

STAGE INGÉNIEUR DE 4ÈME ANNÉE _____

Analyse des variations multidécennales de la circulation océanique en Atlantique Nord

Auteur :

Guillaume TABURET

Encadrant :

Didier SWINGEDOUW



Remerciements

Je souhaiterais remercier très sincèrement Didier Swingedouw qui a su me faire pleinement confiance durant ces 4 mois de stages. J'ai pu découvrir grâce à lui le monde de la recherche dans les sciences du climat qui m'a profondément passionné. Je tiens également à le remercier pour tout le temps qu'il m'a consacré avec plein de bonne humeur, pour toutes ses explications pertinentes qui ont pu me faire avancer plus rapidement. Il m'a également été d'une aide précieuse dans la constitution de ce rapport et dans sa présentation aux membres de l'équipe. Je tiens également à remercier mes collègues de bureau Soline et Elodie pour leur bonne humeur et leur aide précieuse dans mes déboires avec Ferret.

Merci à toute l'équipe de GlobC pour son accueil chaleureux.

Merci à tous ceux qui ont rendu mon séjour sur la météopôle plus agréable : Laurent, Florian, Matthias, Jules et le non moins étonnant Lionel. Merci à René-Pierre Bonzini pour tous les fabuleux moments de détente qu'il à pu nous procurer.

Présentation du cadre du stage

Ce stage s'inscrit dans un cadre que je prendrai soin ici de détailler afin de poser les bases nécessaires à une bonne compréhension du sujet abordé.

Contexte général

Le climat peut-être défini comme les statistiques météorologiques d'un endroit donné calculées d'après les observations d'au moins 30 ans. Il est donc caractérisé par des valeurs moyennes mais aussi des variations et des extrêmes. Le climat représente le produit de toute une série d'interactions entre les éléments qui composent la Terre : l'atmosphère, l'hydrosphère (les océans, lacs, rivières. . .), la biosphère (le vivant), la cryosphère (la glace) et la lithosphère (croûte terrestre).

Le climat est d'une importance capitale pour la vie sur Terre, de plus il peut-être d'un très grand impact pour notre économie. Ainsi, par exemple, un léger refroidissement ou réchauffement peut avoir un impact important sur la production d'électricité [33]. On connaît aussi l'effet produit lors d'un cyclone ou d'une crue. Du fait de cette influence forte, comprendre le fonctionnement du climat terrestre et prévoir son évolution, sa variabilité et ses changements induits par l'homme représentent des enjeux des plus importants.

Comme expliqué précédemment le climat résulte de l'interaction entre différentes composantes, cependant chacune possède une dynamique qui lui est propre. Du fait de la forte instabilité de l'atmosphère, la prévision météorologique n'est pas déterministe mais statistique et ne peut-être considérée fiable que en dessous de 7 jours. L'océan présente une variabilité à basse fréquence (de la saison à la décennie) et grâce à son interaction avec l'atmosphère permet une prévisibilité plus longue à l'échelle décennale.

Afin de pouvoir prévoir la situation climatique à venir, les chercheurs disposent de modèles climatiques. Il s'agit de codes numériques complexes reposant sur des lois physiques dont le but est de reproduire le plus fidèlement possible le comportement du climat terrestre. Durant les dernières décennies, les modèles climatiques sont

devenus de plus en plus performant et tiennent désormais compte de plus en plus de paramètres en couplant différents modèles : modèle d'océan, modèle de glace de mer... (figure 1).

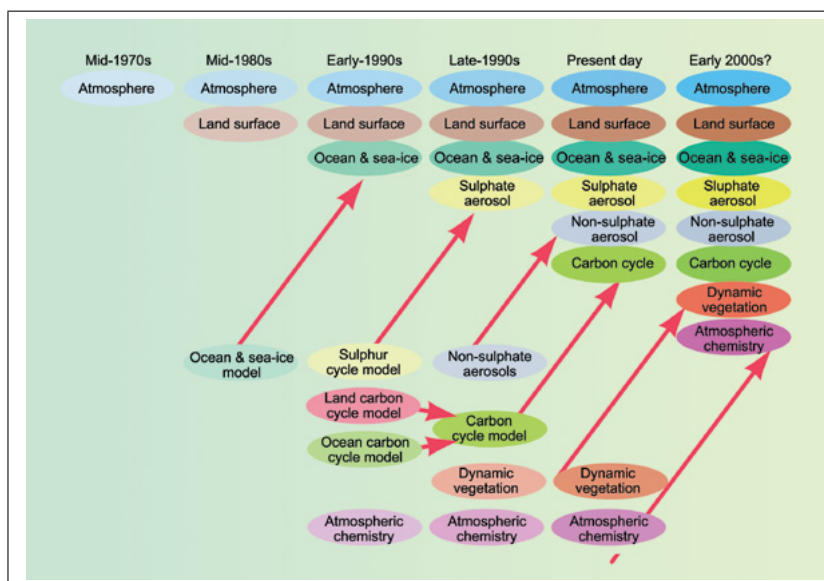


FIGURE 1 – Evolution des modèles de climat de 1970 à nos jours

Les interactions entre ces composantes sont gérées grâce à des coupleurs comme celui développé au CERFACS : OASIS et permettent de mieux représenter la complexité du système climatique. Dans le même temps, il est tout aussi nécessaire de retracer le climat passé pour comprendre les changements du climat. La reconstitution de celui-ci est donc une étape indispensable pour tester ces modèles et comprendre les mécanismes du climat. De nombreux modèles, comme celui utilisé lors de ce stage : CNRM-CM3 (modèle développé conjointement au CERFACS et au Centre National de Recherches Météorologiques), permettent de reproduire les régimes climatiques passés et présents avec une précision satisfaisante (ce modèle sera présenté plus tard dans le corps du rapport).

Implantation du stage

Le CERFACS est un centre de recherche créé en 1987 ayant pour but le développement de méthodes pour la simulation numérique et la résolution de problèmes scientifiques et technologiques pour la recherche et l'industrie.

Société Civile de Recherche, le CERFACS dépend de sept actionnaires différents : le CNES (centre national d'études spatial), EADS France (leader en aérospatiale), EDF (électricité de France), Météo-France, l'ONERA (office national d'études

et de recherches aéronautique), SAFRAN (équipementier de haute technologie en aéronautique défense et sécurité) et Total (compagnie pétrolière).

Regroupant 110 personnes dont près de 90 chercheurs et ingénieurs, le CER-FACS est subdivisé en cinq équipes de recherche :

- algorithmique parallèle
- modélisation du climat et de son changement
- mécanique des fluides numériques
- électromagnétisme
- aviation et environnement

L'équipe "GlobC"

Lors de ce stage j'ai été accueilli au sein du département modélisation du climat et de son changement ; équipe "climate modelling and global change" ou "GlobC". Cette équipe créée en 1990 et rattachée au CNRS depuis 1998, mène ses recherches dans de nombreux domaines de l'étude du climat et dont le but est la contribution à la compréhension de la variabilité climatique d'un niveau régional à mondial tant d'un point de vue théorique que par l'apport de développements de logiciels (développement de modèles, couplage de modèles...). L'équipe est ainsi divisée en deux groupes :

- Assimilation de données :
 - l'assimilation de données océaniques
 - le développement du logiciel PALM pour l'assimilation de données
- Climat :
 - la prévision saisonnière à décennale et sa variabilité
 - le changement climatique et ses impacts
 - le coupleur OASIS et ses applications
 - les futurs outils pour la modélisation du climat

Mon stage s'inscrit en amont du travail sur la prévision décennale.

Table des matières

1	Introduction	9
1.1	Le transport de chaleur par l'océan	9
1.2	La MOC	12
1.3	L'AMO	14
1.4	NAO et Interaction Atmosphère-Océan	14
1.5	Objectif du stage	16
2	Présentation du modèle de climat CNRM-CM3	17
2.1	Composition du modèle	17
2.2	État moyen du modèle	18
3	Résultats	25
3.1	Étude de la variabilité dans le modèle	25
3.1.1	Variabilité atmosphérique	25
3.1.2	Variabilité océanique	25
3.2	Variabilité de la MOC et réponse atmosphérique	28
3.2.1	Relation NAO-AMOC	28
3.2.2	Relation AMOC-AMO	32
3.2.3	Relation NAO-AMO	34
4	Conclusion & Perspectives	36
A	Outils Statistiques	39
A.1	Corrélation, Corrélation lagée, Autocorrélation, Regression	39
A.2	Analyse en composantes principales	40
A.3	Analyse en ondelettes	42
	Liste des figures	48
	Bibliographie	50

Chapitre 1

Introduction

1.1 Le transport de chaleur par l'océan

Le système climatique est le siège d'interactions complexes entre ses diverses composantes. Il reçoit la majeure partie de son énergie grâce au rayonnement solaire (99,98 %, les 0.02% restant provenant de la chaleur interne de la Terre) et notamment au rayonnement court (Ultraviolet). Une partie de ce flux est réfléchi (en moyenne 30%), une autre est absorbée puis réémise sous forme de rayonnement long (Infrarouge) qui peut à son tour être réfléchi dans l'atmosphère c'est ce que l'on appelle l'effet de serre (figure 1.1).

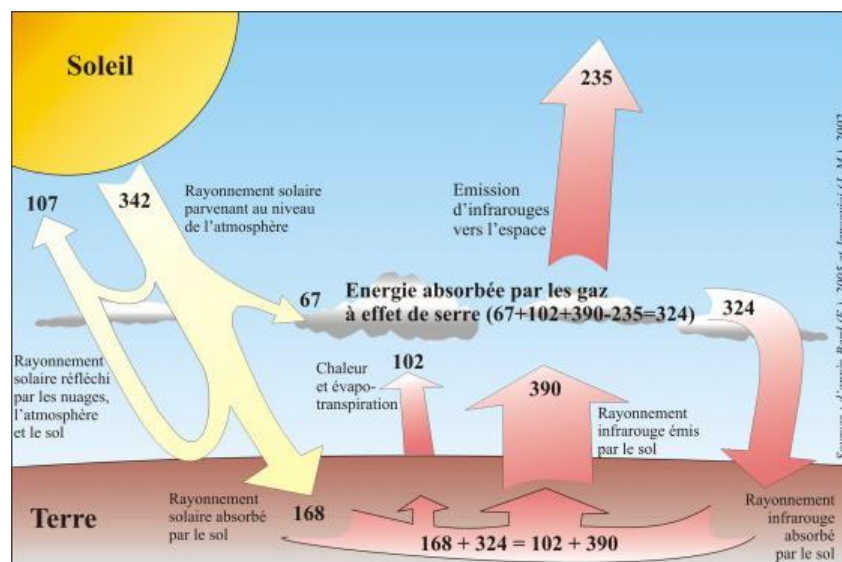


FIGURE 1.1 – Bilan radiatif de la Terre

Le bilan radiatif peut-être défini comme la différence entre la part de rayonne-

ment absorbé et la part de rayonnement thermique réémis. Du fait de la courbure terrestre, les zones intertropicales ont un bilan toujours positif (en moyenne annuelle) contrairement aux zones polaires qui ne reçoivent que peu de rayons solaires (figure 1.2).

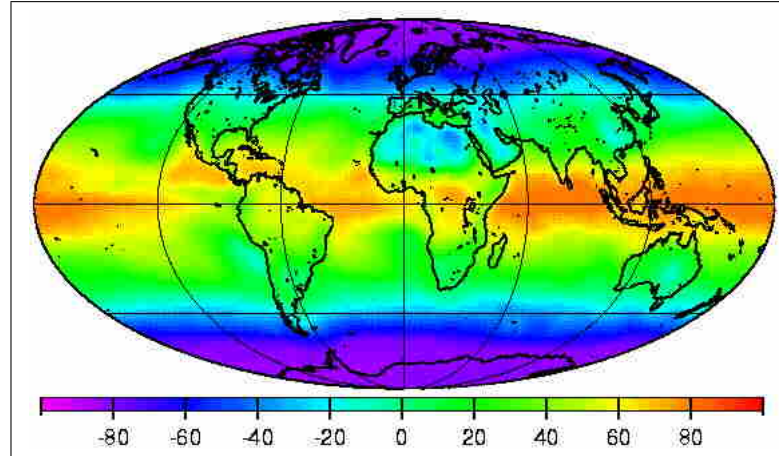


FIGURE 1.2 – Ecart à la moyenne de l'ensoleillement annuel de la Terre (W/m^2)

Dans de telles conditions, un transport de chaleur des zones intertropicales vers les régions polaires est généré par le gradient de température engendré par ces disparités de répartition de chaleur autour du globe. Cet échange de chaleur est en grande partie permis par les déplacements de masses d'air atmosphériques mais également via l'océan et la circulation océanique dite thermohaline (notée THC pour thermohaline circulation en anglais) en référence aux forçages thermiques et halin (lié à la salinité) qui sont à l'origine de différences de densité dans l'océan, et qui participent à la dynamique de cette circulation. Ce transport de chaleur océanique à été schématisé en figure 1.3 mais ne montre qu'une vue d'artiste et très partielle du phénomène.

Cette circulation, reliant surface et profondeur, caractérise la circulation océanique à grande échelle, que l'on trouve sur l'ensemble du globe et peut-être comparée à un gigantesque tapis roulant tridimensionnel transportant masse, température et eau douce le long de l'océan [53]. Un moteur principal de ce tapis roulant est la convection océanique profonde. Il s'agit du processus de brassage d'une colonne d'eau du haut vers le bas qui entraîne les eaux de surface vers le fond de l'océan. La convection provient d'une perte de stabilité de la colonne d'eau générée par un changement de densité dû à un refroidissement et/ou une salinité accrue dans la zone (dûe au refroidissement de l'océan par l'atmosphère ou bien à un excès de sel par formation de glace) et engendrant une plongée des eaux sur quelques dizaines de kilomètres sur une échelle horizontale qui tapissent le fond de l'océan et remontent

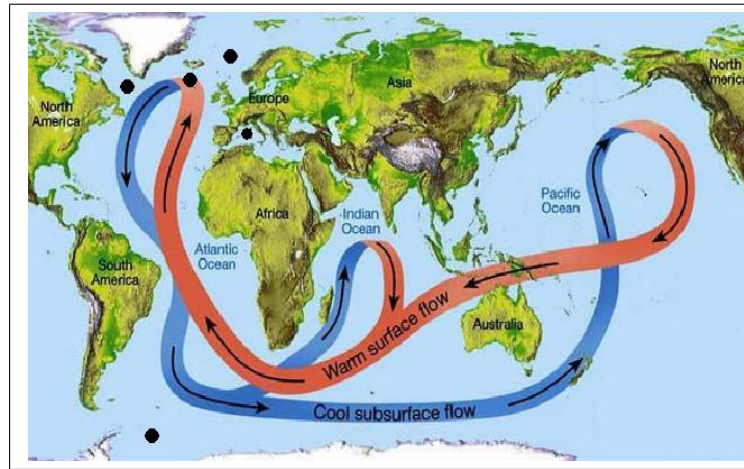


FIGURE 1.3 – Schéma simplifié de la circulation thermohaline. Les points noirs correspondent aux sites de formation des eaux profondes océaniques.

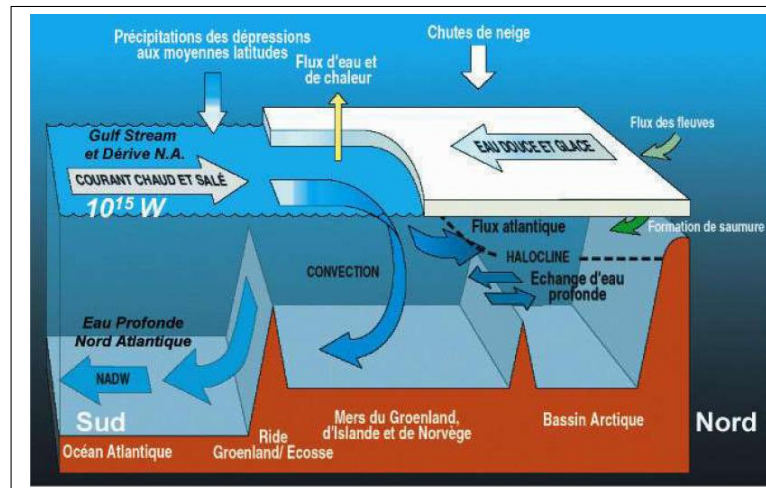


FIGURE 1.4 – Formation des eaux profondes en Atlantique Nord

ensuite vers la surface grâce à la diffusion (figure 1.4).

La distribution spatiale de la THC, est donc déterminée par la localisation des sites de convection. Les observations mettent en évidence trois sites principaux en Atlantique Nord (figure 1.3). La THC définit en somme plus un phénomène qu'une quantité mesurable, c'est pour cela que l'on parlera dans la suite de la MOC (Meridional Overturning Circulation), qui est l'indicateur de transport de masses méridiens défini par la fonction de courant moyennée suivant la latitude.

1.2 La MOC

Le tracé de la fonction de courant méridienne représente le parcours méridien des masses d'eaux en fonction de leur profondeur (figure 1.5) et est exprimé en Sverdrup ($1 Sv = 10^6 m^3/s$). Le maximum de la MOC est étroitement lié au taux de formation des eaux profondes et représente la quantité d'eau plongeant dans l'Atlantique Nord.

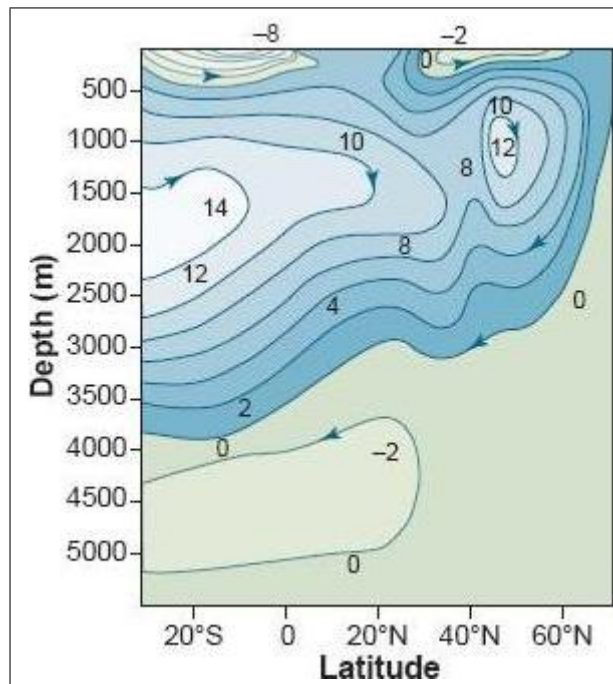


FIGURE 1.5 – Circulation méridienne moyenne dans l'Atlantique (en Sverdrup) dans le modèle du MIT

Les couches supérieures de l'océan (quelques centaines de mètres) sont entraînées par les vents (ce que l'on appelle le transport d'Ekman), c'est ce qui crée ces cellules en surface sur la figure 1.5. La MOC en Atlantique Nord est constituée de deux cellules principales. En profondeur AABW (Antartic Bottom Water) et NADW

(North Atlantic Deep Water) et de signes opposés. La cellule AABW est associée aux eaux profondes formées en Antarctique et d'une amplitude très faible en comparaison à la cellule NADW associée à des eaux froides, denses et profondes formées en trois endroits en Atlantique Nord ; en mer de GIN (entre le Groenland, l'Islande, et la Norvège), en mer du Labrador (entre le Groenland et le Canada) et en mer d'Irminger (entre le Groenland et l'Islande) (voir carte 1.3 pour la localisation des sites).

Les masses d'eaux transportées en surface vers le Nord sont chaudes (car chauffées par l'atmosphère au niveau des tropiques) et celles en profondeur froides (car formées par convection en Atlantique Nord), la MOC peut-être ainsi associée à un transport net de chaleur vers le Nord qui contribue à la régulation du climat [52] [16]. De récentes études ont en effet montré le fort impact de la variabilité de l'océan Atlantique sur le climat de l'hémisphère Nord [46] [20] , il paraît dès lors utile de pouvoir estimer les variations de la MOC afin de mieux prévoir le climat.

Mesurer la MOC est cependant difficile du fait de sa forte extension spatiale, et de la difficulté des mesures dans le milieu océanique profond [35]. Cependant des projets ont été mis en place dans le but d'estimer la MOC et sa variabilité en temps réel ; projet OVIDE (de l'IFREMER) ou projet international RAPID. Des instruments enregistrent la température, conductivité, pression, vitesse et direction des courants. L'intégration de toutes ces mesures permet de calculer l'intensité de la MOC avec cependant une incertitude assez élevée. Ces projets étant récents (depuis 2002 pour OVIDE et 2001 pour RAPID), ils ne permettent pas d'observer des variations sur une grande échelle de temps. De plus ils s'avèrent très coûteux du fait de l'importance des moyens mis en place pour ces mesures, c'est pourquoi l'utilisation de modèles se révèle des plus utiles pour l'étude de la variabilité basse fréquence de la MOC et de son influence sur le climat. L'utilisation de modèles couplant atmosphère, océan et glace de mer apparaît comme la plus appropriée pour étudier la MOC afin de tenir compte au mieux des interactions entre océan et atmosphère et cela sans négliger l'impact fort que peut avoir la glace de mer sur la salinité et donc sur la densité de la mer. Divers modèles ont réussi à mettre en évidence l'existence d'une variabilité basse fréquence de la MOC, cependant la période et l'amplitude de ces oscillations dites naturelles (sans forçage externe) diffèrent d'un modèle à l'autre.

1.3 L'AMO

La MOC représente un mode de variabilité⁵ océanique. On s'intéresse aussi à un autre mode de variabilité océanique : l'AMO (pour Atlantic Multidecadal Oscillation en anglais). On peut la définir comme la SST (en anglais Sea Surface Temperature) filtrée à 10 ans et moyennée sur l'Atlantique Nord de 0°N à 60°N. L'AMO peut être considéré comme un proxy de la MOC, en effet comme la température de surface est mesurée depuis longtemps, l'AMO peut aider à évaluer les variations de la MOC, les changements de la MOC étant associés à des variations de transport de chaleur méridional. Un autre aspect qui rend l'AMO si importante est son implication dans certains phénomènes climatiques de l'hémisphère Nord : augmentation d'ouragans en Atlantique Nord, précipitations importantes sur le Sahel...[22] [46] [50].

1.4 NAO et Interaction Atmosphère-Océan

Nous avons vu l'existence de modes de variabilité océanique, nous allons maintenant exposer ceux relatifs à la variabilité atmosphérique. Dans l'Atlantique Nord, le mode principal est l'oscillation Nord-Atlantique (NAO pour North Atlantic Oscillation). Il est lié aux fluctuations de pressions entre les Açores et l'Islande et est particulièrement intense durant les mois d'hiver. Pour quantifier la NAO, il existe un indice NAO (selon la formulation de Rogers, 1984) qui correspond à la différence des anomalies de pression entre anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. On parle ainsi de phase positive de l'oscillation Nord-Atlantique (NAO+) lorsque les deux centres d'action sont simultanément intensifiés et de phase négative (NAO-) lorsqu'ils sont simultanément affaiblis (figure 1.6).

L'intensification du gradient de pression entre les deux centres d'action explique le renforcement des vents d'ouest par géostrophie² pouvant engendrer divers effets climatiques. La NAO influence en effet le positionnement et la trajectoire des dépressions de l'hémisphère Nord et donc de la météo tant de l'Europe que de l'Amérique du Nord [2].

Il existe plusieurs façons de caractériser la NAO, l'une de ces techniques est l'analyse en composante principale (voir Annexe A) des SLP (en anglais pour Sea

5. On entend par mode de variabilité une structure spatiale et temporelle caractérisant les fluctuations climatiques

2. la géostrophie représente l'équilibre dynamique entre les forces de pression et la force de Coriolis (effet de la rotation de la Terre). Dans l'hémisphère nord, le vent géostrophique est parallèle aux lignes de niveau des surfaces isobares

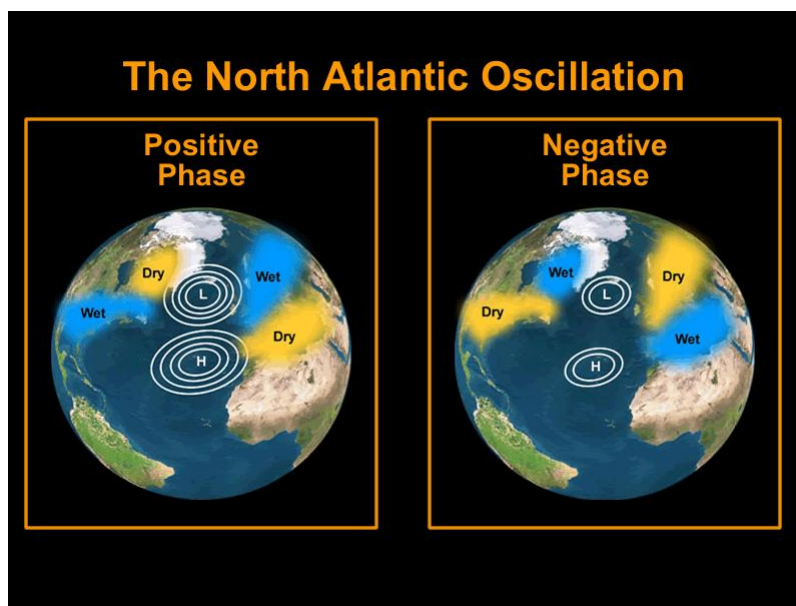


FIGURE 1.6 – L’oscillation Nord-Atlantique en phase positive (à gauche) et en phase négative (à droite). L (pour Low) définit une zone de basse pression, dépression d’Islande, et le H (pour High) définit une zone de haute pression, anticyclone des Açores.

Level Pressure ou pression au niveau de la mer). Le mode principal spatial de l’EOF est caractérisé par un dipôle de pression, et peut être associé à la NAO. Ainsi on peut définir un autre indice pour la NAO ; la composante principale de l’EOF de SLP, qui est un indice des plus optimum pour la caractérisation de la NAO [23].

Il a été suggéré que l’océan Atlantique puisse être impliqué dans l’évolution saisonnière [7] et décennale [36] de la NAO. En effet les phases positives et négatives de la NAO sont associées à de larges changements de chaleur de surface et de flux d’air à l’interface air-mer, auxquels la circulation océanique est sensible. Il a été également montré que dans de nombreux modèles les fluctuations de SST et la force de la NAO était fortement reliées, ce qui est une indication que l’océan Atlantique varie de manière significative avec l’atmosphère [27]. De plus l’intensité de la convection en hiver sur les principaux sites en Atlantique du Nord possède une variabilité qui apparait être synchronisée avec les variations de la NAO [29]. Il existe de nombreuses évidences d’interactions entre océan et atmosphère cependant il n’existe pas à ce jour de consensus.

L’étude de ces interactions entre océan et atmosphère nécessite d’être étudiée à basse fréquence dans le but d’améliorer la prévisibilité du climat. En effet, à des échelles de temps supérieures à quelques semaines, l’évolution de l’atmosphère devient imprévisible et au-delà, elle peut-être considérée comme aléatoire, car en

partie chaotique. La plupart des variables atmosphériques ont une variabilité égale quelque soit la fréquence, on parle alors de bruit blanc et cela explique le fait que l'atmosphère n'ait "pas de mémoire", d'où cette imprévisibilité. L'océan quant à lui présente une variabilité plus basse fréquence de l'ordre de l'interannuel (1-10 ans), à l'interdécennal (10-100 ans) du fait de sa forte inertie liée à sa densité et viscosité plus élevée. En conséquence, forcé par le bruit blanc de l'atmosphère, l'océan répond en bruit rouge [34] c'est à dire insistant sur la basse fréquence et avec une perte de la haute fréquence du fait de son inertie.

1.5 Objectif du stage

Les variations du système climatique sont complexes et mettent en jeu diverses composantes comme l'atmosphère et l'océan. Les interactions entre ces deux fluides sont particulièrement importantes dans l'Atlantique Nord où des eaux chaudes et salées se refroidissent au contact de l'atmosphère en hiver et plongent dans l'océan profond. Ce phénomène de convection est une partie importante de la circulation océanique grande échelle et du transport de chaleur associé. Cette circulation est le siège de variations naturelles qui affectent le climat de l'ensemble du bassin Atlantique des tropiques aux hautes latitudes sur des échelles décennales à centennales. Comprendre cette variabilité naturelle basse fréquence est essentielle pour mieux prévoir le climat sur des échelles de temps décennale. Le but de ce stage est d'aborder cette thématique par le biais d'une simulation millénaire du modèle CNRM-CM3 et utilisé lors des rapports du GIEC. Notre but sera l'analyse de ces données afin d'en faire ressortir à l'aide d'outils statistiques d'éventuelles interactions entre atmosphère et océan ainsi que la mise en évidence de variations naturelles sur des échelles décennales à centennales. Dans un premier temps nous présenterons le modèle et le testerons en le comparant avec des observations. Dans une seconde partie nous montrerons et expliquerons les résultats obtenus et enfin nous finirons dans le chapitre de conclusion par comparer nos résultats avec les observations disponibles lors des 50 dernières années, voir si les mécanismes observés dans le modèle peuvent s'appliquer et sont crédibles.

Chapitre 2

Présentation du modèle de climat CNRM-CM3

2.1 Composition du modèle

Le modèle couplé CNRM-CM3 est la troisième version du modèle océan-atmosphère développée conjointement au CERFACS et au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). Ce modèle de climat repose sur ;

- un modèle d’atmosphère ARPEGE-CLIMAT version 3 AGCM (Atmosphere Ocean General Circulation Model, [25] avec une résolution horizontale de $2,8^\circ$ et 45 niveaux verticaux pour la représentation de la circulation atmosphérique, il intègre également un modèle de surface-végétation ISBA [21] qui contient une formulation détaillée de la couverture neigeuse, et les propriétés du sol et de la végétation. Dans cette version d’ARPEGE les effets directs des aérosols³ sont pris en compte mais pas leurs effets indirects (les effets direct correspondent à la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols, les effets indirects correspondent aux interactions aérosols-nuages).
- un schéma d’intégration des écoulements de eaux (dis de runoff) : TRIP
- un modèle d’océan : OPA8 [19] avec une résolution horizontale de $2^\circ \times 2^\circ$ (avec un raffinement au niveau de l’équateur) et 31 niveaux verticaux.
- un modèle de glace de mer : GELATO2 [17] avec la même résolution horizontale que le modèle d’océan et permettant de tenir compte des flux de salinité liés aux mouvements de glace de mer.

3. On entend par aérosols les particules solides en suspension dans l’atmosphère d’origine humaine ou naturelle

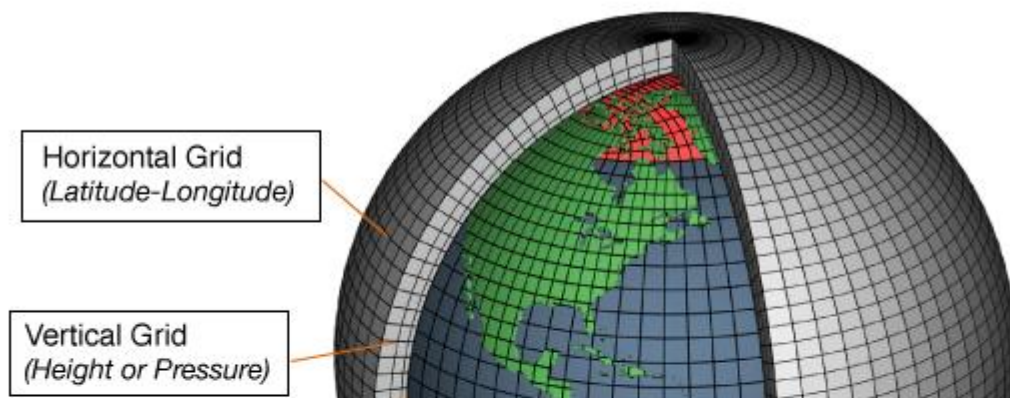


FIGURE 2.1 – Exemple de grilles d'un modèle de climat

Toutes ces composantes peuvent être développées sur des grilles différentes (figure 2.1), c'est-à-dire qu'elles n'auront pas le même niveau de résolution. Il est donc nécessaire d'utiliser un coupleur pour permettre à ces modèles d'interagir et d'échanger des informations entre eux. Ce couplage est réalisé par le logiciel OASIS réalisé au CERFACS [24].

La simulation de contrôle (nommée CTRL) analysée dans ce rapport, correspond à une simulation sans forçage externe (variation solaire, gaz à effet de serre...) initialisée à partir des données d'observations de Levitus [43] et intégrée sur 1000 ans pour nous permettre d'observer une variabilité naturelle de l'ordre du multidécennale. Sur cette simulation seront effectués les tests statistiques et autres calculs afin de mettre en évidence de possibles liens entre Atmosphère et Océan dans le modèle.

2.2 État moyen du modèle

Le but de cette partie est d'évaluer la valeur du modèle par rapport aux observations en présentant l'état moyen obtenu dans notre simulation CTRL. On entend par observations, les jeux de données obtenus grâce à la mesure sur plusieurs années d'éléments particuliers tels que la pression atmosphérique, la température... à partir d'instruments adaptés. Cependant ces observations sont la plupart du temps incomplètes du fait qu'il existe des régions sans mesures, c'est là qu'apparait le concept de ré-analyses. Il s'agit de produire des données homogènes par interpolation de celles déjà disponibles, ainsi pour la SST par exemple il n'existe pas de données en tous points de l'océan, les ré-analyses sont donc là pour reconstruire, à l'aide de

modèles numériques d’océan et d’atmosphère, une carte cohérente par rapport aux observations de la température au niveau de la mer. On utilisera ici deux types de ré-analyses ; HadISST et NCEP.

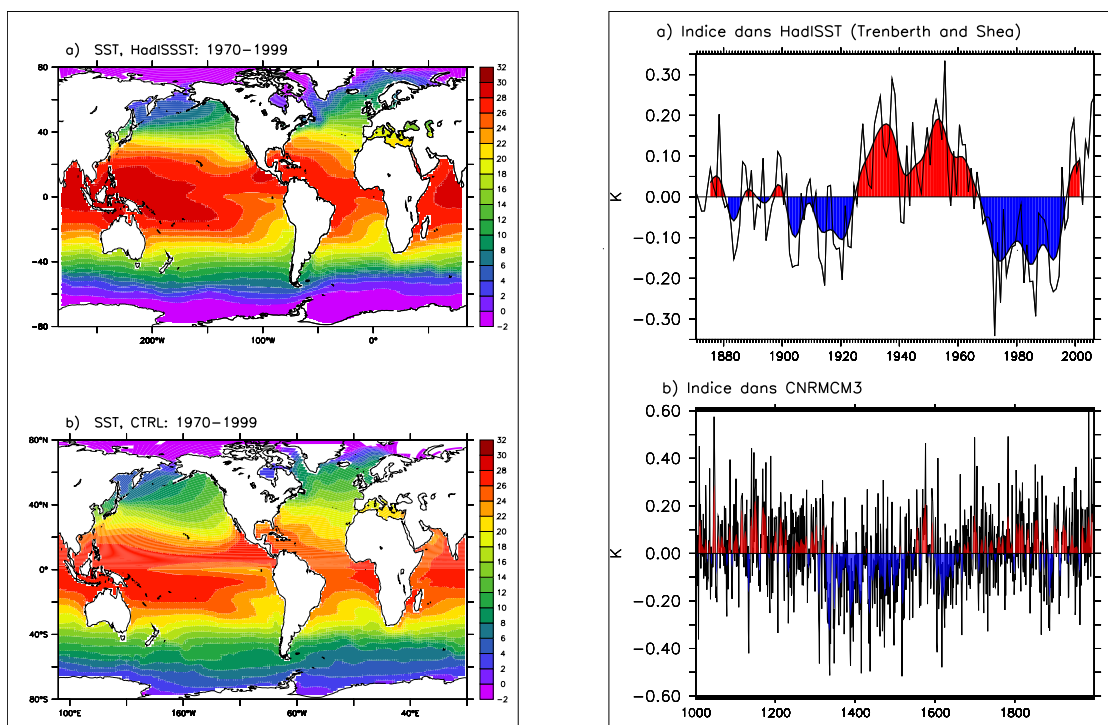


FIGURE 2.2 – Moyenne annuelle entre 1970 et 1999 de la température (en °C) a) dans les ré-analyses HadISST et b) dans la simulation S2PI1 du modèle CNRM-CM3 (à gauche) Indice AMO a) dans les ré-analyses HadISST et b) dans le modèle. Les tracés en couleur correspondent à l’indice AMO filtré (rouge phase positive et bleu phase négative) (à droite).

Pour la température de surface (SST), on retrouve globalement le même type de structure dans le modèle et dans les observations (figure 2.2) ; les gradients de température sont bien représentés. L’ensemble des isothermes est cependant situé trop au sud par rapport aux observations. On montre également le comportement de l’AMO dans le modèle et dans les ré-analyses (figure 2.2). La quantité de données pour les observations est réduite à 260 ans ce qui limite considérablement la comparaison.

La distribution moyenne de salinité de surface (SSS) est représentée sur la figure 2.3. Le modèle reproduit de manière plutôt réaliste la répartition globale de la SSS. Il a été montré, tant pour la SSS que la SST que les biais entre modèle et observations étaient en partie dus à une trop faible résolution dans le modèle couplé. Il sont également dus à de mauvaises représentations de certains phénomènes, ainsi

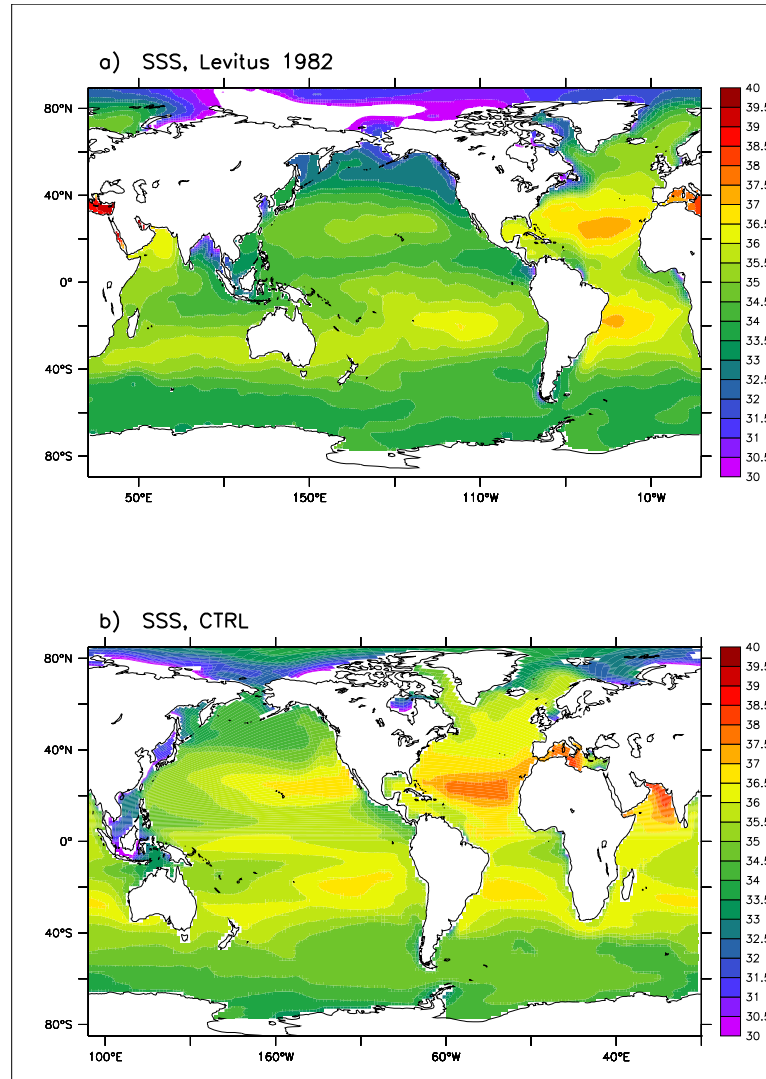


FIGURE 2.3 – Moyenne de la salinité (en psu) a) dans les données de Levitus 1982 et b) dans le modèle

la glace de mer en Antarctique dans le modèle est très mal représentée expliquant les anomalies de températures plus élevées dans le modèle que dans les observations.

Les observations mettent en évidence trois sites principaux de convection profonde en Atlantique Nord ; en mer du Labrador [6], en mer du Groenland [18] et en mer d'Irminger [30]. Ils sont repérés dans le modèle à l'aide de la profondeur de la couche de mélange. La couche de mélange est un paramètre important permettant de mesurer l'intensité de la convection. Il s'agit de la partie de l'océan près de la surface (100 m en général) où la densité reste relativement constante. Elle est séparée de la

zone d'eau profonde par la pycnocline⁴, qui est une zone de transition en densité entre les eaux de surface et les eaux profondes. Ainsi quand l'eau est plus dense en surface qu'en dessous, on obtient un épaississement de la couche de mélange, en effet l'eau dense de surface plonge créant un mélange sur de grandes profondeurs pouvant atteindre plus de 1000m dans les sites de convection. Cette couche étant en surface de l'océan, c'est la zone océanique qui réagit le plus rapidement et directement aux flux atmosphériques influençant ainsi le reste de l'océan. Dans le modèle du CNRM-CM3 ces sites de convection sont tous correctement simulés (figure 3.4) cependant il existe quelques différences sur la localisation des sites en mer d'Irminger et en mer de GIN. Les deux zones en mer d'Irminger sont situées trop près de l'Islande alors que celle en mer de GIN est trop éloignée du Groenland et trop profonde. Le modèle est néanmoins de grande qualité puisqu'il arrive à simuler les sites de convection de manière correcte ce qui n'est pas le cas dans de nombreux autres modèles (exemple : dans le modèle de l'IPSL [44]).

La MOC moyenne dans le modèle est représentée en figure 2.5. Elle correspond à la fonction de courant méridienne moyenne définie par le transport méridien de volume intégré zonalement. Le maximum de la MOC est compris entre 25 à 30 Sv dans le modèle et correspond au mouvement des masses d'eau de la cellule NADW qui plongent aux hautes latitudes. Cette cellule est centrée vers 1500m de profondeur et de sens anti trigonométrique. La cellule AABW n'est par contre pas simulée, on ne voit pas le retour des masses d'eau profonde vers l'équateur. L'intensité de la MOC dans le modèle est plus forte que dans les estimations issues des observations (15 Sv selon [35]) et 18 Sv selon [31]). La MOC surestime donc le transport de chaleur vers le Nord ce qui induit une température au niveau de la mer plus élevée en Atlantique Nord dans le modèle et qui est observable sur la figure 2.2. On pourra également remarquer en surface les cellules d'Ekman (voir Chap.1) générées par le vent.

Une approche statistique classique pour étudier la variabilité dans les composantes climatiques consiste à établir les modes principaux de variabilités. Pour l'atmosphère le mode dominant de variabilité en Atlantique est la NAO et possède une forte influence sur les conditions atmosphériques et climatiques [38] de l'hémisphère Nord. La structure principale de la NAO peut-être définie comme l'EOF1 de la SLP (pour Sea Level Pressure, pression à la surface de la mer) et l'indice NAO

4. la pycnocline est une couche de forte variation de la densité de la mer en fonction de la profondeur. C'est une couche de grande stabilité, qui limite les mélanges verticaux et les échanges entre les couches profondes et la couche de mélange.

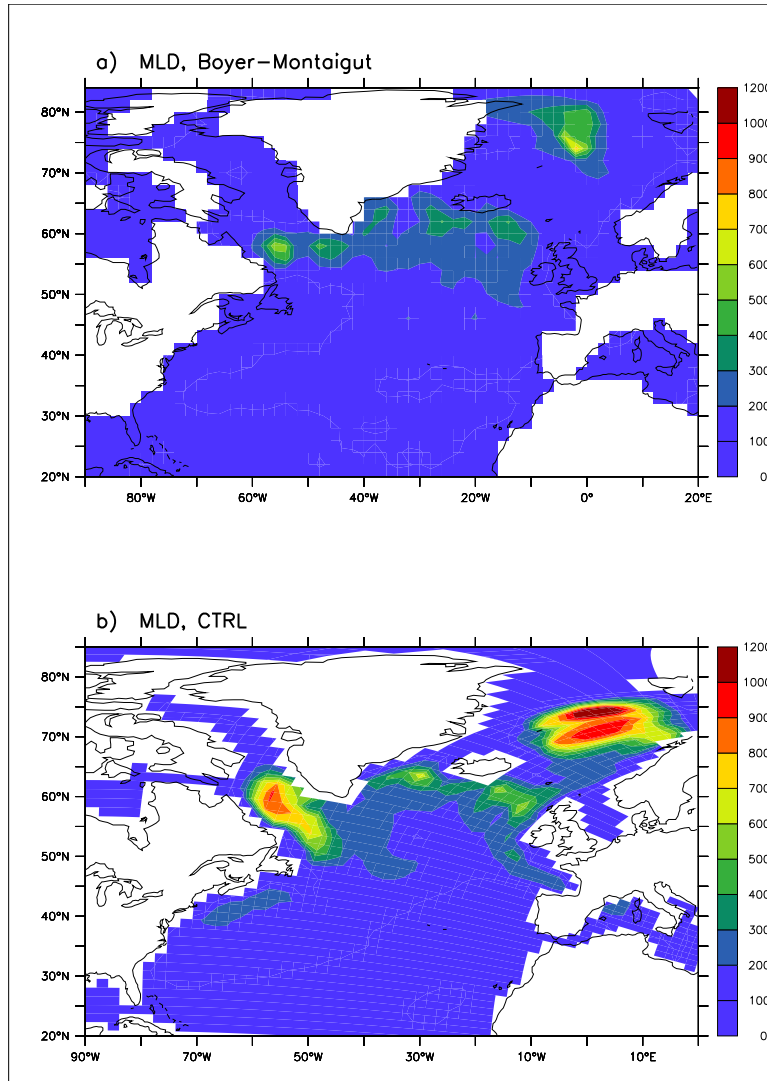


FIGURE 2.4 – Maximum annuel de la profondeur de la couche de mélange (en m) (a) dans le modèle CNRM-CM3 et (b) dans les observations [8] en Décembre-Janvier-Février-Mars (en m) en Atlantique Nord

correspondant par la composante principale associée : PC1. L'EOF2 de SLP peut-être associée à un autre mode atmosphérique : l'EAP (pour East Atlantic Pattern en anglais, [4]). Il est possible d'observer la NAO ainsi que les vents engendrés par géostrophie dans le modèle et dans les ré-analyses NCEP (figure 2.6); Les "flèches" représentant la régression du vent sur la NAO. L'EOF1 (ou NAO) est constitué d'un dipôle très prononcé; un centre positif associé à l'anticyclone des Açores et un négatif associé à la dépression d'Islande et cela autant de manière tout à fait semblable dans le modèle et dans les ré-analyses. De plus la variance expliquée est très proche dans les deux cas; 45% pour les ré-analyses et 42% pour le modèle. Les vents

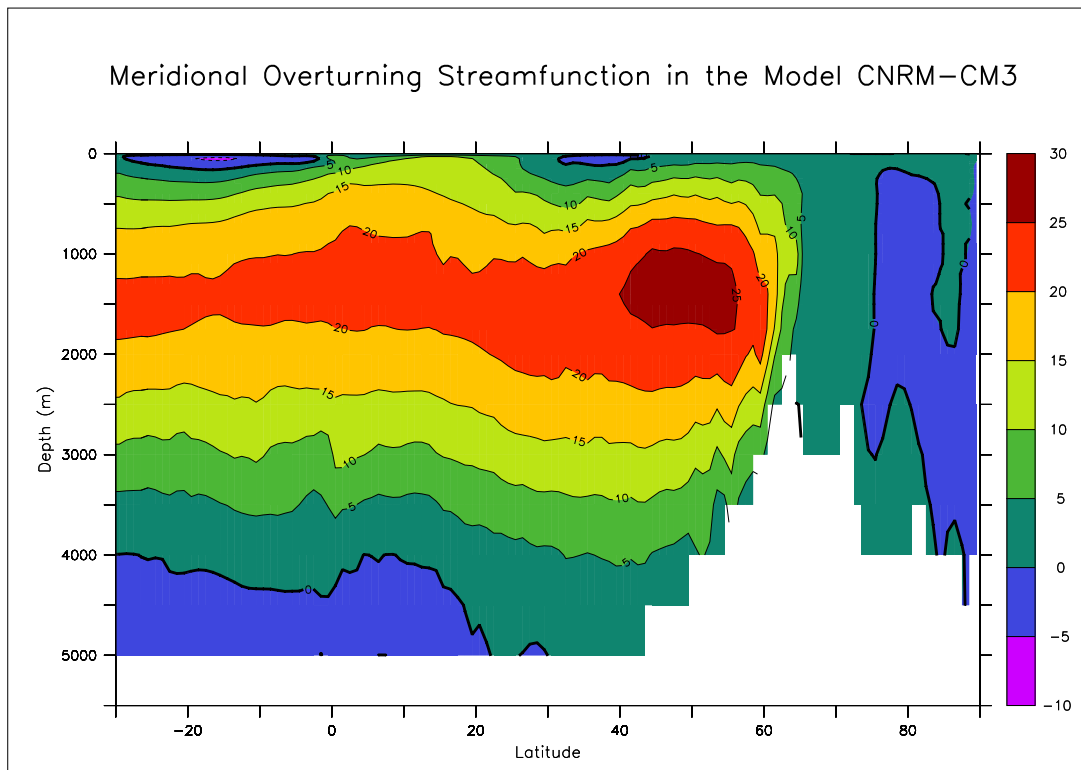


FIGURE 2.5 – Moyenne de la fonction de courant méridienne (en Sv) en Atlantique Nord. Les valeurs positives correspondent à une circulation dans le sens antitrigonométrique.

géostrophiques sont quant à eux surreprésentés dans le modèle mais suivent bien les lignes de pression dans les deux cas. La série temporelle de la NAO est faiblement autocorrélée avec un temps de décroissance d'un an environ (non-montré) en accord avec la faible persistance des anomalies atmosphériques.

Dans la suite nous nous intéresserons uniquement au mode expliquant un maximum de variabilité atmosphérique : la NAO (expliquant 40% contre 20% pour l'EAP)

Nous avons pu ici remarquer que en certains points le modèle diverge par rapport aux observations, il n'est donc pas parfait mais concorde néanmoins beaucoup avec la réalité. Les observations étant la plupart du temps réalisées sur une échelle de temps beaucoup plus restreinte du fait du défaut d'observations, cela peut également expliquer une partie des biais entre observations et modèle. On montre néanmoins que les données du modèle CNRM-CM3 sont cohérentes avec les données et ré-analyses disponibles.

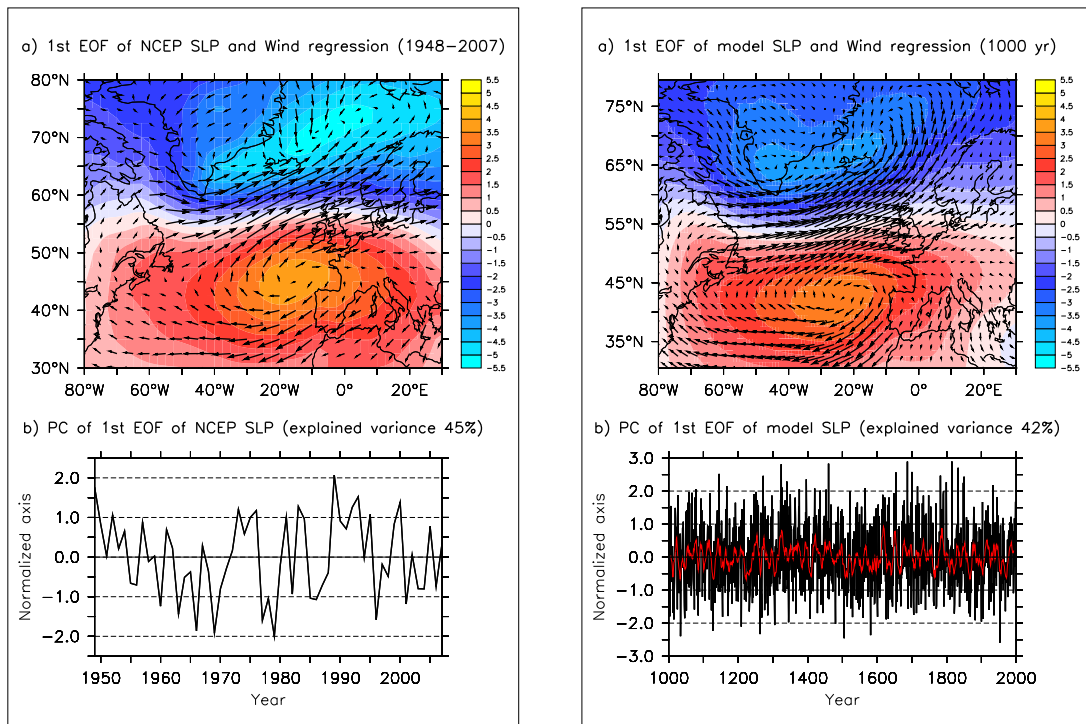


FIGURE 2.6 – a) Régression entre la NAO représentée comme première composante spatiale de l’analyse en composante principale de la SLP sur l’Atlantique Nord et le vent dans les ré-analyses (à gauche) et dans le modèle (à droite). b) série temporelle de l’EOF ainsi que la variance expliquée dans les ré-analyses et le modèle. En rouge est tracée la série filtrée.

Chapitre 3

Résultats

3.1 Étude de la variabilité dans le modèle

3.1.1 Variabilité atmosphérique

Nous avons montré dans le chapitre précédent que le mode dominant de variabilité atmosphérique est représenté par la première EOF de SLP : la NAO. Une analyse en ondelette nous permet d'en étudier la variabilité (voir annexe A). Sur la figure 3.1, le spectre de puissance en ondelette fait ressortir différentes périodes significatives mais d'une persistance peu prononcée et de période 20 à 25 ans. Comme nous l'avons vu précédemment l'atmosphère a un spectre quasi blanc, or ici une période d'environ 20 ans, ressort pouvant expliquer une variabilité à cette échelle de temps. Il n'est pas évident de comparer cette analyse en ondelette avec celle réalisée sur les observations (non montrées) qui ne dispose que de 50 années de données, soit trop peu pour pouvoir émettre une hypothèse quant à une possible variabilité de la NAO à des échelles de temps décennales.

3.1.2 Variabilité océanique

La MOC possède un rôle clé dans la régulation du climat grâce au transport net de chaleur vers le nord, elle sera caractérisée ici dans le modèle par l'indice de son maximum pour chaque année. On n'utilisera pas la PC1 de la MOC comme indice, en effet plusieurs raisons justifient ce choix ; tout d'abord par définition de la MOC qui représente la quantité d'eau qui plonge en Atlantique Nord, le maximum de la MOC est donc susceptible de mieux approcher cette définition, ensuite une étude, que nous ne montrerons pas ici, entre la PC1 et le maximum de la MOC a mis en évidence que ce dernier indice permet de représenter plus de variance que

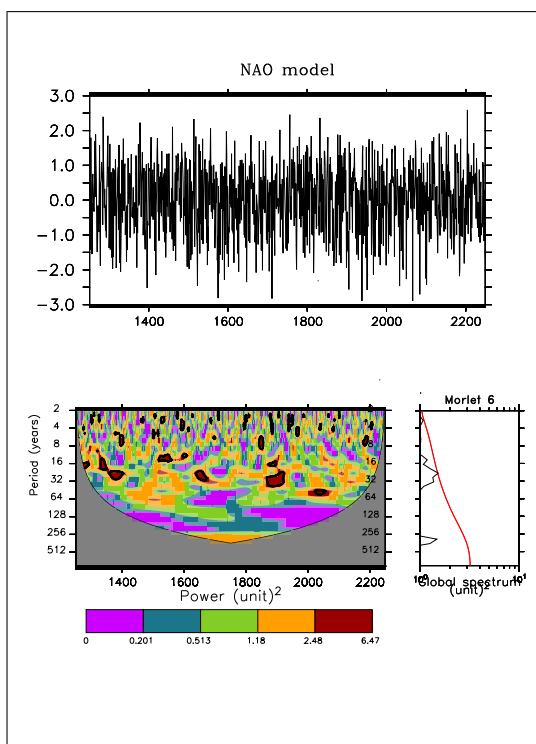


FIGURE 3.1 – A droite, analyse en ondelette de l’indice PC1 de la NAO : Le cadre supérieur correspond à la série temporelle de l’indice de la NAO. Le cadre inférieur gauche correspond au spectre de puissance en ondelettes. L’axe des abscisses est la localisation de l’ondelette en temps. L’axe des ordonnées représente la période de l’ondelette en années. Les contours noirs sont les régions de significativité à 10% utilisant un spectre bruit-rouge. Le cadre de droite correspond au spectre global en fonction de la période. Le trait rouge correspond à un signal -bruit-rouge, ainsi tout ce qui est à droite de ce trait apparaît comme fréquence significative.

le premier. Nous avons également montré que ce maximum varie peu spatialement dans le temps. Pour toutes ces raisons, le maximum annuel de la MOC est donc susceptible de mieux représenter le phénomène, et nous le garderons pour les études futures de la MOC.

Une analyse en ondelettes sur cet indice (figure 3.2) nous permet de mettre en évidence une variabilité de la MOC entre 5 et 25 ans, ou le spectre global donne une zone significative par rapport au bruit rouge dans une période autour de 10 ans. Cette variabilité n’est pas très marquée dans le spectre de puissance, et n’est pas non plus très étalée dans le temps. Ceci montre que la MOC varie de manière préférentielle sur des périodes décennales à multi-décennales dans le modèle comme suggéré dans les observations.

Comme mentionné en introduction, l’AMO est l’un des modes principaux de

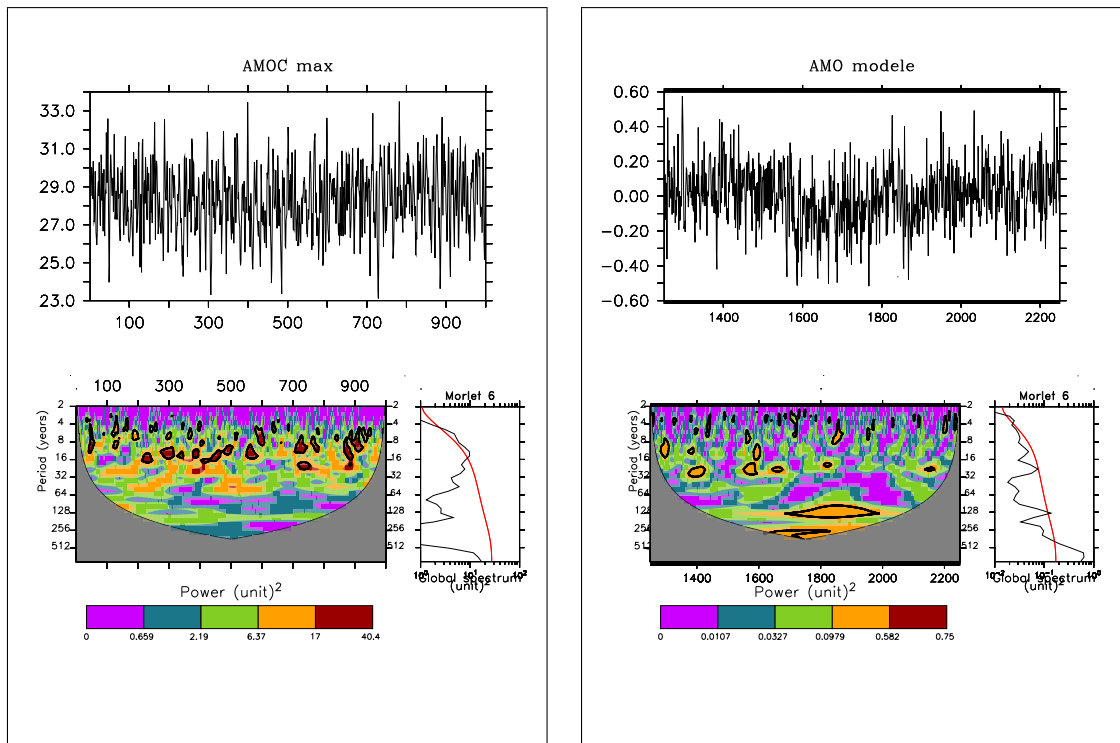


FIGURE 3.2 – Analyse en ondelettes de l’indice de la MOC (à gauche) et de l’indice AMO (à droite) : Le cadre supérieur correspond à la série temporelle de l’indice. Le cadre inférieur gauche correspond au spectre de puissance en ondelettes. L’axe des abscisses est la localisation de l’ondelette en temps. L’axe des ordonnées représente la période de l’ondelette en années. Les contours noirs sont les régions de significativité à 10% utilisant un spectre bruit-rouge. Le cadre de droite correspond au spectre global en fonction de la période. Le trait rouge correspond à un signal -bruit-rouge, ainsi tout ce qui est à droite de ce trait apparait comme fréquence significative.

la variabilité multidécennale observée durant le siècle dernier et semble liée à de nombreuses fluctuations climatiques. Ici aussi une analyse en ondelettes (figure 3.2) permet de faire ressortir les périodes significatives de variabilité de l’AMO ; il en existe trois de puissance relativement faible. Il existe une première zone de significativité à 3-4 ans qui est probablement due à un effet de El-Niño sur l’Atlantique, une seconde aux environs de 25 ans qui nous intéressera particulièrement et une dernière entre 128 et 150 ans. Cependant nous ne prendrons pas cette dernière en compte du fait qu’il s’agisse d’une trop grande période comparée à la taille de notre série temporelle.

Une période de variabilité aux environs de 25 ans semblent ressortir dans le modèles en analysant les indices temporelles de la MOC et de l’AMO ce qui pourrait suggérer un éventuel lien entre ces deux phénomènes.

3.2 Variabilité de la MOC et réponse atmosphérique

Dans une première partie nous avons introduit la variabilité dans le modèle pour l’atmosphère et l’océan, nous allons maintenant essayer de montrer l’existence d’un lien entre les deux, de faire ressortir un mécanisme de variabilité dans le modèle. L’utilisation de Corrélations lagées (voir Annexe A) sera particulièrement adaptée à ce travail en première approche pour l’étude de relation entre NAO, AMOC et AMO. La figure 3.3 nous présente les différentes Corrélations lagées entre ces indices. Les étoiles correspondent aux années significatives à 95% au niveau d’un test statistique de bootstrap. Les corrélations seront réalisées en données annuelles (YE) mais également en hiver (DJF) et été (JJA) afin d’observer un possible effet de la saisonnalité dans ces interactions.

3.2.1 Relation NAO-AMOC

La plupart des modèles suggèrent que la variabilité basse fréquence de l’AMOC⁶ est forcée par la NAO, cela semble être également le cas dans le modèle CNRM-CM3 comme montré dans la figure 3.3 a). On peut en effet noter un fort pic de corrélation entre les deux indices en données annuelles quand la NAO mène de 0 à 2 ans. Comment la NAO peut-elle avoir un tel impact sur l’AMOC ?

On a expliqué en introduction que le moteur de l’AMOC était la convection profonde, la NAO doit donc avoir un impact sur cette convection. Un moyen de le vérifier est d’utiliser la profondeur moyenne de la couche de mélange (noté MLD pour Mixed Layer Depth en anglais) en DJFM comme indicateur de convection et ainsi observer si la NAO possède une influence sur cette première. Nous avons ainsi défini un indice de convection sur chaque site de convection ; LAB, GIN et SUB⁷ en prenant la profondeur de la couche de mélange moyenne dans la zone correspondant à chacun de ces sites et cela pour chaque année sur toute la durée de la simulation. En corrélant la série temporelle ainsi obtenu avec celle de la NAO, on peut mesurer l’influence de la NAO sur les sites de convection (figure 3.4). On trouve ainsi une forte corrélation en phase et quand la NAO mène de 0 à 2 ans dans tous les sites de convection. Le signe cependant diffère, dans le Labrador seulement

6. On parlera dans la suite de l’AMOC pour Atlantic Meridional Overturning Circulation qui concerne exactement le même phénomène que la MOC. Il s’agit là d’un simple changement de notation.

7. On parlera dans la suite des sites de convection par les notations LAB, SUB et GIN qui correspondent respectivement aux sites de convection en mer du Labrador, en mer d’Irminger et en mer de GIN

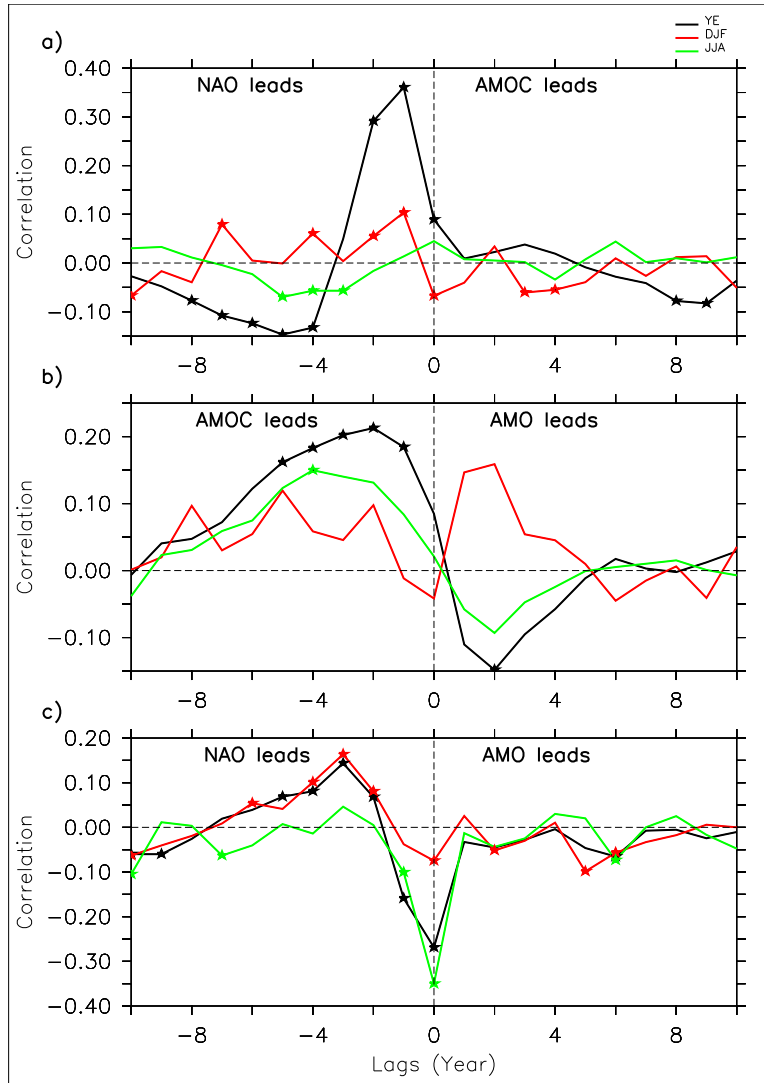


FIGURE 3.3 – Corrélation lagée entre l'indice de l'AMOC et l'indice NAO (a), entre l'indice de l'AMOC et l'indice AMO (b) et entre l'indice AMO et l'indice NAO (c) en données annuelles (YE), pour les mois Décembre-Janvier-Février (DJF) et pour les mois Juin-Juillet-Août. Les étoiles montrent les années significatives à 95% suivant un test statistique de bootstrap.

une augmentation de la NAO engendrera une augmentation de la convection (pic de corrélation positive à lag 0), dans les autres sites la NAO aura plutôt un effet inhibiteur sur la convection. Cet effet positif de la NAO sur le Labrador et négatif sur les autres sites pourrait être éclairci par une analyse en température et salinité. L'épaississement de la couche de mélange sous l'effet de la NAO est à rapprocher avec l'action des vents (géostrophique) qui par exemple modifie les flux de chaleur turbulent en surface, ce qui peut potentiellement refroidir la SST (chaleur latente et

sensible) et ainsi alourdir les eaux de surface et favoriser le phénomène de convection hivernale. La corrélation entre AMOC et MLD (figure 3.4) confirme bien le rôle prépondérant du Labrador dans l'interaction NAO-AMOC. La variabilité de la MOC semble surtout être lié à la variabilité en Labrador et un peu moins par SUB et GIN.

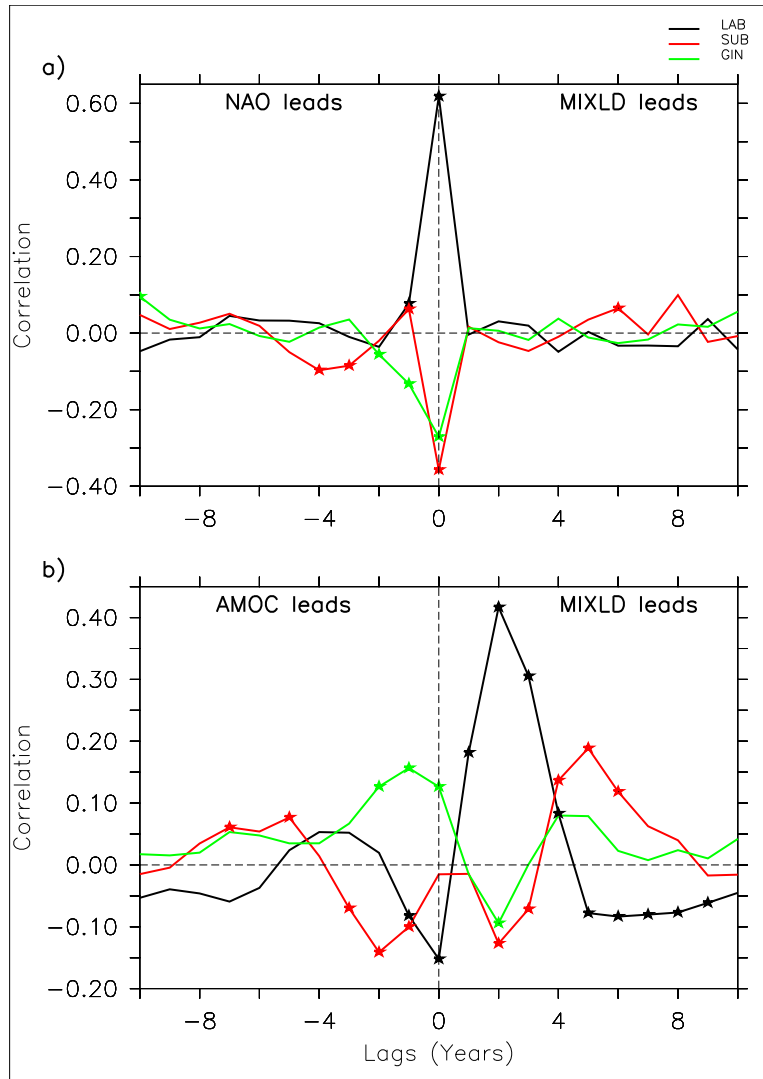


FIGURE 3.4 – Corrélation lagée entre l'indice NAO et l'indice de profondeur de couche de mélange (MLD pour mixed layer depth en anglais) en Décembre-Janvier-Février sur les trois sites de convection (a) et entre l'indice de l'AMOC et l'indice de profondeur de couche de mélange (MLD pour mixed layer depth en anglais) en Décembre-Janvier-Février sur les trois sites de convection (b)

La NAO à donc un impact fort sur l'AMOC et cela via le site de convection du Labrador uniquement. Dans les autres sites la variation de la profondeur de la couche de mélange est gouvernée par d'autres phénomènes. La formation des eaux profondes

est provoquée par des changements de densité, une analyse en corrélation au lag 0 entre densité et profondeur de couche de mélange dans les zones de convection nous donne des résultats très marqués entre 0.6 et 0.8 (analyse non montrée) permettant de confirmer ce phénomène dans le modèle. Notre but est maintenant d'analyser sur chaque zone de convection l'impact de la densité via la MLD sur la NAO, en effet cela pourrait nous permettre de voir quel processus amène ce lien NAO-AMOC : flux de chaleur, eau douce, advection ?

La densité de la mer est contrôlée par deux paramètres principaux : température et salinité, et aux faibles profondeurs on peut utiliser la forme linéarisée reliant la densité en fonction de la température (T) et de la salinité (S) :

$$\rho(S, T) = \rho_0(1 - A(T - T_0) + B(S - S_0)) \quad (3.1)$$

où $\rho_0 = 1028 \text{kg.m}^3$, $T_0 = 283 \text{K}$, $S_0 = 35 \text{g/kg}$, $A = 1.710^{-4} \text{K}^{-1}$ (coefficient d'expansion thermique) , $B = 7.610^{-4} (\text{g/kg})^{-1}$ (coefficient de contraction saline) , Ainsi des eaux chaudes et salées seront moins denses que des eaux froides et moins salées. En utilisant cette décomposition, on sépare pour chaque zone de convection la composante de la densité dépendant de la température de celle dépendant de la salinité et on réalise une corrélation lagée avec l'indice de la NAO afin de mettre en évidence dans chaque zone le paramètre le plus influent pour la densité de surface (figure 3.5) et ainsi sur la convection.

On retrouve bien le pic de corrélation positive en LAB et négative en GIN et SUB entre l'indice de la NAO et l'indice de densité. On constate cependant des comportements différents suivant les zones de convection, ainsi dans le Labrador, la NAO semble être corrélée de manière plus importante avec la composante de température de la densité de même que pour SUB. Cela semble indiquer l'influence forte de la NAO sur l'AMOC via le site du Labrador grâce aux changements de température principalement dus aux effets des vents. Pour ce qui est de GIN, il n'y a que peu d'années significatives il est donc moins évident d'effectuer un rapprochement, il semble néanmoins que la composante de salinité soit la plus corrélée avec l'indice de NAO. On retrouve ici une partie des conclusions d'un article de Virginie Guevas et de David Salas-Melia réalisées sur le modèle CNRM-CM3 [37] qui affirmait que la variabilité de la MOC était contrôlée par la convection profonde en mer du Labrador, Norvège et Irminger que de plus la NAO avait un impact en température sur la mer du Labrador et que la glace de mer était le moteur de la convection en GIN et SUB. Nous avons ici des conclusions similaires avec néanmoins un effet un peu moins marqué pour SUB et GIN.

Nous avons ensuite cherché à interpréter une autre partie significative de la figure 3.3 a) ; quand l'AMOC mène de 8-9 ans sur la NAO. L'hypothèse mise en place

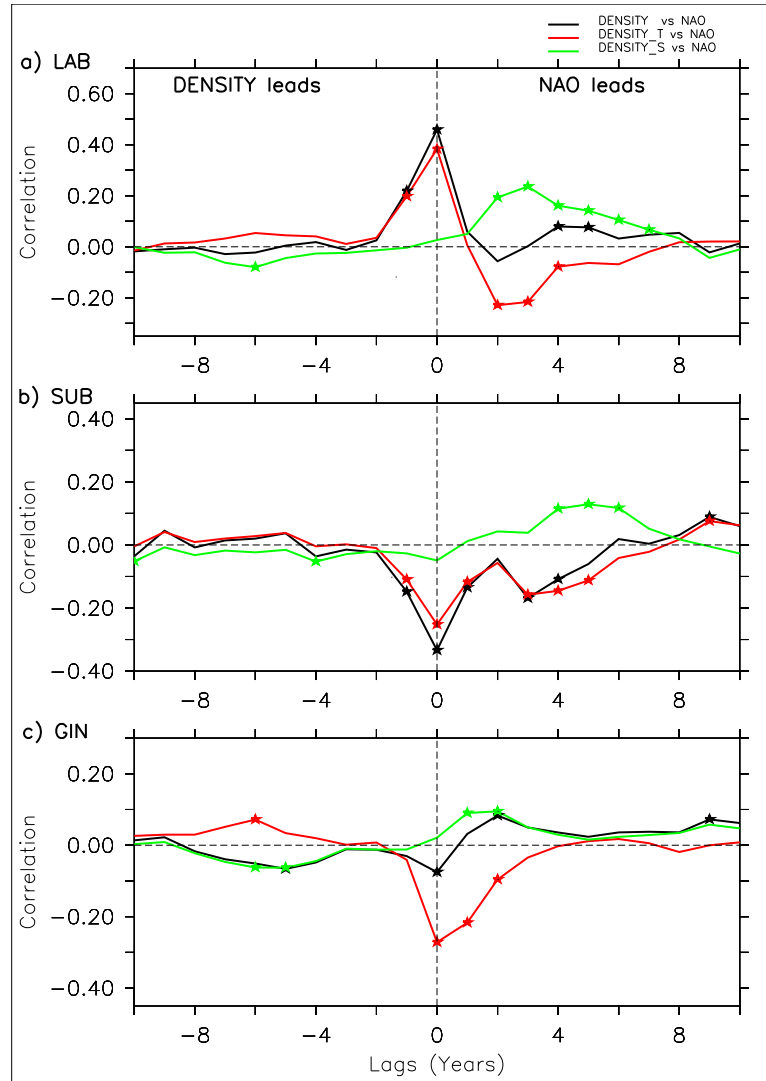


FIGURE 3.5 – Corrélation lagée entre l'indice de la NAO l'indice de densité et ses composantes de température et de salinité en LAB a) en SUB b) et en GIN c)

est qu'il s'agit d'une rétroaction, c'est-à-dire une influence de l'AMOC en réponse au forçage atmosphérique et atténuant les effets de celui-ci. Des analyses en carte de régression ne se sont pas montrées révélatrices du phénomène, on peut considérer que cela est dû à la faible corrélation existant entre les deux indices.

3.2.2 Relation AMOC-AMO

L'AMOC représente un transport net de chaleur en Atlantique Nord et l'AMO est un indice de SST en Atlantique du Nord (voir définition en introduction), il est donc possible qu'il existe un lien entre ces deux composantes. L'étude de corrélation dans le modèle entre ces deux indices (figure 3.3 b)), révèle ainsi deux zones

significatives : la première lorsque l'AMOC mène de 1 à 5 ans et la seconde lorsque l'AMO mène de 2 ans.

Une augmentation de l'AMOC implique un transfert méridien de chaleur comme cela est montré dans le modèle à l'aide d'une analyse en corrélation (figure 3.6) montrant en effet une forte liaison entre l'indice de l'AMOC et celui du transport de chaleur. On pourra également remarquer la progression du transport de chaleur vers le Nord suivant les différentes latitudes. Ce transport de chaleur conduit donc à l'apparition d'anomalies chaudes de SST en Atlantique Nord donc une AMO qui augmente, correspondant bien avec le pic de corrélation entre 1 et 5 ans des deux graphiques (figure 3.6 et figure 3.3 b)).

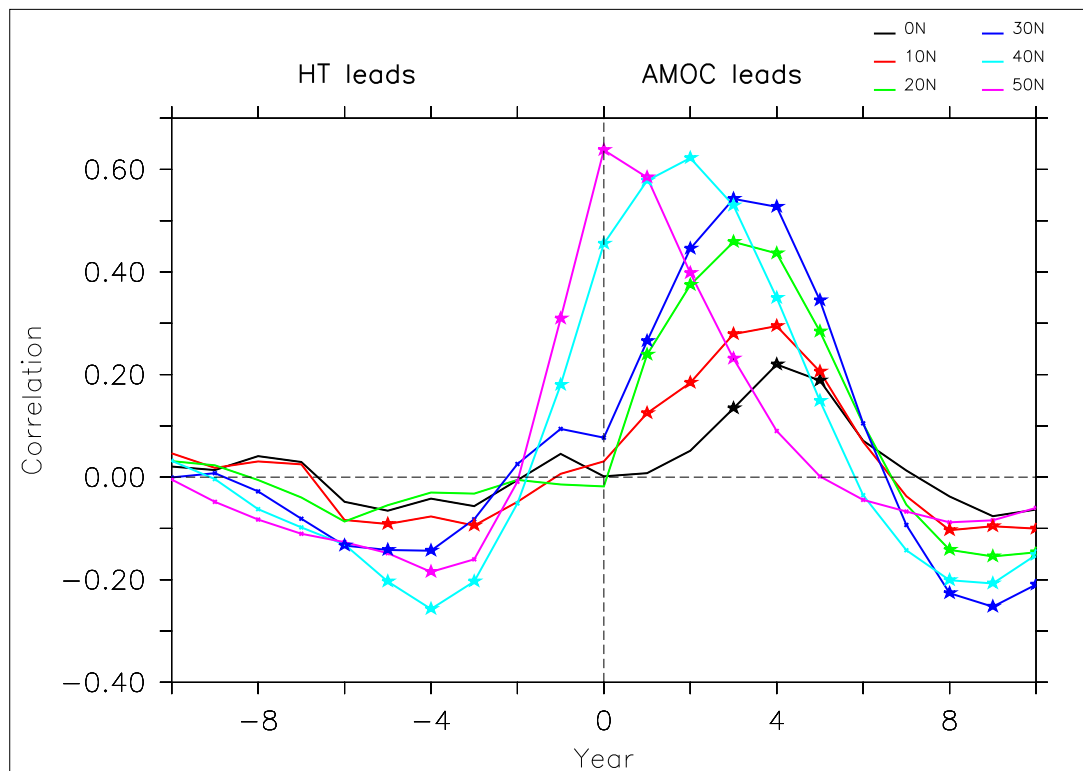


FIGURE 3.6 – Corrélation croisée entre l'indice du transport de chaleur (HT pour Heat Transport) et l'indice de l'AMOC à différentes latitudes.

Pour ce qui est du pic de significativité lorsque l'AMO mène de deux ans (figure 3.3 b)), on peut proposer l'explication suivante ; une anomalie chaude de température en Atlantique Nord entrainera une diminution de la densité dans les zones de convergence ce qui réduira la production d'eau profonde et ainsi la MOC.

3.2.3 Relation NAO-AMO

Le lien entre AMO et NAO est illustré en figure 3.3 c). Trois pics de significativité ressortent du test en corrélation. Un premier pic que l'on pourrait associer à l'influence de l'AMOC ; en effet comme l'AMOC peut influencer l'atmosphère par des modulations de SST, il est naturel de s'attendre à une relation entre les indices NAO et AMO. De plus les périodes de temps (2 à 6 ans) correspondent avec celles trouvées plus tôt entre NAO et AMOC (0 à 2 ans) et AMOC AMO (1 à 5 ans). Nous pouvons émettre l'hypothèse qu'il s'agit là du même phénomène.

Le lien négatif en phase entre AMO et NAO, et qui semble venir d'une influence NAO-AMO d'été, peut-être mis en évidence de manière spatiale dans une analyse en carte de regression. La figure 3.7 de regression est dominée par un centre de basse température entre le Portugal et Cuba. Cette figure reflète l'influence de la NAO sur l'océan, et en particulier sur sa température de surface.

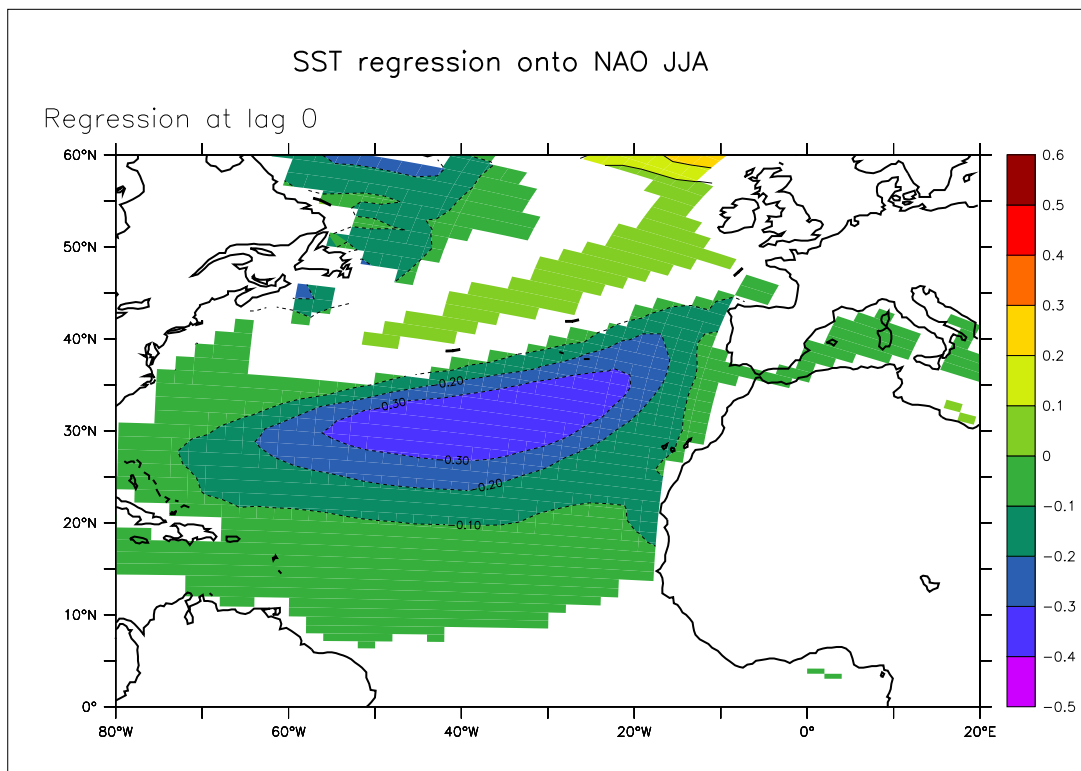


FIGURE 3.7 – Regression en phase entre la SST (Juin Juillet Août) et l'indice NAO (JJA). Les zones montrées (en couleur) sont significatives à 90%

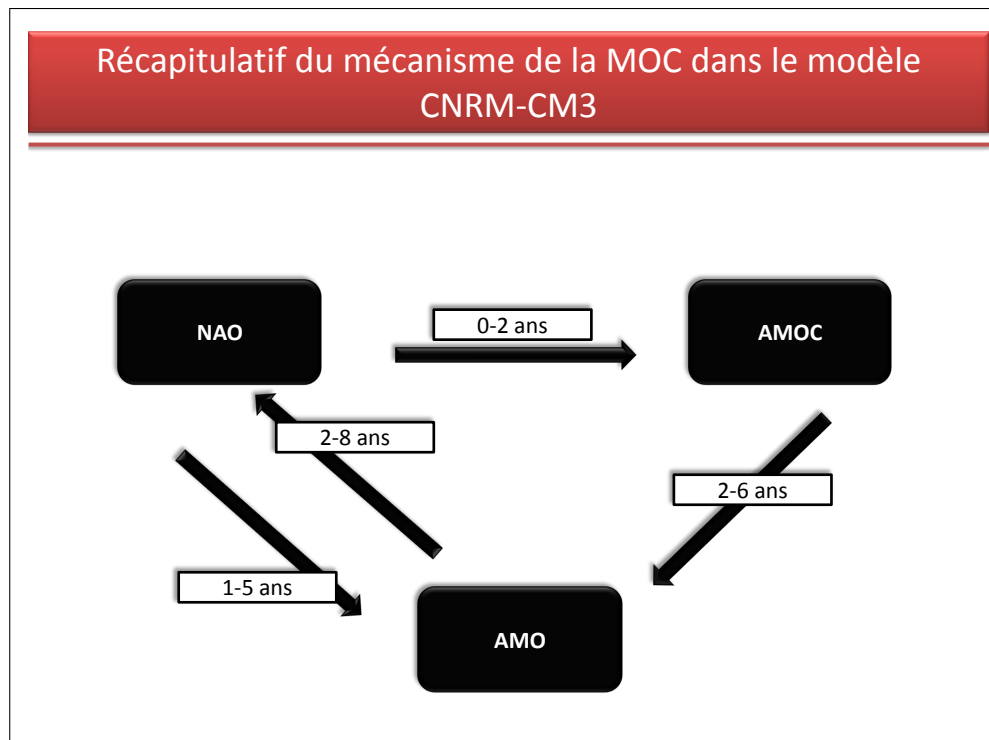
Nous avons émis l'hypothèse suivante concernant ce lien ; une NAO positive entraine dans cette zone une augmentation des Alizés qui aurait comme répercussion un refroidissement de l'océan ce qui pourrait alors expliquer cette anomalie. Faute de temps cette hypothèse n'a pu être approfondie ou vérifiée.

Pour ce qui est de la dernière zone significative quand l'AMO mène de 5 à 6 ans, malgré que ce pic de "significativité" ne soit pas d'une très forte ampleur (0.07) il est intéressant d'y porter attention puisqu'il pourrait s'agir d'une rétroaction de l'AMO sur la NAO et pourrait provenir d'un couplage océan-atmosphère. Une régression de la SLP sur l'indice AMO n'a pas montré d'influence significative probablement du fait de la faible force de la liaison mais aussi du fait que l'EAP ("contenu" dans la SLP) doit également avoir un rôle non négligeable dans le phénomène.

Chapitre 4

Conclusion & Perspectives

En se basant sur les résultats montrés dans la partie précédente, un schéma synthétisant le mécanisme de variabilité basse fréquence de la MOC trouvé dans le modèle CNRM-CM3 à été réalisé ci-dessous.



Dans la suite on explique ce mécanisme en restant bien évidemment dans le domaine de l'hypothèse. On part d'une NAO en phase positive qui engendre via les vents des anomalies en densité dans les zones de convection. La NAO va ainsi provoquer un épaissement de la couche de mélange essentiellement dans la zone située en mer du Labrador via les SST et par la même occasion un renforcement de la convection. Il semble donc que la NAO marque son influence sur l'océan via le

Labrador. Une intensification de l'AMOC suit de 1 an un maximum de la NAO générant une advection d'eaux chaudes et salées vers le Nord et donc une augmentation de l'indice AMO, visible 1 à 5 ans plus tard. L'influence de l'AMOC sur l'atmosphère a été analysée et une réponse significative et forte en été de l'atmosphère au forçage par la MOC a pu être mise en évidence. L'AMOC influence l'atmosphère via une modulation de la SST par transfert de chaleur. Cette anomalie de SST causée par une augmentation de la MOC génère une augmentation de l'AMO. L'influence de l'AMO sur l'atmosphère a aussi été abordée en utilisant des corrélations lagées, et un type de rétroaction a été mise en avant entre NAO et AMO sur une période de 5 à 6 ans.

Il est intéressant d'avoir mis en place un tel mécanisme dans le modèle de climat CNRM-CM3, cependant il serait encore plus intéressant que ce modèle concorde avec des observations, c'est à dire avec ce que l'on sait être proche de la réalité. Il existe en effet de nombreux modèles de climat dans le monde et de nombreux mécanismes de variabilité ont été trouvés et validés [45] dans ces modèles. Certains ne sont pas réalistes et ne correspondent pas aux observations. Qu'en est-il pour le mécanisme mis en place dans notre modèle ?

Pour comparer le mécanisme il serait utile de réaliser à l'aide des observations disponibles une corrélation lagée entre les indices NAO et AMO. La figure 4.1 reprend la corrélation entre la NAO et l'AMO vu en figure 3.3 c), mais également celles issues des observations et de proxy, un proxy étant une reconstitution de données à partir de sources diverses : carottage...

On retrouve en données annuelles, en hiver et en été, un même type de comportement ; les courbes de corrélation dans le modèle et les observations sont assez proches et de même signe. On peut noter que les échelles de temps diffèrent ; en effet le pic de corrélation en hiver entre NAO et AMO est décalé d'environ 4 ans dans les observations par rapport au modèle. En données annuelles, on retrouve le phénomène de rétroaction entre les deux indices, cependant les lags ne correspondent pas.

Le mécanisme mis en évidence dans le modèle semble donc plausible sur la forme cependant, il serait intéressant d'approfondir pourquoi les échelles de temps ne coïncident pas avec ce que l'on peut observer. Faute de temps, d'autres aspects auraient également mérité une étude plus poussée : nous aurions pu par exemple comme nous l'avons fait pour la NAO observer l'impact de l'EAP dans ce mécanisme. Il aurait été également intéressant d'analyser les flux de façon plus approfondie et de poursuivre l'analyse sur la réponse atmosphérique aux anomalies de SST forcées par la MOC. De même le feedback de l'AMO sur l'atmosphère pourrait être étudié.

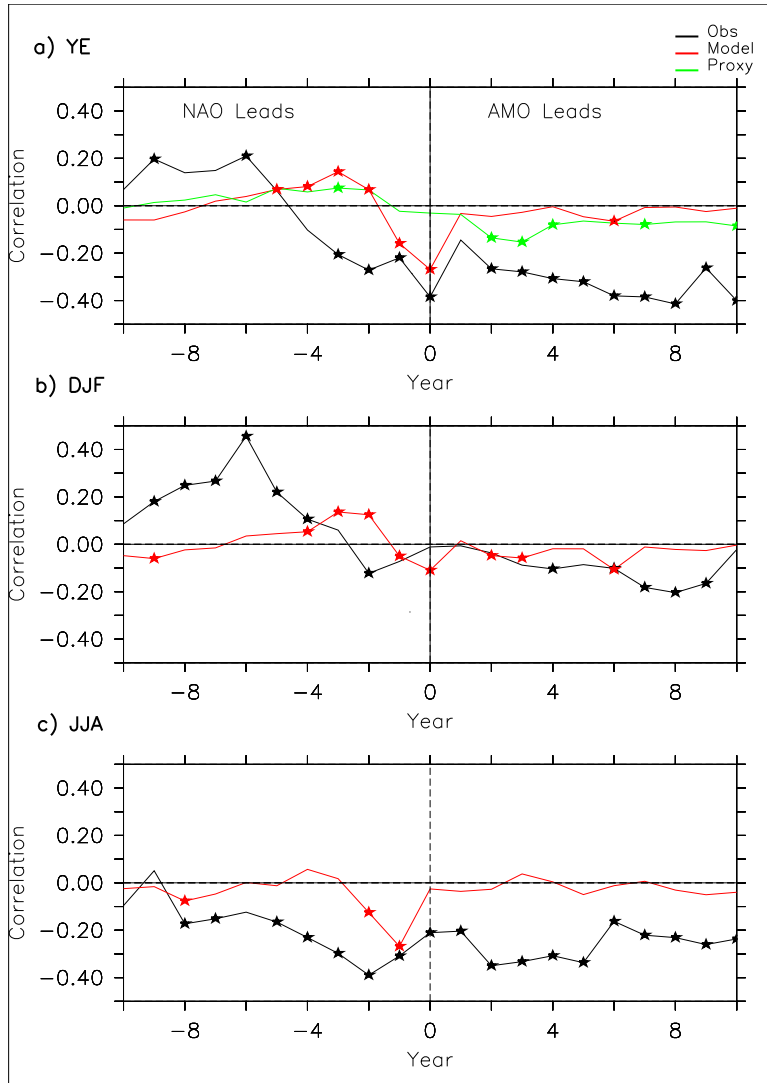


FIGURE 4.1 – Corrélation lagée entre la NAO et l'AMO en données annuelles, en hiver et en été dans le modèle et les observations. Le proxy correspond à une reconstruction basée sur des observations de 500 ans.

Annexe A

Outils Statistiques

Une bonne stratégie pour analyser des données climatiques est l'utilisation d'outils statistiques tels que les regressions, corrélations, analyse en ondelettes...et ainsi développer des hypothèses physiques en accord avec ces représentations statistiques au lieu de baser nos hypothèses sur la simple représentation de ces données (qui peuvent parfois entrer en contradiction les unes avec les autres). Il est intéressant de souligner que ces analyses ne permettent pas en elles mêmes de démontrer un phénomène mais sont là pour guider et appuyer le raisonnement physique. Les méthodes statistiques ont été utilisées via les logiciels : Ferret (<http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/>) qui permet l'analyse et la visualisation des données et Statpack qui permet d'utiliser des outils d'analyses statistiques sur des fichiers de type Netcdf via Ferret notamment (<http://www.cerfacs.fr/maisonna/Statpack/statpack.html>). Le but de cette annexe sera de rappeler brièvement des outils statistiques de bases comme les corrélations puis de développer d'autres plus poussées comme l'analyse en ondelettes et l'analyse en composantes principales.

A.1 Corrélation, Corrélation lagée, Autocorrélation, Regression

La corrélation permet de mesurer le degré d'association entre deux variables. La valeur de la corrélation peut varier de +1 à -1, on parlera de corrélation positive ou négative. Dans le cas d'une corrélation positive ($0 < Cor \leq 1$), si la valeur de la première augmente alors la valeur de la seconde augmente et dans le cas d'une corrélation négative si la première augmente alors la seconde diminue. Dans le cas où la valeur de la corrélation est nulle alors il n'existe aucune relation entre les deux variables. La corrélation entre deux jeux de données $X(x_1, \dots, x_n)$ et $Y(y_1, \dots, y_n)$

est donnée par la formule suivante :

$$Cor = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{A.1})$$

Pour les corrélations lagées, on "lag" une variable par rapport à l'autre, c'est à dire que l'on réalise la corrélation entre ces deux variables un décalage temporel. Ainsi on peut observer si certains phénomènes ont une influence sur d'autres à long terme. Exemple dans la figure A.1 si on a une corrélation positive (et significative) dans la partie droite cela signifiera que la VAR1 mènera sur la VAR2 et cette première aura un impact positif sur la deuxième, comme expliqué plus haut.

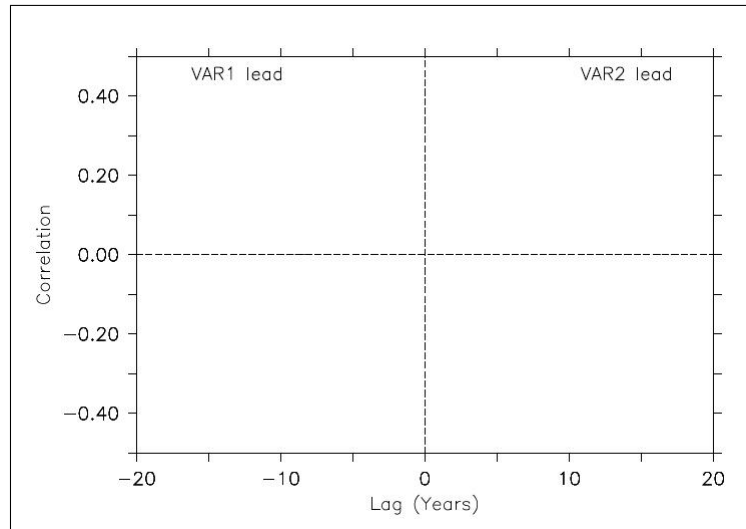


FIGURE A.1 – Corrélation lagée entre deux variables VAR1 et VAR2

L'auto-corrélation qui est défini comme la corrélation lagée d'une variable sur elle-même, permet d'observer la persistance d'un phénomène. On regarde en effet dans le temps comment est corrélée cette variable par rapport au début où la corrélation était maximale et égale à 1.

Enfin la régression est l'opération qui consiste à ajuster une droite (ou une autre courbe mathématique) "le plus près possible" d'un certain nombre de points observés. Une des méthodes les plus employées pour obtenir un modèle estimé est celle des moindres carrés. Dans notre analyse les cartes de régression permettent d'observer spatialement la force de relation entre deux variables.

A.2 Analyse en composantes principales

Le but de l'analyse en composantes principales (ou EOF en anglais pour Empirical Orthogonal Function) est de réduire un jeu de données contenant un grand

nombre de variables en un jeu contenant un nombre plus réduit de variables mais représentant une grande partie de la variabilité contenue dans le jeu original : identifier une petite partie capable d'expliquer la plupart du système observé. L'EOF aura pour but dans nos analyses de faire ressortir des modes de variabilité du système observé. Comme nous l'avons vu dans le rapport (et expliqué dans de nombreux articles [23]) il est souvent possible d'associer EOF1 avec un phénomène physique connu (plus difficile avec le second [5]). Cependant les EOFs expliquant le plus efficacement la variance n'ont pas forcément quelque chose à voir avec la dynamique de la structure. L'analyse en EOF nous donnera un motif spatial de variabilité, la série temporelle associée et une mesure de "l'importance" de chaque motif. On utilisera ce type d'analyse pour examiner la variabilité d'un champ scalaire comme la SLP, la SST...

On dispose des mesures d'une variable aux endroits $x_1, x_2 \dots x_p$ pris aux temps $t_1, t_2 \dots t_n$. Pour chaque pas de temps t_j , on peut penser à la mesure x_i comme une carte. On stocke ensuite toutes nos données dans une matrice F (figure A.2). On

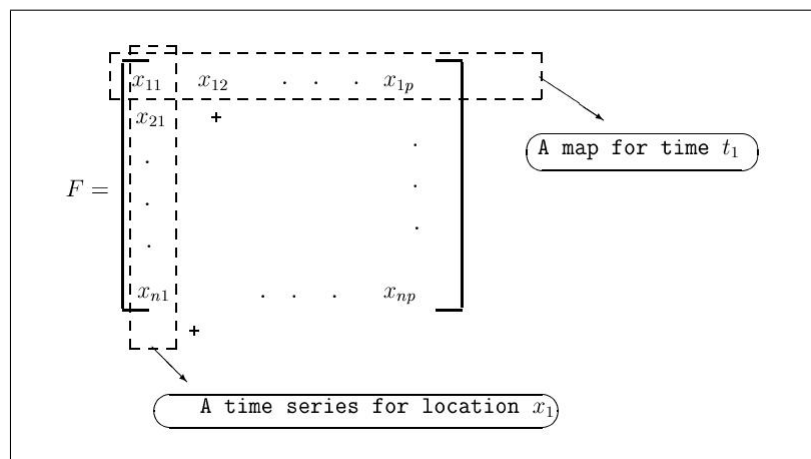


FIGURE A.2 – La matrice F. Chaque ligne est une carte, chaque colonne est une série temporelle d'observations pour un endroit donné. D'après [5]

calcule ensuite la matrice de covariance : $R = F^t F$ puis on résoud le problème aux valeurs propres : $RC = C\Lambda$ (Λ et C sont des matrices $p \times p$) où Λ est la matrice diagonale contenant les valeurs propres λ_i de R . Les c_i sont les vecteurs colonnes de C , donc vecteurs propres des λ_i . Les vecteurs propres peuvent être vus comme des cartes, ce seront les EOFs que nous cherchons à représenter spatialement. Le vecteur propre EOF1 est associé à la plus grande valeur propre, la seconde EOF à la deuxième plus grande valeur propre... Chaque λ_i représente la mesure de la fraction de la variance totale de R . La matrice C possède une propriété particulière, de sorte que $C^t C = C C^t = I$, les EOFs sont donc non-corrélés en espace et les vecteurs

propres orthogonaux les uns par rapport aux autres. Pour calculer comment les EOF évoluent dans le temps, il est nécessaire de calculer les n composantes du vecteur \vec{a}_j tel que $\vec{a}_j = F\vec{c}_j$ et représentant la série temporelle associée à l'évolution de l'EOFj.

On peut donc réécrire la matrice F de sorte que : $F = \sum_{j=1}^p \vec{a}_j (EOFj)$

Chaque EOF réfère souvent à un mode de variabilité et les coefficients correspondant (PC) montrent comment celui-ci oscille dans le temps.

A.3 Analyse en ondelettes

Quand on observe un signal $s(t)$ au cours du temps, on est en mesure de connaître son début et sa fin et de constater ses éventuelles variations qualitativement. Cependant, il est moins évident de se faire une idée de ses périodicités (i.e. ses fréquences). D'où l'utilisation de la transformée de Fourier. Il s'agit de donner une représentation des signaux permettant de faire apparaître simultanément des informations temporelles (localisation dans le temps, durée) et fréquentielles, facilitant par là l'identification des caractéristiques physiques de la source du signal. Bien que la transformée de Fourier nous donne des informations utiles sur un signal, elle ne donne aucune information quant aux instants auxquels ces composantes spectrales apparaissent. La transformée de Fourier n'est donc pas l'outil adéquat pour les signaux non-stationnaires c'est-à-dire de signaux dont la fréquence varie dans le temps comme c'est souvent le cas dans les données climatologiques. Les instants ou intervalles de temps auxquels une composante spectrale particulière apparaît sont souvent d'un grand intérêt ; là est le but de la transformation en ondelettes : fournir une représentation temps-fréquence du signal. Nous allons maintenant exposer les principales propriétés de la transformée en ondelettes qui les rendent particulièrement attractives dans les applications géophysiques.

Nous aborderons ici le concept de la transformée continue en ondelettes pour une série temporelle $f(t)$. L'analyse en ondelettes est basée sur la convolution entre $f(t)$ et un jeu de fonction $\varphi_{\tau s}(t)$ dérivé de translation et de rotation d'une ondelette mère ψ , où :

$$\varphi_{\tau s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi \left(\frac{t - \tau}{s} \right) \quad (\text{A.2})$$

avec $s \in \mathfrak{R}^+$ et $\tau \in \mathfrak{R}$. Les $\varphi_{\tau s}(t)$ construits à partir de (A.2) sont appelées ondelettes. La convolution de $f(t)$ avec ce jeu d'ondelettes est la transformée continue en ondelettes :

$$W(\tau, s) = \int f(t) \varphi_{\tau s}^*(t) dt \quad (\text{A.3})$$

où φ^* est le complexe conjugué de φ . On parle ici de transformée continue puisque s et τ peuvent varier dans le temps. τ représente ici le paramètre de translation correspondant à la position ou le temps si les données sont spatiales ou temporelles. s représente le paramètre de dilatation correspondant à l'échelle de longueur ou de temps (période). A noter (de même que dans le cas de la transformée de Fourier) qu'il est possible d'utiliser la transformée en ondelettes inverse pour reconstruire $f(t)$:

$$f(t) = \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{s^2} W(\tau, s) \varphi_{\tau s}(t) ds d\tau \quad (\text{A.4})$$

Nous allons maintenant présenter les principales propriétés des ondelettes. L'ondelette mère est une fonction dite "unit energy" [41] choisie de façon à ce qu'elle soit à support compact et de moyenne nulle (A.5 et A.6). Le fait que l'ondelette soit de moyenne nulle est appelé la condition d'admissibilité.

$$\int |\psi(w)|^2 dw = 1 \quad (\text{A.5})$$

$$\int \psi(t) dt = 0 \quad (\text{A.6})$$

Il existe différents types d'ondelettes mère correspondant à ces critères pouvant être regroupés en deux principales catégories : ondelettes continues et orthogonales. Les plus utilisées en géophysique sont des ondelettes continues ; l'ondelette complexe de Morlet (figure A.3) et le "Mexican hat". Nous ne développerons ici que l'étude de l'ondelette de Morlet (équation A.6)

$$\psi(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{-i\sigma t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (\text{A.7})$$

et en particulier ici $\sigma = 6$ L'avantage d'utiliser l'ondelette de Morlet est le fait qu'elle soit complexe ce qui permet de détecter à la fois l'amplitude et la phase de la dépendance en temps pour différentes fréquences d'une série temporelle [42].

Ce qui nous intéressera maintenant c'est l'analyse de séries temporelles à l'aide de ces ondelettes et la représentation graphique permettant de révéler des propriétés importantes des ces séries. Nous avons un exemple de représentation en ondelettes pour une série en figure A.4. Une des particularités de l'analyse en ondelettes est sa capacité à fournir une représentation temps-fréquence du signal. Ici le cadre inférieur gauche est une représentation temps-période-puissance permettant de bien caractériser le signal à analyser, la partie grisée correspond au cône d'influence, c'est-à-dire puisque nous traitons des séries temporelles finies, des erreurs apparaîtront

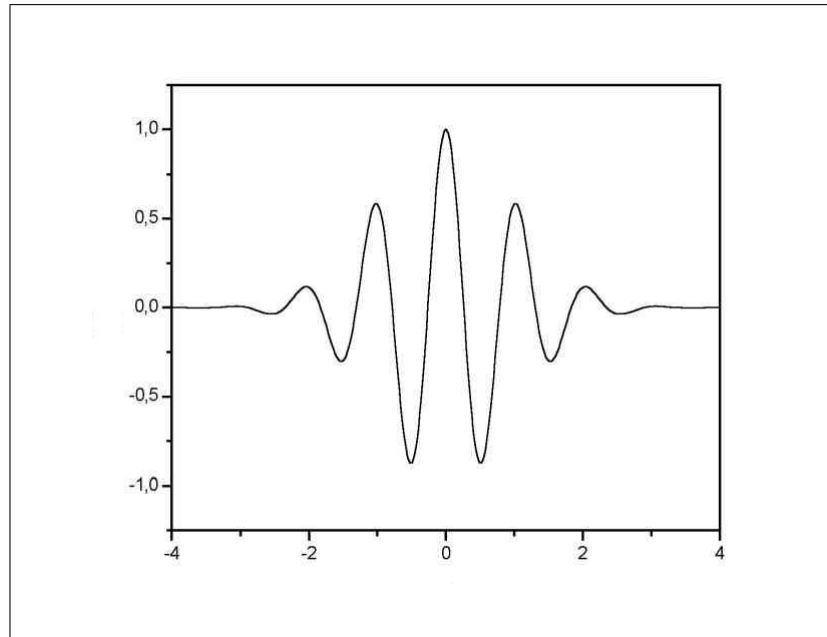


FIGURE A.3 – Ondelette de Morlet.

au début et à la fin de l'analyse spectrale en ondelettes. Les zones encadrées en noir correspondent aux parties significatives à 10% par rapport à un signal bruit-rouge. Le cadre inférieur droit correspond au spectre global du signal comparé à un bruit rouge (trait rouge), ainsi ce qui dépasse du trait peut-être considéré comme du bruit rouge mettant en évidence les fréquences privilégiées et ce qui est de l'autre côté reste du bruit blanc (aucune fréquence privilégiée). Dans notre cas exemple le cadre de gauche nous révèle un certain nombre de zones significatives entre 2 et 4 ans et entre 8 et 20 ans en période, cependant ces zones ne sont pas très marquées en puissance (qui est ici en Sv^2) et peu étalées sur la période de temps considérée. Dans le cadre inférieur droit on note trois zones qui ressortent de manière significative. La première correspond à celle trouvée précédemment entre 3 et 4 ans, la seconde également entre 10 et 15 ans, et enfin la dernière à 400 ans et plus. Nous ne pouvons donner aucun crédit à cette dernière partie étant donné qu'il s'agirait d'une fréquence de 400 ans et que notre série temporelle ne dispose que d'un peu plus de 2 périodes de 400 ans. Cette zone est de plus située dans le cône d'influence de l'analyse en puissance, aucune importance ne peut lui être donnée. Nous avons donc mis ici en évidence deux zones de variabilité principales à savoir sur la période 2-4 ans et sur la période 10-15 ans.

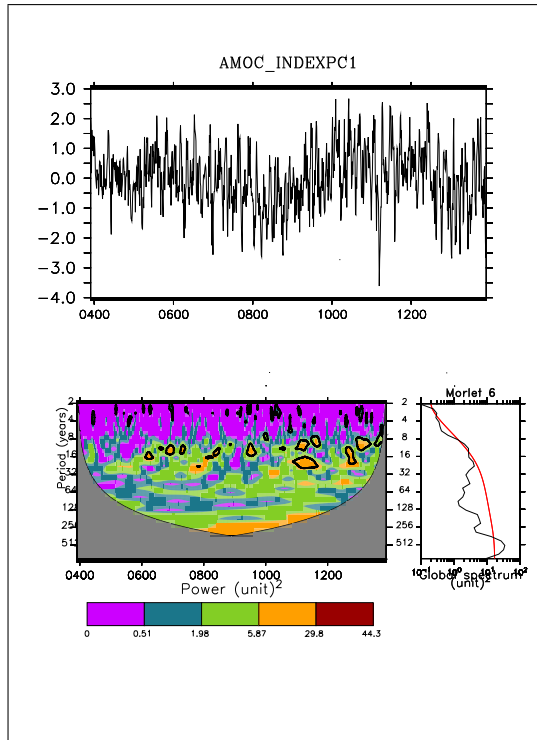


FIGURE A.4 – Exemple d’analyse en ondelettes obtenu en utilisant le logiciel Stat-pack pour un indice de la MOC. Le cadre supérieur correspond à la série temporelle d’un indice de la MOC. Le cadre inférieur gauche correspond au spectre de puissance en ondelettes. L’axe des abscisses est la localisation de l’ondelette en temps. L’axe des ordonnées représente la période de l’ondelette en année. Les contours noirs sont les régions de "significativité" à 10% utilisant un spectre bruit-rouge. Le cadre de droite correspond au spectre global en fonction de la période. Le trait rouge correspond à un signal -bruit-rouge, ainsi tout ce qui est à droite de ce trait apparaît comme fréquence significative.

Table des figures

1	Evolution des modèles de climat de 1970 à nos jours	4
1.1	Bilan radiatif de la Terre	9
1.2	Ecart à la moyenne de l'ensoleillement annuel de la Terre (W/m^2) . .	10
1.3	Schéma simplifié de la circulation thermohaline. Les points noirs correspondent aux sites de formation des eaux profondes océaniques. . .	11
1.4	Formation des eaux profondes en Atlantique Nord	11
1.5	Circulation méridienne moyenne dans l'Atlantique (en Sverdrup) dans le modèle du MIT	12
1.6	L'oscillation Nord-Atlantique en phase positive (à gauche) et en phase négative (à droite). L (pour Low) définit une zone de basse pression, dépression d'Islande, et le H (pour High) définit une zone de haute pression, anticyclone des Açores.	15
2.1	Exemple de grilles d'un modèle de climat	18
2.2	Moyenne annuelle entre 1970 et 1999 de la température (en °C) a) dans les ré-analyses HadISST et b) dans la simulation S2PI1 du modèle CNRM-CM3 (à gauche) Indice AMO a) dans les ré-analyses HadISST et b) dans le modèle. Les tracés en couleur correspondent à l'indice AMO filtré (rouge phase positive et bleu phase négative) (à droite).	19
2.3	Moyenne de la salinité (en psu) a) dans les données de Levitus 1982 et b) dans le modèle	20
2.4	Maximum annuel de la profondeur de la couche de mélange (en m) (a) dans le modèle CNRM-CM3 et (b) dans les observations [8] en Décembre-Janvier-Février-Mars (en m) en Atlantique Nord	22
2.5	Moyenne de la fonction de courant méridienne (en Sv) en Atlantique Nord. Les valeurs positives correspondent à une circulation dans le sens antitrigonométrique.	23

2.6	a) Régression entre la NAO représentée comme première composante spatiale de l'analyse en composante principale de la SLP sur l'Atlantique Nord et le vent dans les ré-analyses (à gauche) et dans le modèle (à droite). b) série temporelle de l'EOF ainsi que la variance expliquée dans les ré-analyses et le modèle. En rouge est tracé la série filtrée.	24
3.1	A droite, analyse en ondelette de l'indice PC1 de la NAO : Le cadre supérieur correspond à la série temporelle de l'indice de la NAO. Le cadre inférieur gauche correspond au spectre de puissance en ondelettes. L'axe des abscisses est la localisation de l'ondelette en temps. L'axe des ordonnées représente la période de l'ondelette en années. Les contours noirs sont les régions de significativité à 10% utilisant un spectre bruit-rouge. Le cadre de droite correspond au spectre global en fonction de la période. Le trait rouge correspond à un signal -bruit-rouge, ainsi tout ce qui est à droite de ce trait apparait comme fréquence significative.	26
3.2	Analyse en ondelettes de l'indice de la MOC (à gauche) et de l'indice AMO (à droite) : Le cadre supérieur correspond à la série temporelle de l'indice. Le cadre inférieur gauche correspond au spectre de puissance en ondelettes. L'axe des abscisses est la localisation de l'ondelette en temps. L'axe des ordonnées représente la période de l'ondelette en années. Les contours noirs sont les régions de significativité à 10% utilisant un spectre bruit-rouge. Le cadre de droite correspond au spectre global en fonction de la période. Le trait rouge correspond à un signal -bruit-rouge, ainsi tout ce qui est à droite de ce trait apparait comme fréquence significative.	27
3.3	Corrélation lagée entre l'indice de l'AMOC et l'indice NAO (a), entre l'indice de l'AMOC et l'indice AMO (b) et entre l'indice AMO et l'indice NAO (c) en données annuelles (YE), pour les mois Décembre-Janvier-Février (DJF) et pour les mois Juin-Juillet-Août. Les étoiles montrent les années significatives à 95% suivant un test statistique de bootstrap.	29

3.4	Corrélation lagée entre l'indice NAO et l'indice de profondeur de couche de mélange (MLD pour mixed layer depth en anglais) en Décembre-Janvier-Février sur les trois sites de convection (a) et entre l'indice de l'AMOC et l'indice de profondeur de couche de mélange (MLD pour mixed layer depth en anglais) en Décembre-Janvier-Février sur les trois sites de convection (b)	30
3.5	Corrélation lagée entre l'indice de la NAO l'indice de densité et ses composantes de température et de salinité en LAB a) en SUB b) et en GIN c)	32
3.6	Corrélation croisée entre l'indice du transport de chaleur (HT pour Heat Transport) et l'indice de l'AMOC à différentes latitudes.	33
3.7	Regression en phase entre la SST (Juin Juillet Août) et l'indice NAO (JJA). Les zones montrées (en couleur) sont significatives à 90%	34
4.1	Corrélation lagée entre la NAO et l'AMO en donnée annuelles, en hiver et en été dans le modèles et les observations. Le proxy correspond à une reconstruction basée sur des observations de 500 ans.	38
A.1	Corrélation lagée entre deux variables VAR1 et VAR2	40
A.2	La matrice F. Chaque ligne est une carte, chaque colonne est une série temporelle d'observations pour un endroit donné. D'après [5]	41
A.3	Ondelette de Morlet.	44
A.4	Exemple d'analyse en ondelette obtenu en utilisant le logiciel Statpack pour un indice de la MOC. Le cadre supérieur correspond à la série temporelle d'un indice de la MOC. Le cadre inférieur gauche correspond au spectre de puissance en ondelettes. L'axe des abscisses est la localisation de l'ondelette en temps. L'axe des ordonnées représente la période de l'ondelette en année. Les contours noirs sont les régions de significativité à 10% utilisant un spectre bruit-rouge. Le cadre de droite correspond au spectre global en fonction de la période. Le trait rouge correspond à un signal -bruit-rouge, ainsi tout ce qui est à droite de ce trait apparait comme fréquence significative.	45

Bibliographie

- [1] M.A. Alexander and C. Deser. A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude sst anomalies. *American Meteorological Society*, 1995.
- [2] T. Antoniadou. L'oscillation atlantique nord (nao) et son influence sur le climat européen. *Revue de Statistique Appliquée*, 2001.
- [3] E. Bard. L'océan et le changement climatique. *La lettre de l'Académie Des Sciences n°21*, 2007.
- [4] A.G. Barnston and R.E. Livezey. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric patterns. *Mon. Wea. Rev*, 1987.
- [5] H. Björnsson and S.A. Venegas. *A Manual for EOF and SVD analyses of Climatic Data*. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences and Centre for Climate and Global Change Research McGill University.
- [6] R.A. Clarke and J.-C. Gascard. The formation of the labrador sea water, i : Large-scale processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 1983.
- [7] A. Czaja and C. Frankignoul. Influence of the north atlantic sst on the atmospheric circulation. *Geophys. Res. Letters*, 1999.
- [8] C. de Boyer Montaignut et al. Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, 2004.
- [9] T.L. Delworth and M.E. Mann. Observed and simulated multidecadal variability in the northern hemisphere. *CD*, 2000.
- [10] T.L. Delworth and R. Zhang. Decadal to centennial variability of the atlantic from observations and models. *Geophysical Monograph Series 173*, 2007.
- [11] D. Dommenges and M. Latif. A cautionary note on the interpretation of eofs. *Journal of Climate*, 2002.
- [12] C. Eden and J. Willebrand. Mechanism of interannual to decadal variability of the north atlantic circulation. *JC*, 2001.

- [13] A. Belluci et al. Nao-ocean circulation interactions in a coupled general circulation model. *CD*, 2008.
- [14] C. Cassou et al. Summer sea surface temperature conditions in the north atlantic and their impact upon the atmospheric circulation in early winter. *American Meteorological Society*, 2004.
- [15] C. Cassou et al. Investigating the impact of reemerging sea surface temperature anomalies on the winter atmospheric circulation over the north atlantic. *JC*, 2007.
- [16] C. Herweijer et al. Why the ocean heat transport warms the global mean climate. *Tellus*, 1993.
- [17] D. Salas-Mélia et al. A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 2002.
- [18] F. Schott et al. Observations of vertical currents and convection in the central greenland sea during the winter 1988/1989. *J. Geophys. Res.*, 1993.
- [19] G. Madec et al. *OPA version 8. Ocean General Circulation Model reference manual*, 1998. Rapp. Int., LODYC, France, 200pp.
- [20] J.F. Knight. et al. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *GRL*, 2005.
- [21] J.F. Mahfouf et al. The land surface scheme isba within the météo-france climate model arpege. part i. implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, 1995.
- [22] J.R. Knight et al. Climate impacts of the atlantic multidecadal oscillation. *Geophys. Res. Letters*, 2006.
- [23] J.W. Hurrell et al. An overview of the north atlantic oscillation. *Geophysical Monograph 134*, 2003.
- [24] L. Terray et al. The oasis coupler user guide, version 2.2. technical report. Technical Report 253, CERFACS, 1998.
- [25] M. Déqué et al. Arpege version 3, documentation algorithmique et mode d'emploi. Technical report, available from CNRM/GMGEC, Météo-France, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse, France, 1999. in French.
- [26] M. Latif et al. A review of predictability studies of atlantic sector climate on decadal time scales. *American Meteorological Society*, 2005.
- [27] M. Visbeck et al. The ocean's response to north atlantic oscillation variability. *Geophysical Monograph*, 2003.

- [28] N.S. Keenlyside et al. Advancing decadal-scale climate prediction in the north atlantic sector. *Nature Vol 453*, May 2008.
- [29] R. Dickson et al. Long-term coordinated changes in the convective activity of the north atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 1996.
- [30] R.S. Pickart et al. Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet. *Nature*, 2003.
- [31] S.A. Cunningham et al. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5 degrees N. *Science*, 2007.
- [32] S.D. Meyers et al. An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology : With application to the dispersion of yanai waves. *Monthly Weather Review*, 1993.
- [33] L. Apicella et F. Nadaud. Aléas climatiques, aléas économiques : les effets du climat sur l'activité économique en france. *note de conjoncture INSEE*, Juin 2007.
- [34] C. Frankignoul and K. Hasselmann. Stochastic climate models, part ii application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 1977.
- [35] A. Ganachaud and C. Wunsch. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 2000.
- [36] J. Goodman and J. Marshall. A study of decadal middle-latitude atmosphere-ocean coupled modes. *Journal of Climate*, 1999.
- [37] V. Guemas and D. Salas-Melia. Simulation of the atlantic meridional overturning circulation in an atmosphere-ocean global coupled model. part i : a mechanism governing the variability of ocean convection in a preindustrial experiment. *CD*, 2007.
- [38] J.W. Hurrell. Decadal trends in the north atlantic oscillation : regional temperatures and precipitation. *Science*, 1995.
- [39] R. Kandel. Le bilan radiatif de la terre. *La Recherche*, n°241, mars 1992.
- [40] R.A. Kerr. Atlantic climate pacemaker for millenia past, decade hence ? *Science Vol 309*, 1 July 2005.
- [41] P. Kumar and E. Foufoula-Georgiou. Wavelet analysis for geophysical application. *Reviews of Geophysics*, 1997.
- [42] K.M. Lau and H. Weng. Climate signal detection using wavelet transform : How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1995.

- [43] S. Levitus. Climatological atlas of the world ocean. Professional paper, NOAA/GFDL, 1982.
- [44] R. Msadek. *Rôle de la circulation thermohaline dans la variabilité du climat*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 2009.
- [45] R. Msadek and C. Frankignoul. Atlantic multidecadal oceanic variability and its influence on the atmosphere in a climate model. *CD*, 2008.
- [46] R.T. Sutton and D.L.R. Hodson. Atlantic ocean forcing of north american and european summer climate. *Science Vol.309*, 1 July 2005.
- [47] D. Swingedouw. *Origine et impact climatique d'un changement de circulation thermohaline au cours des prochains siècles dans le modèle IPSL-CM4*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 2006.
- [48] A. Timmermann and M. Latif. Northern hemispheric interdecadal variability : A coupled air-sea mode. *JC*, 1998.
- [49] C. Torrence and G.P. Compo. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998.
- [50] K.E. Trenberth and D.J. Shea. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *GRL*, 2006.
- [51] A.J. Weaver and S.Valcke. On the variability of the thermohaline circulation in the gfdl coupled model. *American Meteorological Society*, 1998.
- [52] M. Winton. On the climatic impact of ocean circulation. *Journal of Climate*, 2003.
- [53] C. Wunsch. What is the thermohaline circulation ? *Science Vol.298*, 8 November 2008.