

# Sensibilité de la circulation océanique méridienne à la fonte des glaciers du Groenland en simulation scénario

Didier Swingedouw., Pascale Braconnot, Olivier Marti

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/IPSL, Gif-sur-Yvette, France

La plupart des modèles couplés ayant participé au dernier exercice du GIEC (2001)<sup>1</sup> ont montré une diminution de la Circulation Océanique Méridienne Atlantique (AMOC) dans le futur, bien qu'il existe d'importantes différences dans l'amplitude de ces changements. Cependant, aucun de ces modèles couplés ne prenait en compte la fonte des glaciers du Groenland (GIEC, 2001)<sup>1</sup> qui peut apporter une quantité non négligeable d'eau douce dans les sites de convection, et ainsi affecter l'AMOC. Nous proposons dans cette étude d'analyser le rôle de cette fonte des glaciers sur les changements d'AMOC observés dans un scénario où la concentration de CO<sub>2</sub> augmente de 1%/an jusqu'à atteindre 4 fois la concentration initiale de 280 ppm. La prise en compte de la fonte des glaciers est modélisée par une simple paramétrisation thermodynamique d'ablation de la glace. L'AMOC diminue alors de 47% si on prend en compte ce terme de forçage en eau douce supplémentaire. La diminution n'est que de 19% sans la fonte des glaciers, dont le taux de fonte augmente quasi-linéairement, et s'élève à 0.1 Sv à 2 fois CO<sub>2</sub> et à 0.2 Sv à 4 fois CO<sub>2</sub>. Nous montrons de plus que l'AMOC semble agir sur le climat principalement par le biais de ses interactions avec la glace de mer.

## 1. INTRODUCTION

D'après le dernier exercice du Groupe Intergouvernemental d'Experts Climatiques (GIEC), la plupart des modèles couplés montre une diminution de l'AMOC lorsqu'on augmente la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Cette diminution de l'AMOC dans le siècle à venir est cependant très variable en magnitude selon les modèles. D'autre part, il a été montré, grâce à des expériences de sensibilité menées sur la plupart des modèles en question, que la diminution de l'AMOC était principalement causée par une augmentation de la température de l'océan (Gregory et al., 2005)<sup>2</sup>. Le rôle joué par les variations de la salinité dues à des changements du cycle hydrologique lors du réchauffement climatique est très variable selon les modèles, et peut participer à la réduction de l'AMOC ou la stabiliser. Ainsi les changements de salinité semblent être le principal responsable de la dispersion qui existe parmi les modèles couplés quant au devenir de l'AMOC. L'impact climatique de l'AMOC est aussi sujet à caution. En effet, Trenberth et Caron (2001)<sup>3</sup> ont montré que l'océan transportait trois fois moins de chaleur vers les hautes latitudes que l'atmosphère. Cependant, il semble que l'océan soit impliqué dans de nombreuses rétroactions climatiques qui peuvent lui faire jouer un rôle climatique plus important que ne laisse penser ce rapport de transport de chaleur méridien. Par exemple, Winton (2003)<sup>4</sup> a montré que l'AMOC pouvait jouer un rôle important pour le climat des hautes latitudes nord à cause de ces interactions avec la glace de mer. Une réduction de l'AMOC pourrait en effet conduire à une diminution du transport de chaleur vers les mers nordiques ce qui pourrait faire augmenter la couverture de glace et ainsi refroidir considérablement le climat via les changements d'albédo associés à la glace de mer.

Afin de réduire les incertitudes quant au devenir de l'AMOC et du climat des hautes latitudes de l'hémisphère nord, il apparaît donc nécessaire de mieux contraindre les changements hydrologiques principaux acteurs de la dispersion parmi les modèles couplés. Dans ce souci d'amélioration de la représentation du cycle hydrologique, il apparaît notamment fondamental de prendre en compte la fonte des glaciers du Groenland. Ce processus était absent de tous les modèles lors du dernier exercice du GIEC (2001). La présente étude propose d'étudier l'influence de cette fonte en incluant ce mécanisme dans le modèle couplé terre-océan-atmosphère-glace de mer de l'IPSL. La fonte des glaciers du Groenland a été estimée à environ 0,04 Sv au cours du prochain siècle (GIEC, 2001)<sup>1</sup>. L'incertitude sur ce taux de fonte est cependant très importante, puisqu'elle dépend notamment des scénarios d'émission et de l'augmentation de température associée, qui sont tous deux assez mal contraints (Gregory, 2004)<sup>5</sup>. Une fonte des glaciers nordiques de 0,1 Sv pour un doublement du CO<sub>2</sub> atmosphérique, en prenant en compte la fonte des glaciers de l'Alaska, a été estimée par Rahmstorf et Ganopolski (1999)<sup>6</sup>, comme plausible dans le « pire des cas ».

Dans l'étude présente, en vue de mieux contraindre le rôle de la fonte des glaciers sur le climat, nous allons considérer des scénarios de changements climatiques avec deux versions du modèle IPSL-CM4. La première version calculera, selon une paramétrisation simple basée sur les lois de la thermodynamique, la fonte des glaciers, tandis que la seconde version du modèle n'inclura pas ce terme de fonte. Deux scénarios menés avec chacune des versions du modèle nous permettront donc d'isoler le rôle de la fonte des glaciers. Une étude similaire a été menée par Fichet et al. (2003)<sup>7</sup>, et nos résultats sont consistants avec cette étude antérieure. Dans la partie suivante nous décrirons plus en détails le modèle utilisé, ainsi que les deux expériences de sensibilité effectuées. Nous analyserons ensuite les différences entre ces deux expériences, et les mécanismes à l'origine de ces différences. Une discussion conclura cet article.

## 2. DESCRIPTION DU MODELE ET DES EXPERIENCES

### LE MODELE COUPLE DE L'IPSL

Le modèle utilisé dans cette étude est la version 4 du modèle couplé de « l'Institut Pierre Simon Laplace » (IPSL-CM4, Marti et al. 2005)<sup>8</sup>. Ce modèle est le fruit du couplage entre le modèle de circulation générale (GCM) atmosphérique LMDz avec le modèle d'océan ORCA/OPA. LIM, un modèle de glace de mer est aussi couplé aux GCMs précédents, ainsi que le modèle ORCHIDEE de surface continentale. Tous ces modèles échangent leurs conditions aux limites chaque jour grâce au coupleur OASIS. Aucune correction de flux n'est appliquée aux interfaces, et le schéma de couplage assure la conservation de l'eau douce et de la chaleur. Le modèle possède une résolution de 2° pour l'océan, avec une meilleure résolution de 0.5° en latitude au niveau de l'équateur. L'atmosphère à une résolution de 3.7° en latitude et 2.5° en longitude. Il y a 19 niveaux verticaux pour l'atmosphère et 31 pour l'océan avec une meilleure résolution (10 m) dans les 150 premiers mètres.

### FERMETURE DU BILAN D'EAU DOUCE

A la surface, chacune des boîtes qui composent la grille atmosphérique peuvent prendre en compte jusqu'à 4 sous-surfaces, ce qui permet de représenter correctement les flux de surface selon les caractéristiques des surfaces associées à l'océan, la terre, la glace de mer et les glaciers. Sur les glaciers, la température de surface est calculée en faisant un bilan thermique à partir des flux radiatifs, des flux de chaleur sensible et latente, de la diffusion avec la glace sous-jacente, ainsi que la fonte de la neige et de la glace. La glace peut fondre seulement lorsqu'elle n'est plus recouverte de neige. Afin de fermer le bilan en eau douce, lorsque la neige et la glace fondent, l'eau douce correspondante est conduite vers l'océan. La méthode employée tente aussi de représenter la dynamique des icebergs. Le système terre est divisé en 3 bandes de latitude dont les limites se situent à 90°S/50°S/40°N/90°N. La limite 40°N correspond à la latitude la plus extrême atteinte par les icebergs lors de la période glaciaire (événement dit de Heinrich). Pour chaque bande de latitude, la fonte de glaciers et des icebergs est calculés et envoyés, en filtrant sur une période de 10 ans, à l'ensemble de l'océan associé à la latitude considérée. Pour la bande située la plus au nord, la fonte n'est envoyée que dans l'Atlantique et l'Arctique et pas dans le Pacifique. Cette paramétrisation de la fonte des glaciers n'est valable que si l'étendue des glaciers reste fixe. Ainsi, cette hypothèse n'est valide que pour des fontes des glaciers limitées, et donc pour des périodes de temps relativement courtes, de l'ordre du siècle dans le cas du réchauffement climatique.

### EXPERIENCES NUMERIQUES

Des expériences où on augmente de 1%/an la concentration du CO<sub>2</sub> atmosphérique ont été réalisées avec le modèle couplé de l'IPSL. Ainsi partant d'une concentration de 280 ppm en début d'expérience, correspondant à la concentration observée dans les années 1860, avant l'ère industrielle, on obtient au bout de 140 ans un quadruplement de la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique. Deux versions du modèle ont été intégrées. La première version prend en compte la paramétrisation complète pour la fonte de la neige et des glaciers. La seconde version ne tient pas compte de la fonte des glaciers. Grâce à ces deux versions du modèle, on peut isoler l'effet de la fonte des glaciers sur le changement climatique dû à l'augmentation du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère. Il est bon de noter que la fonte des glaciers est quasi nulle dans la simulation de contrôle (CTL) avec la concentration de CO<sub>2</sub> fixé à 280 ppm, ce qui conduit à la même simulation CTL quelle que soit la version du modèle considérée. Le premier scénario correspond à la version standard du modèle IPSL-CM4 avec toutes les paramétrisations, et sera noté STC pour Simulation Transitoire de Contrôle. Le second scénario (STG) ne prend pas en compte la fonte des glaciers. La différence de forçage en eau douce vue par l'océan entre les deux simulations transitoires est principalement dûe au terme de fonte des glaciers au delà de 40°N, qui augmente linéairement tout au long des expériences, atteignant 0.1 Sv au bout de 70 ans (2xCO<sub>2</sub>) et plus de 0.2 Sv après 140 ans (4xCO<sub>2</sub>). Ce sont des valeurs relativement importantes et représentent un scénario de fonte dans « le pire des cas » en reprenant la terminologie de Rahmstorf et Ganopolski (1999)<sup>6</sup>. Dans les autres bandes de latitude, la fonte des glaciers est négligeable.

## 3. RESULTATS

### REPONSE DE L'AMOC ET DES TEMPERATURES DE SURFACE

Dans la simulation CTL, l'AMOC atteint 11 Sv en moyenne. C'est plus faible que les estimations actuelles, qui évaluent une production d'eau profonde Nord Atlantique de 15 Sv (Ganachaud et Wunsch, 2000)<sup>9</sup>. Ce biais est causé par une absence de convection en mer du Labrador, due à des eaux de surface pas suffisamment salées dans la simulation CTL (Swingedouw et al., 2005)<sup>10</sup>. La réduction de l'AMOC en simulation scénario « standard » (STC) est cependant très importante (Fig. 1). La diminution dans STC est de 5 Sv à 4xCO<sub>2</sub>, ce qui équivaut à une réduction de 47% en comparaison à CTL. Dans STG, la diminution n'est que de 2 Sv soit une réduction de 19%. A 20°N, le transport de chaleur diminue dans les mêmes proportions, avec 0.33 PW (47%) en moins dans STC que dans CTL, et seulement 0.15 PW (21%) en moins dans STG que dans CTL. La température de surface est aussi très différente entre les 2 simulations

scénarios (Fig. 2). Par rapport à STC, STG voit une augmentation de température de plus de 5 K autour de la mer de Barents. Deux effets peuvent être à l'origine de cette augmentation de température dans STG par rapport à STC : une diminution moins importante du transport de chaleur associée à moins de diminution de l'AMOC, ou bien une réponse locale de l'océan et de la glace de mer causée par un apport moins important d'eau douce dans l'Atlantique Nord et l'Arctique dans STG. Nous allons déterminer lequel de ces deux processus est à l'origine des différences de température observées dans ce qui suit.

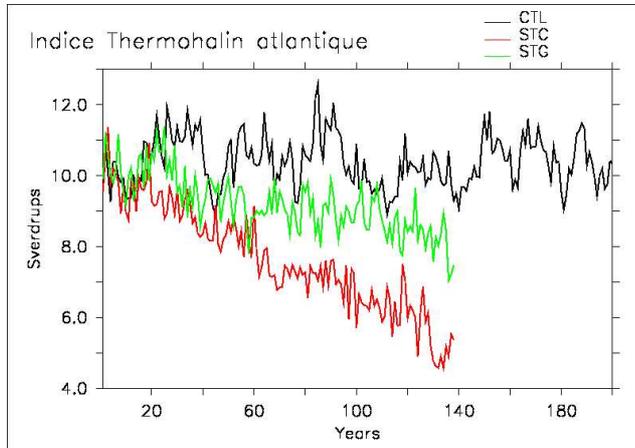


Fig. 1: Indice thermohalin, défini comme le maximum de la fonction de courant méridienne atlantique, pour les 3 expériences, en noir CTL, en rouge STC, en vert STG.

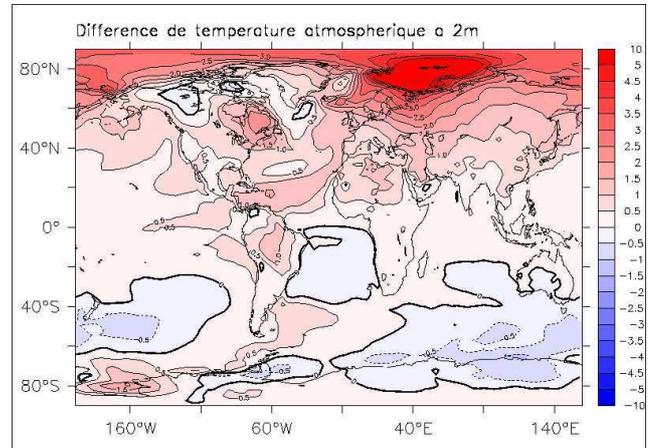


Fig. 2: Différence de température atmosphérique de surface à 2m entre STG et STC à 4xCO2. Les contours sont espacés tous les 0.5 K.

#### ANALYSE DE LA REPONSE TRANSITOIRE DES SCENARIOS EN ARCTIQUE

Les différences de forçage en eau douce entre STG et STC apparaissent dès le début du transitoire (Fig. 3.a). Le forçage supplémentaire en eau douce dans STC par rapport à STG peut affecter localement les températures de surface de mer (SST) et la couverture de glace de diverses façons. Premièrement, la diminution de la salinité peut diminuer la température du point de congélation et favoriser l'augmentation de la glace de mer. Cependant la différence de température de congélation entre les 2 scénarios n'est que de 0.2 K et ne semble pas créer de différence de couverture de glace les 70 premières années (Fig. 3.d). D'autre part, une salinité plus faible peut aussi générer une diminution de la couche de mélange qui peut affecter la capacité thermique de l'océan et ainsi la SST. Cependant la différence de couche de mélange entre les deux scénarios (Fig. 3.b) ne dépasse pas les 2 m, et ne semble pas associé à des différences de SST avant l'année 70. Ce mécanisme ne semble donc pas à l'origine de la divergence entre les 2 simulations après l'année 70. Troisièmement, on peut aussi imaginer que l'anomalie d'eau douce entre les deux scénarios pourrait conduire à des différences locales dans les courants géostrophiques. Cependant, comme l'anomalie est répartie uniformément au-dessus de 40°N, elle ne peut engendrer des différences sur le gradient stérique des hautes latitudes (Ottera et Drange, 2004)<sup>11</sup>. Ainsi, il apparaît que des mécanismes locaux dus à la différence de forçage en eau douce ne peuvent être à l'origine des différences de SST et de couverture de glace observées entre les simulations scénarios.

Ces différences sont statistiquement significatives après l'année 70. Elle succède de 10 ans la différence, elle aussi statistiquement significative, entre les AMOCs des deux scénarios. Cette relation temporelle, ainsi que les différences en transport de chaleur méridien associées, plaident en faveur de ce mécanisme pour expliquer les différences de SST en Arctique. En effet le transport de chaleur méridien est 50 TW plus important dans TSG que dans TSC autour de l'année 60. Cette différence se retrouve au niveau de la section entre le Spitzberg et la Nouvelle Zemble autour de l'année 70.

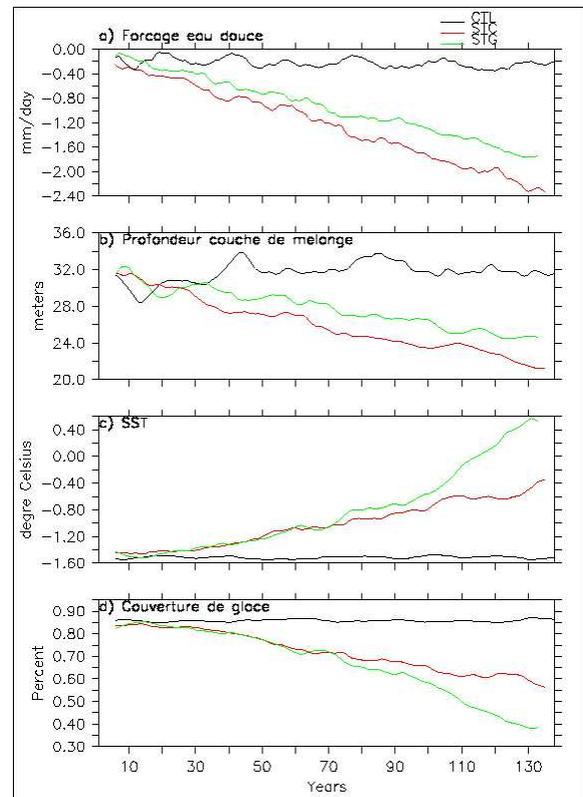


Fig. 2 : Evolution moyenné sur l'Arctique a) de forçage en eau douce, b) de profondeur de couche de mélange, c) de SST, d) de couverture de glace, pour les 3 expériences, en noir CTL, en rouge STC, en vert STG.

Ceci entraîne des changements dans le bilan de chaleur des hautes latitudes, et permet d'expliquer la différence de couverture de glace au-dessus de la mer de Barents, corrélée à une augmentation de température significative à cet endroit (Fig. 4). L'augmentation de SST dans STG par rapport à STC favorise la fonte de la glace ce qui a pour effet de diminuer l'albédo et donc de modifier le bilan radiatif ce qui augmente la température au-dessus de la mer de Barents. Le réchauffement s'étend ensuite tout autour de ce centre d'action via la circulation atmosphérique ce qui explique le réchauffement global sur tout l'hémisphère nord (Fig. 2).

#### 4. CONCLUSIONS

Dans cette étude, nous avons estimé la quantité de fonte des glaciers et l'impact que cette fonte pouvait avoir sur l'AMOC en simulation scénario avec le modèle couplé de l'IPSL. Pour ce faire, deux versions de ce modèle, prenant en compte ou non la fonte des glaciers, ont été intégrées pendant 140 ans, avec une augmentation de la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique de 1%/an. Les différences de température de surface sont très importantes à la fin des 2 simulations, avec une différence globale de 0.44 K à 4xCO<sub>2</sub>, et des réponses locales supérieures à 5 K au-dessus de la mer de Barents. Ces différences de température atmosphériques sont attribuées aux différences d'AMOC entre les 2 simulations. La simulation ne prenant pas en compte la fonte des glaciers voit en effet son AMOC être réduite de 28% moins qu'avec la fonte des glaciers. Cette réduction plus faible maintient mieux le transport de chaleur vers le nord ce qui a pour effet d'accentuer la fonte de la glace de mer. Ce différentiel de fonte génère une différence d'albédo importante qui explique le réchauffement plus important dans la simulation sans la fonte des glaciers.

L'impact de la fonte des glaciers est donc primordial dans le modèle couplé de l'IPSL et doit être pris en compte dans les modèles couplés de la prochaine génération. Dans IPSL-CM4, la paramétrisation de ce processus est cependant assez grossière, et il est important de remarquer que les prédictions de fonte sont importantes et représente une disparition de 20% de la masse du Groenland à la fin des 140 ans d'intégration ce qui représente un cas de fonte un peu extrême. Cette étude a cependant mis en évidence l'importance de la fermeture du cycle hydrologique et la nécessité de prendre en compte la fonte des glaciers dans les scénarios futurs. Cette étude confirme aussi l'importance considérable de l'AMOC sur le climat et met en relief le fait que cette influence est principalement causée par couplage entre transport de chaleur méridien, lié à l'AMOC, et couverture de glace de mer.

#### Références:

1. Houghton, (ed. Press, C. U.) (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001).
2. Gregory, J. M. et al. A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Geophysical Research Letters* 32 (2005).
3. Trenberth, K. E. & Caron, J. M. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal Of Climate* 14, 3433-3443 (2001).
4. Winton, M. On the climatic impact of ocean circulation. *Journal Of Climate* 16, 2875-2889 (2003).
5. Gregory, J. M., Huybrechts, P. & Raper, S. C. B. Climatology - Threatened loss of the Greenland ice-sheet. *Nature* 428, 616-616 (2004).
6. Rahmstorf, S. & Ganopolski, A. Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climatic Change* 43, 353-367 (1999).
7. Fichefet, T. et al. Implications of changes in freshwater flux from the Greenland ice sheet for the climate of the 21st century. *Geophysical Research Letters* 30 (2003).
8. Marti, O. The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. Note du pôle de modélisation n°26 (2005).
9. Ganachaud, A. & Wunsch, C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature* 408, 453-457 (2000).
10. Swingedouw, D., Braconnot, P., Delecluse, P., Guilyardi, E. & Marti, O. The impact of global freshwater forcing on the thermohaline circulation: Adjustment of the North Atlantic convection sites in CGCM. (2005).
11. Ottera, O. H. & Drange, H. A possible feedback mechanism involving the arctic freshwater, the Arctic sea ice, and the north Atlantic draft. *Advances In Atmospheric Sciences* 21, 784-801 (2004).

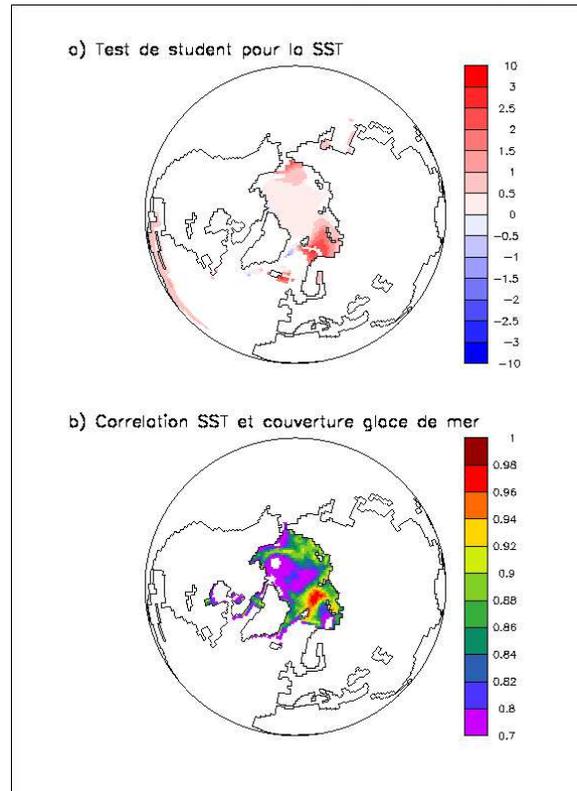


Fig. 4 : a) Différence de SST statistiquement significative à 95% et b) Corrélation entre les anomalies de couverture de glace et de SST entre STG et STC à 4xCO<sub>2</sub>.