

Variabilité et réchauffement en Atlantique Nord

Rapport de Master 2

Auteur :

Romain Escudier

Encadrants :

Dr. Juliette Mignot,

Dr. Didier Swingedouw

Date : du 08/03/2010 au 16/07/2010

Table des matières

1	Introduction	6
1.1	Interêt et motivation du sujet	6
1.1.1	La circulation thermohaline et le climat	6
1.1.2	Les zones de convection	6
1.1.3	Les simulations scénario	7
1.2	Le modèle IPSL-CM5	7
1.2.1	Présentation du modèle	7
1.2.2	Performances du modèle en contrôle	8
1.3	Méthodes d'analyse	11
1.3.1	Corrélation et significativité statistique	11
1.3.2	L'analyse en composantes principales	11
2	Variabilité	14
2.1	Cycle de 20-25 ans dans l'océan	14
2.1.1	Observation sur la MOC	14
2.1.2	Sites de convection	15
2.1.3	Le transport du sel jusqu'aux sites de convection	18
2.1.4	D'où vient l'anomalie de sel du Labrador?	19
2.2	Le rôle de l'atmosphère	23
2.2.1	Les modes de variabilité de l'atmosphère	23
2.2.2	Le lien entre la glace en Barents et l'EGC	24
2.2.3	Le rôle de la NAO à Fram	25
2.2.4	Le rôle de l'EAP	25
2.3	Conclusion	27
3	Influence du réchauffement climatique	30
3.1	Conséquences climatiques	30
3.1.1	La température de l'air au niveau du sol	30
3.1.2	Sur l'océan dans l'atlantique nord	31
3.2	Perte de la variabilité observée en contrôle	33

3.2.1	Observation sur les différents paramètres	33
3.2.2	Evolution des maillons du mécanisme proposé	34
3.2.3	Différence d'évolution entre les sites	36
4	Expérience de hosing	38
4.1	Les flux d'eau douce	38
4.1.1	Dans la simulation de contrôle	38
4.1.2	Dans les simulations scénario	39
4.2	Conséquences du hosing	41
4.2.1	La température de l'air au niveau du sol	41
4.2.2	L'océan atlantique nord	41
4.3	Explications	43
5	Conclusion	46
	Table des figures	48

Chapitre 1

Introduction

1.1 Interêt et motivation du sujet

1.1.1 La circulation thermohaline et le climat

La circulation thermohaline est une circulation océanique à l'échelle de la Terre due à des gradients de densité entre les masses d'eau. Elle permet de redistribuer l'excédent de chaleur fourni par le soleil au niveau de l'équateur, vers les pôles. Ce transport de chaleur est particulièrement important dans l'Atlantique où la circulation thermohaline, parfois également appelée MOC (Meridional Overturning Circulation), serait responsable du transport de 1PW vers le nord sur les 6PW d'énergie transportée par le système climatique dans son ensemble (Trenberth and Caron, 2001).

Cette énergie transportée est alors transmise à l'atmosphère aux hautes latitudes adoucissant le climat en Europe par exemple. C'est pourquoi l'étude de la MOC, ses variations en situation "normale" et son comportement dans un scénario de changement climatique est essentielle pour comprendre le climat dans ces régions.

1.1.2 Les zones de convection

Un des phénomènes qui serait le moteur des variations de cette circulation est la convection profonde qui a lieu dans quelques zones spécifiques de l'océan. Ces zones sont situées dans le nord de l'Atlantique et autour de l'antarctique. L'augmentation de la densité de surface déstabilise la colonne d'eau, ce qui entraîne un mélange vertical intense : la convection profonde. C'est cette convection qui entraîne les eaux chaudes de surface d'origine tropicale vers le nord dans le cas de l'Atlantique. Les eaux profondes ainsi formées partent, elles, vers le sud et sont distribuées dans tous les océans du globe via l'océan du sud.

1.1.3 Les simulations scénario

Dans la plupart des simulations de changement climatique, on observe une diminution de la MOC (Gregory et al., 2005), qui semble liée à la diminution de la convection profonde (Wood et al., 1999). En effet, le réchauffement des eaux de surface entraîne une diminution de la densité et ces eaux plongent plus difficilement en profondeur.

De plus, il a été montré (Ridley et al., 2005) que le réchauffement induit par une augmentation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère devrait faire fondre la calotte polaire (inlandsis) du Groenland. Cet apport d'eau douce pourrait directement influencer sur la convection profonde puisqu'un apport d'eau douce diminuerait la densité de surface des sites de convection, ces eaux n'étant alors plus assez denses en hiver pour déstabiliser la colonne d'eau. La circulation, qui est liée à la convection dans ces zones serait alors perturbée. Cet effet indirect du réchauffement n'a jusqu'à présent pas été pris en compte dans les modèles couplés de climat utilisés pour prévoir les changements climatiques (Meehl et al., 2007).

Des études ont alors été réalisées (Stouffer et al., 2006) pour tenter de comprendre les effets d'un apport d'eau douce dans l'Atlantique Nord. Cependant, dans ces études, l'apport d'eau douce est uniformément réparti sur l'Atlantique nord et sans prendre en compte le réchauffement climatique par ailleurs. D'autres études ont alors été menées (Swingedouw et al., 2007) pour combiner l'apport d'eau douce et le réchauffement et ce stage s'inscrit à la suite de ces résultats.

Le but du stage est alors de s'intéresser aux effets sur la circulation océanique d'un changement climatique de type A2 (Scénario de "business as usual") dans un premier temps. Puis d'étudier les conséquences d'une injection d'eau douce le long du Groenland (hosing) dans un scénario de changement climatique de type A2 également. L'injection d'eau douce commence 50 ans après le début du réchauffement car c'est l'estimation de temps qu'il faudrait à la calotte du Groenland pour commencer à fondre significativement.

Après les premières analyses du modèle, il est apparu que l'étude de la variabilité en contrôle était déterminante pour comprendre ce qui se déroule dans les scénarios. En effet, une forte périodicité est présente dans cette simulation (cf 2.1) et elle est perdue dans les simulations de réchauffement (cf 3.2). Ainsi, la première partie du stage a été consacrée à l'analyse de la variabilité dans la simulation de contrôle.

1.2 Le modèle IPSL-CM5

1.2.1 Présentation du modèle

Le modèle IPSL-CM5 est la cinquième version du modèle couplé de l'IPSL conçu pour le cinquième rapport du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat).

Ce modèle couple le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ, le modèle de circulation générale océanique ORCA/OPA, le modèle de glace de mer LIM et le modèle OR-

CHIDEE de surface continentales. Un schéma de trajectoire de rivière distribue l'excès de précipitations sur le continent vers l'océan aux points de grille appropriés. L'océan et l'atmosphère échangent des flux de moment, de chaleur et d'eau douce une fois par jour avec le coupleur OASIS. Il n'y a pas d'ajustement de flux car la conservation des flux de chaleur et d'eau douce est assurée par le couplage. La grille du modèle possède une résolution de 96x96 points horizontaux répartis régulièrement pour l'atmosphère et 182x149 points horizontaux répartis de façon irrégulière (grille ORCA) pour l'océan, ce qui correspond pour ce dernier à 2° de résolution avec une résolution accrue de 0.5° dans les zones équatoriales. L'atmosphère est modélisée avec 19 couches verticales et l'océan 31 avec la plus grande résolution dans les 150m de surface.

Dans ce rapport, les simulations sont appelées :

- ST11 : la simulation de contrôle qui dure plus de 270 ans après l'ajustement initial. On l'étudie sur les 110 ans des scénarios pour pouvoir faire les comparaisons.
- ST11_A22 : la simulation de changement climatique de type A2 sur 110 ans (1990-2099)
- ST11_A22_h1 : la simulation de changement climatique avec l'expérience de hosing à partir de 2050.

1.2.2 Performances du modèle en contrôle

Regardons, en premier lieu, la climatologie du modèle dans la simulation de contrôle (ST11). La figure 1.1 présente les valeurs moyennes de variables zonales. On reconnaît la structure caractéristique de l'Atlantique pour ces variables : dans l'Atlantique, les courants de surface, chauffés et salés dans les tropiques, progressent vers le nord. Là, ils plongent au fond par les phénomènes de convection profonde ; cette plongée est très visible pour la salinité zonale. Puis, ils redescendent vers le sud pour rejoindre le courant circumpolaire et les autres océans. Cette partie de la circulation thermohaline est ainsi bien représentée dans le modèle étudié.

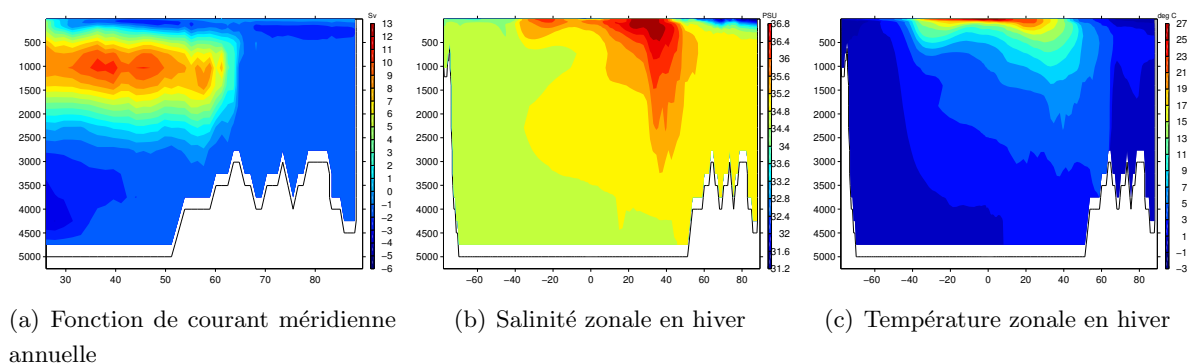


FIGURE 1.1 – Climatologie de variables zonales en contrôle.

Ensuite, nous nous intéressons à la climatologie de quelques variables clés pour l'océan

atlantique. Ces variables, présentées en figure 1.2 sont comparées avec les valeurs obtenues par les observations (figure 1.3).

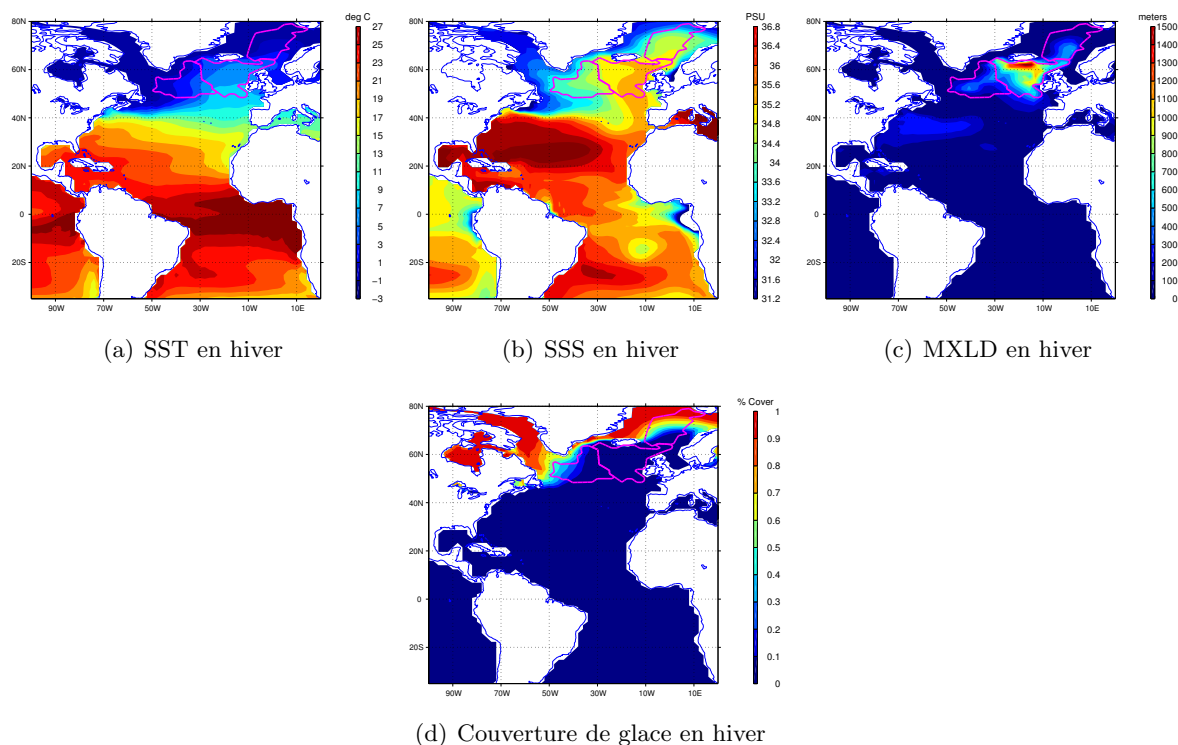


FIGURE 1.2 – Cartes de climatologie du modèle en contrôle (ST11). Les valeurs hivernales sont prise en moyenne sur Janvier-Février-Mars. En mauve sont indiquées les zones de convection.

Si l'on compare la figure 1.2(a) avec la figure 1.3(a), on constate que le modèle reproduit assez bien les structures de l'océan atlantique mais qu'il possède des imperfections. Ainsi, dans les tropiques, la température à l'ouest n'est pas assez haute et il sous-estime également la température dans la mer du Labrador.

Concernant la salinité de surface (figures 1.2(b) et 1.3(b)) , si les structures sont à peu près respectées, il accentue trop les contrastes entre les endroits. Les valeurs extrémales de la salinité sont ainsi trop importantes comparativement aux données d'observation.

Pour la profondeur de couche de mélange, comme dans la version précédente du modèle, la convection dans la mer du Labrador est inexistante et la zone de convection au sud de l'Islande devrait être plus à l'est, en mer d'Irminger. Quant à la convection en mer GIN, elle est plus au sud que dans les observations. De manière générale, la profondeur de la couche de mélange au niveau des sites de convection est surestimée dans le modèle.

Enfin, la couverture de glace en hiver est présentée à titre indicatif en figure 1.2(d). On constate que la mer du Labrador est prise dans la glace en hiver ce qui explique qu'il n'y ait pas de convection profonde dans cette zone.

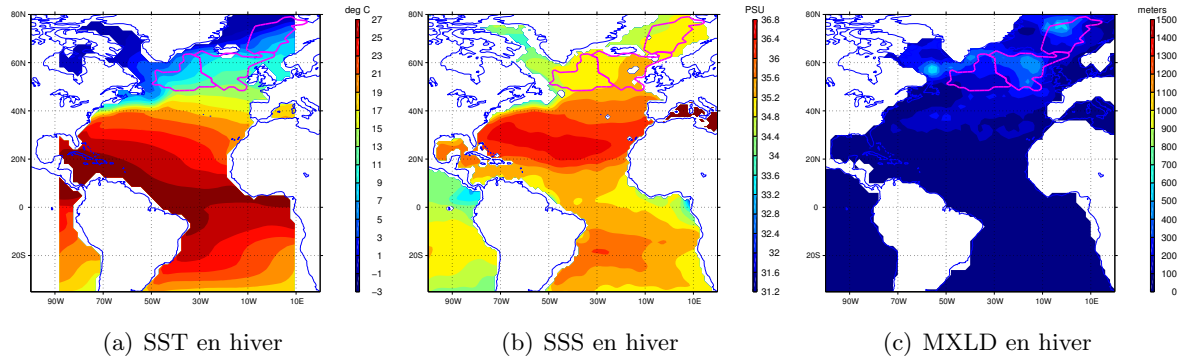


FIGURE 1.3 – Cartes de climatologie des observations. En mauve sont indiquées les zones de convection du modèle.

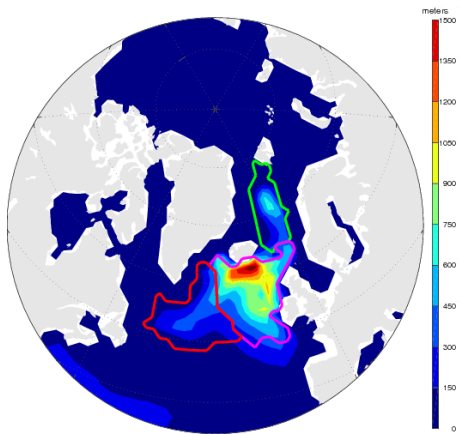


FIGURE 1.4 – Position des boîtes prises pour les indices de zones de convection avec la profondeur moyenne en hiver de la couche de mélange dans la simulation de contrôle sur 270 ans. La zone nord est en vert, la zone sud en mauve et la zone ouest en rouge.

(voir section 3.1.2).

Avec ce seul critère on n’obtient que deux zones distinctes pour l’atlantique nord. Les zones Sud et Ouest (figure 1.4 en mauve et rouge resp.) sont différenciées par l’écart type de la salinité, la zone Sud étant définie par un écart-type de salinité $\sigma_S < 0.5PSU$. La zone ouest se distingue alors de la zone sud par sa position au centre de la gyre subpolaire ce qui va induire des comportements différents dans les scénarios de réchauffement et de hosing, justifiant leur

Pour déterminer les zones de convection, il n’y a pas de critère universel et objectif. La convection profonde est une plongée des eaux de surface vers le fond, ce qui se traduit dans les modèles par une augmentation de la couche de mélange. Plusieurs critères ont été étudiés pour la définition des zones de convection et le critère choisi est que la couche de mélange en hiver atteigne au moins une fois dans l’une des simulations 600m de profondeur. Le critère sélectionné permet de bien représenter toutes les zones de convection et reste cohérent avec le concept de zone de convection puisqu’une couche de mélange de 600m dans cette partie du globe correspond à une convection profonde. Néanmoins, les différents critères (écart-type, moyenne hivernale de la couche de mélange) donnent des zones de convection assez similaires. Le critère porte sur toutes les simulations parce qu’on observe dans les simulations de réchauffement un déplacement des zones de convection, particulièrement la zone nord (figure 1.4 en

séparation.

On s'intéresse donc à ces zones de convection en définissant un indice MLI (Mixed Layer Index) pour les caractériser. Cet indice est défini comme la couche de mélange moyenne en hiver dans ces zones.

1.3 Méthodes d'analyse

On décrit ici brièvement les principales méthodes d'analyse utilisées dans la suite du rapport.

1.3.1 Corrélation et significativité statistique

La corrélation entre deux séries x_i et y_i est définie par :

$$Corr = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Pour déterminer la significativité statistique des corrélations trouvées, on suppose que les séries étudiées sont normalement distribuées (hypothèse classique pour des jeux de données géophysiques qui sont relativement longues en général).

On définit alors l'hypothèse nulle (H_0) : $Corr(x, y) = 0$. L'hypothèse alternative H_1 étant que la corrélation est non nulle. On peut montrer alors que, sous l'hypothèse H_0 , t défini par

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \rightarrow Student(n-2)$$

où r est l'estimation de la corrélation et n le degré de liberté. Pour calculer le degré de liberté, la formulation de Bretherton et al. (1999) qui tient compte de la persistance de chacune des séries a été utilisée.

Ensuite, une estimation du niveau de significativité a été calculée par inversion de la fonction de répartition de la loi de Student pour un niveau de significativité donné. Sur les figures de corrélation du rapport, la zone colorée correspond à des valeurs de corrélation non significatives à 5%.

1.3.2 L'analyse en composantes principales

Le but de l'analyse en composantes principales (ou EOF en anglais) est de réduire un jeu de données très grand en un jeu plus petit mais contenant l'essentiel de la variabilité observée. Pour cela, on décompose les variations en plusieurs modes principaux indépendant entre eux.

Une analyse en composantes principales se déroule ainsi : on dispose de p points d'espace avec pour chacun une série temporelle de taille n d'évolution de la variable qui nous intéresse. On crée alors une matrice \mathcal{M} de taille $p \times n$ avec ces points d'espace et leur série temporelle. Cette matrice est alors multipliée par sa transposée (matrice de covariance).

$$Cov = \mathcal{M} \cdot {}^t\mathcal{M}$$

Ensuite, il suffit de diagonaliser la matrice de covariance. Les vecteurs propres E_i et les valeurs propres λ_i sont définies par

$$Cov.E_i = \lambda_i E_i$$

Les vecteurs propres correspondent alors aux structures spatiales des modes principaux et les valeurs propres à leur variance. On obtient la série temporelle associée à la structure spatiale par

$$F_i = {}^t M.E_i$$

La diagonalisation de la matrice de covariance assure l'orthogonalité des vecteurs propres qui permettent alors de représenter la variabilité de la variable étudiée de manière condensée.

Chapitre 2

Variabilité

2.1 Cycle de 20-25 ans dans l'océan

2.1.1 Observation sur la MOC

Pour étudier l'évolution temporelle de la circulation thermohaline, on définit l'indice MOI (Meridional overturning Index) comme le maximum de la moyenne annuelle de la fonction de courant méridienne dans l'atlantique (MSF : Meridional Stream Function) entre 10°N et 60°N pour une profondeur d'au moins 500m, afin d'éviter les courants de surface d'Ekman. On observe, dans la simulation de contrôle, figure 2.1(a), que la circulation thermohaline, à travers cet indice, possède une importante variabilité "naturelle", c'est-à-dire non forcée par un forçage externe à l'échelle de temps décennale. Cette variabilité caractérisée par une périodicité d'une vingtaine d'années avec une amplitude de l'ordre de 2 Sv que l'on peut observer sur la figure 2.1 montrant l'autocorrélation de l'indice MOI ainsi que son évolution temporelle.

Ce cycle est intéressant à étudier car il pourrait peut-être permettre de prévoir les variations du climat si l'on en comprend le mécanisme. De plus, on verra (cf 3.2) que ce cycle est perdu dans le scénario de réchauffement climatique et il est donc cohérent de chercher à comprendre son fonctionnement. D'autres modèles couplés ont également fait apparaître un cycle dans l'évolution en simulation de contrôle, comme Danabasoglu (2008), ce qui tend à montrer que son existence n'est pas anodine.

Par quel moyen la MOC et les sites de convection acquièrent-ils cette mémoire d'une vingtaine d'années ? Ce cycle est-il purement océanique ou fait-il intervenir un couplage avec l'atmosphère ? Dans la suite de cette partie, on propose d'explorer ces questions.

On a vu qu'il existait un fort lien entre les zones de convection (cf 1.2.2) dans l'atlantique nord et la circulation thermohaline. Si l'on regarde alors la corrélation entre les indices MLI des zones de convection et l'indice MOI, on constate (figure 2.1(b)) que la MOC est corrélée avec ces zones avec un décalage temporel de 9 ans pour les zones Sud et Ouest. Cette corrélation s'explique par une intensification des courants dans la couche supérieure de l'atmosphère (pro-

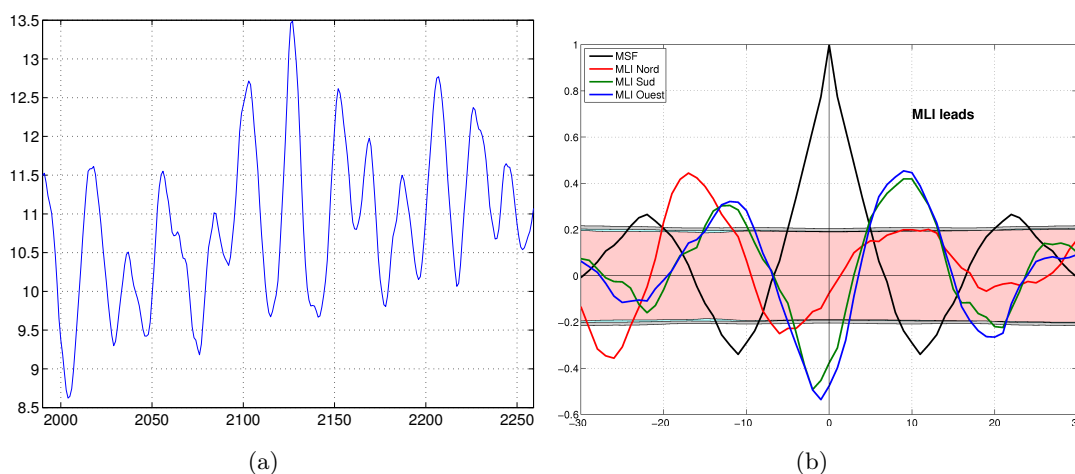


FIGURE 2.1 – Évolution temporelle et autocorrélation de MOI et corrélation avec les différents indices MLI dans la simulation de contrôle (ST11) effectuée sur 270ans. Les décalages de temps sont exprimés en années.

fondeur entre 300 et 1000m : cf figure 1.1(a)), entraînés par la plongée des eaux dans les zones de convection, lors d'un épisode de convection profonde. Cette intensification se propage ensuite progressivement dans tout l'océan atlantique jusqu'à augmenter le maximum de MSF.

La corrélation avec la zone Nord est nettement moins significative pour un décalage de temps en avance par rapport à la MOC (et elle serait de 5 ans en raison de sa période de 21 ans) que les autres sites ou que pour un décalage de -16 ans. Ceci nous indique que ce sont les zones Sud et Ouest qui influencent principalement la MOC, la zone Nord étant, elle, plutôt corrélée avec un retard par rapport à la MOC.

2.1.2 Sites de convection

Pour comprendre l'origine de la périodicité de l'indice MOI, on s'attache alors plus particulièrement aux zones de convections.

Nous avons vu (cf section 1.1.2) que la densité en surface est le facteur déclenchant de la convection profonde. On vérifie donc, tout d'abord, que la densité de surface annuelle est bien corrélée positivement avec les indice MLI (figure 2.2 en noir). La corrélation avec les indices est très forte en phase dans toutes les zones de convection, validant cette hypothèse.

Ensuite, on sait que la densité dépend de la pression, la salinité et la température. Puisque l'on est en surface, la pression est considérée constante et l'on veut déterminer les influences relatives du sel et de la température. L'équation d'état donnant la densité de l'eau de mer étant non-linéaire et assez compliquée, on la linéarise par un développement limité autour de la valeur moyenne temporelle en chaque point.

$$\rho = \rho_0(1 + \alpha_0(T - T_0) + \beta_0(S - S_0)) \quad (2.1)$$

Les variables indicées par 0 étant des constantes temporelles (considérées en chaque point de grille) :

$$\rho_0 = \bar{\rho}; T_0 = \bar{T}; S_0 = \bar{S}; \alpha_0 = \alpha(T_0, S_0); \beta_0 = \beta(T_0, S_0);$$

On prend alors la moyenne spatiale de $\alpha_0(T - T_0)$ et de $\beta_0(S - S_0)$ dans les zones de convections définies au paragraphe 1.2.2. On obtient un indice correspondant à la contribution des deux paramètres à la densité qui évolue en fonction du temps que l'on peut comparer à l'évolution temporelle de la densité totale pour évaluer l'importance relative du sel et de la température pour cette évolution.

Cette approximation (équation 2.1) par rapport à la densité non-linéaire a été vérifiée pour chaque zone de convection et chaque simulation (non montré).

On constate (figure 2.2) que c'est le sel qui est moteur de la convection profonde dans les trois sites de convection. En effet, la température joue plutôt un rôle limitant puisque sa contribution à la densité ($-\alpha_0 T$) est anticorrélée en phase par rapport à la convection.

La variabilité cyclique discutée dans la partie précédente est présente dans la plupart des variables océaniques que l'on peut trouver dans l'Atlantique Nord. On cherche alors un mécanisme pour expliquer ce cycle.

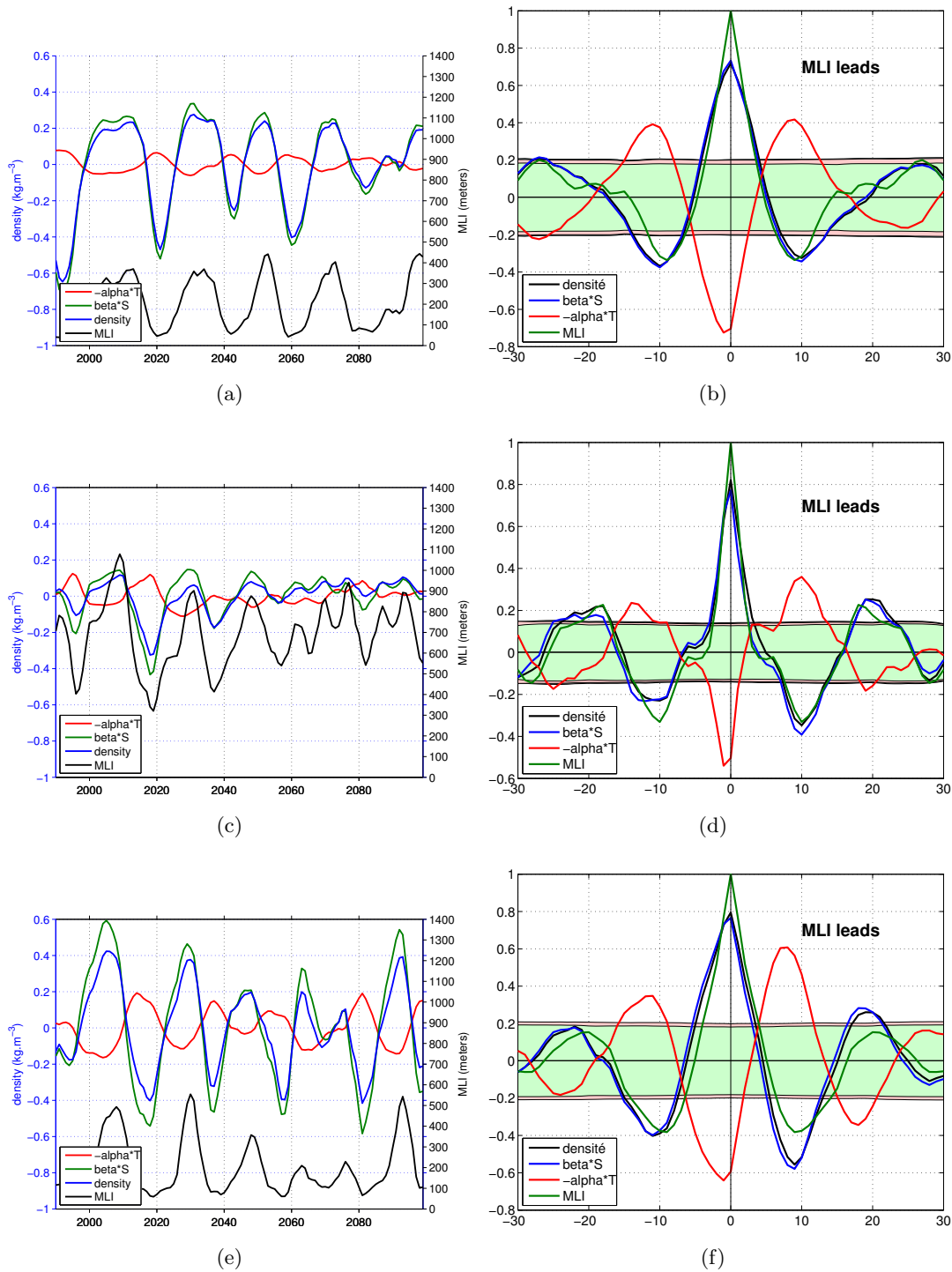


FIGURE 2.2 – A droite, autocorrélation de MLI et corrélation avec la densité calculées non-linéairement, $-\alpha^*T$ et β^*S pour les zones nord (b), sud (d) et ouest (f). A gauche, évolution temporelle de ces indices. Les indices sont pris en moyenne hivernale

2.1.3 Le transport du sel jusqu'aux sites de convection

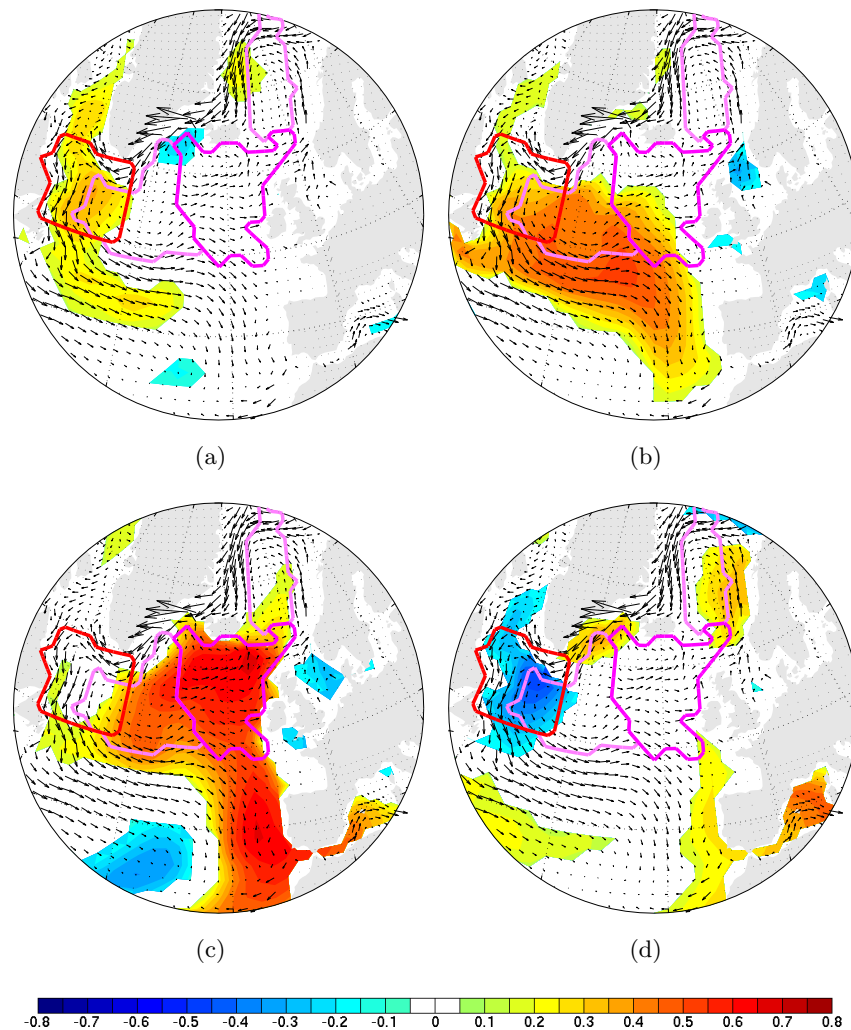


FIGURE 2.3 – Corrélation entre les séries temporelles de SSS annuelle en chaque point de la grille et la série temporelle de MLI en zone sud pour le lag -6 ans (a), -3 ans (b), 0 (c) et 4 ans (d). Les valeurs non significatives sont en blanc. Les zones de convection sont matérialisées en mauve et la zone rouge est la zone définie pour l'indice SSS lab. Les flèches correspondent aux courants de surface moyens.

On a vu (au paragraphe 2.1.2) que la profondeur de la couche de mélange variait avec la salinité de surface dans les zones de convection.

On effectue une corrélation entre de la SSS (Sea Surface Salinity) et les indices MLI afin de tenter d'expliquer les variations de profondeur de couche de mélange dans les zones de convection. Sur la figure 2.3, on a tracé pour différents décalages de temps cette corrélation sur l'indice MLI de la zone Sud (les corrélations sur les autres sites de convection donnent

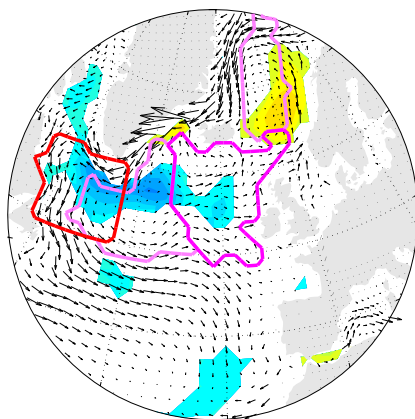


FIGURE 2.4 – Corrélation entre les séries temporelles de SST annuelle en chaque point de la grille et la série temporelle de MLI en zone sud pour un lag de 3 ans . Les valeurs non significatives sont en blanc. Les zones de convection sont matérialisées en mauve et la zone rouge est la zone définie pour l'indice SSS lab. Les flèches correspondent aux courants de surface moyens. L'échelle des couleurs est la même que dans la figure 2.4

des résultats très similaires). On voit alors que l'anomalie de sel (et de température, figure 2.4) responsable d'une anomalie de convection profonde dans la zone sud au lag 0 (figure 2.3(c)) semble être advectée par les courants de surface depuis le large du Labrador (figure 2.3(a), zone rouge) où elle apparaît 6 ans auparavant. Cette anomalie est ensuite advectée vers le site nord, qu'elle atteint 4 ans plus tard.

Ce mécanisme d'advection explique le retard observé entre les sites (figure 2.5(a)). Les sites sud et ouest étant corrélés avec un décalage entre 0 et 1 an, les sites nord et ouest avec un décalage entre 3 et 5 ans. On peut voir sur la figure 2.3(d) l'arrivée de l'anomalie de sel vers le site nord 4 ans après le site sud.

On introduit alors un indice pour caractériser cette anomalie de sel qui apparaît au large du Labrador. Cet indice (SSS lab) est calculé comme la moyenne de la salinité dans une boîte prise au large du labrador (en rouge figure 2.4).

Lorsque l'on trace la corrélation entre cet indice et les indices MLI correspondant à la convection dans les différents site (figure 2.5(b)), on voit distinctement le retard successif des zones de convection qui correspond à l'advection des anomalies.

2.1.4 D'où vient l'anomalie de sel du Labrador ?

Il s'agit maintenant de déterminer la provenance de cette anomalie de sel au large du Labrador. L'équation de conservation du sel peut s'écrire :

$$\frac{dS}{dt} = Flux_{atm} + \kappa \nabla_h^2 S$$

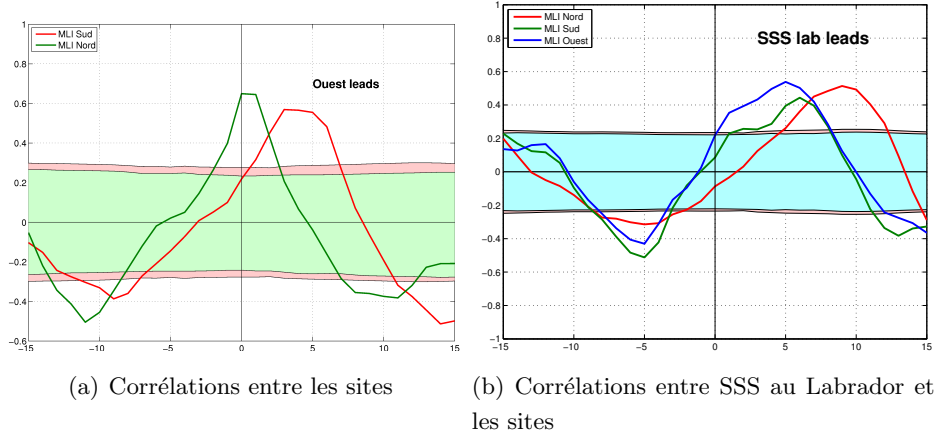


FIGURE 2.5 – Corrélation entre les indices MLI Sud et Nord et l'indice MLI de la zone Ouest dans la simulation de contrôle effectuée sur 270ans (a). Corrélation entre ces indices et SSS lab (b)

qui donne pour des anomalies temporelles $S' = S - \bar{S}$,

$$\frac{\partial S'}{\partial t} = - \overbrace{(u \cdot \nabla S)'}^{\text{advection horizontale}} - \overbrace{(w \cdot \nabla S)'}^{\text{advection verticale}} + \overbrace{(E - P - R + G)'}^{\text{flux atmosphere}} + \text{diffusion}$$

où E est l'évaporation, P les précipitations, R le flux des rivières et G les processus de glace. Par diffusion, on entend les processus de diffusions mais aussi de mélange turbulent.

Les flux atmosphériques d'eau douce sont d'abord examinés : il n'y a pas de signal significatif avant l'apparition de l'anomalie de sel dans la zone du Labrador dans aucun des flux atmosphériques. Cependant, un signal en évaporation se dégage plus tard, lors de l'advection vers les sites de convection. En effet, l'eau advectée par la gyre est non seulement plus salée (comme on l'a vu précédemment) mais également plus chaude, favorisant l'évaporation qui agit comme un feedback positif.

On regarde ensuite l'advection horizontale qui peut se séparer en plusieurs termes :

$$-(u \cdot \nabla S)' = -\bar{u} \cdot \nabla S' - u' \cdot \nabla \bar{S} - u' \cdot \nabla S'$$

Une corrélation entre la salinité de surface et l'indice SSS lab (non montrée) ne révèle pas de signal significatif avant l'apparition de l'anomalie indiquant qu'il n'y a pas de transport d'anomalie de sel vers le Labrador. On peut donc supprimer le terme $-\bar{u} \cdot \nabla S'$.

Ensuite, on lorsque l'on corrèle l'anomalie de sel (et de température) au large du Labrador avec le transport d'eau dans le détroit du Danemark (figure 2.6(a)), on obtient un signal significatif semblant indiquer que l'anomalie de sel que l'on peut observer au large du Labrador est déterminée par les variations du transport d'eau froide et peu salée par le East Greenland Current (EGC). Un décalage de temps de 3 ans avec un signal anticorrélé est observé ce qui

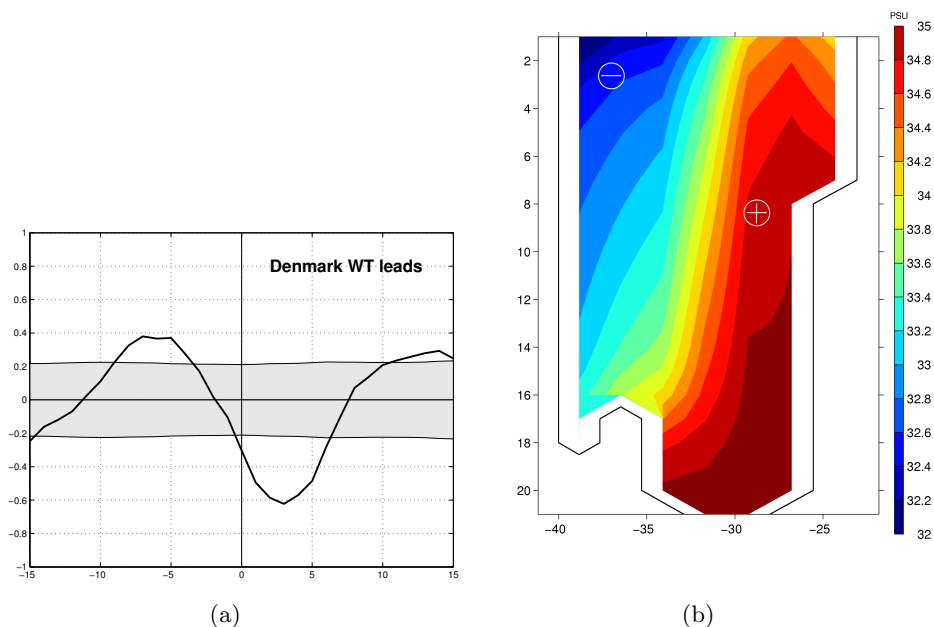


FIGURE 2.6 – Corrélations entre SSS au Labrador et le transport d’eau au détroit du Danemark (calculé pour les 50 premiers mètres) (a) et section de salinité dans le détroit du Danemark (b) dans la simulation de contrôle effectuée sur 110ans. Les courants moyens sont indiqués en blanc : le + indiquant un courant vers le nord et le - un courant vers le sud.

correspondrait au temps pour l’anomalie de salinité de se former et d’arriver au large du Labrador. L’anticorrélation s’explique par la faible salinité du courant EGC qui, lorsqu’il est faible, contribue à former une anomalie positive de salinité. Une section de salinité de ce détroit est présenté figure 2.6(b).

La corrélation entre l’anomalie de SSS lab et le transport d’eau dans le détroit du Danemark étant forte, on néglige les autres termes de l’équation : l’advection verticale et la diffusion.

Les causes des variations de l’EGC n’ont pas été totalement élucidées, cependant deux pistes principales ressortent de cette étude :

- La fonte de glace dans la mer de Barents

L’eau chaude et salée qui est advectée vers les sites de convections arrive en mer de Barents (cf figure 2.3(d)). Là, sa température fait fondre la glace entrainant une anomalie de couverture de glace en phase (figure 2.7(a)). Cette anomalie de couverture de glace dans la mer de Barents est statistiquement corrélée en phase avec les variations du transport d’eau dans le détroit du Danemark (figure 2.7(b)) ce qui semble fermer le cycle de variabilité (voir schéma récapitulatif section 2.3).

Cependant, nous n’avons pas pu trouver de processus purement océanique pour le lien entre la fonte de la glace en mer de Barents et l’accélération du courant EGC. Une

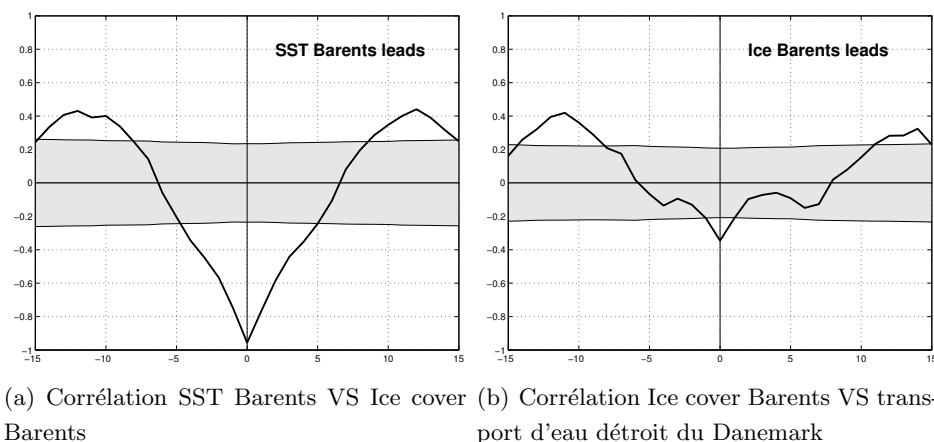


FIGURE 2.7 – Corrélations calculée dans le cadre de l'hypothèse d'une influence de la couverture de glace en mer de Barents dans la simulation de contrôle effectuée sur 110ans.

hypothèse incluant des processus atmosphériques est développée en section 2.2.

– Le transport de glace à Fram

Un autre facteur qui influencerait le courant le long du Groenland serait l'afflux d'eau par le détroit de Fram. Mais la corrélation entre le transport d'eau dans le détroit du Danemark et dans le détroit de Fram ne montre pas d'influence significative de ce dernier. Cependant, le transport de glace à Fram est, lui, significativement corrélé avec le transport d'eau dans le détroit du Danemark (figure 2.8(a)). Nous proposons une interprétation en terme de conservation de débit (eau + glace) entre Fram et le détroit du Danemark : un changement de débit de glace à Fram s'accompagnerait, un an plus tard, d'un changement de même nature dans le détroit du Danemark où la glace s'est entre-temps transformée en eau (ie peu salée et froide).

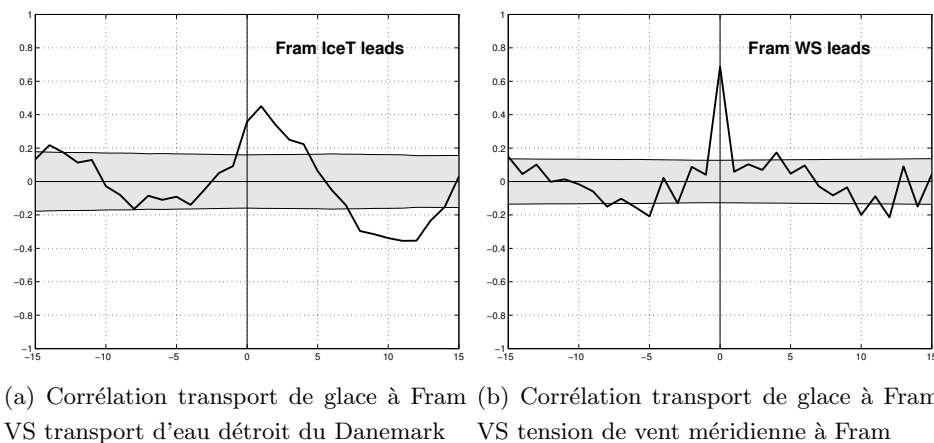


FIGURE 2.8 – Corrélations calculée dans le cadre de l'hypothèse d'une influence de Fram dans la simulation de contrôle effectuée sur 110ans.

De même que pour l'hypothèse de la couverture de glace en mer de Barents, le mécanisme ne semble pas pouvoir se fermer en considérant uniquement des phénomènes océaniques. On développe une possibilité d'éclaircissement quant aux causes de la variation du transport de glace à Fram dans la section 2.2.3.

2.2 Le rôle de l'atmosphère

Quelques pistes sont énoncées pour l'influence de l'atmosphère sur l'océan :

2.2.1 Les modes de variabilité de l'atmosphère

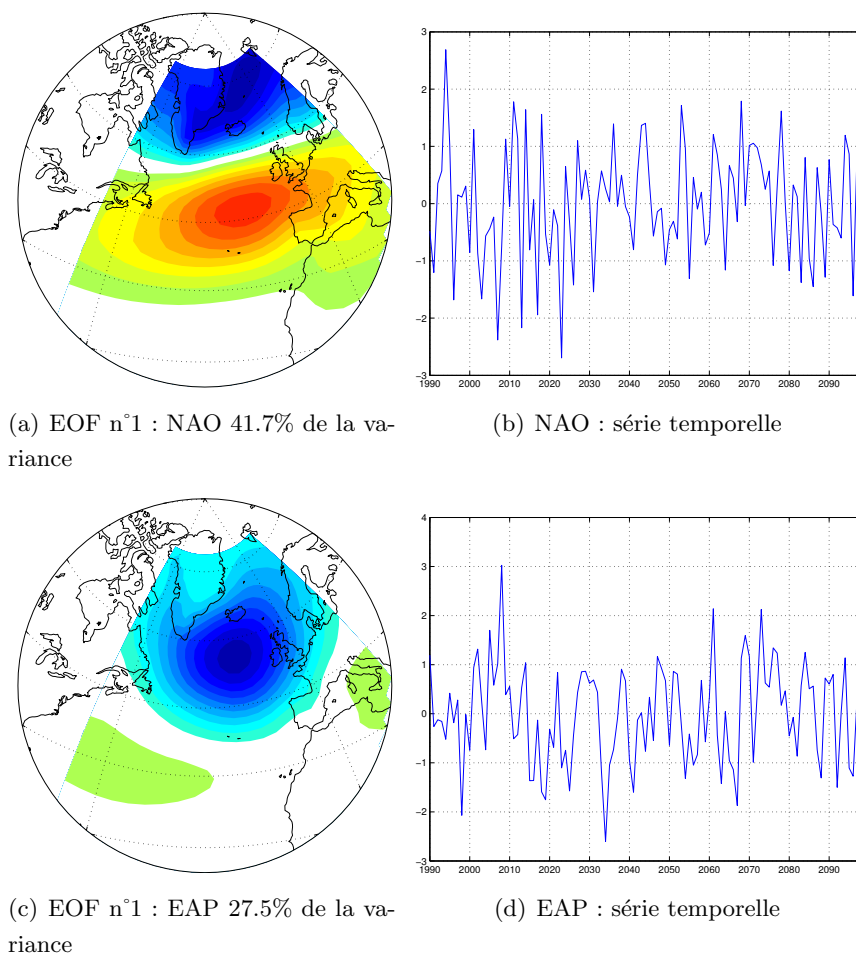


FIGURE 2.9 – Structure spatiale et série temporelle des premières EOF de la slp en Atlantique nord. La première EOF est la NAO et la deuxième est l'EAP (East Atlantic Pattern).

Les variations de la pression au niveau de la mer dans l'atmosphère en Atlantique Nord sont décrites à 42% par les variations de la NAO (North Atlantic Oscillation), le premier mode

issu de l'analyse en composantes principales. Ensuite, 28% de la variabilité restante est décrite par l'EAP (East Atlantic Pattern). La structure de ces deux modes dans le modèle étudié est donnée figure 2.9. Cette structure est très similaire à celle obtenue par les observations mais est décalée vers le sud, comme dans la version précédente du modèle (Msadek and Frankignoul, 2009).

2.2.2 Le lien entre la glace en Barents et l'EGC

Pour expliquer comment un changement dans la couverture de glace en mer de Barents a une influence sur le transport d'eau au niveau du détroit du Danemark, étudions un composite de la tension de vent en surface et de la température de l'air au niveau du sol par rapport à la couverture de glace dans la mer de Barents (figure 2.10).

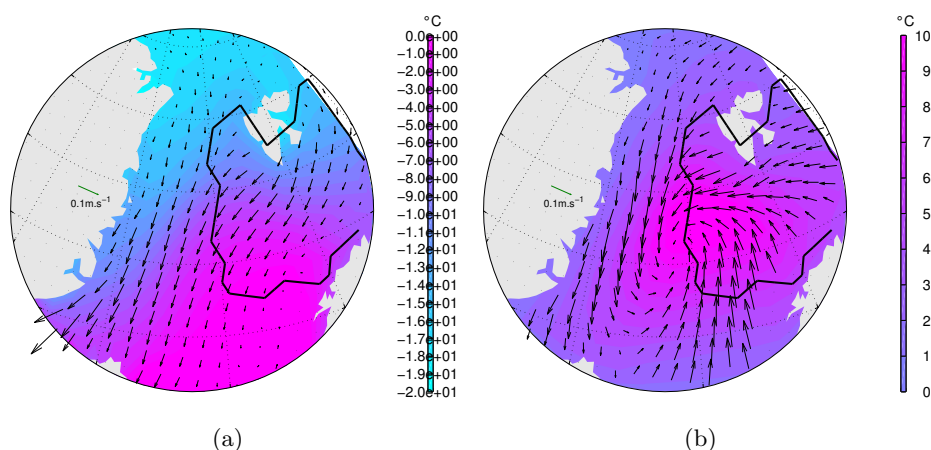


FIGURE 2.10 – Composite du vent et de la température au sol avec la couverture de glace en Barents (b) en valeurs hivernales. La valeur moyenne de ces deux variables est présentée en figure (a)

Ce composite indique qu'une diminution de la couverture de glace en mer de Barents induirait localement une augmentation assez forte de la température de l'air au niveau du sol (de l'ordre de 10°C). Cette augmentation de la température au sol, en accord avec les expériences de sensibilité de Deser et al. (2007), est associée à une circulation cyclonique autour de cette anomalie de température de l'air. On peut observer cette circulation sur le composite de tension de vent (figure 2.10). La significativité statistique n'a pas été calculée pour ce composite et il faudrait l'évaluer pour confirmer ces déductions.

On suggère que, par l'équilibre de Sverdrup, les vents ainsi créés, augmenteraient la circulation de gyre cyclonique dans les mer GIN et par conséquent le courant EGC et donc l'augmentation du transport d'eau dans le détroit du Danemark.

Un phénomène similaire a été détecté par Guemas and Salas-Melia (2008) dans une simulation de réchauffement où la fonte de la glace de mer en Barents créait une circulation cyclonique

au dessus du Spitzberg.

2.2.3 Le rôle de la NAO à Fram

Comme on l'a vu en section 2.2.1, la pression de l'air au niveau de la mer peut être expliquée à 40% par la NAO (Oscillation Nord Atlantique). Si l'on fait la corrélation entre l'évolution temporelle de la NAO et le transport de glace à Fram, on obtient un signal significatif entre une phase positive de la NAO et un transport accentué de glace à Fram en phase.

Ceci peut s'expliquer par le fait qu'une NAO + signifie des vents vers le sud plus importants qui agissent donc sur la glace au niveau du détroit de Fram augmentant ainsi le débit de glace. L'eau qui est protégée du vent par la glace n'est pas influencée au premier ordre par celui-ci, le transport d'eau n'est donc pas corrélé avec les vents.

Néanmoins, nos analyses ne nous ont pas permis de mettre en évidence une influence de l'océan sur la NAO pour expliquer un possible cycle de variabilité.

2.2.4 Le rôle de l'EAP

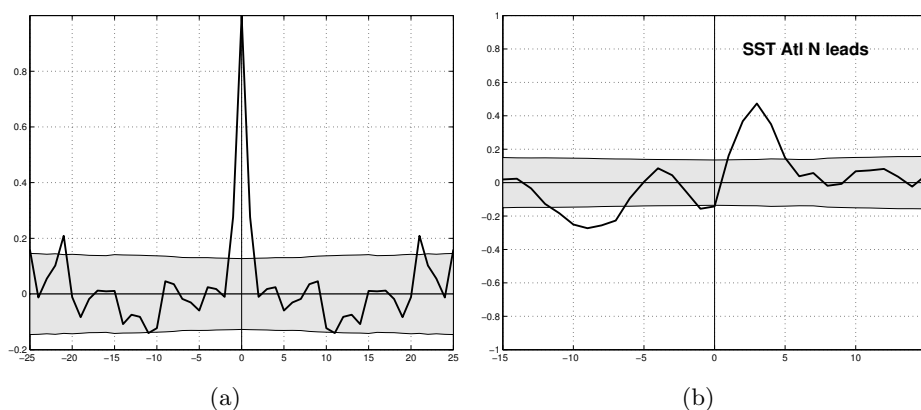


FIGURE 2.11 – Autocorrélation de l'EAP (a) et corrélation avec SST AtlN (b) dans la simulation de contrôle effectuée sur 110 ans.

Le deuxième mode de variabilité le plus important de l'atmosphère en Atlantique nord est l'East Atlantic Pattern (EAP). La caractéristique intrigante de ce mode de variabilité est qu'il possède lui aussi une périodicité de 21 ans (figure 2.11(a)) : un pic significatif est présent pour un décalage de 21 ans). Cette périodicité beaucoup trop longue pour l'atmosphère mais classique pour des processus océaniques donne à penser qu'il y a une action de l'océan sur l'atmosphère et en particulier sur ce mode de variabilité.

Cet indice nous a conduit à examiner la température de la surface moyenne de l'océan dans tout l'atlantique nord (SST atlN). En effet, l'article de Msadek and Frankignoul (2009) avait, sur la version précédente du modèle, montré le lien entre l'EAP et l'AMO (Atlantic

Multidecadal Oscillation) dont notre indice SST atlN est une approximation (car l'AMO défini par Sutton and Hodson (2005) est cet indice filtré à basse fréquence). On observe, lorsque l'on corrèle l'évolution temporelle de notre indice SST atlN avec l'évolution temporelle de l'EAP (figure 2.11(b)), un pic largement significatif lorsque la SST atlN précède de 3 ans. La température de surface de l'Atlantique Nord influencerait donc l'EAP, une anomalie chaude entraînant, 3 ans après, un épisode positif de l'EAP. Cette influence de l'océan sur l'atmosphère dans les moyennes latitudes n'est pas évidente et nous n'avons pas expliqué son origine mais la périodicité basse fréquence de l'EAP et la forte corrélation entre l'EAP et la SST AtlN quand celle-ci précède nous pousse à avancer cette hypothèse.

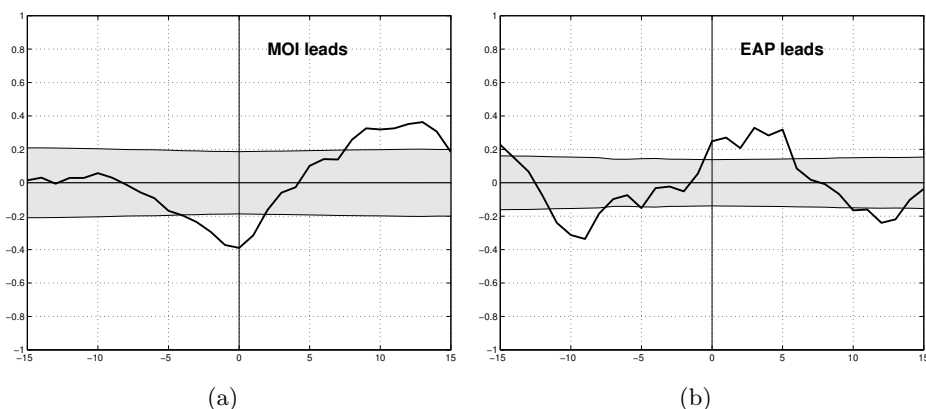


FIGURE 2.12 – Corrélation entre l'indice MOI et SST AtlN (a). Corrélation entre EAP et le transport d'eau au détroit du Danemark (b). Les corrélations sont prises pour la simulation de contrôle effectuée sur 110 ans.

L'indice SST atlN est quant à lui fortement corrélé avec la MOC 2.12(a) avec un décalage de temps de 13 ans en retard sur celle-ci. Ce lien, que l'on retrouve dans l'article de Msadek, s'expliquerait par le fait que l'accélération de la circulation thermohaline augmente la quantité d'eau chaude transportée vers le nord et donc la température en Atlantique Nord.

On a alors mis en lumière un nouveau cycle, plus long, qui viendrait s'ajouter au premier : l'anomalie de SSS lab agit sur les sites de convection qui agissent sur la MOC qui, à son tour influence la SST AtlN, celle-ci forcerait l'EAP. Pour fermer ce cycle, il faudrait comprendre comment l'EAP agit sur l'EGC. En effet, si une corrélation statistique pour un décalage de temps de 3 ans ressort de la corrélation entre le transport d'eau dans le détroit du Danemark et l'EAP (figure 2.12(b)), le mécanisme qui lie les deux n'est pas élucidé. Une hypothèse à explorer serait d'étudier les vents formés par l'EAP et de voir s'ils pourraient influencer le courant EGC.

2.3 Conclusion

La figure 2.13 synthétise les mécanismes possibles développés dans cette partie pour expliquer le cycle de 21 ans observé dans l’Atlantique Nord. Le grand cycle (en bleu), d’une durée de 34 ans (pour sa demi-période) correspondant alors à une période et demi, serait un amplificateur du cycle plus court (en rouge).

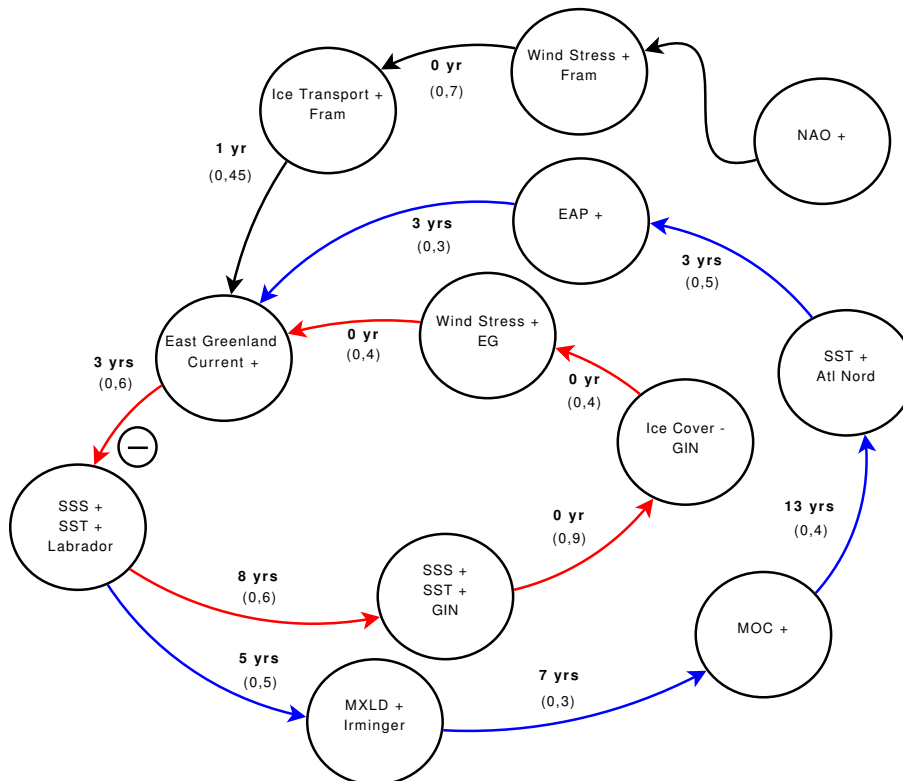


FIGURE 2.13 – Proposition de mécanismes. En rouge, le mécanisme de 22 ans, en bleu, le mécanisme de 68 ans et en noir, l’influence de paramètres hors des mécanismes. Sur les flèches, sont indiqués le décalage temporel et la corrélation (significative) entre les indices correspondants (entre parenthèses).

Le cycle court peut se résumer ainsi. Une anomalie positive de sel et de température au large du Labrador, formée par un ralentissement 3 ans auparavant de l’EGC (East Greenland Current) courant froid et peu salé, se propage grâce aux courants de surface jusqu’aux sites de convection (en 5 ans pour les sites au sud de l’Islande). L’anomalie de sel et de température, lorsqu’elle arrive en mer de Barents (8 ans après sa formation au large du Labrador), fait fondre la glace dans cette zone la même année. La fonte de la glace en mer de Barents crée une forte anomalie positive de température qui est liée à une circulation cyclonique des vents dans les mer GIN à l’échelle mensuelle. Ce vent induirait une accélération du courant EGC la même année que l’anomalie de température en mer de Barents conduisant à la partie inverse du cycle

(anomalie négative de sel et de température).

Pour le cycle long, il faut rappeler que l'anomalie de sel (arrivée 5 ans après dans les sites de convection) augmente la densité des sites ce qui les déstabilise déclenchant la convection profonde. La MOC est donc accélérée et augmenterait la température globale dans l'Atlantique Nord qui, par un processus qui n'a pas été expliqué, agirait sur un des mode de variabilité de l'atmosphère : l'EAP (East Atlantic Pattern). Ce mode, ainsi influencé par la température dans l'Atlantique Nord, interviendrait ensuite, sans doute par l'intermédiaire des vents, sur le courant EGC.

Chapitre 3

Influence du réchauffement climatique

3.1 Conséquences climatiques

3.1.1 La température de l'air au niveau du sol

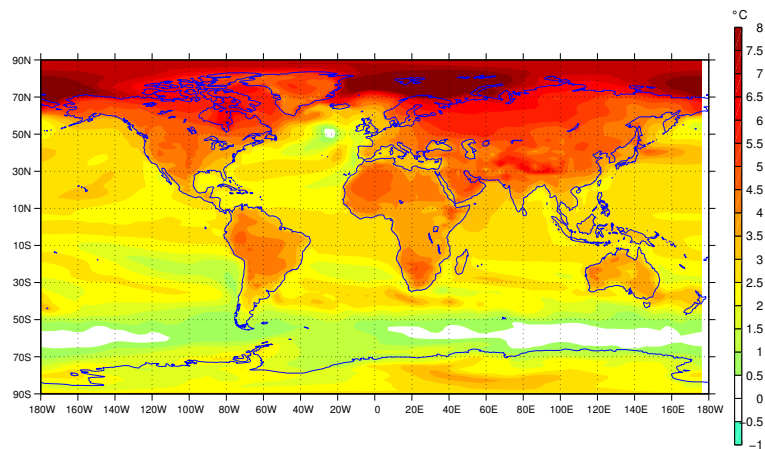


FIGURE 3.1 – Température de l'atmosphère au niveau du sol : on a retranché à T_{sol} pour l'expérience ST11_A2 moyennée entre 2080 et 2099 la moyenne sur 110 ans de T_{sol} pour l'expérience ST11

Dans un premier temps, nous nous intéressons aux effets globaux de l'augmentation du CO_2 . La figure 3.1 montre la situation de la température de surface T_{sol} en 2100. On remarque que les résultats sont très similaires à ceux présentés dans le dernier rapport du GIEC (figure 3.2). Sur cette carte, on constate une augmentation de la température sur toute la surface de la Terre avec un réchauffement plus prononcé dans l'hémisphère nord.

Cette différence entre le nord et le sud s'explique par la proportion plus grande de continents

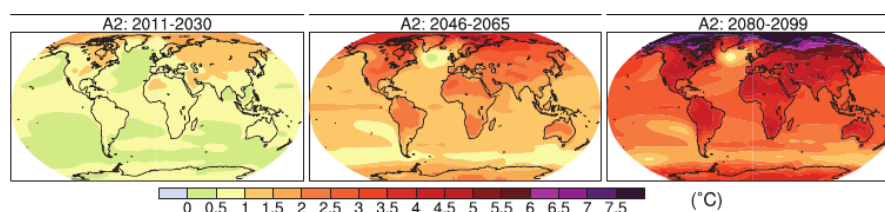


FIGURE 3.2 – Changement de température prévu par les différents modèle du GIEC. Les figures correspondent à la moyenne sur la période précisée au dessus pour un scénario A2 à laquelle on a enlevé la moyenne sur les années de référence (1980-1999).

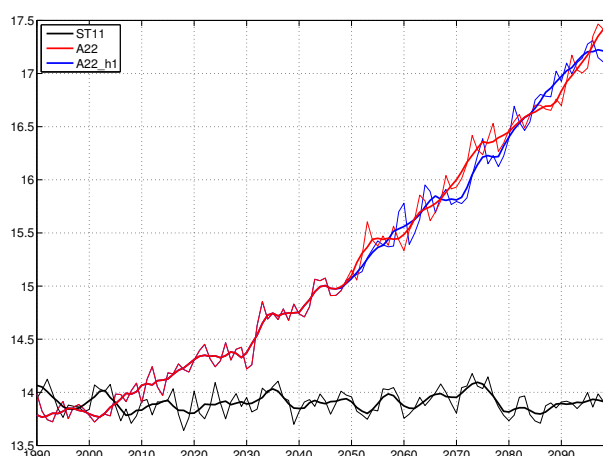


FIGURE 3.3 – Evolution de la température moyenne de l’air au sol. Un filtre passe-bas de 6 ans a été appliqué pour la courbe en gras.

par rapport aux océans au nord. Dans l’hémisphère sud, la chaleur de l’atmosphère est alors transférée aux océans contribuant à réduire le réchauffement de l’atmosphère. On a, de plus, la fonte de la glace et le changement d’albédo qui en découle contribue à réchauffer les hautes latitudes et principalement dans l’hémisphère nord où la glace de mer est plus importante.

La figure 3.3 présente l’évolution temporelle de la température moyenne de l’air au niveau du sol. Ici également, on retrouve les résultats présentés lors du dernier rapport du GIEC : une augmentation progressive de la température moyenne globale de 3.5° en cent ans. Le rapport du GIEC annonçant une fourchette entre 3 et 4°C . La courbe bleue correspondant à la simulation de hosing sera discutée au chapitre 4.

3.1.2 Sur l’océan dans l’atlantique nord

Les figures 3.4 présentent la différence entre la fin de la simulation de réchauffement et la simulation de contrôle prise comme état de référence pour quelques variables clés de l’Atlantique

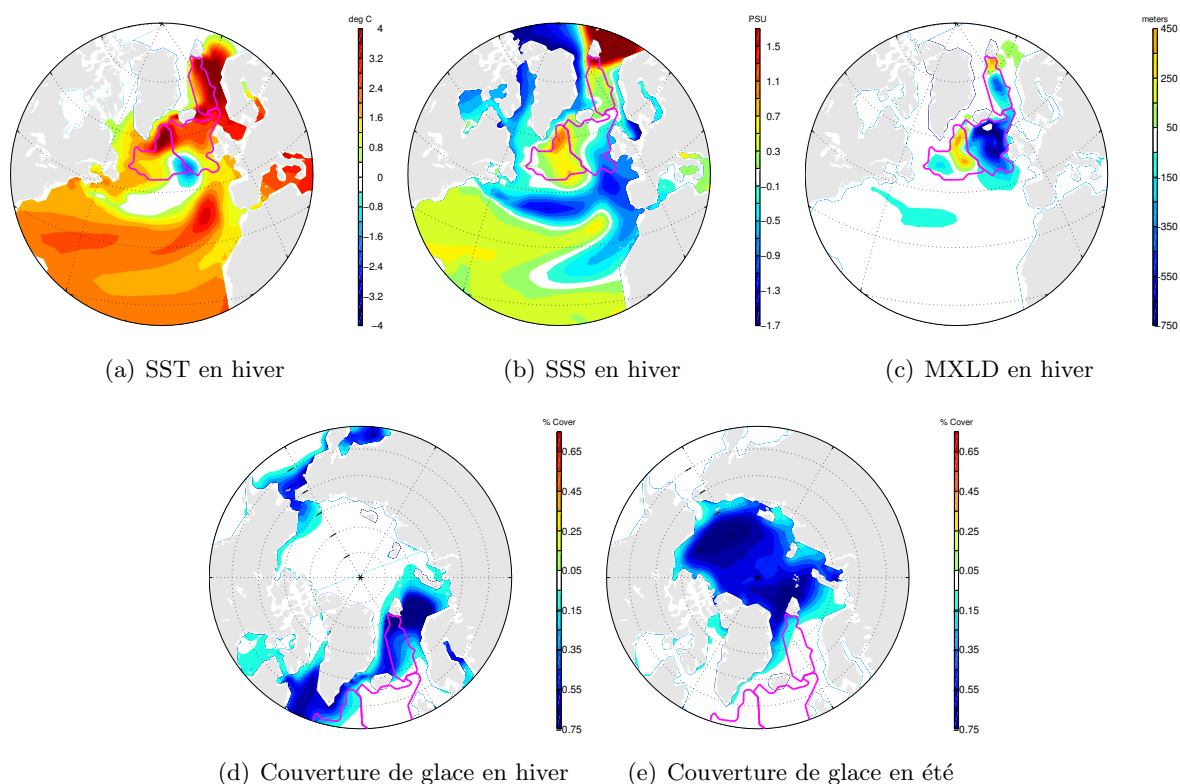


FIGURE 3.4 – Différence entre la moyenne sur les 20 dernières années de la simulation A22 et la moyenne sur la simulation de contrôle (ST11). Les valeurs hivernales sont prise en moyenne sur Janvier-Février-Mars et estivales sur Juin-Juillet-Août. En mauve sont indiquées les zones de convection.

Nord.

Pour la température de surface (figure 3.4(a)), on constate de façon assez logique une augmentation générale de la température due à l'augmentation de la température de l'atmosphère. Cependant, cette augmentation n'est pas homogène et on peut remarquer qu'au milieu de l'atlantique, entre l'Irlande et Terre Neuve, il y a un endroit où la température a diminué dans la simulation de réchauffement climatique. Cette zone plus fraîche est aussi visible dans la température de l'air au niveau du sol (figures 3.1 et 3.2)

La distribution de la salinité de surface (figure 3.4(b)) a été considérablement modifiée. En effet, une bonne partie de l'Atlantique nord est devenue moins salée probablement en raison de la fonte de la glace de mer mais également d'une augmentation du flux d'eau douce provenant de l'atmosphère (0.02 Sv non montré ici). Mais certains endroits ont, au contraire, connu une augmentation de la salinité, notamment, et cela aura (cf section 3.2.3) des conséquences sur toute la circulation océanique, dans les sites de convection Ouest et Nord.

Concernant la convection profonde, la figure 3.4(c) montre que l'activité a fortement diminué

dans le site Sud, le site Ouest semble, lui être plus actif et la convection au niveau du site Nord se décale de quelques degrés vers le nord. Ce déplacement du site Nord a motivé que le critère pour les sites de convection soit sur les trois simulations (section 1.2.2). L'évolution différente entre les sites Sud et Ouest est discutée en section 3.2.3.

Les cartes de couverture de glace en hiver et en été montrent que la glace a pratiquement disparu en été pour la fin de la simulation et que la limite glace en hiver est déplacée fortement au nord. Le déplacement vers le nord de la limite de glace a permis une convection profonde plus au nord tandis que l'augmentation de la température de surface a diminué la convection profonde plus au sud dans le site Nord. Ceci peut expliquer le déplacement du site de convection Nord.

3.2 Perte de la variabilité observée en contrôle

3.2.1 Observation sur les différents paramètres

Lorsque l'on trace l'évolution temporelle de l'indice MOI dans la simulation de contrôle mais aussi celle de réchauffement (figure 3.5), on constate une diminution de cet indice de 2,5 Sv (23%) ce qui n'est pas très important mais du même ordre que les prévisions obtenues dans le dernier rapport du GIEC. En plus de cette diminution, un élément frappant est la perte de

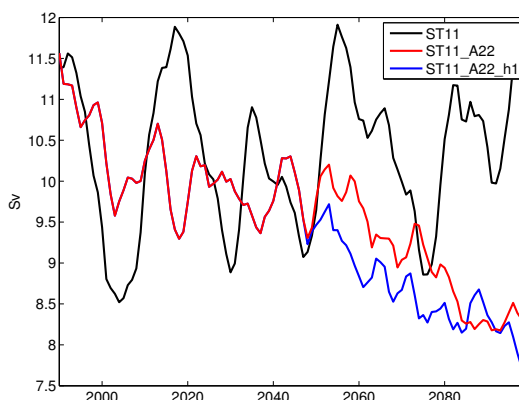


FIGURE 3.5 – Evolution de l'indice MOI représentant la MOC. Un filtre passe-bas de 6 ans a été appliqué.

la grande périodicité que l'on avait dans la simulation de contrôle. L'écart-type de la réponse transitoire de la MOC au scénario de réchauffement, si l'on enlève la tendance induite par ce scénario, est beaucoup plus faible que dans la simulation ST11.

Il apparaît alors pertinent de regarder non seulement pourquoi la MOC ralentit mais aussi pourquoi cette périodicité a disparu. Nous avons vu dans le chapitre précédent que la MOC dans l'Atlantique est intimement liée à la convection profonde dans les sites de convection au nord de l'océan atlantique. La figure 3.6 donne l'évolution temporelle des indices MLI de chaque site de convection. On constate d'abord que les sites Sud et Nord ont perdu leur variabilité.

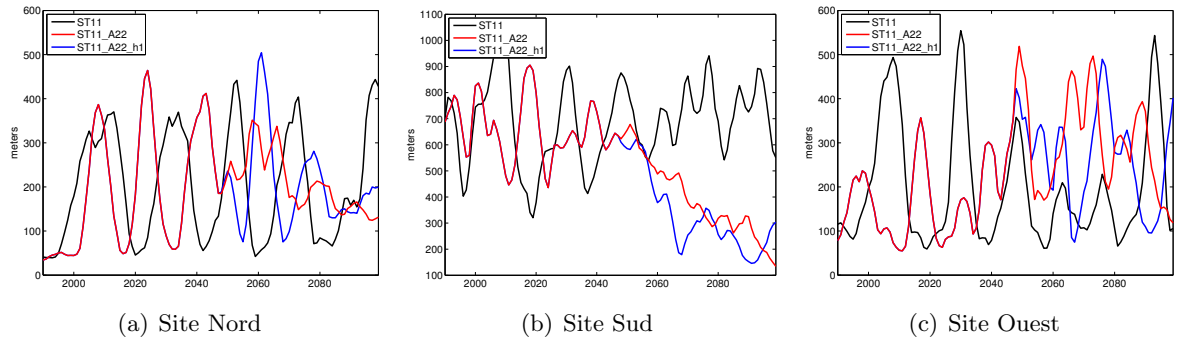


FIGURE 3.6 – Evolution des indices MLI dans les différents sites de convection. Un filtre passe-bas de 6 ans a été appliqué.

Or, nous avons déterminé (section 2.1.1) que ce serait en priorité le site Sud et le site Ouest qui influencent la MOC. On voit ici, que c'est plutôt le site Sud qui l'influence, ce qui est logique puisqu'il est beaucoup plus intense. Pour le site Nord, on remarque que les épisodes de convection ont lieu chaque année de façon plus régulière mais ils sont moins intenses.

Le site Ouest a, lui, gardé sa variabilité mais elle est devenue irrégulière. Il a également tendance à convecter chaque année ce qui augmente la valeur moyenne de la profondeur de sa couche de mélange.

3.2.2 Evolution des maillons du mécanisme proposé

On s'intéresse alors à l'évolution des différents maillons du mécanisme proposé au chapitre 2.

La première variable que l'on peut regarder est la température de surface en mer de Barents (figure 3.7(a)) ; elle augmente régulièrement en raison du réchauffement climatique qui agit par le forçage atmosphérique. La couverture de glace dans la même zone (figure 3.7(b)) diminue, sans doute pour cette raison, jusqu'à ce qu'elle atteigne 0 : il n'y a plus de glace en mer de Barents à partir de l'année 2080. Ces évolutions peuvent contribuer à expliquer la perte de la variabilité observée dans le scénario de réchauffement. La disparition de la glace ne permet plus l'alternance entre forte couverture et faible couverture de glace, le mécanisme est bloqué. On remarque aussi que la disparition de l'alternance entre mer couverte de glace et non couverte permet probablement au site Nord de pouvoir convecter tous les hivers (cf section précédente).

Ces changements qui devraient contribuer à l'accélération du courant EGC et du transport dans le détroit du Danemark (figure 3.7(d)). C'est néanmoins l'inverse qui est observé, la diminution du transport de glace à Fram (figure 3.7(c)) tempèrerait un peu cette accélération. On voit ici, que les deux effets, qui étaient constructifs dans la boucle du cycle dans la simulation de contrôle, sont opposés dans la réponse transitoire au scénario A2.

La salinité au large du Labrador (SSS lab) n'a pas de diminution franche qui serait la réponse

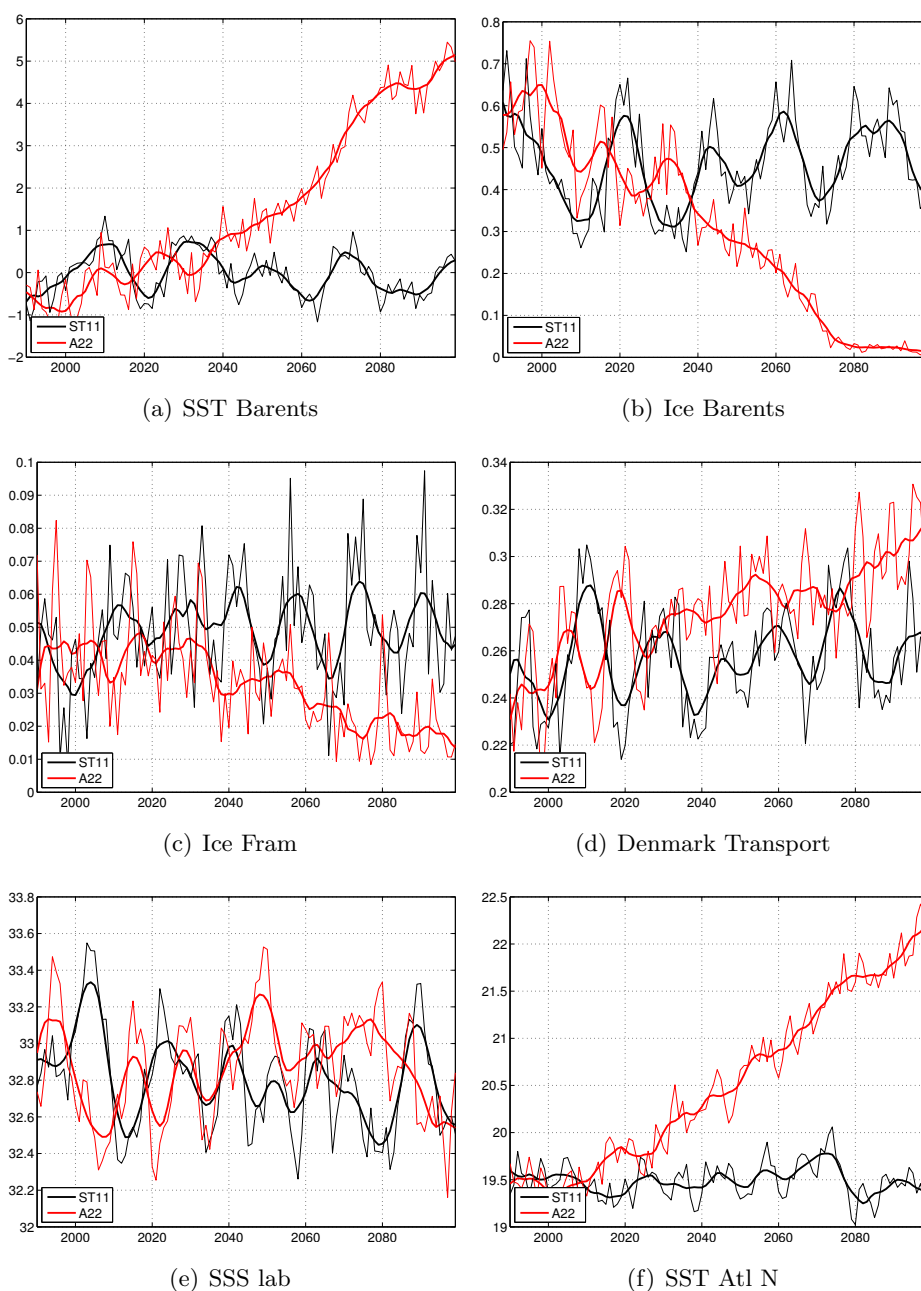


FIGURE 3.7 – Evolution des maillons du mécanisme. Un filtre passe-bas de 6 ans a été appliqué pour la courbe en gras.

à l'augmentation du transport par le détroit du Danemark. D'autres phénomènes doivent alors intervenir ici, et influencer la salinité de surface dans cette zone.

On constate que l'indice SST AtlN (figure 3.7(f)) augmente régulièrement en raison du forçage atmosphérique.

3.2.3 Différence d'évolution entre les sites

On constate que, dans la simulation de réchauffement, les sites de convection évoluent différemment (cf section 3.2.1).

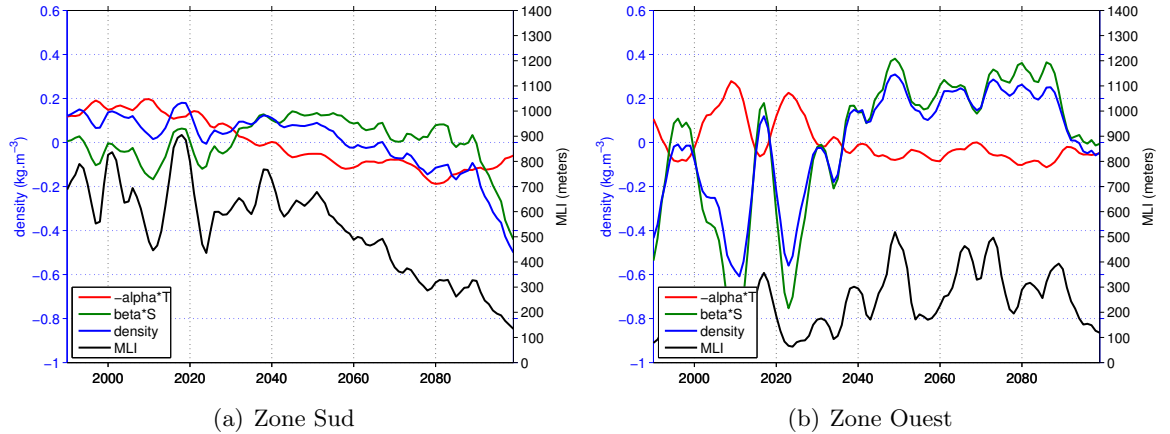


FIGURE 3.8 – Evolution des différents paramètres hivernaux dans les zones de convection pour la simulation A22.

La figure 3.8 permet d'éclairer quelque peu les raisons de cette différenciation entre les deux sites. En effet, sur cette figure, on voit que la contribution de la salinité à la densité dans les deux sites n'évolue pas de la même façon. Si dans le site Sud, elle reste à peu près constante, voire diminue légèrement sur la fin, dans le site Ouest, elle se stabilise à une valeur quasiment constante correspondant aux aux forts épisodes convection de la simulation de contrôle.

Dans le site Sud, la densité ressent alors de plus en plus l'influence de la température et diminue progressivement ce qui entraîne une diminution de l'intensité des épisodes de convection. Dans le site Ouest, la forte influence du sel contrebalance l'augmentation de la température ce qui permet au site de se maintenir.

Un point clé pour l'explication de ce phénomène serait la position au centre de la gyre subpolaire du site Sud. Cependant, les raisons de cette différence n'ont pas été déterminées pour l'instant.

Chapitre 4

Expérience de hosing

4.1 Les flux d'eau douce

4.1.1 Dans la simulation de contrôle

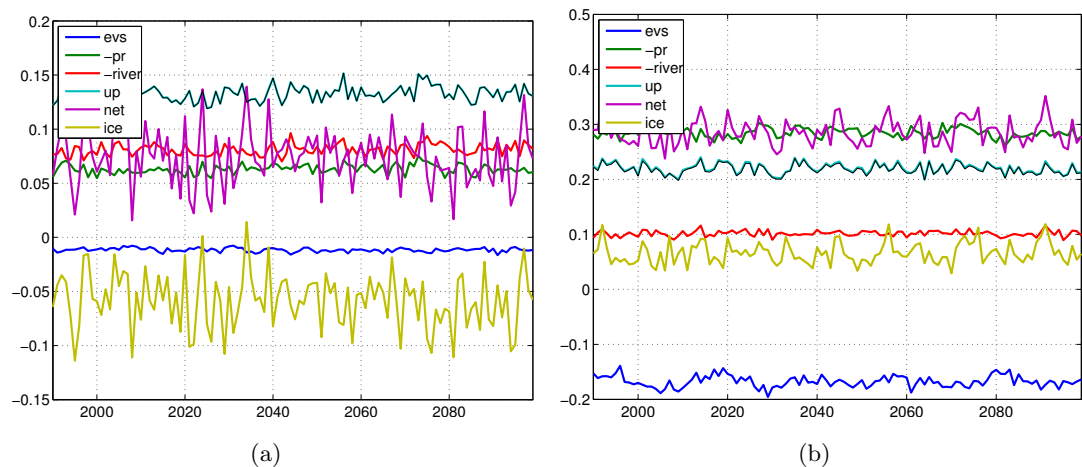


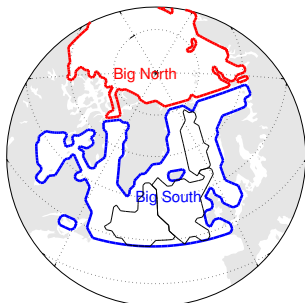
FIGURE 4.1 – Evolution des flux d'eau douce dans la boîte Big North (a) et Big South (b) pour la simulation de contrôle ST11. La position des boîtes est indiquée sur la carte en dessous.

On présente en figure 4.1 un bilan des flux d'eau douce sur deux régions de l'Atlantique et de l'Arctique dans la simulation de contrôle. Ces flux ont été pris dans deux grandes boîtes séparant l'Atlantique nord et l'océan Arctique (figure ??). Les flux présentés sont les suivants :

- Evaporation (evs)
- Précipitations (pr)
- Rivières (river)
- Flux venu de l'atmosphère (up)
- Flux net dans l'océan

- Flux dû aux processus de glace

La convention de signe est prise pour que les flux soient positif quand l’océan reçoit de l’eau douce



L’étude de ces flux en contrôle permet de se rendre compte de l’impact comparé de l’apport d’eau douce que l’on va forcer le long du Groënland. En effet, la simulation ajoute un flux d’eau douce de 0.1 Sv le long des côtes du Groenland et il paraît pertinent de le comparer avec les flux d’eau douce déjà existants.

La figure 4.1 nous indique que le forçage appliqué est du même ordre de grandeur que les flux déjà existants. On peut donc s’attendre à des répercussions assez importantes sur l’océan, du moins dans ces régions. Il reste maintenant à évaluer ces flux dans les simulations scénario.

4.1.2 Dans les simulations scénario

On regarde l’évolution temporelle de ces flux dans les mêmes boîtes pour les 3 simulations (figures 4.2 et 4.3).

Tout d’abord, des résultats cohérents avec les prévisions annoncées dans le rapport du GIEC apparaissent quant aux flux pour la simulation A22 (en rouge). La boîte Big North correspondant à l’océan Arctique présente une augmentation de l’évaporation, des précipitations et des flux dus aux rivières en raison de l’augmentation du cycle de l’eau dans les simulations de réchauffement climatique. Puis le flux “up” qui est, en première approximation, la somme de ces termes est augmenté de 0.04 Sv. Le terme de glace, qui dans cette zone est négatif puisque l’on a de la formation de glace, lui, diminue car il y a moins de glace en réchauffement climatique (0.04 Sv). Le flux net est alors augmenté de 0.08 Sv. Pour la boîte Big South, le nord de l’Atlantique, l’évaporation, les précipitations et flux dus aux rivières augmentent également pour un “up” final augmenté de 0.02 Sv. Le terme glace, positif dans cette zone puisque l’on a principalement de la fonte de glace, diminue fortement (0.04 Sv) et perd sa variabilité (voir section 3.2 sur la variabilité en A22). Au final, le terme net est très peu diminué (0.01 Sv).

Ensuite, lorsque l’on s’intéresse aux flux d’eau douce dans la simulation A22_h1 (hosing), on remarque tout d’abord l’arrivée du flux d’eau douce dans le modèle sur le terme “up”, surtout pour la boîte Big South qui reçoit plus d’eau douce par cet ajout (0.7 Sv) que la boîte Big North (0.3 Sv). On voit que dans la boîte nord, le flux d’eau douce rajouté est du même ordre que les flux venus de l’atmosphère, doublant les effets de ceux-ci. Pour la boîte sud, par contre le flux d’eau douce du hosing est beaucoup plus important que tous les autres flux d’eau douce du modèle. La trace de ce flux est alors très forte dans le flux net final.

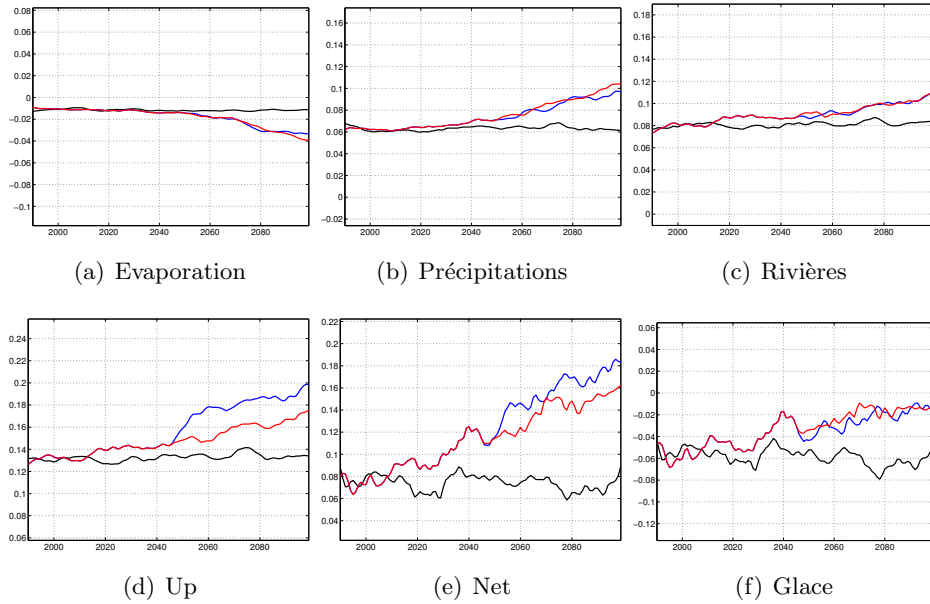


FIGURE 4.2 – Evolution des différents flux pour big North. Le contrôle est en noir, la simulation A22 en rouge et la simulation A22_h1 en bleu.

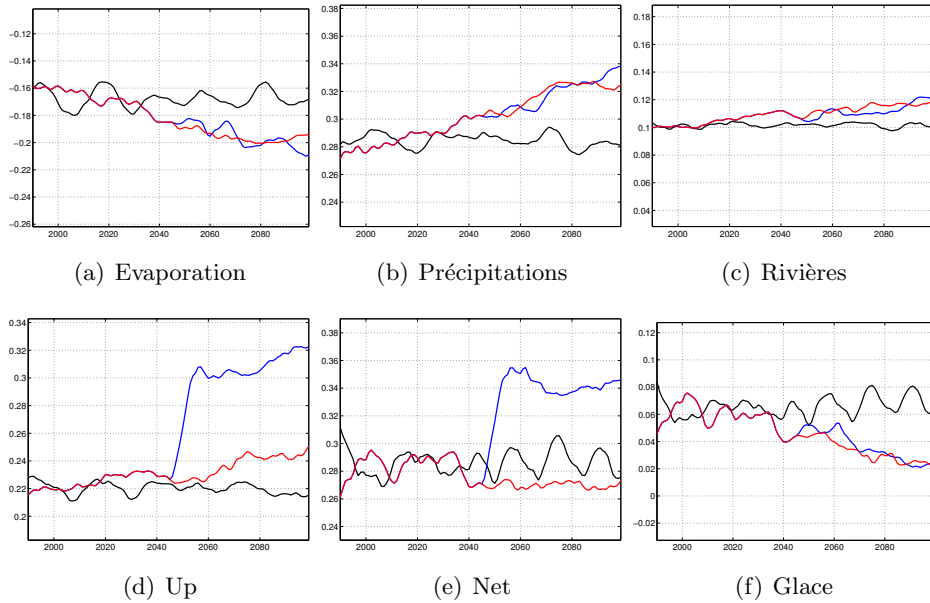


FIGURE 4.3 – Evolution des différents flux pour big South. Le contrôle est en noir, la simulation A22 en rouge et la simulation A22_h1 en bleu.

4.2 Conséquences du hosing

4.2.1 La température de l'air au niveau du sol

On reprend alors la figure 3.3 présentée dans le chapitre précédent. On constate que les changements au niveau de la température globale de la Terre au niveau du sol n'ont pas de signal clair, l'augmentation de la température étant quasiment la même au bout des cent années que dans la simulation avec seulement un réchauffement climatique.

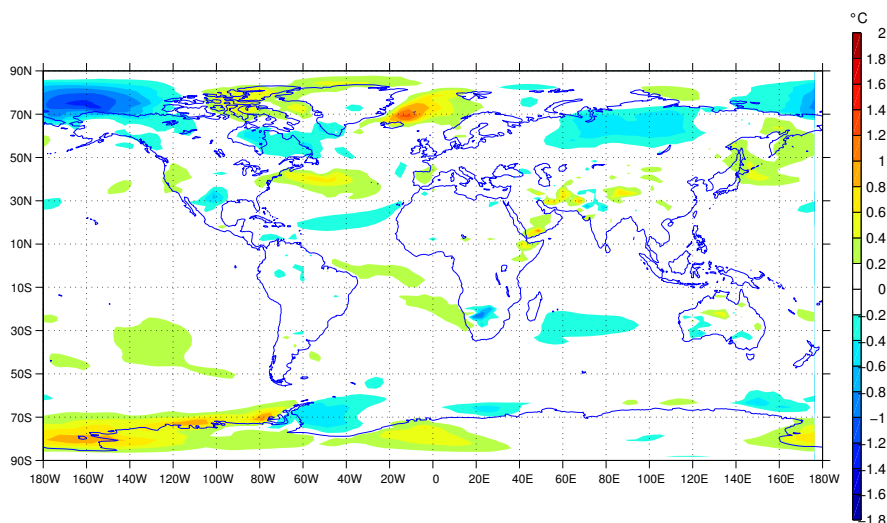


FIGURE 4.4 – Température de l'atmosphère au niveau du sol : La valeur moyenne de T_{sol} pour 2080-2099 dans la simulation A22 a été retranchée à celle de la simulation A22_h1.

On peut également regarder la répartition spatiale des anomalies créées par l'ajout d'eau douce autour du Groenland (figure 4.4). Cependant, les variations étant assez faibles (moins de 1.5°C , ce qui est plus faible que l'écart-type de T_{sol} dans la simulation de contrôle) et leur répartition aléatoire sur toute la Terre semble indiquer que les variations sont juste du bruit dans le modèle. Un test de significativité de type Monte-Carlo permettrait de savoir si les variations sont significatives.

4.2.2 L'océan atlantique nord

La figure 3.5 présentait avec les autres simulations, l'évolution de l'indice MOI dans la simulation A22_h1. On peut constater que l'indice MOI diminue progressivement de même qu'en simulation de réchauffement et on ne constate pas de différence qui serait significative. La courbe non filtrée (non montrée) indique que la position de la courbe du hosing sous celle sans hosing en filtrant est trompeuse et les deux courbes ont une évolution similaire.

On peut également reprendre la courbe 3.6 présentée dans le chapitre précédent. On peut y voir que les sites n'ont pas une évolution sensiblement différente de celle dans la simulation

de réchauffement seul. Le site Nord paraît être moins affecté au niveau de sa variabilité et de sa valeur moyenne que dans la simulation A22. Cependant, pour confirmer cette impression, il faudrait continuer la simulation pour voir si ce résultat se maintient. Les deux autres sites gardent une même évolution générale mais là aussi, il apparaît que le système tend à garder une certaine variabilité mais elle reste plus faible que dans la simulation de contrôle.

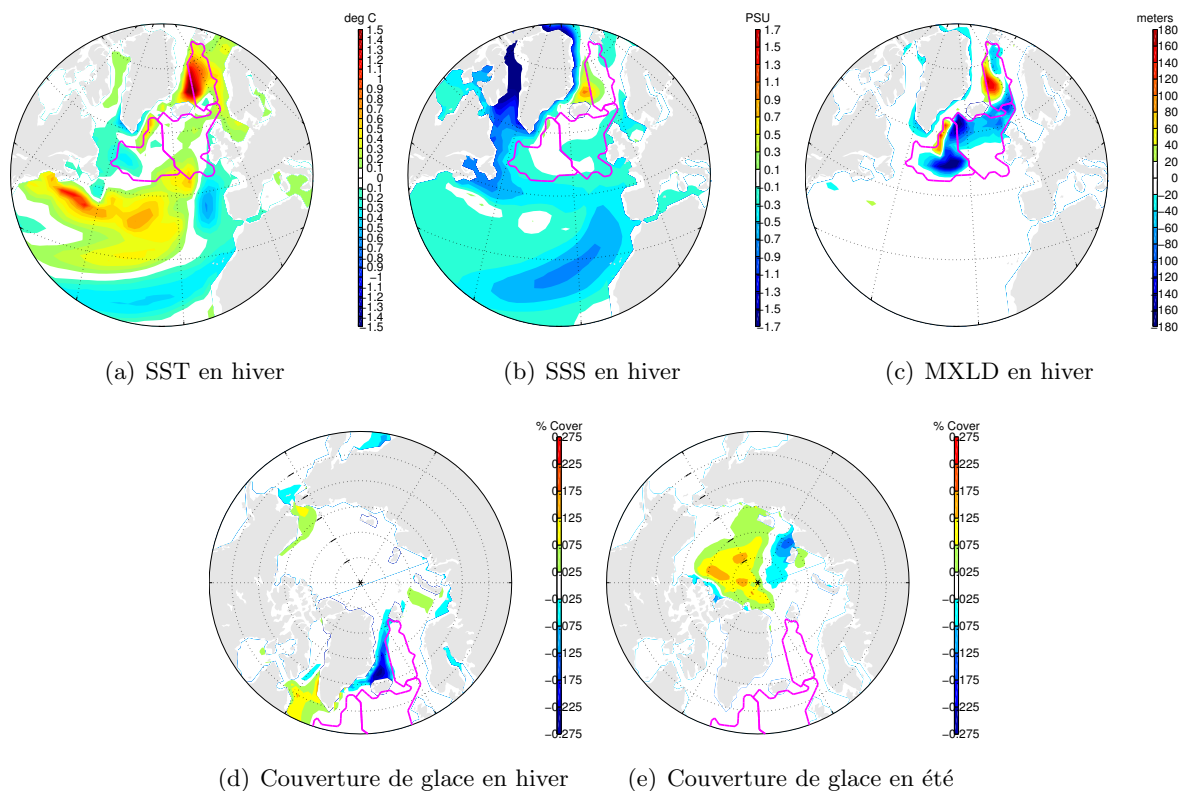


FIGURE 4.5 – Différence entre la moyenne sur les 20 dernières années de la simulation A22_h1 et de la simulation A22. En mauve sont indiquées les zones de convection.

On s'intéresse à présent à la climatologie dans l'océan atlantique nord comparée avec celle de la simulation A22. La figure 4.5 montre la différence entre ces deux simulations lorsqu'elles se terminent pour les variables déjà utilisées dans le chapitre précédent.

Ce que l'on peut observer sur ces figures, est que l'ajout du flux d'eau autour du Groenland, s'il n'a pas modifié significativement la circulation grande échelle (voir plus haut), a tout de même eu un impact sur l'état de l'océan atlantique nord. On remarque ainsi, en plus de la diminution de la salinité tout autour du Groenland, une zone où la salinité a augmenté au nord de l'Islande. Cette zone correspond à une anomalie positive de température et à une anomalie négative de couverture de glace.

Sur la carte de SST, on constate également que le hosing a eu une influence loin des côtes puisqu'une anomalie chaude est détectable au niveau du nord Gulf Stream. Cette anomalie

pourrait être due à une remontée du Gulf Stream puisque l'on peut voir sur la carte de salinité qu'elle correspond à une salinité plus faible qu'ailleurs. Cependant, une étude de

Au niveau des zones de convections, les résultats seraient que la zone Nord est plus active et les autres zones ont vu leur activité diminuer. Cependant, l'évolution temporelle des indices nous indique les 20 dernières années pour les sites Sud et Ouest correspondent à une phase de faible activité et de forte activité pour le site Nord. Les résultats en moyenne sur les 20 dernières années ne sont alors pas significatifs.

4.3 Explications

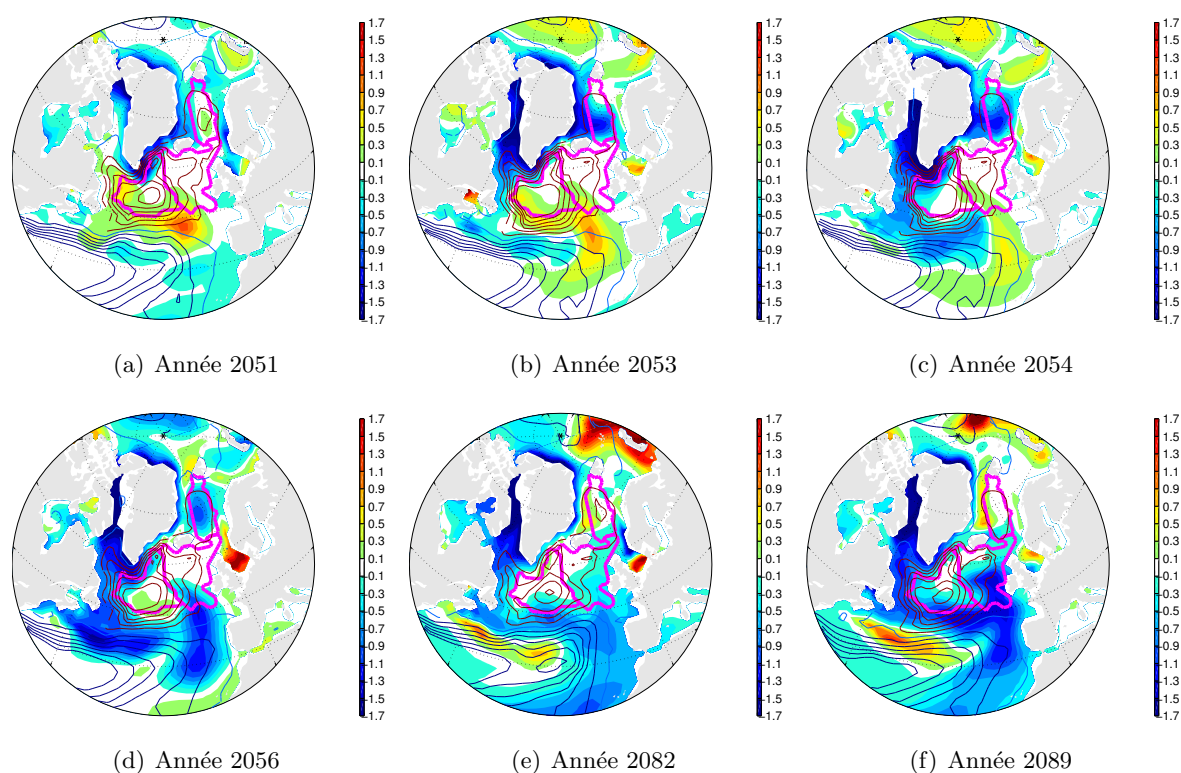


FIGURE 4.6 – Evolution de la salinité scénario A22_h1. On a soustrait à la salinité de A22_h1 une moyenne glissante de la salinité de A22 pour enlever les effets du réchauffement. On a rajouté les contours de la BSF (Barotropic Stream Function).

On cherche alors à déterminer pourquoi on n'observe pas la diminution importante attendue de l'activité des sites de convection et de la MOC. Les figure 4.6 apportent un début de réponse. En effet, sur ces cartes d'évolution de la salinité dans le scénario de réchauffement avec hosing, on constate que l'anomalie de sel négative créée par l'ajout du flux d'eau douce le long des côtes du Groenland est advectée par la gyre subpolaire puis par la gyre subtropicale sans aller vraiment vers les sites de convection. Ce phénomène est intéressant puisque les expériences

précédente ajoutant le flux d'eau uniformément sur toute la partie nord de l'océan atlantique, ne pouvaient prendre en compte cet effet.

Le site du Labrador, dans la réalité, pourrait être plus affecté par le flux d'eau douce puisque l'on voit sur le modèle que l'anomalie couvre toute la mer du Labrador. Cependant, comme il n'est pas présent dans notre modèle, sa sensibilité n'a pu être étudiée.

Chapitre 5

Conclusion

Cette étude, une des premières sur la nouvelle version du modèle couplé IPSL-CM5 de l'Institut Pierre Simon Laplace, a permis de dégager plusieurs points intéressants.

Tout d'abord, l'étude des performances du modèle dans une simulation de contrôle a mis en lumière une forte variabilité décennale de la MOC. Pour tenter d'expliquer le cycle d'une vingtaine d'années observé, un mécanisme principal a été envisagé. Dans celui-ci, une anomalie de salinité et de température, provenant des variations d'intensité du courant EGC, est advectée par la gyre subpolaire jusqu'aux sites de convection où la salinité provoque ou empêche la convection. L'anomalie arrive ensuite en mer de Barents où la température déclenche la fonte de la glace. Une anomalie de température de l'air apparaît alors, créant une circulation cyclonique de vents en mer GIN qui agit sur le courant EGC. Un autre mécanisme, d'une durée de trois cycles est également envisagé où les sites de convections accélèrent la MOC qui modifie la SST globale en Atlantique nord. Cette modification influence l'EAP (East Atlantic Pattern), un mode de variabilité de l'atmosphère, qui à son tour agit sur l'EGC en modifiant les vents locaux.

Ensuite, un scénario de changement climatique (de type A2) a été imposé au modèle. Les modifications sur la MOC sont, non seulement un ralentissement certain, mais également une perte de la variabilité observé en simulation de contrôle. Cette perte de variabilité peut être, en partie expliquée par la disparition de la glace en mer de Barents ce qui bloque le cycle court envisagé au-dessus.

Enfin, un flux d'eau douce le long des côtes du Groenland simulant sa fonte a été rajouté à la simulation scénario. Ce qu'on observe est un impact très faible, voire nul, de cet ajout sur le climat global. L'explication de ce résultat contraire aux prévisions est que l'eau douce ajoutée n'est pas advectée dans les sites empêchant ainsi la convection profonde de s'effectuer ; elle les contourne par l'extérieur de la gyre subpolaire et est advectée vers le sud.

Table des figures

1.1	Climatologie de variables zonales en contrôle	8
1.2	Climatologie du modèle en contrôle	9
1.3	Climatologie des observations	10
1.4	Position des zones de convection	10
2.1	Évolution temporelle et autocorrélation de MOI et corrélation avec différents indices MLI	15
2.2	Autocorrélation de MLI et corrélation avec alpha et beta. Evolution temporelle.	17
2.3	Corrélation entre SSS et MLI zone Sud	18
2.4	Corrélation entre SSS et MLI zone Sud	19
2.5	Corrélations entre les sites et avec SSS lab	20
2.6	Corrélations entre SSS lab et EGC	21
2.7	Corrélations hypothèse Mer de Barents	22
2.8	Corrélations hypothèse Fram	22
2.9	Premières EOF de la slp en Atlantique nord	23
2.10	Composite du vent et de la température au sol avec la couverture de glace en Barents	24
2.11	Autocorrélation de l'EAP et corrélation avec SST AtIN	25
2.12	Corrélation entre MOI et SST AtIN et corrélation entre EAP et transport au détroit du Danemark	26
2.13	Proposition de mécanisme	27
3.1	Tsol : Différences moyennes	30
3.2	Tsol GIEC	31
3.3	Evolution de la température moyenne	31
3.4	Climatologie du réchauffement	32
3.5	Evolution de la MOC	33
3.6	Evolution des sites de convection	34
3.7	Evolution des maillons du mécanisme	35
3.8	Evolution des paramètres dans les zones de convection	36

4.1 Flux d'eau douce en Atlantique Nord 38

4.2 Evolution des flux pour big North 40

4.3 Evolution des flux pour big South 40

4.4 Tsol : Différences moyennes entre A22 et A22_h1 41

4.5 Climatologie du réchauffement 42

4.6 Evolution de la salinité scénario A22_h1 43

Bibliographie

- Bretherton, C., Widmann, M., Dymnikov, V., Wallace, J., and Blade, I. (1999). The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field. *JOURNAL OF CLIMATE*, 12(7) :1990–2009.
- Danabasoglu, G. (2008). On Multidecadal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in the Community Climate System Model Version 3. *JOURNAL OF CLIMATE*, 21(21) :5524–5544.
- Deser, C., Tomas, R. A., and Peng, S. (2007). The transient atmospheric circulation response to north atlantic sst and sea ice anomalies. *JOURNAL OF CLIMATE*, 20(18) :4751–4767.
- Gregory, J., Dixon, K., Stouffer, R., Weaver, A., Driesschaert, E., Eby, M., Fichefet, T., Hasumi, H., Hu, A., Jungclaus, J., Kamenkovich, I., Levermann, A., Montoya, M., Murakami, S., Nawrath, S., Oka, A., Sokolov, A., and Thorpe, R. (2005). A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO₂ concentration. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 32(12).
- Guemas, V. and Salas-Melia, D. (2008). Simulation of the Atlantic meridional overturning circulation in an atmosphere-ocean global coupled model. Part II : weakening in a climate change experiment : a feedback mechanism. *CLIMATE DYNAMICS*, 30(7-8) :831–844.
- Meehl, G., Stocker, T., Collins, W., Friedlingstein, P., Gaye, A., Gregory, J., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J., Noda, A., Raper, S., Watterson, I., Weaver, A., and Zhao, Z.-C. (2007). *Global Climate Projections. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, volume 10. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Msadek, R. and Frankignoul, C. (2009). Atlantic multidecadal oceanic variability and its influence on the atmosphere in a climate model. *CLIMATE DYNAMICS*, 33(1) :45–62.
- Ridley, J., Huybrechts, P., Gregory, J., and Lowe, J. (2005). Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO₂ climate. *JOURNAL OF CLIMATE*, 18(17) :3409–3427.

- Stouffer, R., Yin, J., Gregory, J., Dixon, K., Spelman, M., Hurlin, W., Weaver, A., Eby, M., Flato, G., Hasumi, H., Hu, A., Jungclaus, J., Kamenkovich, I., Levermann, A., Montoya, M., Murakami, S., Nawrath, S., Oka, A., Peltier, W., Robitaille, D., Sokolov, A., Vettoretti, G., and Weber, S. (2006). Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *JOURNAL OF CLIMATE*, 19(8) :1365–1387.
- Sutton, R. and Hodson, D. (2005). Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *SCIENCE*, 309(5731) :115–118.
- Swingedouw, D., Braconnot, P., Delecluse, P., Guilyardi, E., and Marti, O. (2007). Quantifying the AMOC feedbacks during a 2xCO(2) stabilization experiment with land-ice melting. *CLIMATE DYNAMICS*, 29(5) :521–534.
- Trenberth, K. and Caron, J. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *JOURNAL OF CLIMATE*, 14(16) :3433–3443.
- Wood, R., Keen, A., Mitchell, J., and Gregory, J. (1999). Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO2 forcing in a climate model (vol 399, pg 572, 1999). *NATURE*, 401(6752) :508.