploitation pédagogique de l'expérience »). La première phase consiste à représenter les eaux chaudes de surface de l'océan Atlantique nord. Un litre d'eau environ est porté à ébullition. Afin de différencier les eaux de surface des eaux de fond, l'eau chaude est colorée en rouge avec un peu de colorant alimentaire, directement dans la bouilloire ou dans le récipient qui servira à verser l'eau chaude. L'expérimentateur aura pris soin de mettre des gants en latex pendant le déroulement de l'expérience en raison de la couleur rouge et plus tard du bleu de méthylène (assez tenace !).

Il faut ensuite superposer l'eau chaude (rouge) au-dessus de l'eau froide (incolore) en veillant bien à minimiser leur mélange. Pour cela, l'eau chaude est versée doucement sur une plaque de carton ou de plastique posée à la surface de l'eau froide, puis retirée délicatement

la plaque pour éviter autant que possible le mélange des eaux. La stratification dans l'aquarium est alors en place avec l'eau chaude en surface (rouge) et l'eau à température ambiante (incolorable) en dessous (figure 1). À la fin de cette première phase, l'épaisseur de la couche d'eau chaude colorée en rouge est de l'ordre de 5 à 8 cm.

Le principe physique mis en évidence ici est fondé sur le gradient de densité : l'eau la plus dense (ici l'eau froide, incolore) reste au fond de l'aquarium et l'eau la moins dense (ici l'eau chaude, en rouge) reste au-dessus (voir « exploitation pédagogique de l'expérience »).

Deuxième phase : reproduire la convection profonde de l'océan, moteur de la circulation thermohaline

Un sac plastique rempli de glaçons permet de représenter la source froide qui imite l'effet des masses d'air polaire froides et sèches situées au-dessus de l'océan Atlantique nord aux hautes latitudes. Ces masses d'air polaire refroidissent l'océan de surface essentiellement par des flux importants de chaleur latente et de chaleur sensible de l'océan vers l'atmosphère. Le sac plastique avec les glaçons est accroché



Figure 1. Stratification dans l'aquarium (première phase).



Figure 2. Convection dans l'aquarium (deuxième phase).

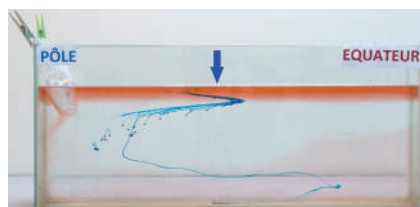


Figure 3. Mise en évidence de la circulation dans l'aquarium à l'aide d'un colorant bleu. La flèche en bleu indique l'endroit où le colorant a été introduit.

sur le bord de l'aquarium correspondant au pôle Nord à l'aide de deux pinces à linge et doit rester autant que possible au niveau de la couche d'eau chaude colorée en rouge.

Après quelques secondes, les eaux de surface rouges, refroidies au contact du sac plastique contenant les glaçons et donc devenues plus denses que les eaux profondes incolores, plongent en formant des panaches de convection (figure 2). En quelques minutes, les eaux rouges se retrouvent au fond de l'aquarium. Il peut être proposé aux élèves ou étudiants de mesurer la vitesse de plongée de ces eaux à l'aide d'un chronomètre afin d'avoir un ordre de grandeur qui pourra ensuite être comparé aux vitesses réelles mesurées dans l'océan Atlantique nord (voir « exploitation pédagogique de l'expérience »).

Troisième phase : mise en évidence de la circulation dans l'aquarium – circulation thermohaline dans l'océan Atlantique nord

Une fois que les eaux rouges atteignent le fond de l'aquarium, quelques grains de bleu de méthylène (ou grains de sable colorés en bleu) sont versés au centre de l'aquarium à l'aide d'une spatule. Le colorant sous forme de grains, lâché à quelques centimètres au-dessus de la surface de l'eau, chute sous l'effet de son poids et marque les couches d'eaux traversées de sa couleur bleue (figure 3). Le trajet suivi par le colorant, déformé par le champ de vitesse de courant dans l'aquarium, est ainsi visualisé. Dans cette expérience, la « déformation » s'effectue de la gauche vers la droite (donc du pôle Nord vers l'équateur) dans les eaux du fond (incolores), alors qu'elle s'effectue dans le sens inverse dans les eaux chaudes de surface (rouge). Cette déformation met en évidence la circulation mise en place dans l'aquarium à la suite de la plongée des eaux rouges et représente la circulation thermohaline ayant lieu dans l'océan Atlantique nord. Les masses d'eau froide de fond se déplacent vers la zone équatoriale et les masses d'eau chaude de surface vers le pôle Nord, imitant l'effet du courant du Gulf Stream, puis de la dérive nord-atlantique, courants chauds de l'océan Atlantique nord. Une remontée des eaux incolores se produit aussi dans la partie droite de l'aquarium représentant l'équateur. Cet apport d'eau vers la surface permet d'alimenter le courant de surface allant

de l'équateur vers le pôle (de la droite vers la gauche), alimentant à son tour la cellule de convection (figure 3). Il peut être proposé aux élèves ou étudiants d'estimer la vitesse horizontale des eaux de fond dans l'aquarium à l'aide d'un chronomètre : l'ordre de grandeur de cette vitesse pourra ensuite être comparé aux vitesses réelles mesurées dans l'océan Atlantique (voir « exploitation pédagogique de l'expérience »).

Exploitation pédagogique de l'expérience : comprendre la circulation thermohaline de l'océan et son rôle sur le climat

Cette expérience peut servir de support pour l'explication de plusieurs phénomènes naturels se produisant dans l'océan : effets de la température sur la densité, stratification, convection et circulation thermohaline, ainsi que le rôle important de celle-ci sur le climat actuel, mais aussi passé et futur de la Terre.

Stratification, effet de la température sur la densité

La masse volumique de l'eau de mer (notée ρ , en kg m^{-3}), communément appelée densité par les océanographes, dépend essentiellement de deux paramètres : la température (notée T , en $^{\circ}\text{C}$) et la salinité (notée S , masse de sel en grammes par litre d'eau de mer, notée sans unité car mesurée par un rapport de conductivité électrique). Elle dépend aussi de la pression, cet effet étant sensible pour des profondeurs supérieures à 1 000 m. Une relation complexe et non linéaire, appelée équation d'état de l'eau de mer, permet d'exprimer cette dépendance $\rho(T, S)$ (voir par exemple <http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/ies80/> pour le calcul de cette densité en ligne). Cette relation est une relation empirique déterminée à partir d'expériences en laboratoire. La masse volumique moyenne de l'eau de mer est de l'ordre de $1\,025\text{ kg m}^{-3}$, c'est-à-dire plus élevée que celle de l'eau douce.

Dans la pratique, il est possible d'utiliser un diagramme température-salinité (figure 4) pour évaluer $\rho(T, S)$, qui montre qu'une augmentation de la température (ou une diminution de la salinité) conduit à une diminution de la densité. Inversement, une baisse

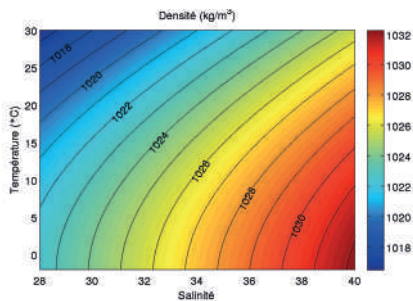


Figure 4. Masse volumique de l'eau de mer (kg m^{-3}) en fonction de la température et de la salinité.

de la température (ou une hausse de la salinité) augmente la densité de l'eau de mer. Par conséquent, une masse d'eau froide et salée sera plus dense (et donc plus « lourde ») qu'une masse d'eau chaude peu salée. Dans les océans, sous l'effet de la pesanteur, les masses d'eau les plus denses (les plus « lourdes ») sont situées sous les masses d'eau les moins denses (les plus « légères »). La structure verticale des océans peut donc être représentée comme un empilement de couches aux propriétés différentes, la masse volumique augmentant avec la profondeur. C'est ce que l'on appelle la stratification des océans.

La première partie de l'expérience (superposition des deux couches de température différente dans l'aquarium) permet d'illustrer le rôle de la température sur la densité de l'eau de mer et sa stratification : la couche d'eau chaude colorée en rouge, moins dense, « flotte » au-dessus de l'eau froide incolore, plus dense. Ces deux masses d'eau interagissent peu entre elles (excepté par conduction). Dans la réalité, la stratification océanique suit le même schéma : une couche de surface (d'une centaine de mètres) plus chaude ($\sim 15\text{-}25\text{ }^\circ\text{C}$ dans l'océan Atlantique nord), parce que réchauffée par le rayonnement solaire, couvre les eaux de fond (quelques milliers de mètres) plus froides ($\sim 3\text{-}5\text{ }^\circ\text{C}$ dans l'océan Atlantique nord). L'interface entre ces deux couches, appelée thermocline, est une zone de fort gradient vertical en température. Dans l'océan Atlantique nord, la thermocline se situe généralement autour des isothermes $5\text{-}15\text{ }^\circ\text{C}$. Dans l'aquarium, l'équivalent de la thermocline correspondrait à l'interface (la zone où les eaux sont mélangées) entre l'eau chaude rouge de surface et l'eau froide. Le phénomène de stratification des océans est ainsi reproduit dans l'aquarium, sans forçage extérieur, et il est stable.

Déstratification, convection, circulations profonde et de retour

Lors de la plongée de l'eau rouge dans l'aquarium, une déstratification se produit : la stratification est rompue. Le refroidissement de l'eau provoqué par la poche de glaçons entraîne une diminution de la température de l'eau de surface. Si ce refroidissement est suffisant, la densité de l'eau de surface augmente jusqu'à devenir supérieure à la densité de l'eau froide sous-jacente. Les eaux de surface « plongent » alors par gravité vers le fond de l'aquarium.

Cette convection observée dans l'aquarium est une représentation simplifiée à échelle réduite de la convection profonde océanique. Une quantité, appelée nombre de Rayleigh, peut être utilisée pour déterminer si un mouvement de convection est possible. Ce nombre représente le rapport entre deux forces : la force motrice – poussée d'Archimède ou flottabilité – et la force de dissipation – force de frottement ou visqueuse :

$$Ra = \frac{\rho g \alpha \Delta T d^3}{\kappa \eta}$$

avec ρ la masse volumique de l'eau (en kg m^{-3}), g l'accélération de la pesanteur (en m s^{-2}), α le coefficient d'expansion thermique (en $^\circ\text{C}^{-1}$), ΔT la différence de température (en $^\circ\text{C}$), d l'épaisseur de la couche d'eau (en m), κ la diffusivité thermique (en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) et η la viscosité dynamique de l'eau (en Pa s).

Lorsque Ra est supérieur à une valeur critique, notée Ra_c ($Ra_c = 10^4$ pour l'océan ; Thorpe, 2005), la convection se développe. Dans cette expérience, pour une différence de température de $2\text{ }^\circ\text{C}$ par exemple, le Ra est de l'ordre de 10^9 . Dans l'aquarium, si l'eau de surface est refroidie de façon à ce que la différence de température avec l'eau froide sous-jacente soit de $2\text{ }^\circ\text{C}$, la convection peut avoir lieu. La valeur de Ra est plus élevée dans l'océan que dans l'expérience (la profondeur de l'océan étant plus importante que la hauteur d'eau dans l'aquarium) : des mouvements convectifs se produisent ainsi dans l'océan Atlantique nord, notamment au large du Groenland. Il est à noter qu'il existe d'autres endroits où des mouvements convectifs peuvent avoir lieu dans l'océan et venir ainsi alimenter les eaux de fond : c'est le cas, par exemple, autour du continent Antarctique.

Vitesses de circulation

Les vitesses de plongée des eaux dans l'aquarium peuvent être mesurées de façon simple avec un chronomètre ; elles sont de l'ordre du cm s^{-1} , malgré le mouvement turbulent caractérisé par des panaches et des filaments (voir figure 2). Le profil bleu formé avec le bleu de méthylène permet aussi de mettre en évidence une circulation horizontale au fond de la zone de convection, vers la partie équatoriale. Des vitesses horizontales inférieures au cm s^{-1} peuvent aussi être estimées. À partir du profil bleu, on observe également une circulation en surface de la zone équatoriale vers la zone de convection, donc en sens contraire. Cette circulation, appelée circulation de retour, illustre le principe de conservation de la masse (en mécanique des fluides), puisqu'une arrivée d'eau est nécessaire pour alimenter la convection des eaux de surface.

Dans l'océan Atlantique nord, une telle circulation (convection profonde) existe à des échelles différentes et représente l'un des moteurs de la circulation thermohaline avec la formation des eaux profondes de l'Atlantique Nord (NADW pour *North Atlantic Deep Water*, voir figure 5). Des vitesses verticales maximales de l'ordre de $0,1\text{ m s}^{-1}$ ont été mesurées lors de mouvements de convection dans la mer du Labrador (Lazier, 2001). Les vitesses horizontales associées à l'advection horizontale des eaux profondes formées dans l'Atlantique Nord et se déplaçant vers l'équateur sont de l'ordre du cm s^{-1} , proches de celles de la zone de convection profonde. Les eaux NADW circulent ainsi vers l'équateur et même vers l'hémisphère Sud en dessous de 1 000 m de profondeur (figure 5), sous la thermocline, et jouent un rôle important sur le climat. Une circulation de retour existe aussi dans l'océan Atlantique nord. Les branches ascendantes de la circulation dans l'océan, et donc le trajet de retour, sont cependant moins bien localisées que les branches subsidentes ou descendantes et font encore l'objet de débat (Kuhlbrodt *et al.*, 2007 ; Marshall et Speer, 2012).

Circulation thermohaline

Le phénomène de convection profonde dans l'océan se produit essentiellement dans l'océan Atlantique nord, dans la mer d'Irminger au large du Groenland. Sous l'effet de forts coups de vent et des faibles températures atmosphériques dans des régions

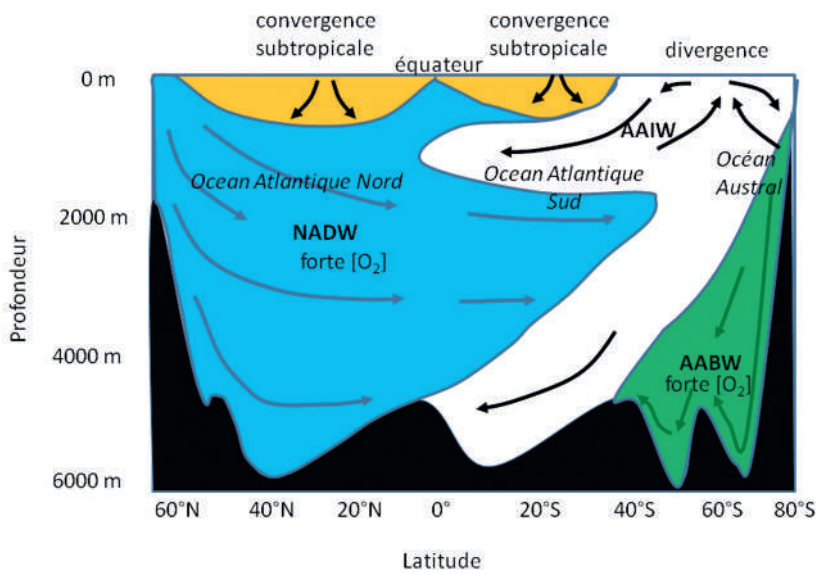


Figure 5. Section méridienne dans l'océan Atlantique. Distribution spatiale des trois principales masses d'eau : l'eau antarctique intermédiaire (AAIW, en blanc), l'eau profonde nord-atlantique (NADW en bleu) et l'eau antarctique de fond (AABW, en vert). Les deux masses d'eau NADW et AABW sont formées par convection profonde, respectivement dans l'océan Atlantique nord et dans l'océan Austral. L'eau NADW est caractérisée notamment par sa salinité importante et ses concentrations élevées en oxygène dissous. Adapté de Open University (1989).

proches du continent, les eaux de surface sont très refroidies et plus denses. Une fois qu'elles sont suffisamment denses, elles plongent. Cet effet est amplifié par la forte salinité de l'océan Atlantique nord alimenté par les apports d'eau salée de la mer Méditerranée et par l'évaporation importante d'eau de mer en hiver due à la présence de masses d'air atmosphérique froid et sec associées à des vents forts. Cela conduit à une augmentation substantielle de la densité des eaux de surface de l'océan Atlantique nord, facilitant ainsi le phénomène de convection océanique et la plongée des eaux de surface.

Les eaux de surface peuvent aussi se transformer en glace, appelée banquise

ou glace de mer, si leur température atteint le point de congélation de l'eau de mer ($\sim -2\text{ }^{\circ}\text{C}$ en raison de la présence de sel). Lors de la formation de cette banquise, la glace retient très peu de sel, ce qui contribue à augmenter la salinité de l'eau de mer locale, qui devient alors plus dense. La flottabilité des eaux de surface diminue, ce qui, par voie de conséquence, favorise leur plongée. Ce phénomène de densification, ajouté à celui provoqué par le refroidissement des eaux de surface, intensifie la convection thermohaline.

Dans l'expérience, la poche de glaçon joue le rôle de l'air froid qui refroidit et densifie l'eau de surface. La composante « haline » de la circulation

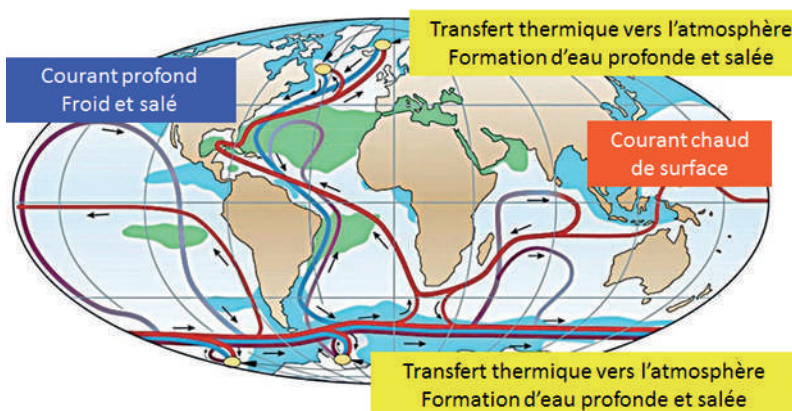


Figure 6. Schéma de la circulation thermohaline dans l'océan. D'après Kuhlbrodt *et al.* (2007).

thermohaline n'est pas représentée ici. Pour y remédier, on peut injecter de l'eau salée à l'aide d'une seringue équipée d'un flexible placé tangentiellement à la surface de l'eau. Après avoir observé les effets de convection thermique seule, cet ajout est effectué dans la zone de convection pour simuler la salinité plus forte de l'océan Atlantique nord, ainsi que la phase de relargage de sel par la banquise. Sous l'effet de l'ajout du sel, la convection s'intensifie et la vitesse de plongée de l'eau de surface augmente. Cette étape supplémentaire de l'expérience permet alors de bien montrer les effets combinés de la température et de la salinité pour expliquer la convection thermohaline.

Les toutes premières représentations de la circulation thermohaline faisaient état d'une circulation profonde, uniquement liée à la plongée des eaux issues de la convection thermohaline. En réalité, les forçages thermohalins, bien que nécessaires, ne sont pas suffisants pour entretenir la circulation globale thermohaline de l'océan schématisée sur la figure 6 ; d'autres forçages entrent en jeu.

En premier lieu, la circulation thermohaline (figure 6) est entretenue par l'impact des vents sur l'océan. Par exemple, sous l'effet des vents cycloniques présents dans l'Atlantique Nord entre 50-60° N et de la force de Coriolis (due à la rotation de la Terre), les eaux océaniques de surface subissent un mouvement divergent ; la surface océanique au centre de ce mouvement présente donc une dépression (un creux) ; cette structure est appelée « gyre subpolaire ». Afin de respecter le principe de conservation de la masse, une remontée d'eaux profondes vient compenser cette perte d'eau par mouvement divergent. Ce phénomène s'appelle « pompage d'Ekman ». La remontée d'eau participe à entretenir la zone de convection profonde et donc la circulation thermohaline. Elle permet de déstratifier la colonne d'eau en remontant la pycnocline (zone de gradient principal en densité selon la profondeur dans l'océan) et donc des eaux plus denses près de la surface. Ce processus représente une des conditions préalables à la convection profonde. La circulation thermohaline est aussi entretenue par le mélange vertical des masses d'eau océanique. Le vent fournit aussi de l'énergie cinétique à l'océan qui sert à générer du mélange vertical permettant aux masses d'eau

profonde formées aux hautes latitudes de se mélanger avec les eaux environnantes. D'une façon générale, le mélange turbulent et les tourbillons océaniques jouent un rôle crucial pour maintenir la circulation de grande échelle qui n'est pas aussi laminaire que l'expérience le suggère (Lozier, 2010). Malheureusement, les phénomènes de pompage d'Ekman (de même que les mouvements verticaux vers le haut associés aux circulations et tourbillons cycloniques) et de mélange vertical liés au vent ne sont pas reproductibles dans l'aquarium et les mécanismes de circulation à grande échelle ne sont donc représentés qu'en partie.

Dans l'expérience présentée, l'eau de surface refroidie par les glaçons plonge jusqu'au fond de l'aquarium. Ensuite, selon le principe de conservation de la masse, un mouvement horizontal des eaux s'effectue en direction de la partie équatoriale de l'aquarium. Dans la réalité, les eaux de l'Atlantique Nord plongent sous l'effet de la convection thermohaline jusqu'à atteindre une profondeur où les eaux ont une densité voisine. Les eaux entraînées par convection sont alors en équilibre dynamique avec le milieu environnant et cessent de plonger. Sous l'effet de la force de Coriolis, ces eaux en profondeur sont entraînées sur leur droite et se mettent à suivre la topographie du bord ouest de l'océan Atlantique (figure 6). La force de Coriolis agit à des échelles spatiales de l'ordre de la dizaine de kilomètres ; cette dérive ne peut donc être représentée à l'échelle de l'aquarium. D'autres forces entretiennent aussi la circulation thermohaline, comme la dissipation de l'énergie de marée par frottement sur les plateaux et talus continentaux (Wunsch, 2000 ; Kuhlbrodt *et al.*, 2007). À cause de cette diversité des mécanismes, le terme de « circulation méridienne de retournement » (MOC pour *Meridional Overturning Circulation*) est actuellement préféré au terme de « circulation thermohaline » pour décrire la circulation océanique de grande échelle de l'océan Atlantique. Le premier fait uniquement référence aux caractéristiques géométriques de la circulation, dominées par une circulation dans le sens nord-sud. Bien que cela constitue une approximation (nous avons évoqué la circulation de gyre), il semble moins réducteur que le terme de « circulation thermohaline ».

Variations passée, présente et future de la circulation thermohaline océanique, rôle sur le climat

Les traceurs géochimiques nous permettent d'étudier la variabilité de la circulation thermohaline sur des échelles de temps longues, notamment dans sa partie atlantique. Cette circulation est aussi appelée circulation

méridienne de retournement de l'Atlantique (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*) ou Amoc (figure 7). L'Amoc est caractérisé par le transport vers le nord d'eau chaude (en rouge). Une importante quantité de chaleur reçue par l'océan dans les régions tropicales et l'hémisphère Sud est ainsi transportée puis délivrée à l'atmosphère dans l'Atlantique Nord.

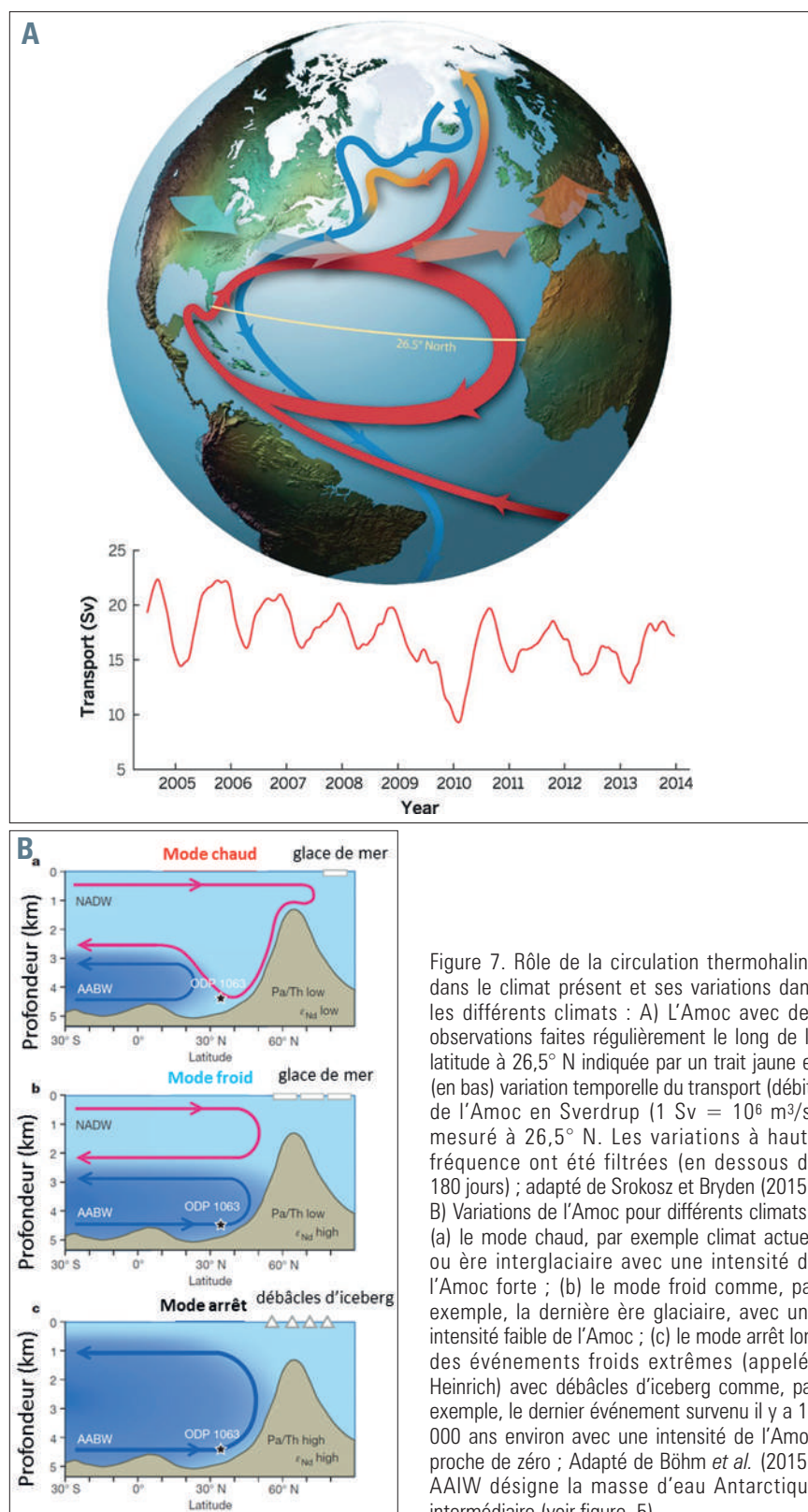


Figure 7. Rôle de la circulation thermohaline dans le climat présent et ses variations dans les différents climats : A) L'Amoc avec des observations faites régulièrement le long de la latitude à 26,5° N indiquée par un trait jaune et (en bas) variation temporelle du transport (débit) de l'Amoc en Sverdrup (1 Sv = 10⁶ m³/s) mesuré à 26,5° N. Les variations à haute fréquence ont été filtrées (en dessous de 180 jours) ; adapté de Srokosz et Bryden (2015). B) Variations de l'Amoc pour différents climats : (a) le mode chaud, par exemple climat actuel, ou ère interglaciaire avec une intensité de l'Amoc forte ; (b) le mode froid comme, par exemple, la dernière ère glaciaire, avec une intensité faible de l'Amoc ; (c) le mode arrêté lors des événements froids extrêmes (appelés Heinrich) avec débâcles d'iceberg comme, par exemple, le dernier événement survenu il y a 15 000 ans environ avec une intensité de l'Amoc proche de zéro ; Adapté de Böhm *et al.* (2015). AAIW désigne la masse d'eau Antarctique intermédiaire (voir figure 5).

L'eau de surface se refroidit aux hautes latitudes sous l'effet du vent et des faibles températures atmosphériques, se densifie et plonge, ce qui constitue le principal moteur de l'Amoc. Cette eau plus froide circule ensuite en profondeur vers le sud (en bleu). L'âge des eaux de fond (et donc le trajet de ces eaux) a pu être cartographié pour la première fois grâce au carbone 14 (Broecker *et al.*, 1960). Le carbone 14 est un élément radioactif naturellement produit dans la haute atmosphère qui pénètre dans les océans lors de la dissolution du dioxyde de carbone dans l'eau de mer. Lorsque les eaux plongent, elles ne sont plus en contact avec l'atmosphère. La concentration en carbone 14 dans la masse d'eau décroît alors par désintégration radioactive le long de la circulation thermohaline, agissant comme un chronomètre et reflétant le vieillissement des eaux. Le carbone 14 a ainsi permis d'estimer le temps de parcours moyen des eaux profondes entre l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord à environ 1 000 ans (Matsumoto, 2007). L'émission dans l'atmosphère d'éléments radioactifs anthropiques lors des essais nucléaires dans les années 1960 comme le carbone 14 ou le tritium (^3H) permettent aussi de chronométrer la plongée des eaux denses de l'Atlantique Nord. De même, les chlorofluorocarbures (CFC) ou « fréons », molécules volatiles et inertes introduites dans l'atmosphère à la suite de leur utilisation dans les systèmes réfrigérants et les bombes aérosols entre 1950 et 1995 (progressivement interdites depuis, car responsables de la destruction de la couche d'ozone), permettent de chronométrer la plongée des eaux denses. En effet, les concentrations atmosphériques des CFC ont varié entre 1950 et 1995 mais sont connues, permettant ainsi d'associer une concentration dans l'eau de mer à une période de temps. L'analyse d'autres traceurs stables dans les masses d'eau, les coquilles des foraminifères et les sédiments marins accumulés au fond des océans avec le temps permet de comprendre et d'identifier l'origine des masses d'eau, ainsi que d'estimer les variations de l'Amoc.

Au cours du dernier cycle glaciaire, qui couvre les derniers 140 milliers d'années, les chercheurs ont mis en évidence trois modes conceptuels possibles de l'Amoc grâce à l'utilisation de traceurs géochimiques (Böhm *et al.*, 2015 ; figure 7B). Il est à noter que l'existence de ces trois modes souligne la sensibilité de la formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord

aux forçages de flottabilité et en particulier aux apports d'eau douce. Tout d'abord, le « mode chaud » est défini par une convection profonde active avec la formation d'eau profonde de l'Atlantique Nord (NADW). Ce mode chaud, qui correspond à celui que nous avons représenté dans l'expérience, coïncide avec les périodes interglaciaires comme c'est le cas actuellement (période interglaciaire de l'Holocène ou les dernières 10 000 années). Le « mode froid » est défini par une pénétration relativement peu profonde de NADW. Ce mode froid coïncide avec les périodes glaciaires. Enfin, le « mode arrêt » est défini par l'arrêt de la formation de NADW. Ce dernier mode résulte de brusques événements de débâcles d'icebergs, appelés événements de Heinrich (du nom de Hartmut Heinrich qui les a découverts), provoquant un important flux d'eau douce et diminuant ainsi la salinité de surface de l'océan (Heinrich, 1988). Seuls ces événements d'Heinrich ont réussi à perturber de façon significative l'Amoc au cours du dernier cycle glaciaire et à interrompre la formation d'eau profonde par convection (un des moteurs de la circulation thermohaline).

Des variations de l'Amoc se sont produites au cours de la période interglaciaire actuelle. Ainsi, une diminution de l'Amoc a été observée pendant le petit âge glaciaire avec un minimum vers 1700 (Knudsen *et al.*, 2014). Au cours du xx^{e} siècle, des variations de l'intensité de l'Amoc ont également été observées. Malgré un réchauffement global des températures océaniques de surface (jusqu'à $+2,4$ °C en Arctique) entre 1901 et 2013, provoqué principalement par l'activité anthropique, les températures de surface du nord de l'Atlantique Nord ont globalement diminué ($0,8$ °C ; Rahmstorf *et al.*, 2015). Des modifications hydrologiques, comme l'augmentation des apports des rivières à l'océan Arctique et la fonte de la calotte polaire du Groenland, pourraient conduire à une réduction de la convection profonde et par conséquent à un affaiblissement de l'Amoc. L'affaiblissement de la formation d'eau profonde observé dans les années 1970 aurait ainsi pu être provoqué par un apport conséquent d'eau douce. Dans les années 1990, l'Amoc aurait connu un léger regain d'intensité, suivi d'un affaiblissement observé depuis 2004, tout au moins dans la partie subtropicale ($26,5^{\circ}$ N) (figure 7A). Pour autant, il reste difficile

actuellement de déduire une tendance (décroissance/croissance) générale en raison de fluctuations interannuelles importantes et des incertitudes sur la mesure de l'Amoc. De plus, il est très difficile de mesurer cette circulation océanique sur de très grandes échelles spatiales. Les observations *in situ* (température, salinité, courant) sur de longues périodes de temps sont donc nécessaires pour étudier cette circulation fondamentale pour le climat. Plusieurs programmes et réseaux de mesures ont été mis en place notamment celui situé à $26,5^{\circ}$ N dans l'océan Atlantique nord (www.rapid.ac.uk/index.php) (figure 7A) ainsi que le programme français Ovide (Mercier *et al.*, 2015) basé sur des campagnes en mer (www.umr-lops.fr/Projets/Projets-actifs/OVIDE) depuis environ dix ans.

Cette circulation est sous haute surveillance, car elle joue un rôle primordial sur le climat. En effet, c'est en partie grâce au transport de chaleur par l'océan depuis les régions tropicales vers les hautes latitudes de l'Atlantique Nord notamment *via* le courant du Gulf Stream puis la dérive nord-atlantique, dirigés du sud-ouest vers le nord-est, que les températures atmosphériques de l'Atlantique Nord sont ainsi supérieures de quelques degrés Celsius par rapport à la moyenne latitudinale, avec une dissymétrie entre l'Europe de l'Ouest (air plus chaud) et la côte ouest des États-Unis (air plus froid) pour une même latitude (Rahmstorf, 2006). Plusieurs études, notamment fondées sur des modèles climatiques, ont mis en évidence l'influence potentielle des variations de l'intensité de l'Amoc aux échelles de temps interannuelles à décennales sur les températures de surface de l'Atlantique Nord ainsi que sur un certain nombre de phénomènes tels que les précipitations et les températures d'été en Europe et en Amérique du Nord (Sutton et Hodson 2005 ; Haarsma *et al.*, 2015), l'activité des ouragans dans l'Atlantique (Knight *et al.*, 2006) ou encore les sécheresses dans le Sahel, l'Afrique équatoriale, l'Inde et le sud-ouest des États-Unis (McCabe *et al.*, 2004 ; Zhang et Delworth, 2006), voire même la dynamique atmosphérique en hiver au-dessus du secteur nord-atlantique (Gastineau et Frankignoul, 2012). De plus, les eaux froides de surface sont enrichies en gaz dissous comme le dioxyde de carbone (CO_2) et d'autres gaz à effet de serre, ainsi que le dioxygène (O_2). Par conséquent, lors de leur plongée par convection profonde,

elles alimentent les eaux de fond de l'océan en gaz dissous. Le CO₂ d'origine anthropique peut notamment être stocké dans l'océan profond pour un temps relativement long (de l'ordre de 1 000 ans). L'apport d'O₂ atmosphérique dans les eaux sous la thermocline grâce à la circulation thermohaline est, quant à lui, indispensable au maintien de la respiration et donc de la vie dans l'océan (Keeling *et al.*, 2010).

Les conséquences du changement climatique anthropique sur l'Amoc restent un sujet de controverse. Le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (Giec, IPCC en anglais) prévoit pour 2100 une augmentation de la température moyenne mondiale de surface de 0,3 à 4,8 °C par rapport à la période

1986-2005, ainsi qu'un océan Arctique libre de glace pendant la période estivale (IPCC, 2013). Le réchauffement des eaux de surface ainsi que l'apport d'eau douce par la fonte des glaces de mer pourraient entraîner un ralentissement conséquent de l'Amoc (de 11 à 34 % selon les scénarios d'émissions anthropiques de gaz à effet de serre) pendant le xx^e siècle (IPCC, 2013). La fonte de la calotte glaciaire groenlandaise n'est pas prise en compte dans ces scénarios, alors que l'afflux d'eau douce qu'elle provoquerait pourrait amplifier l'affaiblissement de l'Amoc (Schmittner *et al.*, 2005 ; Rahmstorf *et al.*, 2015). Un arrêt de l'Amoc et donc de la circulation thermohaline est très peu probable pendant le XXI^e siècle, mais n'est pas exclu au-delà si le réchauffement mondial continue (Rahmstorf *et al.*,

2015 ; IPCC, 2013). Cela conduirait à un arrêt du transport de chaleur océanique depuis les régions tropicales vers les hautes latitudes et à un refroidissement relatif de l'hémisphère Nord et un réchauffement de l'hémisphère Sud.

Remerciements

Nous remercions Lucie Bordoix, Antoine Babonneix, Cori Pegliasco et Marine Rogé pour leurs multiples participations lors de présentations de cette expérience à différentes manifestations scientifiques pour le grand public. Nous remercions également Pieter van Beek et Catherine Jeandel pour leurs remarques constructives lors de la rédaction de cet article.

Bibliographie

- Alory G., Delcroix T., Dadou I., 2015. Reproduire le phénomène El Niño à échelle réduite. *La Météorologie*, 89, 11-14.
- Böhm E., Lippold J., Gutjahr M., Frank M., Blaser P., Antz B., Fohlmeister J., Frank N., Andersen M.B., Deininger M., 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517, 73-76. doi: 10.1038/nature14059
- Broecker W.S., Gerard R., Ewing M., Heezen B.C., 1960. Natural radiocarbon in the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 65, 2903-2931. doi: 10.1029/JZ065i009p02903
- Gastineau G., Frankignoul C., 2012. Cold-season atmospheric response to the natural variability of the Atlantic meridional overturning circulation. *Clim. Dyn.*, 39, 35-37. doi: 10.1007/s00382-011-1109-y
- Haarsma R.J., Selten F.M., Drijfhout S.S., 2015. Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes. *Environ. Res. Lett.*, 10, 094007. doi: 10.1088/1748-9326/10/9/094007
- Heinrich H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.*, 29, 142-152. doi: 10.1016/0033-5894(88)90057-9
- IPCC, 2013. Climate Change 2013: *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley, eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 1535 p.
- Keeling R.F., Körtzinger A., Gruber N., 2010. Ocean deoxygenation in a warming world. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2., 199-229. doi:10.1146/annurev.marine.010908.163855
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A., 2006. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17706. doi: 10.1029/2006GL026242
- Knudsen M.F., Holm Jacobsen B., Seidenkrantz M.-S., Olsen J., 2014. Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age. *Nat. Commun.*, 5, 3323. doi: 10.1038/ncomms4323
- Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M., Levermann A., Hofmann M., Rahmstorf S., 2007. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Rev. Geophys.* 45, RG2201. doi: 10.1029/2004RG000166
- Lazier J.R.N., 2001. Deep convection, encyclopedia of the ocean sciences. In: *Encyclopedia of the Ocean Sciences* (J.H. Steele, S.A. Thorpe and K.K. Turekian, eds), Elsevier, 634-643.
- Lozier S., 2010. Deconstructing the conveyor belt. *Science*, 328, 1507-1511. doi: 10.1126/science.1189250
- Marshall J., Speer K., 2012. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nat. Geosci.*, 5, 171-180. doi:10.1038/ngeo1391
- Matsumoto K., 2007. Radiocarbon-based circulation age of the world oceans. *J. Geophys. Res.*, 112, C09004. doi: 10.1029/2007JC004095
- McCabe G.J., Palecki M.A., Betancourt J.L., 2004. Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 101, 4136-4141. doi: 10.1073/pnas.0306738101
- Mercier H., Lherminier P., Sarafanov A., Gaillard F., Daniault N., Desbruyères D., Falina A., Ferron B., Gourcuff C., Huck T., Thierry V., 2015. Variability of the meridional overturning circulation at the Greenland-Portugal OVIDE section from 1993 to 2010. *Prog. Oceanogr.*, 132, 250-261. doi: 10.1016/j.pocean.2013.11.001
- Open University, 1989. *Ocean Circulation*, Pergamon.
- Rahmstorf S., 2006. Thermohaline ocean circulation. In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences* (S.A. Elias, ed.), Elsevier, Amsterdam.
- Rahmstorf S., Box J.E., Feulner G., Mann M.E., Robinson A., Rutherford S., Schaffernicht E.J., 2015. Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nat. Clim. Change*, 5, 475-480. doi: 10.1038/nclimate2554
- Schmittner A., Latif M., Schneider B., 2005. Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23710. doi: 10.1029/2005GL024368
- Srokosz M.A., Bryden H.L., 2015. Observing the Atlantic Meridional overturning circulation yields a decade of inevitable surprises. *Science*, 348, 1330-1335. doi: 10.1126/science.1255575
- Sutton R.T., Hodson D.L.R., 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309, 115-118. doi: 10.1126/science.1109496
- Thorpe A.A., 2005. *The Turbulent Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge, 439 p.
- Wunsch C., 2000. Oceanography: Moon, tides and climate. *Nature*, 405, 743-744. doi: 10.1038/35015639
- Zhang R., Delworth T.L., 2006. Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17712. doi: 10.1029/2006GL026267

Quelques sites web pour en savoir plus

www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/

www.youtube.com/watch?v=NSuHd71Rcq0

<http://global-climat.com/2015/04/02/ralentissement-du-gulf-stream-des-hivers-froids-aux-usa/>

https://interstices.info/jcms/int_70245/comprendre-la-circulation-oceanique

www.aviso.altimetry.fr/fr/applications/ocean/circulation-globale/circulation-thermohaline.html

http://acces.ens-lyon.fr/acces/terre/paleo/systemclim/gulf-stream/pages_gulfstream/dosscientif/descriptgulfstream/circuthermohal/circuthermohalhtm

<http://pmm.nasa.gov/education/videos/thermohaline-circulation-great-ocean-conveyor-belt>

<http://la.climatologie.free.fr/ocean/ocean.htm#circulation>