



Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier  
Discipline ou spécialité : *Physique du Climat*

---

Présentée et soutenue par *Marie MINVIELLE*  
Le 14 septembre 2009

**Titre :**

*Méthode de désagrégation statistico-dynamique  
adaptée aux forçages atmosphériques  
pour la modélisation de l'Océan Atlantique  
développement, validation et application au climat présent*

---

**JURY**

*Nick HALL  
Bernard BARNIER  
Laurent LI  
Anne-Marie TREGUIER  
Juliette MIGNOT  
David SALAS y MELIA  
Christophe CASSOU*

*Président  
Rapporteur  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Co-directeur de thèse*

---

**Ecole doctorale :** *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*

**Unité de recherche :** *CNRS/CERFACS*

**Directeur(s) de Thèse :** *Laurent TERRAY  
Christophe CASSOU*



# Remerciements

J'adresse mes premiers remerciements à Laurent Terray et Christophe Cassou pour m'avoir accompagnée et guidée tout au long de cette thèse. Merci de votre grande disponibilité, de votre exigence et de m'avoir aidée à rebondir lorsque la modification de mon sujet initial s'est avérée inévitable. Merci Christophe pour ta grande patience, ton optimisme et enthousiasme à toute épreuve et ton implication qui m'ont aidée à mener à bien cette thèse.

Je suis également très reconnaissante à Bernard Barnier, Laurent Li et Anne-Marie Tréguier d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse et de s'être investis dans la relecture de ce manuscrit, ainsi qu'à tous les autres membres de jury : Nick Hall, Juliette Mignot et David Salas y Mélia.

Je tiens à remercier également toutes les personnes qui par leur disponibilité et leurs compétences ont fortement contribué à ce travail de thèse. Je pense tout d'abord à Julien Boé et Julien Najac que j'ai rejoint en cours de route dans l'univers du downscaling, qui m'ont coachée et dont l'aide scientifique a été sans aucun doute prépondérante dans cette thèse. Merci aussi aux personnes qui m'ont apporté l'aide nécessaire en informatique et calcul scientifique et m'ont ainsi permis de mener à bien cette thèse : Eric Maisonnave pour l'aide précieuse qu'il m'a apportée en modélisation et son assistance continue pour les divers problèmes informatiques rencontrés, Romain Bourdallé-Badie pour sa contribution dans la réalisation de la simulation océanique avec NATL4, ainsi que toute l'équipe de support informatique du CERFACS (Gérard, Fabrice, Isabelle, Patrick, Nicolas) pour leur remarquable efficacité et leur gentillesse.

Un grand merci à toutes les personnes appartenant ou ayant appartenu à l'équipe GlobC du CERFACS, de passage ou permanents, pour tous les bons moments passés en votre compagnie : Olivier, Laurent, Christophe, Sophie V., Thierry, Bertrand, Jean-Philippe, Philippe, Sophie R., Nico, Eric, Anthony W., Isabelle M., Christian, Virginie L., Sébastien, Nathalie, Isa, Anthony T., Laure, Julien B., Cyril. Merci Emilia pour ta bonne humeur dans le bureau. Didier et Soline, merci pour votre aide et relectures finales. Lola, Elodie et Marie-Pierre, merci pour les nombreuses discussions et de m'avoir aidée à garder le cap.

Je ne peux m'empêcher d'avoir une pensée toute particulière pour Julien N., mon "collègue" de bureau pendant 3 ans et qui a bien failli m'avoir à coup de piles et de balles rebondissantes. Nous avons partagé notre bureau et bien d'autres choses. Ton soutien, même depuis l'autre bout

de la planète, a été précieux. Merci Julien.

Enfin, un grand merci à mes parents et à toute ma famille.

Merci aussi à Rafael à qui je renvoie le bonjour...



# Table des matières

Résumé	v
Abstract	vii
<b>1 Introduction</b>	<b>1</b>
1.1 L'océan dans le système climatique	1
1.1.1 Transport de chaleur dans l'océan	1
1.1.2 Interface océan-atmosphère	3
1.1.3 Océan et changement climatique	5
1.2 Les modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère	7
1.2.1 Présentation des modèles couplés	7
1.2.2 La dispersion dans les modèles couplés	9
1.3 Hypothèses sur l'origine des incertitudes dans la représentation de l'océan par les modèles couplés	12
1.3.1 La résolution	12
1.3.2 Les biais dans les flux de forçage	13
1.4 La désagrégation	15
1.4.1 Désagrégation statistique	15
1.4.2 Désagrégation dynamique	17
1.4.3 Les méthodes hybrides	18
1.5 Cadre et problématiques de nos travaux	19
1.5.1 Contexte général	19
1.5.2 Objectifs et organisation de la thèse	20
<b>2 Les régimes de temps</b>	<b>21</b>
2.1 Introduction aux régimes de temps	21
2.2 Article soumis dans Climate Dynamics	23
2.2.1 Résumé	23
2.2.2 Article	25
2.3 Analyses complémentaires	62
2.3.1 Régimes de temps de Z500 aux moyenne latitudes	62
2.3.2 Classes de vent dans l'Atlantique tropical	66

2.4	Liens entre les tropiques et les extratropiques . . . . .	71
2.5	Saisonnalité des régimes de temps . . . . .	76
	Synthèse . . . . .	78
<b>3</b>	<b>Une méthode de désagrégation statistico-dynamique pour un forçage atmosphérique</b>	<b>81</b>
3.1	Article . . . . .	81
3.1.1	Résumé . . . . .	81
3.1.2	Article . . . . .	83
3.2	Compléments de validation du forçage atmosphérique reconstruit REC . . . . .	111
3.2.1	Etat moyen . . . . .	111
3.2.2	Variabilité journalière . . . . .	113
3.2.3	Cycle saisonnier . . . . .	116
3.2.4	Variabilité interannuelle . . . . .	116
3.2.5	Variabilité multi-décennale . . . . .	119
3.3	Application du forçage REC au modèle d’océan ORCA05 . . . . .	120
3.3.1	Mise en oeuvre . . . . .	121
3.3.2	Température et salinité . . . . .	121
3.3.3	Circulation océanique . . . . .	125
3.3.4	Circulation océanique méridienne moyenne . . . . .	126
3.3.5	Convection profonde . . . . .	127
3.3.6	Glace en Arctique . . . . .	129
	Synthèse . . . . .	131
<b>4</b>	<b>Application de la méthode au modèle couplé CNRM-CM3</b>	<b>133</b>
4.1	Présentation du modèle couplé et de la simulation utilisée . . . . .	133
4.1.1	Le modèle couplé CNRM-CM3 . . . . .	133
4.1.2	La simulation historique . . . . .	134
4.2	Les régimes de temps dans CNRM-CM3 . . . . .	134
4.3	Variables de surface reconstruites . . . . .	139
4.3.1	Méthodologie . . . . .	140
4.3.2	Etat moyen . . . . .	140
4.3.3	Variance journalière . . . . .	142
4.3.4	Cycle saisonnier . . . . .	144
4.3.5	Variabilité interannuelle . . . . .	144
4.3.6	Tendances . . . . .	148
4.4	Application du forçage XX1 au modèle d’océan ORCA05 . . . . .	149
4.4.1	Etat moyen océanique . . . . .	150
4.4.2	Variabilité océanique et régimes de temps . . . . .	155
4.4.3	Tendances . . . . .	159
	Synthèse . . . . .	161

<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>163</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>168</b>
<b>Liste des principaux acronymes et notations</b>	<b>175</b>



# Résumé

L'océan joue un rôle majeur dans la régulation du climat terrestre et il s'avère essentiel d'avoir une bonne estimation des modifications de la dynamique et de la thermodynamique océanique pour quantifier les changements climatiques futurs en réponse au forçage par les gaz à effet de serre. A l'heure actuelle, les modèles globaux de climat présentent une dispersion importante quant à l'estimation du changement océanique moyen. Une partie de cette dispersion semble associée à des biais importants, liés, entre autres, à une résolution spatiale et verticale trop faible et à une mauvaise représentation des flux à l'interface océan-atmosphère. Afin de contourner ces biais et dans le but ultime de diminuer les incertitudes sur le signal du changement climatique futur, cette thèse se propose de mettre en œuvre une méthode dite de désagrégation statistico-dynamique appliquée aux forçages atmosphériques pour la modélisation océanique. Nous nous consacrerons au bassin Atlantique uniquement.

Dans un premier temps, nous étudions les liens entre les changements de dynamique de grande échelle, estimés en termes de régimes de temps, et la variabilité interannuelle à multi-décennale des variables atmosphériques de surface observées au-dessus de l'Océan Atlantique sur la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. Nous montrons que l'occurrence interannuelle des régimes de temps permet à elle seule d'expliquer une grande partie de la variabilité interannuelle des variables de surface ainsi que leur tendance observée. Au vu de ces résultats, nous proposons une méthode de désagrégation statistique, basée sur une décomposition en régimes de temps, permettant de reconstruire, selon une fonction de transfert estimée à partir des observations, les séries journalières des variables atmosphériques de forçage sur la région Nord Atlantique et l'Atlantique tropical. Le jeu de forçage ainsi reconstruit est alors utilisé pour forcer les modèles océaniques ORCA05 et NATL4. Cette méthode fait l'objet d'une validation approfondie, soulignant une très bonne représentation de l'état moyen, de la variance journalière, du cycle saisonnier, de la variabilité interannuelle ainsi que des tendances en particulier sur les moyennes et hautes latitudes. En revanche, la variance interannuelle est sous-estimée de manière significative sur l'ensemble du bassin et les performances sont plus mitigées sur les tropiques.

La méthode de désagrégation est ensuite appliquée au scénario historique (1950-2000) du modèle couplé CNRM-CM3 réalisé dans le cadre du 4<sup>ème</sup> rapport du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, les perspectives étant *in fine* l'application de la méthode à différentes projections climatiques pour lesquelles les résultats et analyses du climat présent

serviront de référence. Utilisant les fréquences d'occurrence des régimes de temps du modèle, un forçage de surface est donc reconstruit pour la simulation 20<sup>ème</sup> siècle à partir de la fonction de transfert issue des observations, et une simulation océanique est réalisée à l'aide de ce forçage. Le forçage et la simulation océanique obtenus s'illustrent par un état moyen plus réaliste que celui du modèle couplé, tout en conservant une part de sa variabilité interannuelle. La méthode assure ainsi un débiaisage à la fois de la moyenne et de la variance journalière à l'interface air-mer. Le réchauffement de surface présent dans CNRM-CM3 n'est en revanche pas reconstruit, ce qui laisse à penser qu'une grande partie de ce dernier est due à un forçage radiatif et n'est pas associée à des modifications de la dynamique atmosphérique qui est au cœur de notre approche.

# Abstract

Ocean plays a main role in climate regulation. A correct estimation of dynamical and thermodynamical oceanic modifications is crucial to quantify the climatic changes due to greenhouse gases forcing. Nowadays, an important dispersion in the projection of the oceanic changes is observed in global climate models, owing to important models biases. This is partly due to their too low horizontal and vertical resolution of the ocean and their poor representation of the atmospheric variables at the ocean surface necessary to air-sea fluxes computation. On this thesis a statistico-dynamical method is carried out. The objective is to obtain a better estimation of oceanic mean state and variability over the Atlantic basin, by reducing the systematic biases of climate models in order to reduce uncertainties on future climate change.

First, links between the large scale atmospheric dynamic, estimated in weather regimes, and the interannual to multi-decadal variability of the atmospheric surface variables over the Atlantic Ocean are studied, using the observations over the second half 20<sup>th</sup> century. It is shown that the interannual occurrence of the weather regimes is able to explain a large part of the interannual variability and observed trends of the surface atmospheric variables. Considering these results, a statistical downscaling method based on a weather regimes classification is proposed. It allows the reconstruction of the daily atmospheric surface variables over the North and tropical Atlantic regions, by use of the statistical model constructed with observations. The resulting forcing dataset is then used to force the ORCA05 and NATL4 oceanic models. A detailed validation of the method is performed, emphasizing a very good representation of the mean state, daily variance, seasonal cycle, interannual variability and trends, particularly in the extratropical region. On the other hand, interannual variance is globally underestimated and the method is less efficient in the tropics.

The method is then applied to the historical simulation of the CNRM-CM3 coupled model over the 1950-2000 period. The resulting forcing dataset and its associated oceanic simulation show a more realistic mean state and daily variance than in CNRM-CM3, and show that a part of the interannual variability of CNRM-CM3 is conserved. The surface warming occurring in CNRM-CM3, probably due to radiative forcing, can not be reconstructed by our method if it is not associated to modifications of the large scale atmospheric dynamic. To conclude, in spite of some weaknesses, the method fully accomplishes its role in correcting climate models biases.





# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 L'océan dans le système climatique

Le climat de la Terre est un système complexe qui résulte des nombreuses interactions entre ses différentes composantes : la lithosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère et la biosphère. L'océan est une composante majeure du système climatique et joue un rôle essentiel dans la régulation du climat à l'échelle planétaire de par sa grande capacité de stockage et le transport de chaleur qu'il assure. Les océans transportent et échangent avec l'atmosphère de grandes quantités de matière et d'énergie ; ils représentent 300 fois la masse de l'atmosphère, possèdent une capacité de stockage de chaleur 1200 fois supérieure à celle de l'atmosphère et une capacité de stockage de carbone 70 fois supérieure. Alors que la durée de vie maximale des perturbations atmosphériques est de l'ordre de trois semaines, les transports océaniques par les courants superficiels peuvent affecter sa température et sa densité pendant plusieurs mois, et ces constantes de temps peuvent atteindre plusieurs siècles pour les courants profonds. Le transport de l'océan par les courants s'effectue à des vitesses très inférieures à celles du transport atmosphérique, conduisant à dire que l'océan possède une "mémoire longue" des perturbations qui l'affectent, expliquant son rôle prépondérant dans la variabilité du climat à toutes les échelles de temps. Il a également un impact majeur en termes de ressources et de climat pour l'ensemble des êtres vivants installés en zones côtières.

#### 1.1.1 Transport de chaleur dans l'océan

L'énergie solaire est la principale source d'énergie sur Terre et c'est elle qui détermine en grande partie le climat terrestre. Environ 30% de l'énergie solaire reçue est réfléchi vers l'espace, par réflexion sur les nuages, aérosols qui composent l'atmosphère ou surface terrestre. L'énergie qui n'est pas réfléchi est absorbée par la surface terrestre. L'équilibre énergétique est assuré par la Terre qui réémet vers l'espace des émissions infrarouges proportionnellement à la température de la surface.

La variation latitudinale d'ensoleillement se traduit, en termes de bilan radiatif, en un rayonnement solaire (ondes courtes) qui excède le rayonnement thermique émis par la Terre (ondes

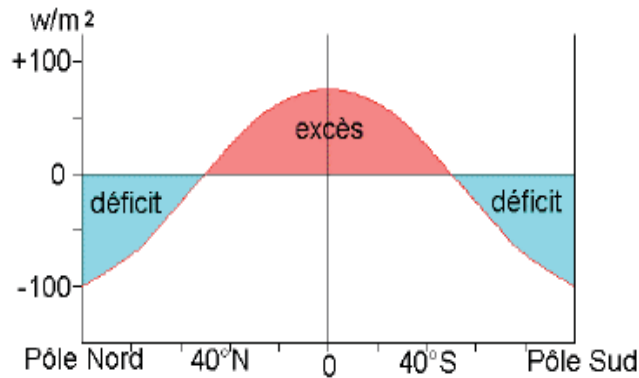


FIG. 1.1: Bilan radiatif terrestre moyen du système terre-atmosphère.

longues, dans l'infrarouge) dans la bande tropicale entre environ 45°S et 45°N (Figure 1.1) et inversement au-delà de ces latitudes. Il en résulte un excès de chaleur dans la bande tropicale et un déficit de chaleur aux plus hautes latitudes. Le rééquilibrage de cette disparité énergétique entraîne une redistribution de chaleur des régions tropicales vers les régions polaires, se faisant via l'atmosphère et l'océan (Peixoto et Oort, 1992).

On considère généralement trois principaux mécanismes entrant en jeu dans le transport océanique de chaleur et d'eau douce.

- La circulation océanique de surface horizontale contribuant en grande partie au rééquilibrage énergétique. Elle est induite principalement par la friction du vent de surface et est influencée par la rotation de la Terre. Les vents d'ouest et les alizés créent ainsi de larges systèmes circulaires centrés autour de 30°S et 30°N, dont les courants sont plus forts le long des bords ouest des océans en raison de la rotation de la Terre. Ces grandes gyres contribuent à transporter les eaux chaudes tropicales vers les pôles et les eaux froides des hautes latitudes vers l'équateur.

- L'action des tourbillons méso-échelles.

- La circulation océanique méridienne, aussi appelée circulation thermohaline (Figure 1.2) qui participe activement au transport de chaleur. Celle-ci se définit, au premier ordre, par une cellule méridionale océanique qui lie la formation d'eaux profondes des hautes latitudes (convection) et leur remontée aux latitudes plus basses, à des courants de surface intenses Nord-Sud comme le Gulf Stream. La formation d'eaux profondes résulte d'une instabilité de la colonne d'eau, les eaux de surface devenant plus denses que celles qui les entourent, par les échanges à l'interface entre océan et atmosphère qui modifient la température et la salinité de l'eau. Ces phénomènes de convection profonde sont propres à l'océan Atlantique Nord, et à l'océan Antarctique. La formation des eaux profondes constitue un élément majeur dans le transport de chaleur océanique, conférant à l'océan Atlantique un intérêt tout particulier dans les études océanographiques.

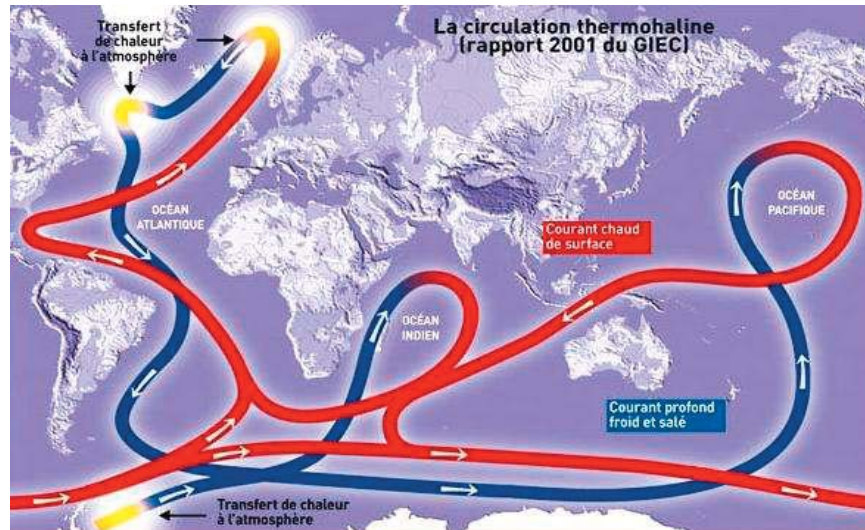


FIG. 1.2: Schéma simplifié de la circulation thermohaline. Figure issue du rapport du GIEC 2001.

### 1.1.2 Interface océan-atmosphère

Les océans couvrant 70% de la planète, la bonne compréhension et estimation des processus à l'interface océan/atmosphère constituent un enjeu important pour une bonne représentation du climat. Les autres frontières de l'océan étant solides, cette interface constitue un lieu privilégié pour la transmission d'énergie, de matière et de quantité de mouvement avec l'atmosphère. Les flux de surface entre l'océan et l'atmosphère représentent ainsi le cœur du système climatique. Ils pilotent en partie les courants de surface, et par les transports de chaleur et de sel induits, définissent la température et la salinité de surface moyennes ainsi que leur variabilité.

Nous nous proposons ici de faire une présentation rapide des flux de surface océan/atmosphère et des variables atmosphériques. Nous nous sommes inspirés pour cela de deux ouvrages de Brodeau (2007) et Barnier (1998), particulièrement complets sur la description du forçage atmosphérique. Nous invitons le lecteur à s'y référer pour plus de détails sur le sujet.

#### • Flux de surface océan/atmosphère

On distinguera dans les processus entrant en jeu dans le forçage de l'océan, trois types de forçage :

- le forçage mécanique : exercé par l'action du vent à la surface de l'océan, correspondant à la tension de vent • .
- le forçage thermique : il s'estime par le flux net de chaleur •  $_{net}$  correspondant à la somme des flux radiatifs et des flux de chaleur latente et sensible.
- le forçage d'eau douce : il correspond au flux net d'eau douce entrant dans l'océan, somme des précipitations et des apports d'eau douce continentale moins l'évaporation (P+R-E).

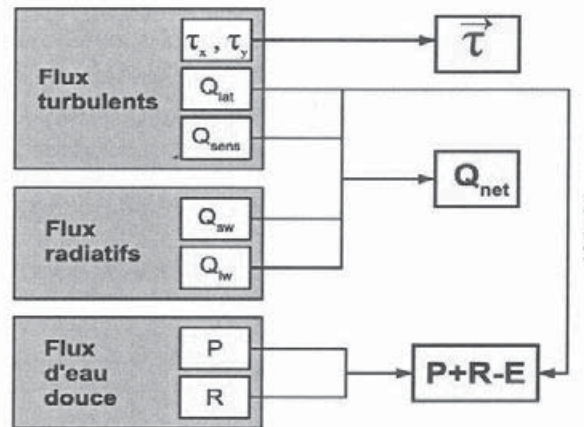


FIG. 1.3: Regroupement et implication des différentes composantes de flux dans les 3 principaux flux de surface conditionnant l'état dynamique et thermohalin de l'océan. (source : Brodeau, 2007)

Différents flux entrent ainsi en jeu dans le forçage de l'océan :

- $\tau$  : tension de vent ( $N/m^2$ ) exercée à la surface de l'océan.
- $Q_{sens}$  : flux de chaleur sensible ( $W/m^2$ ), qui correspond à la quantité de chaleur échangée par diffusion turbulente.
- $Q_{lat}$  : flux de chaleur latente ( $W/m^2$ ), qui correspond à la quantité de chaleur échangée lors d'un changement d'état, c'est à dire par évaporation.
- $Q_{sw}$  : flux radiatif solaire ( $W/m^2$ ) entrant à la surface de l'océan.
- $Q_{lw}$  : flux radiatif infrarouge ( $W/m^2$ ), émis par l'océan à sa surface.
- $P$  : les précipitations (m/s).
- $R$  : les apports d'eau douce continentaux ( $m^3/s$ ).

Il existe également un flux de chaleur associé aux précipitations mais qui reste faible.

Ces flux peuvent se regrouper en trois catégories (Figure 1.3) : les flux turbulents ( $Q_{sens}, Q_{lat}, \tau$ ), les flux radiatifs ( $Q_{sw}, Q_{lw}$ ), et les flux d'eau douce ( $P$  et  $R$ ).

Différentes variables atmosphériques sont nécessaires au calcul de ces flux via une formulation *bulk* (Figure 1.4). Pour plus de détails dans la formulation des flux de surface utilisés dans cette thèse, se référer à Brodeau 2007. Cette formulation utilise les champs suivants :

- Le vent à 10m  $U_{10}$ , nécessaire au calcul de la tension de vent, du flux de chaleur latente et de chaleur sensible.
- La température à 2m  $T_{air}$  et  $T_{air}$  intervenant dans le calcul des flux de chaleur latente et sensible, mais également dans le calcul de la tension de vent par le coefficient de traînée  $C_D$ .
- Le rayonnement solaire incident  $Q_{sw}$ .
- Le rayonnement infrarouge  $Q_{lw}$ .
- Les précipitations totales  $P$ .
- Les runoffs  $R$ .



rayonnement du Soleil qui vient frapper le sol. Réchauffé, celui-ci émet un rayonnement infrarouge qui est en partie ou totalement piégé par l'atmosphère rendue "impermeable" par la présence de gaz dont principalement la vapeur d'eau et le CO<sub>2</sub>. La concentration en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère a considérablement augmenté depuis la révolution industrielle, atteignant aujourd'hui des valeurs 20% supérieures à celles connues au siècle dernier. D'autres gaz à effet de serre ont aussi vu leur concentration augmenter tels que le méthane ou les chlorofluorocarbones en raison des activités anthropiques, venant renforcer l'effet du dioxyde de carbone. L'effet de serre se trouve ainsi fortement augmenté, il y a alors une isolation accrue de la planète et un réchauffement général de celle-ci.

Les modifications océaniques attendues en réponse au changement climatique sont nombreuses et sont au cœur des préoccupations scientifiques. Tout d'abord, sa capacité d'absorption de chaleur entraîne son expansion thermique laissant craindre une élévation importante du niveau de la mer, ce qui aurait des répercussions humaines et économiques considérables. Se pose également la problématique de l'acidification de l'eau de mer entraînée par l'absorption par les océans du dioxyde de carbone en augmentation dans l'atmosphère, et qui constitue une menace pour les organismes marins. On peut également évoquer des impacts attendus importants pour les écosystèmes marins, ou encore l'augmentation de la stratification des couches de surface diminuant la capacité de l'océan à stocker le dioxyde de carbone et rendant l'océan profond moins ventilé. Une autre conséquence majeure serait la modification, voire l'arrêt, de la convection profonde en Atlantique Nord par un réchauffement important des eaux de surface et un adoucissement massif de l'océan aux hautes latitudes par la fonte de la banquise et de la glace au Groenland. Cela pourrait conduire à un changement abrupt de la circulation thermohaline, laissant envisager un rééquilibrage de l'ensemble du système climatique. Cette question est actuellement au centre des études climatiques, faisant de l'océan Atlantique Nord une région cruciale pour les études climatiques actuelles.

C'est dans ce contexte que le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (GIEC) est né en 1988, groupe de travail visant à synthétiser des travaux sur le changement climatique, ses causes et ses conséquences, menés dans des laboratoires du monde entier. Son dernier rapport, le 4<sup>ème</sup>, date de 2007. Le bilan scientifique dressé par les experts du GIEC conclut à l'existence d'une quantité croissante d'indices témoignant d'un réchauffement de la planète et d'autres modifications du système climatique. De nombreuses études de détection/attribution ont permis d'isoler les changements climatiques récents par rapport à la variabilité interne du système climatique, permettant d'établir avec plus de certitude que ces modifications sont attribuables aux activités humaines. Les effets du forçage anthropique sur le climat sont déjà bien visibles. Ainsi, à titre d'exemple, sur la période 1995-2006, onze années figurent parmi les plus chaudes enregistrées depuis 1850. Sous l'action de la dilatation thermique des océans, de la fonte des glaciers et calottes glacières, les observations indiquent que le niveau moyen du niveau de la mer sur l'ensemble de la planète a augmenté de 1.8mm/an depuis 1961 et de 3.1mm/an depuis 1993. Ainsi, de nombreux processus physiques inhérents au système



climatique se trouvent modifiés.

Le changement climatique à l'échelle planétaire est l'un des enjeux majeurs du 21<sup>ème</sup> siècle, compte tenu de la gravité de ses conséquences pour les économies, les sociétés et l'environnement. Et une bonne compréhension des modifications climatiques ne peut se faire sans une bonne estimation des modifications océaniques à venir. Cette thèse s'inscrit dans cette perspective.

## 1.2 Les modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère

### 1.2.1 Présentation des modèles couplés

La modélisation numérique du climat est le principal outil mis à disposition de tout scientifique désireux d'étudier et de comprendre le climat passé et actuel et d'estimer son comportement futur. Les modèles permettent de simuler l'évolution temporelle des caractéristiques tridimensionnelles de l'atmosphère et de l'océan en tenant compte de leurs interactions avec les surfaces continentales et glacées. Ces modèles relient donc les processus terrestres, océaniques et atmosphériques, d'où leur appellation de Modèles de Circulation Générale couplés Océan-Atmosphère (MCGOAs). Ils comprennent des modèles physiques développés séparément pour chaque composante du système climatique (atmosphère, océan, glace de mer, sol, ...) couplés entre eux afin de leur permettre d'interagir. Les modèles couplés se sont considérablement complexifiés depuis une dizaine d'années (Figure 1.5), prenant en compte au fur et à mesure des progrès scientifiques et technologiques de plus en plus de composantes : l'atmosphère, les surfaces terrestres, l'océan et la banquise (années quatre-vingt-dix), puis les aérosols (fin des années quatre-vingt-dix), le cycle du carbone... Ainsi, on voit aujourd'hui l'apparition de modèles couplés auxquels sont intégrés des modèles de dynamique de la végétation, ou encore de chimie atmosphérique.

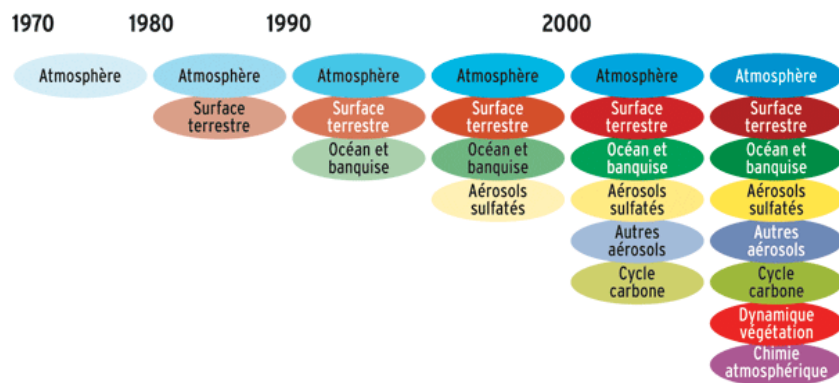


FIG. 1.5: Schéma d'évolution de la modélisation climatique à l'échelle mondiale. Source : GIEC.

Les études du climat passé ou futur demandent la simulation numérique d'un grand nombre d'années pour assurer l'équilibre de la composante océanique et pour pouvoir estimer la variabilité naturelle et détecter et attribuer un éventuel changement climatique. Les MCGOAs étant

1	BCC-CM1	1.9°x1.9°	1.9°x1.9°	Beijing Climate Center, CHINA
2	BCCR-BCM2.0	1.9°x1.9°	0.5°-1.5°x1.5°	Bjerknes Centre for Climate Research, NORWAY
3	CGCM3.1 (T47)	2.8°x2.8°	1.9°x1.9°	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, CANADA
4	CGCM3.1 (T63)	1.9°x1.9°	0.9°x1.4°	
5	CNRM-CM3	1.9°x1.9°	0.5°-2°x2°	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, FRANCE
6	CSIRO-Mk3.0	1.9°x1.9°	0.8°x1.9°	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Atmospheric Research, AUSTRALIA
7	GFDL-CM2.0	2.0°x2.5°	0.3°-1°x1°	U.S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA
8	GFDL-CM2.1	2.0°x2.5°	0.3°-1°x1°	
9	GISS-AOM	3°x4°	3°x4°	National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Goddard Institute for Space Studies (GISS), USA
10	GISS-EH	4°x5°	2°x2°	
11	GISS-ER	4°x5°	4°x5°	NASA/GISS, USA
12	FGOALS-g1.0	2.8°x2.8°	1.0°x1.0°	National Key Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG)/Institut of Atmospheric Physics, CHINA
13	INM-CM3.0	4°x5°	2°x2.5°	Institute for Numerical Mathematics, RUSSIA
14	IPSL-CM4	2.5°x3.75°	2°x2°	Institut Pierre Simon Laplace, FRANCE
15	MIROC3.2 (hires)	1.1°x1.1°	0.2°x0.3°	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), JAPAN
16	MRIOC3.2 (medres)	2.8°x2.8°	0.5°-1.4°x1.4°	
17	ECHO-G	3.9°x3.9°	0.5°-2.8°x2.8°	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of the Korea Meteorological Administration (KMA), and Model and Data Group, GERMANY/KOREA
18	ECHAM5/MPI-OM	1.9°x1.9°	1.5°x1.5°	Max Planck Institute for Meteorology, GERMANY
19	MRI-CGCM2.3.2	2.8°x2.8°	0.5°-2.0°x2.5°	Meteorological Research Institute, JAPAN
20	CCSM3	1.4°x1.4°	0.3°-1°x1°	National Centre for Atmospheric Research USA
21	PCM	2.8°x2.8°	0.5°-0.7°x1.1°	
22	UKMO-HadCM3	2.5°x3.75°	1.25°x1.25°	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/MetOffice, UK
23	UKMO-HadGEM1	1.3°x1.8°	0.3°-1.0°x1.0°	

TAB. 1.1: Modèles du GIEC AR4 (nom officiel, résolution spatiale horizontale moyenne de la composante atmosphérique, résolution spatiale horizontale moyenne de la composante océanique, groupe et pays d'origine.



des systèmes très complexes, les simulations climatiques sont souvent très coûteuses en temps de calcul et capacité de stockage. Et les modèles se complexifiant de plus en plus et améliorant progressivement leur résolution, la tendance n'est pas à la réduction de ce temps de calcul, bien au contraire.

Dans le cadre du 4<sup>ème</sup> rapport du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC AR4), un effort considérable de coordination des simulations réalisées avec les MCGOAs a été fourni. Ainsi, 18 groupes de modélisation à travers le monde ont réalisé des simulations d'évolution de climat coordonnées selon un protocole précis. Les scientifiques ont donc aujourd'hui à disposition un grand nombre de simulations du climat présent (de 1860 à nos jours), ainsi que différentes projections climatiques pour le 21<sup>ème</sup> siècle, selon différents scénarios d'évolution de la concentration des gaz à effet de serre en se fondant sur des hypothèses économiques, démographiques, et technologiques. On appelle 20C3M la simulation où le forçage prescrit correspond à l'évolution observée de la concentration en gaz à effet de serre sur la période 1860-2000. On parle de scénarios pour le climat futur, nommés B1 (le plus optimiste), A1B et A2 (le plus pessimiste). A la fin du 20<sup>ème</sup> siècle, la concentration en CO<sub>2</sub> observée était autour de 360ppm. En 2100, la concentration en CO<sub>2</sub> est respectivement de 550 ppm pour le scénario B1, 700 ppm pour le scénario A1B et 840 ppm pour le scénario A2.

Le tableau 1.1 présente les différents modèles qui ont participé au GIEC AR4, avec la résolution horizontale de leurs composantes atmosphériques et océaniques, ainsi que les groupes de modélisation associés et leur pays d'appartenance. L'ensemble des simulations réalisées dans le cadre du GIEC AR4 constitue un outil primordial pour estimer et comprendre les changements du système climatique face à la future augmentation des rejets atmosphériques d'origine anthropique. Il existe cependant de nombreuses sources d'incertitudes, que se soit dans les observations, dans la connaissance et compréhension des phénomènes physiques régissant le système climatique, l'estimation des forçages en gaz à effet de serre, ou encore de part la présence de biais systématiques dans les modèles couplés. Les différents exercices d'intercomparaison et les résultats des simulations réalisées par les différents groupes pour le GIEC montrent tous que les modèles ont énormément progressé, mais qu'ils souffrent encore de défauts systématiques importants (Meehl et al., 2007). De nombreuses études ont été réalisées pour les caractériser et évaluer les qualités et les limites des modèles aussi bien en termes d'état moyen que de variabilité, en se référant aux observations récentes. Considérant tous ces aspects, notre aptitude à interpréter ces simulations numériques se trouve ainsi restreinte et est rendue difficile face à la dispersion constatée dans leurs résultats.

### 1.2.2 La dispersion dans les modèles couplés

Les nombreuses analyses multi-modèles ont également montré une grande dispersion parmi les modèles quant à l'estimation du changement moyen en climat futur. Ces différences et dispersions entre modèles touchent aussi bien l'atmosphère, l'océan, la glace de mer, ou encore les surfaces continentales. Nous sommes ici plus particulièrement intéressés par les prévisions des

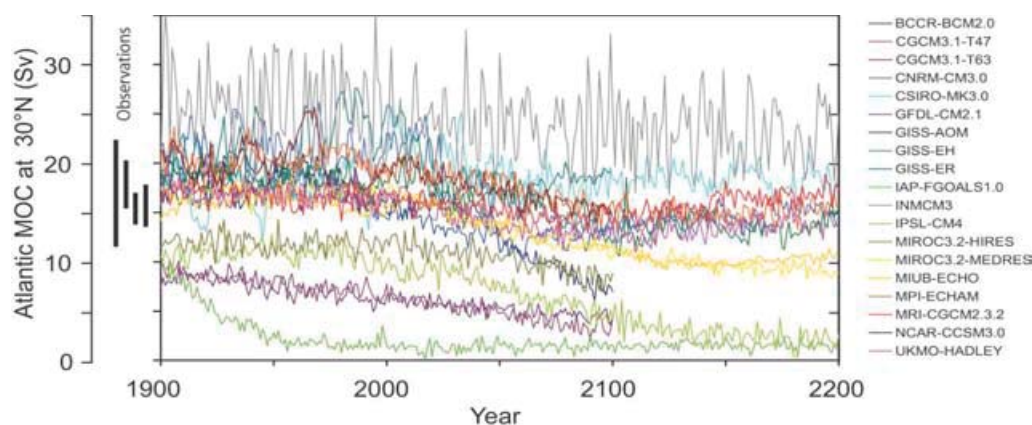


FIG. 1.6: Evolution de la circulation océanique Atlantique méridienne (MOC) à 30°N dans différents modèles couplés de 1900 à 2100, en considérant la simulation du 20<sup>ème</sup> siècle (20C3M) jusqu'en 1999, puis les résultats issus de la simulation A1B de 2000 à 2100. Certains des modèles donnent des valeurs jusqu'en 2200 suivant un forçage constant dont la valeur est celle de 2100. Les barres verticales sur la gauche représentent des estimations de l'intensité de la MOC basées sur des observations au cours du 20<sup>ème</sup> siècle. Figure issue du rapport du GIEC AR4.

modèles pour la composante océanique. Nous nous proposons ici d'illustrer la dispersion existante par des graphiques issus du rapport du GIEC AR4, portant sur deux des questions majeures concernant l'océan soulevées par le changement climatique et déjà évoquées précédemment : l'évolution de la circulation thermohaline et l'élévation du niveau moyen de la mer.

L'évolution de la circulation océanique méridienne atlantique pour les différents modèles couplés pour le scénario A1B est représentée Figure 1.6. La plupart des MCGOAs s'accordent sur une diminution de son intensité dans le siècle à venir, d'environ 25% si l'on considère la diminution moyenne de ces modèles. Cependant, la marge d'incertitude est importante puisque certains modèles laissent entrevoir une diminution atteignant 50%, alors que d'autres ne suggèrent aucun changement. De grandes incertitudes existent quant à l'ampleur et à la rapidité de cette diminution, mais également quant à la rapidité de son impact sur les paramètres atmosphériques sensibles comme les températures et les précipitations sur les continents adjacents, ou encore son poids par rapport au réchauffement radiatif direct de l'atmosphère dû à l'accroissement de l'effet de serre. L'estimation de l'intensité moyenne de la circulation méridienne est très variable en fonction des modèles et l'on peut voir sur la Figure 1.6, une intensité estimée au début du 21<sup>ème</sup> siècle comprise entre 3 Sv et 25 Sv. De plus, le peu d'observations disponibles rend incertaine l'estimation de l'état moyen de l'intensité de la circulation méridienne atlantique en climat présent, et il est donc difficile d'évaluer le biais d'état moyen des modèles.

L'incertitude quant à l'évolution du niveau moyen de la mer au 21<sup>ème</sup> siècle est grande également, comme l'illustre la Figure 1.7. Quel que soit le scénario climatique considéré, les modèles s'accordent sur une nette augmentation du niveau des océans, mais ils présentent une dispersion

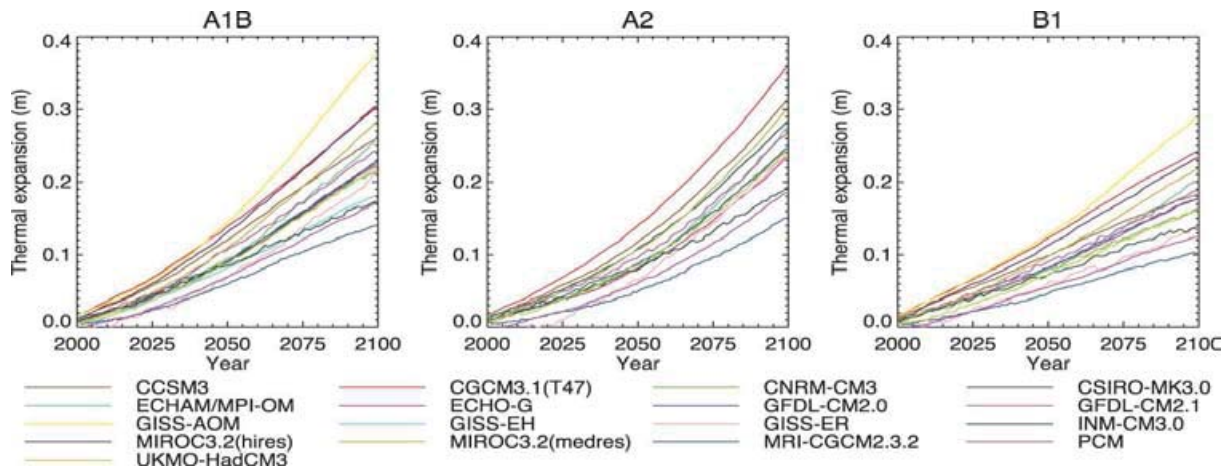


FIG. 1.7: Moyenne globale de l'élévation du niveau de la mer (m) due à la dilatation thermique au cours du 21<sup>ème</sup> siècle pour les scénarios A1B, A2 et B1, par rapport à la moyenne sur la période 1980-1999. Figure issue du rapport du GIEC AR4.

importante sur l'estimation de l'ampleur de cette augmentation, fortement corrélée à l'évolution de la température globale. Ainsi, on voit que l'augmentation est plus faible dans le cas du scénario le plus optimiste B1, et est sensiblement la même dans les deux autres scénarios, bien qu'un peu plus marquée dans A2. Les différences entre modèles sont importantes, et l'augmentation estimée pour A2 est comprise entre 0.14m et 0.38m.

Malgré leurs biais et leur dispersion dans les scénarios climatiques futurs, les modèles climatiques sont un outil incontournable pour l'estimation des changements climatiques. L'intercomparaison des nombreuses simulations réalisées dans le cadre du GIEC AR4 a permis de mettre en évidence l'adéquation des modèles quant à de nombreux phénomènes. Ainsi, ils laissent peu de doute sur une augmentation globale de la température, une fonte massive des glaces et une augmentation du niveau de la mer, ou encore sur une multiplication des événements extrêmes. La comparaison du climat du 20<sup>ème</sup> siècle observé avec celui simulé par les modèles suggère que dans l'ensemble, ces modèles sont capables de reproduire raisonnablement les variables qui caractérisent la circulation océanique et atmosphérique de grande échelle, ainsi que la sensibilité de ces variables à des forçages naturels et/ou anthropiques. En revanche, ils présentent une dispersion importante quant à l'estimation de l'amplitude de tels changements et montrent des biais importants quand l'on s'intéresse à des échelles spatiales plus fines (échelle régionale), ou à certaines variables comme aux variables d'interface océan-atmosphère que sont les flux de surface. La question qui se pose est de savoir si ces biais interagissent avec la réponse du modèle au forçage anthropique. Dans ce contexte, il apparaît souvent difficile d'extraire et de comprendre les mécanismes jouant un rôle dans la réponse du système climatique au forçage anthropique. Il est pour cela nécessaire de mieux comprendre les origines des incertitudes dans la représentation du système climatique dans les actuels MCGOAs. Nous nous concentrons sur l'océan dans la section suivante.

### 1.3 Hypothèses sur l'origine des incertitudes dans la représentation de l'océan par les modèles couplés

Bien que les améliorations des modèles depuis le précédent rapport du GIEC soient grandes, les biais dans leur représentation de l'océan restent nombreux, principalement en raison d'une résolution insuffisante ou de défauts importants dans la simulation des variables des flux de surface. La méconnaissance de certains processus physiques par exemple, délicats à modéliser, entraîne également de nouvelles incertitudes dans les résultats : lois sur l'évaporation des nuages mal connues, phénomènes de turbulence ou de convection, et encore l'importance de la prise en compte du cycle diurne océanique (Bernie et al, 2005 ; Shinoda, 2005), etc...

#### 1.3.1 La résolution

Le développement récent des moyens informatiques a permis une augmentation des résolutions horizontale et verticale des MCGOAs. Elles sont maintenant de l'ordre de  $1^\circ$  à  $2^\circ$  en longitude/latitude pour la plupart des composantes océaniques des MCGOAs actuels. Cependant, la composante horizontale reste encore de  $4^\circ$  dans certains modèles. De nombreux processus océaniques à échelle plus fine ne peuvent être correctement représentés avec des résolutions de cet ordre, ce qui constitue une des incertitudes majeures des MCGOAs. La première amélioration apportée par une plus haute résolution est une meilleure représentation de la bathymétrie. La figure 1.8 illustre cet effet par comparaison de la bathymétrie entre le modèle océanique ORCA  $2^\circ$  typiquement utilisé dans les modèles couplés, et le même mais au  $1/4^\circ$ . On comprend bien l'effet que cela peut avoir en termes de transport et circulation générale océanique. Une plus haute résolution permet ainsi une meilleure modélisation des principaux courants océaniques, une meilleure représentation des masses d'eau, des courants de bord ou encore des upwellings côtiers.

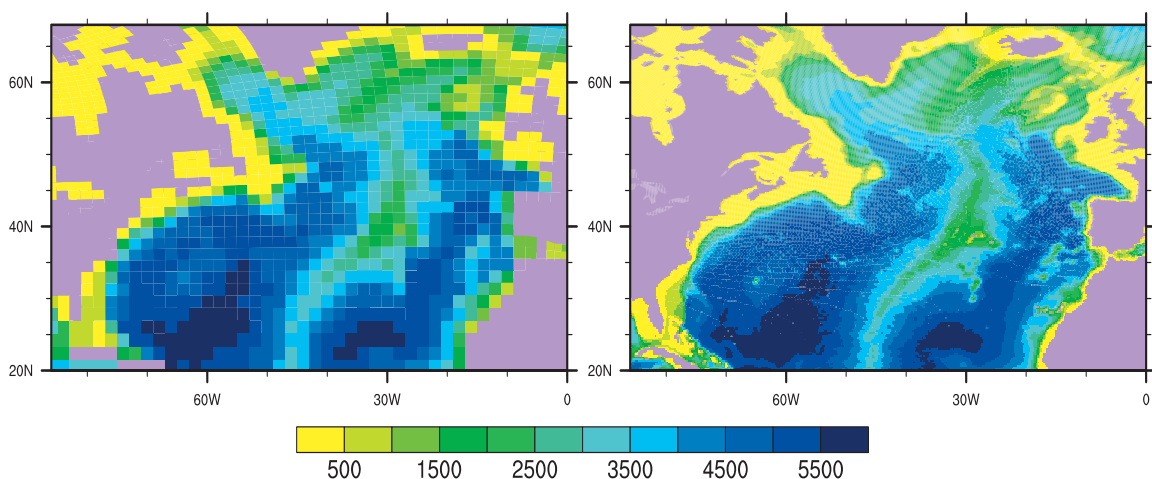


FIG. 1.8: Exemple de différence de résolution pour les modèles d'océan. Bathymétrie (en m) représentée pour deux modèles d'océan de résolution différente. À gauche pour ORCA  $2^\circ$  et à droite pour ORCA  $0.25^\circ$ .

Les modèles haute résolution sont en outre bien connus pour améliorer considérablement la représentation de l'océan, notamment parce qu'ils permettent le développement de l'activité tourbillonnaire méso-échelle. De nombreuses études se sont penchées sur les améliorations pour la dynamique océanique qu'apporte l'utilisation de modèles d'océan "eddy-permitting", c'est à dire des modèles de résolution horizontale suffisamment fine pour permettre la formation des tourbillons (Böning and Budich, 1992; Hulburt et Hogan, 2000; Griffies et al. 2000, Roberts et al. 2004, Barnier et al., 2006). De nombreuses études ont permis également de mettre en avant le rôle de la turbulence méso-échelle dans de nombreux processus océaniques, comme la convection et la restratification (Legg et al, 1998; Chanut et al., 2008), le transport de chaleur, les principaux courants, ... Plusieurs études ont également montré l'impact de l'activité tourbillonnaire des échelles de temps interannuelle à décennale (Hall et al., 2004; Penduff et al., 2004 ou encore Berloff et al., 2007). Non seulement l'activité océanique méso-échelle est importante, mais de plus ses interactions avec les mouvements à grande échelle sont fortes. Il est donc souvent nécessaire de résoudre explicitement cette turbulence de méso-échelle pour pouvoir espérer représenter correctement la circulation générale océanique.

### 1.3.2 Les biais dans les flux de forçage

Nous nous intéressons maintenant aux biais des modèles couplés dans leur représentation des variables et flux de surface, vecteurs par lesquels transite indirectement le forçage anthropique par les gaz à effet de serre. Ces variables d'interface océan atmosphère sont pour l'océan la source principale d'énergie et de mouvement, et sont donc primordiales pour une bonne représentation de sa dynamique et de son état moyen. Leurs biais dans les modèles couplés constituent par conséquent une incertitude supplémentaire dans les analyses océaniques pour les simulations du climat présent et les scénarios climatiques.

La figure 1.9 a) montre les différences de moyenne zonale du flux solaire moyen sur la période 1961-1999 dans les modèles par rapport au flux solaire du jeu de forçage observé DFS4 développé dans le cadre du projet DRAKKAR, sur lequel nous reviendrons de manière plus détaillée par la suite. Les variables de rayonnement de DFS4 sont issues de produits satellites sur la période 1984-2002 (se référer à Brodeau, 2007 pour plus de détails). Les circulations atmosphérique et océanique sont fortement conditionnées par le déséquilibre entre le rayonnement radiatif solaire entrant et le rayonnement thermique infrarouge réémis à la surface. La moyenne annuelle d'insolation, maximum dans les tropiques et progressivement plus faible jusqu'aux pôles (Figure 1.9 a) graphique du haut) contrôle le gradient de température existant entre l'équateur et les pôles. On constate une tendance des modèles globaux du GIEC AR4 (spaghetti de couleur) à surestimer le flux solaire dans les régions tropicales avec des différences pouvant atteindre 40W/m<sup>2</sup> (soit environ 20% du champ de référence DFS4), et à sous-estimer dans les hautes latitudes. Ces erreurs sont principalement dues à la modélisation des nuages bas, particulièrement difficiles à représenter dans les modèles couplés et réfléchissant une grande partie du rayonnement solaire. La représentation des nuages dans les modèles



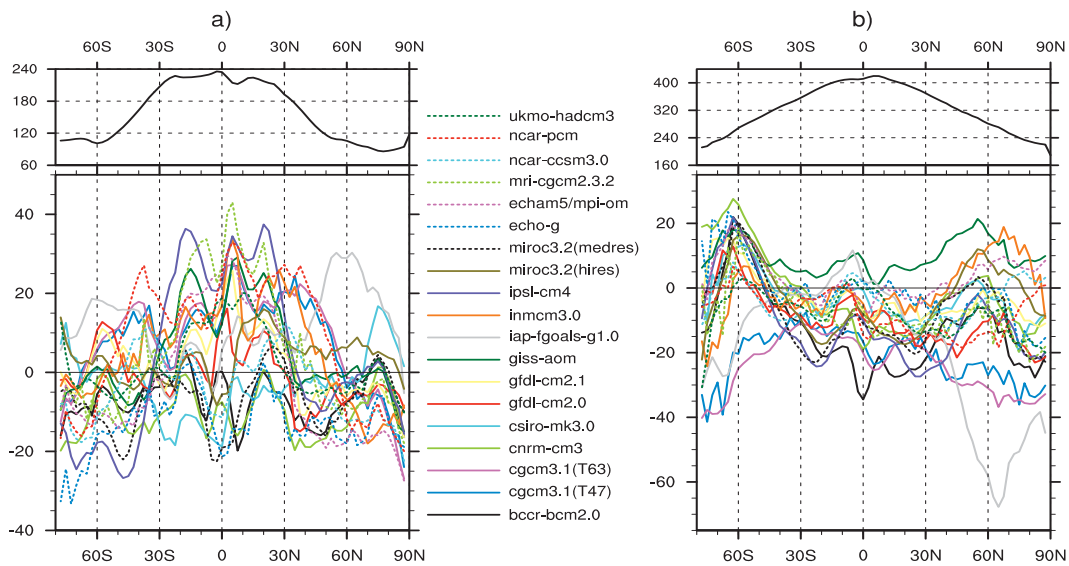


FIG. 1.9: Différence entre différents MCGOAs et DFS4, (a) pour le rayonnement solaire entrant ( $W/m^2$ ) à la surface de l'océan, en moyenne zonale et moyenné sur la période 1961-1999, seulement au dessus des océans. (b), pour le rayonnement thermique infrarouge réémis à la surface ( $W/m^2$ ). Au dessus des différences multi-modèles, la moyenne zonale sur la période 1961-1999 pour les variables ERA40 ( $W/m^2$ ).

couplés constitue une grande source d'incertitude (Yao, 2002 ; Zhang, 2004 ; Stephens, 2005 ; Bony, 2006). En ce qui concerne le flux thermique infrarouge émis à la surface des océans, les erreurs sont moins importantes mais tout de même d'environ  $20W/m^2$  en moyenne, et peuvent atteindre  $30W/m^2$  dans certains cas. Quasiment tous les modèles sous-estiment le flux infrarouge pour toutes les latitudes, excepté près de l'Antarctique où beaucoup le surestiment.

Il est également intéressant de regarder les biais en température de surface, dont les différences multi-modèles sont illustrées par la Figure 1.10. Seules les différences au-dessus de l'océan Atlantique y sont représentées, car c'est ce domaine géographique qui est plus particulièrement étudié dans cette thèse. Les erreurs les plus grandes sont principalement localisées au niveau des moyennes et hautes latitudes, près des zones glacées où la variance est très importante. A l'exception de quelques rares modèles, la température de surface est en majorité beaucoup trop froide dans le nord du bassin atlantique et de nombreux modèles présentent un biais de  $-6^{\circ}C$  à ces latitudes. Bien que plus faible (environ  $-2^{\circ}C$ ), ce biais froid est présent dans l'ensemble du bassin atlantique, en dépit de quelques modèles qui simulent une température légèrement plus chaude au sud de l'équateur. Les MCGOAs souffrent également de biais dans l'estimation et la représentation des précipitations, comme le montre une étude multi-modèles de Dai et al. (2006) parmi 18 MCGOAs.

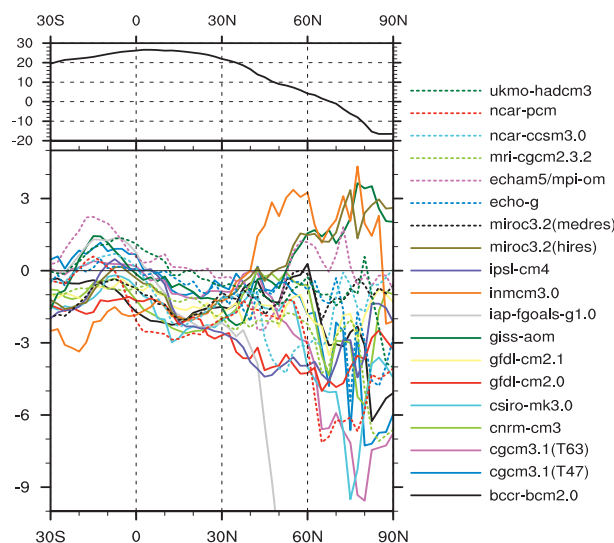


FIG. 1.10: Différence de la moyenne zonale de température de surface sur la région Atlantique pour la période 1961-1999 entre différents MCGOAs par rapport à la moyenne des réanalyses ERA40 (représentée graphique du haut).

## 1.4 La désagrégation

Comme nous venons brièvement de le voir, les MCGOAs présentent des biais et incertitudes limitant l'étude et la compréhension de certains processus océaniques, en raison d'une résolution insuffisante, de la méconnaissance de certains phénomènes physiques ou encore des biais dans les variables d'interface air-mer. Nous nous sommes penchés ici sur le problème de l'océan, mais le même constat est vrai pour de nombreuses autres variables atmosphériques comme le vent de surface ou les précipitations dont l'étude en projection climatique à plus petite échelle, comme à l'échelle d'un pays, est également limitée par la résolution et les biais des modèles couplés. Dans ce contexte, de nombreuses méthodes dites de désagrégation ont été développées pour contourner ces difficultés inhérentes aux modèles couplés actuels, pour corriger les biais et/ou dériver les variables à plus fine échelle à partir des MCGOAs (Giorgi et Mearns, 1991). Il existe plusieurs types de désagrégation, la désagrégation dynamique, la plus classique, et la désagrégation dite statistique. Leur principe et particularités sont détaillés dans les paragraphes qui suivent.

### 1.4.1 Désagrégation statistique

Les méthodes de désagrégation statistique sont basées sur le constat que les caractéristiques régionales du climat sont conditionnées par deux facteurs : l'état climatique de grande échelle et les propriétés physiographiques locales, telles que la topographie, l'usage des sols, les contrastes terre/mer (von Storch, 1999). Il s'agit dans un premier temps d'utiliser les observations afin d'établir une relation statistique entre la dynamique atmosphérique de grande échelle (appelée prédicteur) et une ou plusieurs variables locales (les prédicteurs). Une fois cette fonction de

transfert établie à partir des observations, il est ainsi possible de dériver les variables climatiques locales à partir des variables atmosphériques de grande échelle issues des modèles couplés, souvent mieux représentées que les variables locales du climat (Randall et al., 2007).

L'avantage principal que l'on peut voir dans ce type de méthode, est son faible coût en temps de calcul. En effet, une fois la relation statistique établie entre variables de grande échelle et variables de surface observées, la méthode s'applique très facilement aux sorties de nombreux modèles couplés, sans avoir à faire "retourner" les modèles, permettant ainsi la possibilité d'études multi-modèles. La désagrégation statistique est basée sur 3 hypothèses fondamentales :

- Les prédictors doivent être appropriés au problème. C'est à dire qu'en plus d'être correctement représentés par les modèles couplés, ils doivent avoir un lien fort avec les variables de surface que l'on cherche à reproduire.
- La relation statistique qui est établie à partir des observations entre prédictors et prédicants, doit être conservée en climat futur. C'est l'hypothèse de stationnarité, qui à l'heure actuelle ne peut être validée ou invalidée de façon sûre. Elle peut être partiellement validée en s'assurant que de telles méthodes sont capables de reproduire correctement la variabilité basse fréquence observée, qui peut-être vue comme une sorte de "changement climatique naturel". (Zorita et von Storch, 1999)
- Les prédictors doivent contenir le signal du changement climatique, sans quoi une bonne représentation du climat futur dérivée de ces prédictors n'est pas possible.

Les méthodes de désagrégation statistique sont aujourd'hui largement utilisées, en raison du besoin d'appréhender les changements climatiques avec plus de précision spatiale que les modèles couplés ne le permettent actuellement. Ce type de désagrégation permet en effet d'atteindre la résolution des observations. Elles se sont diversifiées, et il existe un grand nombre de méthodes de désagrégation statistique regroupées en différentes catégories détaillées dans une revue de Wilby et al. de 2004. Nous ne nous intéressons ici qu'à une seule de ces méthodes statistiques, basée sur la classification en régimes de temps, car ce sera celle utilisée au cours de cette thèse.

Cette méthode consiste à regrouper les jours observés de la variable de grande échelle en un nombre fini de groupes de jours dont les caractéristiques atmosphériques sont proches. Ces groupes sont appelés régimes de temps. Pour chaque régime de temps sont associées des conditions différentes en termes de variables de surface observées. Une fois cette relation établie entre surface et grande échelle, il est ainsi possible de dériver la variable de surface à partir d'un jour de variable de grande échelle (issue par exemple d'un modèle couplé), ceci en fonction de son appartenance à tel ou tel régime de temps et de ses distances relatives aux différents régimes de temps. L'approche en régimes de temps offre la possibilité d'interprétations physiques intéressantes, ce que ne permet pas aussi facilement la méthode la plus simple dite des analogues (Zorita et von Storch 1999). Cette méthode, souvent utilisée pour la désagrégation (Denh, 1999 ; Timbal, 2004), évalue parmi un jeu d'observations le jour le plus proche en termes de grande échelle, et utilise les variables de surface correspondantes.

Les méthodes de désagrégation statistique basées sur une classification en régimes de temps



(ou types de temps) de la circulation atmosphérique de grande échelle sont aujourd'hui largement utilisées. De nombreuses études portant sur ce type de méthode ont montré les performances d'une telle approche. Par exemple, Najac et al. 2008 ont appliqué ces méthodes aux vents de surface en France, Boé et al. (2006) aux précipitations et température en France ou encore Li et Smith (2009) aux précipitations sur le sud de l'Australie. Ce type de méthode reste principalement appliqué à l'échelle d'un pays à des variables locales du climat continentales comme les précipitations, la température ou le vent de surface. Très peu d'études de désagrégation statistique se sont intéressées à des variables océaniques, ou à des variables atmosphériques de surface au-dessus des océans. Parmi ces quelques études, Heyen et Dippner (1998) ont étudié le lien entre la salinité de surface près des côtes allemandes et la dynamique atmosphérique de grande échelle, représentée par la pression de surface. Ainsi, la relation statistique qu'ils établissent entre les deux variables leur permet de reconstruire la salinité de surface depuis le début du siècle. Les corrélations obtenues entre la salinité reconstruite et celle observée sur la même période sont comprises entre 0.4 et 0.7 selon la zone considérée, validant ainsi la pertinence de leur fonction statistique, et leur permettant de l'appliquer au climat futur. Citons également une étude de Heyen et al. (1996) qui sur le même principe, construit un modèle statistique entre pression de l'air et le niveau de la mer, donnant de bons résultats, et qui est ensuite appliqué à une simulation climatique d'un MCGOA.

#### 1.4.2 Désagrégation dynamique

Les méthodes de désagrégation dynamique, nécessaires afin de contourner le problème de la faible résolution des modèles couplés, s'organisent autour de trois manières de procéder. Une première approche consiste à utiliser un modèle atmosphérique ou océanique seul, en mode forcé, afin de pouvoir en augmenter la résolution. Les forçages nécessaires en entrée tels que la température de surface de l'océan pour un modèle d'atmosphère ou les vents de surface dans le cas de l'océan, sont alors issus d'un MCGOA. Cette façon de faire reste encore assez coûteuse en temps de calcul, et il reste difficile d'augmenter très finement la résolution, et d'atteindre le niveau de résolution voulue pour des études régionales. Une deuxième méthode est d'augmenter la résolution du modèle (atmosphérique ou océanique), mais uniquement sur la région étudiée. On parle alors, dans le cas de l'atmosphère, de modèle atmosphérique à résolution variable (Gibelin et Déqué, 2003). Une dernière méthode est d'utiliser un modèle haute résolution, restreint à une zone géographique particulière, appelé modèle climatique régional. La question qui se pose alors est le problème du forçage au niveau des frontières, mais cette méthode reste la plus utilisée de part son plus faible coût en temps de calcul.

Augmenter la résolution est au coeur des préoccupations océaniques et de nombreux modèles régionaux de plus en plus petite échelle se sont développés. Afin d'étudier les impacts du changement climatique, les méthodes de désagrégation dynamique sont aujourd'hui utilisées par la communauté océanographe. Un exemple en est l'étude du climat du 20<sup>ème</sup> siècle par une approche en désagrégation dynamique en mer du Nord par Adlandsvik et al. (2007) : un modèle

océanique régional est forcé par les variables atmosphériques d'un ou plusieurs modèles couplés, issues d'un scénario climatique en émission de gaz à effet de serre. Ce type d'étude met en avant les améliorations apportées par une telle méthode en comparaison des résultats obtenus directement en sortie des modèles couplés. Les courants en mer du Nord ou encore la stratification en température et en salinité sont bien mieux représentés. Cependant, certains biais persistent, probablement dus à une mauvaise représentation de certaines variables de forçage comme les vents de surface, ce qui conduit les auteurs à suggérer la combinaison de ce type d'étude avec l'utilisation de méthodes de désagrégation pour les variables atmosphériques de surface.

En conclusion, l'avantage certain de la désagrégation dynamique est la résolution spatiale très élevée qui peut être atteinte par l'utilisation des modèles régionaux ou/et à maille variable. Cependant, la résolution étant plus élevée, la contrainte des coûts et temps de calcul est telle que ces modèles sont restreints à de petites zones géographiques, et d'autre part, les biais de forçage ne sont pas corrigés.

### 1.4.3 Les méthodes hybrides

Faire ainsi la distinction entre des méthodes de désagrégation statistique et dynamique est un peu simpliste. Il arrive que les méthodes employées soient en réalité une combinaison de ces deux types de méthodes, l'intérêt étant de tirer parti des avantages de chacune des deux approches. Un exemple combinant la désagrégation dynamique et statistique est une étude menée par Frey-Bunees et al (1995). Les auteurs de basent sur l'hypothèse que le climat local peut être caractérisé par la fréquence d'occurrence d'un certain nombre d'états de la circulation atmosphérique de grande échelle. Ils font l'hypothèse que, en climat futur, les modifications des variables locales du climat passent par la modification d'occurrence de ces conditions atmosphériques de grande échelle. Puis ils forcent un modèle méso-échelle par l'état moyen associé à chacun de ces états de grande échelle, pondérant ensuite chacune des simulations par leur fréquence d'occurrence. Cette méthode, appliquée aux vents de surface, a été reprise par la suite par Fuentes et Heimann (2000) sur la même région mais pour les précipitations. Les méthodes développées par Boé et al. (2007) et Najac et al. (2008) s'appuient également sur des méthodes de désagrégation statistico-dynamiques. Dans les deux cas, leur méthode se base sur une classification en régimes de temps. Cette approche statistique est utilisée dans le premier cas pour reconstruire les précipitations en France utilisées ensuite pour forcer un modèle hydrologique, et dans le deuxième cas, appliquée au vent de surface sur la France qui est ensuite utilisé dans un modèle méso-échelle. La méthode de désagrégation développée dans cette thèse repose sur le même schéma méthodologique que le leur, appliqué dans notre cas aux variables atmosphériques de surface permettant de forcer un modèle d'océan sur l'océan Atlantique.

## 1.5 Cadre et problématiques de nos travaux

### 1.5.1 Contexte général

L'océan joue un rôle majeur dans le climat terrestre et l'estimation des modifications océaniques dans le cadre du changement climatique est essentielle. L'outil de base pour étudier les changements climatiques futurs sont les MCGOAs. Comme nous l'avons introduit dans les paragraphes précédents, les différents biais et incertitudes associés à ces modèles conduisent souvent à une dispersion importante dans les projections climatiques, rendant souvent difficile l'étude de certains processus océaniques physiques. Dans ce contexte, les méthodes de désagrégation constituent une bonne alternative afin de contourner ces problèmes inhérents aux modèles couplés. La désagrégation, principalement dynamique, a souvent été utilisée dans le cadre d'études océaniques, mais souvent restreinte à de petits domaines géographiques, comme en Mer Méditerranée, Mer Baltique ou Mer du Nord. Ce type de méthode, bien que permettant une augmentation importante de la résolution spatiale sur la région étudiée, ne s'affranchit pas pour autant des biais des MCGOAs en termes de flux de surface. La méthode qui est développée et validée dans cette thèse vise à développer une méthode de désagrégation capable de reconstruire un forçage atmosphérique sur l'ensemble du bassin Atlantique pour *in fine* forcer un modèle d'océan haute résolution.

Notre méthode s'appuie sur les deux types de désagrégation, dynamique et statistique et vise ainsi à réduire deux des sources majeures de biais affectant l'océan dans les MCGOAs : une résolution trop faible, et les biais des variables d'interface air-mer. L'idée est donc de reconstruire par relation statistique les variables de surface air-mer à partir d'une variable atmosphérique grande échelle issue d'une simulation du climat présent d'un modèle couplé, permettant ainsi le calcul des flux nécessaires au forçage d'un modèle océanique plus haute résolution que ceux utilisés dans les MCGOAs. La première étape consiste donc à mettre au point une méthode de désagrégation statistique sur la région Atlantique, en établissant une relation statistique entre une variable atmosphérique de grande échelle, telle que le géopotentiel à 500mb (Z500) pour les moyennes latitudes et le vent basse couche à 1000 hPa (UV1000) pour les tropiques, et les variables atmosphériques de surface. Cette relation, établie à partir de données observées sur la période présente, peut ensuite être appliquée à partir du Z500/UV1000 issus de scénarios climatiques réalisés avec un MCGOA. Cela permet ainsi de reconstruire les flux de forçage associés à ces variables de grande échelle, en rééchantillonnant un jeu de forçage issu des observations, contournant ainsi les biais présents dans les flux de surface dans les modèles couplés. Ce jeu de forçage ainsi reconstruit va permettre dans un deuxième temps de forcer un modèle d'océan plus haute résolution que ceux utilisés dans les MCGOAs. Cette seconde étape se rapproche des méthodes de désagrégation dynamique, mais avec une vision beaucoup plus grande échelle. L'idée est de produire un forçage pour l'Océan Atlantique dans son ensemble, et les résolutions des modèles d'océan utilisés seront de l'ordre du  $1/2^\circ$  ou  $1/4^\circ$ .

### 1.5.2 Objectifs et organisation de la thèse

Les principaux objectifs sont les suivants :

- Etudier les liens existant entre la dynamique atmosphérique de grande échelle et les variables de surface sur l’Océan Atlantique.
- Développer une nouvelle méthode de désagrégation statistique pour obtenir un forçage océanique sur l’Océan Atlantique.
- Valider cette méthode en forçant un modèle d’océan avec le jeu de forçage ainsi établi.
- Appliquer la méthode à une simulation climat présent issue de MCGOAs.

Ce premier chapitre a permis d’introduire le contexte scientifique dans lequel se positionne cette thèse. Le chapitre 2 sera consacré à la présentation du concept sur lequel se base la méthode de désagrégation : les régimes de temps. Nous y étudierons les liens existant entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les variables de surface, à différentes échelles de temps. Ces liens représentent la relation statistique à la base de notre méthode de désagrégation. Cette étape constitue donc un prérequis indispensable à la construction de notre méthode. Le chapitre 3 sera consacré à la description de la méthode développée dans cette thèse, suivie de sa validation qui se fera en deux étapes. Le forçage reconstruit sera tout d’abord validé par comparaison au forçage de référence. Deux configurations de modèles océaniques, au  $1/4^\circ$  et  $1/2^\circ$ , seront ensuite utilisées, et pour chacune, deux simulations seront réalisées, l’une forcée par le jeu de référence, l’autre par le jeu de forçage reconstruit. La méthode sera ensuite appliquée, dans le chapitre 4, au scénario 20C3M du modèle CNRM-CM3 de Météo-France dont nous utiliserons les sorties atmosphériques de grande échelle pour produire un forçage atmosphérique de surface utilisé pour forcer un modèle global au  $1/2^\circ$ . Enfin, nous conclurons dans le chapitre 6 sur les avantages et les limites d’une telle méthode, ainsi que sur les perspectives qu’elle laisse entrevoir.

## Chapitre 2

# Les régimes de temps

Les modèles couplés présentent des biais dans leur représentation des variables de surface air-mer et leur utilisation directe ne permet pas d'étudier de façon assez précise les changements climatiques à l'échelle régionale. Ils montrent cependant une certaine robustesse dans la représentation de certaines variables et processus de grande échelle. La circulation atmosphérique de grande échelle est communément admise comme l'une des sorties les plus robustes des modèles couplés (Christensen et al., 2007), et est à la base de notre méthode de reconstruction des variables atmosphériques de forçage pour l'océan, ainsi que dans beaucoup d'études de désagrégation statistique. Cette variabilité de grande échelle est un élément essentiel pour déterminer l'état moyen et les variations du climat local, car elle présente des liens forts avec les variables de surface.

La méthode de reconstruction développée dans cette thèse se base donc sur la circulation atmosphérique de grande échelle sur la région nord atlantique, et nous avons pour cela adopté une approche basée sur le concept de régimes de temps pour la caractériser. L'idée est d'établir une relation entre les variables locales observées et les régimes de temps définis à grande échelle, qui appliquée aux sorties des MCGOAs, nous permettra d'évaluer et de reconstruire les variables de surface voulues pour un scénario climatique. Ce chapitre sera donc consacré au concept de régimes de temps, à la description des régimes de temps dans les réanalyses ERA40 et de leurs liens avec les variables de surface océaniques à l'échelle journalière, ainsi que de leur capacité à expliquer la variabilité interannuelle et plus basse fréquence des variables de surface observées. Nous commencerons donc par une introduction consacrée au concept de régimes de temps, avant d'introduire une reproduction d'un article soumis à *Climate Dynamics* qui traite des régimes de temps sur la région atlantique et de leurs liens à différentes échelles de temps avec les variables de surface au-dessus de l'océan. Des éléments supplémentaires permettant de compléter cette analyse suivront en dernière partie de chapitre.

### 2.1 Introduction aux régimes de temps

La nature chaotique de la dynamique atmosphérique observée au jour le jour ne signifie pas pour autant un complet hasard dans sa variabilité. En effet, les observations ont montré que la

variabilité atmosphérique des hautes latitudes s'organisait autour d'un certain nombre de structures spatiales préférentielles, appelées régimes de temps (Reinhold et Pierrehumbert, 1982). Ces régimes de temps peuvent être caractérisés par leurs propriétés de récurrence, persistance ou de quasi-stationnarité (Michelangeli, 1995). Leur durée de vie est généralement comprise entre 5 et 10 jours. Les fluctuations du temps qui caractérisent la variabilité météorologique peuvent s'interpréter comme les transitions temporelles entre ces régimes, c'est à dire le passage d'un régime à un autre (Vautard 1990). La variabilité climatique peut se voir dans ce contexte comme la succession de transitions d'un régime à un autre. L'approche en régimes de temps est intéressante car elle permet de caractériser les modes dominants de la variabilité atmosphérique de grande échelle ainsi que leurs liens souvent forts avec les variables locales du climat. Les régimes de temps sont aujourd'hui largement utilisés et de nombreuses études portant sur diverses régions du globe témoignent entre autres de leur utilité (par exemple Robertson et al. 1999 sur l'ouest des Etats-Unis, Cassou et al. 2004 sur l'Europe ou encore Solman et al. 2003 sur l'Amérique du Sud). C'est la raison pour laquelle l'approche en régimes de temps est souvent utilisée dans les méthodes de désagrégation statistique.

Le principe est ici de déterminer les liens qui existent entre les variables locales observées et les régimes de temps établis, et d'appliquer cette relation aux sorties des modèles couplés afin de forcer un modèle océanique haute résolution. Connaissant l'appartenance d'un jour simulé de grande échelle à tel ou tel régime, il est ainsi possible d'en déduire les conditions de surface qui lui sont associées. Cette approche présente un intérêt tout particulier dans le cadre du changement climatique. Dans ce contexte, l'hypothèse est que les modifications de la circulation atmosphérique de grande échelle se traduisent par un changement d'intensité et/ou d'occurrence des régimes de temps. Cette approche est intéressante car elle permet d'appréhender les modifications du climat local par une meilleure compréhension des relations qui les lient aux variables de grande échelle. Elle présente de plus un intérêt tout particulier en termes de temps de calcul. En effet, une fois la relation statistique établie à partir des observations, elle peut s'appliquer facilement aux sorties de nombreux modèles climatiques, limitant fortement le temps de calcul par rapport à d'autres méthodes comme la désagrégation dynamique. Cependant, une telle approche présente aussi des limites importantes. La première est que la relation statistique (établie sur la période présente) qui relie le régime de grande échelle aux variables locales peut être amenée à changer dans le climat futur, chose qu'il est par construction impossible de vérifier. Une seconde limite serait qu'en climat futur, la structure des régimes de temps établis sur la période présente soit amenée à changer ou qu'il y ait apparition de nouveaux régimes.

Les régimes de temps sont déterminés à l'aide d'algorithmes de classification automatique. La méthode de classification que nous avons adoptée ici est la méthode des k-means (Michelangeli et al., 1995). Cette méthode consiste à choisir k jours au hasard parmi l'échantillon disponible de la variable de grande échelle que l'on désire classer. Ces k jours constituent les k régimes de temps, puis les jours restants sont classés, c'est à dire qu'on détermine quel est le type de temps le plus proche suivant un critère de distance euclidienne. Cette étape est répétée 100

fois, avec initialement  $k$  régimes de temps différents à chaque fois. Ainsi, 100 classifications sont obtenues. La partition finalement retenue est celle qui minimise le ratio de la variance entre les jours appartenant au même régime, et la variance entre les régimes eux-mêmes. L'analyse en régimes de temps peut se faire directement sur les champs bruts, mais nous avons préféré travailler dans l'espace réduit des fonctions orthogonales empiriques (EOF). Le nombre d'EOFs conservées explique environ 90% de la variance, ce qui permet de réduire le nombre de dimensions, sans trop de perte d'information. Pour étudier la dynamique atmosphérique sur la région Nord Atlantique-Europe ( $90^{\circ}\text{W}$ - $30^{\circ}\text{E}$ ,  $90^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{N}$ ), nous avons choisi comme prédicteur de grande échelle le géopotential à 500hPa (noté Z500 par la suite). Nous avons utilisé pour cela les anomalies journalières de Z500 issues des réanalyses ERA40 sur la période 1958-2002. Afin de couvrir l'ensemble du bassin, le même type de classification a été fait sur la région tropicale avec le vent à 1000hPa. Nous avons donc défini ce que nous appellerons par la suite des classes de vent à 1000hPa sur la bande tropicale ( $90^{\circ}\text{W}$ - $30^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{S}$ ). Par la suite, nous appellerons centroïde d'un régime de temps ou classe de vent, le composite de la variable classée de grande échelle pour ce régime de temps ou classe de vent. (Par exemple, l'appellation "centroïde du régime K de Z500" correspondrait à la moyenne des jours de Z500 appartenant à ce régime K).

## 2.2 Article soumis dans *Climate Dynamics*

### 2.2.1 Résumé

Ce travail de thèse a donné lieu à l'écriture d'un article en deux parties afin de présenter et valider notre méthode de désagrégation statistico-dynamique. Nous présentons ici la première partie de cet article consacrée aux régimes de temps qui sont à la base de notre méthode qui repose sur l'hypothèse que les variables atmosphériques de surface que l'on cherche à reconstruire sont fortement conditionnées par la variabilité de la circulation atmosphérique de grande échelle. L'objectif de cette première partie de l'article est d'étudier et estimer les liens existant entre les variables atmosphériques de surface observées et la circulation atmosphérique de grande échelle estimée en termes de régimes de temps/classes de vent au-dessus de l'océan atlantique sur la période 1958-2002. Ainsi, selon le principe de classification évoqué auparavant, tropiques et extratropiques sont traités indépendamment et des régimes de temps de Z500 et des classes de vent à 1000hPa sont définis respectivement aux moyennes latitudes et aux tropiques, pour l'hiver et également pour l'été. Les liens forts existant entre les variables atmosphériques de surface et les régimes de temps à l'échelle journalière sont mis en évidence par des conditions de surface bien distinctes pour chacun des régimes. Il est aussi montré que non seulement l'appartenance, mais également la prise en compte des distances à tous les centroïdes (ou distances inter-régimes), et pas seulement la distance au centroïde d'appartenance (distance intra-régime) sont nécessaires pour une bonne estimation des conditions de surface journalières associées. Nous montrons ensuite qu'un lien fort existe entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les variables de surface à des échelles de temps plus longues que l'échelle

journalière. Il est ainsi montré qu'une large part de la variabilité interannuelle des variables atmosphériques de surface s'explique par les variations interannuelles des occurrences des régimes de temps et classes de vent, et peuvent être simplement reconstruites par des techniques simples de régression multiple. Ceci est particulièrement vrai pour les extratropiques, les liens étant moins marqués aux tropiques. Enfin, l'association des régimes de temps extratropicaux et des classes de vent tropicales permet également d'expliquer les tendances basse-fréquence observées sur la période 1958-2002 en surface en hiver. Tous ces résultats attestent de la pertinence de l'utilisation des régimes de temps à la base de notre méthode de désagrégation, et sont prometteurs quant aux performances d'une telle méthode dont la construction, la validation et l'application seront détaillées dans la deuxième partie de ce papier et feront l'objet du prochain chapitre.



## 2.2.2 Article

### **A statistical-dynamical scheme for ocean downscaling in the Atlantic**

#### **Part I: Weather regimes as predictors for surface ocean variables**

Christophe Cassou <sup>1</sup>, Marie Minvielle <sup>1</sup>, Laurent Terray <sup>1</sup>, Claire Périgaud <sup>2</sup>

<sup>1</sup> CERFACS/CNRS, Climate Modelling and Global Change Team, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France.

<sup>2</sup> JPL-NASA, Ocean Science Element, 4800 Oak Grove Drive, Pasadena CA 91001, USA.

The links between the observed variability of the surface ocean variables estimated from reanalysis and the overlying atmosphere decomposed in classes of large-scale atmospheric circulation via clustering are investigated over the Atlantic from 1958 to 2002. Daily 500 hPa geopotential height and 1000 hPa wind anomaly maps are classified following a weather-typing approach to describe the North Atlantic and tropical Atlantic atmospheric dynamics respectively. The algorithm yields patterns that correspond in the extratropics to the well-known North Atlantic-Europe weather regimes (NAE-WR) accounting for the barotropic dynamics, and in the tropics to wind classes (T-WC) representing the alteration of the trades. Derived 10-meter wind and 2-meter temperature (T2) anomaly composites are indicative of strong relationships between daily large-scale atmospheric circulation and surface ocean over the entire Atlantic basin. The success of our approach in capturing the low-frequency signals of the surface ocean variables is quantitatively estimated using multiple linear regressions. High correlation values are obtained basin-wide between the observed and reconstructed fields by this means when the frequencies of occurrence of both NAE-WR and T-WC are used as predictors. Additional multiple linear regressions emphasize the importance to account for the strength of the daily anomalous atmospheric circulation in order to reproduce at best the variability of the surface ocean; the latter is estimated by the combined distances to all regimes centroids. Collectively, for most of the North Atlantic basin, we conclude that the occurrence of the NAE-WR generally sets the sign of the surface field anomaly for a given day, and that the inter-regime distances are valuable predictors of the magnitude of that anomaly. Finally, we provide evidence that a large fraction of the low-frequency trends in the Atlantic observed at the surface over the last 50 years can be traced back, except for T2, to changes in occurrence of tropical and extratropical weather classes. All together, our findings are encouraging for the prospects of basin-scale ocean statistico-dynamical downscaling using a weather-typing approach to diagnose forcing fields for high resolution ocean models.

## 1. Introduction

The Atlantic Ocean has a unique role in the Earth's heat budget because it is a primary place for deep water formation associated with deep convection and strong vertical mixing in the Nordic Seas and in the Labrador Sea. The sink of dense waters to the abyssal ocean is part of a broader circulation, known as Meridional Overturning Circulation (hereafter MOC) that is characterized at the surface ocean, by the northward advection of warm and saline waters from the tropics, compensated at depth by a southward flow towards the equator. The MOC is considered as a crucial carrier of heat into high latitudes (Talley 2003). Evidence has been provided that it notably influences the climate on both global (e.g. Vellinga and Wood 2002) and regional scales due to associated sea surface temperature (SST) anomalies projecting on the so-called Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO, Sutton and Hodson 2005). Recently, interest in the Atlantic MOC has been considerably growing because one hypothesized consequence of climate change is a significant reduction of its strength (e.g. Manabe et al. 1991, Stocker and Schmitter 1997, Hu et al. 2004, Gregory et al. 2005, Schmitter et al. 2005, Stouffer et al. 2006). The latter is estimated on average to 25% in 2100 in the fourth Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) assessment report based on current model simulations (Meehl et al. 2007).

Even if such a slowdown is considered to be “very likely”, there are large uncertainties (Schmittner et al. 2005) ranging virtually from no change to a complete MOC collapse obtained in simplified models (Schlesinger et al. 2006). Three major sources of uncertainties can be identified in the current IPCC-class Atmosphere-Ocean General Circulation Models (AOGCMs):

- i). Representation of oceanic processes. Recent publications (e.g. Cunningham et al. 2007 about observational derivations of meridional heat transport changes, Roberts et al. 2004, Biastoch et al. 2008 among others from ocean simulations) strongly suggest that mesoscale physics that is not resolved in current scenario experiments because of coarse resolution (about 2° on average for the ocean) is crucial to capture the interannual-to-decadal variability of the MOC, and is likely to control part of its response to anthropogenic forcings.
- ii) Representation of the climate mean state. Even if AOGCMs are able to reproduce the main features of past climate variability, systematic biases can be found in most of them at the surface (Randall et al. 2007). Displaced wind patterns or erroneous mean strength, misrepresentation of cloud radiative forcing and consequently surface radiative exchanges, wrong precipitation-evaporation fluxes (Dai 2006) etc. are associated with altered ocean circulation and buoyancy budget known to be crucial for the MOC behaviour.
- iii) Representation of interface processes. Multi-model comparisons show (e.g. Frankignoul et al. 2004) that coupled models are unable to simulate the correct feedbacks between SST and both surface turbulent and radiative fluxes at any time scale.

These sources of uncertainties in model results take place in a poor observational context. The lack of long-term measurements of the three-dimensional state of the ocean on a global time-scale, and the superimposed interannual-to-decadal variability of the Atlantic MOC often lead to conflicting results. For instance, a decrease of 30% of the MOC transport measured along a line at about 25°N from the Bahamas to Morocco over the last fifty years or so is described in Bryden et al. (2005) whereas Knight et al. (2005), among others, report the opposite from numerical experiments and suggest a strengthening of the MOC related to the spin-up of both the subtropical and subpolar oceanic gyres in response to atmospheric forcings. Baehr et al. (2007) from a detection-attribution study concludes that no MOC trend can be firmly diagnosed today from observations. The foremost challenge for the next IPCC exercise is to reduce the large discrepancies in the projection of the MOC behaviour as well as in the estimation of its status over the last 50 years or so. The present study participates to this difficult task by adapting downscaling approaches already applied in hydrology or wind-power estimation for instance (Boé et al. 2007, Najac et al. 2009, respectively) to ocean purposes. Several attempts applied to relatively small oceanic basins can be found in literature (e.g. the Baltic Sea, Heyen et al. 1996); here we take up the challenge to set a downscaling scheme for the entire Atlantic Ocean.

Downscaling is a generic term for methods transforming signals from coarse resolution AOGCMs or large-scale observed fields to local scale information. There are two traditional downscaling techniques that have been extensively used to reproduce the regional observed variability of surface continental variables such as precipitation and temperature, and to assess their change in response to anthropogenic forcings (e.g. Christensen et al. 2007). The first technique referred to as *dynamical* downscaling, is commonly based on global or regional high resolution Atmosphere-only GCMs. The higher resolution offers the prospect of credible and coherent representation of smaller scale processes that are important for local conditions in terms of mean and variability (e.g. weather synoptic systems at midlatitudes etc.). The higher resolution also accounts for the influence of orography that controls a large part of precipitation and temperature distribution for instance. AGCMs are run in time-slice mode, either forced by observed SST and Sea Ice Extent (SIE) for present-day climate, or SST/SIE derived from AOGCMs scenario for future climate. The second technique referred to as *statistical* downscaling is based on a relationship between large-scale atmospheric circulation (also referred to as predictors) and local/regional surface variables (or predictants). A training period based on observation is necessary to build the transfer function from predictors to predictants. Change in the predictants for future climate is obtained through this transfer function via change in the statistical properties of the predictors in input (see Wilby et al. 2004 for a review).

Both *dynamical* and *statistical* approaches are combined here for ocean downscaling. The *dynamical* step is based on the use of a high resolution ocean global circulation model (OGCM)

that is expected to account for key mesoscale processes known to be crucial for low frequency ocean changes that we want to reproduce or predict in future scenarios, like the MOC for instance. By analogy with orography in the atmosphere, the need for realistic bathymetry appears essential because bottom layer processes control part of the density evolution of the deep outflows (Girton and Sanford 2003). A better representation of the oceanic deep convection and vertical mixing is also anticipated to be important. The *statistical* step consists in reconstructing the OGCM forcings (10-meter winds, 2-meter temperature and humidity, radiative and precipitation fluxes) based on a relationship between observed large-scale atmospheric circulation and observed sea surface variables, or their best available estimates. In the following, the observed large-scale atmospheric circulation is decomposed into weather representative patterns or regimes both in the tropical and extratropical Atlantic following a so-called weather typing approach and surface variables are diagnosed from the temporal fluctuations of their occurrence and strength. Combining high resolution OCGMs with classification in weather regimes used as predictors to reconstruct the sea surface variables addresses the major sources of uncertainties for ocean change in future climate that have been above mentioned. Through the dynamical step, ocean processes and nonlinear effects are better resolved while the mean and variability properties of the forcing, and ultimately of the ocean, are constrained through the statistics of the predictors built from observed data.

Hypotheses, methods and results are presented into two companion papers. Part I is devoted to the *a priori* assumption that weather typing techniques are relevant to reconstruct the full Atlantic ocean surface variables used ultimately as forcing for OGCMs. The goal of Part I is thus to verify that a large fraction of the interannual to decadal variability of the ocean surface variables can be diagnosed over the entire Atlantic basin through the frequency distribution of the weather regimes and through their intrinsic properties (strength etc.). In other words, one has to check first as a prerequisite that weather regimes in both the tropics and midlatitudes are discriminatory for ocean forcings that we further want to reproduce. Part II is devoted to the dynamical downscaling step as well as the description and validation of the statistical downscaling algorithm developed to reconstruct sea surface variables based on weather regimes partition (Minvielle et al. 2009). Before applying these methods to future climate projections to assess changes in MOC for instance, their evaluation is necessary for present-day climate; both Part I and Part II are accordingly devoted to this task.

Part I is organized as follows: concepts and definitions for weather regimes, data and methods, are presented in section 2. Wintertime weather regimes and their relationship with sea surface variables are illustrated in section 3 for both extratropical and tropical domains. Their relevance as predictors to reconstruct wintertime sea surface variables at interannual time scale as well as their trend is presented in section 4. Emphasis is laid in section 5 on the importance of both the

occurrence and the intrinsic properties of the regimes to capture the observed variability. Section 6 is devoted to summertime and the results are summarized and further discussed in section 7.

## **2. Weather regimes: concepts and definition**

The weather regime paradigm has been extensively used to describe the midlatitude atmospheric variability. Travelling synoptic pressure systems or storms contribute to a significant fraction of the daily to interannual variability of the extratropical climate. Those are linked to the unstable nature of the upper-level westerly jet stream and feed circulation patterns of larger scale, or weather regimes, in which they are embedded. Weather regimes could be understood as envelopes for daily atmospheric variability; they have a typical 6-10 day nominal persistence, are spatially well defined and limited in number. They can be viewed, at midlatitudes, as the preferred and/or recurrent quasi-stationary atmospheric circulation patterns produced by the interaction between planetary-scale and synoptic-scale atmospheric waves (e.g. Ghil and Roberston 2002). They ideally correspond either to statistical-dynamical equilibria in phase space at intraseasonal timescale (Molteni et al. 2006), or to an enhancement of the noise near the unique equilibrium following the multiplicative noise paradigm (Sura et al. 2005). The day-to-day meteorological fluctuations can be described in terms of temporal transition between regimes. The year-to-year (or longer timescale) climate fluctuations can be interpreted as changes in their frequency of occurrence provided the hypothesis of long-term quasi-stationary climate (Yiou et al. 2007). This climate-oriented interpretation is shared with the so-called continuum paradigm elaborated, for instance, in Franzke and Feldstein (2005), to better understand the low-frequency fluctuations of the Northern Hemisphere atmospheric teleconnection patterns.

The weather regime entity is expected to be a promising candidate as predictor for surface ocean variability from intraseasonal to decadal timescale. Viewed as an efficient spatio-temporal filter of the mostly chaotic atmospheric flow at midlatitudes, it appears to be compatible with the time-integrator properties of the ocean and might thus be relevant to explain part of its low-frequency changes. Associated surface winds and air temperature anomalies, displaced cyclone activity within a given regime, result in recurrent anomalous fluxes of sensible and latent heat which could create ocean temperature anomalies extending down to the base of the mixed layer. Part I of our study precisely aims at documenting the relationship between ocean variability and regimes at the core of the statistical downscaling method subsequently described in part II.

Statistically or technically speaking, weather regimes are classes of atmospheric circulation patterns gathered together from a similarity criterion. Those classes are defined by their mean conditions, or centroids, by their variance and by their frequency of occurrence. They are traditionally obtained from clustering techniques based on either very simple algorithms, e.g. the Ward hierarchical classification (Cheng and Wallace 1993, among others), or more complex approaches, e.g. the Self-Organizing Map (SOM) method arising from the field of artificial neural network (Johnson et al. 2008, among others). As reported in all studies, there is always a part of subjectivity associated with the spatial domain retained for computation of weather representative patterns as well as their number. In statistical downscaling, choices are usually adapted to the predictants to be reconstructed and to the time-scale characteristics of the underlying physical mechanisms (Christiansen 2007). The domain considered here for predictants is the full Atlantic ocean and our goal is twofold: (i) to reconstruct at best all the forcing variables over the entire basin for present day climate variability, (ii) to extract at best the climate change information from scenario experiments over the entire basin in link with the perturbed large-scale atmospheric changes that we trust the most in IPCC-class AOGCMs.

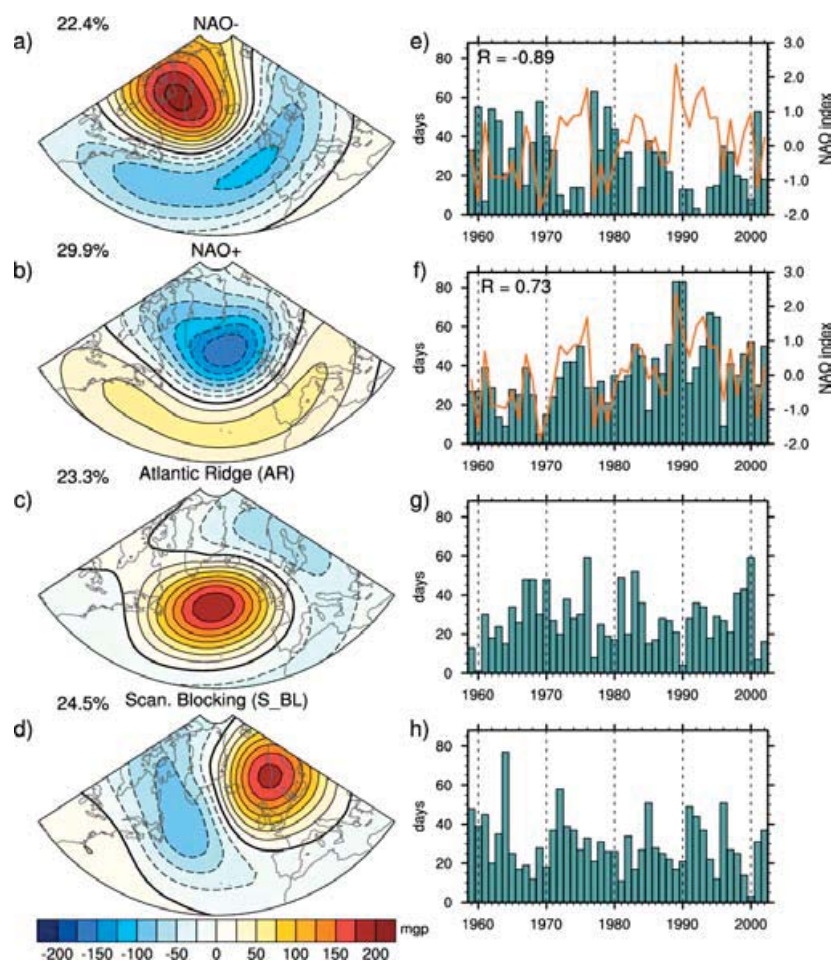
Based on the truly different nature of the atmospheric dynamics between the tropics and the extratropics, the Atlantic is divided into a mid-to-high latitude domain, hereafter North Atlantic-Europe domain (NAE, 20°N-80°N/90°W-30°E), and a tropical band between 20°N and 20°S. Two large scale atmospheric circulation fields from the European Centre for the Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis (Uppala et al. 2005) have been classified over 1958-2002 leading to NAE weather regimes (henceforth NAE-WR) and tropical weather regimes, their combination serving as predictors for sea surface variables over the Atlantic Ocean as a whole. In the extratropics, we use daily averaged 500 hPa geopotential height (Z500) interpolated on a 2.5° x 2.5° grid. In the tropical band, we use both the meridional and zonal components of the wind at 1000 hPa (UV1000). The size of the domains considered here contrasts with traditional downscaling usually devoted to regional application. NAE and tropical regimes appear to be a good compromise in our case because, as detailed in the course of the paper, they both capture the coherent variability among surface variables (wind, temperature etc) over the entire Atlantic, a property that must be respected in the downscaled forcing when passed to the ocean model (see Part II). Despite some controversial about the existence of the regime itself as a physical entity (Stephenson et al.. 2004) and/or their origin and significance, it is now widely recognized that changes in their occurrence may be an important issue for medium-range (monthly to seasonal, Cassou 2008) to climate change forecast (interannual to trend in IPCC scenarios, e.g. Straus and Molteni 2004 and Boé et al.. 2008, respectively) especially at midlatitudes.



### 3. Atlantic wintertime atmospheric circulation classes and associated surface ocean variables

#### 3.1 North Atlantic-Europe Z500 weather regimes

NAE weather regimes are obtained here based on the *k-means* clustering algorithm applied to daily maps of Z500 anomalies over 1958-2002. Z500 data are weighted by the square root of cosine of latitude and the decomposition is done, for computational efficiency, in the Empirical Orthogonal Functions (EOFs) phase space span by the first 20 EOFs and principal components retaining 90% of the total Z500 daily variance. Even if the seasonal cycle has been removed at each grid point (we refer to the resulting quantities as anomalies in the following), two seasons are considered to account for the seasonal latitudinal migration of the NAE pressure centers of action. Wintertime (December-March) is first documented in this section. Consistently with previous literature (Vautard 1990), four NAE-WR are obtained and illustrated in Figure 1a-d by their centroids. After determining these representative patterns, we classify each daily Z500 field in the 44-yr dataset to one of the four regimes using the criterion of minimum Euclidian distance. The corresponding temporal evolution of the total number of days attributed to a given regime over the complete winter season is given in Figure 1e-f. The reader is invited to refer to Michelangeli et al. (1995), Straus and Molteni (2004) or Cassou (2008) among others for details in the decomposition and in the choice of statistical tests used to fix the optimal number of classes. The two first Z500 regimes can be viewed as the negative and positive phase of the North Atlantic Oscillation (NAO- and NAO+ respectively). Their respective occurrence is indeed strongly correlated (-0.89 and +0.73) to the traditional wintertime NAO index defined here by the normalized principal component of the leading EOF of averaged DJFM Z500 (Figs. 1ef). Note that spatial asymmetries between the two NAO phases are clearly evidenced here by clustering techniques that do not make any assumption for linearity: this further insists on the misleading character of any spatially-fixed NAO index. The year-to-year occurrence of the NAO regimes captures the strong interannual-to-interdecadal variability of the oscillation that has been extensively documented in literature (see e.g. Hurrell et al. 2003 for a review). NAO+ regimes clearly prevail from the mid-80's to the mid-90's while NAO- regimes are markedly excited in the 60's. The third regime is named Atlantic ridge (AR) and is reminiscent of the so-called East Atlantic pattern (negative phase, Barnston and Livesey 1987) viewed as a Euro-Atlantic wave train. The fourth regime is often referred to as Scandinavian blocking (S-BL) and is characterized by a strong anomalous height anomaly over Northern Europe (Tyrlis and Hoskins 2008) while a mild deeper trough extends southeastward from the Labrador Sea to the Iberian Peninsula. These two regimes all together are excited about 50% of time on average in winter and exhibit considerable interannual variability (Fig. 1gh, less loading in the decadal frequency band compared to NAO regimes).



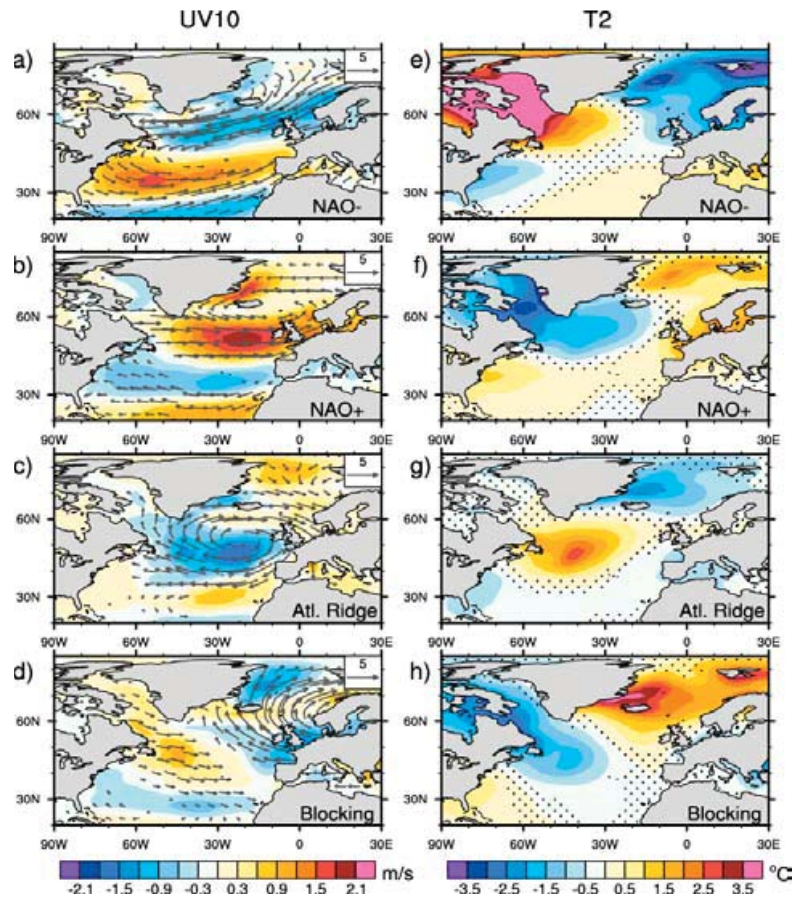
**Figure 1:** (a-d) Centroids of the four wintertime NAE Z500 weather regimes (m). Each percentage represents the mean frequency occurrence of the regime computed over 1958-2002 from 1 December to 31 March. Contour intervals are 25m. (e-h) Number of days of occurrence of each regime per winter from 1959 to 2002. The NAO index (orange curve) is superimposed on the upper two panels corresponding to the NAO regimes. Correlation ( $R$ ) between the NAO index and the frequency of occurrence of the NAO regimes is provided.

Links between flow regimes and anomalous climate conditions over continental Europe have been extensively documented in literature from daily (e.g. Slonosky and Yiou 2001, Philipp et al. 2007) to decadal timescales (Hurrell 1995). ERA40 anomalous 10-meter wind (hereafter UV10) and 2-meter temperature (hereafter T2) associated with NAE-WR are shown in Figure 2 over the ocean based on composites. The NAO regimes can be essentially considered as a measure of the strength of the prevailing westerlies flow over the North Atlantic. NAO+ is accompanied by enhanced and northward shifted zonal flow corresponding to series of transient low pressure systems traveling in rapid succession towards northern Europe while southern Europe is



preserved. A strong recirculation is found in the Nordic basins leading to a significant reinforcement of the mean northeasterly wind along the eastern side of Greenland. Anomalous wind penetrates deep in the subtropics where Northeast (NE) trade winds are intensified while slackened westerlies prevail between 30° and 40°N. Maximum changes are located east of 40°W. NAO- regimes are dominated by reduced westerlies from 45°N northward over the entire North Atlantic and is accompanied by a clear southward shift of the cyclogenesis zone. Associated boosted winds are found around 60°W and 35°N extending westward towards southern Europe. Relaxation of the NE trades is concurrently found in the subtropics. Spatial asymmetry is found in wind patterns between the two NAO regimes in agreement with the longitudinal shift of the anomalous centers of action that is intrinsically associated with two NAO phases (Cassou et al. 2004). Such an asymmetry is expected to have an important impact on the ocean/sea ice dynamics because of the nonlinearity properties of the processes governing the gyre circulations and the ocean mixed layer variability (vertical mixing, turbulent sensible and latent heat fluxes controlling a large part of the buoyancy etc.). For instance it is clearly visible here that the occurrence of NAO- regimes will not be discriminatory to explain anomalous sea-ice export through Fram Strait while NAO+ clearly will (Hilmer and Jung 2000).

AR is associated with a strong surface anomalous cyclonic circulation located downstream the maximum Z500 high. It corresponds to diminished (reinforced) westerlies off Western Europe (along 60°N) while reinforced northerlies (southerlies) conditions dominate from 10°W eastward (in the Labrador Sea). The long-lasting high pressure center over Europe in S-BL is powerful enough to completely disrupt the prevailing westerly flow penetrating inland. Easterlies dominate off-Europe and the recirculation branch associated climatologically with the Icelandic Low is stopped in the Nordic Seas. Baroclinity is reinforced off Newfoundland and in the Labrador Sea but stays confined to the central basin. Interestingly, T2 anomalies linked with NAE-WR are rarely collocated with maximum wind changes (Fig.2e-f). A strong cooling (warming) occurs in the Labrador Sea for NAO+ (NAO-) while the Nordic Seas as well as the midlatitudes are warmer (colder). It is clear that in addition to the direct impact of wind intensity changes, the mean advection of anomalous temperature responsible for altered local heat exchanges over the ocean (Cayan 1992, Deser and Timlin 1997) is crucial to understand the NAO regime-derived T2 composite. This inference holds for AR and S-BL where, respectively, maximum T2 anomalies are found off Newfoundland *i.e.* upstream of the anomalous high core and maximum wind speed disturbance, and in the Nordic Seas.

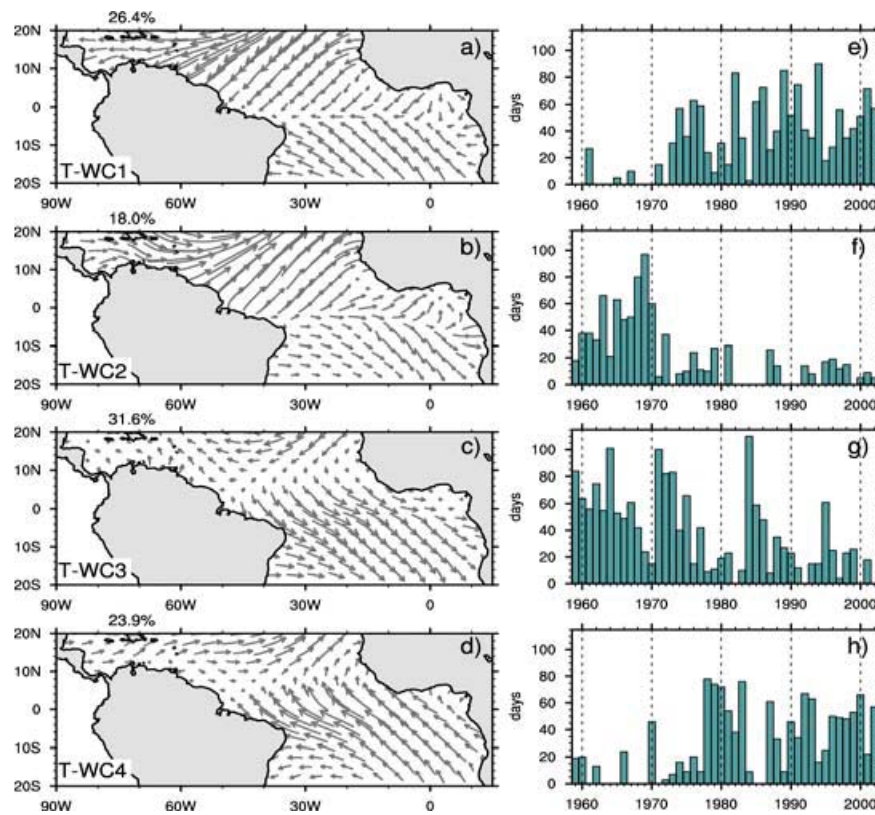


**Figure 2:** Daily derived-regime anomaly composites for (a-d) 10-meter wind (arrows, UV10) and its module, and for (e-h) 2-meter temperature (T2). Contour intervals are  $0.15 \text{ ms}^{-1}$  and  $0.25^\circ\text{C}$  respectively. Dotted shading stands for non-significant area based on *t*-statistics at the 95% level of confidence. Non significant wind anomaly arrows are omitted.

### 3.2 Tropical Atlantic UV1000 wind classes

As mentioned in the introduction, our goal is to build a transfer function for statistical downscaling purposes between large-scale atmospheric circulation and ocean surface variables over the entire Atlantic Ocean. Similarly to midlatitudes, clustering is applied to tropical dynamics ( $20^\circ\text{N}$ - $20^\circ\text{S}$ ) providing some adaptations. First UV1000 is preferred as predictor for ocean surface fields instead of Z500. The latter is not relevant anymore because of the baroclinic nature of the tropical variability while extratropical fluctuations are mostly barotropic due to strong eddy-mean flow interaction. Second, it is essential to capture the true coupled nature of the tropical variability between the surface ocean and the surface atmosphere. Because of this coupling and the intrinsic thermal inertia of the ocean, daily variability is consequently weaker and leads to enhanced energy in power spectrum from intra-seasonal timescale onward. To

preserve the coupled properties of the tropical Atlantic variability, we applied a 30-day low pass filter to UV1000 daily maps prior to classification based on Peña et al. (2004) who suggests that uncoupled atmospheric noise is concentrated in the 1-30 day frequency band. We verified though that the results are almost insensitive to filtering. Because the core of the episodic paradigm associated with extratropical regimes is somehow violated in the tropics due to the nature itself of the tropical dynamics, and thus in order to avoid any possible misinterpretations of our conclusions, we will prefer the term “wind classes” to the term “regimes” to refer to the tropical UV1000 centroids (henceforth T-WC) in the following.



**Figure 3:** (a-d) Centroids of the four wintertime tropical UV1000 classes. Each percentage represents the mean frequency occurrence of the class computed over 1958-2002 from 1 December to 31 March. (e-h) Number of days of occurrence of each wind class per winter from 1959 to 2002.

Four wintertime T-WC are obtained from *k-means* clustering and related statistics, and are displayed in Figure 3. Strengthened (relaxed) trade winds in both hemispheres are captured in T-WC1 (T-WC2) with maximum loading in the northern basin though. Significant changes are mostly found in the southern hemisphere for T-WC3 and T-WC4 encroaching on the equator. When Southeast (SE) trades are slackened (reinforced) in T-WC3 (T-WC4), NE trades are concurrently slightly intensified (diminished), the node of the anomalies being collocated

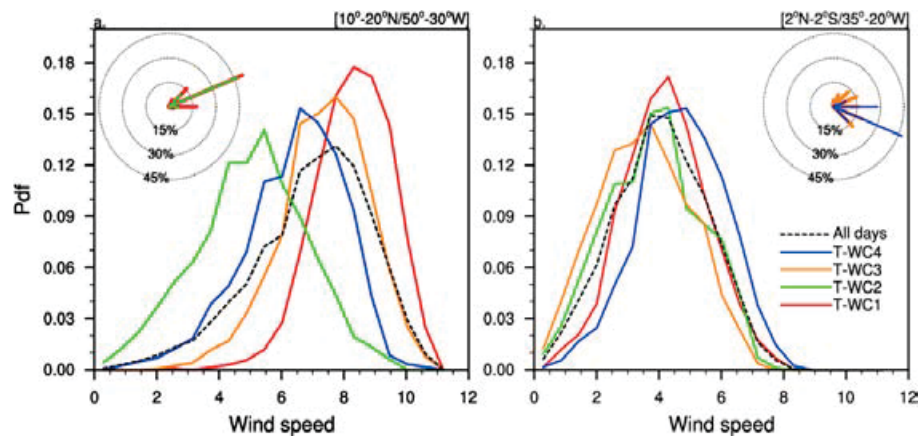
around 7°N on the northward side of the climatological position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ). As opposed to NAE-WR, note that T-WC centroids have a fair amount of linearity in terms of spatial structures.

T-WC occurrences are overly dominated by interdecadal variability over 1958-2002, except for T-WC3 characterized by some interannual pulses superimposed on a significant trend. T-WC1 is almost totally absent before 1970 while T-WC2 virtually disappear post to 1970 (Fig 3ef); such a shift can be simply interpreted as an intensification of the climatological mean conditions from the mid-1970's onward. The discriminatory skill of the UV1000 classification to capture such a decadal fluctuation is further confirmed in Figure 4 based on probability density functions (pdf) for raw daily 10-meter winds (UV10) averaged over two selected domains. The pdf diagnosed from the whole dataset (black dashed line) is compared to the four ones computed for each wind class taken separately (color curves). UV10 pdfs associated with T-WC1 and T-WC2 are clearly distinct (Fig.4a) in the northern basin (10°-20°N/50°-30°W): upper quantiles in the full dataset clearly fall in T-WC1 while weak-to-moderate surface wind days belong to T-WC2. Note that the mean statistics of the direction of the surface wind assessed from the wind rose added in the upper-left corner of the graph is the same in both T-WC1 and T-WC2. The late 1960s-early 1970s decadal rupture detected here from wind clustering can be tracked down in the mean convective activity over adjacent continents (Sahel and Amazonian basin); in fact, it is part of world wide coordinated changes associated with a rapid global climate shift whose signatures are particularly pronounced in the Atlantic sector (see Baines and Folland 2007 for a detailed description). The origin of this shift in the entire tropical Atlantic atmosphere has been linked with more and more confidence to interdecadal changes in either local or remote tropical SSTs (e.g. Giannini et al. 2003). It is also consistent with the phase shift of the AMO and associated large-scale impacts (Knight et al. 2006) occurring in the late 1960's (McCabe and Palecki 2006, Sutton and Hodson 2007) corresponding to a weakening of the THC following Knight et al. (2005) hypotheses.

A similar pdf analysis has been carried for a region straddling the equator in the western part of the tropical Atlantic basin (2°N-2°S/35°-20°W, Fig.4b). Results suggest that the four wind classes are not discriminatory there for surface wind speed: the four pdfs, except maybe for T-WC4, are almost superimposed to each other. The wind roses for T-WC3 and T-WC4 show however that the latter classes are very skilful in capturing the direction properties of the surface wind along the equator. The proportion of northeasterly days is equal to 7% in T-WC4 whereas they represent about 40% for T-WC3. In addition to wind speed, the nature of the cross-equator flow is known to be crucial for ocean dynamics (Kelvin wave genesis, altered upwelling etc., Zebiak 1993, Carton and Huang 1994 among others). It appears rather complex to link the occurrence of T-WC3 and T-WC4 (Fig 3gh) to any specific SST pattern because it is very likely that several



processes, operating on a range of timescales, play a role. First, their occurrences are correlated to the so-called interhemispheric gradient SST mode that controls a large part of the interannual variability (Ruiz-Barradas et al. 2000). Second, even if the forced variance explained by equatorial SST (Atlantic Niño-type anomalies) is low in winter, episodic events can be discerned. For instance, the 1984 event is characterized by a complete collapse of the climatological Atlantic cold tongue and T-WC3 is accordingly excited 110 days over 121 in total for winter. Lastly, as suggested in Sutton et al. (2000), El Niño Southern Oscillation (ENSO) exerts maximum remote influence on the tropical Atlantic atmosphere in DJF leading to a weakening of the NE trades and it is also evident that the equatorward penetration of the NAO and associated decadal variability blur the entire picture in winter as detailed in the next section.



**Figure 4:** 10-meter wind speed (ms<sup>-1</sup>) distribution within each tropical wind classes (colored lines) and for the whole dataset (dashed black line) for (a) the north tropical Atlantic basin (10°-20°N/50°-30°W), (b) along the equator (2°N-2°S/35°-20°W). Wind roses are shown for T-WC1 (red) and T-WC2 (green), and for T-WC3 (orange) and T-WC4 (blue) respectively.

## 4. Link between occurrence of atmospheric circulation classes and Atlantic Ocean low-frequency variability

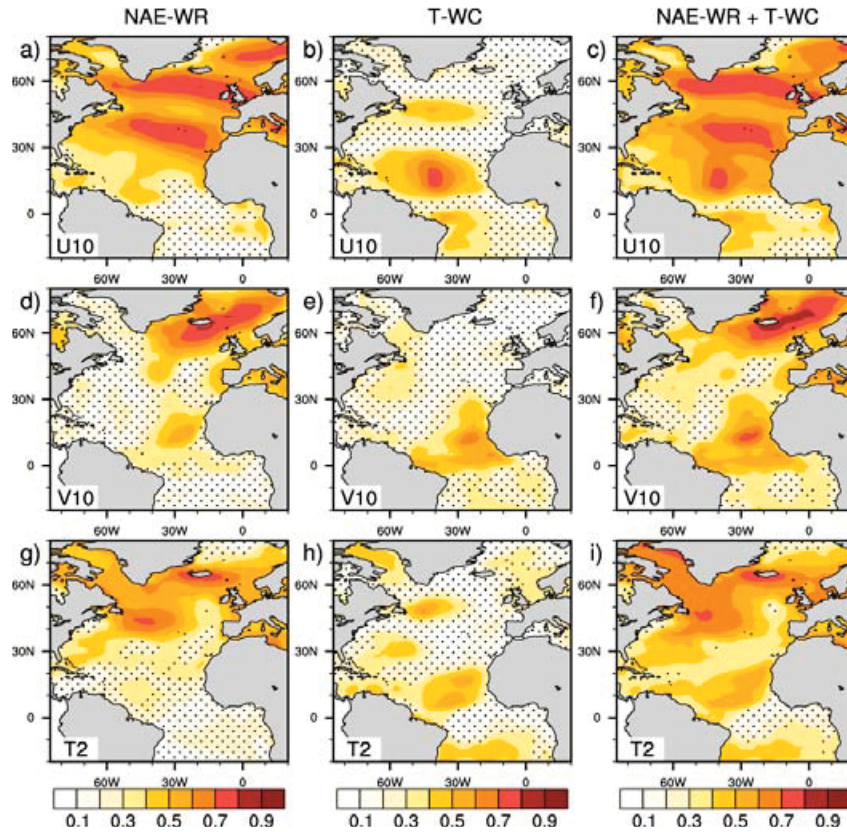
### 4.1 Interannual variability of surface ocean variables

The ability of NAE-WR and/or T-WC to capture the observed low-frequency variability of the surface ocean variables over the Atlantic is now examined using least-square multiple linear regressions. The Dec.-Mar. frequencies of occurrence of the circulation patterns are used as predictors while U10, V10 and T2 are the predictants of the regression models. The interannual band is first addressed: time series of sea surface fields and frequencies of occurrence of

regimes/classes are high pass filtered using a Lanczos filter to retain periods shorter than 7 years (classical frequency cutoff to separate interannual from decadal fluctuations in the Atlantic, e.g. Giannini et al. 2003). Correlation maps between observed and reconstructed fields are shown in Figure 5 from three different multiple regression models. Predictors are alternatively limited to NAE-WR or to T-WC in order to better isolate the respective role of the extratropical and tropical atmospheric dynamics on the interannual fluctuations of the surface ocean fields; their combination is additionally illustrated. Note that in each case, one NAE-WR or/and one T-WC has been removed in the regression equation in order to avoid problems of multicollinearity (von Storch and Zwiers 1999). Results do not depend on the choice of the discarded T-WC while performances of the regression models are slightly diminished if S-BL or AR regimes are not taken into account in the pool of predictors. Consequently, we arbitrarily chose to remove NAO- and T-WC4 in the following analyses. An alternative way to reconstruct surface fields would have been to multiply the frequency of occurrence of the circulation classes by the derived anomaly composite maps displayed in Figure 2, following Johnson et al. (2008) formulation applied to SOM-derived patterns. We verify that the latter approach produces very similar results.

U10 correlation patterns for the NAE-WR regression model (Fig. 5a) range from 0.4 to 0.8 over the entire extratropical domain. Maximum values extend zonally along two latitudinal bands projecting on the actual NAO anomaly composite pattern for surface wind (Fig. 2ab). Weaker, though significant, correlation penetrates southward in the tropical basin while skill is lost south of the ITCZ. As expected, most of the interannual variability for U10 in the tropics is captured in the T-WC regression model, especially in the northern basin where correlation values locally reach 0.7 (Fig 5b). Note that a narrow band of significant correlation is found off Newfoundland in the latter model and is indicative of the existence of a connection between tropics and extratropics as further detailed. Using NAE-WR+T-WC as predictors is virtually additive for U10 interannual variability over the entire basin (Fig. 5c). This conclusion holds for V10 (Fig. 5f). The best reconstruction is found over a large Northeastern Atlantic basin and can be attributed to S-BL and AR signals (Fig.5d). Fluctuations in trade winds and meridional wind changes along the equator associated with the anomalous position of the ITCZ are well captured in the T-WC regression model (Fig. 5d) consistently with T-WC3 and T-WC4 distribution properties discussed in the previous section. Combining NAE-WR and T-WC allows to reproduce V10 interannual variability relatively well over the entire basin, except at midlatitudes from Florida to the Azores archipelago. As to T2, much of the interannual variability is well reproduced at midlatitudes (north of 40°N) based on the sole NAE-WR frequencies of occurrence. The highest correlations surround Europe and are found in the Labrador and Irminger Seas (Fig.5g). By construction, skill for T2 is poorer in the T-WC regression model compared to U10 and V10 because surface wind components are tightly linked to 1000 hPa wind

used for clustering while T2 is not (Sutton et al. 2000). The correlation pattern for T2 and T-WC regression model (Fig. 5h) is reminiscent of the so-called North Atlantic tripole (Deser and Timlin 1997) and suggests that T-WC occurrences are associated with anomalous extratropical atmospheric circulation through teleconnection.



**Figure 5:** Interannual linear correlation between wintertime ERA40 10-meter zonal wind (U10, a-c), 10-meter meridional wind (V10, d-f) and 2-meter temperature (T2, g-j) and reconstructed fields via multiple linear regression when NAE-WR (left panels), T-WC (middle panels) frequencies of occurrence and their combination (right panels) are used as predictors. Contour interval is 0.1. Shading stands for non-significant correlation based on R-statistics at the 95% confidence level.

The table of contingency between T-WC and NAE-WR occurrence confirms that extratropical and tropical dynamics are clearly not independent (Table 1) on a daily basis. When T-WC1 is excited, NAO+ is overly prevalent (about 50% of the days) while NAO- and AR occurrences are clearly reduced. The opposite is found for T-WC2 where concurrent NAO+ regimes are quasi-absent compared to AR and NAO-, then more excited. A similar balance between the four NAE-WR (NAO-/AR vs NAO+/S-BL) is found, although less pronounced, for T-WC3 and T-WC4. The tropical-extratropical relationship explored here through clustering is consistent with previous pictures described in literature. Evidence has been provided based on modeling (Sutton et al.

2001, Cassou et al. 2004 among others) that altered NE trades lead to changes in the probability of occurrence of NAE regimes via the modification of the local Hadley cells (Terray and Cassou 2002). The NAO regimes are the most sensitive to the tropical forcing which likely explains the tripole structure found in the correlation map for T2 based on the occurrence of the sole T-WCs used as predictors (Fig. 5h). Conversely, in agreement with Sutton et al. (2000), the equatorward extension of the NAE-WR imprint highlighted in Fig. 5a ( Fig. 5d) for U10 (V10) also supports the conclusion that a significant part of the northern tropical Atlantic atmospheric variability is controlled by the southward penetration of the extratropical modes. The NAO appears to be the most important such modes (Fig. 2).

	T-WC1	T-WC2	T-WC3	T-WC4
NAO-	11.3	32.4	20.8	29.2
NAO+	48.6	12.5	32.2	19.1
AR	12.9	41.8	15.7	30.8
BL	27.2	13.2	31.2	20.9

**Table 1:** Table of contingency between T-WC and NAE-WR in winter. The sum of percentages for a given T-WC is equal to 100%

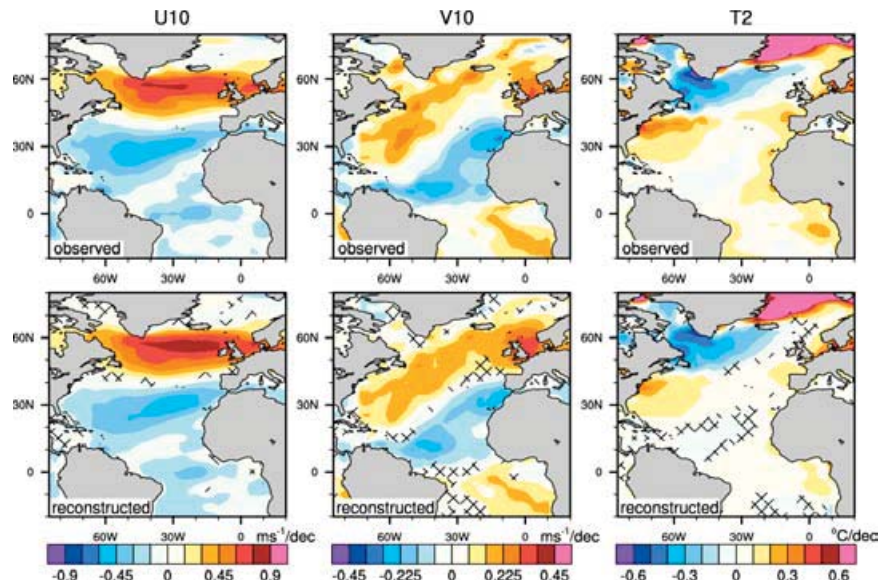
Based on the large-scale high correlation values obtained through very simple multiple regressions over the entire Atlantic Ocean, we conclude that the decomposition in NAE-WR and T-WC described here provides a reasonably accurate description of the interannual variability of the surface ocean variables. Best results are obtained when NAE and tropical clusters are combined because of closely interwoven dynamics. We now investigate to which extent changes in occurrence frequencies of NAE-WR and T-WC can capture the low-frequency trends of the surface ocean variables.

#### 4.2 Low-frequency trends of surface ocean variables

We use linear trend analysis as a simple way of characterizing changes in atmospheric circulation that have occurred over the period of study as a whole (1958-2002). Seasonal anomalies are formed by subtracting the long-term seasonal mean based on the full period and the DJFM trends are computed using least squares linear regression. Observed trends are shown in Fig.6 for U10, V10 and T2 (upper panels). Large-scale atmospheric circulation changes are characterized in the Atlantic by an intensification of the midlatitude westerlies and a concomitant strengthening of the NE trades (Fig.6a) and easterlies along the equator. Northward



displaced storm track is associated with prevalent southerlies north of 40°N whereas equatorward convergence associated with a southward retreat the ITCZ is boosted (Fig.6b) due to enhanced trade winds in both hemispheres. The node for the wind trend corresponds to the mean position of the Azores High and is consistent with the positive trend in the NAO (Hurrell 1995). Consistently, the largest trends for T2 occur in the western part of the North Atlantic and strongly project on the North Atlantic tripole. The causes of observed atmospheric circulation trends over the last half century are a subject of ongoing investigation. Latest studies suggest that direct atmospheric radiative forcing due to greenhouse gases (GHG) concentration and indirect SST forcing drive circulation responses that contribute about equally to the global pattern of circulation trends (Deser and Phillips 2009).



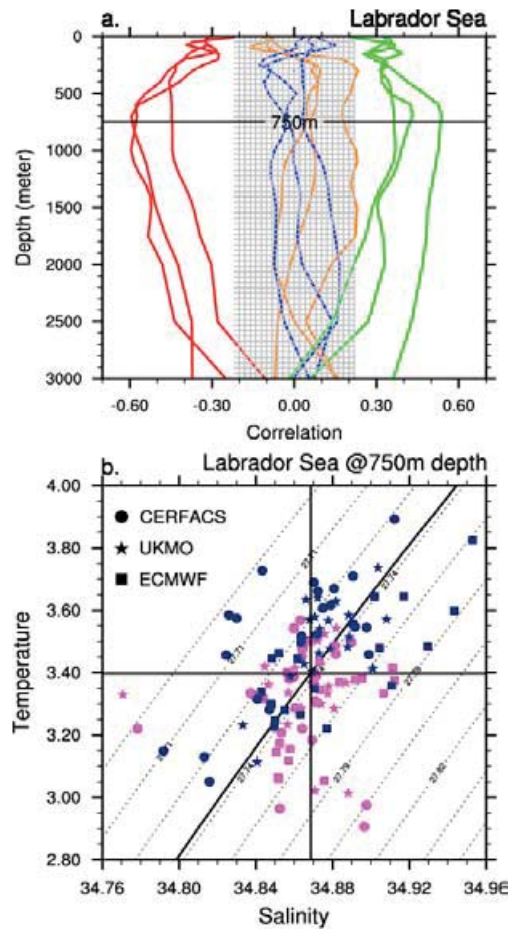
**Figure 6:** Linear trends computed over 1959-2002 for wintertime (a-c) ERA40 U10, V10 and T2 and for (d-f) reconstructed fields from multiple linear regression using NAE-WR+T-WC occurrences as predictors. Hashing stands for sign disagreement between observed and reconstructed trends. Contour intervals are  $0.15 \text{ ms}^{-1}/\text{decade}$ ,  $0.075 \text{ ms}^{-1}/\text{decade}$  for UV10 and V10 respectively, and  $0.1^\circ\text{C}$  for T2.

The pattern of trends reconstructed from multiple regression using raw NAE-WR+T-WC frequencies of occurrence as predictors compares very well with observations (Fig.6, lower panels). The pattern correlations are 0.98, 0.93, 0.98 for U10, V10 and T2 respectively, and hatched areas standing for inconsistent sign between observed and reconstructed trends are marginal. The magnitudes of the reconstructed trends are slightly stronger than observed north of 40°N, while they are slightly underestimated over a large tropical band. Maximum discrepancies are found for T2 where the observed warming along the African coast is barely captured whereas the weak cooling over the northwest tropical basin is too broad in the

reconstruction compared to observed estimates. Based on our findings, we conclude that observed trends in surface ocean fields can be viewed to a large extent as the temporal integration of the anomalous frequencies of occurrence of both NAE-WR and T-WC over the last 50 years or so. Similar conclusions have been put forward for trends over land (e.g. Hurrell 1995, Boé and Terray 2008) and appear to be fairly robust at midlatitudes. By contrast, underestimated warming south of 40°N likely indicates that the T2 tendency is additionally determined by influences other than the sole atmospheric dynamics; direct radiative contribution from increased GHG concentration appears to be a reasonable candidate, as well as the AMO.

### 4.3 Subsurface ocean

Given the overall agreement between the observed and reconstructed low-frequency variability of surface ocean variables using the sole occurrence frequencies of regimes as predictors, we proceed to examine if the subsurface ocean variability is also linked to the temporal excitation/recurrence of the regimes. As stated in the introduction, our ultimate goal is to force a high resolution OGCM using reconstructed surface fields from statistical downscaling based on weather typing to investigate the low-frequency changes of the MOC. Accordingly, we concentrate our following analysis on subsurface variability in the Labrador Sea where deep convection during winter forms and transforms dense water masses feeding the upper layer of the North Atlantic Deep Water as part of the lower limb of the MOC. Systematic physical observations have been collected over the past two decades along the so-called AR7W line (initiated in the World Ocean Circulation Experiment) extending from the Labrador Shelf to the Greenland Shelf straddling the main deep convection core (Våge et al. 2009). Since 2002, observations from the Argo floats nicely complement the AR7W survey but the period of the two combined ocean datasets is too short and the spatial coverage too sparse to assess a robust glimpse of the interannual variability of the subsurface. To circumvent this limitation, we make use of three ocean reanalyses products carried out within the ENSEMBLES EU-project ([http://www.ecmwf.int/research/EU\\_projects/ENSEMBLES/index.html](http://www.ecmwf.int/research/EU_projects/ENSEMBLES/index.html)) over 1960-2005, hereafter referred to as CERFACS (Daget et al. 2009), ECMWF (Balmaseda et al. 2008) and UKMO (Martin et al. 2007). All are state-of-the-art model-data assimilation systems and are considered as the best estimates available today for a 3-dimensional coverage of the ocean variability. They differ in their assimilation scheme as well as in the OGCM used, but share the same atmospheric forcing derived from ERA40 or operational ECMWF analyses post to 2002. It is beyond the scope of this paper to document properties and performances of each product; we simply combine them in the present study to evaluate the uncertainties of our results.



**Figure 7:** (a) Correlation as a function of depth between the wintertime frequency of occurrence of the four NAE-WR regimes (red: NAO+, blue: S-BL, orange: AR, green: NAO-) and the corresponding annual ocean temperature box-averaged over 55°N-58°N/55°W-47°W across ARW7 for the three reanalysis products. (b) T-S diagram at 750-meter depth for the three reanalysis products; one point represents one year, the blue color (magenta) stands for above-average (below-average) occurrence of winter NAO- regime. Black thick lines correspond to the temperature, salinity and density means of the total sample.

Annual vertical profiles for ocean potential temperature and salinity are computed over a box straddling the ARW7 line and encompassing the deep convection area in the three reanalysis datasets. Absolute values of correlation as a function of depth between temperature and frequencies of occurrence of the four regimes are maxima between 500 and 1200 meter depth for NAO+ and NAO- where Labrador Sea Water (LSW) are produced (Yashayaev and Loder 2009), and are close to zero through the entire ocean column for S-BL and AR (Fig.7a). The rate of LSW formation has been diagnosed as one of the main actor for MOC variability in both present climate and scenario experiments (Wood et al. 1999, Guemas and Salas-Mélia 2008a,

Guemas and Salas-Mélia 2008b). Significant correlation extends deeper for NAO+ regimes in all reanalysis products and is indicative of more active (shallow) convection during positive (negative) NAO winters as extensively documented in literature from observations (*e.g.* Dickson et al. 1996). This lends further credence to our approach based on regime decomposition accounting, by construction, for nonlinearities and asymmetries associated with the two phases of the NAO, which can be of great important for threshold physical processes such as convection. The density properties of the reanalysed LSW as a function of the wintertime integrated occurrence of NAO- only are further evaluated in Figure 7b from a T-S diagram at 750-meter depth. Repeated (rare) appearance of NAO- days in winter tends to form warmer (colder) LSW while salinity is somehow less affected. Consequently, lighter waters are produced inhibiting the convection and the ventilation of the deep ocean during NAO- winter. The opposite is found for NAO+ (not shown). Even if there is not a one-to-one correspondence between the NAO and the production and the density properties of LSW since preconditioning and/or large-scale horizontal advection play a role in regulating the depth of the convection (Yashayaev 2007), we suggest that the regime approach adopted here seems to be relevant to capture part of the 3-dimensional ocean variability in a key region for MOC changes. Note that AR and S-BL occurrences are not discriminatory for LSW properties.

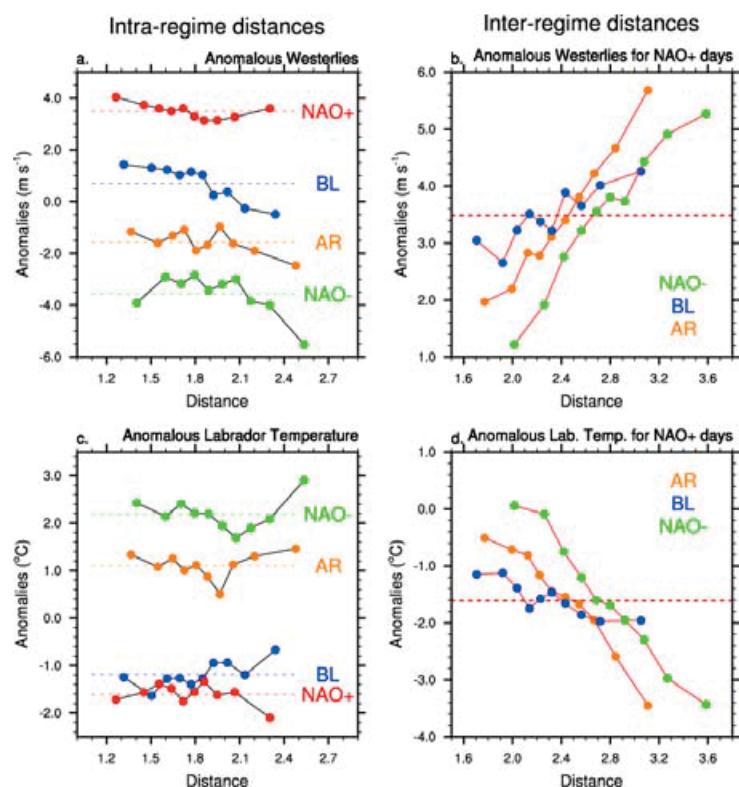
## 5. Link between strength of anomalous atmospheric circulations and surface ocean variables

The results presented so far establish that a large fraction of air-sea low-frequency variability can be traced back to the anomalous frequencies of occurrence of atmospheric circulation classes. To address more thoroughly the relevance of the regime paradigm in capturing surface ocean changes, we now evaluate how the strength of the atmospheric circulation within a given regime and/or with respect to the others can provide an additional insight. We include the Euclidean distance as a measure of similarity between the centroids of the regimes and a given day anomalous circulation. Let  $D$  be that given day. We define the “intra-regime distance” as the distance between the anomalous circulation of  $D$  and the centroid of the regime whose  $D$  belongs to. We term “inter-regime distances” the distances between the anomalous circulation of  $D$  and the centroids of the other regimes. Because spatial resemblances are strong by construction within the pool of days attributed to the same regime, intra-regime distances provide information on the differences in the anomaly magnitudes between  $D$  and its associated regime centroid; it can be viewed as the strength of the anomalous circulation. Inter-regime distances however include information on both strength and spatial departure between  $D$  and the other regimes.

Figure 8 illustrates the relative importance of intra- vs inter-regime distances to interpret the strength of the midlatitude westerlies (upper panels). A daily index of anomalous U10 averaged over a box corresponding to the climatological position of the North Atlantic westerlies is computed. Intra-regime is investigated first (Fig. 8a). Mean U10 anomalies are provided as a function of the four NAE-WR (dashed lines). Daily intra-regime distances for each four NAE-WR are classified into ten equally-populated bins or deciles, and U10 anomalies are then calculated for each decile (dots). For NAO+, the amplitude of the anomalous westerlies is clearly independent on the intra-regime distance. In others words, it is suggestive that the more or less reinforcement of the westerlies when NAO+ is excited is not controlled by the strength of the NAO+ circulation itself. This conclusion is also valid for the other three regimes but to a lower extent though. NAO- slackened westerlies are all the more diminished when NAO- intra-regime distances are greater likely suggesting that the strength of the anomalous NAO- circulation (especially for extreme NAO- days) slightly matters for the amplitude of U10 anomalies. Overall, Fig. 8a shows that the sign of the basin-wide westerlies anomalies (scale relevant for ocean low frequency variability) is primarily set by the excitation of the regime itself and that intra-dynamical characteristic within the excited regime plays a secondary role. This analysis can be interpreted as an alternative view of the conclusions drawn in the previous section showing that the occurrence frequencies of the regimes are reasonably good predictors for surface ocean variables. Fig. 8b suggests however that inter-regime distances are crucial to modulate the westerlies anomalies for a given regime, here NAO+. The three inter-regime distances between NAO+ days and the other regimes are computed and classified into deciles similarly to Fig.8a. Results indicate that the amplitude of the reinforced westerlies during NAO+ is clearly controlled by the distance to NAO- and/or AR centroids. The closer to NAO- and/or AR the circulation of the NAO+ day is, the weaker the westerlies intensification is following a quasi-linear relationship.

A similar analysis has been conducted for T2 over the Labrador Sea (Fig. 8cd). Like for U10, we find that intra-regime distances do not play a primary role in modulating the T2 anomalies, except for the upper-decile of the NAO+ and NAO- regimes; cooling (warming) is more pronounced when NAO+ (NAO-) circulations are marked. The sign of the anomalies is clearly set by the regime and is consistent with the anomalous composite patterns displayed in Fig.2. The inter-regime distances act however as a strong modulator of the amplitude of the T2 anomalies. “Very far” NAO+ days from the NAO- centroid are associated with very cold T2 anomalies while “very close” NAO+ days to NAO- centroid lead to normal T2 conditions. Both AR and NAO- directions in the regime phase space are found to be discriminatory for the magnitude of T2 anomalies during NAO+ in the Labrador Sea while the S-BL direction appears to be less of importance. The importance of inter-regime distances is not specific to the NAO+ regime but is also valid for the three others (not shown).





**Figure 8:** (a) 10-meter zonal wind box-averaged over 40°N-60°N/50°W-10°W and (c) 2-meter temperature anomalies over the Labrador Sea (47°N-62°N/60°W-47°W) as a function of intra-regime distances binned in deciles for the four NAE-WR regimes (colors). (b) Same for inter-regime distances for NAO+ days.

Is there any temporal relationship between observed surface ocean anomalies and distances to regimes centroids in addition to the “magnitude control” exerted by the strength of the regimes with respect to the others as emphasized so far? Table 2 sheds some light on this question. Daily temporal correlations between the Labrador T2 index and the four distances to the NAE-WR centroids are computed considering the four regimes separately. Table 2 should be read as follows: for NAO+ days, the Labrador T2 time series is anti-correlated to NAO- and AR distances time series at -0.53 and -0.43 respectively, while no significant temporal correlation is found between NAO+ and BL distances time series. Similar (opposite) results are found for S-BL (NAO-) while AR T2 anomalies are linked to all distances, except to its own ones. Table 2 and Fig.8 all together provide some evidence that temporal sequence and amplitude of the T2 anomalies are not independent; in both cases, they can be explained by the inter-regime distances and not by the intra-regime distance as highlighted by the minimum correlation values along the diagonal in Table 2 (green color). As a final step, the four distances are used as predictors in a multiple least-square regression model, anomalous T2 daily time series being the

predictands. Higher correlation values (last orange line) are found between observed and regressed T2 when the four distances are combined. This provides further insight that the distances, as intrinsic parameters of decomposition in classes, are important factors to be used for the reconstruction of the surface ocean variables following a weather typing approach, in addition to the occurrence frequencies of the classes.

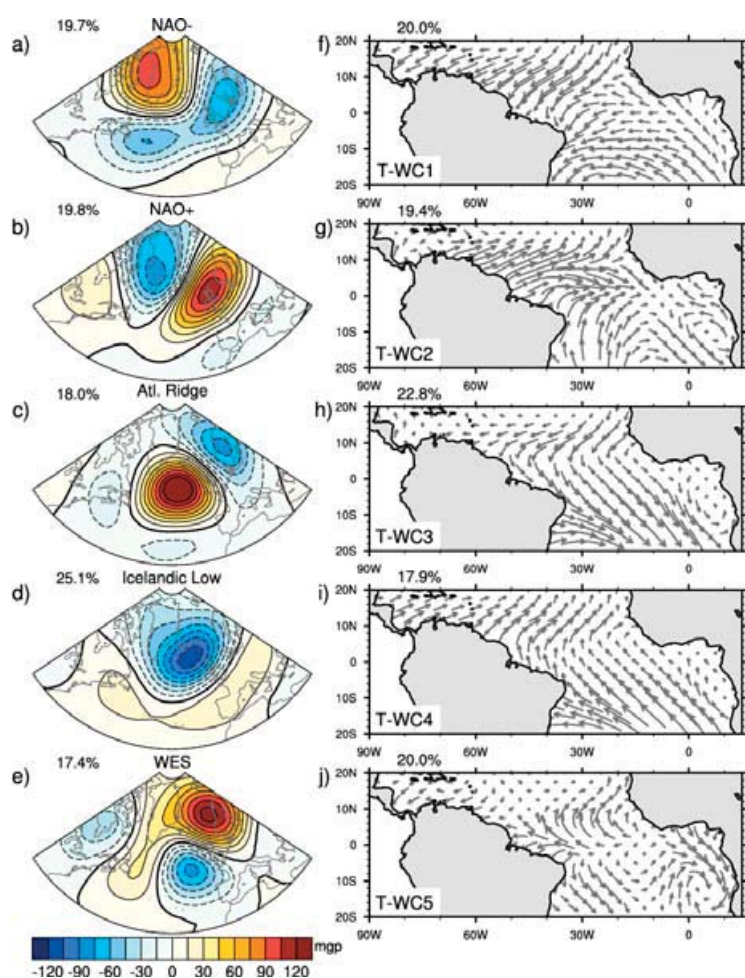
	NAO-	NAO+	AR	S-BL
NAO-	0.02	-0.53	-0.24	-0.48
NAO+	-0.48	0.03	0.34	0.10
AR	0.10	-0.43	0.02	-0.27
S-BL	0.44	-0.15	0.33	0.02
All	0.64	0.62	0.60	0.58

**Table 2:** Daily correlation for a given NAE-WR regime between the distances to the four NAE-WR centroids and ERA40 2-meter temperature anomalies over the Labrador Sea (47°N-62°N/60°W-47°W). Intra-regime distance stands in green. Last line: correlation for a given regime between the ERA40 2-m temperature index and its reconstruction via multiple regression when the four distances are used as predictors.

## 6. Atlantic summertime atmospheric circulation classes

The summer season (Jun.-Sept.) is now examined following the same line of reasoning as the one adopted so far for winter. Five summertime Z500 NAE-WR are obtained from *k-means* clustering and are displayed in Figure 9a-e. The first two NAE-WR bear a strong resemblance to, respectively, the negative and positive phases of the summertime NAO. Their respective occurrence integrated over the entire season is indeed strongly correlated (0.88 and 0.83) to the traditional summertime NAO index defined here by the normalized principal component of the leading EOF of averaged JJAS Z500. This teleconnection pattern operates between northern Europe and Greenland; it is northward shifted compared to its winter counterpart (Fig. 1ab) following the seasonal migration of the North Atlantic centers of action (Hurrell et al. 2003). Like in winter, a fair amount of asymmetry is found between the two summertime NAO weather regimes especially off Newfoundland; this yields significant impacts in terms of surface wind and T2 associated anomalies.

Regime-derived composites for summer (not shown) indicate that westerlies during NAO- are enhanced over the entire basin between 30°-50°N and penetrate eastward into the European



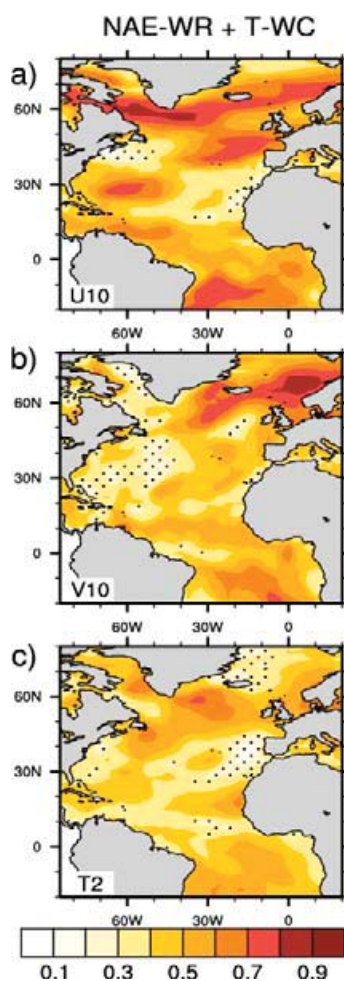
**Figure 9:** Same as Figs.1 and 2 but for summertime (over 1958-2002 from 1 June to 30 September).

continent. Conversely, anomalies are limited off-Europe for NAO+ and are strong enough to reverse the direction of the wind leading to mean easterlies conditions from 20°W eastward. North of 60°N, wind anomalies are symmetrical between the two regimes: westerlies are slackened (intensified) during NAO- (NAO+). The third regime is referred to as Atlantic Ridge because of its strong similarity to the winter pattern (Fig. 1c); the associated surface ocean anomalies are very close to the ones depicted in Fig. 2cg, but with weaker amplitude. The fourth regime is named Icelandic Low (IL). Interestingly, IL strongly projects on the wintertime NAO+ spatial structure but is not correlated with the summertime NAO index (the correlation value is equal to -0.31). The last regime is termed WES standing for Scandinavia-Western Europe: high pressures cover Scandinavia and the Nordic Seas while concurrent low pressure anomalies are found off the British Island extending southeastward toward the Iberian Peninsula. This regime is associated with bursts of thunderstorms over Western Europe because of concurrent southerly advection of warm air masses from Maghreb. Similarly to wintertime, summer NAO frequencies



of occurrence exhibit decadal fluctuations superimposed on considerable interannual variability, while the three other regimes are dominated by interannual changes only (not shown). NAO+ (NAO-) days are prevalent (less present) from the early 1970's to the mid-1990's in agreement with the positive trend of the NAO index (e.g. Hurrell and Folland 2002). The  $k$  number of classes retained from clustering is always a source of arbitrariness as stated in the introduction. Five NAE-WR are kept in the present manuscript as opposed to Cassou et al. (2005) or Guémas et al. (2009) papers using four summertime patterns defined from Jun.-Aug. days. We found that including September in the clustering step alters the robustness of the partition into four regimes while  $k=5$  appears to be more stable based on traditional statistical tests (see the introduction).

Five summertime wind classes are also obtained from *k-means* clustering and related statistics, and are displayed in Figure 9f-j. T-WC1 is characterized by reinforced trade winds in both hemispheres. T-WC2 exhibits a strong reduction of the NE trades while signs for anomalous cyclonic circulation in the southern hemisphere are visible. Both regimes are overly dominated by decadal variability (not shown); they are associated with the AMO (Knight et al. 2005) and their occurrence captures the Atlantic climate shift centered on the late 1960's that is even more pronounced in summertime than in wintertime (Baines and Folland 2007). T-WC2 in particular mostly occurs prior to 1970 and is consistent with the reduction of the vertical wind shear associated with hurricane development in the northern tropical Atlantic basin (Latif et al. 2007). T-WC1 is virtually absent before 1973 and post 1995; it is associated with a southward shift and a reduction of the ITCZ activity (not shown). T-WC3 and T-WC4 exhibits a fair amount of linearity; T-WC3 (T-WC4) is characterized by enhanced (reduced) NE trades while SE trades are diminished (reinforced). Consistently with the basin-wide shape of the anomalous wind, both are correlated at 0.35 and -0.45 with the cross-equator SST gradient mode estimated from EOF decomposition of JJAS averaged SST. Maximum occurrence for T-WC3 (T-WC4) is found in the 1970's and 1980's (1960's and 1990's) with strong interannual pulses over the entire period. T-WC5 is characterized by a pronounced equatorial surface wind divergence and its appearance is dominated by an upward trend; T-WC5 is mostly active from the mid-1980's onward. Derived T2 composite displays a local cooling along the equator while the rest of the tropical basin is warmer (not shown). Interestingly, this surface temperature pattern stands out from JJAS EOF decomposition as the third SST mode. Note though that the explained variance of the latter is only around 9%.



**Figure 10:** Same as Fig 5cfj but for summertime.

To which extent decomposition in weather classes is relevant for reconstructing the low-frequency changes of the surface ocean variables in summer? This question is addressed following the exact same approach developed in section 4 for the winter season. The frequencies of occurrence of summer NAE-WR or/and T-WC are entered as predictors in least-square multiple linear regressions. We only show correlation skills (Figure 10) when both NAE-WR and T-WC are used in the regression equation, their relative contribution over the entire Atlantic basin being even more regionally additive than in winter. It is indeed noteworthy that no significant correlation between observed surface ocean fields and their reconstruction is obtained north of 20°N when T-WC are used as sole predictors. Likewise, the table of contingency between summer NAE-WR and T-WC (same as Table 1 but for summer, not shown) does not highlight any discriminatory relationship between tropical and extratropical atmospheric anomalous circulation. This result is consistent with the consensual idea that tropical-extratropical connections are mostly active during wintertime because of their dependence upon the climatological background of the atmospheric dynamics. Like in section 4,

high pass filtering is applied to isolate the interannual component of the variability and one NAE-WR and one T-WC are arbitrarily excluded from the regression model including both tropical and extratropical clusters as predictors. Figure 10a shows that the U10 reconstruction based on summertime occurrence frequencies is as skillful as in winter with values ranging from 0.5 to 0.9. Marginal low correlation areas are found south of Newfoundland and around the Canary Archipelago while performances are improved within the tropical band. Good correlation values are also obtained for summertime V10 except over a broad Northwest Atlantic basin (Fig. 10b). Reasonable skill is found for T2 although slightly lower north of 40°N compared to wintertime.

Summertime trends are weak in U10, V10 and T2 in the North Atlantic. Their reconstruction is however quite correct like in winter, except for T2 for which the warming is underestimated by 60%-70% over the entire Atlantic (not shown). This suggests again that part of the thermal trends of the surface ocean is not directly linked to the overlying atmospheric dynamics and is controlled by other factors. Because of the shallowness of the summertime ocean mixed layer, radiative forcing from GHG increased concentration is expected to be more efficient to produce a superficial warming, being subsequently entrained at depth in winter when the seasonal deepening of the mixed layer occurs.

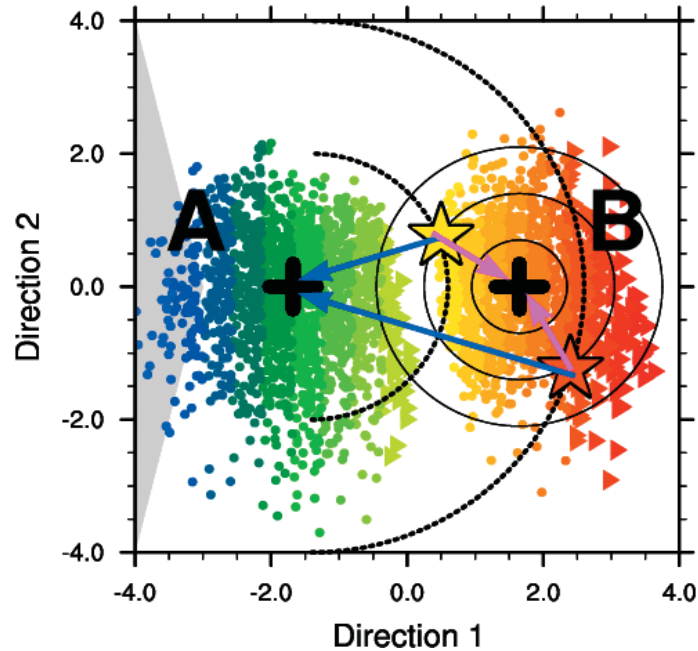
## 7. Summary and discussion

In this study, we have investigated the link between the observed variability of the surface ocean variables over the Atlantic and the overlying atmosphere decomposed in classes of daily large-scale atmospheric circulation. The *k-means* partition method has been applied first to daily Z500 anomaly maps from ERA40 over a broad North Atlantic-Europe (NAE) domain between 1958 and 2002. The clustering analysis provides a set of representative patterns that correspond in the extratropics to well-known NAE weather regimes accounting for the barotropic dynamics. The *k-means* algorithm has been then applied to daily UV1000 anomaly maps in the tropical band; it yields to wind classes representing the alteration of the trades. Tropics and extratropics are treated separately, even if they are temporally connected, because of the true different nature of their atmospheric dynamics and associated surface ocean changes. Because a 30-day low pass filter is applied to UV1000 prior to clustering in order to preserve the coupled nature of the tropical ocean-atmosphere climate, wind representative patterns do not strictly follow the episodic paradigm of the extratropical regimes. For sake of clarity, we termed them “classes” instead of “regimes” to refer to this conceptual difference. The primary aim of this study was thus to evaluate how relevant the decomposition of the atmospheric variability into daily midlatitude weather regimes and/or tropical classes is to capture the low-frequency changes of

the surface ocean variables. This step appears to be a prerequisite before thinking about applying the weather-typing perspective to ocean downscaling purposes as further described in Part II of this work (Minvielle et al. 2009).

Winter and summer seasons are analyzed individually. Consistent with many studies, four wintertime NAE-WR are detected: the NAO- and NAO+ regimes, the Atlantic Ridge regime and the Scandinavian Blocking regime. Derived anomaly composites for 10-meter wind and 2-meter temperature exhibit significant ocean basin wide structures for each regime and are indicative of strong links between anomalous large-scale atmospheric circulations and surface ocean fields in the North Atlantic. Because there is no assumption for linearity in clustering, spatial asymmetries are found in surface fields, especially for 10-meter wind, between the two NAO regimes. We argue at that point that such asymmetries could be of great importance when surface fields associated with the NAO are used as forcing in OGCMs, and can therefore be considered as an added-value of the weather-typing approach. We indeed expect the ocean to be very sensitive to asymmetries because of nonlinear processes present in key regions for its dynamics and variability (deep convection, vertical entrainment in the mixed layer etc.). In the tropical Atlantic, four wintertime wind classes are obtained corresponding to either basin wide alteration of the trade wind intensity in both hemispheres or to changes in the cross-equatorial flow. Their occurrence is largely dominated by decadal changes. Clustering is able to capture the late 1960s-early 1970s climate shift that underwent a number of significant variables of the atmospheric circulation. We find that the prevalence of this shift renders difficult to firmly link the individual T-WC occurrence to any specific SST patterns at interannual to quasi-decadal timescale; significant correlations are found with the AMO, the interhemispheric gradient SST mode etc. Besides, there is clear evidence of tropical-extratropical connection as diagnosed by the table of contingency between wintertime NAE-WR and T-WC mean occurrences. All together, these comments are consistent with the minimum potential predictability of fluctuations in the trade winds (ratio of the SST-forced variance to the total variance) as emphasized in Sutton et al. (2000) for the winter season. Additional investigations are thus considerably needed to clarify the relative roles of the different actors in the tropical Atlantic climate. Those investigations might likely imply some refinement at the very first stage of the UV1000 clustering and our study should be treated as a first attempt. Five NAE-WR and T-WC are obtained for summer. Same conclusions hold for that season: the importance of the spatial asymmetry found in derived surface variables anomalies from NAE regimes, the dominant signature of the late-1960s climate shift in the tropics, although the relationship between T-WC summertime occurrence and local summertime SST appears to be less blurred in agreement with the seasonal estimate of the trade winds potential predictability given in Sutton et al. (2000). By contrast to winter, there is no evidence of tropical-extratropical connection based on the statistics of summertime regimes occurrence. Note that such an assertion is drawn from mean statistics that does not preclude

some possible connections for some specific events or years as documented in literature (Cassou et al. 2005).



**Figure 11:** Schematic summary diagram of inter- and intra-distance influence on surface variable anomaly.

The relevance of the decomposition in NAE-WR and/or T-WC to derive basin-wide low-frequency changes of surface ocean variables has been demonstrated. Our results highlight that both the type of regime, i.e. its occurrence, and its relative strength with respect to the others regimes, i.e. its inter-regime distances, are valuable predictors for surface ocean variables. Figure 11 provides a schematic means of visualizing and summarizing the latter findings. Let us consider two regimes A and B whose centroid position is represented by a thick black cross in a reduced phase space span by two arbitrary dimensions. For sake of simplicity, let us consider T2 as the surface variable to be reconstructed from regime-derived information. Each individual dot in Figure 11 represents a day and its color stands for the sign and the magnitude of the T2 anomalies of that day; reddish (bluish) color stands for warm (cold) T2 anomalies and the redder (bluer), the warmer (colder). For a given region, we found that:

- the attribution to a given regime controls to a great extent the sign of the surface anomalies. Schematically warm (cold) days mostly belong to regime B (regime A).
- the strength of the regime with respect to its own centroid does not explain the magnitude of the surface anomalies. Schematically, let us take two warm days from Regime B (colored stars in Figure 11) located at the same distance to Regime B centroid,

i.e. along the same solid circle. Intra-regime distances materialized by pink arrows are thus identical and cannot explain the fact that one day is warmer than the other.

- the strength of the regime with respect to the centroids of the other regimes do explain the magnitude of the surface anomalies. Difference in inter-regime distances materialized by blue arrows explains why one day is warmer than the other despite the fact that both belong to the same regime.

The latter conclusions are valid to a large extent over most of the NAE domain and have been validated for two key regions for ocean dynamics: the Labrador Sea (deep water formation etc.) and a latitudinal band along the climatological westerlies whose strength controls a large part of the variability of the ocean gyre dynamics.

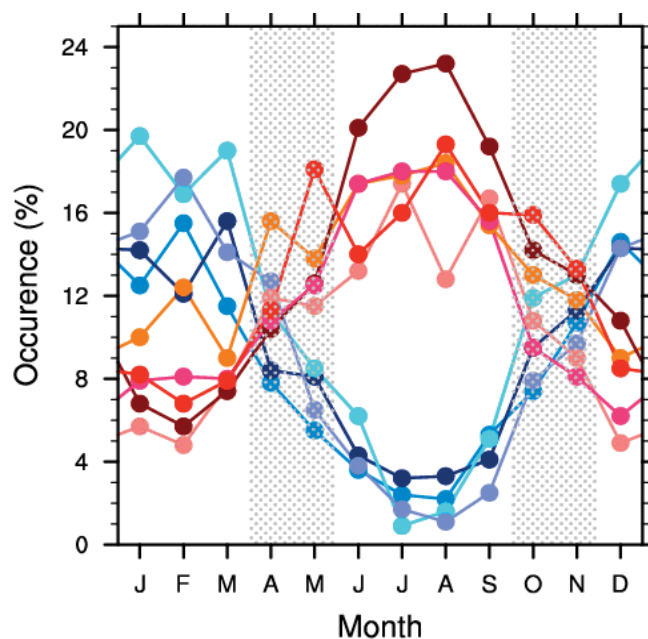
We have verified that inter-regime distances used as predictor in least-square multiple linear regressions to reconstruct surface ocean variables yields significant temporal correlations between observed and reconstructed daily time series. The fact that intra-regime distances do not play a significant role is not straightforward. For instance, it is definitely not the case for precipitation or temperature over land and we believe that it might be related to the large size of the domain considered in our case. Note that this assertion may not hold for climate change studies. We verified that the frequencies of occurrence of NAE-WR+T-WC used combined as predictors permit to reproduce very reasonably the interannual variability of U10, V10 and T2 over the entire Atlantic basin; correlations mostly range from 0.4 and 0.8 whatever the season. We also show that part of subsurface water properties in the Labrador Sea where deep convection occurs can be linked to NAE-WR excitation providing further assurance in the relevance of our weather-typing approach to investigate, for instance, the MOC variability. Finally, we provide some evidence that a large fraction of the low-frequency trends in the Atlantic observed at the surface over the last 50 years can be traced back to changes in occurrence of tropical and extratropical weather classes and can be interpreted as the time integration of higher frequency fluctuations in the atmosphere. One direct interpretation of these findings is that the weather-typing statistical downscaling scheme to be proposed in Part II of this study to reconstruct the sea surface variables should include *both* the frequency of occurrence and the distance as input parameters.

The last element to be considered is the tropical-extratropical connection that must be respected in the future downscaling scheme. Complementary analyses (not shown) suggest that in addition to the fact that T-WC and NAE-WR occurrences are not independent (Table 1), the NAE-WR strength is modulated by the tropical states. This is particularly true for the NAO regimes and S-BL and AR to a lesser extent. As shown, the probability of NAO- (NAO+) to occur is clearly diminished (enhanced) when trades are reinforced (T-WC1) and we find besides (not shown) that the amplitude of the NAO- (NAO+) pressure anomalies are much



weaker (stronger) if they happen to occur in T-WC1. This arises through atmospheric teleconnections sustained by a Rossby wave-like disturbances propagating northward from the western part of the tropical Atlantic (Terray and Cassou 2002). The triangles in Figure 11 schematically symbolize the modulator role of the tropics in the spatial distribution of the regime NAE regime. The gray large triangle on the left side represents the direction of the tropical forcing in the reduced phase space. Let regime B (A) be the NAO- (NAO+) regime. Individual colored triangles stand for days where T-WC2 is excited; those are sparse in regime A and directed towards regime B (light green) whereas they are numerous in regime B but located on the opposite side “running away” from A and leading to stronger surface anomalies (dark red). Recall that Figure 11 is a simplified or noise-free view for heuristic purposes; the true nature of the dynamics is much more blurred.

We concentrated our analyses to winter and summer seasons. How about spring and fall? Because we are interested in low-frequency changes of the ocean (interannual variability and trends), a continuous full-year daily forcing must be provided to OGCMs. When clustering is applied to the two intermediate seasons, obtained classifications are not stable and none of the statistical tests are met to select the number of  $k$  classes. This could be consistent with the idea that intermediate seasons may not be characterized by specific atmospheric circulation patterns; those should rather be treated as transition periods between summertime and wintertime distinct dynamics, the timing of shift between the two varying with years leading to unstable statistics. This interpretation is further reinforced by Figure 12 for NAE-WR. All anomalous Z500 calendar days are projected onto the set of 9 NAE-WR formed by the 4 winter plus 5 summer weather regimes obtained from separated clustering as described above, and are attributed to one of them based of the closest distance. We count the number of days attributed to each regime (expressed here in percentage) considering the 12 calendar months separately. As anticipated by construction, D/J/F/M days mostly fit in one of the four winter centroids while J/J/A/S days rarely picked them. Interestingly, occurrences are less segregated in winter than in summer. We found that weak Z500 anomalies days in winter are artificially closer to summertime regimes because the Euclidian distance mostly accounts for the amplitude of the anomalies. Such a behavior disappears if the pattern correlation distance is used instead or if non-persistent regimes (episodes lasting less than 4 consecutive days and interpreted as transition days) are removed from the statistics. Winter and summer regimes are about equally excited in spring and autumn months, except for May where summer regimes slightly dominate. This suggests that both summertime and wintertime dynamics statistically occur during the intermediate seasons making difficult the extraction of specific representative patterns for April, October, November and May to a lesser extent. This result highlights the need for considerable further work to understand the nature and physics of the intermediate season atmospheric dynamics.



**Figure 12:** Percentage of days attributed to each regime among the nine winter+summer NAE centroids as function of calendar month. Bluish (reddish) color stands for the winter (summer) NAE-WR.

All together, this paper, or Part I, tends to show that a weather-typing approach could be promising for ocean downscaling application. As a prerequisite, we provided some evidence that weather regimes/classes occurrence and strength are indeed discriminatory for the variability of the surface ocean fields used as forcing in OGCMs. Consequently, we have elaborated a statistical method based on the conclusions described here to estimate the ocean forcing variables from observed estimates, and have used a high resolution ocean model to test its relevance. The reader is invited to report to Minvielle et al. (2009) or Part II of the present study, for a complete description of the statistico-dynamical algorithm and its performance.

**Acknowledgments:** We thank Julien Najac and Julien Boé for stimulating discussions. We are grateful to Soline Bielli and Didier Swingedouw for their help in improving the manuscript. The figures were produced with the NCL software developed at NCAR. This work was supported by CERFACS, CNRS, Mercator-Ocean via the DESAGO project and by the European Community via the sixth framework ENSEMBLES project under Contract GOCE-CT-2003-505539.



## References

- Baehr J, Haak H, Alderson S, Cunningham SA, Jungclaus JH and Marotzke J (2007) Timely detection of changes in the meridional overturning circulation at 26°N in the Atlantic *J Clim* 20:5827-5841
- Baines PG and Folland CK (2007) Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *J. Clim.* 20:2721-2744, doi:10.1175/JCL14177.1
- Balmaseda MA, Vidard A, Anderson DLT (2008) The ECMWF ocean analysis system: ORA-S3. *Mon. Wea. Rev.* 136:3018-3034
- Barnston AG, Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.* 115:1083-1126
- Biastoch A, Böning CW, Getzlaff J, Molines JM and Madec G (2008) Causes of interannual-decadal variability in the meridional overturning circulation of the midlatitude North Atlantic Ocean. *J Clim* 21:6599-6615
- Boé J, Terray L, Habets F and Martin E (2007) A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, 111, D23106
- Boé J, Terray L (2008) A weather type approach to analyzing winter precipitation in France: twentieth century trends and role of anthropogenic forcing. *J. Clim.* 21:3118-3133
- Boé J, Terray L, Cassou C, Najac J (2008) Uncertainties in European summer precipitation changes: role of large scale circulation. *Clim. Dyn.*, doi10.1007/s00382-008-0474-7
- Bryden HL, Longworth HR and Cunningham SA (2005) Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*, 438:655-657, doi:10.1038/nature04385
- Carton JA and Huang B (1994) Warm events in the tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 24:888-903
- Cassou C, Terray L, Hurrell JW and C Deser (2004) North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing. *J Clim.* 17:1055-1068
- Cassou C., Terray L and Phillips AS (2005) Tropical Atlantic influence on European heat waves. *J. Clim.* 18:2805-2811
- Cassou C (2008) Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature* 455:523-527,doi:10.1038/nature07286
- Cayan DR (1992) Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: driving the sea surface temperature. *J. Phys.Oceanogr.*, 22, 859-881
- Cheng XH and Wallace JM (1993) Cluster analysis of the northern hemisphere winter 500-hPa height field: spatial patterns. *J. Atmos. Sci.* 50:2674-2696
- Christensen JH and Coauthors (2007) Regional climate projections. In: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*, S. Salomon et al., Eds., Cambridge University Press, 847-940
- Christiansen B (2007) Atmospheric circulation regimes: can cluster analysis provide the number? *J. Clim.* 20:2229-2250

- Cunningham SA and Coauthors (2007) Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Science* 317:935-938
- Dai AG (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J Clim* 19:4605-4630
- Daget N, Weaver AT and Balmaseda MA (2009) Ensemble estimation of background-error variances in a three dimensional variational data assimilation system for the global ocean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* In press
- Deser C and Timlin MS (1997) Atmosphere-ocean interaction on weekly timescales in the North Atlantic and Pacific. *J. Climate* 10:393-408
- Deser C and Phillips AS (2009) Atmospheric circulation trends, 1950-2000: the relative role of sea surface temperature forcing and direct atmospheric radiative forcing. *J. Clim.* 22:396-413
- Dickson R, Lazier J, Meincke J, Rhines P and Swift J (1996) Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 38:241-295
- Frankignoul C, Kestenare E, Botzet M, Carril AF, Drange H, Paradaens A, Terray L and Sutton R (2004) An intercomparison between the surface heat flux feedback in five coupled models, COADS and the NCEP reanalysis. *Clim Dyn* 22:373-388
- Franzke C and Feldstein SB (2005) The continuum and dynamics of Northern hemisphere teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.* 62:3250-3267
- Guémas V and Salas-Méla D. (2008) 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 pre-industrial experiment. doi: 10.1007/s00382-007-0336-8
- Guémas V and Salas-Méla 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. *Clim. Dyn.* doi:10.1007/s00382-007-0328-8
- Ghil M and Roberston AW (2002) "Waves" vs "Particles" in the atmospheric phase space: a pathway to long-range forecasting? *Proc. Natl. Acad. Sci.* 99:2493:2500
- Giannini A, Saravanan R and Chang P (2003) Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302:1027-1030
- Girton JB and Sanford TB (2003) Descent and modification of the overflow plume in the Denmark Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 33:1351-1364
- Gregory JM and coauthors (2005) A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration, *Geophys. Res. Lett.* 32, L12703, doi:10.1029/2005GL023209.
- Guemas V, Salas-Méla D, Kageyama M, Giordani H, Voldoire A and Sanchez-Gomez E (2009) Summer interactions between weather regimes and surface ocean in the North Atlantic region. *Clim. Dyn.* in press.
- Heyen H, Zorita E and von Storch H (1996) Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus*, 48A:312-323
- Hilmer M and Jung T (2000) Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.* 27:889-992.

- Hu A, Meehl GA, Washington WM, Dai A (2004) Response of the Atlantic thermohaline circulation to increased atmospheric CO<sub>2</sub> in a coupled model. *J Clim* 17: 4267-4279
- Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperature and precipitation. *Science*, 26:676-679
- Hurrell JW and Folland C.K (2002) The relationship between tropical Atlantic rainfall and the summer circulation over the North Atlantic. *Clivar Exchanges*, 25, International Clivar Project Office, Southampton, UK, 52:54.
- Hurrell JW, Kushnir Y, Otterson G and Visbeck M (2003) An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climate significance and environmental impact*. *Geophys. Monogr.* 134, American Geophysical Union, 1:35
- Johnson NC, Feldstein SB and Tremblay B (2008) The continuum of Northern Hemisphere teleconnection patterns and a description of the NAO shift with the use of self-organized maps. *J. Clim.* 21:6354-6371
- Knight JR, Allan RJ, Folland CK, Vellinga M and Mann ME (2005) A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys Res Lett* 32, L20708, doi:10.1029/2005GL024233
- Knight JR, Folland CK and Scaife AA (2006) Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys Res Lett* 33, L17706, doi:10.1029/2006GL026242
- Latif M, Keenlyside N and Bader J (2007) Tropical sea surface temperature, vertical wind shear, and hurricane development *Geophys Res Lett* 33, L01710, doi:10.1029/2006GL027969
- Madec G (2008) NEMO reference manual, ocean dynamics component : NEMO-OPA. Preliminary version. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27 ISSN No 1288-1619
- Manabe S, Stouffer RJ, Spelman MJ and Bryan K (1991). Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO<sub>2</sub>. Part I: Annual mean response. *J. Clim.*, 4:785-818
- McCabe GJ and Palecki MA (2006) Multidecadal climate variability of global lands and oceans. *Int. J. Clim.* 26:849-865
- Meehl G and Coauthors (2007) Global climate projections. In: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*, S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 747-846
- Michelangeli P, Vautard R and Legras B (1995) Weather regimes: recurrence and quasi stationarity. *J Atmos Sci* 52:1237-1256
- Minvielle M, Cassou C, Terray L, Bourdallé-Badie R and Najac J (2009) A statistical-dynamical scheme for ocean downscaling in the Atlantic. Part II: Methodology, validation and application to high resolution ocean models. *Clim. Dyn.* submitted
- Molteni F, Kuscharski F and Corti S (2006) On the predictability of flow-regime properties on interannual to interdecadal timescales. *Predictability of weather and climate*. Eds Cambridge. 365-389
- Najac J, Boé J and Terray L (2008) A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Clim. Dyn.*,doi: 10.1007/s00382-008-0440-4
- Peña M, Cai M and Kalnay E (2004) Life span of subseasonal coupled anomalies. *J. Clim.* 17:1587-1603

- Philipp A et al.. (2007) Long term variability of daily North Atlantic-Europe pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering. *J. Clim.* 20:4065-4095
- Randall DA and Coauthors (2007) Climate models and their evaluation. In: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*, S. Salomon et al., Eds., Cambridge University Press, 589-662
- Roberts MJ, Banks H, Gedney N, Gregory J, Hill R, Mullerworth S, Pardaens A, Rickard G, Thorpe R and Wood R (2004) Impacts of an eddy permitting ocean resolution on control and climate change simulations with a global coupled GCM. *J. Clim.* 17:3:20
- Ruiz-Barradas A, Carton JA and Nigam S (2000) Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *J. Clim.* 13:3285-3297
- Schlesinger ME, Yin J, Yohe G, Andrnova NG, Malyshev S and Li B (2006) Assessing the risk of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Avoiding dangerous climate change*. HJ Schnellhuber, W Cramer, N. Nakicenovic, T Wigley, G Yohe, Eds., Cambridge University Press, 37-49
- Schmittner A, Latif M, and Schneider B (2005) Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21<sup>st</sup> century assessed by observations. *Geophys. Res. Lett.* 32: L23710, doi:10.1029/2005GL024368
- Slonosky VC and Yiou P (2001) The North Atlantic Oscillation and its relationship with near surface temperature. *Geophys. Res. Lett.* 28:807-810
- Stephenson DB, Hannachi A and O'Neill A (2004) On the existence of multiple climate regimes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 130:583-606
- Straus DM and Molteni F (2004) Circulation regimes and SST forcings: results from large GCM ensembles. *J Clim* 17:1641-1656
- Stocker TF and Schmittner A (1997) Influence of CO2 emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature* 388:862-865
- Stouffer R. et al. (2006) Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *J. Clim.* 19:1365-1387
- Sura P, Newman M, Penland C and Sardeshmukh PD (2005) Multiplicative noise and non-gaussianity: a paradigm for atmospheric regimes? *J. Atmos. Sci.* 62: 1391-1409
- Sutton RT, Jewson SP and Rowell DP (2000) The elements of climate variability in the tropical Atlantic region. *J. Clim.* 13:3261:3284
- Sutton RT, Norton WA and Jewson SP (2001) The North Atlantic Oscillation-What role for the ocean? *Atmos. Sci. Lett.* 1:89-100
- Sutton RT and Hodson DLR (2005) Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309:115-118
- Sutton RT and Hodson DLR (2007) Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *J. Clim.* 20:891-907
- Talley LD (2003) Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget *J Phys Oceanogr* 33:530-560
- Terray L and Cassou C (2002) Tropical Atlantic sea surface temperature forcing the quasi-decadal climate variability over the North Atlantic-Europe region. *J. Clim.* 15:3170-3187

Tyrllis E and Hoskins BJ (2008) Aspects of a Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology. *J. Atmos. Sci.* 65:1638-1652

Uppala SM and Coauthors (2005): The ERA40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 131:2961-3012

Våge K, Pickart RS, Thierry V, Reverdin G, Lee CM, Petrie B, Agnew TA, Wong A and Ribergaard MH (2009) Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic in winter 2007-08. *Nature Geosci.*, in press.

Vautard R (1990) Multiple weather regimes over the North Atlantic: Analysis of precursors and processors. *Mon Wea Rev* 118,2056-2081

Vellinga M and RA Wood (2002) Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim Change* 54:251-267

von Storch H and FW Zwiers (1999) *Statistical Analysis in climate research*. Cambridge University Press, 484pp

Wilby RL, Charles SP, Zorita E, Timbal B, Whetton P, Mearns LO (2004) Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Data Distribution Centre of the Intergovernmental Panel on Climate Change, available at <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines>

Wood RA, Keen AB, Mitchell JFB and Gregory G (1999) Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO<sub>2</sub> forcing in a climate model. *Nature* 399:572-575

Yashayaev I and Loder JW (2009) Enhanced production of Labrador Sea Water in 2008. *Geophys. Res. Lett.* 36, L010606, doi:10.1029/2008GL036162

Yashayaev I (2007) Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960-2005. *Prog. Oceanogr.* 73:242-276, doi:10.1016/j.pocean.2007.04.015

Yiou P, Vautard R, Naveau P, Cassou C (2007) Inconsistency between atmospheric dynamics and temperatures during the exceptional 2006/2007 fall/winter and recent warming in Europe. *Geophys. Res. Lett.* 34: L21808, doi:10.1029/2007GL031981

Zebiak SE (1993) Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Clim.* 6:1567-1586

## 2.3 Analyses complémentaires

### 2.3.1 Régimes de temps de Z500 aux moyenne latitudes

#### • Anomalies composites de surface pour les régimes de Z500 d'été

Les anomalies composites des variables de surface associées aux régimes d'hiver ont déjà été présentées dans l'article. Nous nous intéressons maintenant à la saison d'été JJAS composée des mois de Juin à Septembre. Nous rappelons que notre classification s'organise en 5 régimes de temps en été, la NAO- et NAO+ d'été, le West Europe Scandinavia (WES), l'Icelandic Low, et l'Atlantic Ridge d'été. Comme le montre la Figure 2.1, les régimes de temps d'été permettent de souligner les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les variables de surface comme le vent à 10m (UV10) ou la température à 2m (T2). Les anomalies associées aux régimes d'été sont globalement plus faibles qu'en hiver.

- Le régime NAO-(S) entraîne des anomalies de surface comparables à celles générées par la NAO- d'hiver, mais déplacées de 10° vers le nord. Il est associé à une importante diminution des vents d'ouest autour de 60°N, ainsi qu'à une diminution des alizés plus au sud. En termes de température, on note de fortes anomalies froides sur le nord-est du bassin, au nord de l'Europe, ainsi que des anomalies froides au large de Terre-Neuve, alors qu'en mer du Labrador, les températures sont plus chaudes que la normale.

- La phase positive de la NAO d'été entraîne quant à elle une intensification des vents sur le nord du bassin, du Labrador à la Scandinavie, et une importante diminution sur le nord de l'Europe, associée à une remontée vers le nord du rail des tempêtes. Les anomalies de température sont négatives en mer du Labrador, et positives sur toute la partie nord-est du bassin atlantique.

- Le WES est associé à des anomalies de vent de structure anticyclonique centrées sur la Scandinavie, et de type cyclonique au large de l'Europe, cohérentes avec la structure en Z500 de ce régime. Cela conduit à une importante diminution des vents d'ouest de la Scandinavie au centre du bassin, associée à leur intensification plus au sud, et à une diminution des flux de vent de nord en mer du Groenland. On observe des anomalies de température de structure tripolaire, comprenant des anomalies particulièrement chaudes sur la Scandinavie jusqu'au Groenland, ainsi qu'au large de Terre-Neuve, alors que le centre du bassin connaît des températures plus basses que la normale.

- Le régime Icelandic Low est constitué principalement d'anomalies négatives importantes de Z500 centrées sur l'Islande, ce qui conduit à une augmentation significative des vents d'ouest de la mer du Labrador au nord de l'Europe, maximum près des îles britanniques, ainsi qu'à une augmentation du flux de nord-est autour du détroit du Danemark. Dans les tropiques, ce régime renforce les alizés. Les anomalies de température associées consistent principalement en un refroidissement au centre-nord du bassin.

- L'Atlantique Ridge d'été entraîne d'importantes anomalies de vent de surface de structure anticyclonique associées à des vents d'ouest affaiblis autour de 50°N et à des anomalies positives de vent d'ouest aux plus hautes latitudes, entre le Groenland et la Scandinavie. Des anomalies froides de température s'étalent des côtes américaines au sud de l'Europe, ainsi que sur le nord-



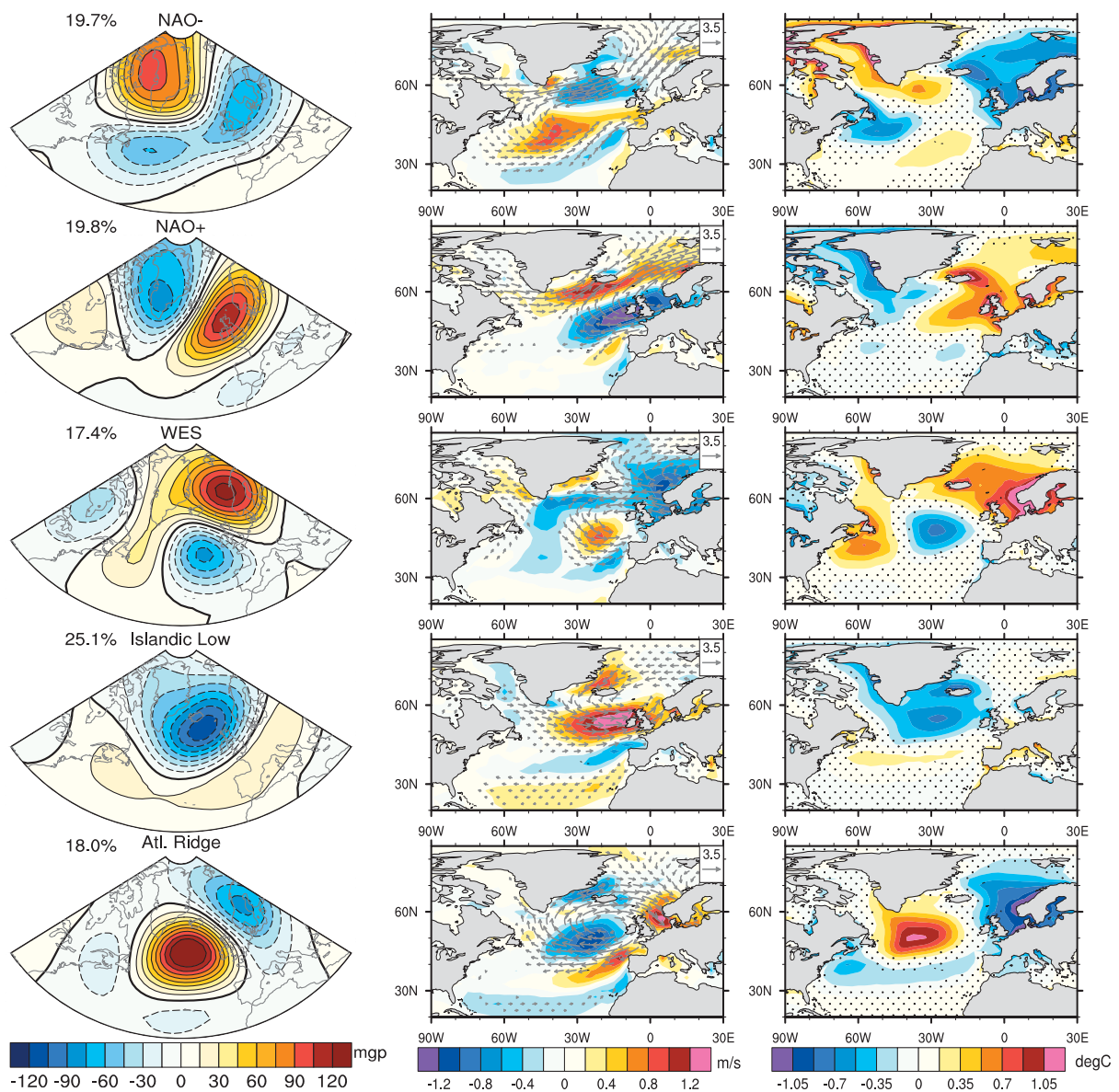


FIG. 2.1: Composites de Z500 (à gauche), de vent à 10m (au centre, anomalies de module en couleurs) et de température à 2m (à droite) pour les 5 régimes de temps en JJAS. Réanalyses ERA40 sur la période 1958-2002. Pour le vent, seules les anomalies de vent présentant une anomalie significative (95%) de la composante zonale ou méridienne sont représentées. Les pointillés sur les cartes de température indiquent les zones non significatives (T-test à 95%)

est du bassin où elles sont très marquées, entourant d'importantes anomalies chaudes au centre du bassin.

- **Variance intra-régimes**

Une autre manière d'estimer le pouvoir discriminant des régimes pour les variables de surface est d'étudier la variance des jours au sein d'un même régime. Plus cette variance intra-



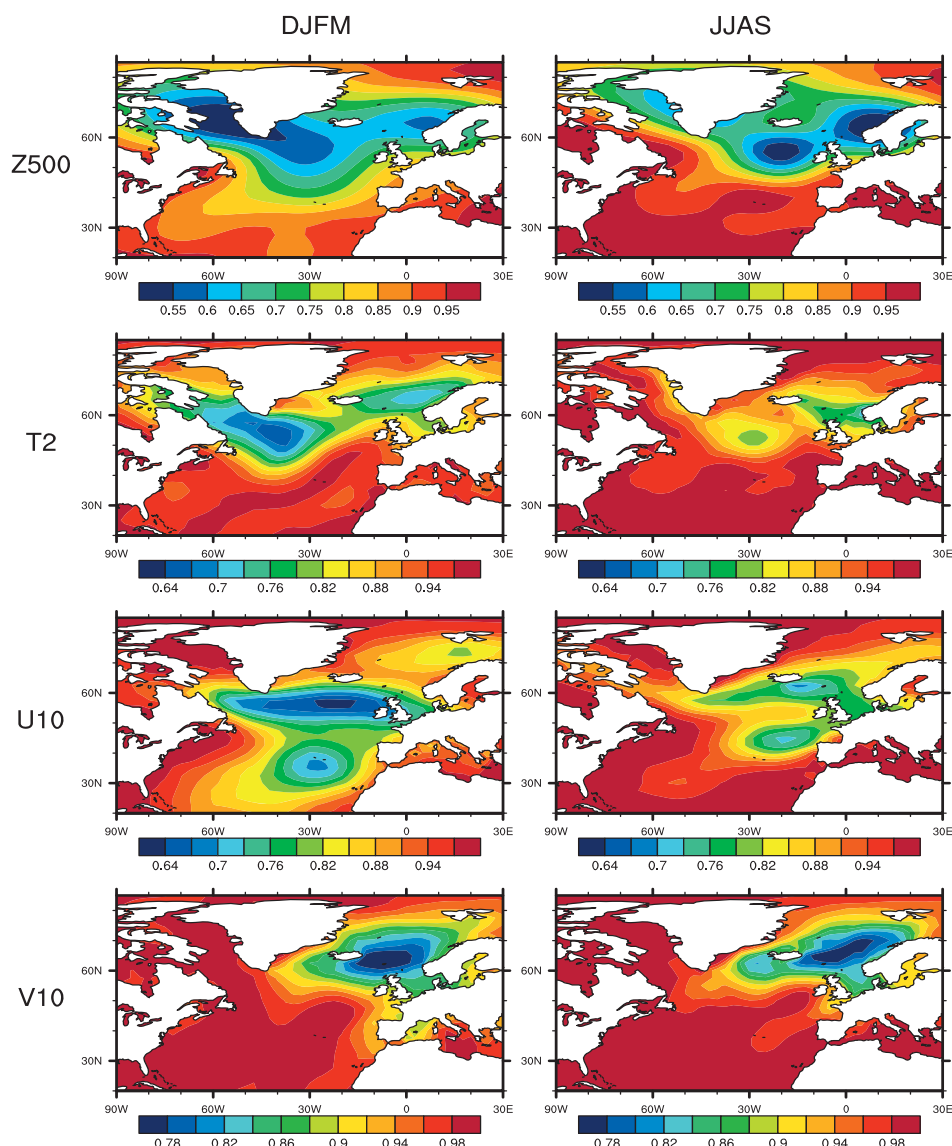


FIG. 2.2: Rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale pour les quatre régimes d'hiver (colonne de gauche) et pour les cinq régimes d'été (colonne de droite), pour le Z500, T2, et les composantes U10 et V10 du vent à 10m (de haut en bas). (Nous précisons que les échelles utilisées ne sont pas toutes les mêmes).

régime est faible en comparaison à la variance totale, et plus cela signifie que les jours considérés sont proches, possèdent des caractéristiques identiques, et donc que le régime est discriminant pour la variable. Le rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale est représenté Figure 2.2, pour le Z500, T2, U10 et V10.

En ce qui concerne le Z500, le pouvoir discriminant est fort dans les régions où sont principalement localisés les régimes de temps, c'est à dire au-delà de 40°N, près du Groenland, au centre du bassin et sur la Scandinavie. La variance intra-régimes y est jusqu'à deux fois plus faible que la variance totale. Le ratio diminue progressivement en s'éloignant de ce pôle, et la variance

intra-régimes se rapproche de la variance totale au fur et à mesure que l'on descend vers le sud et pénètre dans les tropiques. Sur le nord du bassin, le pouvoir discriminant est relativement identique en été et en hiver. Il est cependant maximum en hiver au-dessus de la mer du Labrador, alors qu'en été, il est le plus fort au sud de l'Islande et sur la Scandinavie. On peut constater que sur le reste du bassin atlantique, le pouvoir discriminant est plus faible en été qu'en hiver, puisqu'en été au sud de 45°N le rapport des variances n'est plus compris qu'entre 0,9 et 1. Cette différence est tout à fait cohérente avec le cycle saisonnier de la dynamique atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes, de variabilité beaucoup plus forte en hiver.

En ce qui concerne le pouvoir discriminant des régimes de temps sur les variables de surface, on peut commencer par noter quelques similitudes quelle que soit la variable considérée. Tout d'abord que les régions de fort ou faible pouvoir discriminant sont assez proches de celles déjà évoquées pour le Z500, mais aussi que le pouvoir discriminant est généralement plus élevé en hiver qu'en été. Pour T2, on constate que les régions de fort pouvoir discriminant, sont particulièrement proches de celles de Z500. Le rapport des variances est plus faible en été, surtout sur le nord-est du bassin. Les régimes de temps ne sont que peu discriminants pour la région tropicale, particulièrement l'été, mais même l'hiver, le rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale reste comprise entre 0,9 et 1 au sud de 35°N. La composante zonale du vent se différencie des autres variables de surface par un pouvoir discriminant particulièrement important sur les régions tropicales. Il reste cependant plus fort autour de 55°N en hiver, ainsi qu'aux hautes latitudes, mais également sur le reste du bassin, plus au sud, et le rapport des variances est inférieur à 0,7 au centre du bassin, près de 35°N. L'été, le pouvoir discriminant est plus faible, de structure spatiale comparable, mais décalée vers le nord. La composante méridienne du vent est quant à elle la variable qui présente le plus faible pouvoir discriminant à l'échelle du bassin, tant par l'intensité du rapport des variances que par la région, plus restreinte, sur laquelle le ratio est faible. Contrairement aux autres variables, il est intéressant de noter que dans ce cas, le pouvoir discriminant est aussi fort en été qu'en hiver, excepté sur les bords sud-ouest du bassin. Il est également plus fort à l'est, entre l'Islande et la Scandinavie, et est très faible, voire nul à l'ouest.

Pour conclure cette partie, on peut dire que les régimes de Z500 conduisent à des anomalies de surface bien distinctes plus importantes aux moyennes latitudes et hautes latitudes qu'aux tropiques. En été, leur amplitude est moins marquée qu'en hiver. Cette différence se voit également à travers un ratio de variance plus fort en été qu'en hiver. On peut également noter qu'en été, le pouvoir discriminant des régimes de Z500 est confiné au-dessus de 40°N alors qu'il approche plus les tropiques en hiver.

Nous nous sommes donc intéressés au pouvoir discriminant des régimes de temps sur les variables de surface telles que T2 ou UV10, en nous concentrant sur l'échelle de temps journalière. Ils sont associés à des conditions de surface bien distinctes entre régimes de temps, et les anomalies composites associées en surface sont majoritairement significatives (particulièrement sur la partie nord du bassin où se situent les centres d'action des régimes de temps, et pour

l'hiver). La variance moyenne intra-régimes comparée à la variance totale, montre elle aussi le pouvoir discriminant des régimes, faiblissant près des tropiques. Cela montre à quel point la dynamique atmosphérique de grande échelle conditionne les variables de surface, et montre le lien fort qui existe entre elles à l'échelle journalière. Quant aux liens existant entre les régimes de temps et les variables de surface à des échelles de temps plus longues comme à l'échelle de temps interannuelle ou multi-décennale, ils ont déjà été largement abordés dans l'article.

### 2.3.2 Classes de vent dans l'Atlantique tropical

Le but de cette thèse est de proposer une méthode de désagrégation statistique basée sur les régimes de temps appliquée aux variables de surface atmosphériques nécessaires pour forcer un modèle d'océan sur la région Atlantique. La méthode devant s'étendre à l'ensemble du bassin et nos régimes de temps de Z500 n'étant pas discriminants pour la bande tropicale, nous avons défini sur le même principe de classification des classes de vent à 1000hPa (UV1000) sur les tropiques, pour les saisons d'hiver et d'été. L'approche en régimes de temps sur la région Nord Atlantique est aujourd'hui largement utilisée et nous venons de voir leurs liens forts avec les variables de surface. En revanche, une même approche dans la région tropicale est nettement moins répandue, et il faut bien considérer notre méthode associant régimes de temps aux extratropiques et classes de vent dans les tropiques comme une première tentative qu'il faudra peut-être améliorer par la suite.

#### • En hiver

Nous avons défini 4 classes de vent à 1000hPa en hiver (notées T-WC1, T-WC2, T-WC3 et T-WC4), représentées sur la Figure 2.3 avec les composites associés de température à 2m et de rayonnement solaire à la surface. Les composites associés en vent de surface ne sont pas représentés, car très proches des structures spatiales des classes de vent. Les 4 classes de vent obtenues correspondent à des conditions de vent sur les tropiques bien distinctes.

- La première classe de vent (T-WC1) montre une intensification des alizés dans les deux hémisphères, de façon plus marquée dans l'hémisphère nord. Cette intensification des alizés est associée en température de surface à des anomalies assez peu intenses, composées d'anomalies négatives au nord excepté sur les Caraïbes où elles sont légèrement positives, et d'anomalies faiblement positives près des côtes africaines près de l'équateur. Les anomalies de rayonnement solaire sont fortement négatives au niveau de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) mettant en évidence l'intensification de l'ITCZ par des alizés plus forts entraînant une intensification de la convection et donc la formation de plus de nuages qui jouent le rôle d'écran.

- La seconde classe de vent correspond à des conditions opposées de la première, et capture un affaiblissement des alizés, particulièrement dans l'hémisphère nord. Les anomalies de température et de rayonnement solaire sont exactement à l'inverse de la classe de vent précédente. Les anomalies de température sont chaudes au nord et froides au sud près du continent africain,

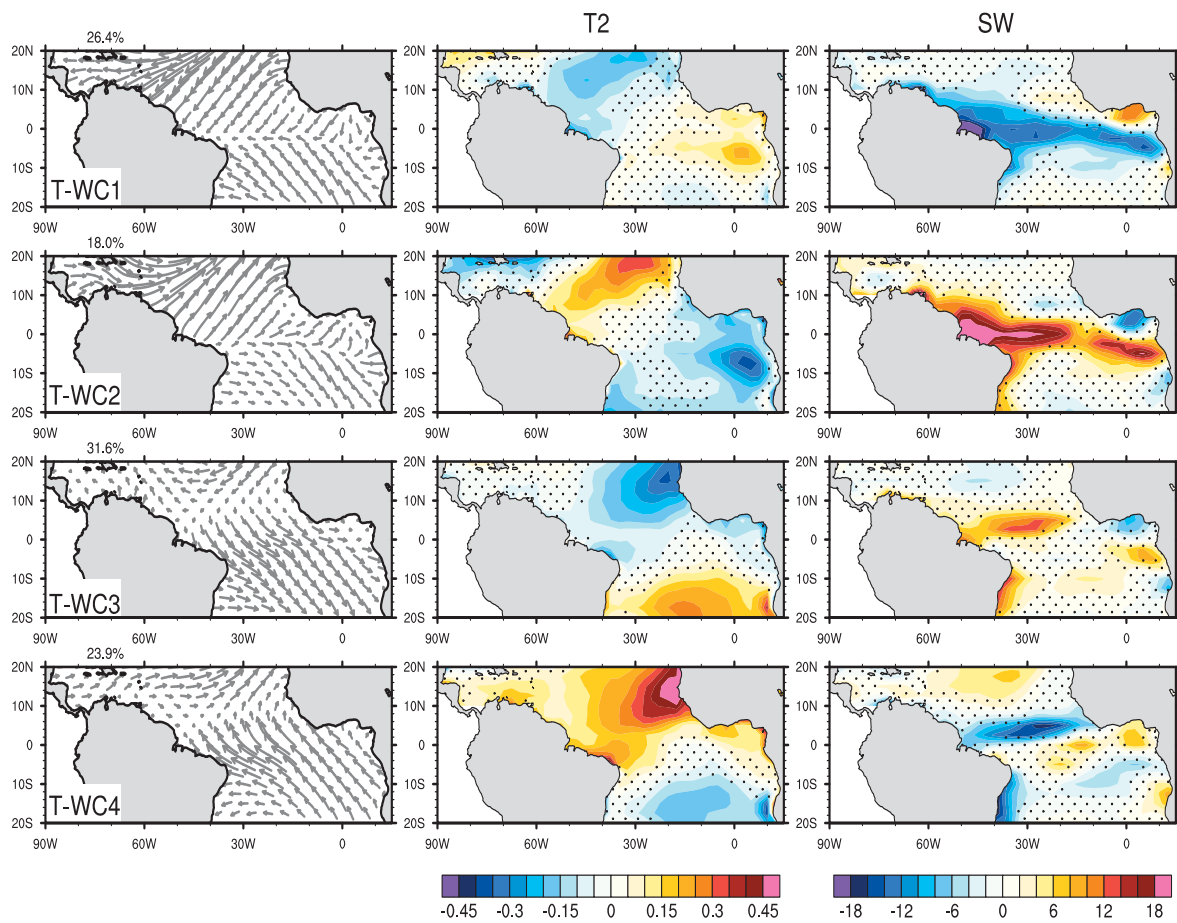


FIG. 2.3: Composites de UV1000 (à gauche, en m/s), de température à 2m (au centre, en °C) et de rayonnement solaire à la surface (à droite, en  $W/m^2$ ) pour les 4 classes de vent en DJFM. Réanalyses ERA40 sur la période 1958-2002. Les pointillés sur les cartes de température et de rayonnement solaire indiquent les zones non significatives (T-test à 95%)

et les anomalies de rayonnement solaire positives à l'équateur, ce qui veut dire moins de convection et donc traduisant une diminution de l'intensité de l'ITCZ.

Ces deux premières classes de vent correspondent aux phases positives et négatives du mode dominant de variabilité du vent de surface en hiver dans les tropiques. (Sutton et al. 1999). L'occurrence des classes de vent sur la période 1958-2002 montre que ces classes de vent capturent la variabilité décennale des tropiques, plus que la variabilité interannuelle. Très peu d'évènements T-WC1 se produisent avant les années 1970, alors que T-WC2 est particulièrement fréquente sur les 10 premières années de la période 1958-2002. Elles semblent donc capturer le changement très rapide observé de la variabilité climatique qui s'est produit dans les années 1970, largement documenté dans un article de Baines et Folland (2007), entre autres.

- La troisième classe de vent correspond à une diminution des alizés dans l'hémisphère sud,

associée à des alizés un peu plus forts au nord. Les anomalies de température qui y sont associées se présentent sous la forme d'un dipôle nord-sud, avec des anomalies particulièrement froides sur l'hémisphère nord des côtes africaines à l'Amérique du Sud, et des anomalies chaudes sur le sud des tropiques. Cette classe de vent est assez peu discriminante pour le rayonnement solaire pour lequel les anomalies sont non-significatives sur la majeure partie de la région tropicale. L'anomalie la plus forte se situe au niveau de l'équateur, est positive, et suggère une ITCZ affaiblie dans sa partie nord, liée à des alizés de sud-est moins forts.

- Enfin, la dernière classe de vent est opposée à la troisième, montrant des alizés plus forts au sud et légèrement affaiblis au nord, un dipôle de température à l'inverse du cas précédent, et une diminution du rayonnement solaire au niveau de l'équateur où les alizés de sud sont plus forts, intensifiant la convection à l'équateur. Ces deux derniers modes présentent une forte similarité avec les phases positives et négatives de l'Atlantic Meridional Mode ou mode inter-hémisphérique. Ce dernier représente le premier mode de variabilité du couplage océan-atmosphère entre la température de surface de l'océan et les vents de surface (Chiang and Vimont, 2004).

- **En été**

Comme déjà abordé dans l'article, nous avons défini en JJAS 5 classes de vent à 1000 hPa sur les tropiques, représentées ici par la Figure 2.4 avec les anomalies composites de température à 2m et de rayonnement solaire qui leur sont associées.

- La première classe de vent, T-WC1, montre des alizés renforcés dans l'hémisphère nord, et des vents de composante zonale renforcée dans le sud, qui convergent sur le continent américain. Cela se traduit par des anomalies froides au nord où les vents sont plus forts, entraînant une perte de chaleur latente (Cayan, 1992). Cette convergence des vents sur le continent entraîne un renforcement de la convection sur l'Amazonie, se traduisant par des anomalies négatives de rayonnement solaire le long des côtes américaines.

- La seconde classe de vent est constituée d'importantes anomalies de vent de sud le long des côtes sud américaines dans l'hémisphère sud et d'importantes anomalies de vent provenant du continent sud américain orientées nord-est, conduisant à une convergence des vents sur la zone équatoriale. Les anomalies de température montrent une langue d'eau chaude équatoriale entourée à l'ouest par des anomalies froides. Les anomalies négatives de rayonnement solaire à l'équateur sont cohérentes avec la convergence des vents sur cette zone, alors que près du continent américain, les anomalies sont positives en réponse à une divergence des vents du continent vers l'océan.

- La troisième classe de vent est associée à des alizés renforcés au nord et diminués sur l'ensemble de la bande tropicale sud. Cela se traduit par un déplacement de la zone de convergence intertropicale vers le sud, comme le montrent les anomalies positives de rayonnement solaire



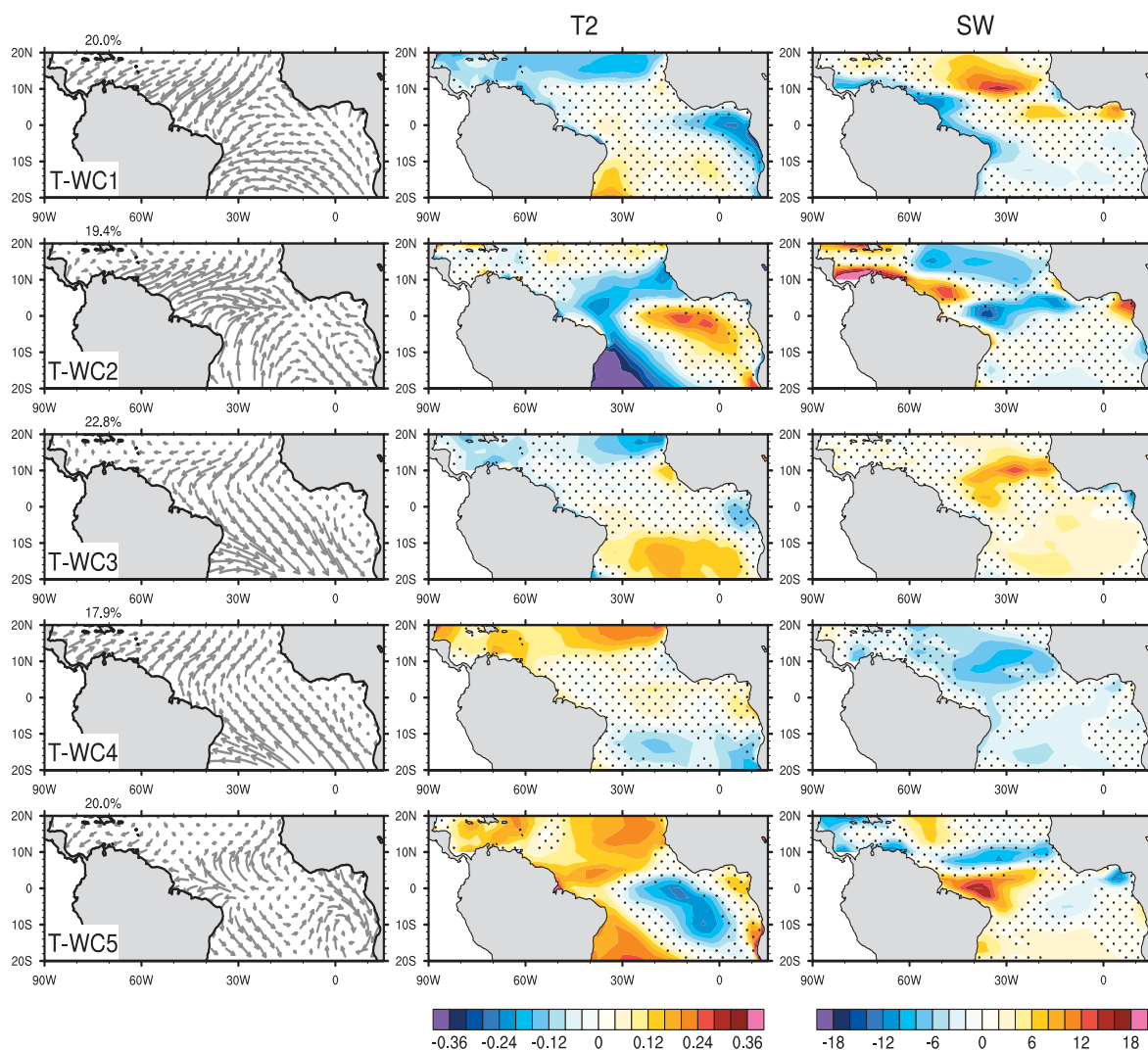


FIG. 2.4: *Idem Figure 2.3 mais pour JJAS.*

autour de  $10^{\circ}\text{N}$ . Les températures sont plus froides au nord en cohérence avec des vents plus forts, et plus chaudes au sud où les alizés sont affaiblis.

- T-WC4 est à l'opposée de la précédente. Elle montre une diminution des alizés dans l'hémisphère nord, et leur intensification au sud. Les températures sont alors anormalement chaudes dans l'hémisphère nord, et froides au sud. Les anomalies de rayonnement solaire sont négatives autour de  $10^{\circ}\text{N}$ , traduisant une augmentation de la convergence.

- Enfin, T-WC5 montre une divergence des vents à l'équateur ainsi que des anomalies de vents orientées sud le long des côtes africaines. Les anomalies de température à 2m sont constituées d'anomalies froides équatoriales dans l'est du bassin, entourées au nord-ouest et au sud-ouest par des anomalies chaudes. Les anomalies de rayonnement solaire traduisent un déplacement de l'ITCZ vers le nord, cohérente avec des alizés du sud renforcés entre l'équateur et  $10^{\circ}\text{N}$ .

Aux moyennes latitudes la dynamique océanique est très fortement contrainte par la dynamique atmosphérique. Mais la dynamique tropicale se caractérise plus par une dynamique couplée océan-atmosphère. Par les seules classes de vent il semble donc difficile de récupérer les principaux modes de variabilité en température comme dans les moyennes latitudes. Une comparaison de nos classes de vent tropicales en JJAS avec les premières EOFs de SST observées (non montrées) en JJAS montre cependant qu'une partie de la variabilité de la température de surface est bien capturée par nos classes de vent. En effet, le deuxième mode de variabilité de SST expliquant 18% de la variance, est le dipôle méridien dont la structure spatiale est composée d'anomalies froides dans le nord des tropiques, et chaudes au sud. Sa composante principale est corrélée à 0,36 avec la série d'occurrence de T-WC3 dont les anomalies de température sont comparables avec ce mode de variabilité, et est anti-corrélée à -0,43 avec l'occurrence temporelle de T-WC4 présentant des anomalies de température opposées. Le troisième mode de variabilité de la SST explique 10% de la variance totale et présente une structure spatiale se projetant parfaitement sur les anomalies de température associées à T-WC5. La corrélation entre sa composante principale et l'occurrence temporelle de T-WC5 est de 0.47, et de -0.73 avec celle de T-WC2 qui présente des anomalies de température opposées. Par contre, le mode dominant de SST correspondant au mode équatorial, ou Niño atlantique (Zebiak, 1993 ; Ruiz-Barradas et al., 2000) ne semble pas être capturé par nos classes de vent. Une limitation importante de notre approche en classes de vent aux tropiques, réside donc dans l'impossibilité de capturer correctement certains modes de variabilité tropicaux en raison de la nature couplée océan-atmosphère de la dynamique tropicale.

- **Variance intra-classes**

Afin de compléter la description des classes de vent dans les tropiques de la même manière que cela a été fait pour les régimes de temps de Z500, nous nous intéressons au rapport de la variance intra-classes moyenne sur la variance totale. Ainsi, sur le même principe que pour les extratropiques ce rapport de variance intra-classes aux tropiques est calculé pour les deux composantes du vent de surface et pour la température de surface (Figure 2.5).

En hiver, la composante zonale du vent à 10m est de loin la variable pour laquelle les classes de vent sont les plus discriminantes. Le pouvoir discriminant est particulièrement fort dans la partie tropicale nord où le ratio atteint son minimum proche de 0.7, il est faible à l'équateur et est de nouveau plus fort dans la partie tropicale sud. Pour la composante méridienne, le ratio est beaucoup moins faible que pour la composante zonale, surtout sur le bord ouest du bassin où le vent méridien est relativement faible en moyenne, et où le ratio est très proche de 1. Enfin, les classes de vent n'apparaissent que peu discriminantes pour la température de surface, autant en hiver qu'en été. La dynamique tropicale résulte plus de processus couplés océan-atmosphère qu'aux moyennes latitudes où le forçage atmosphérique contraint plus fortement la surface. De plus, la variance journalière tropicale est relativement faible comparée à l'intensité du cycle saisonnier et intra-saisonnier. Il n'est donc pas étonnant que les classes de vent n'aient qu'un



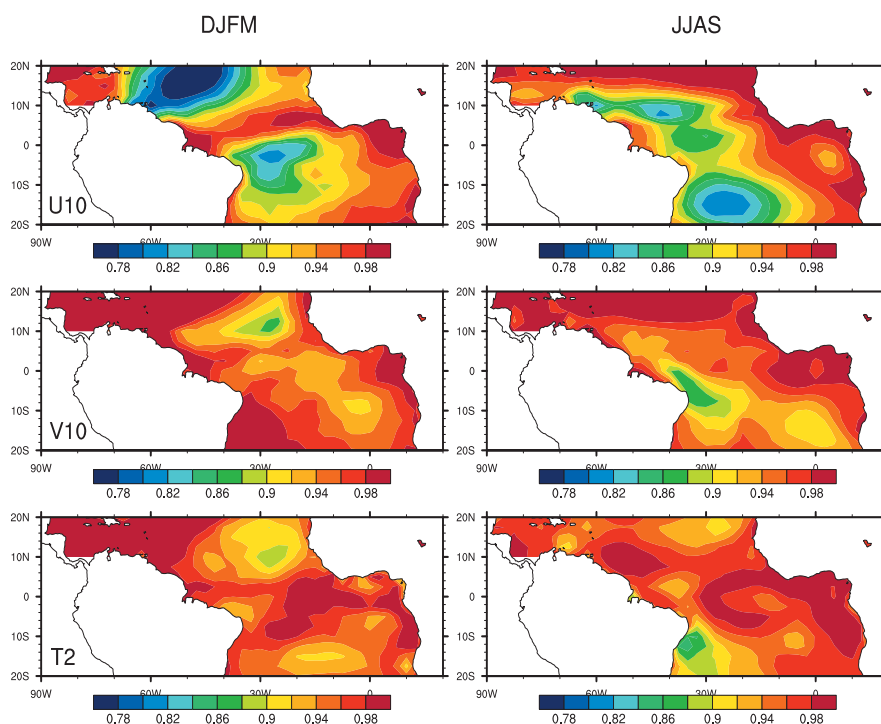


FIG. 2.5: Rapport moyen de la variance intra-classes sur la variance totale pour les quatre classes de vent d'hiver (colonne de gauche) et pour les cinq d'été (colonne de droite), pour les composantes U10 et V10 du vent à 10m et pour T2 (de haut en bas).

pouvoir discriminant relativement faible sur la température de surface.

Nous avons remarqué que le pouvoir discriminant des régimes de temps exercé sur les variables de surface était plus fort en hiver qu'en été. Ce n'est pas le cas dans les tropiques, où il est en moyenne relativement identique pour les deux saisons. On notera tout de même un pouvoir discriminant plus fort en hiver au nord, et plus fort en été au sud.

## 2.4 Liens entre les tropiques et les extratropiques

La reconstruction du forçage atmosphérique de surface s'appuiera sur les caractéristiques de la circulation atmosphérique de grande échelle sur les régions tropicale et extratropicale. Il convient donc de s'assurer que l'information d'appartenance à telle ou telle classe de vent dans les tropiques ne va pas dégrader les extratropiques. Il a déjà été montré dans l'article qu'à l'échelle de temps interannuelle, le rajout de l'information tropicale par les classes de vent ne dégradait pas pour autant la reconstruction par régression aux moyennes latitudes et pouvait même au contraire apporter une certaine valeur ajoutée en améliorant légèrement les corrélations (Figure 5 de l'article précédent). De nombreuses études ont montré que des connections tropiques/extratropiques existent pour l'hiver, notamment avec la NAO (Sutton et al 2000, Okumura et al. 2001, Xie et Tanimoto 1998, Robertson et al. 2000). Reste à savoir si elles peuvent être capturées par le biais des régimes de temps et classes de vent.

Pour cela nous séparons chaque ensemble de jours appartenant à un même régime de temps de Z500 en sous-ensembles de jours selon leur appartenance aux classes de vent dans les tropiques. Nous avons donc 4x4 ensembles de jours pour l'hiver et 5x5 en été. Prenons l'exemple de la NAO+. Les jours NAO+ d'hiver sont sous-divisés selon leur appartenance aux quatre classes de vent d'hiver. On obtient donc quatre sous-groupes de jours, les jours NAO+/T-WC1 appartenant aussi à T-WC1, NAO+/T-WC2, NAO+/T-WC3 et NAO+/T-WC4.

Nous avons déjà estimé le pouvoir discriminant des régimes de temps par le rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale. Nous nous intéressons maintenant à la variance moyenne du Z500 au sein de chaque sous-groupes de régimes, par rapport à la variance moyenne au sein de ce même régime. C'est à dire que par exemple, nous allons regarder la variance moyenne au sein des groupes NAO+/T-WC1, NAO+/T-WC2, NAO+/T-WC3, NAO+/T-WC4 par rapport à la variance des jours NAO+. La figure 2.6 représente le rapport moyen de la variance au sein des sous-groupes de régimes sur la variance moyenne au sein des régimes, pour l'hiver et pour l'été. On constate que pour l'hiver, ce ratio est inférieur à 1, ce qui veut dire que les sous-groupes de jours au sein d'un même régime ont une variance plus faible que l'ensemble des jours de ce régime. Ainsi, on constate que rajouter des classes de vent permet de séparer les jours d'un même régime en sous-groupes qui ont une variance plus faible entre eux. C'est à dire que les classes de vent dans les tropiques en hiver semblent être discriminantes au sein des régimes de Z500. Alors que pour JJAS, la variance est sensiblement la même au sein d'un régime qu'on le sous-divise ou pas suivant l'appartenance à telle ou telle classe de vent. Cela montre que les régimes de temps de Z500 d'hiver associés à nos classes de vent dans les tropiques permettent de capturer les connections qui existent entre les deux régions. En revanche en été, l'information tropicale est transparente pour les moyennes et hautes latitudes.

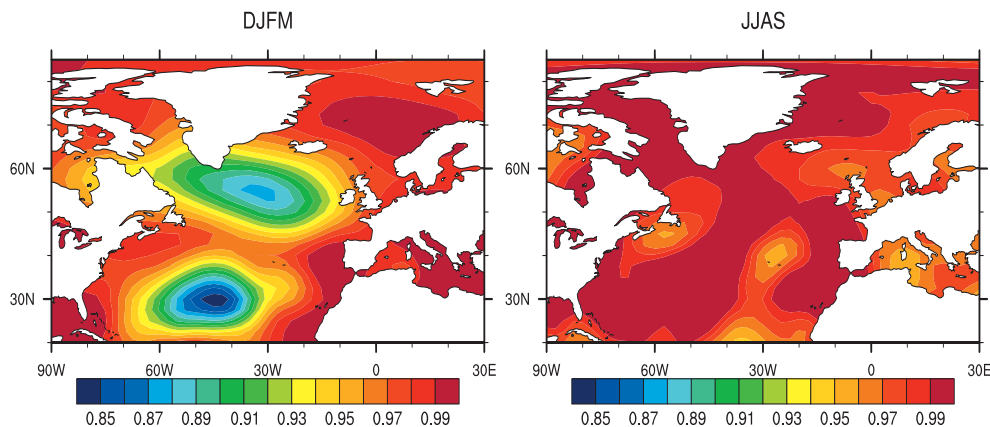


FIG. 2.6: Rapport de la variance moyenne intra-régimes-intra-classes sur la variance moyenne intra-régimes, pour DJFM et JJAS.

Pour explorer les connections entre nos régimes extratropicaux et nos classes de vent tropicales, nous regardons pour chaque régime, les composites de Z500 au sein de ces sous-groupes de jours. Ainsi, deux classes de vent (T-WC1 et T-WC2) se distinguent plus particulièrement. Sur la figure 2.7 sont représentées, pour chaque régime de temps, les différences entre les composites des jours de Z500 de ce régime appartenant aussi à T-WC1 (colonne centrale) et T-WC2 (colonne de droite) par rapport au composite moyen du régime. C'est à dire (en gardant l'exemple de la NAO+) que l'on fait la différence entre le composite des jours NAO+/T-WC1 et le composite NAO+ contenant l'ensemble des jours NAO+. Pour rappel, les composites moyens d'anomalies de Z500 des quatre régimes sont représentés colonne de gauche. On voit que ces deux classes de vent entraînent des anomalies de Z500 comparables quel que soit le régime de temps considéré.

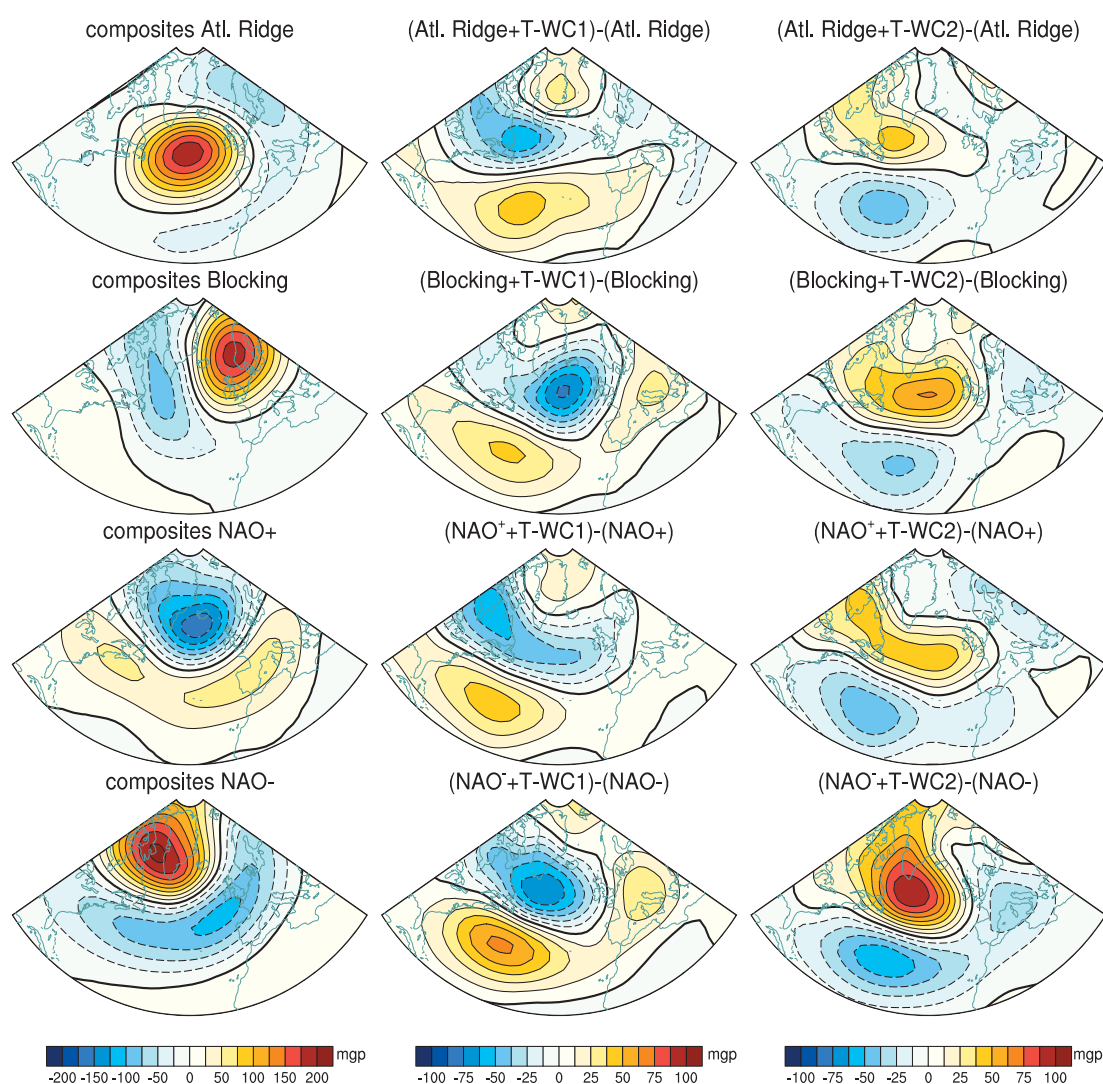


FIG. 2.7: Colonne de gauche : Composites de Z500 issus des réanalyses ERA40 pour les 4 régimes de temps en DJFM sur la période 1958-2002. Colonne centrale : Différence entre les composites de Z500 pour les régimes d'hiver (colonne de gauche) et les composites de Z500 pour les régimes d'hiver réalisés seulement avec les jours appartenant également à la classe de vent T-WC1. Colonne de droite : Idem mais avec T-WC2.

On voit que T-WC1 entraîne une anomalie positive de Z500 à l'ouest du bassin atlantique centrée autour de 30°N, suivie d'une anomalie négative autour de 50°N décalée en longitude selon le régime. Pour T-WC2, classe de vent de structure opposée à T-WC1, la signature en Z500 est exactement l'inverse que pour T-WC1, montrant une forte linéarité entre ces deux classes de vent. On voit avec ces anomalies, que T-WC1 et T-WC2 sont associées à des anomalies significatives aux moyennes et hautes latitudes, témoignant d'une connexion tropiques/extratropiques lorsque ces deux classes de vent sont activées.

Un des mécanismes proposé dans la littérature pour expliquer comment se produit cette connexion tropiques/extratropiques est donné dans un article de Terray et Cassou de 2002, et nos résultats se projettent particulièrement bien dessus. Ils montrent qu'une convection équatoriale renforcée sur le continent sud-américain entraîne une modification de la circulation de Hadley dont la branche subsidente se trouve renforcée, influant ainsi sur la dynamique du jet subtropical autour de 30°N. Ces modifications constituent une source d'onde de Rossby générée dans les tropiques et se propageant vers l'Europe suivant un arc de cercle, favorisant le régime de NAO-. La situation inverse favorise plutôt les régimes de NAO+.

Rappelons que T-WC1 et T-WC2 correspondent respectivement à une intensification et diminution de la zone de convergence intertropicale, particulièrement près du continent sud-américain. Les anomalies de Z500 en fonction de nos deux classes de vent (Figure 2.7) suggèrent clairement la présence d'une onde de Rossby, générée dans les tropiques quelque soit le régime de temps considéré. Cependant suivant le régime de temps considéré, la dynamique atmosphérique qui leur est conférée modifie sa force et sa position. Ainsi, les anomalies de Z500, signature de l'onde, sont faibles pour l'Atlantique Ridge, décalées à l'ouest pour la NAO+, plus marquée pour le Blocage, et particulièrement fortes pour le régime NAO-.

Nous nous intéressons maintenant à la table de contingence entre régimes de temps et classes de vent (Table 1 de l'article), sur laquelle on voit notamment des associations NAO+/T-WC1 et NAO-/T-WC2 privilégiées. En effet, près de 49% des jours appartenant à T-WC1 sont des jours NAO+, et seulement 11% des jours NAO-. L'inverse s'observe pour T-WC2 avec seulement 12% de jours classés NAO+ contre 42% Atlantique Ridge. Ainsi, on voit que les classes de vent tropicales favorisent (ou défavorisent) certains régimes extratropicaux et certaines associations entre régimes de temps et classes de vent sont privilégiées ou pas, comme le montre le cas de la NAO+ particulièrement sensible aux classes de vent T-WC1 et T-WC2.

Concernant la NAO-, on voit que l'association T-WC1/NAO- n'est pas très fréquente (11%, Table 1), alors que l'association T-WC2/NAO- l'est plus (32%), mais cette différence reste beaucoup moins marquée que dans le cas de la NAO+. Un événement T-WC1 ou T-WC2 n'est pas associé à un événement NAO- de façon aussi évidente que pour la NAO+. Nous allons voir en revanche, que T-WC1 et T-WC2 déterminent l'intensité des événements NAO- qui leur sont associés. On peut voir sur la Figure 2.7 que les anomalies de Z500 induites par T-WC1 et T-WC2 par rapport à l'état moyen d'un événement NAO-, se projettent justement très bien sur cette structure NAO- moyenne. On voit ainsi que les jours T-WC1/NAO- ont des anomalies diminuées

de -70 mgp en mer du Labrador et augmentées de 60 mgp autour de 30°N, ce qui représente des événements NAO- 30 à 40% moins forts que la moyenne. Le constat inverse est fait pour les jours T-WC2/NAO-, représentant des jours de NAO- particulièrement forts (anomalies augmentées en mer du Labrador et diminuées autour de 30°N). Pour confirmer cela, regardons la Figure 2.8. Elle représente la répartition des jours NAO- dans l'espace des deux premières EOFs de Z500. L'ensemble des jours de NAO- est représenté par les petits points et les couleurs représentent une classe de vent différente : en rouge les jours NAO-/T-WC1, en bleu les jours NAO-/T-WC2, etc... Les gros points de couleur représentent la position moyenne des jours de la même couleur, c'est à dire que le gros point rouge représente la position moyenne des jours NAO-/T-WC1 dans l'espace des deux premières EOFs. Enfin, la croix noire indique la position moyenne de l'ensemble des jours NAO-. On précise que l'EOF1 de Z500 (abscisse) correspond à la NAO, et par conséquent la partie gauche du graphique correspond à de faibles NAO-, et la partie droite à des NAO- plus intenses. On remarque sur ce graphique que les jours NAO-/T-WC1 sont en moyenne (gros point rouge) clairement situés à gauche du centroïde de NAO- (croix noire), et les jours NAO-/T-WC2 se situent majoritairement à sa droite (gros point bleu). Cela nous permet de confirmer que les jours T-WC1/NAO- sont des jours de faibles NAO- et les jours T-WC2 des jours de fortes NAO-.

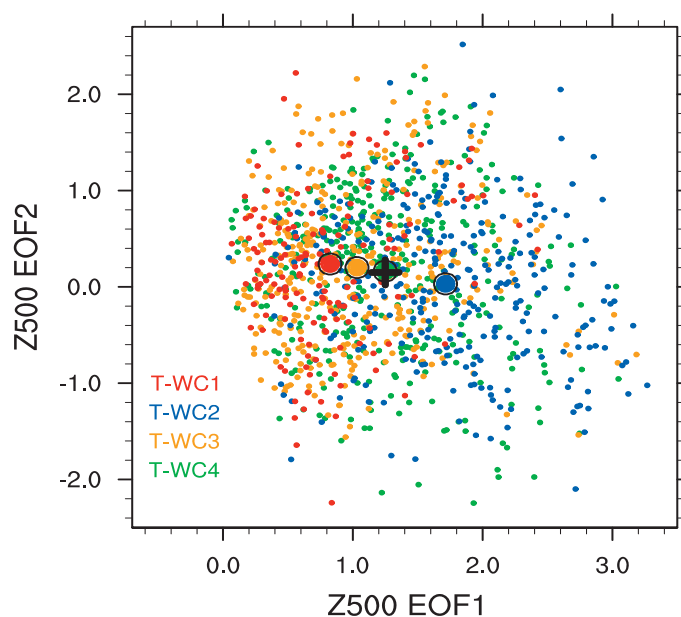


FIG. 2.8: Répartition des jours de NAO- d'hiver dans l'espace des deux premières EOFs de Z500 sur la période 1958-2002. La croix noire représente la position du centroïde de NAO-. Chaque couleur représente les jours de NAO- appartenant à une classe de vent d'hiver différente. Les gros cercles de couleur représentent la position moyenne des jours appartenant à une classe de vent différente.

Introduire des classes de vent dans les tropiques dans notre méthode permet donc non seulement de reconstruire un forçage sur l'ensemble du bassin, mais représente également une source d'information supplémentaire pour les extratropiques. Comme le montre l'exemple de la NAO-,



certaines des connections tropiques/extratropiques semblent être correctement capturées par l'association des régimes de Z500 et des classes de vent. L'onde de Rossby par laquelle transite l'information tropicale module l'activité extratropicale.

## 2.5 Saisonnalité des régimes de temps

La dynamique atmosphérique des hautes latitudes connaissant une saisonnalité importante, nous avons construit nos régimes de temps de Z500 et nos classes de vent à 1000hPa séparément pour les saisons d'hiver et d'été. Ceci a déjà été en partie abordé dans l'article, mais seul le cas des extratropiques y a été présenté. Nous montrons ici que la définition de nos saisons est cohérente non seulement pour les moyennes latitudes, mais aussi pour les tropiques. Les classifications en régimes de temps excluent souvent les saisons intermédiaires, pouvant être associées à des classifications en régimes de temps non stables.

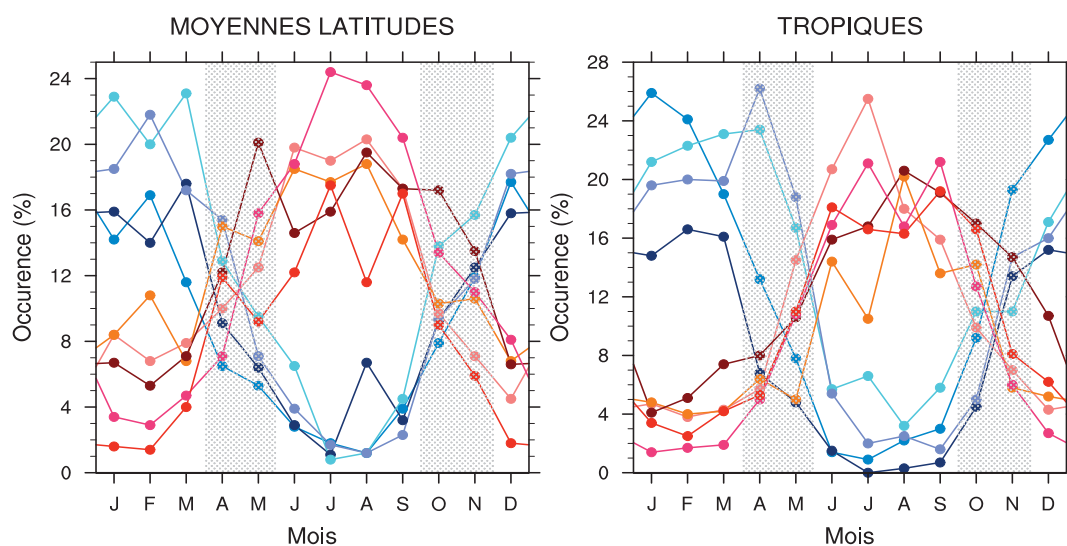


FIG. 2.9: Fréquence d'occurrence moyenne de chacun de 9 régimes de temps sur la période 1958-2002. A gauche, pour les 9 régimes de Z500, à droite pour les 9 classes de vent sur les tropiques. Les bandes grisées correspondent aux mois de transition AM et ON.

Quatre régimes de temps de Z500 ont été obtenus en hiver et cinq en été, de même pour les classes de vent sur les tropiques. Tous les jours de l'année de la période d'étude considérée sont ensuite classés sur les 9 régimes de temps de Z500 précédemment obtenus (Figure 2.9, à gauche). Leur distance euclidienne à chacun des régimes de temps est calculée, et la plus petite distance détermine ainsi le régime de temps qui leur est attribué. Nous avons procédé de même avec les 9 classes de vent (Figure 2.9, à droite). On constate de manière attendue que les régimes d'hiver sont principalement occurrents en DJFM et ceux d'été pendant les mois de JJAS, ce pour les extratropiques comme pour les tropiques. Quant aux mois de Avril-Mai et Octobre-Novembre (représentés par les bandes grisées sur la Figure 2.9), on voit que la répartition entre hiver et été est plus mitigée.

- Le mois d'avril est vraiment à cheval entre hiver et été dans les extratropiques, alors qu'il apparaît plus comme un mois d'hiver dans les tropiques.

- Le mois de mai quant à lui semble plutôt présenter une dynamique d'été aux moyennes latitudes, alors qu'il est vraiment partagé entre les deux saisons dans les tropiques.

- Les mois d'Octobre et Novembre montrent quant à eux une occurrence très partagée entre hiver et été pour les deux régions considérées.

Afin d'avoir des saisons cohérentes à la fois pour les tropiques et les extratropiques, nous considérerons donc par la suite ces quatre mois comme des mois dits de "transition". Nous ne définirons pas de nouveaux régimes de Z500 ou classes de vent propres à ces mois là, mais considérerons qu'ils présentent une dynamique à cheval entre la dynamique d'été et d'hiver et que par conséquent, les 9 régimes de Z500 et classes de vent peuvent se produire pendant ces mois-là.



## Synthèse

### • Objectifs

Il s'agit d'étudier les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle estimée en termes de régimes de temps et les variables atmosphériques de surface sur le bassin atlantique. Les régimes de temps constituent la base de notre méthode de désagrégation. Il est donc nécessaire de s'assurer qu'ils permettent d'expliquer une part importante de la variabilité atmosphérique de surface aux différentes échelles de temps et qu'ils constitueront un outil pertinent pour notre méthode de désagrégation.

### • Méthodologie

Des régimes de temps de Z500 ont été définis aux extratropiques séparément pour les saisons d'hiver et d'été. Sur le même principe de classification, des classes de vent à 1000hPa ont été définies aux tropiques afin de couvrir toute la région atlantique. Leurs liens avec les variables atmosphériques de surface sont estimés et analysés à l'échelle de temps journalière, interannuelle et multi-décennale.

### • Principales conclusions

Les liens forts existant entre les régimes de temps et classes de vent avec les variables de surface à l'échelle de temps journalière ont été mis en évidence. Le vent de surface est la variable pour laquelle le pouvoir discriminant des régimes de Z500 et classes de vent est le plus fort. Les régimes de temps extratropicaux montrent un pouvoir discriminant plus important en hiver qu'en été. On retiendra également que les classes de vent aux tropiques présentent un pouvoir discriminant plus faible que les régimes de temps extratropicaux.

Pour un jour de grande échelle donné, l'appartenance de ce jour à un régime, sa distance au centroïde de ce régime (distance intra-régime), mais aussi la distance aux autres régimes (distance inter-régime) sont des informations nécessaires à une estimation correcte des anomalies de surface associées.

L'occurrence interannuelle des régimes de temps permet à elle seule d'expliquer une grande partie de la variabilité interannuelle des variables de surface U10, V10 et T2 aux extratropiques. Les classes de vent dans les tropiques ne permettent de n'en récupérer qu'une part plus faible.

La variabilité des régimes de temps et classes de vent permet aussi d'expliquer une grande part des tendances basse fréquence de surface sur la période 1958-2002. Seule la tendance au réchauffement observée en été n'est pas entièrement capturée, suggérant un réchauffement de surface en réponse au forçage radiatif induit par l'augmentation des gaz à effet de serre, et ne pouvant être capturé par la seule dynamique des régimes de temps.

L'association des régimes de temps de Z500 aux moyennes latitudes et des classes de vent aux tropiques permet de prendre en compte en hiver certaines connections tropiques-extratropiques existantes. Cela montre que le fait de combiner les classes de vent et les régimes de Z500, non seulement permet de proposer une classification couvrant l'intégralité de la zone atlantique, mais peut dans certains cas apporter une information supplémentaire permettant d'améliorer l'estimation des variables de surface.

- **Perspectives**

Les régimes de temps extratropicaux de Z500 combinés aux classes de vent à 1000hPa sur les tropiques vont constituer la base de notre méthode de désagrégation, dont la construction, la validation et l'application seront exposées dans le chapitre 3. Les analyses menées dans le Chapitre 2 constituaient un prérequis indispensable avant le développement et l'application de la méthode.



## Chapitre 3

# Une méthode de désagrégation statistico-dynamique pour un forçage atmosphérique

Ce chapitre est consacré à la présentation d'une méthode de désagrégation statistico-dynamique appliquée aux variables atmosphériques de surface nécessaires pour forcer un modèle d'océan sur la région Atlantique. Nous présentons tout d'abord un article en cours de rédaction, très prochainement soumis à *Climate Dynamics*, faisant suite à l'article reproduit dans le chapitre précédent. Ce second article est consacré à la présentation de la méthode, à sa validation et à son application au modèle d'océan nord-atlantique  $1/4^\circ$  NATL4 sur la période 1975-2002. Suivront des éléments supplémentaires de validation du forçage atmosphérique reconstruit avec la méthode. Enfin, nous présenterons les résultats d'une seconde application de ce forçage au modèle d'océan ORCA0.5 plus basse résolution ( $1/2^\circ$ ) mais sur une période plus longue s'étendant de 1958 à 2002.

### 3.1 Article

#### 3.1.1 Résumé

Dans le chapitre précédent, nous avons montré les liens existant entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les variables atmosphériques de surface sur la région atlantique à diverses échelles de temps. Nous avons vu en quoi une classification du Z500 en régimes de temps aux moyennes latitudes et du vent à 1000hPa en classes de vent dans les tropiques constituait une approche pertinente pour estimer la variabilité des variables atmosphériques de surface à l'échelle de temps interannuelle à multi-décennale. Nous avons donc développé une méthode dont la première étape consiste en une méthode de désagrégation statistique basée sur le concept de régime de temps. Cette étape s'appuie sur l'idée que pour un état atmosphérique de grande échelle donné, il est possible d'estimer les conditions de surface qui lui sont associées selon une relation statistique établie sur la période dite d'apprentissage.

En chaque point de grille sur l'océan atlantique, une régression linéaire multiple est effectuée entre la variable de surface issue du jeu de forçage DFS4 issu de réanalyses (Brodeau et al., 2009) et les distances journalières aux régimes de temps et classes de vent ERA40, sur la période 1958-2002. Les coefficients de régression ainsi obtenus constituent notre relation statistique entre la dynamique atmosphérique de grande échelle et cette variable de surface. Une fois cette fonction statistique établie, pour un jour donné dont on connaît l'état atmosphérique de grande échelle, les distances de ce jour à chacun des régimes de temps et classes de vent, permettent avec les coefficients de régression établis, de reconstruire la variable de surface associée. Puis, afin de palier à un problème de sous-estimation de variance, on attribue à cette variable reconstruite par régression le jour qui lui est le plus proche dans le forçage DFS4. Cette étape se base donc sur l'association des régimes de temps et du principe des analogues.

Une telle méthode ne peut être appliquée simultanément à l'ensemble des variables dont nous avons besoin pour forcer un modèle d'océan. En effet, lors de la dernière étape de ré-échantillonnage des réanalyses, le jour le plus proche du jour reconstruit par régression serait un jour probablement proche, mais différent pour la température, le vent de surface ou encore le rayonnement solaire. Nous avons donc choisi de l'appliquer plus particulièrement au vent de surface parce-que c'est la variable utilisée pour le calcul de l'ensemble des flux de surface. Nous avons également vu au chapitre précédent, que c'est pour cette variable que les régimes en Z500 étaient les plus discriminants. Afin de reconstruire un forçage atmosphérique cohérent, la méthode est donc appliquée uniquement au vent à 10m, et le jour analogue finalement choisi dans DFS4 sera le même pour les autres variables de forçage.

Après avoir expliqué de façon plus détaillée cette étape de construction de la méthode de désagrégation statistique, la seconde partie de cet article est tout d'abord consacrée à la validation du jeu de forçage atmosphérique ainsi reconstruit par comparaison au jeu de forçage DFS4 de référence. Seule la période 1975-2001 est validée, afin de rester cohérent avec la simulation océanique qui va suivre. Dans un deuxième temps, le forçage reconstruit par la méthode de désagrégation statistique est utilisé pour forcer le modèle d'océan NATL4, configuration nord-atlantique au  $1/4^\circ$  du modèle d'océan global NEMO sur la période 1975-2001. Cette simulation océanique dite reconstruite est comparée à une seconde simulation dite de référence ayant le jeu de référence DFS4 pour forçage. Dans cet article, lors de la validation de la méthode, que ce soit lors de la validation du forçage atmosphérique reconstruit ou lors de la comparaison des résultats des simulations océaniques, l'accent est mis sur la variabilité interannuelle à multi-décennale. Les principaux résultats montrent un état moyen très correctement reconstruit à la fois pour le forçage atmosphérique mais aussi pour les variables océaniques simulées par NATL4, et ce, quelle que soit la région ou la saison considérée. En revanche, cet article met en avant un biais important de la méthode, correspondant à une sous-estimation importante de la variance interannuelle dans le forçage reconstruit, plus marquée dans les tropiques et pour la saison d'été. Cette perte de variance se répercute sur les variables de surface océaniques, surtout dans les tropiques. Les principaux modes de variabilité à l'échelle interannuelle des variables de sur-

face océaniques sont, aux moyennes et hautes latitudes, très bien capturés dans la simulation reconstruite. Les corrélations de leurs structures spatiales et de leurs séries temporelles avec celles des principaux modes de variabilité observés sont très élevées. La simulation océanique forcée par le forçage reconstruit est très comparable à la simulation forcée par DFS4.

Cette méthode basée à la fois sur les concepts de désagrégation statistique et dynamique de par l'utilisation d'un modèle d'océan haute résolution, donne des résultats très encourageants. La perspective principale de ces premiers résultats est l'application de cette méthode à la dynamique atmosphérique de grande échelle issue de modèles couplés pour différents scénarios climatiques. En effet, ces modèles souffrent notamment de biais importants dans la représentation des variables atmosphériques de surface ainsi que dans la représentation de l'océan. La méthode de désagrégation ici mise en œuvre peut être alors considérée comme une méthode de débiaisage.

### 3.1.2 Article



## **A statistical-dynamical scheme for ocean downscaling in the Atlantic Part II: Methodology, validation and application to high resolution ocean models**

Marie Minvielle <sup>1</sup>, Christophe Cassou <sup>1</sup>, Romain Bourdallé-Badie <sup>1,2</sup>, Laurent Terray <sup>1</sup>, Julien Najac <sup>1</sup>

<sup>1</sup> CERFACS/CNRS, Climate Modelling and Global Change Team, 42 avenue Gaspard Coriolis 31057 Toulouse Cedex 1, France

<sup>2</sup> MERCATOR Parc Technologique du Canal, 8-10 rue Hermès, 31520 Ramonville St Agne, France

A novel statistical-dynamical downscaling scheme has been developed over the Atlantic basin to generate the sea surface atmospheric variables necessary to force a high resolution ocean model. The scheme is based on the observed relationship between the surface ocean variables or predictants, and the daily large scale atmospheric circulations or predictors estimated in the extratropics by 500hPa geopotential height weather regimes, and in the tropics by 1000hPa wind classes. A statistical relationship based on multiple linear regressions is built between the distances to the extratropical+tropical predictors and the observed surface wind conditions over a so-called learning period. The transfer function is then used to reconstruct surface variables fields over 1958-2002. Winter and summer seasons are treated separately. We show that the downscaling scheme is very skillful in reproducing the mean state, the seasonal cycle and the temporal evolution of the surface ocean variables at interannual timescale. Deficiencies are found in the level of variance that is largely underestimated in the interannual frequency band especially in the tropics for 2-meter temperature and humidity as well as for radiative fluxes. Decomposition in empirical orthogonal function (EOF) shows that the spatial and temporal coherence of the forcing fields is however very well captured by the downscaling method. Reconstructed fields are used to carry out a high resolution oceanic simulation using the NATL4 (1/4°) model integrated 1979-2001, that is compared to a reference experiment where the original observed fields are prescribed instead. Mean states between the two experiments are virtually undistinguishable both in terms of surface fluxes and ocean dynamics estimated by the barotropic and the meridional overturning streamfunctions. The 3-dimensional variance of the simulated ocean is well preserved at interannual timescale both for temperature and salinity except in the tropics. The main modes of interannual variability assessed through EOF are correctly reproduced for SST, barotropic streamfunction and mixed layer depth both in terms of spatial structure and temporal evolution. Collectively, results provide evidence that the statistical-dynamical downscaling scheme presented here is an efficient and promising tool to infer small scale oceanic changes (in particular those related to the wind-driven circulation) due to modifications in the large-scale atmospheric circulation.

## 1. Introduction

One of the foremost challenge of the next Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) exercise is to reduce the large uncertainties in the projection of the oceanic changes, such as the evolution of the meridional overturning circulation, the sea level increase or the modifications related to the wind-driven circulation. Three major sources of uncertainties for oceanic dynamic can be indentified in the current IPCC-class Atmosphere-Ocean General Circulation Models (AOGCMs): the representation of key oceanic processes that cannot be resolved due to coarse model resolution (Roberts et al. 2004), the interaction between mean systematic biases at sea surface (Randall et al. 2007) and the variability and/or the model response to increased greenhouse gases (GHG) concentration, and lastly the representation of interface processes such as feedbacks between Sea Surface Temperature (SST) and turbulent and radiative fluxes (Frankignoul et al. 2004). One way to minimize these sources of uncertainties is to use high resolution ocean global circulation models (OGCMs) whose forcings are diagnosed from a transfer function between observed atmospheric circulations (or predictors) and sea surface fields (or predictands). This approach is commonly referred to as *statistico-dynamical* downscaling and has been extensively used to assess the changes of surface continental variables, such as precipitation and temperature, in response to anthropogenic forcings (Christiansen et al. 2007). The challenge of the present study is to adapt the traditional statistico-dynamical schemes usually devoted to regional application over land to oceanic purpose, and in particular to adapt them to a full-size ocean, here the Atlantic. Attempts for oceanic downscaling have been documented for limited oceanic basins (typically the size of the Baltic Sea, Heyen et al. 1996) but a few papers have tackled a more global perspective. In our case, the crux is to find predictors that capture the coherent variability among the predictands at sea surface (10-meter wind, 2-meter temperature and humidity, surface radiative fluxes and precipitation) that must be respected in the downscaled forcing over the entire Atlantic Ocean when passed to the high resolution model.

Part I of this study (Cassou et al. 2009) was devoted to this task. The links between the observed variability of the surface ocean variables estimated from reanalysis and the overlying atmosphere decomposed in classes of large-scale atmospheric circulation via clustering was investigated over the entire Atlantic from 1958 to 2002. The algorithm yields representative patterns that correspond in the extratropics with the well-known North Atlantic-Europe weather regimes (NAE-WR) and in the tropical Atlantic to tropical wind classes (T-WC) representing the alteration of the trades. We demonstrated in Part I that the decomposition in NAE-WR and T-WC following a so-called weather-typing approach is relevant to derive basin-wide changes of sea-surface ocean variables. Both the frequency of occurrence of the regimes/classes and their strength assessed through distances to their centroids have been found to be valuable predictors to reconstruct the interannual surface ocean variability as well as trends. In addition, regimes are

linked to the alteration of the North Atlantic atmospheric stationary waves considered as the main source of predictability for variability ranging from seasonal to climate change timescale. Recent papers show in particular that the majority of IPCC scenario experiments share a common increase of the stationary wave amplitude associated with the acceleration of the zonal mean wind flow in response to enhanced greenhouse gases (GHG) forcing (e.g. Brandefelt and Körnich 2008). Christensen et al (2007) in the last IPCC assessment report mentions that large-scale weather regimes may be considered as one of the most skilful attributes of AOGCMs to simulate atmospheric flow patterns. Collectively, the regime entity that can be viewed as a “reading grid” of the large-scale atmospheric circulation, or interpreted as an efficient spatio-temporal filter of the chaotic atmospheric flow, is a promising candidate for downscaling for both present-day climate and scenarios analyses; NAE-WR and T-WC will be our predictors in the following.

The existence of links between the observed variability of the surface ocean variables and the predictors was a prerequisite; the weather-typing approach was thus evaluated in Part I. In the present paper, or Part II, a statistical scheme is built from those links and the relevance and performance of the scheme is tested using a high resolution OGCM. The higher resolution offers the prospect of credible and coherent representation of smaller-scale processes (e.g. mesoscale eddies) that are important for local conditions in terms of mean and variability. In the atmosphere, the higher resolution accounts for the influence of orography that controls a large part of precipitation and temperature distribution. By analogy for the ocean, the need for realistic bathymetry appears essential because bottom layer processes control part of the density evolution of the deep outflows (Girton and Sanford 2003) known to be important for the simulation of the oceanic circulation. A better representation of the oceanic deep convection and vertical mixing due to higher spatial resolution is also anticipated to be important. The dynamical downscaling step thus tackles the first source of uncertainties as mentioned earlier. This study will utilize the regional implementation of NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean, Madec 2008) for the Atlantic Ocean at  $1/4^\circ$  resolution on average (henceforth NATL4). The statistical downscaling step tackles the second and third sources of uncertainties because the mean and the variability of the reconstructed forcings, and consequently of the sea surface ocean, are imposed to be close to observation by construction.

Before applying this statistico-dynamical method to scenario experiments, its evaluation is necessary for present-day climate and the paper is accordingly devoted to this task. It is organized as follows: NATL4 and the atmospheric variables datasets further used in the statistical chain are described in section 2. Section 3 is devoted to the presentation of the statistical downscaling method and to the validation of the reconstructed sea surface atmospheric variables using NAE-WR and T-WC as predictors. Section 4 compares the air-sea fluxes obtained in a simulation of NATL4 using reconstructed forcing (hereafter REC) with those

from a reference experiment using the observed forcing (hereafter DFS4). The difference in terms of interannual variability between the two model experiments is discussed in section 5. The results are summarized and further discussed in section 6.

## 2. Data

### 2.1 The NATL4 ocean model

The NATL4 high-resolution ocean model used here is part of a model hierarchy based on the NEMO core (Madec et al. 2008), and developed as part of the European model collaboration DRAKKAR (Drakkar group 2007). The model includes the OPA9 ocean model coupled with the Louvain La Neuve Ice Model version 2 (Fichefet and Morales Maqueda 1999). The horizontal grid is an extraction of the global tripolar ORCA grid at the resolution of  $1/4^\circ$  at the equator (Barnier et al. 2006). The domain covers the north Atlantic basin from  $20^\circ\text{S}$  to  $80^\circ\text{N}$  and includes the Nordic Seas, the Denmark strait and a part of the Western Mediterranean Sea (eastern boundary at  $23^\circ\text{N}$ ). The bathymetry file is deduced from the ETOPO2V2g database (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/O1mgg04.html>). Buffer zones are defined at all boundaries over 28 grid points with a linear damping time from 3 days to 100 days to climatological conditions (Levitus et al. 1998) for the ocean part and to climatological data deduced from a  $0.5^\circ$  global simulation for the ice part. A restoring zone is prescribed in the Gulf of Cadiz below 150m to improve the representation of the Mediterranean outflow. On the vertical, there are 50 Z-levels with a resolution of 1m at the surface, 450m at the bottom, 26 levels in the upper 250m and a partial step parameterization is used on the last ocean level (Barnier et al. 2006). The vertical physic (Blanke and Delecluse, 1993) is based on a turbulent kinetic energy (TKE) scheme. On the horizontal, a filtered free surface (Roullet and Madec, 2000), a total variation diminishing (TVD) scheme (Lévy et al., 2001) for the advection of the tracers, an energy and enstrophy conserving scheme (Arakawa and Lamb 1980, Barnier et al. 2006), an isopycnal diffusion for the tracer ( $300 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ) and a biharmonic one for the momentum ( $1.5\text{e}^{11} \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ ) are used in NATL4. The model starts at rest from climatological conditions for the tracers (Levitus et al. 1998). To avoid artificial drifts due to unbalanced freshwater fluxes, a restoring (4 days) to the climatological surface salinity is imposed.

### 2.2 Large scale circulation and sea surface atmospheric variables

As detailed in Part I, two large-scale atmospheric circulation fields from the European Centre for the Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis (Uppala et al 2005) serve as predictors over 1958-2002. NAE-WR are built from daily averaged 500hPa geopotential height (Z500) interpolated on a  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  grid. In the tropical band (within  $20^\circ\text{S}$ - $20^\circ\text{N}$ ), T-WC are

assessed from the meridional and zonal components of the wind at 1000hPa (UV1000). The reader is invited to refer to Part I for further details about the choice for two distinct predictors as a function of the latitudinal domain.

The sea surface atmospheric variables used ultimately as forcing fields for NATL4 (predictants for the statistical downscaling) are based on a combination of ECMWF reanalysis products with various satellite datasets. This blended product, hereafter referred to as DFS4 standing for DRAKKAR Forcing Set 4, is fully described in Brodeau et al (2009) as well as on the bulk formulae used for air-sea fluxes computation (Barnier 1998), and on the necessary adjustments applied to the raw observed (or estimated) fields to avoid artificial drifts in the ocean simulations. Among those fields,

- 6-hour temperature and specific humidity at 2 meters, and wind vectors at 10 meters are taken from ERA40 over 1958-2004 and are corrected as detailed by Brodeau (2009).

- daily net shortwave and longwave radiations at the surface are obtained from satellite estimates (ISCCP, Zhang et al. 2004) over 1984-2004. A climatological daily mean deduced from 1984-2002 is used for the period 1958-1983.

- monthly total precipitation and snowfall are monthly fields from CORE dataset (Large and Yeager 2004), blending with satellite products. Before 1979, we use monthly mean climatology computed over the 1979-2004 period.

### **3. Statistical downscaling algorithm**

Decomposition of the full Atlantic atmospheric large-scale daily variability into NAE weather regimes and T-WC wind classes has been shown to be discriminatory for oceanic surface variables to be used ultimately as forcings for high-resolution models. For a given day, the anomalous air-sea conditions are both linked to the occurrence of the regimes, and are also function of the strength and the spatial resemblance of the anomalous large-scale atmospheric circulation with respect to the centroids of the regimes. Based on these results, a multi linear regression model is built in the following to reconstruct surface variables (or predictands) using the distances (or predictors) to all the centroids of the regimes as input for the statistical model. The algorithm presented here is largely inspired from the one described in Boé et al. (2006) and Najac et al. (2008), but adapted to ocean downscaling applications and available observation datasets for surface ocean fields.

#### **3.1 General principle**

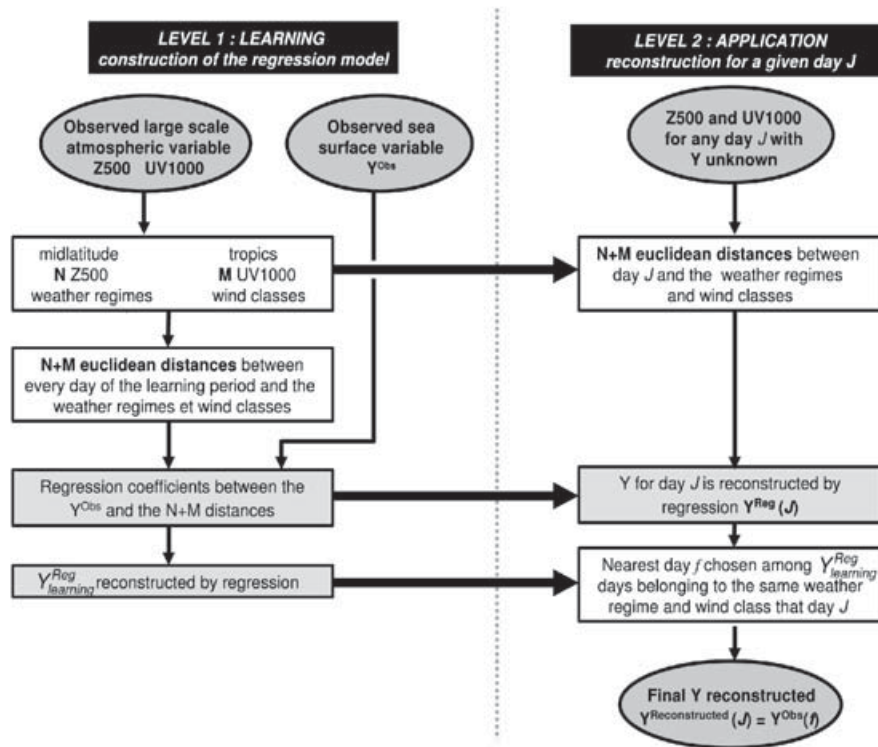
The methodology can be divided into 2 separated stages as summarized in Figure 1. Level 1 is devoted to the construction of the transfer function between predictors and predictands, at the

core of the statistical model over the so-called learning period. Level 2 corresponds to the use of the model to reconstruct the predictands over the so-called application period. Distinction is made between winter, summer and transition months. For sake of simplicity, let us consider the winter season (DJFM) and only one predictand (hereafter  $Y$ ). 4 NAE-WR and 4 T-WC wind classes are used as predictors for that season.

The learning stage (level 1) can be subdivided into 3 steps. First, the Z500 and UV1000 are classified into North Atlantic weather regimes and tropical wind classes. For each winter day over the learning period ( $N$  days in total), the second step consists in computing the 4 distances between Z500 anomalies of that day and NAE-WR centroids, and the 4 distances between UV1000 anomalies and T-WC centroids. As a third step, the  $(4+4) \times N$  distances are used as input in a multi linear regression model together with observed  $Y$ , henceforth  $Y^{Obs}$ , in order to compute the regression coefficients  $\beta^k$  following:

$$Y_{learning}^{Reg}(t) = \sum_{k=1}^{k=8} \beta^k \cdot d^k(t) + \alpha$$

where  $t$  stands for a given day,  $k$  for the number of predictors or regimes,  $d^k$  for the Euclidian distance to the  $k^{\text{th}}$  centroid and  $\alpha$  for the residual. Once the regression parameters are set, the regression model is used to reconstruct  $Y$  over the learning period, hereafter  $Y_{learning}^{Reg}$ .



**Figure 1** Flowchart representing the different steps of the statistical downscaling method for UV10.



The application stage can be divided into 2 steps. Let us now consider a given winter day  $J$  from observation that does not belong to the learning period. As a first step, this day  $J$  is attributed to a given NAE-WR winter regime and T-WC wind class based on the minimum distance criterion to centroids.  $Y(J)$  is first reconstructed using the above-described regression model. This step would be sufficient if the regression model had conserved the variance of the estimated field  $Y^{Reg}$  which is not the case (von Storch 1999). To overcome this shortcoming, a simple variance inflation technique must be applied as a final step of the downscaling.

It consists first in seeking for the analog of  $Y^{Reg}(J)$  in the pool of  $Y_{learning}^{Reg}$  formed by the winter days belonging to the same NAE-WR+T-WC regimes as day  $J$  (let  $f$  be that particular day and  $Y_{learning}^{Reg}(f)$  be the analog). It consists second in “replacing”  $Y_{learning}^{Reg}(f)$  by its observed counterpart  $Y^{Obs}(f)$  so that the variance properties of the reconstructed field are preserved. This final stage of the downscaling methodology is often referred to as conditional resampling, “conditional” referring in our case to the restriction in the analog choice based on the belonging to a given NAE-WR+T-WC regimes.

The same procedure is repeated for summer days: 10  $\beta^k$  coefficients corresponding to the 5 JJAS NAE-WR and the 5 JJAS T-WC wind classes are first computed over the learning period (see Part I);  $Y$  is then reconstructed and the choice for analog at the conditional resampling stage is limited to summer regimes. For transition months (AM and ON), we showed that the probability of occurrence for summer and winter regimes is about the same (Part I). Consequently, 18 (8+10) distances are used as predictors in the multi linear regression model and there is no restriction for the analog choice at the final reconstruction stage, neither in terms of calendar month nor in terms of belonging to a given regime.

### **3.2 Application of the downscaling algorithm to forcing dataset for ocean models**

Several surface fields  $Y$  must be reconstructed to ultimately force ocean models: 2m temperature (T2) and 2m humidity (Q2), zonal and meridional wind components at 10m (U10 and V10), longwave and shortwave radiation (LW and SW) and precipitations. In principle, the downscaling algorithm presented above could be applied to any of these fields  $Y$ . In practice, this would lead in that case to inconsistencies among the reconstructed surface variables because the selected day corresponding to the final analog at the conditional resampling stage would be different between those fields. To avoid such an incoherence in the forcing, we decided to apply the downscaling algorithm *only* to the 10m wind field (hereafter UV10) treated as our primary predictand among all the surface variables to be reconstructed. Consequently, the selection of the analog day at the end of the downscaling procedure is given by UV10 and is the same for all the other surface fields. This choice is dictated by the fact that NAE-WR+T-WC are particularly

discriminatory for UV10, and secondly because the UV10 intraseasonal variability is very weak compared to the one for the other surface fields.

The more or less dominance of the intraseasonal signal has a strong implication for reconstruction. For UV10, there is no problem in the fact that an analog day for December can be found in March for instance because mean UV10 conditions are virtually the same in December and March; however, it is definitely not the case for the other fields. For instance, temperature is greatly controlled by its seasonal evolution and by the inertia of the ocean. Mean December conditions for T2 largely differ from March conditions because the intraseasonal changes dominate the higher frequency fluctuations (typically daily to weekly).

Consequently, the analog day given by the downscaled UV10 and used for T2 by construction cannot be directly considered. Instead of taking the raw T2 of the analog day, its daily anomaly is retained and superimposed to mean daily climatology of the day to be reconstructed (estimated over the learning period). Such a procedure is applied to all surface forcing variables, but UV10 for which we verify that its reconstruction is insensitive to this patch.

### 3.3 Example

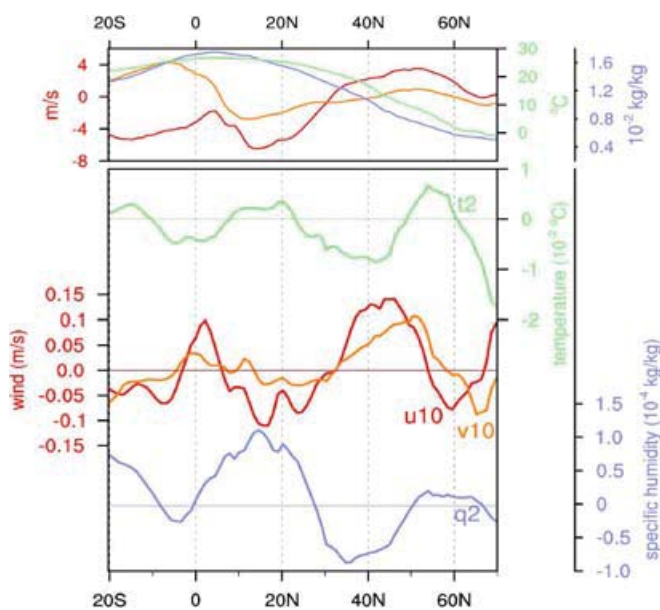
A concrete example is given in the following to better describe all the downscaling steps as well as the additional adjustments required for radiative fields. Let us pick 18 August 1967 as an example. 10 distances are computed between the NAE Z500 and tropical UV1000 anomalies of that day and the 5+5 summer NAE-WR+T-WC that have been determined in a preliminary stage. Those distances are passed to the regression model built over the learning period so that UV10 is reconstructed. The learning period covers all the years over 1958-2002 except the one to be reconstructed, here 1967. We verified that the  $\beta^k$  coefficients of the regression model do not depend on the exclusion of the year to be reconstructed, the 45 sets of  $\beta^k$  obtained over 1958-2002 being very similar. Based on the minimum distance criterion, 18 Aug. 1967 has been attributed to NAE-WR5 and T-WC2, and the analog for UV10<sup>rec</sup> obtained by regression is then seek in the pool of days formed by the ones where NAE-WR5 and T-WC2 are simultaneously excited over the learning period. Let 1 June 1959 be the analog day.

T2 for 18 August 1967 is reconstructed by taking the T2 daily anomalies of 1 June 1959 and by adding those to the T2 daily climatology of August the 18<sup>th</sup>, in order to preserve T2 seasonal cycle. The same technique is applied for the humidity at 2m Q2 and could be applied in principle for radiation surface fields SW and LW. Recall however that daily radiative data are only available from 1984. To reconstruct the radiative fields of 18 August 1967 for which the analog day is not available in our example, we therefore look for the subsequent analogs restricted to the NAE-WR5 and T-WC2 pool of days until we found one over 1984-2002 that we can retain. Let 14 July 1997 be that analog. Similarly to T2 and Q2, SW and LW for 18 August

1967 are reconstructed by taking the SW and LW daily anomalies of 14 July 1997 and by adding those to the SW and LW daily climatology of August, the 18<sup>th</sup>. Note that this patch is not necessary if the first analog for UV10 belongs to the 1984-2002 period. As to precipitation, because only monthly data are available, we decided to not reconstruct precipitation fluxes in the present study.

#### 4. Validation of the downscaling algorithm

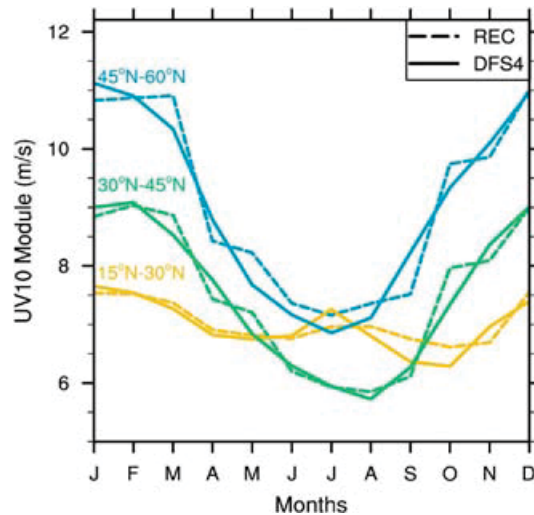
The statistical downscaling procedure is now validated from two NATL4 simulations forced respectively by the original observed DFS4 dataset, or by its reconstruction (hereafter REC). The model is integrated from 1979 to 2001 after a four year spin-up starting from rest. The validation of the reconstructed surface variables is given in the following over 1979-2001 for consistency, despite the regression model at the core of the downscaling procedure has been performed over the full 1958-2002 period as detailed in the previous section. NATL4 has not been integrated over 1958-2002 because of computational limitation.



**Figure 2.** Top: Annual zonal mean of temperature (green), specific humidity (blue) and zonal and meridional wind components (red and orange) in the DFS4 forcing set. Bottom: Difference of annual zonal mean between the REC and the DFS4 forcing sets, for the same variables. No significant differences (T-test at 95%)

Figure 2 shows the annual zonal means for all the DFS4 surface variables (except for radiative fields) together with their difference with REC. The reconstruction is excellent in terms of mean, and DFS4 and REC are virtually undistinguishable based on t-test statistics applied here. This conclusion was expected for T2 and Q2 because the seasonal cycle that dominates the high

frequency variability is prescribed by construction in the algorithm. Recall that this is not the case for the zonal and meridional components of wind and we show here that errors in REC are nonetheless very small and not statistically significant in both the tropics and midlatitudes.

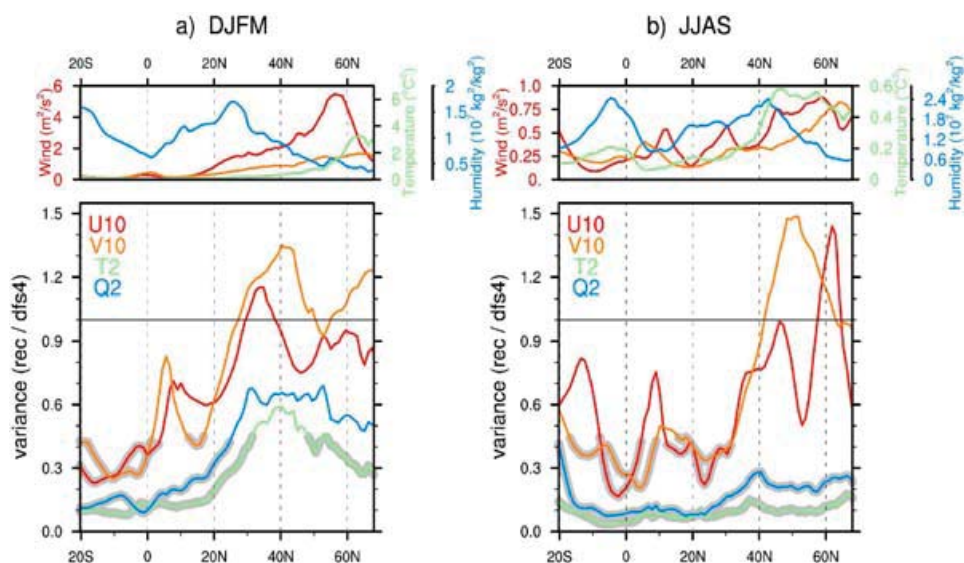


**Figure 3.** Monthly mean annual cycle of the observed (DFS4) and downscaled (REC) wind module at 10m for three latitude bands on the North Atlantic sector (1979-2001). Solid lines represent DFS4 and dashed lines REC.

Figure 3 provides evidence that the downscaling scheme is able to capture remarkably well the seasonal cycle of the wind module with the sole assumption that NAE-WR are different between summertime and wintertime. As shown in Figure 3 for three latitude bands (15°-30°N, 30°-45°N and 45°-60°N), the performance of the downscaling method is not function of the domain, characterized in the tropics by a weak seasonal evolution by contrast to midlatitudes.

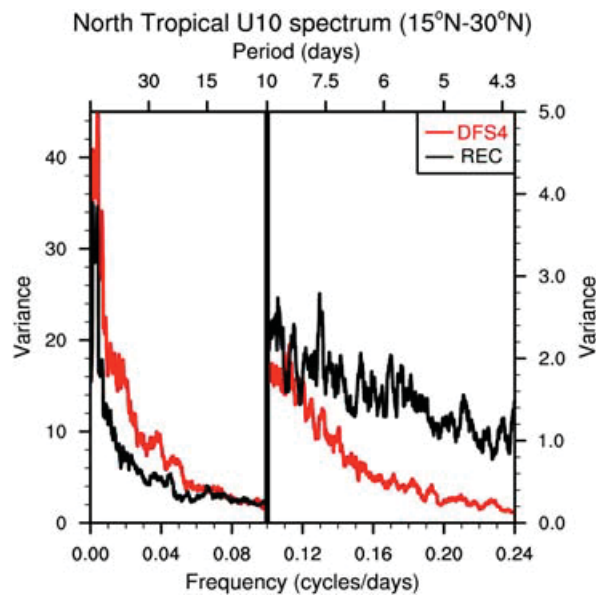
Differences between DFS4 and REC interannual variability are presented in Figure 3 for winter and summer boreal seasons taken separately. In boreal winter (Fig. 4a) where maximum variance is found at midlatitudes, the interannual frequency band is well captured in REC for U10 despite a slight underestimation from 40°N northward, and for V10 despite a slight overestimation of the variance from 30°N. About 65% of the interannual variance is captured in REC for the two components of the wind in the northern tropical basin whereas a third of the interannual variance is only reconstructed south of the equator corresponding to summertime there. The interannual variance for T2 and Q2 is underestimated whatever the latitudes with a REC/DFS4 ratio ranging from 0.6 at midlatitudes to 0.15 within the entire tropical band for both thermodynamical variables. In boreal summer (Fig. 4b), interannual variance is considerably weaker for all the variables, except for Q2. The REC surface wind variance is still relatively correct at midlatitudes while it is clearly underestimated in the northern tropical band with

value as low as 0.3 for the REC/DFS4 ratio. Note that the shift between the midlatitude and tropical behavior occurs northward in summer compared to winter in agreement with the seasonal latitudinal march of the two dynamics. Note also that the variance loss in the southern tropical basin is less pronounced in JJAS than in DJFM because it is wintertime there. Results are degraded in summer compared to winter for T2 and Q2 especially at midlatitudes where only 20% of the interannual variance are captured by the downscaling algorithm.



**Figure 4.** Top left: Zonal mean of the variance in DJFM for zonal and meridional wind components (red and orange respectively), temperature (green) and specific humidity (blue) from the DFS4 forcing set. Top Right: idem for JJAS. Bottom left: ratio of zonal mean variance of the reconstructed forcing on the DFS4 one. This is for DJFM and variables are associated to the same previous colors. Bottom right: idem for JJAS. The grey color indicates where the differences of variance between REC and DFS4 are significant (F-test at 90%)

In order to understand the loss of interannual variance in the tropics, let us consider the variance spectrum of the tropical wind in DFS4 and REC (Fig. 5). This spectrum is obtained from a daily index of U10 averaged over the 15°-30°N latitude band. As expected, Figure 5 shows that the variance is clearly underestimated in REC (black line) at low frequencies for periods lower than 10 days and is compensated by a gain at higher frequencies. Daily anomalies are more persistent in the tropics than in the extratropics, and the downscaling method based on the resampling of daily observations using daily classes, alters this persistence and increases by construction the daily-to-weekly variance at the expense of lower frequencies.

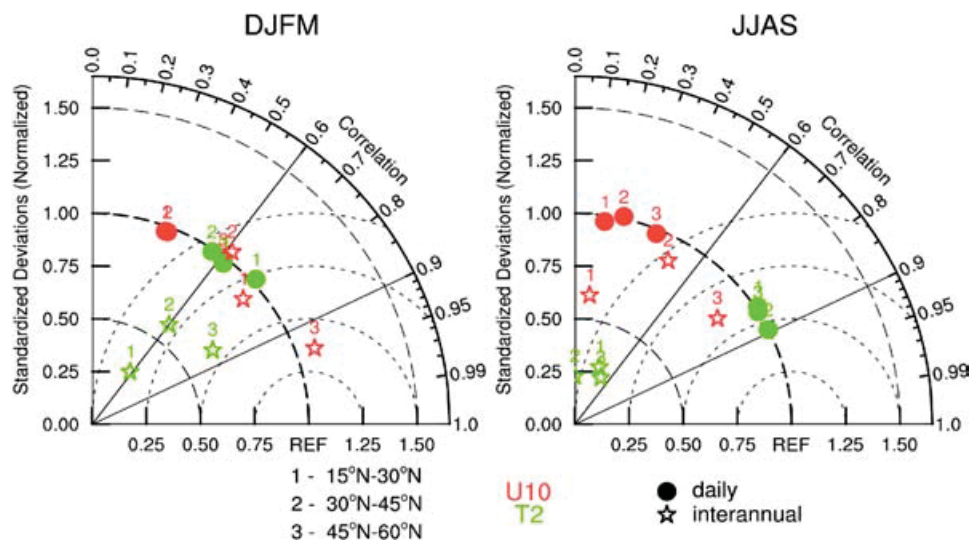


**Figure 5.** Variance for the daily zonal tropical wind over the 15°-30°N latitudinal band, for DFS4 (in red) and REC (in black). The left vertical axis must be considered for frequencies weaker than 0.1 in terms of variance, and the right axis provided as a zoom for higher frequencies.

The ability of the downscaling method to correctly reconstruct sea surface variables at daily and interannual timescale is assessed by means of Taylor diagram (Taylor 2001). Those diagrams are a useful form to estimate the similarity between the two DFS4 and REC datasets in terms of root-mean-square (RMS) and temporal correlation. Only U10 and T2 variables are considered here for three latitudinal bands and two seasons (Figure 6). The loss of power at interannual timescale of the downscaled variables as above mentioned is clearly visible especially for T2 and summertime. The interannual RMS is well captured for U10 in boreal winter with a ratio near to 1, but is slightly underestimated in summer in the extratropics but more strongly in the tropics. The daily variance is very well reproduced by the downscaling method, with a ratio close to 1, for both variables and both seasons. Regarding the interannual variability, the temporal correlation coefficients show a good agreement in boreal winter between REC and DFS4 (coefficients higher than 0.6). Values are generally a bit stronger for U10 than for T2, and are more important at high latitudes in the 45°-60°N latitude band for both variables. In summer, correlations are smaller, generally below 0.45, except in the Northern basin, with a coefficient equal to 0.5 for T2 and 0.8 for U10. The correlations at daily frequency are small (below 0.4) for U10 for both seasons. Given the large size of the study domain and because of the resampling step of the method, a high daily correlation is not expected. The aim of such a method is more oriented at capturing lower frequency fluctuations typically interannual timescale. Daily correlations are better for T2, but it is important to recall that the T2 daily climatology is prescribed in our reconstruction and artificially provides a good daily correlation. Without



imposing the seasonal cycle, the correlation values for T2 daily anomalies would be lower than 0.4 because the resampling is performed over the entire season and not over a window encompassing the day to be reconstructed.

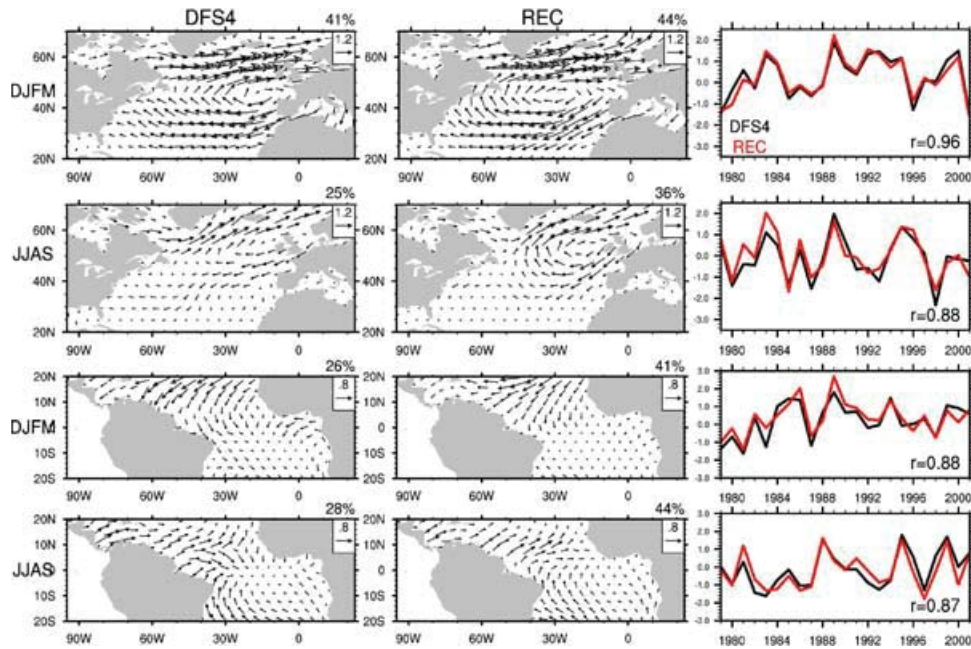


**Figure 6:** Taylor diagrams for U10 (in red) and T2 (in green) spatially averaged over the 15°-30°N, 30°-45°N and 45°-60°N latitude bands (respectively represented by the numbers 1,2,3), for daily fields (circles) and seasonal means (stars). Left (right) panel stands for the winter (summer) season.

To complete the validation of the downscaling algorithm, its ability to respect the spatial coherence of the interannual variability of the surface ocean fields is assessed using decomposition in empirical orthogonal function (EOF) of UV10 for winter and summer season and for tropics and extratropics treated separately. The first modes of variability are represented in Figure 7 for REC and DFS4. In winter, the dominant mode is characterized in DFS4 by anticyclonic wind anomalies centered off the Europe coast that is related to the NAO. This structure is very well captured by REC, and the spatial correlation between the two maps is equal to 0.85. The correlation of the two time series is equal to 0.96. In summer, the first EOF corresponds to an anticyclonic anomaly centered off the British Islands and is related to the summertime NAO. Spatial and temporal correlations between DFS4 and REC are equal to 0.84 and 0.88 respectively.

In the tropical band (20°S-20°N) the spatial structure of the DJFM leading EOF in DFS4 shows southwestward wind anomalies restricted to the northern hemisphere and corresponding to reinforced trade winds. The spatial pattern is very similar in REC and spatially correlated at 0.77 while the temporal correlation coefficient between the associated time series is equal to 0.88. The JJAS first EOF corresponds in the northern basin to slackened trade winds and below 10°S to northwestward anomalies leading to equatorial convergence of the winds. The spatial patterns of REC and DFS4 are correlated at 0.77 and their associated principal components at 0.87. Note that the percentage of variance captured by the leading modes is significantly overestimated in

all cases in REC, except for the extratropics in winter where DFS4 and REC values are comparable.



**Figure 7.** First EOF of the DJFM and JJAS annual mean of extratropical and tropical wind at 10m (1979-2001). Left and center: DFS4 and REC spatial patterns with their respective percentage of explained variance indicated up right. Right: associated principal components in black for DFS4 and in red for REC. The coefficient correlation between the DFS4 and REC principal component is given at the bottom right corner.

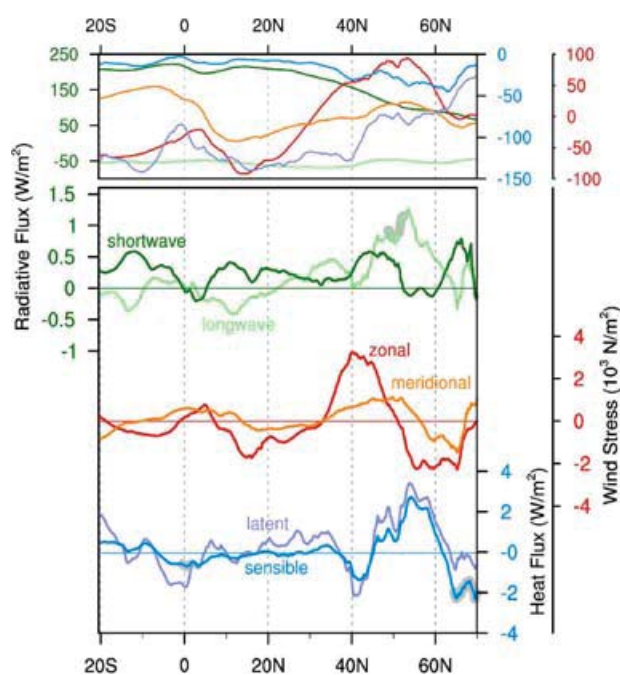
To conclude, the downscaling method is very skilful in reproducing a large number of characteristics of the sea surface atmospheric variables. Mean state, monthly mean annual cycle, daily variance and interannual variability are well captured. Nevertheless, the loss of interannual variance particularly in tropics and for T2 and Q2 represents the principal weakness of the method. The scheme presented here should be interpreted as a first attempt and poor skill in the tropics clearly deserves more investigation and probably some adaptations.

## 5. Application of reconstructed fields to force a high resolution ocean model

The two NATL4-DFS4 and NATL4-REC high resolution ocean simulations forced respectively by the original observed dataset DFS4 and by its reconstruction though statistical downscaling REC, are now compared in terms of mean and principal modes for interannual variability over 1979-2002. The aim of this work is not to validate the NATL4 model and discuss its skills, but only to validate the downscaling method comparing the NATL4-DFS4 and NATL4-REC experiments, that's why any comparison with oceanic observations will be showed.

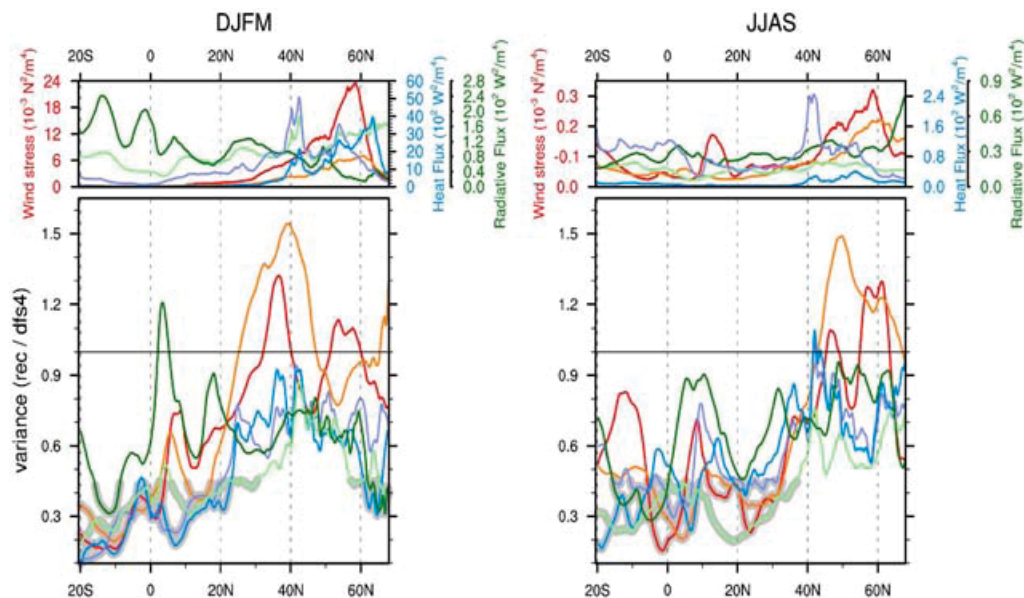
### 5.1 Mean state and variability of air-sea fluxes

NATL4 is forced by DFS4 and REC datasets and computes its own surface turbulent and momentum fluxes using traditional bulk formulae (Brodeau et al 2009). Similarly to Figure 2, Figure 8 presents the annual zonal means for all the DFS4 surface fluxes together with their difference with REC. As expected, based on the results above-described for surface variables, the reconstruction is excellent for the surface fluxes in terms of mean. NATL4-DFS4 and NATL4-REC momentum fluxes are virtually undistinguishable and the sole significant difference based on t-test statistics is found for sensible heat flux from 60°N northward. The 2 W/m<sup>2</sup> bias corresponds to a slight decrease of sea-ice cover in the Labrador Sea in NATL4-REC leading to space-limited but strongly enhanced heat loss from the ocean to the atmosphere (not shown). Figure 8 also confirms that radiative fluxes, and especially its shortwave component, are very well reconstructed in terms of mean. A positive and significant bias in the order of 5W/m<sup>2</sup> is found however for surface longwave radiation around 55°N corresponding to colder SST at the southeastern tip of Greenland in NATL4-REC. The origin of this regional underestimation for SST and associated fluxes might not be directly due to the downscaled forcing but rather be explained by internal oceanic dynamics, because the variability over that specific area is largely dominated by mesoscale chaotic eddies in NATL4.



**Figure 8.** Top: Annual zonal mean of shortwave and longwave fluxes (green), sensible and latent heat flux (blue) and zonal and meridional wind stress (red and orange) in the DFS4 run. Bottom: Difference of annual zonal mean between the REC experiment and the DFS4 for the same variables. The significant differences are represented in grey (T-test at 95%)

Differences between NATL4-DFS4 and NATL4-REC interannual variability are presented in Figure 9 for all the fluxes components for winter and summer boreal seasons treated separately. Most of the biases found for reconstructed surface variables can be tracked down in corresponding surface fluxes with fewer incidences through. Despite T2 and Q2 interannual variability are strongly underestimated, the ones for associated sensible and latent heat fluxes are better captured from 20°N northward where about 75% of the variance is retained in winter instead of 50% for T2. Again, discrepancies at higher latitude (north of 60°N) are associated with wintertime sea-ice changes in the Labrador Sea. The "recovery" of variance for turbulent fluxes compared to surface variables at midlatitudes holds in summertime provided the seasonal northward migration of the extratropical dynamics. Such a recovery can be explained in part by the correct representation of UV10 reconstructed surface wind (Fig. 2) that directly enters into the turbulent fluxes computation. In the tropics, about two third of the interannual variance is lost in winter for turbulent fluxes while this bias is clearly diminished in summertime where about 40% of the variance is captured in REC (much better than for T2/Q2). Although reduced, the underestimation of variance for T2 can find its bearing in the longwave component of the radiative fluxes especially in the tropics. The interannual variability of the shortwave radiative flux is relatively well preserved in NATL4-REC with an average level of 70% in both winter and summer seasons in the northern hemisphere. Maximum biases are found over the subtropical highs where low-level clouds that are tightly linked to local ocean temperature control a large



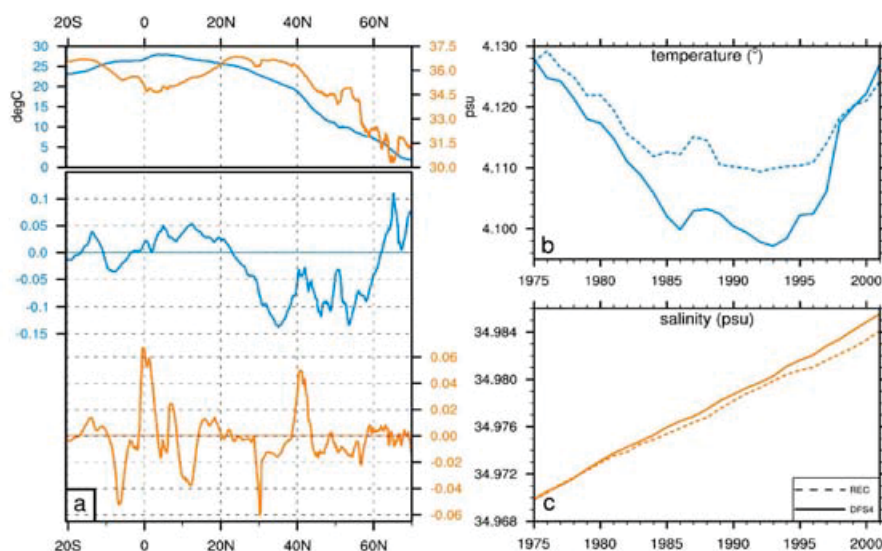
**Figure 9.** Top left: Zonal mean of the variance in DJFM for wind stress, heat fluxes and radiative fluxes from the DFS4 experiment. The color code is the same as Figure 8. Top Right: idem for JJAS. Bottom left: ratio of zonal mean variance of the REC run on the DFS4 one. This is for DJFM. Bottom right: idem for JJAS. The ratios where the difference of variance is significant are represented in grey (F-test at 90%).



part of the interannual shortwave variability. The interannual variability of zonal and meridional wind stress components is very close to the one for U10 and V10 respectively, despite a slight additional boost of variance for the meridional wind stress between 25° and 45°N in winter.

## 5.2 Validation of oceanic variables

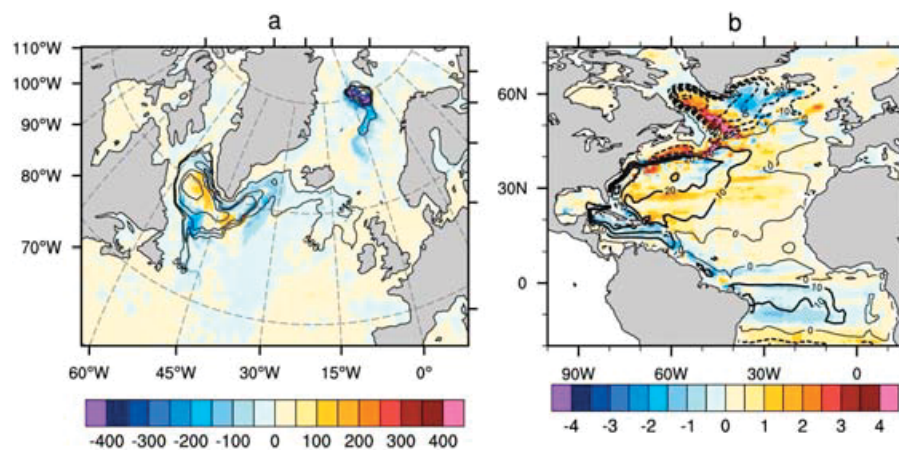
Figure 10a shows the annual zonal means for NATL4-DFS4 Sea Surface Temperature (SST) and salinity (SSS), together with their difference with NATL4-REC. As expected based on results from Figure 8 for surface fluxes, the agreement between the two simulations is excellent for both SST and SSS mean state and there is no statistical difference based on t-test at the 95% level of confidence. Locally, some isolated and very marginal grid points pass the test for some seasons leading on average to slightly cooler (warmer) conditions in NATL4-REC than NATL4-DFS4 between 20°N and 60°N (within the tropical band). The positive bias located north of 60°N is associated with diminished sea ice cover in the Labrador Sea. For SSS, peaks in difference are produced by very strong eddy activity in the mouth of the main rivers (Amazon river at the equator, Congo, Niger and Mississippi at 8°S, 10°N and 30°N respectively) and along the gulf stream (around 40°N). Recall that precipitation and river runoff are the same in both experiments suggesting that differences are mostly due to internal ocean dynamics and are not directly linked to the downscaled forcing.



**Figure 10.** *a) and b)* Global temperature and salinity evolution in the NATL4-DFS4 run (solid line) and in the NATL4-REC run (dashed line). *Top of c):* zonal mean state for surface temperature (blue line) and surface salinity (orange line) in the DFS4 run. *Bottom c):* zonal mean difference for temperature (blue) and salinity (orange) between the NATL4-REC and NATL4-DFS4 experiments. Differences are not significant (T-test at 95%)

Figure 10b and 10c show the time evolution of the 3-dimensional temperature and salinity integrated over the entire NATL4 basin. In NATL4-DFS4, a slight cooling ( $0.04^{\circ}\text{C}$  in 20 years) occurs until 1993 before a rapid warming. Similar behavior is found in NATL4-REC but trends are less pronounced; interestingly, NATL4-DFS4 and NATL4-REC catch up at the end of the simulation in 2002. The 3D-salinity changes are characterized in both simulations by a spurious trend that clearly overcomes any potential signal coming from the reconstructed forcing. This trend is associated with unbalanced water flux budget shared by both experiments.

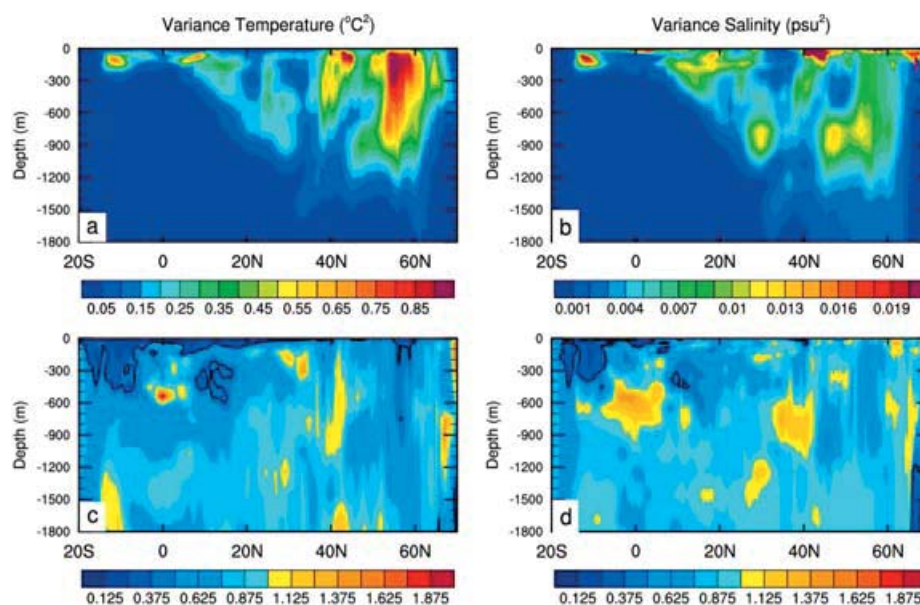
NATL4-DFS4 mixed layer depth (MLD) is presented for DJFM average over 1979-2002 as well as its difference with NATL4-REC (Figure 11a). Both experiments are able to capture the three main ocean convection areas where deep water forms: the Labrador Sea and the Nordic Seas where MLD reaches values as high as 2200m in both sites, and the Irminger Sea where convection is a bit shallower. NATL4-REC Labrador and Irminger sites are spatially contracted compared to NATL4-DFS4 and the central core in the Labrador is slightly deepened, but none of these biases are statistically significant based on t-statistics at the 95% level of confidence. The sole significant differences over the entire basin are found in the Nordic Sea where locally the deep convection activity is reduced by 25%. It is difficult to explain and comment the latter disparity, because this convection site is included in the northernmost buffer zone of NATL4.



**Figure 11.** a) Colors: difference of mean mixed layer depth (m) in DJFM between the NATL4-REC and NATL4-DFS4 experiments. In contours, the mean mixed layer depth (m) in DJFM in NATL4-DFS4 experiment (contours are 500m, 1000m, 1500m and 2000m). The maximum value is 2252m in the Labrador Sea. b) Colors: difference (in Sv) of annual barotropic stream function averaged over the 1979-2001 period, between NATL4-REC and NATL4-DFS4 simulations. Contours: Annual mean barotropic stream function in NATL4-DFS4 (-60 to 60 by 10 Sv). No significant difference (T-test at 95%).



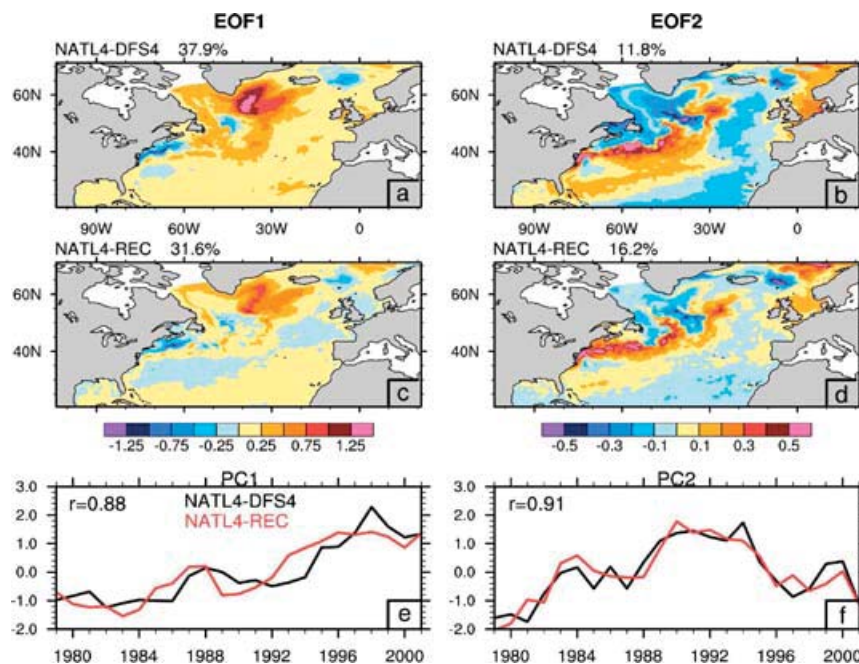
The large scale ocean mass transport is traditionally split into a horizontal gyre component and a meridional overturning circulation. The latter is equal to 15.5 Sv and 15.1 Sv in NATL4-DFS4 and NATL4-REC respectively, and differences are not statistically significant. The former is diagnosed via the barotropic streamfunction of the vertically integrated transport and displays a traditional double-gyre circulation of comparable intensity in NATL4-DFS4 (Figure 11b). The subtropical gyre in NATL4-REC is very close to the one in NATL4-DFS4 even if the tropical circulation feeding the midlatitude branch is slightly underestimated by about 10%. The subpolar gyre appears a bit “distorted” in NATL4-REC with stronger recirculation in the IrmingerSea while the western boundary Labrador Current appears to be less intense. Maximum differences are found off Newfoundland but are barely significant because this area is characterized by very strong mesoscale variability. We thus suspect that a large part of the NATL4-DFS4 and NATL4-REC discrepancies are not directly linked to the downscaled forcing but rather explained by internal model dynamics. In any case, the mean horizontal circulation structure is very well reproduced in NATL4-REC.



**Figure 12.** *a) and b)* Variance of the annual zonal mean temperature ( $^{\circ}\text{C}^2$ ) and salinity ( $\text{psu}^2$ ) in the NATL4-DFS4 simulation. *c) and d)* ratio of annual zonal mean variance of temperature and salinity between NATL4-REC and NATL4-DFS4. Contours indicate the 90% level of significance of F-test.

The interannual variability in NATL4-DFS4 and in NATL4-REC is examined for temperature and salinity from annual zonal means as a function of depth (Fig. 12). Two plumes of maximum variance are found in the extratropics: the midlatitude core around 40°N corresponds to strong vertical mixing along the mean position of the North Atlantic storm track and to the presence of

mesoscale eddies along the Gulf Stream path. The northernmost core is associated with strong interannual variability of deep water formation where convection occurs in the Labrador and Irminger Seas. The 3-dimensional extratropical interannual variability is very well captured in NATL4-REC and Fig. 12 confirms that the reduced variance in the upper-ocean due to underestimated variance in the downscaled forcing does not significantly penetrate at depth. In the tropics, the entire wind-driven subtropical cells seem however to be more impacted by slackened forcings. Significant underestimation of variance by about 75% extends down to 300-400m with respect to the equator and is particularly pronounced in the southern hemisphere both in temperature and salinity. Such a tropical bias is clearly related to lost variance in surface tropical wind and surface temperature in NATL4-REC. Note that the downscaled algorithm has been developed to optimally reproduce the Northern Hemisphere fluctuations and therefore can not pretend to fully represent the variability south of the Equator. Significant diminished variance for salinity is found at depth in the high latitude. The interpretation of this core is nevertheless subject to caution because it is located in the northernmost buffer zone of NATL4.



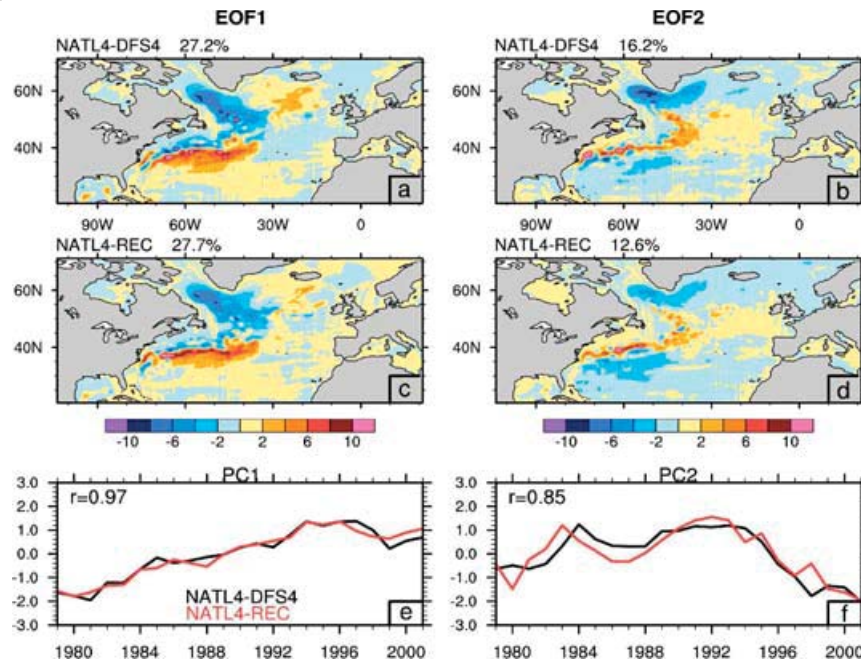
**Figure 13.** The first (left column) and second (right column) EOF of the annual sea surface temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ). (a) and (b) the spatial pattern of the first and second EOF in the NATL4-DFS4 simulation. (c) and (d) in the NATL4-REC simulation. The percentage of explained variance for each pattern is indicated up left. (e) and (f) the two first associated principal components for NATL4-DFS4 (in black) and for NATL4-REC (in red) simulations. The coefficient correlation between the NATL4-DFS4 and NATL4-REC principal components is given top left.

In the subsequent analyses, we use decomposition in Empirical Orthogonal Functions (EOF) to identify the spatial structure and the temporal behavior of the dominant modes of interannual variability in the North Atlantic. A traditional cosine weighting as a function of latitude is applied to annual averaged field and we limit our comparison to the two leading EOFs in NATL4-DFS4 and NATL4-REC. For SST, those accounts for about 50% of the total variance in both experiments and are displayed in Figure 10, together with their normalized principal components (PC). The first eigen vector is characterized in NATL4-DFS4 by a global warming of the North Atlantic with maximum loading at the southern tip of Greenland (Figure 13a). Isolated cooling occurs at the northern edge of the Gulf Stream as well as in the Norwegian Sea, but those areas stay marginal. This mode could be interpreted either as a trend or as a shift around 1994-1995 between two mean SST states associated with the two phases of the so-called Atlantic Multidecadal Oscillation (Knight et al., 2005). The dominant mode of NATL4-DFS4 is well captured in NATL4-REC although the explained variance and SST anomalies of the reconstructed pattern are slightly weaker. The spatial correlation between NATL4-REC and NATL4-DFS4 maps is equal to 0.81 and their PCs are correlated at 0.88.

EOF2 is characterized in NATL4-DFS4 by a tripole structure (Figure 13b): subtropical and high latitudes SST, especially in the Labrador Sea, are cold while midlatitudes SST, especially along the Gulf Stream and over the extreme Northeastern basin, are concurrently warmer. This mode can be interpreted as the surface ocean response to NAO forcings (e.g. Cayan 1992): its PC is correlated at 0.65 with the annual NAO index estimated from ERA40 sea level pressure. NATL4-REC EOF2 bears a strong resemblance to NATL4-DFS4 both in terms of spatial structure (maps correlated at 0.74) and temporal variability (PC correlated at 0.91). Note that EOF2 explained variance is slightly greater in NATL4-REC than in NATL4-DFS4, and that SST anomalies are slightly weaker consistently with the underestimated variance of the reconstructed fields at low frequency as reported in section 4.

The two leading EOF for annual barotropic streamfunction displayed in Figure 14 are also very similar between NATL4-DFS4 and NATL4-REC. The first eigen mode is characterized by a spin up of the subpolar gyre concomitant with a strengthening of the Gulf Stream up to 1996-1997. Spatial correlation between NATL4-DFS4 and NATL4-REC EOF1 maps is equal to 0.88 and reaches 0.97 for their time series; their explained variance is comparable. EOF2 mostly captures the meridional displacement of the Gulf Stream and the variability in the inter gyre circulation. Time series suggest a strong correlation between EOF2 and the NAO index, positive NAO being associated with the northward expansion of the subtropical gyre (Curry and McCartney, 2001) and the intensification/contraction of the northernmost part of the subpolar gyre. Those fluctuations can be tracked down in the MLD variability as featured by the leading EOF of winter MLD displayed in Figure 15 for NATL4-DFS4 and NATL4-REC. Enhanced convection in the Labrador and Irminger Seas occurs in the mid-80's and early 90's while it is diminished in

the Nordic Seas, before a clear reversal from 1996 onwards. The first EOF captures more than half of the total variance in both NATL4-DFS4 and NATL4-REC. The spatial correlation between the two experiments EOF is equal to 0.93 and the temporal correlation between their PC reaches 0.65.



**Figure 14.** Same as Fig. 13 but for the annual barotropic stream function ( $S_v$ ).

The ability of the downscaling method to reproduce the dominant modes of variability at interannual timescale in the tropics is now evaluated based on the EOF decomposition of the annual mean tropical SST simulated in either NATL4-DFS4 or NATL4-REC. The leading EOF of NATL4-DFS4 is characterized by a basin wide signal with maximum loading along the equator and the African coast; it represents about half of the explained variance (Fig 16a). This mode can be interpreted as the tropical signature of the AMO as suggested by the very strong correlation (0.86) between its principal component and the annual mean AMO index (<http://www.cdc.noaa.gov/Correlation/amon.us.long.data>). This mode is not captured by the downscaling method. The leading EOF mode in NATL4-REC is characterized by a dipole between the northern and southern tropical basin with respect to the mean position of the Inter Tropical Convergence Zone. The latter is often referred to as the interhemispheric mode that dominates the tropical climate fluctuations at interannual timescale (e.g. Ruiz-Barradas et al 2000). This mode corresponds to the second EOF of NATL4-DFS4 as shown in Figure 16b; the spatial correlation between NATL4-DFS4 EOF2 and NATL4-REC EOF1 is equal to 0.8 and their respective principal components are correlated at 0.63. Figure 16 provides evidence that the downscaling scheme is able to capture a large part of the interannual variability but is deficient in reproducing the very low frequency oceanic signals such as the AMO. Such a failure can be



attributed to the weak coupling between the daily atmospheric circulation upon which the downscaling algorithm is based, and the tropical imprint of the AMO.

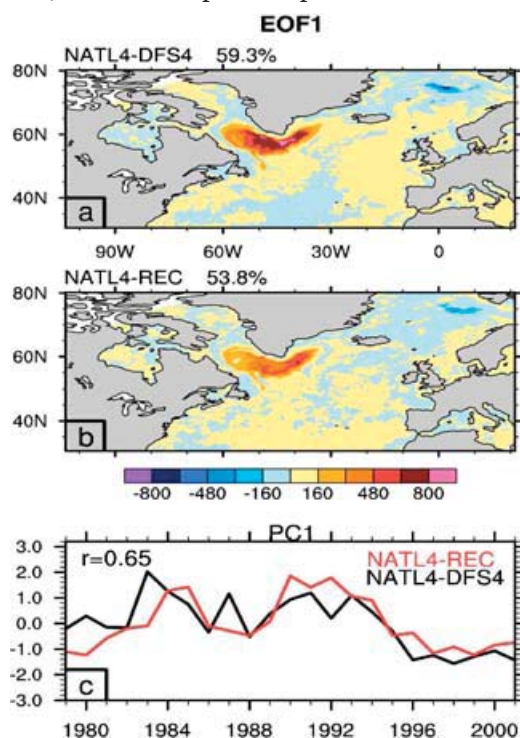


Figure 15. Same as Fig. 13 but for the first EOF of the DJFM mixed layer depth (m).

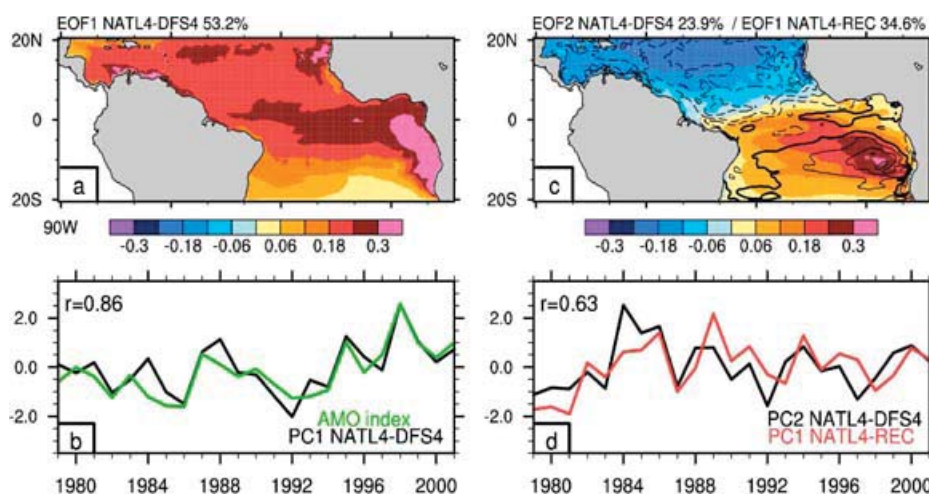


Figure 16. a) Spatial pattern of the leading EOF of the annual mean NATL4-DFS4 SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) and b) the principal component PC1 (black line). The standardized AMO index (green line) is superimposed and their coefficient correlation is indicated top left. c) Spatial pattern of the second EOF of the annual NATL4-DFS4 SST ( $^{\circ}\text{C}$ , in colors) and the leading EOF of the annual NATL4-REC SST ( $^{\circ}\text{C}$ , in contours). d) PC2 of NATL4-DFS4 (black line), PC1 of NATL4-REC (red line) and their coefficient correlation given at the top left corner.

## 6. Conclusion and perspectives

A novel statistical downscaling method has been developed to reconstruct atmospheric surface variables over the North Atlantic region to be ultimately used as forcing for high resolution ocean models. In a companion paper (Part I), we characterized the links between the large scale atmospheric circulation structures and the surface ocean conditions. We demonstrated that the decomposition of the atmospheric circulation into weather regimes over the North Atlantic-Europe region and into wind classes over the Tropical Atlantic based on a weather-typing method, is relevant to derive basin-wide changes of surface atmospheric variables. A statistical relationship based on multiple linear regressions is built between the distances to the extratropical+tropical predictors and the observed surface wind conditions over a so-called learning period. The transfer function is then used to reconstruct surface variables fields over 1958-2002. Winter and summer seasons are treated separately. The performance of the statistical downscaling method is validated in two steps. First we compare the reconstructed surface variables REC with the reference dataset DFS4. Second, we carry out two numerical experiments using the NATL4 high resolution ocean model where we prescribe either REC or DFS4 as atmospheric forcings. The analyses of the twin experiments allow us to evaluate the downscaling method upon the ocean mean state and low frequency variability. Emphasis is laid on the necessary modifications which were introduced here compared to traditional downscaling schemes. Indeed, we have to deal with the large size of the considered domain (combination of the tropical and extratropical dynamics) and the fact that several variables must be reconstructed at once i.e., by conserving their spatial and temporal coherence. We have chosen to treat the surface wind field as the primary variable to be reconstructed and to derive the others parameters (T2, Q2, radiation) from the latter.

A detailed description of the statistical downscaling method is first provided. We conclude that:

- the downscaling scheme is able to perfectly reproduce the mean state of the surface variables .
- the daily variance of the forcing fields is very well captured.
- the monthly mean annual cycle is quasi perfectly respected for the wind field without any assumptions. Recall that the seasonal cycle is prescribed for the other variables.
- the interannual fluctuations of the wind is correctly reconstructed and as well as the main modes of variability. Analyses based on EOF decomposition provide evidence that the downscaling algorithm is skilful in retaining the spatial and temporal coherence of the forcing fields at interannual timescale. Deficiencies are found in the level of variance that is largely underestimated in the interannual frequency band especially in the tropics for 2-meter temperature and humidity as well as for radiative fluxes. Such a bias is more pronounced in the summertime season.



In the second validation step, we analyze air-fluxes from the two NATL4 experiments. Mean states between the twin experiments are virtually undistinguishable both in terms of surface fluxes and ocean dynamics estimated by the barotropic and the meridional overturning streamfunctions. There is therefore no bias in the global evolution of 3 dimensional temperature and salinity and in the position of the deep convection sites. The 3-dimensional variance of the simulated ocean is well preserved at interannual timescale both for temperature and salinity except in the tropics; note that the biases in terms of fluxes are attenuated compared to the atmospheric forcing variables. The main extratropical modes of variability assessed through EOF are very similar in NATL4-REC and NATL4-DFS4 both in terms of spatial structure and temporal evolution for SST, barotropic streamfunction and mixed layer depth showing the ability of the downscaling method to capture a large part of the interannual variability. The same limits regarding the underestimation of the low frequency variance for the forcing fields can be tracked down in the ocean simulation within the tropical band. Note that NATL4-REC does not capture the leading EOF mode of SST representing the AMO.

The results validated here for present climate are very promising for downscaling applications in future climate scenarios. Reconstructing atmospheric datasets provide an alternative to overcome the biases in surface fluxes generally simulated in coupled models but also their lack of high-resolution that could be crucial for some specific processes (deep convection, eddy activity etc.). The main limit of such a downscaling scheme for future climate investigations is associated with the "forced" experimental protocol while it is strongly suspected that some mechanisms at work in climate change partly results from ocean-atmosphere coupling. The downscaling scheme is however particularly relevant for coastal studies using higher resolution regional ocean model over a more limited area. Finally, another interesting perspective could be to apply the downscaling method to daily atmospheric fields from operational monthly forecast to force a very high resolution model for ocean operational forecasts at shorter timescales. The statistical-dynamical downscaling scheme presented here appears indeed as an efficient and promising tool to infer small scale oceanic changes (in particular those related to the wind-driven circulation) due to modifications in the large-scale atmospheric circulation.

Acknowledgments: The authors are very grateful to Julien Boé for very simulating discussions. We thank Eric Maisonnave for his assistance. Laurent Brodeau and Jean-Marc Molines are gratefully acknowledged for the use of the DFS4 forcing dataset developed at MEOM-LEGI, Grenoble. The figures were produced with the NCL software developed at NCAR. The simulations were performed at the computing center of Météo-France, Toulouse. This work was supported by CERFACS, CNRS, Mercator-Ocean via the DESAGO project and by the European Community via the sixth framework ENSEMBLES project under Contract GOCE-CT-2003-505539.

## References

- Arakawa A and Lamb PJ (1980) A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Monthly Weather Review*, 109, 18-36.
- Barnier B et al. (2006) Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution. *Ocean Dynamics*, DOI: 10.1007/s10236-006-0082-1.
- Blanke B and Delecluse P (1993) Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics. *J Phys Oceanogr*, 23, 1363-1388.
- Boé J, Terray L, Habets F and Martin E (2006) A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J Geophys Res*, 111, D23106.
- Brandefelt J and Körnich H (2008) Northern Hemisphere stationary waves in future climate projections. *J. Clim.* 21:6341-6353
- Brodeau L, Barnier B, Penduff T, Treguier AM and Gulev SK (2009) An ERA40 based atmospheric forcing for global oceanic circulation models. Submitted to *Ocean Modelling*.
- Cassou C, Minvielle M, Terray L and Perigaud C (2009) A statistical-dynamical scheme for ocean downscaling in the Atlantic. Part I: Weather regimes as predictors for surface ocean variables. *Clim Dyn*, submitted
- Cayan DR (1992) Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: driving the sea surface temperature. *J. Phys.Oceanogr.*, 22, 859-881
- Christensen JH and Coauthors (2007) Regional climate projections. In: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*, S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 847-940
- Christiansen B (2007) Atmospheric circulation regimes: can cluster analysis provide the number? *J. Clim.* 20:2229-2250
- Curry RG and McCartney MS (2001) Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation. *J Phys Oceanogr*, 31, 3374-3400.
- Drakkar Group (2007) Eddy-permitting ocean circulation windcasts of past decades, CLIVAR Exchanges 12, International CLIVAR project office, Southampton, UK, 8-10
- Fichefet T and Morales Maqueda MA (1999) Modelling the influence of snow accumulation and snow ice formation on the seasonal cycle of the Antarctic sea-ice cover. *Clim Dyn* 15:251-268
- Frankignoul C, Kestenare E, Botzet M, Carril AF, Drange H, Pardaens A, Terray L and Sutton R (2004) An intercomparison between the surface heat flux feedback in five coupled models, COADS and the NCEP reanalysis. *Clim Dyn* 22:373-388
- Girton JB and Sanford TB (2003) Descent and modification of the overflow plume in the Denmark Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1351-1364
- Heyen H, Zorita E and von Storch H (1996) Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus A* 48:312-323
- Knight JR, Allan RJ, Folland CK, Vellinga M and Mann ME (2005) A signature of persistent natural thermohaline circulation. *Geophys Res Lett* 32, L20708, doi:10.1029/2005GL024233
- Large WG and Yeager SG (2004) Diurnal to Decadal Global Forcing For Ocean and Sea-Ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies. NCAR Technical Note

Levitus S, Boyer TP, Conkright ME, O'Brien T, Antonov J, Stephens C, Stathoplos L, Johnson D, Gelfield R (1998) World Ocean Database 1998, No. 18 in NOAA Atlas NESDIS, US Department of Commerce.

Lévy M, Estublier A and Madec G (2001) Choice of an advection scheme for biogeochemical models. *Geophys Res Lett* 28, 3725-3728.

Madec G (2008) NEMO reference manual, ocean dynamics component : NEMO-OPA. Preliminary version. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27 ISSN No 1288-1619

Najac J, Boé J, Terray L (2008) A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Clim Dyn*, DOI:10.1007/s00382-008-0440-4.

Randall DA and Coauthors (2007) Climate models and their evaluation. In: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*, S. Salomon et al., Eds., Cambridge University Press, 589-662

Roberts MJ, Banks H, Gedney N, Gregory J, Hill R, Mullerworth S, Pardaens A, Rickard G, Thorpe R and Wood R (2004) Impact of an Eddy-Permitting Ocean Resolution on Control and Climate Change Simulations with a Global Coupled GCM. *J Clim*, 17(1), 3-20.

Roullet G and Madec G (2000) Salt conservation, free surface and varying volume: a new formulation for ocean GCMs. *J Geophys Res - Oceans*, 105, 23,927-923,942.

Ruiz-Barradas A, Carton JA and Nigam S (2000) Structure of Interannual-to-Decadal Climate Variability in the Tropical Atlantic Sector. *J Clim*, 13(18), 3285-3297.

Taylor KE (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in single diagram. *J Geophys Res* 106:D7. doi:10.1029/2000JA002008

Uppala SM and Coauthors (2005) The ERA40 re-analysis. *Quart J Roy Meteor Soc* 131:2961-3012

Von Storch H and FW Zwiers (1999) *Statistical Analysis in climate research*. Cambridge University Press, 484pp

Zhang YC, Rossow WB, Lacis AA, Oinas V and Mishchenko MI (2004) Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J Geophys Res* 109

## 3.2 Compléments de validation du forçage atmosphérique reconstruit REC

La validation du forçage reconstruit (REC) étant assez brève dans l'article précédent, nous rajoutons ici des éléments supplémentaires visant à la compléter. Pour rappel, les variables de surface de référence utilisées pour mettre au point notre méthode sont issues du jeu de données DFS4 (Brodeau et al. 2009 pour plus de précision), précédemment décrit dans l'article. Les analyses présentées ici seront faites sur l'ensemble de la période d'étude 1958-2002, contrairement à l'article dans lequel les contraintes de temps de calcul avaient limité notre simulation océanique NATL4 à la période 1975-2001.

Pour les champs de rayonnement, les compléments de validation se feront sur la période 1984-2002. En effet, le jeu DFS4 est constitué d'observations satellites journalières de rayonnement seulement à partir de 1984, avant quoi il est constitué des climatologies journalières calculées sur la période d'observation. Dans notre méthode, nous n'utilisons donc que la période 1984-2002 pour reconstruire les champs de rayonnement.

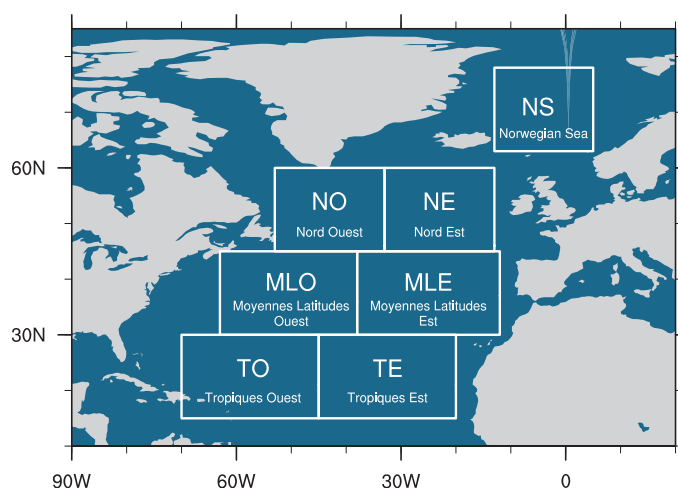


FIG. 3.1: Différentes boîtes sur l'Océan Atlantique qui seront utilisées par la suite.

De manière à rendre la validation du forçage complète et concise à la fois, nous avons défini plusieurs boîtes sur l'océan atlantique (figure 3.1) que nous utiliserons à différentes reprises dans le reste du manuscrit. Le vent à 10m qui est la variable à laquelle la méthode de désagrégation régimes/analogues est appliquée sera plus particulièrement regardé. Nous noterons T2 la température à 2m, Q2 l'humidité spécifique à 2m, SW le rayonnement solaire et LW le rayonnement infrarouge.

### 3.2.1 Etat moyen

Il a été montré que sur la période 1975-2001, les différences d'état moyen entre les champs reconstruits et les observations n'étaient pas significatives. Bien que considérant ici la période en-

rière 1958-2001, les résultats sont sensiblement les mêmes que ceux présentés dans l'article. Les différences sont beaucoup plus faibles en considérant la période entière et deviennent presque inexistantes aux tropiques. Notons tout de même quelques biais moyens qui bien que ne franchissant pas le seuil de significativité semblent plus robustes et persistent sur l'ensemble de la période :

- considérant la composante zonale du vent, les vents d'ouest compris entre 30°N et 60°N sont les plus touchés par les différences. Ils sont surestimés dans REC jusqu'à 50°N (surestimation maximale de 0.25m/s sur le bord ouest du bassin, près des côtes américaines), puis sous-estimés au-delà (sous-estimation maximale de 0.2 m/s en mer du Labrador).
- la composante méridienne montre une intensification des vents de sud autour de 50°N, maximum au large de la Nouvelle-Ecosse et s'étendant jusqu'à l'Europe, ainsi qu'une surestimation des vents de nord aux plus hautes latitudes.
- on retiendra pour la température de surface, une température légèrement trop chaude sur l'ouest de la bande 50°N-60°N dans REC.
- on trouve un excès d'humidité dans REC à l'endroit du biais chaud. Mais les différences sur le bassin ne dépassent que rarement 1% de l'humidité moyenne dans DFS4.

Nous complétons ici la validation de notre jeu de forçage reconstruit avec la figure 3.2, montrant les différences d'état moyen de rayonnement solaire et rayonnement infrarouge reconstruits par rapport à ceux de DFS4. Ces différences n'excèdent pas 1.5 W/m<sup>2</sup> et ne dépassent

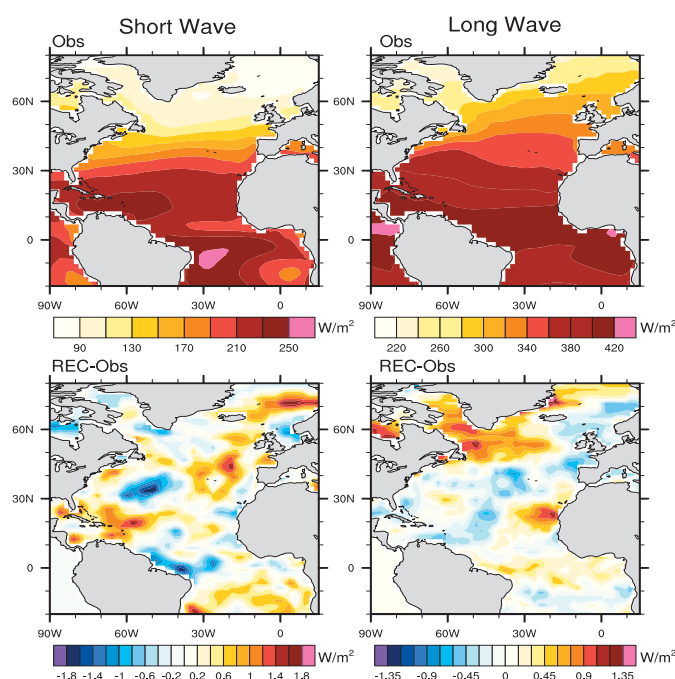


FIG. 3.2: En haut, état moyen du rayonnement solaire (à gauche) et du rayonnement infrarouge (à droite) sur la période 1984-2001 provenant du jeu de données DFS4. En bas, différence entre d'état moyen entre le rayonnement solaire et infrarouge reconstruits et le jeu DFS4 de référence sur la même période.

jamais le seuil de significativité fixé à 95%. Elles ne montrent pas de structures cohérentes et grande échelle, excepté en mer du Labrador pour le rayonnement infrarouge qui y est surestimé, bien que l'erreur soit faible et reste non significative. Ceci est cohérent avec l'anomalie positive de température de surface constatée autour de 50°N. En conclusion, notre méthode de désagrégation, basée sur une combinaison des régimes de temps et analogues pour le vent de surface, permet d'obtenir un forçage reconstruit dont l'état moyen est très correctement représenté, sans erreurs significatives, quelle que soit la variable considérée.

### 3.2.2 Variabilité journalière

La perspective principale d'une telle méthode de désagrégation se plaçant dans un contexte climatique, l'accent a été mis dans l'article sur la validation de la variabilité interannuelle de notre forçage. Nous proposons ici quelques analyses supplémentaires visant à valider les variables atmosphériques de surface reconstruites à l'échelle de temps journalière.

La distribution moyenne du vent zonal, méridien et du module du vent est représentée sur la Figure 3.3 pour chacune des sept boîtes atlantiques définies précédemment pour les saisons d'hiver et d'été, à la fois pour le vent REC et DFS4. On y voit clairement que l'intensité moyenne du vent ainsi que sa variabilité journalière sont parfaitement capturées dans la reconstruction, et cela quelle que soit la saison.

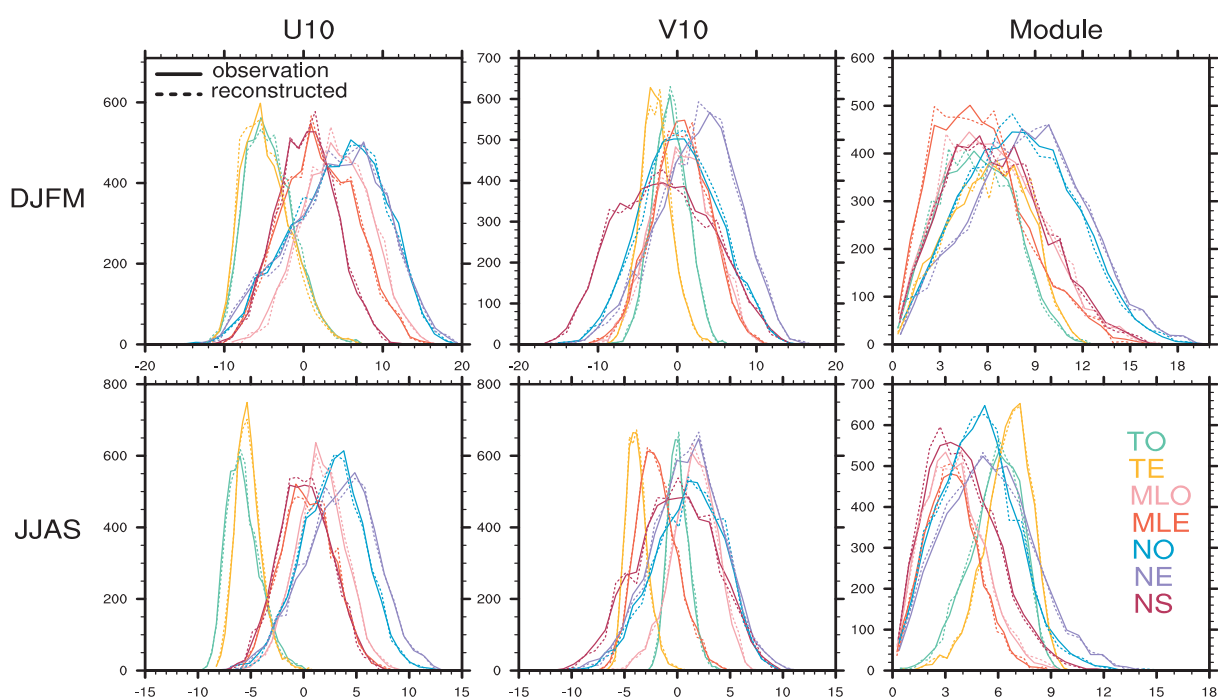


FIG. 3.3: Fonctions de densité de probabilité (exprimées en nombres de jours) de la composante zonale, méridienne et du module du vent à 10m pour les différentes boîtes atlantiques sur la période 1958-2001. En haut pour la saison d'hiver DJFM, en bas pour JJAS. En trait plein pour le vent DFS4, en pointillés pour le vent reconstruit.



Les propriétés à l'échelle de temps journalière du jeu de forçage REC sont estimées maintenant à l'aide d'un diagramme de Taylor (Taylor 2001, Figure 3.4). Ce type de diagramme permet d'obtenir une vision concise des caractéristiques journalières de l'ensemble des variables de surface reconstruites en estimant leur corrélation et leur écart-type par rapport aux variables de référence DFS4. Chaque variable est représentée par une couleur différente, pour les sept boîtes atlantiques auxquelles sont associés des numéros. Les points représentent le vent zonal et méridien reconstruits, ainsi que les anomalies journalières reconstruites de température, d'humidité, de rayonnement solaire et de rayonnement infrarouge. Les croix représentent quant à elles T2, Q2, SW et LW une fois leur climatologie journalière rajoutée aux anomalies reconstruites. Trois diagrammes sont représentés, pour DJFM, JJAS et pour l'ensemble des jours, sur la période 1958-2002 pour U10, V10, T2 et Q2 et sur la période 1984-2002 pour les champs de rayonnement.

Ces trois diagrammes montrent que la variance journalière de l'ensemble des variables de surface est très bien reproduite, puisque la majorité des points est située sur l'arc de cercle correspondant à un ratio d'écart-type égal à 1. Ceci est vrai en DJFM, JJAS comme en annuel, et quelle que soit la boîte atlantique considérée. Regardons maintenant la corrélation entre les champs reconstruits et les champs DFS4, en ne considérant dans un premier temps que les variables directement issues du processus de désagrégation, U10, V10, et les anomalies de T2, Q2, SW et LW, représentées par les points. Le vent zonal est le champ qui en hiver présente les corrélations les plus élevées, atteignant 0.7. Les corrélations sont plus faibles pour le vent méridien. On note que pour le vent, les corrélations sont généralement meilleures pour les boîtes les plus au nord. Pour les quatre autres variables, cette corrélation est globalement assez faible, quelle que soit la saison considérée. Pour les anomalies de T2 et Q2, les corrélations sont un peu plus fortes en DJFM qu'en JJAS, comprises entre 0.1 et 0.5. Quant aux anomalies de rayonnement, la corrélation est toujours extrêmement faible et comprise entre 0 et 0.2.

La particularité de la méthode de désagrégation développée dans cette thèse par rapport aux études de descente d'échelle classiques est le grand domaine spatial sur lequel elle est construite. Il apparaît donc difficile sur un domaine de cette taille de pouvoir conserver une bonne cohérence temporelle journalière sur l'ensemble des points de grille, et les résultats précédents ne sont pas très étonnants. Il faut rappeler que dans la méthode, il arrive que pour la reconstruction d'un jour de vent de Janvier, le jour analogue choisit soit un jour de Mars. Cela n'est pas problématique pour le vent, qui peut connaître des états similaires en Janvier ou en Mars. Cependant, les autres variables de surface que nous cherchons à reconstruire, T2, Q2, SW et LW, possèdent un cycle saisonnier et intra-saisonnier bien plus marqués. La variance des leurs anomalies journalières est extrêmement faible comparée à la variance totale, largement dominée par le cycle saisonnier. Ainsi, pour la température par exemple, il y a une grande différence entre une température d'un jour de Mars et d'un jour de Janvier. Nous avons donc fait le choix de ne reconstruire que les anomalies auxquelles nous rajoutons la climatologie journalière du jour analogue. Ainsi, si l'on regarde ces variables une fois leur climatologie journalière rajoutée, c'est à dire une fois

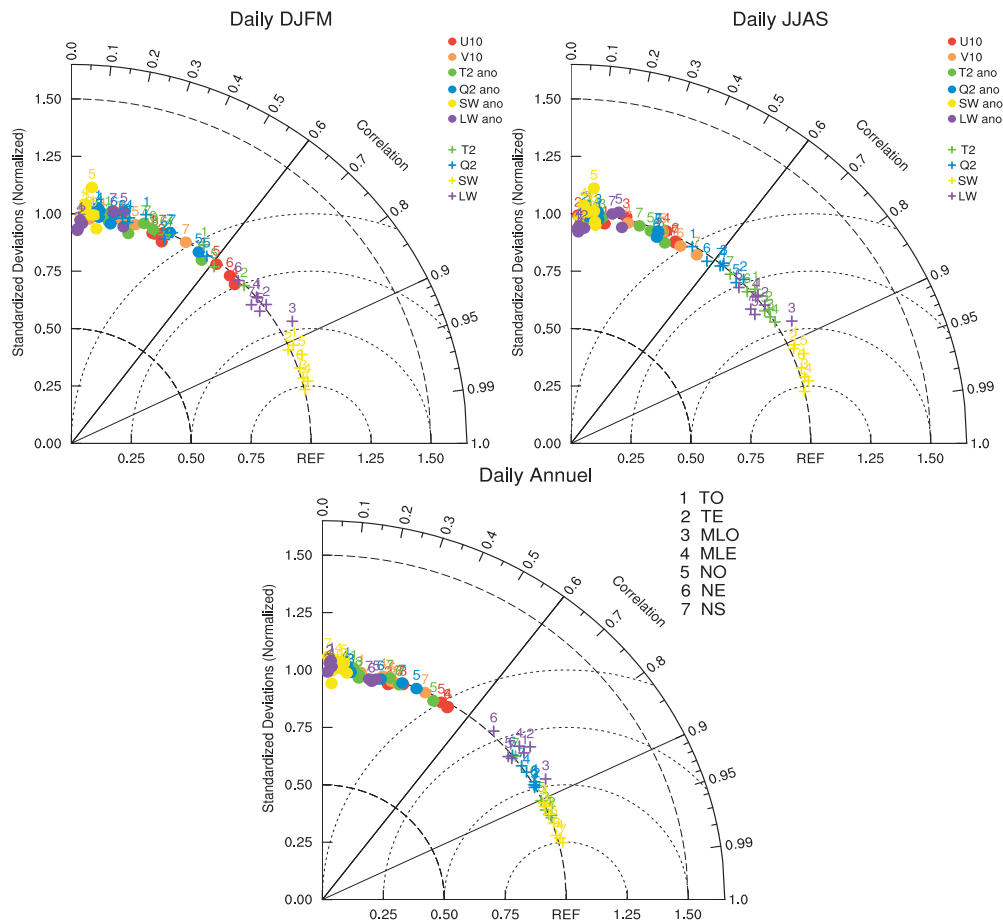


FIG. 3.4: Diagramme de Taylor pour les valeurs journalières des 6 variables de surface reconstruites représentées par des couleurs différentes sur les sept boîtes atlantiques (numéro de 1 à 7), en DJFM, JJAS et en annuel. Les points représentent U10, V10 reconstruits ainsi que les anomalies journalières reconstruites de T2, Q2, SW et LW. Les croix sont associées à T2, Q2, SW et LW une fois la climatologie journalière de référence ajoutée aux anomalies reconstruites. La période considérée est 1958-2002 excepté pour SW et LW où elle est 1984-2001. Les axes horizontal et vertical représentent le ratio de l'écart-type journalier du champ reconstruit sur celui de référence (DFS4). L'axe radial correspond à la corrélation entre le champ reconstruit et de référence.

leur cycle saisonnier rajouté (croix sur les diagrammes), on se rend compte que la corrélation journalière est nettement plus forte. Cela est particulièrement visible sur le diagramme où tous les jours de l'année sont représentés, montrant ainsi l'importance du cycle saisonnier qui domine pour ces quatre variables. C'est également le cas en hiver et en été, montrant également l'importance du cycle intra-saisonnier. Le rayonnement solaire présente ainsi des corrélations toujours supérieures à 0.9 et le rayonnement infrarouge comprises entre 0.6 et 0.9.

En conclusion, la méthode capture bien l'intensité de la variabilité journalière pour l'ensemble des variables, cela parce-que nous prescrivons le cycle saisonnier pour T2, Q2, SW et LW. Sans cela, il était impossible, étant donné la taille du domaine d'étude et l'intensité du cycle saisonnier, de conserver une cohérence temporelle correcte mis à part pour le vent.

### 3.2.3 Cycle saisonnier

Dans notre méthode, nous reconstruisons les anomalies journalières de T2, Q2, SW et LW, auxquelles nous ajoutons la climatologie journalière calculée sur la période 1958-2002 des données DFS4. Le cycle saisonnier de ces variables est donc par construction parfaitement conservé.

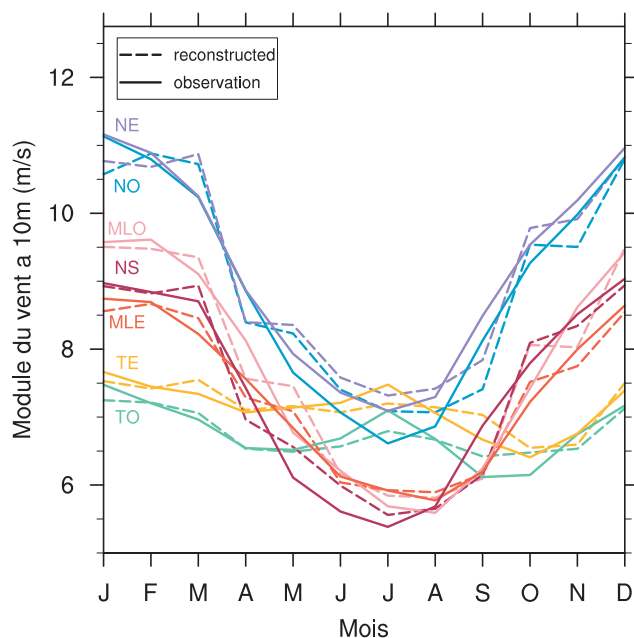


FIG. 3.5: Moyennes mensuelles du module du vent à 10m moyenné sur les sept boîtes atlantiques sur la période 1958-2002. Les traits pleins représentent le vent DFS4 et les tiretés le vent reconstruit.

En revanche, il n'est pas acquis que le cycle saisonnier du vent le soit puisque celui-ci n'est pas prescrit. La Figure 3.5 nous permet de vérifier qu'il est bien capturé. On y voit les moyennes mensuelles du module du vent à 10m moyenné sur nos boîtes atlantiques représentées par des couleurs différentes, pour DFS4 (trait plein) et REC (trait pointillé). Pour les deux boîtes tropicales (TO et TE), bien que d'amplitude soit un peu plus faible, le cycle saisonnier du vent reconstruit se projette tout à fait sur celui du vent observé, avec un cycle saisonnier faible, et des vents très légèrement plus forts en hiver. Le cycle saisonnier est également très correctement représenté sur les autres boîtes. Le vent y est plus faible en été et maximum en hiver. L'amplitude de ce cycle saisonnier bien marqué aux moyennes et hautes latitudes est très bien reproduite.

### 3.2.4 Variabilité interannuelle

Quelques éléments de validation du forçage REC à l'échelle interannuelle ont déjà été donnés dans l'article, et nous présentons ici quelques analyses supplémentaires. Nous avons utilisé la même représentation en diagramme de Taylor que précédemment, avec cette fois-ci les moyennes saisonnières (DJFM et JJAS) de nos variables de surface pour chacune des boîtes atlantiques, sur la période 1958-2002 et 1984-2002 pour les champs de rayonnement.

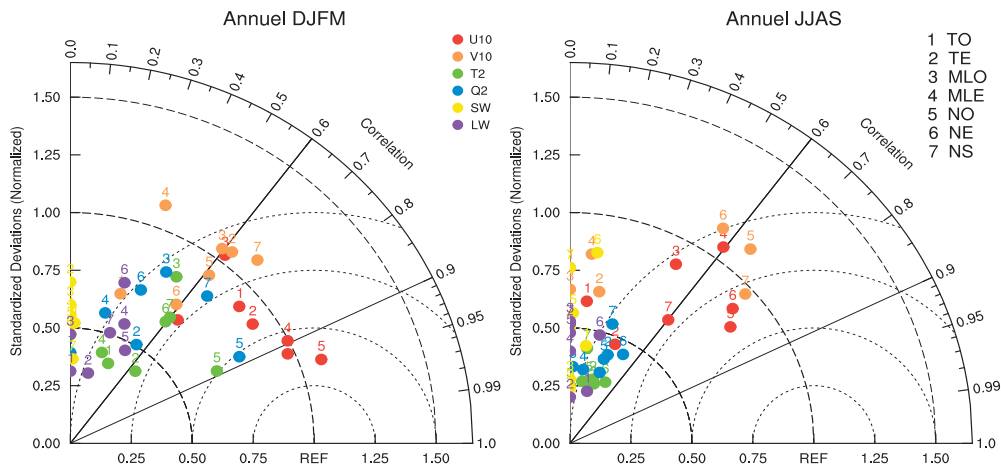


FIG. 3.6: Diagramme de Taylor pour les moyennes saisonnières des 6 variables de surface reconstruites représentées par des couleurs différentes sur les sept boîtes atlantiques (numéro de 1 à 7), en DJFM et en JJAS. La période considérée est 1958-2002 excepté pour SW et LW où elle est 1984-2001. Les axes horizontal et vertical représentent le ratio de l'écart-type journalier du champ reconstruit sur celui de référence (DFS4). L'axe radial correspond à la corrélation entre le champ reconstruit et de référence.

• **Variance interannuelle**

La première chose que l'on constate est une variance bien mieux capturée en hiver, comme déjà évoqué dans l'article, notamment sur les boîtes les plus au nord (NO, NE et NS) où le ratio atteint des valeurs de 0.8. Le vent de surface est la variable qui présente dans REC une variance la plus proche de celle de DFS4. Il ne présente pas ce biais systématique de sous-estimation de la variance, dont nous avons déjà parlé et dont souffrent les autres variables. Ceci n'est pas très étonnant, puisque le vent est la variable à laquelle la méthode est appliquée, et il est donc par conséquent évident qu'elle sera mieux reconstruite que les autres. En hiver, ce ratio est pour presque toutes les boîtes compris entre 0.75 et 1.1. Le ratio des écart-types est plus faible en été, surtout pour les boîtes tropicales TO et TE, mais reste globalement compris entre 0.6 et 1.2. Concernant T2, Q2, SW et LW, la perte de variance à l'échelle interannuelle est importante et particulièrement marquée en été, les écart-types étant entre 2 et 5 fois inférieurs à ceux des champs DFS4.

• **Corrélation interannuelle**

En ce qui concerne la corrélation à l'échelle interannuelle, il est intéressant tout d'abord de noter qu'elle est globalement plus importante qu'à l'échelle journalière (Figure 3.4). Les corrélations sont généralement bien plus fortes en hiver qu'en été, mettant en évidence des performances de la méthode meilleures en DJFM. Ceci est en accord avec des régimes de temps plus discriminants pour la surface en hiver, comme cela a été montré dans le chapitre 2. En DJFM, les champs REC présentent une bonne cohérence temporelle à l'échelle interannuelle avec DFS4, puisque les corrélations sont comprises entre 0.3 et 0.9 pour T2 et Q2, principalement autour de 0.6 pour V10 et toujours supérieures à 0.6 pour le vent zonal, atteignant même 0.9 sur les boîtes

plus au nord. En été, les corrélations sont plus faibles et rarement supérieures à 0.4 pour T2 et Q2. Pour le vent, elles sont faibles sur les boîtes tropicales et moyennes latitudes, mais élevées et souvent supérieures à 0.6 sur les boîtes les plus au nord (NO, NE, et NS). Les deux variables radiatives, SW et LW, présentent des corrélations particulièrement faibles. Hiver comme été, les corrélations dépassent rarement 0.3 et avoisinent souvent 0.

• **Principaux modes de variabilité**

Une autre manière d'estimer comment la variabilité interannuelle de DFS4 est capturée dans REC est de comparer leurs principaux modes de variabilité. Pour cela, la première EOF de vent de surface aux extratropiques est représentée sur la Figure 3.7 pour DJFM et JJAS pour DFS4 et REC, illustrant le fait que la variabilité interannuelle du vent est très bien capturée par la méthode.

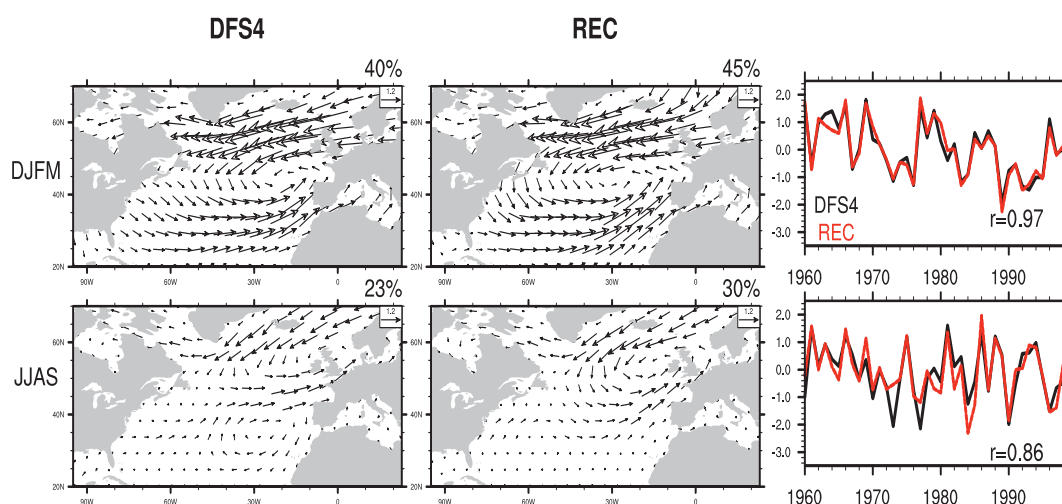


FIG. 3.7: Première EOF de vent de surface en DJFM et JJAS pour DFS4 et REC, sur la période 1959-2002.

La structure spatiale de la première EOF d'hiver se caractérise par des anomalies de vent de type cyclonique centrées au large de l'Europe, associées à des événements NAO. La corrélation spatiale entre DFS4 et REC est excellente (0.95) ainsi que la corrélation temporelle des composantes principales associées (0.80). La première EOF d'été se caractérise elle aussi par des anomalies de vents de type cyclonique, mais centrées entre l'Islande et les îles britanniques. La corrélation spatiale entre DFS4 et REC est de 0.90, et la corrélation temporelle de 0.86.

Concernant les tropiques, les EOFs ne sont pas montrées car leurs structures spatiales sont très proches de celles des classes de vent déjà décrites au chapitre précédent. La première EOF d'hiver s'apparente, au signe près, aux deuxième et troisième classes de vent en DJFM (T-WC3 et T-WC4, Figure 2.3, Chapitre 2). La corrélation spatiale est excellente puisqu'elle atteint 0.97, et la corrélation temporelle 0.74. En été, le mode dominant correspond aux classes de vent T-WC2 et T-WC5 (Figure 2.4, Chapitre 2), et entre DFS4 et REC, la corrélation spatiale est de 0.86 et les composantes principales sont corrélées à 0.87.

Pour conclure sur la validation du forçage à l'échelle interannuelle, on retiendra tout d'abord

que la méthode souffre d'un biais de sous-estimation de la variance interannuelle, excepté pour le vent aux extratropiques, mais que d'autre part, elle capture très correctement la variabilité interannuelle.

### 3.2.5 Variabilité multi-décennale

La variabilité très basse fréquence des variables DFS4 est très correctement capturée par les variables reconstruites. La Figure 3.8 représente les tendances linéaires pour U10, V10 et T2 en DJFM sur la période 1959-2002, pour DFS4 et REC. Cette figure rappelle la Figure 6 de l'article reproduit dans le chapitre 2, mais les tendances observées de U10, V10 et T2 de cette figure étaient issues des réanalyses ERA40 et non pas de DFS4, expliquant les légères différences qu'il y a avec la Figure 3.8.

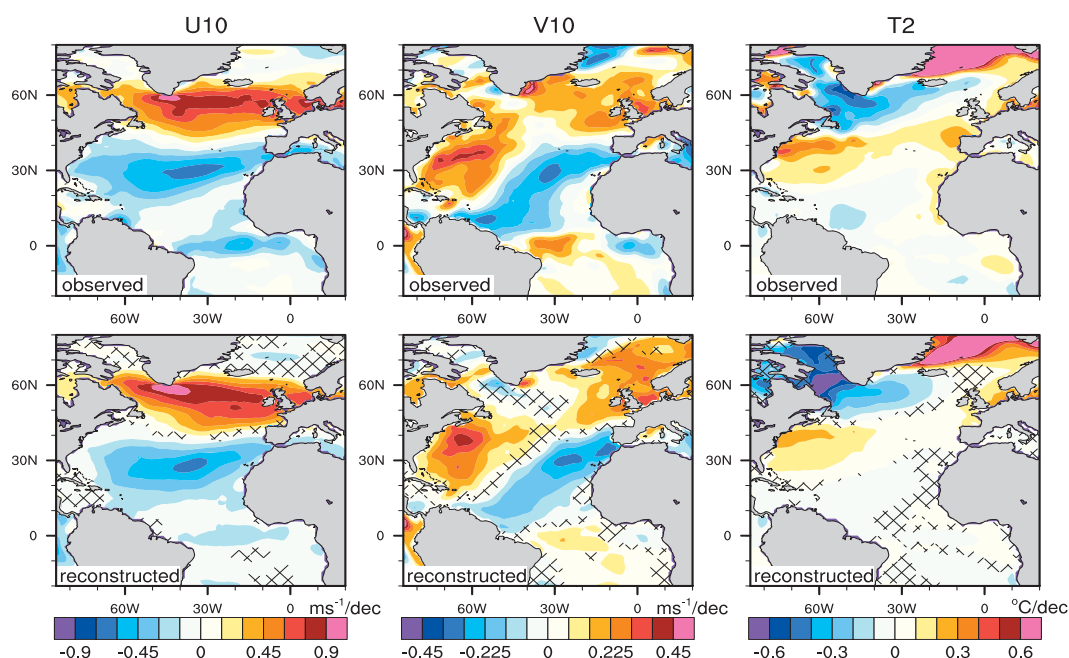


FIG. 3.8: Carte de tendance pour U10, V10 et T2 sur la période 1959-2002 en DJFM. En haut, pour les variables DFS4, en bas, pour les variables REC reconstruites. Les croix indiquent les points de grille où il y a une incohérence de signe entre REC et DFS4.

Nous avons vu dans l'article que la variabilité interannuelle des régimes de temps permettait d'expliquer la quasi-totalité des tendances observées. Il n'est donc pas surprenant de constater ici que les variables REC soient capables de reproduire extrêmement bien ces changements basse fréquence, tant en structure qu'en intensité.

- On retrouve très bien dans REC l'augmentation du vent zonal à l'équateur, bien que plus faible que dans DFS4, l'intensification des alizés entre 10°N et 30°N, ainsi que l'intensification des vents d'ouest autour de 50°N de latitude.
- Pour le vent méridien également les tendances traduisent son augmentation sur l'ensemble du bassin atlantique. On retrouve dans REC l'intensification des alizés nord et sud, ainsi



que l'intensification du vent méridien des Caraïbes à la Scandinavie.

- En température, le réchauffement s'étendant des côtes américaines à l'Europe à l'extrême nord du bassin, et le refroidissement en mer du Labrador, sont bien reproduits, bien que ce dernier soit un peu surestimé. Dans les tropiques, les tendances sont plus faibles qu'aux extratropiques, et malgré une bonne cohérence de signe, on constate que les tendances sont sous-estimées dans REC au sud de 30°N.

Les tendances en JJAS (non montrées) de vent de surface sont beaucoup plus faibles en été, et ne montrent pas de structure spatiale grande échelle marquée dans DFS4. C'est également le cas dans REC où le vent ne présente pas de tendance. Quant à la température, elle montre dans DFS4 une tendance positive, principalement au-delà de 20°N. Cette tendance au réchauffement n'est pas reproduite par REC, ce qui suggère qu'une part du réchauffement observé s'explique par la composante radiative du forçage par les gaz à effet de serre d'origine anthropique. Ce réchauffement ne semble pas s'expliquer par une modification de la dynamique atmosphérique de grande échelle ; par construction, il ne peut donc pas être pris en compte par notre méthode de désagrégation. Cela constitue une des limites de notre méthode de désagrégation. Cela suggère que lors de l'utilisation de la méthode dans le cadre de scénarios climatiques dans lesquels l'effet des gaz à effet de serre sera beaucoup plus important, il faudra probablement penser à adapter la méthode de façon pouvoir reproduire les tendances en température.

Nous nous sommes attachés dans cette partie à décrire les caractéristiques en termes d'état moyen et de variabilité du jeu de forçage reconstruit REC. Ces différentes analyses viennent compléter les éléments de validation des variables REC exposés dans l'article reproduit en début de chapitre et réalisés sur la période 1975-2002. Cette étape nous a ainsi permis de mettre en évidence les qualités et biais de notre méthode de désagrégation. Ainsi, certaines caractéristiques comme l'état moyen, le cycle saisonnier, la variabilité interannuelle ou encore les tendances sont très bien capturés par le jeu de forçage reconstruit. Cependant, la méthode présente aussi des limites avec notamment une sous-estimation de l'écart-type à l'échelle interannuelle, plus particulièrement marquée dans la bande tropicale.

### **3.3 Application du forçage REC au modèle d'océan ORCA05**

Sur le même principe que l'application qui a été faite avec NATL4 et présentée dans l'article précédent, le forçage REC est utilisé ici pour forcer le modèle ORCA05. Cette section est consacrée à la présentation des résultats obtenus avec ce modèle océanique. Les simulations réalisées avec ORCA05 couvrent la période 1958-2001 (44 ans), plus longue que la période d'intégration des simulations NATL4 (26 ans). L'application à un second modèle océanique de notre méthode de désagrégation va donc nous permettre d'une part de confirmer les résultats obtenus avec NATL4 mais également de compléter la validation de la méthode par certains diagnostics non abordés avec NATL4.

### 3.3.1 Mise en oeuvre

Le modèle ORCA05, ou configuration à 0.5° de résolution du modèle NEMO (Madec, 2008), modèle de circulation océanique et de glace de mer, constitué du modèle de circulation générale océanique OPA version 9 (développé au LOCEAN, IPSL) et du modèle de glace de mer LIM2, développé à Louvain-la-Neuve. (Fichefet and Maqueda, 1997). La configuration ORCA05 (0.5° à l'équateur) que nous avons utilisée est constituée de 722x511 points de grille. Elle contient 46 niveaux verticaux (dont 10 dans les 100 premiers mètres) et la résolution au fond est de 250m. Pour toutes les simulations réalisées avec ORCA05, la salinité est rappelée vers la climatologie Levitus. La constante de rappel est de 50 jours de la surface jusqu'à 800m, puis de 360 jours jusqu'au fond. Deux simulations ont été réalisées. Dans la première (ORCA05-DFS4), le forçage atmosphérique est le jeu de forçage DFS4 sur l'ensemble du globe. Cette simulation sera considérée comme notre simulation de référence. Dans la seconde (ORCA05-REC), nous appliquons le forçage REC sur l'arctique et le bassin atlantique, et le forçage DFS4 sur le reste des océans. Deux zones tampons sont mises en place, l'une dans l'océan Atlantique Sud entre 35°S et 25°S et la seconde au niveau du détroit de Bering. Dans cette section, l'objectif n'est pas de valider les performances du modèle ORCA05 en comparant les simulations réalisées avec des observations. Il s'agit ici de comparer la simulation ORCA05-REC avec la simulation de référence ORCA05-DFS4, afin de valider notre jeu de forçage reconstruit.

### 3.3.2 Température et salinité

- **Etat moyen**

La Figure 3.9 montre que la SST et la SSS ont dans ORCA05-REC un état moyen très similaire à celui de la simulation ORCA05-DFS4. Des différences de SST et SSS en moyenne zonale ont déjà été montrées pour les simulations réalisées avec NATL4. Les résultats et conclusions sont sensiblement les mêmes ; ici les différences de SST et SSS sont même globalement plus faibles avec ORCA05 qu'avec NATL4, en raison du temps d'intégration plus long. Les biais de température sont faibles dans les tropiques, presque toujours inférieurs à 0.1°C. Nous avons noté avec NATL4 un biais froid en SST aux moyennes latitudes, au-delà de 20°N. Bien que beaucoup moins marqué, cela semble être également le cas dans cette nouvelle simulation, où entre 15°N et 45°N la SST est globalement plus faible. Les différences les plus importantes sont situées aux hautes latitudes. La variance en température y étant beaucoup plus forte, les différences restent toutefois non significatives sauf en mer du Groenland. On note principalement une poche froide en SST à 30°W, au sud de la mer d'Irminger de près de 0.5°C, ainsi qu'une SST systématiquement plus chaude dans les régions de bordure de glace en hiver (mer du Labrador, mer d'Irminger, mer du Groenland et mer de Barents). Nous reviendrons par la suite sur la représentation de la glace de mer dans ORCA05-REC.

Pour la salinité très peu de différences sont significatives. Les seules se situent au niveau des embouchures des principaux fleuves se jetant dans l'océan atlantique (le Niger, le Congo, l'Amazone, l'Orénoque, le Mississippi, etc...) et dans les régions de bordure de glace de mer (baie d'Hudson, mer du Labrador, du Groenland aux îles Spitzberg) où la variabilité est forte par na-

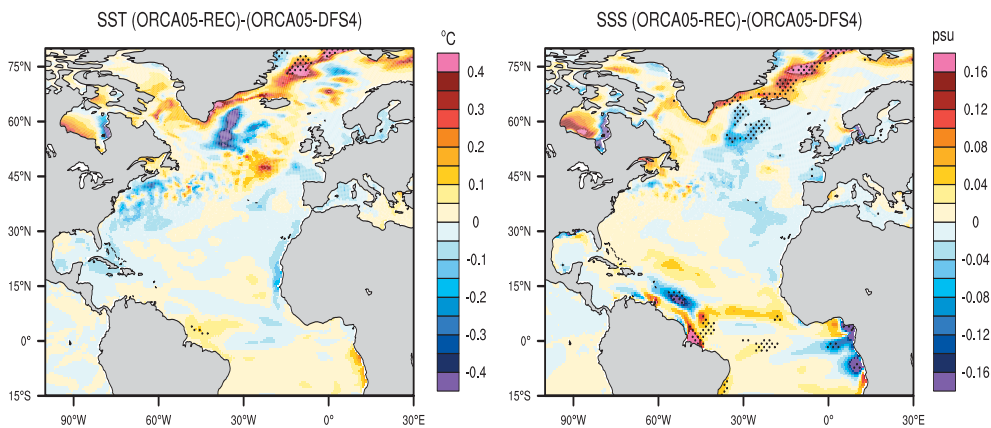


FIG. 3.9: Différence d'état moyen de température (a) en °C et de salinité de surface (b) en psu sur la période 1959-2001 entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4. Les pointillés indiquent les zones où la différence est significative (T-test à 90%).

ture. On remarque une région d'eau plus douce dans ORCA05-REC que dans ORCA05-DFS4, localisée au sud de la mer d'Irminger, au-même endroit que le biais froid en SST évoqué précédemment. Il n'est pas étonnant de reproduire un bon état moyen en salinité de surface. Tout d'abord car il y a dans nos simulations un rappel en salinité de surface, et également parce-que les précipitations ne sont pas reconstruites et sont donc les mêmes pour les deux simulations. Les différences en salinité observées entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4 sont donc simplement dues à des différences en évaporation.

- **Corrélation interannuelle**

Nous nous intéressons maintenant à la variabilité interannuelle de la SST et SSS en regardant la corrélation interannuelle entre les deux simulations (Figure 3.10). Les moyennes annuelles ont été préalablement filtrées pour ne garder que les périodes inférieures à 8 ans afin de s'assurer de ne garder que la bande de fréquence interannuelle et de pas fausser les corrélations par les tendances. Les corrélations sont approximativement les mêmes que la corrélation se fasse sur les moyennes hivernales, estivales ou annuelles. Seules ces dernières sont donc représentées.

Les corrélations sont particulièrement fortes sur la bande de latitude 45°N-70°N, ainsi que dans la partie nord des tropiques, des Caraïbes à l'Afrique de l'ouest, où elles peuvent dépasser 0.85. Les corrélations s'étendant le long de l'axe Golfe du Mexique-Europe sont majoritairement non significatives, avec tout de même une zone de 0.6 de coefficient au centre du bassin. La SST de ORCA05-REC perd également toute corrélation avec ORCA05-DFS4 au-delà de 70°N, dans les régions glacées en hiver. La structure spatiale de ces corrélations n'est pas sans rappeler celle des corrélations à l'échelle interannuelle de T2 reconstruite à partir de la variabilité interannuelle des régimes de temps dans l'article présenté au Chapitre 2 (Figure 5). La SST étant fortement conditionnée par le forçage en température de surface, il n'est donc pas très étonnant de retrouver des corrélations importantes là où celles de la température de surface sont importantes.

A cela se rajoute l'effet de la variabilité interne de l'océan engendrant des différences entre les deux simulations et entraînant un affaiblissement des corrélations, comme par exemple le long de la trajectoire du Gulf Stream. Pour estimer cette variabilité interne et son impact sur les différences constatées entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4, il faudrait pour cela réaliser un ensemble.

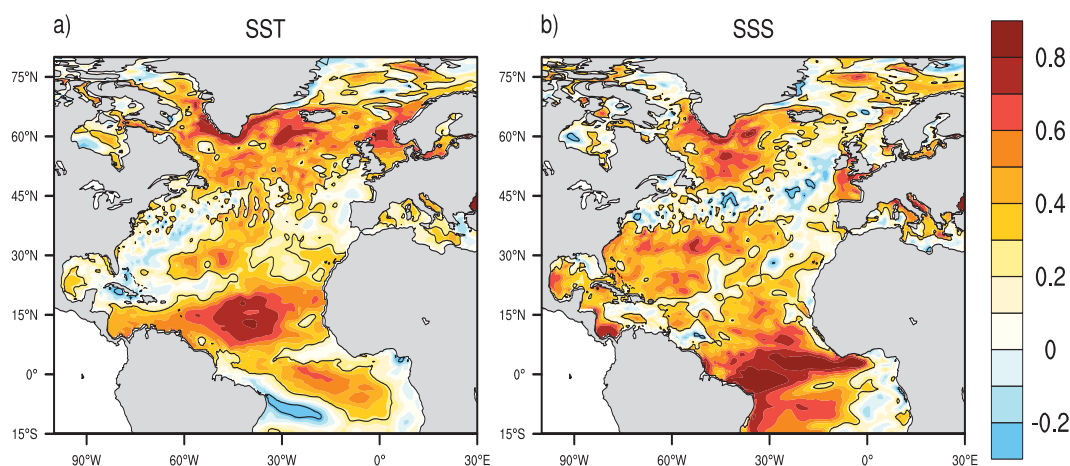


FIG. 3.10: Corrélation des moyennes annuelles de température (a) et salinité de surface (b) sur la période 1959-2001 entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4. Les variables ont été au préalable filtrées passe-haut à 8 ans. Le contour noir indique la limite de significativité (90%).

La variabilité interannuelle de la SSS est quant à elle extrêmement bien capturée aux tropiques, avec un coefficient de corrélation atteignant 0.9 (Figure 3.10b) et les corrélations apparaissent significatives jusqu'à 40°N environ. Au-delà, le long de la trajectoire du Gulf Stream, les corrélations sont faibles et non significatives, peut-être en raison de la variabilité interne du système qui tend à atténuer la cohérence temporelle entre les deux simulations. On retrouve aux hautes latitudes des corrélations plus importantes, notamment en mer du Labrador et en mer d'Irmingier. Au-delà, tout comme pour la SST, les corrélations chutent dès que l'on atteint la limite géographique de la glace de mer. On rappelle que les précipitations et runoffs prescrits sont les mêmes dans ORCA05-REC et ORCA05-DFS4, les différences constatées en SSS proviennent donc principalement du flux de chaleur latente.

Les corrélations à l'échelle de temps interannuelle témoignent donc d'une bonne cohérence temporelle entre les deux simulations, donnant des résultats très encourageants.

#### • Tendances

Nous avons vu dans la partie précédente, que les tendances hivernales en vent et en température de surface sont très bien capturées par notre méthode de désagrégation (Figure 3.8), excepté en été où une partie du réchauffement est sous-estimée dans la reconstruction. Nous avons émis l'hypothèse qu'une partie des tendances en température est d'origine thermodynamique en réponse au forçage par les gaz à effet de serre et ne peut être capturée par la méthode

de reconstruction. Cela est plus marqué en été, où le poids de l'effet thermodynamique par rapport à la dynamique est plus fort qu'en hiver. Les tendances en SST et SSS pour les deux simulations sont représentées sur la Figure 3.11. Dans le cas des variables atmosphériques de surface, nous avons montré les tendances pour les deux saisons car les tendances présentaient une forte saisonnalité. C'est moins le cas pour la SST et la SSS et par conséquent, seules les tendances obtenues à partir des moyennes annuelles sont présentées.

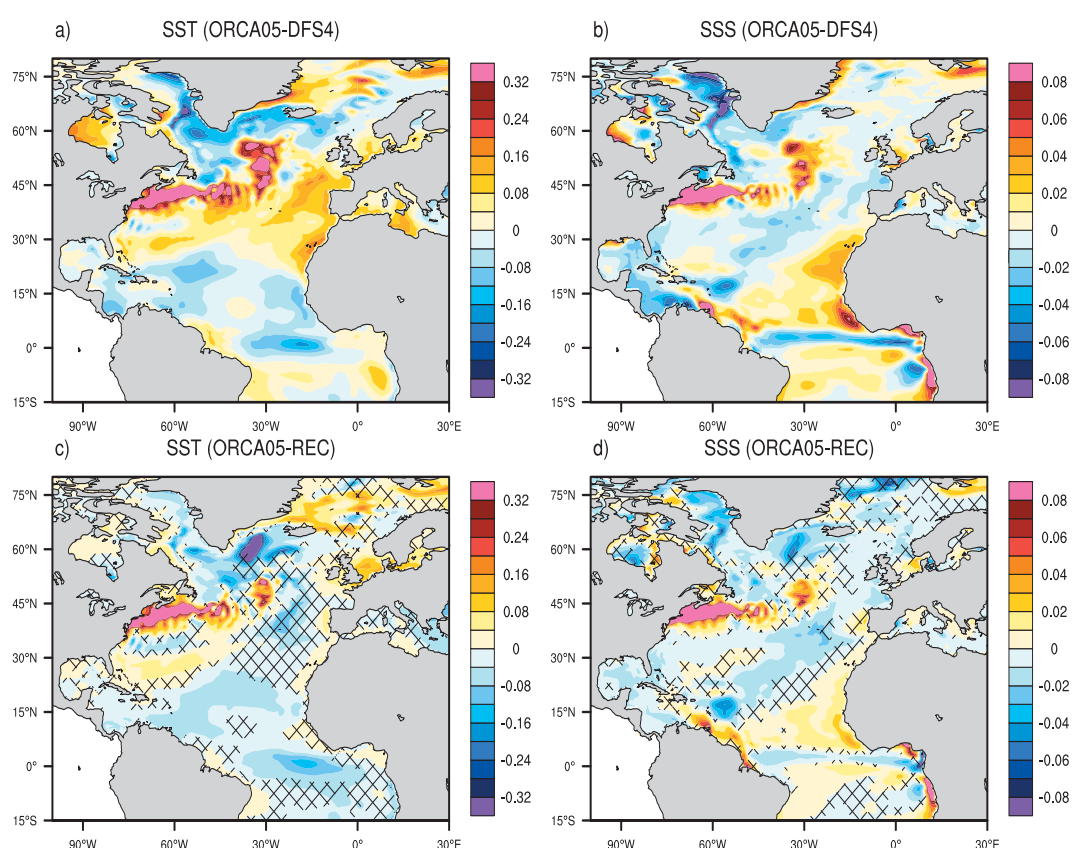


FIG. 3.11: Tendances linéaires sur la période 1958-2001 pour la température de surface (a et c, en °C/décennie) et la salinité de surface (b et d, en psu/décennie) dans ORCA05-DFS4 (a et b) et ORCA05-REC (c et d). Les croix indiquent les zones de non cohérence de signe entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4.

Les tendances en SST ne sont qu'en partie bien reproduites par ORCA05-REC (Figure 3.11a et c). Au-delà de 40°N, les tendances en SST sont relativement similaires entre les deux simulations. On retrouve dans ORCA05-REC un réchauffement au nord de l'Islande, un refroidissement au niveau de la gyre subpolaire, un réchauffement autour de l'Europe du Nord, ainsi qu'un réchauffement important le long de la trajectoire du Gulf Stream. En revanche, le réchauffement assez important des moyennes latitudes, surtout sur la partie est du bassin, au large de l'Europe n'est pas reproduit dans ORCA05-REC, bien au contraire, puisque c'est un refroidissement qui est simulé. Le refroidissement localisé à l'équateur ainsi que celui de la bande tropicale nord sont eux correctement capturés. Ces résultats sont cohérents avec le fait que la méthode ne soit pas capable de reproduire la totalité du réchauffement de surface.



En ce qui concerne la salinité, la cohérence de signe entre les deux simulations est très bonne et l'on peut dire que les tendances sont globalement bien reproduites. On constate bien une augmentation de la salinité sur l'ensemble des tropiques, excepté à l'équateur où les eaux s'adoucissent. Puis l'ensemble du reste du bassin montre une tendance négative en sel dans les deux simulations, sauf le long de la trajectoire du Gulf Stream. En revanche, les tendances sont plutôt sous-estimées par ORCA05-REC. Pour les mêmes raisons que celles évoquées précédemment lors de la validation de l'état moyen en salinité de surface, il n'est pas étonnant d'obtenir de meilleurs résultats en salinité qu'en température de surface.

### 3.3.3 Circulation océanique

La circulation océanique atlantique est très bien conservée dans la simulation ORCA05-REC. Les courants de surface moyens sur la période 1959-2001 sont représentés Figure 3.12 pour les simulations ORCA05-REC et ORCA05-DFS4. On constate que les principaux courants atlantiques sont très correctement reproduits. Mis à part des différences probablement engendrées

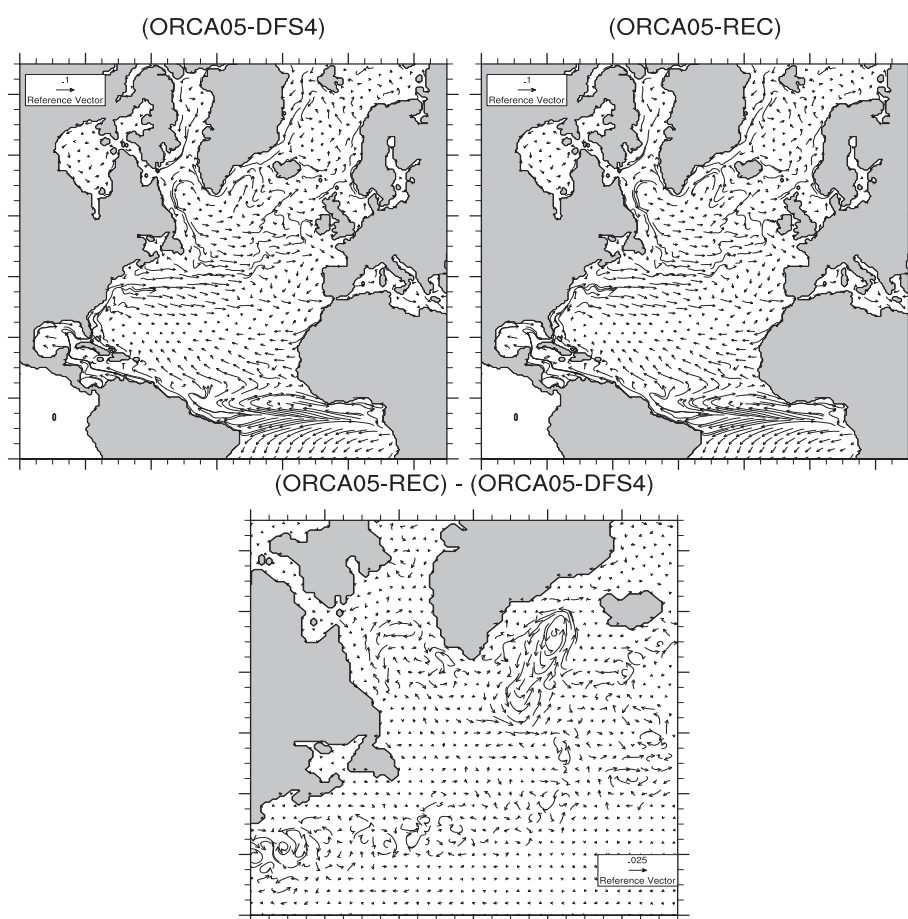


FIG. 3.12: Courants de surface moyennés (en m/s) sur la période 1959-2001 dans les simulations ORCA05-DFS4 (a) et ORCA05-REC (b). Différence (en m/s) des courants de surface moyens entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4 (c).



par une variabilité océanique interne plus importante au niveau du Gulf Stream, la principale différence est située au niveau de la gyre subpolaire en mer d'Irminger (Figure 3.12). Il y a donc dans ORCA05-REC une intensification de la circulation cyclonique en mer d'Irminger. On remarque que cette anomalie de courants de surface est située exactement au même endroit que l'anomalie d'eau froide et douce déjà évoquée précédemment. Cela pourrait provenir d'une advection d'eau froide et douce du Nord en mer d'Irminger, en raison d'une différence dans les forçages reconstruits. Cette différence s'explique peut-être simplement par la variabilité interne océanique et il faudrait dans ce cas réaliser plusieurs membres pour s'en assurer.

Aucune carte des courants moyens à d'autres profondeurs n'est présentée, mais les conclusions sont les mêmes en océan plus profond. Les courants moyens sont extrêmement bien reproduits sur l'ensemble du bassin, avec comme différence principale l'intensification de la circulation en mer d'Irminger présente sur les 1000 premiers mètres.

### 3.3.4 Circulation océanique méridienne moyenne

L'intensité de la circulation océanique méridienne (MOC) est communément estimée par le maximum de la fonction de courant méridienne annuelle au-delà de 10°N et à plus de 500m de profondeur. Les indices MOC ainsi obtenus pour les deux simulations sont représentés sur la Figure 3.13. L'intensité moyenne de la MOC simulée dans ORCA05-DFS4 est de 15.5 Sv. Elle est très légèrement plus faible dans ORCA05-REC avec une valeur moyenne de 15.1 Sv. Ces valeurs sont très proches du transport de 14.8 Sv à 25°N mesuré en 2004 (Bryden et al., 2005). La variance de la MOC dans ORCA05-REC est légèrement sous-estimée avec un écart-type de 0.77 Sv alors qu'il est de 0.86 Sv dans ORCA05-DFS4. Ecart-type et état-moyen de la MOC sont cependant assez bien reproduits par ORCA05-REC. En revanche, la corrélation temporelle entre les deux indices n'est que de 0.26 en interannuel. On peut quand même voir quelques similitudes dans la variabilité des deux indices. Tous deux diminuent jusqu'au début des années 1980, puis, alors que dans ORCA05-DFS4 l'intensité de la MOC augmente avant de se stabiliser, dans ORCA05-REC elle se stabilise aussi, mais autour d'une valeur plus faible.

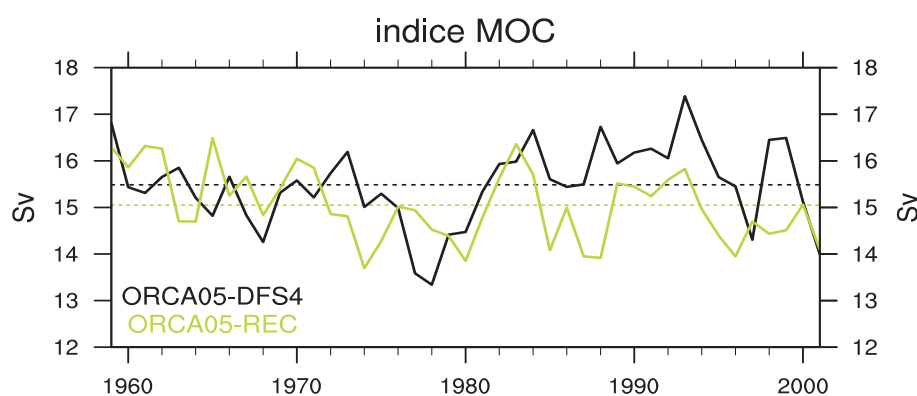


FIG. 3.13: Evolution du maximum de la circulation méridienne annuelle moyenne (en Sv) dans l'océan Atlantique de 1959 à 2001. En noir pour la simulation ORCA05-DFS4 et en vert pour ORCA05-REC.

Parmi les hypothèses pouvant expliquer la différence de variabilité interannuelle entre les deux indices, nous excluons celle de la variabilité interne océanique car une simulation identique à ORCA05-DFS4 réalisée par Brodeau (2007) avec le même forçage DFS4 montre un indice de MOC de variabilité très proche de celui que nous obtenons dans ORCA05-DFS4 (Figure 7.12, p.50, Chapitre 7 de sa thèse). Les différences proviennent donc bien de notre forçage reconstruit, peut-être par des biais comme celui que nous avons évoqué en mer d'Irminger, venant affecter l'activité convective en Atlantique Nord.

Le forçage reconstruit REC apparaît donc suffisamment différent de DFS4 pour induire une variabilité interannuelle de la MOC différente, mais cependant, à très basse fréquence, les deux indices montrent une certaine cohérence.

### 3.3.5 Convection profonde

La convection profonde en Atlantique Nord dans ORCA05 se caractérise par une activité convective particulièrement forte en mer du Labrador (Figure 3.14a), avec une profondeur de couche de mélange moyenne plus importante que celle des sites de convection situés en mer d'Irminger et mers de GIN. Ces sites de convections sont correctement positionnés dans la si-

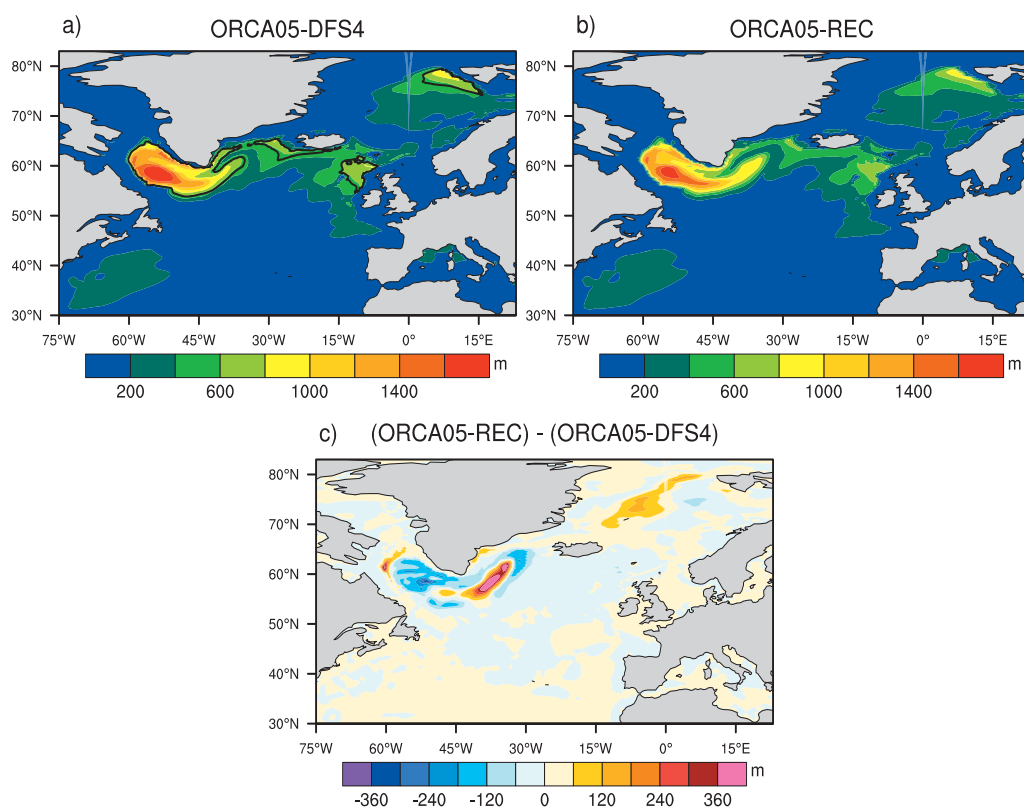


FIG. 3.14: État-moyen de la profondeur de couche de mélange (en m) en JFM sur la période 1959-2001, dans ORCA05-DFS4 (a) et ORCA05-REC (b). La différence d'état-moyen entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4 est représenté en (c). Les contours noirs sur (a) représentent une profondeur de couche de mélange de 500m.

mulation ORCA05-REC (Figure 3.14b). Les différences principales entre les deux simulations, présentées Figure 3.14c, concernent la mer du Labrador. La convection y est plutôt affaiblie dans sa partie ouest de 150m environ en moyenne, alors qu'on note une intensification de la convection à la limite des sites de Labrador et Irminger (+450m au maximum). Cette différence est localisée au même endroit que l'anomalie d'eau froide et douce et les anomalies de courants de surface déjà évoquées (Figure 3.9 et Figure 3.12). Cette intensification de la convection est cohérente avec des eaux plus froides et plus denses, mais opposée à une anomalie de sel négative qui les rend plus légères, suggérant un processus convectif en mer d'Irminger plutôt piloté par la température. Pour finir, on peut également remarquer dans ORCA05-REC une légère extension géographique vers le sud-ouest du site de convection situé en mer du Groenland.

Afin de mieux estimer et comparer la convection profonde entre les deux simulations, quatre boîtes ont été définies selon le critère de profondeur de couche de mélange moyenne en JFM (Janvier-Février-Mars) supérieure ou égale à 500m dans la simulation ORCA05-DFS4. Ces quatre zones sont représentées par les contours noirs sur la Figure 3.14a et sont situées en mer du Labrador, mer d'Irminger, au nord-ouest des îles britanniques (site que nous appellerons bassin d'Islande) et mers de GIN. Le tableau 3.1 donne la profondeur moyenne et l'écart-type entre les indices de profondeur de couche de mélange calculés sur ces quatre boîtes, ainsi que leur corrélation entre ORCA05-DFS4 et ORCA05-REC.

	moyenne (m)		écart-type (m)		corrélation
	REC	DFS4	REC	DFS4	
mer du Labrador	995	1024	254	290	0.80
mer d'Irminger	539	570	54	67	0.66
bassin d'Islande	567	592	30	49	0.18
mers de GIN	679	663	67	87	0.21

TAB. 3.1: Comparaison des caractéristiques des sites de convection profonde dans ORCA-DFS4 et ORCA-REC sur la période 1959-2001 en JFM : état-moyen, écart-type et corrélation entre les deux simulations. Les sites de convection ne sont pas définis par une boîte géographique mais par les points où la profondeur de couche de mélange moyenne est supérieure à 500m en JFM.

La profondeur moyenne de couche de mélange sur ces 4 sites dans ORCA05-REC est très proche de celle de ORCA05-DFS4. On peut en revanche noter une perte de variance systématique dans ORCA05-REC. Cette sous-estimation de l'écart-type est de seulement de 10% en mer du Labrador, d'environ 20% en mer d'Irminger et mers de GIN, mais atteint près de 40% dans le bassin d'Islande. Nous avons déjà vu dans la validation des simulations NATL4 abordée dans l'article en début de chapitre, que le biais de sous-estimation de la variance interannuelle des variables de surface reconstruites par notre méthode "diffuse" dans les simulations océaniques. L'activité convective étant en partie conditionnée par la température de surface, variable particulièrement touchée par cette perte de variance, il n'est donc pas étonnant de constater une variance interannuelle ici aussi plus faible.

La corrélation temporelle entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4 est excellente en mer du Labrador, et très bonne en mer d'Irvinger. Elle est en revanche très faible pour les sites situés dans le bassin d'Islande et en mer de GIN. Nous avons déjà mentionné qu'au-dessus de 70°N les corrélations en SST et SSS ne sont pas significatives entre les deux simulations et que dans le bassin d'Islande seules les corrélations en SST sont correctes. Cela est donc cohérent avec une mauvaise représentation de la variabilité interannuelle sur ces deux sites de convection.

#### 3.3.6 Glace en Arctique

Un autre point qui n'avait pu être abordé dans le cas des simulations NATL4 est la représentation de la glace dans la simulation forcée par REC. La méthode de désagrégation qui fait l'objet de cette thèse n'a pas été développée pour reconstruire un jeu de forçage atmosphérique au-dessus de l'océan arctique, mais sur l'ensemble du bassin atlantique. Cependant, pour forcer le modèle global ORCA05 et considérant la cohérence spatiale entre l'océan atlantique et le bassin arctique, nous avons choisi d'imposer un forçage sur cette région. Deux solutions s'offraient à nous : la mise en place d'une zone tampon au milieu de l'océan arctique ou étendre notre reconstruction à tout l'océan arctique. La variabilité étant importante dans la région polaire, la première solution conduisait à faire la jonction entre des forçages très différents de part et d'autre de la zone tampon et pourtant à la fois proches géographiquement en raison de la faible superficie de la région polaire. Ce qui menait à la création d'un forçage assez irréaliste laissant craindre des répercussions importantes en terme de glace. Nous avons donc opté pour la seconde solution. Nous n'espérons bien évidemment pas reconstruire parfaitement la variabilité interannuelle du vent de surface sur l'ensemble de l'océan arctique. Le but est plutôt de proposer un forçage cohérent sur l'ensemble de la région polaire. Cependant, nous nous proposons ici de vérifier que les résultats issus de REC ne sont pas complètement aberrants.

La Figure 3.15 montre l'évolution temporelle de la surface et du volume totaux de glace en Arctique en mars et en septembre de 1959 à 2001 pour les deux simulations. La superficie de la glace en Arctique au mois de mars est très comparable dans les deux simulations, en moyenne comme en variance. La corrélation est de 0.61 entre les deux séries temporelles. En septembre en revanche, les différences sont plus marquées. Bien que présentant une superficie identique en début et fin de période, la superficie moyenne dans ORCA05-REC est inférieure à celle de ORCA-DFS4, et la corrélation entre les deux séries est très faible (0.18). Ce n'est pas parce que la simulation ORCA05-REC souffre d'un biais chaud faisant fondre la glace, puisque la superficie de glace dans ORCA05-REC reste relativement constante tout le long de la simulation. La raison semble plutôt être une sous-estimation de la variance interannuelle à multi-décennale du forçage, empêchant ainsi les fluctuations basse fréquence de la couverture de glace. Dans ORCA05-DFS4 elle augmente dès 1960 pour diminuer ensuite rapidement à partir des années 1990, et elle reste stable dans ORCA05-REC.

Concernant le volume de glace, le constat est le même. En mars comme en septembre, il est nettement sous-estimé dans ORCA05-REC. Pourtant, comme on peut le voir Figure 3.15 cela

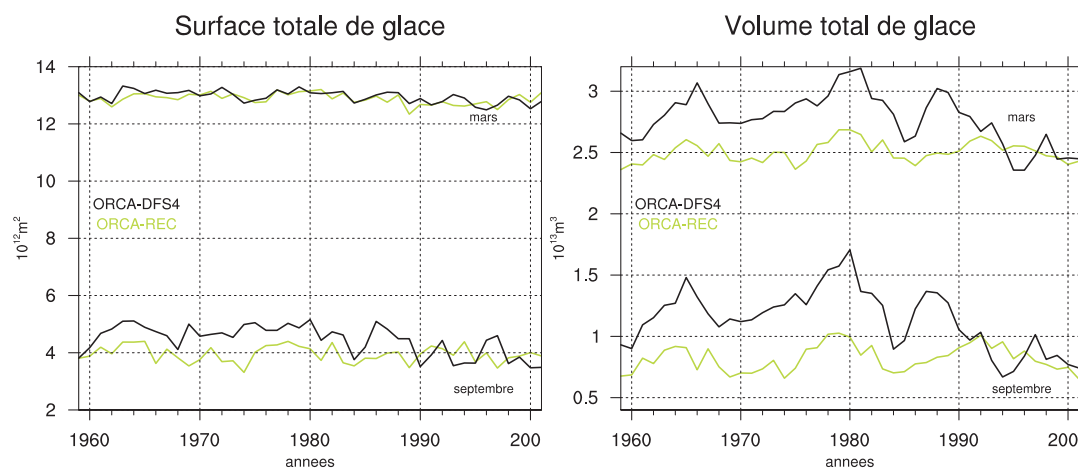


FIG. 3.15: Evolution temporelle de la surface totale (en  $m^2$ ) et du volume total (en  $m^3$ ) de la glace en Arctique sur la période 1959-2001 pour les mois de Mars et de Septembre. En noir pour la simulation ORCA05-DFS4 et en vert pour ORCA05-REC.

ne provient pas d'un problème de dérive, mais probablement d'un problème de sous-estimation de la variance basse fréquence de la glace. Ainsi, dès le début de la simulation, comme pour la superficie de glace en septembre le volume de glace dans ORCA05-REC a plutôt tendance à se maintenir autour de son état moyen, alors que dans ORCA05-DFS4 il augmente rapidement, aboutissant ainsi à une sous-estimation du volume total. Malgré une variance plus faible dans ORCA05-REC, on constate cependant une certaine cohérence dans l'évolution du volume de glace entre les deux simulations (maxima de 1965 et 1980) et la corrélation des évolutions temporelles du volume total dans les deux simulations est de l'ordre de 0.4. En revanche, la tendance à la fonte que l'on constate dans ORCA05-DFS4 à partir des années 1980 qui est très marquée en septembre, n'est pas du tout reproduite par ORCA05-REC. On retrouve ici une des limites de notre méthode déjà évoquée à deux reprises dans ce manuscrit, basée sur l'hypothèse qu'elle ne peut pas reproduire une tendance qui ne provient pas d'un changement de dynamique atmosphérique de grande échelle. Ainsi, la fonte des glaces en Arctique, réponse au réchauffement de surface engendré par la composante radiative, n'a pas de raison d'être reproduite dans notre simulation ORCA05-REC. Nous avons d'ailleurs vu dans la partie précédente lors de la validation du forçage reconstruit REC, que la tendance au réchauffement en surface particulièrement marquée en été dans DFS4 n'était qu'en partie reproduite par REC. Les résultats obtenus en glace sont donc tout à fait cohérents avec les biais et limites de la méthode rencontrés auparavant.

## Synthèse

### • Objectifs

Construction et validation d'une méthode de désagrégation basée sur le concept de régimes de temps et d'analogues appliquée au vent de surface sur l'océan atlantique puis s'étendant à l'ensemble des variables atmosphériques de surface nécessaires pour forcer un modèle d'océan.

### • Méthodologie

- Etablir la relation statistique entre les régimes de temps et le vent de surface.
- Reconstruction sur la période 1958-2001 du vent de surface ainsi que de l'ensemble des variables de surface nécessaires pour forcer un modèle d'océan.
- Validation du jeu de forçage reconstruit REC en le comparant au jeu de forçage de référence DFS4.
- Application du forçage à deux modèles océaniques : NATL4 (0.25°) et ORCA05 (0.5°).
- Validation des simulations forcées par le forçage reconstruit en les comparant à des simulations forcées avec le jeu de forçage DFS4.

### • Principales conclusions

#### Forçage reconstruit

L'état moyen de l'ensemble des variables reconstruites est particulièrement bien reproduit.

La distribution du vent et la variance journalière sont respectées.

Le cycle saisonnier du vent est correctement capturé, celui des autres variables est prescrit.

La variance interannuelle du vent est correcte aux moyennes et hautes latitudes, et est sous-estimée aux tropiques. Pour les autres variables, elle est sous-estimée sur l'ensemble du bassin, de façon plus marquée aux tropiques. Pour toutes les variables, cette sous-estimation est plus forte en été qu'en hiver.

Les principaux modes de variabilité de vent de surface sont très bien reproduits dans REC, tant par leur structure que par leur variabilité.

Les tendances sont extrêmement bien capturées, à l'exception de la température de surface en été, pour laquelle la tendance est sous-estimée par notre méthode.

#### Simulations océaniques

L'état moyen océanique est très bien reproduit par le forçage reconstruit.

La variance interannuelle est majoritairement sous-estimée pour la plupart des variables de surface, et principalement aux tropiques.

Les principaux modes de variabilité aux moyennes et hautes latitudes sont parfaitement bien capturés. C'est moins vrai pour les tropiques.



La variabilité interannuelle est globalement bien respectée, comme le montrent des corrélations importantes entre les moyennes annuelles de certains sites de convection, de salinité et température de surface.

Les tendances de surface sont très correctement reproduites, bien qu'une partie du réchauffement soit sous-estimé.

#### **Limites principales la méthode de désagrégation**

Cette méthode de désagrégation permet l'obtention d'un forçage atmosphérique de caractéristiques très comparables au forçage DFS4, et laisse envisager des applications très prometteuses. Cependant, elle présente quelques biais et limites qu'il est important de garder en mémoire :

La sous-estimation de la variance interannuelle.

Des performances plus limitées aux tropiques.

Une sous-estimation des tendances probablement engendrées par le forçage anthropique.

#### **• Perspectives**

Maintenant cette méthode validée, elle peut être appliquée aux variables atmosphériques de grande échelle issues d'un modèle couplé, assurant son débiaisage en terme d'état moyen et de variance. Cette application fera l'objet du chapitre 4.

## Chapitre 4

# Application de la méthode au modèle couplé CNRM-CM3

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats obtenus en appliquant la méthode de désagrégation aux variables de grande échelle issues du modèle couplé CNRM-CM3. Nous utilisons les cinquante dernières années de la simulation couplée 20<sup>ème</sup> siècle sur la période 1950-1999. Nous nous intéresserons dans un premier temps à la représentation des régimes de temps dans CNRM-CM3. Puis nous présenterons comment la méthode a été appliquée et validerons le forçage atmosphérique de surface reconstruit. Enfin, ce jeu de forçage reconstruit servira à forcer ORCA0.5 dont nous analyserons les résultats dans la dernière partie de ce chapitre.

### 4.1 Présentation du modèle couplé et de la simulation utilisée

#### 4.1.1 Le modèle couplé CNRM-CM3

Dans ce dernier chapitre, nous utilisons les données issues de simulations climatiques réalisées avec le modèle couplé global CNRM-CM3 développé au CNRM, Météo-France, dans le cadre du GIEC AR4. Le lecteur est invité à se référer à Salas-Mélia (2005) pour une description et validation de cette version du modèle qui inclut la version 3 du modèle de circulation générale atmosphérique ARPEGE-Climat (CNRM), le modèle océanique OPA 8.1 (IPSL/LOCEAN), le modèle de glace de mer GELATO2 (CNRM) et le schéma de routage des fleuves TRIP (University of Tokyo).

- le modèle de circulation générale atmosphérique ARPEGE-Climat a été développé au CNRM (Déqué et al., 1994), en forte collaboration avec le centre européen. C'est la version 3 qui est utilisée dans CNRM-CM3 (Déqué et al. 1999). C'est un modèle spectral de résolution équivalente à une troncature triangulaire au nombre d'onde 63 (T63). La résolution horizontale à laquelle les processus physiques sont résolus correspond à une grille gaussienne (128x64) de résolution 2.8°x2.8°. Cette version comporte 45 niveaux verticaux, dont 7 en-dessous de 850hPa.

- Le modèle d'océan OPA 8.1 a été développé par l'IPSL/LOCEAN (Madec et al., 1998 pour une description détaillée). Sa résolution est de 2° en longitude et en fonction de la latitude, sa

résolution varie entre  $0.5^\circ$  à l'équateur et  $2^\circ$  dans les régions polaires. Il possède 31 niveaux verticaux.

- Le modèle de glace GELATO2 a été développé au CNRM. Sa seconde version est largement détaillée par Salas-Mélia en 2002.

- La modélisation hydrologique continentale est assurée par le modèle de surface ISBA (Noilhan et Planton 1989 ; Mahfouf et al. 1995) qui calcule le bilan hydrique des mailles, et le modèle de routage TRIP (Oki and Sud, 1998 ; Chapelon et al. 2002) qui permet de convertir le ruissellement de surface en débit de rivière.

Les différentes composantes du modèle couplé possèdent trois grilles différentes (ARPEGE-Climat, OPA et TRIP) et des pas de temps différents nécessitant l'utilisation d'un coupleur. C'est le coupleur OASIS dans sa version 2.2, développé au CERFACS (Terray et al. 1998) qui est utilisé.

### **4.1.2 La simulation historique**

C'est avec le modèle couplé CNRM-CM3 qu'ont été réalisées les simulations pour le quatrième rapport de l'IPCC. Ces expériences comprennent notamment une simulation de contrôle en climat non perturbé (taux de gaz à effet de serre pré-industriel fixe), une simulation historique 1860-1999 dans laquelle la concentration en gaz à effet de serre est celle observée sur cette période (20C3M), ainsi que des projections futures basées sur divers scénarios d'évolution des gaz à effet de serre. Dans le travail qui suit, nous avons utilisé la simulation historique uniquement. Cela va nous permettre d'évaluer si la méthode est applicable aux sorties de modèle couplé car nous pouvons comparer les résultats avec les simulations ORCA05-DFS4 et ORCA05-REC présentées dans le Chapitre 3. Cette étape de validation en climat présent constitue une étape nécessaire avant d'envisager des applications en climat futur.

## **4.2 Les régimes de temps dans CNRM-CM3**

Nous allons étudier maintenant les régimes de temps dans CNRM-CM3. La première condition pour que la méthode soit valable est de vérifier que le modèle est capable de reproduire la structure spatiale et l'occurrence moyenne des régimes observés. Ceci est nécessaire afin de ne pas rompre la relation statistique établie entre la grande échelle et les variables de surface qui repose sur les régimes de temps ERA40. On applique donc dans un premier temps le même algorithme de classification du k-means utilisé pour les réanalyses ERA40, aux anomalies journalières de Z500 de CNRM-CM3. Le nombre de régimes est fixé à celui obtenu avec les réanalyses, soit quatre en hiver et cinq en été. Nous les appellerons par la suite régimes CNRM-CM3. En parallèle, les anomalies journalières de Z500 du modèle CNRM-CM3 sont projetées sur les EOFs du Z500 ERA40. Une fois la projection effectuée, les anomalies sont ensuite classées par rapport aux centroïdes des régimes de temps ERA40 (critère de distance euclidienne). Les régimes de temps ainsi obtenus seront appelés ensuite régimes de temps CNRM-CM3 projetés. Nous obtenons donc pour les saisons d'hiver et d'été, les régimes CNRM-CM3 et les régimes CNRM-CM projetés, représentés sur la Figure 4.1 et Figure 4.2, colonne centrale et colonne de droite.

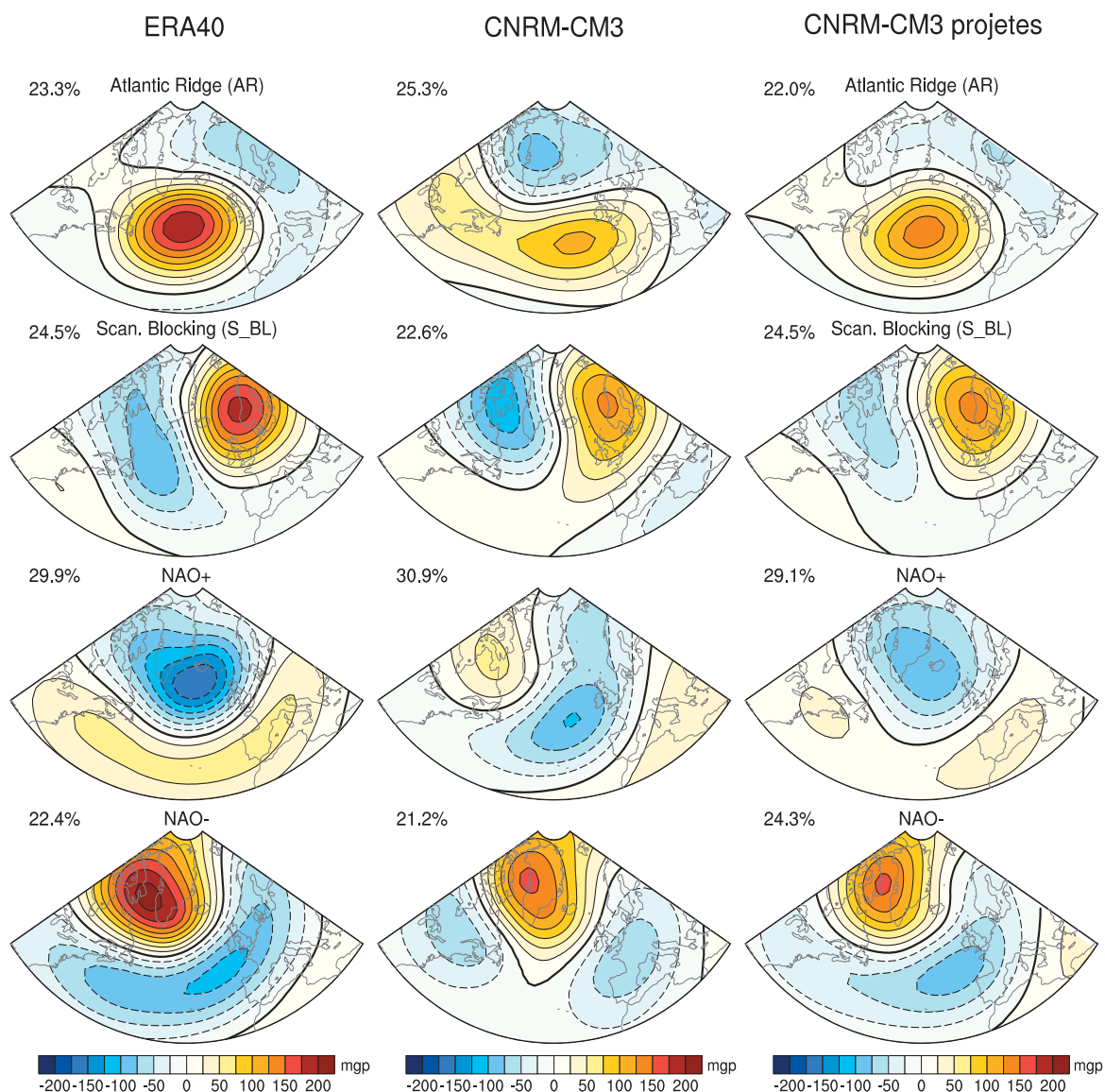


FIG. 4.1: Anomalies composites de Z500 (mgs) des quatre régimes d'hiver : régimes ERA40 (1<sup>ère</sup> colonne), régimes CNRM-CM3 (2<sup>ème</sup> colonne) et régimes CNRM-CM3 projetés sur ERA40 (3<sup>ème</sup> colonne).

On note tout d'abord que les régimes obtenus à partir du Z500 issu du modèle, projetés ou pas, présentent des anomalies d'amplitude bien plus faible que pour ERA40. Cela s'explique par un biais systématique de CNRM-CM3 dont le Z500 présente une variance journalière bien plus faible que dans les observations. Cette variance est sous-estimée pour les deux saisons d'hiver et d'été, mais de façon plus marquée en été, et s'explique par la résolution trop grossière d'ARPEGE. En effet, une résolution en T159 comparable à celle d'ERA40 permet de récupérer cette variance. En hiver (Figure 4.1), on note des structures spatiales assez différentes entre les régimes ERA40 et les régimes CNRM-CM3. Deux des régimes CNRM-CM3 (le deuxième

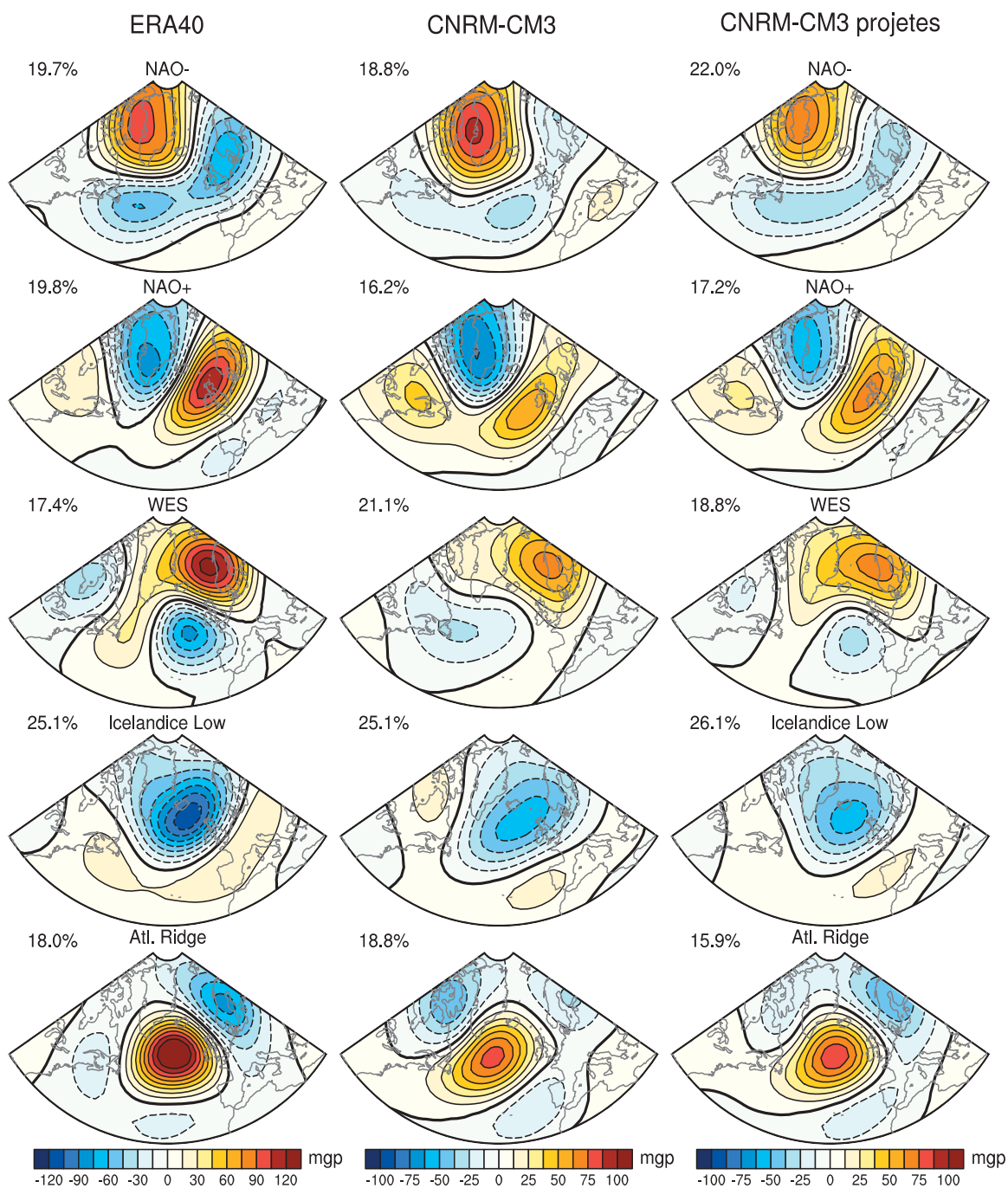


FIG. 4.2: *Idem Figure 4.1 pour les cinq régimes d'été.*

et le dernier, de haut en bas) se projettent relativement bien sur les structures des régimes de Blocage et de NAO- ERA40 et sont donc bien capturés. Les deux autres sont en revanche nettement différents des régimes existant dans les réanalyses. Le premier par exemple montre une corrélation spatiale aussi proche du régime d'Atlantic Ridge que de la NAO+. Quand au troisième régime CNRM-CM3, il est lui aussi très différent de tout régime ERA40.

On considère maintenant les régimes CNRM-CM3 projetés. Comme déjà évoqué leurs anomalies sont plus faibles, mais ils sont très proches en termes de structure des régimes ERA40 dont ils possèdent les mêmes centroïdes. Il est également important de noter que les occurrences moyennes associées à ces régimes projetés sont peu différentes de celles des régimes ERA40. L'occurrence de l'Atlantic Ridge est un peu sous-estimée à la faveur de la NAO-, mais la NAO+ reste le régime qui se démarque le plus par son occurrence plus élevée.

En été, nous avons dans un premier temps réalisé une première classification en régimes de temps de Z500 ce qui nous a permis de constater qu'un régime différent de tout régime de temps ERA40 apparaissait dans CNRM-CM3. Il était constitué d'une très faible anomalie négative relativement uniforme sur l'ensemble du domaine, à laquelle était associée une occurrence décroissante année après année, jusqu'à être nulle sur la fin de la période 1958-2002. Le Z500 du modèle CNRM-CM3 présentant une tendance positive en JJAS surestimée en comparaison aux observations, il s'est avéré que la classification en régimes de temps restituait cette tendance comme un régime à part, ce qui n'a aucun sens en terme de dynamique journalière. Afin de voir si cette tendance polluait la décomposition et si le modèle possédait des régimes de temps proches des régimes ERA40 d'été, nous avons réalisé une nouvelle classification, en utilisant cette fois les anomalies de Z500 du modèle auxquelles une tendance linéaire a été enlevée sur 1958-1999. Ces régimes obtenus sont représentés Figure 4.2, colonne centrale.

Les régimes CNRM-CM3 d'été ainsi obtenus présentent une structure relativement proche des régimes ERA40, mais avec des anomalies d'amplitude plus faible comme précédemment évoqué. Tout comme pour l'hiver, sont présentés Figure 4.2 colonne de droite, les régimes CNRM-CM3 projetés. On précise que dans ce cas, aucune tendance n'est retirée aux anomalies de Z500 du modèle. Les structures obtenues sont d'amplitude plus faible, mais de structure également très proche des régimes ERA40, plus que ne le sont les régimes CNRM-CM3. Les deux anomalies positives encadrant l'anomalie négative de la NAO- sont mieux placées, tout comme les deux

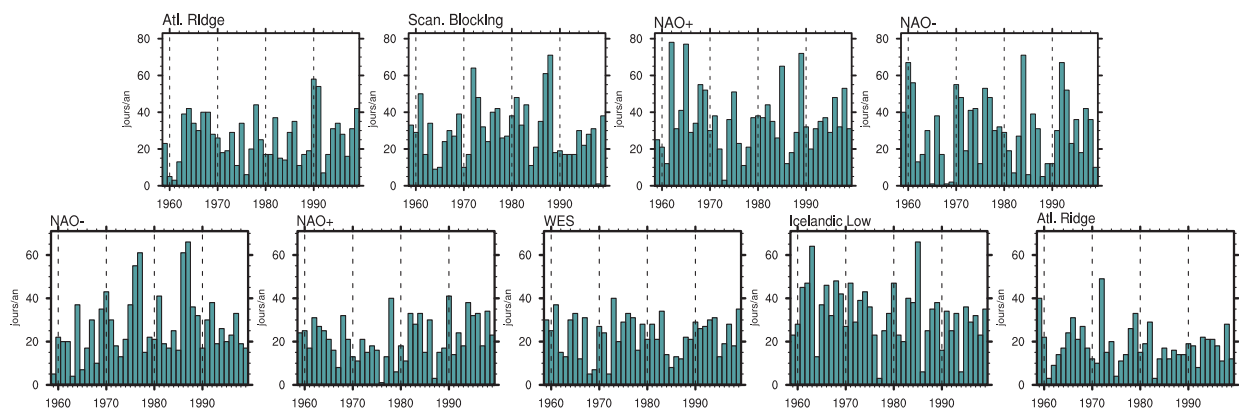


FIG. 4.3: Occurrence en nombre de jours par an, sur la période 1959-2001, des 4 régimes de Z500 CNRM-CM3 projetés d'hiver (en haut) et des 5 régimes de Z500 CNRM-CM3 projetés d'été.



anomalies négatives du WES. La limite entre anomalie positive et négative de l'Icelandic Low correspond mieux à la structure ERA40, et concernant l'Atlantic Ridge, l'anomalie négative centrée sur la Scandinavie est elle aussi mieux placée dans les cas des régimes projetés qu'elle ne l'était dans les régimes CNRM-CM3. Enfin, les occurrences moyennes sont elles aussi correctes, la différence est toujours inférieure à 3% avec ERA40. La variabilité interannuelle des régimes projetés (Figure 4.3) est du même ordre de grandeur que dans ERA40. On remarque qu'il n'y a pas de tendance bien marquée dans l'occurrence de ces régimes, excepté pour l'Icelandic Low, on l'on peut voir une légère tendance négative.

Les régimes CNRM-CM3 ne sont donc pas suffisamment proches des régimes ERA40, surtout en hiver. Nous ne considérerons donc par la suite plus que les régimes CNRM-CM3 projetés. Les régimes projetés possèdent les mêmes centroïdes que les régimes ERA40 et sont donc directement comparables en terme d'occurrence et/ou de persistance. Nous avons déjà vu que les occurrences étaient respectées. Nous nous intéressons maintenant à la persistance des régimes CNRM-CM3 projetés (Figure 4.4). Cette persistance est calculée en ne gardant que les épisodes de durée de vie supérieure ou égale à 3 jours afin de ne garder que les jours où les régimes sont bien établis et s'affranchir ainsi des jours de transition entre régimes. En hiver, la persistance des régimes projetés est relativement proche de celle des régimes ERA40. Elle est similaire pour l'Atlantic Ridge et le Blocage et sous-estimée pour la NAO+ (6.7 jours au lieu de 8.1 jours dans ERA40). La persistance de la NAO- est au contraire sur-estimée (10 jours en moyenne contre 9 dans ERA40) mais ce régime reste celui qui est le plus persistant dans les régimes projetés. En été les différences sont un peu plus marquées et les régimes projetés présentent systématiquement une persistance plus élevée que les régimes ERA40, surtout pour la NAO-. Il est intéressant de noter que la NAO- et l'Icelandic Low restent les deux régimes les plus persistants.

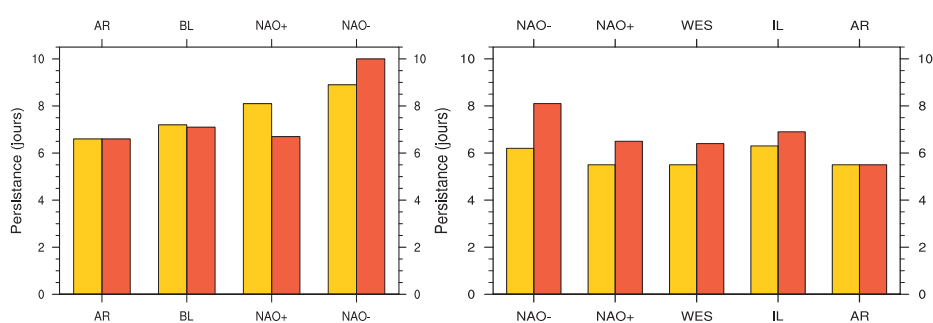


FIG. 4.4: Persistence en nombre de jours des régimes de temps ERA40 (en jaune) et CNRM-CM3 projetés (en rouge) sur la période 1958-1999. A gauche pour DJFM et à droite pour JJAS.

De la même façon, les anomalies tropicales de vent à 1000hPa provenant du modèle CNRM-CM3 ont été projetées sur les EOFs de vent à 1000hPa ERA40. Nous avons vérifié de la même manière que les structures spatiales des classes de vent CNRM-CM3 projetées étaient proches de celles ERA40, en DJFM et en JJAS. Nous nous sommes également assurés que la dynamique atmosphérique du modèle CNRM-CM3 respectait la saisonnalité des régimes de temps établie

avec les réanalyses. Il n'était pas évident a priori que le modèle CNRM-CM3 présenterait la même saisonnalité qu'ERA40 et que nos saisons et mois de transition soient appropriés dans le monde du modèle. Comme nous l'avions déjà fait dans le chapitre 2 lors de l'obtention de nos régimes de temps et classes de vent ERA40, l'année entière est reclassée selon les 9 régimes (classes) projetés. On détermine ainsi si un mois présente plutôt une dynamique d'hiver ou d'été suivant le pourcentage de jours de ce mois qui se classent dans des régimes d'hiver ou d'été. On constate qu'aux moyennes latitudes, Octobre, Novembre et Avril sont des mois de transition, les jours se classant indifféremment sur les régimes d'hiver ou d'été. Mai en revanche présente plutôt une dynamique d'été. Dans les tropiques, Avril, Mai et Novembre sont clairement des mois de transition, alors que les jours d'Octobre se voient majoritairement attribuer des classes de vent d'été. Ainsi, en prenant en compte à la fois tropiques et extratropiques, on voit qu'il est tout à fait cohérent d'utiliser les mêmes saisons et les quatre mêmes mois de transition avec le modèle CNRM-CM3.

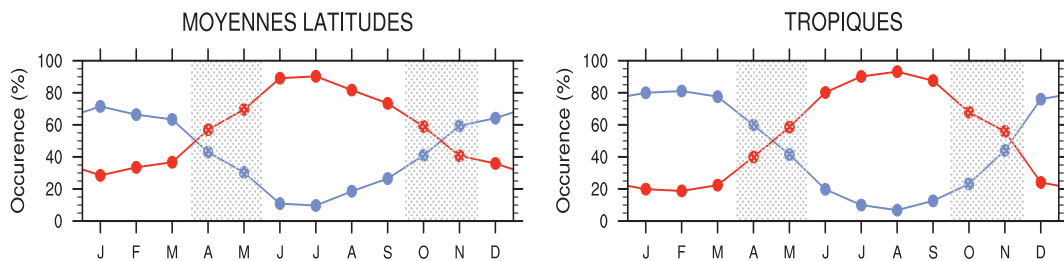


FIG. 4.5: A gauche : Occurrence moyenne des 4 régimes CNRM-CM3 projetés d'hiver (en bleu) et des 5 régimes CNRM-CM3 projetés d'été (en rouge) pour chaque mois de l'année sur la période 1950-1999. A droite : idem pour les classes de vent tropicales à 1000hPa CNRM-CM3 projetées.

En conclusion, on peut dire que par projection des anomalies, on obtient avec le modèle couplé CNRM-CM3 des régimes correctement reproduits, tant par leur structure, leur occurrence, leur persistance ou leur saisonnalité. Il est donc tout à fait acceptable d'envisager l'utilisation et l'application du concept de régimes de temps avec le modèle, et d'appliquer notre méthode de désagrégation. Nous allons maintenant regarder les résultats de l'application de notre méthode à la dynamique atmosphérique grande échelle de CNRM-CM3 en analysant le jeu de forçage qui est reconstruit.

### 4.3 Variables de surface reconstruites

A partir du Z500 et du vent à 1000 hPa du modèle couplé sur la période 1950-1999, nous avons reconstruit avec notre méthode les variables de surface nécessaires pour forcer un modèle d'océan. Cette section est consacrée à la validation des variables de surface ainsi reconstruites, que nous comparerons aux variables de surface directement issues de la simulation couplée CNRM-CM3. Au préalable, il semble préférable de rappeler et définir différentes notations qui seront utilisées tout au long de ce chapitre. Nous rappelons que REC fait référence au jeu de

forçage reconstruit dans le chapitre 2, à partir des variables grande échelle ERA40, qui constitue la validation de la méthode. Nous noterons XX1 le jeu de forçage reconstruit à partir de la grande échelle du modèle couplé CNRM-CM3 sur la période 1950-1999. L'acronyme CM3 fera référence au jeu de forçage directement issu de la simulation couplée correspondante. Nous connaissons maintenant les performances de la méthode et ses biais dans la reconstruction des variables de surface (Chapitre 3). Le jeu de forçage REC peut donc être considéré comme la meilleure reconstruction possible que nous pouvons espérer obtenir avec notre méthode. Il sera donc maintenant notre jeu de forçage de référence pour analyser la reconstruction XX1 obtenue avec les données du modèle.

### 4.3.1 Méthodologie

Nous utilisons donc les anomalies de Z500 et de vent à 1000 hPa de la simulation 20<sup>ème</sup> siècle du modèle CNRM-CM3 auxquelles nous appliquons notre méthode de désagrégation. Comme évoqué dans le paragraphe précédent, les anomalies de grande échelle sont projetées dans l'espace des EOFs ERA40. Les régimes et classes de vent étant comparables à ceux ERA40, la relation statistique établie entre grande échelle et variables de surface observées sur laquelle se base la reconstruction est donc respectée. Pour reconstruire les variables de surface correspondant à l'état atmosphérique de grande échelle issu du modèle couplé, nous appliquons la méthode exactement telle qu'elle a été décrite dans le chapitre précédent. La seule différence méthodologique provient des précipitations. Dans notre jeu de variables de surface de référence DFS4, les précipitations sont mensuelles, et ne ne pouvons donc pas les reconstruire à l'aide de régimes. Nous avons donc lors de la validation de la méthode, produit le jeu de forçage REC dans lequel les précipitations étaient les mêmes que dans DFS4. Dans le cas présent, pour chaque mois de l'année, le ratio entre la climatologie mensuelle des précipitations de CNRM-CM3 et la climatologie mensuelle dans DFS4 est calculé. Puis les précipitations mensuelles de CNRM-CM3 sont corrigées par ce ratio afin d'obtenir le même état moyen que le jeu de données de référence DFS4. En procédant ainsi, la variance des précipitations de CNRM-CM3 n'est pas parfaitement conservée. Cette façon de procéder est donc discutable.

### 4.3.2 Etat moyen

La Figure 4.6 représente l'état moyen des variables U10, V10, T2, Q2, SW et LW sur chacune des boîtes atlantiques définies au Chapitre 3 (voir Figure 3.1) , pour les jeux de forçage DFS4, REC, XX1, et CM3. La différence entre les états moyens DFS4 et REC permet ainsi de garder à l'esprit l'amplitude de l'erreur méthode. On peut voir qu'à de très rares exceptions près, quelles que soient la variable et la zone considérées, l'état moyen des variables XX1 présente un biais moins important que les variables CM3.

- Dans le modèle couplé, le vent zonal est correctement représenté dans les tropiques, alors que le vent zonal XX1 est légèrement surestimé. La principale amélioration apportée par la méthode concerne la bande de latitude 45°N-60°N (boîtes NO et NE) où U10 est très sous-estimé dans CM3 (entre 25% et 50% de sous-estimation). Par la méthode il est légèrement surestimé,

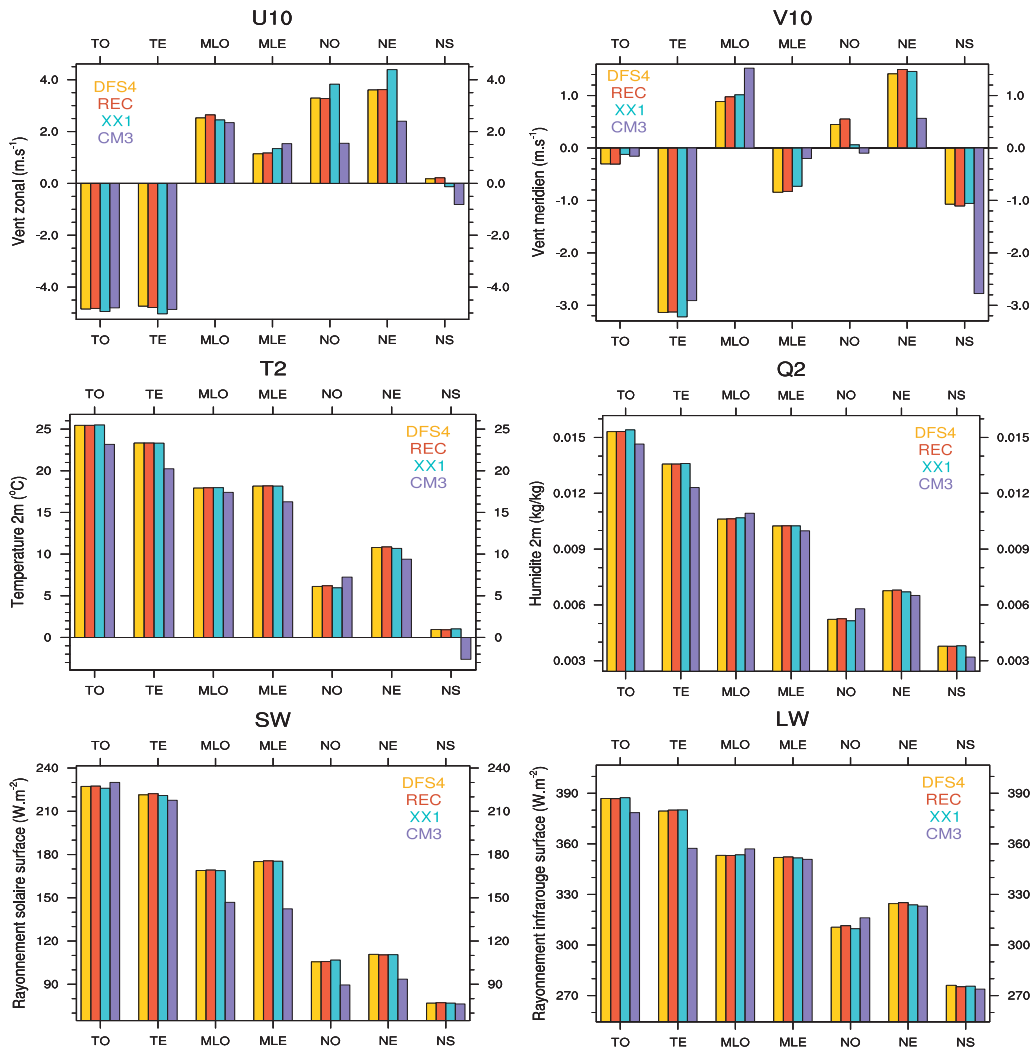


FIG. 4.6: Etat moyen sur chacune des sept boîtes atlantiques réalisé sur la période 1959-1999 pour les variables U10, V10, T2, Q2, Sw et LW. En jaune pour les variables DFS4, en rouge pour les variables REC, en bleu pour XX1 et en violet pour CM3.

mais l'erreur reste inférieure à celle de CM3. La méthode de reconstruction permet de corriger le biais systématique d'ARPEGE dit trop zonal (décalage vers le sud des tempêtes qui frappent l'Europe de l'ouest au lieu de s'incurver vers la Scandinavie) associé à une position trop au sud du jet de haute altitude.

- Le vent méridien est la variable qui dans le modèle couplé présente le plus de biais en terme d'état moyen. Bien que conservant un léger biais dans les tropiques et sur la partie nord-ouest du bassin, le vent méridien XX1 présente des valeurs très proches du vent REC, et est ainsi corrigé de façon remarquable.

- CNRM-CM3 présente un biais froid sur la majeure partie du bassin atlantique. Ce biais froid est maximal sur la bande tropicale nord, où il atteint 2°C à 3°C en moyenne zonale. La sous-estimation est plus modérée sur le reste de l'Atlantique. Seule la mer du Labrador (boîte NO)

possède des températures plus chaudes que REC. L'ensemble de ces différences d'état moyen est corrigé par la méthode. L'erreur maximale de la température XX1 est une sous-estimation en mer du Labrador ne dépassant pas 0.4°C.

- Les biais sont également corrigés pour l'humidité de surface. Que le modèle surestime ou sous-estime Q2 suivant les boîtes, l'erreur est toujours plus petite dans XX1, qui présente des valeurs comparables à celles de REC.

- Le constat est le même pour le rayonnement solaire. Celui-ci est globalement sous-estimé dans CNRM-CM3 au-delà de 20°N, les différences atteignant parfois plusieurs dizaines de W/m<sup>2</sup>. Dans XX1 il est extrêmement proche des valeurs de REC.

- Les biais du modèle en rayonnement infra-rouge suivent ceux de température de surface. Sous-estimé dans les tropiques où le biais froid est maximum, il est au contraire surestimé en mer du Labrador (boîte NO). Les biais sont réduits dans la reconstruction.

Le forçage XX1 reconstruit à l'aide de notre méthode de désagrégation réduit fortement les erreurs d'état moyen en comparaison aux biais du modèle couplé en surface. Nous reconstruisons avec la méthode un état moyen très proche du jeu de forçage observé DFS4.

### 4.3.3 Variance journalière

Sur le même principe que le graphique précédent, les figures 4.7 et 4.8 montrent l'écart-type journalier en DJFM et en JJAS pour les quatre mêmes jeux de forçage. Nous avons déjà évoqué en début de chapitre que le modèle CNRM-CM3 se caractérise par une variance journalière de Z500 sous-estimée. Cette sous-estimation ne concerne pas que le géopotential, mais toute la dynamique tridimensionnelle d'ARPEGE.

Regardons tout d'abord les résultats pour l'hiver (Figure 4.7). Le vent CM3 issu du modèle possède un écart-type journalier trop faible comparé à DFS4. Sur l'ensemble des boîtes, la sous-estimation est en moyenne de 30% pour la composante zonale et de 20% pour la composante méridienne. Le vent à 10m XX1 reconstruit par la méthode présente quant à lui un écart-type très correct, corrigé de ce biais. L'erreur maximale n'est plus que de 4%. Pour T2 et Q2, le constat est le même. Leur écart-type est trop faible dans le modèle couplé (de 20% en moyenne, sauf dans les tropiques pour T2), et est beaucoup plus réaliste dans XX1 (erreur maximale de 8% sur la boîte NS). C'est également le cas pour les variables de rayonnement, dont l'erreur sur l'écart-type est nettement réduite dans XX1. Ainsi, l'erreur relative dans XX1 est en moyenne de 1% pour SW et 6% pour LW.

En été, quelle que soit la variable considérée, le biais de variance journalière est plus faible dans XX1 qu'il ne l'est dans CM3. D'une manière générale, les erreurs sur l'écart-type journalier dans CNRM-CM3 sont plus importantes en été qu'en hiver ; ainsi l'écart-type du vent de surface CM3 est encore plus sous-estimé en JJAS. L'erreur moyenne est de 30% alors qu'elle est au maximum de 4% dans XX1. Alors que la température et l'humidité CM3 ont un écart-type trop faible en hiver, celui-ci est au contraire surestimé en été, principalement au-delà de 30°N, parfois

de près de 30%. La température dans XX1 présente une erreur maximale qui n'est plus que de 4%. Concernant l'humidité relative, l'écart-type est également bien plus réaliste dans XX1. Le constat est le même pour les variables de rayonnement.

En plus de réduire les biais d'état moyen, notre méthode de désagrégation débiaise également la variance à l'échelle de temps journalière.

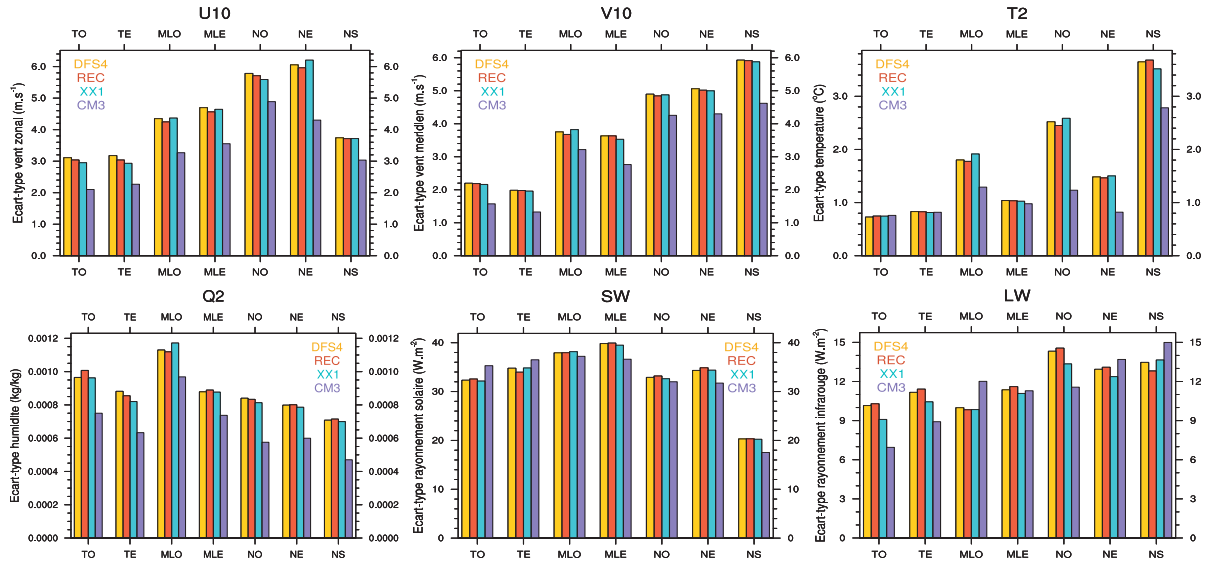


FIG. 4.7: *Ecart-types journaliers en hiver (DJFM) pour U10, V10, T2, Q2, SW et LW sur chacune des boîtes atlantiques. En jaune pour DFS4, en rouge pour REC, en bleu pour XX1 et en violet pour CM3.*

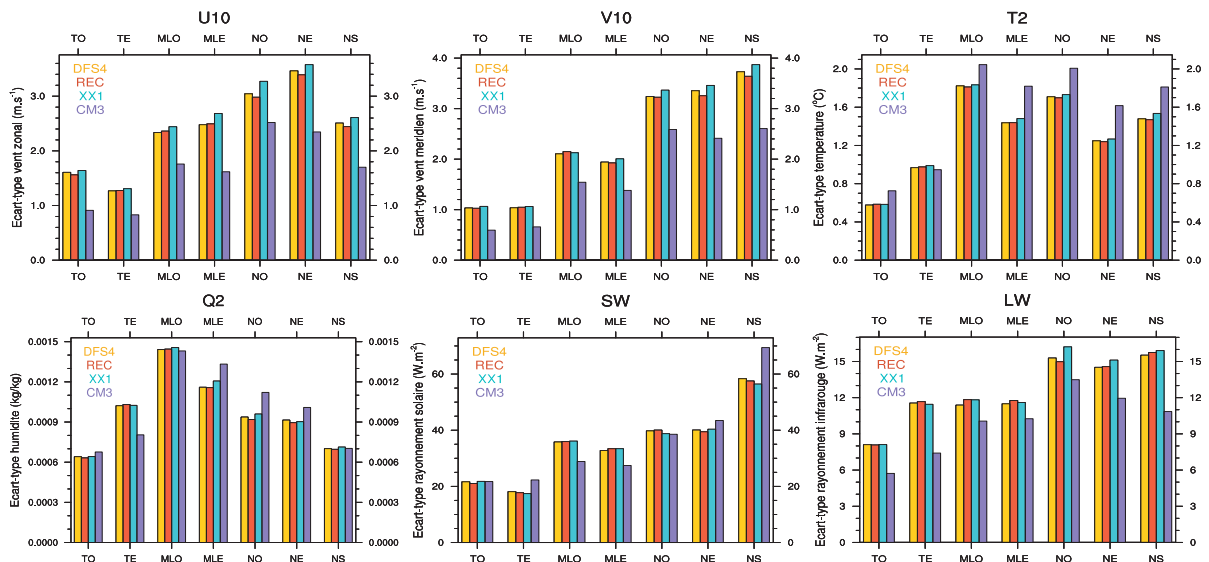


FIG. 4.8: *Idem que Figure 4.7 mais pour JJAS.*



#### 4.3.4 Cycle saisonnier

Tout comme cela avait été fait dans le chapitre 3 lors de la validation du forçage REC, le cycle saisonnier moyen du module du vent à 10m sur chaque boîte atlantique a été validé sur la période 1959-1999 pour XX1 et CM3 (non montré). Le module du vent de CNRM-CM3 souffre d'un biais d'état moyen important, mais mis à part ce biais, le cycle saisonnier de la vitesse du vent est très bien représenté. Par conséquent, le vent XX1 n'apporte pas d'amélioration supplémentaire. Dans le modèle couplé, le cycle saisonnier du rayonnement solaire est très correctement représenté. Les biais de cycle saisonnier les plus importants sont observés dans la bande tropicale nord pour T2, Q2 et LW, qui présentent dans cette région un cycle saisonnier d'amplitude trop faible et légèrement déphasé avec celui de DFS4. Rappelons que le cycle saisonnier de T2, Q2, SW et LW est par construction parfaitement reproduit dans XX1. Il ne peut être par conséquent que plus réaliste que celui de CM3.

#### 4.3.5 Variabilité interannuelle

- **Ecart-type**

Les écarts-types moyens des moyennes annuelles sur les différentes boîtes atlantiques sont représentés Figure 4.9 pour les différentes variables atmosphériques de surface. Le vent de surface dans CNRM-CM3 se caractérise par une sous-estimation de l'écart-type annuel sur l'ensemble du bassin atlantique, à la fois pour les composantes zonale et méridienne. Le vent zonal reconstruit XX1 montre au contraire des écarts-types surestimés mais dont l'erreur relative reste inférieure à celle de CM3, excepté pour la boîte MLE. Le vent méridien XX1 présente des biais du même ordre de grandeur que ceux de CM3 et n'apporte pas d'amélioration notable.

Concernant les variables T2, Q2, SW et LW, on peut voir dans XX1 des écarts-types de valeurs très proches de REC. On retrouve en effet dans XX1 le biais important de sous-estimation de la variance interannuelle, dû à la méthode. L'erreur relative par rapport à DFS4 pour chacune des variables et sur l'ensemble des boîtes est comprise entre 50% et 80%, comme pour REC. En revanche, les erreurs avec REC sont faibles. Dans CM3, les différences d'écart-type sont elles aussi très significatives, pour toutes ces variables. Par exemple, sur les sept boîtes atlantiques, l'erreur relative par rapport à DFS4 est en moyenne de 40% pour T2, et de 30% pour LW, sous-estimée comme dans XX1. Malgré cela, on note que les erreurs d'écart-type dans CM3 sont inférieures à celles de XX1.

Notre méthode ne permet donc pas de réduire les erreurs d'estimation de l'écart-type à l'échelle de temps interannuelle présentes dans le modèle couplé CNRM-CM3. Au contraire, la variance reconstruite est toujours sous-estimée, et l'erreur souvent augmentée. Il faut cependant garder à l'esprit que l'amplitude de la variance interannuelle par rapport à celle de la variance journalière ou du cycle saisonnier est faible en particulier pour T2, Q2, SW et LW.

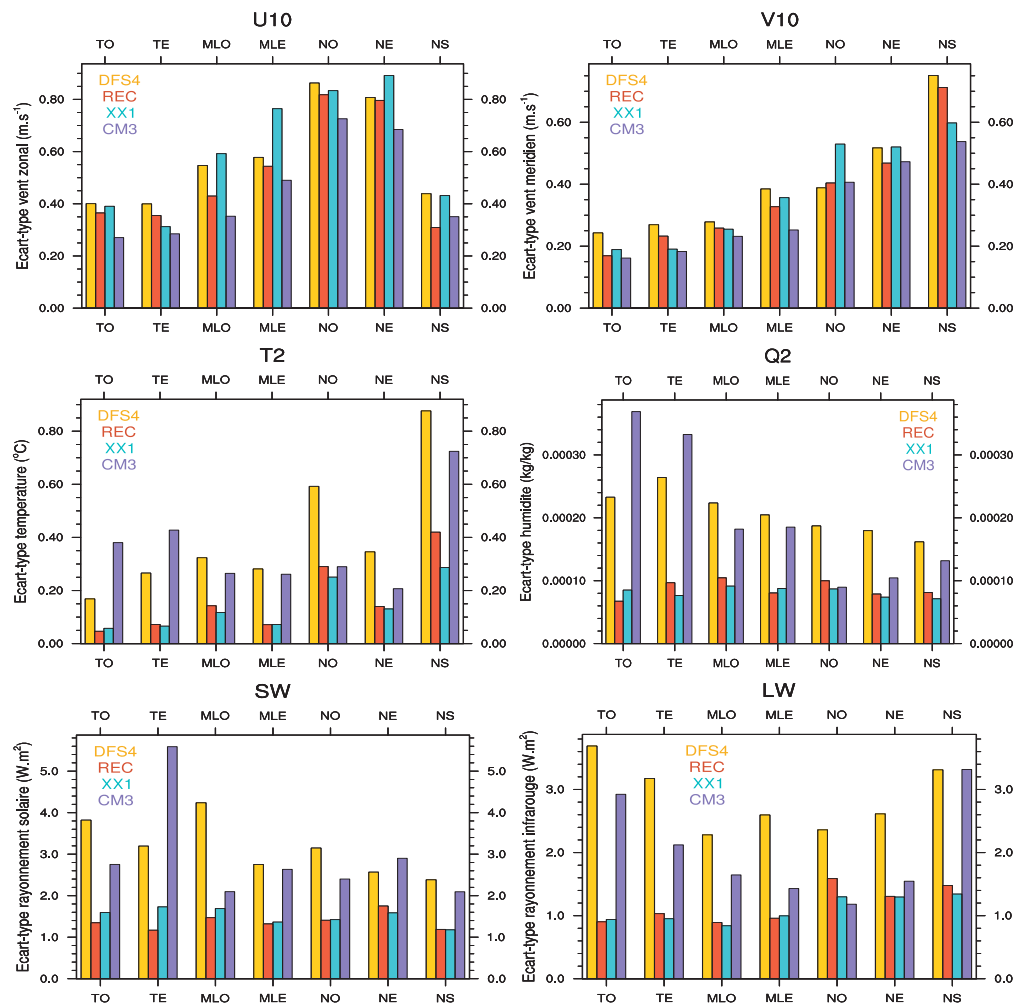


FIG. 4.9: Ecart-types des valeurs annuelles de U10, V10, T2, Q2, SW et LW sur chacune des boîtes atlantiques. En jaune pour DFS4, en rouge pour REC, en bleu pour XX1 et en violet pour CM3.

#### • Corrélation

La Figure 4.10 montre les corrélations temporelles des moyennes annuelles de U10, V10 et T2 entre XX1 et CM3 sur la période 1959-1999. Ce diagnostic va nous permettre d'estimer à quel point la variabilité interannuelle du modèle couplé CNRM-CM3 est capturée via notre méthode. Les corrélations de vent sont importantes sur l'ensemble du bassin, maximum sur la bande de latitude 50°N-60°N, sur l'Est aux moyennes latitudes, ainsi que dans la partie nord des tropiques.

- Les corrélations les plus fortes s'observent pour le vent zonal, significatives sur la majeure partie du bassin atlantique, et souvent supérieures à 0.8.

- Pour le vent méridien, les corrélations les plus fortes se trouvent sur le nord-est du bassin atlantique ainsi qu'au sud de l'équateur.

- Concernant la température à 2m, les coefficients de corrélation sont beaucoup plus faibles et ne dépassent pas 0.7. Cependant, la corrélation apparaît significative sur une bonne partie du bassin atlantique, aux hautes latitudes, sur le bord est du bassin, ainsi qu'aux tropiques.

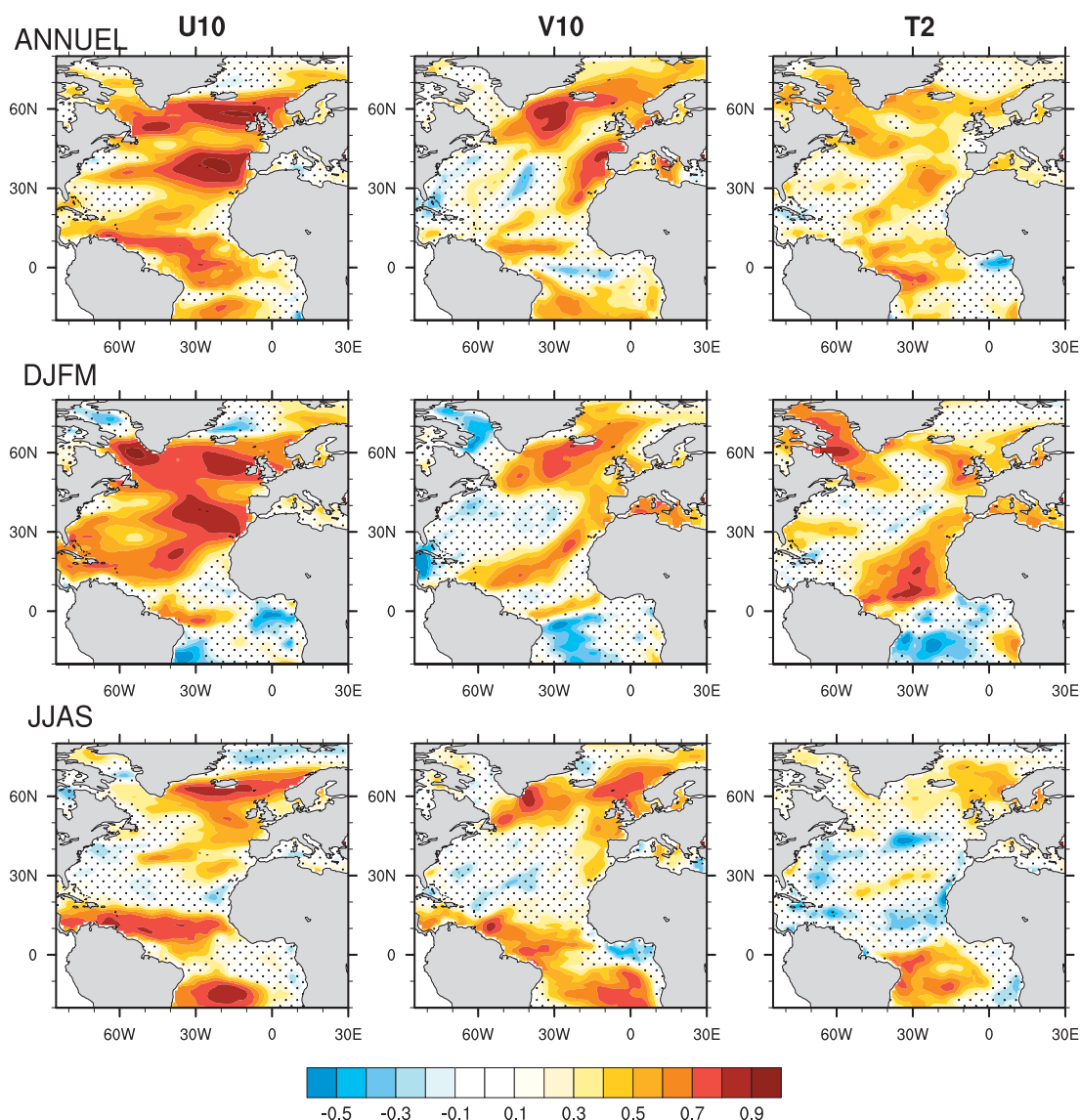


FIG. 4.10: Corrélation temporelle des moyennes annuelles de température à 2m, de vent zonal et méridien à 10m, entre CM3 et XX1. Au milieu, même chose pour les moyennes en DJFM. En bas, pour JJAS. Les pointillés représentent les zones où la corrélation n'est pas significative (seuil à 95%).

Sont également représentées sur la Figure 4.10 les corrélations réalisées à partir des moyennes saisonnières DJFM et JJAS. On peut ainsi voir des disparités entre les saisons. Globalement aux extratropiques, les corrélations sont meilleures en hiver qu'en été. En été, elles sont confinées au nord du bassin atlantique et elles sont presque nulles aux moyennes latitudes (entre 20°N et 45°N). Dans les tropiques en revanche, les corrélations sont plus fortes en été et sur l'ensemble de la bande tropicale, alors qu'en hiver, les corrélations significatives se limitent à la partie nord. Concernant Q2, les résultats sont sensiblement les mêmes que ceux obtenus avec T2. Quant à SW et LW, les corrélations sont très faibles entre CM3 et XX1. C'est pourquoi il n'a pas été jugé nécessaire de montrer les mêmes cartes pour ces variables.

Ces résultats nous indiquent que XX1 conserve une part de la variabilité interannuelle du modèle, avec des disparités selon la variable, la région et la saison considérée. Elle est mieux capturée aux hautes latitudes, surtout en hiver, et mieux pour le vent que pour la température. Comme précédemment évoqué, ces spécificités s'expliquent par le fait que l'approche en régimes de temps soit plus discriminante pour le vent, pour les extratropiques et en hiver.

- **Modes principaux de variabilité**

Une autre manière d'estimer la plus ou moins bonne représentation de la variabilité interannuelle de CM3 par XX1 est de regarder les principaux modes de variabilité. Nous avons choisi ici de montrer sur la Figure 4.11 les deux premières EOFs de vent de surface en hiver dans DFS4, XX1 et CM3.

La structure spatiale de la première EOF se caractérise par des anomalies de vent de type cyclonique centrées au large de l'Europe, et est très proche des anomalies de vent associées à la NAO. Cette structure est parfaitement représentée dans XX1 comme dans CM3 et la corrélation spatiale atteint 0.96 et 0.92 avec DFS4. XX1 capture très bien la variabilité contenue dans CM3

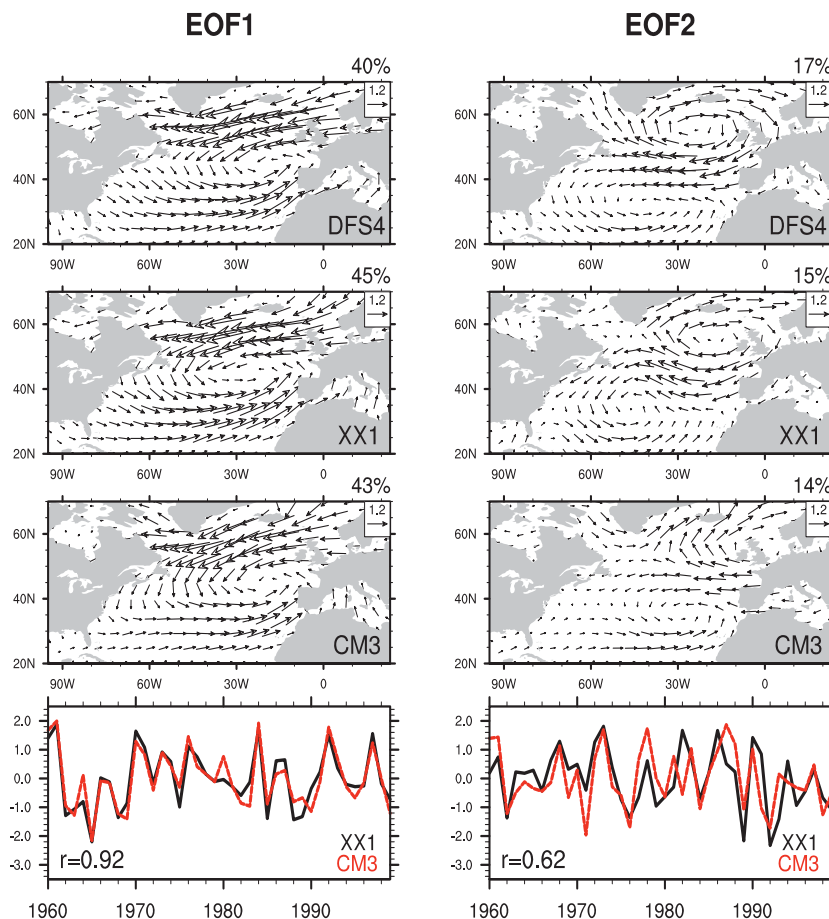


FIG. 4.11: Deux premières EOFs de vent de surface en DJFM sur la période 1959-1999 dans DFS4, XX1 et CM3.

puisque les composantes principales associées sont corrélées à 0.92.

Concernant la seconde EOF, elle représente des anomalies de vent de type anti-cyclonique centrées au sud de l'Islande, et cyclonique au-dessous des Açores. Cette structure est très bien reproduite dans XX1 (corrélacion spatiale de 0.9), mais montre en revanche un biais dans CM3, avec une structure décalée vers l'ouest, les anomalies étant plutôt centrées sur les îles britanniques. La corrélacion spatiale avec DFS4 n'est que de 0.6. Il est intéressant de remarquer que XX1 conserve la variabilité interannuelle de ce mode (corrélacion de 0.62 avec la composante de CM3) tout en en débiaisant la structure spatiale qui se projette très bien sur DFS4. Le pourcentage de variance expliquée des deux premières EOFs est assez proche dans les trois forçages et ne diffère jamais de plus de 5%. Il est cependant intéressant de remarquer que le pourcentage de variance expliquée dans XX1 est plus proche de celui de CM3, confirmant la bonne cohérence temporelle à l'échelle interannuelle entre XX1 et CM3.

Cet exemple nous a permis de mettre en évidence le fait que la méthode de désagrégation permet de conserver la variabilité interannuelle du modèle couplé, tout en débiaisant la structure spatiale de cette variabilité. Ceci est vrai pour les extratropiques, mais l'est beaucoup moins pour la région tropicale, où les principaux modes de variabilité de vent de surface de DFS4 se retrouvent plus difficilement dans XX1 (non montré).

#### 4.3.6 Tendances

Pour finir l'analyse du forçage XX1, nous nous intéressons aux tendances sur la période 1959-1999 qui sont représentées sur la Figure 4.12 pour DJFM. Nous ne montrons pas les tendances en JJAS, qui sont très proches des résultats obtenus en DJFM et amènent aux mêmes conclusions.

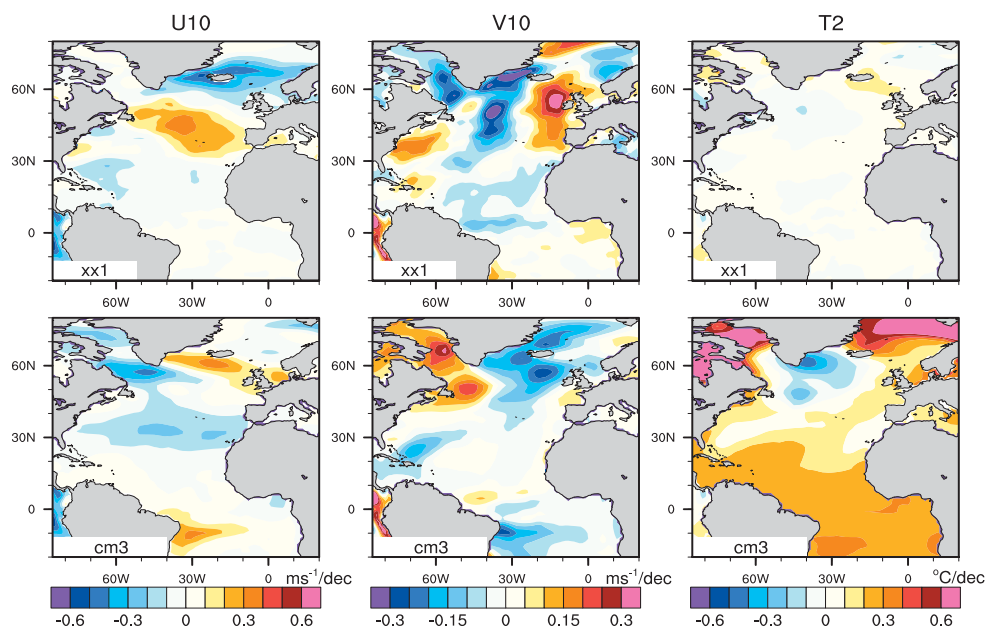


FIG. 4.12: Carte de tendance pour U10, V10 et T2 sur la période 1959-1999 en DJFM. En haut dans XX1, en bas dans CM3.

On note dans XX1 une légère intensification des vents d'est au-delà de 60°N et une intensification des vents d'ouest entre 40°N et 50°N alors que c'est plutôt la structure inverse qui s'observe dans CM3. Le vent méridien dans XX1 présente quant à lui une augmentation des vents de nord en mer du Labrador et le long des côtes groenlandaises, ainsi que l'augmentation des vents de sud au large de l'Europe, ne correspondant pas du tout à la structure simulée dans CM3, se caractérisant au contraire par une diminution du vent méridien en mer du Labrador, et sa diminution au large de l'Europe. Cependant, les tendances en vent constatées dans CM3 restent très faibles en comparaison à ce que l'on observe dans DFS4 (Figure 3.8, Chapitre 3). De plus les régimes de temps CNRM-CM3 projetés ne montrent pas de tendance particulière dans leur occurrence interannuelle (Figure 4.3), il n'est donc pas étonnant de ne pas constater de tendance importantes dans CM3 et ne pas les reconstruire.

En revanche, concernant T2, CM3 s'illustre par une tendance au réchauffement très forte, particulièrement aux tropiques (0.3°C/décennie) et dans les régions couvertes de glace de mer en hiver. Seule au sud du Groenland, une zone se détache du reste du bassin atlantique par un refroidissement. Cette tendance chaude ne répond pas à un changement de dynamique atmosphérique, puisqu'il n'y a pas, comme nous l'avons déjà dit de tendance marquée dans l'occurrence des régimes de temps. On sait par ailleurs qu'une des caractéristiques du modèle CNRM-CM3 est de surestimer de façon irréaliste le réchauffement sur la fin du 20<sup>ème</sup> siècle (Salas-Mélia et al., 2005). Cette tendance ne semble donc pas être d'origine dynamique, mais plutôt due à une réponse du modèle trop forte au forçage anthropique, et il est donc normal de ne pas la reproduire dans XX1.

Pour conclure sur l'analyse du forçage XX1, on retiendra principalement deux choses. D'une part, qu'il permet de contourner les biais d'état moyen et de variance journalière inhérents au modèle couplé, et que d'autre part, il permet de conserver une variabilité interannuelle proche de celle de CM3.

## 4.4 Application du forçage XX1 au modèle d'océan ORCA05

Tout comme avec le forçage REC, nous utilisons le forçage XX1 pour forcer le modèle d'océan ORCA05. Cette simulation sera notée par la suite ORCA05-XX1. Le restart utilisé pour débiter la simulation est le même que celui utilisé pour les simulations ORCA05-DFS4 et ORCA05-REC et les buffer zones sont identiques. En dehors de la zone de reconstruction (Atlantique et Arctique), nous appliquons le forçage journalier DFS4. Cette partie est consacrée à l'analyse de la simulation ORCA05-XX1 qui s'articulera autour de deux axes principaux :

- mettre en avant la fonction de débiaisage de notre méthode de désagrégation : c'est à dire que par le forçage XX1 et l'utilisation d'un modèle océanique plus haute résolution, ORCA05-XX1 présente des caractéristiques d'état moyen et de variance plus réalistes que le modèle couplé.
- regarder comment dans ORCA05-XX1, la variabilité interannuelle induite par les régimes de temps est reproduite, et si elle correspond à celle du modèle couplé au débiaisage près.



La méthode de désagrégation a été validée dans le chapitre 3 en analysant le forçage REC et les simulations océaniques ORCA05-REC et ORCA05-DFS4, mettant ainsi en évidence les points forts et limites de la méthode. Par construction, les biais de la méthode sont reproduits dans ORCA05-XX1 et nous ne pouvons obtenir un "meilleur état océanique" que celui de ORCA05-REC (sauf pour de mauvaises raisons et compensation de biais). Cependant, nous ferons dans cette partie souvent référence à ORCA05-DFS4 que nous considérons comme le meilleur état océanique que l'on peut obtenir avec ORCA05, cela afin de montrer que malgré les différences qui existent entre ORCA05-XX1 et ORCA05-DFS4 (erreurs méthode comprises), ces différences sont moindres que celles du modèle couplé.

#### 4.4.1 Etat moyen océanique

- **Température et salinité de surface**

La Figure 4.13 montre l'état moyen de la SST dans les données Levitus, dans CM3, ainsi que dans ORCA05-DFS4 et ORCA05-XX1. On constate que ORCA05-DFS4 reproduit des SST moyennes extrêmement proches de celles observées, toutefois un peu trop chaudes à 5°N, trop froides au niveau de la gyre subpolaire, en mer de Baffin et dans la baie d'Hudson. ORCA05-XX1 présente un état moyen tout à fait comparable et difficilement différenciable de celui de

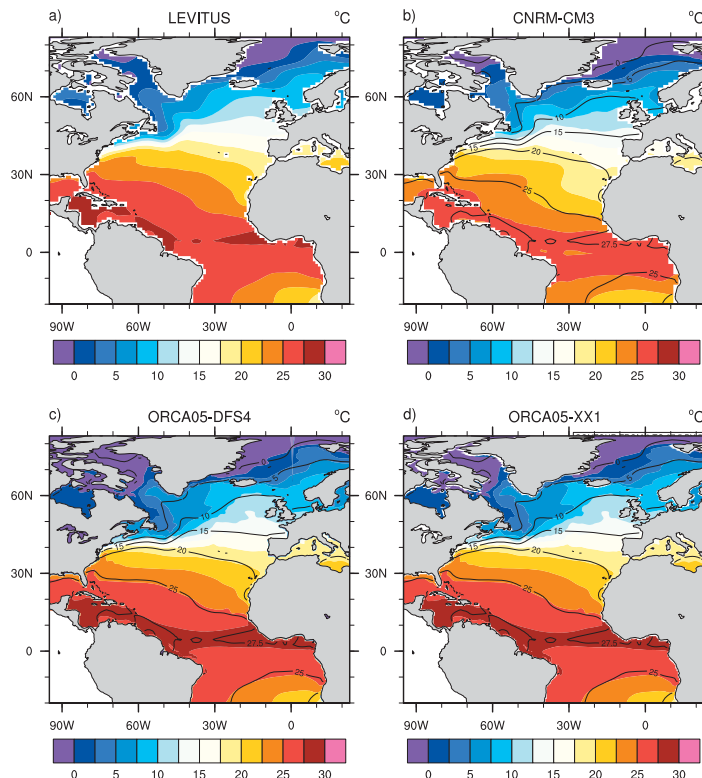


FIG. 4.13: (a) Etat moyen de la SST Levitus en °C sur la période 1900-1997. (b) Etat moyen de la SST dans la simulation CM3. En contours noirs, état moyen de la SST Levitus. (b) et (c) Idem pour les simulations ORCA05-DFS4 et ORCA05-XX1.

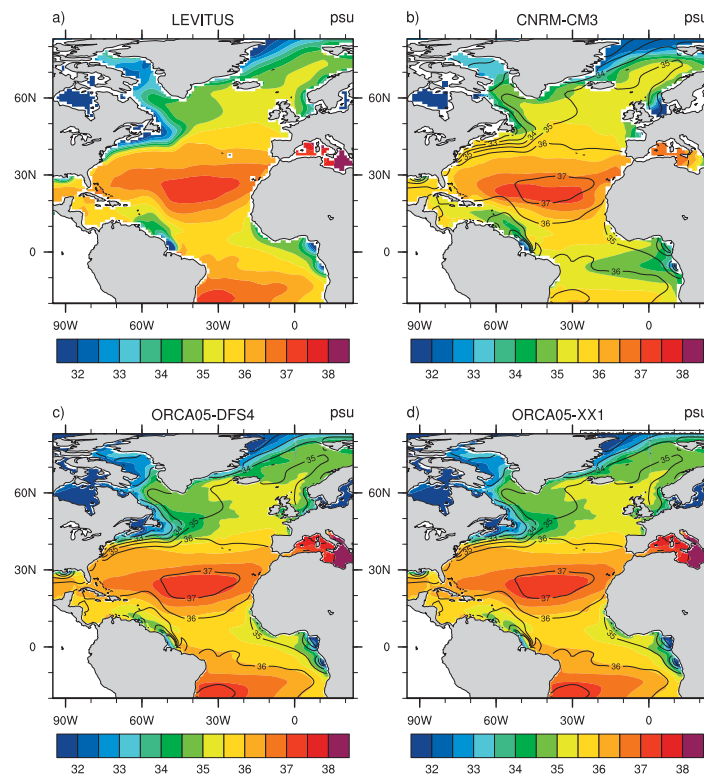


FIG. 4.14: *Idem* Figure 4.13 mais pour la salinité de surface.

ORCA05-DFS4. Concernant CM3, les erreurs moyennes de SST sont largement supérieures. Le modèle couplé se caractérise en effet par un biais froid sur l'ensemble du bassin atlantique, sauf dans l'Atlantique Nord-Ouest. Ainsi, la différence peut atteindre  $-3^{\circ}\text{C}$ , et se situe en moyenne autour de  $-2^{\circ}\text{C}$ , comme on peut le voir avec une isotherme  $22.5^{\circ}\text{C}$  située au niveau de l'isotherme  $25^{\circ}\text{C}$  des données Levitus. En revanche, on trouve un biais chaud en mer du Labrador et le long des côtes jusqu'en Nouvelle-Ecosse, probablement en raison d'une mauvaise représentation par le modèle couplé du courant du Labrador qui ramène des eaux froides le long des côtes nord-américaines. De plus, comme on a pu le voir lors de l'analyse des EOFs de vent (Figure 4.11), CNRM-CM3 montre un biais dans la position des vents avec une dépression d'Islande décalée vers l'Est, entraînant des flux de Nord-Ouest plus faibles au niveau de la gyre subpolaire. Ce biais en SST est cohérent avec dans CM3 la sous-estimation déjà constatée de T2 excepté sur le nord-ouest du bassin (Figure 4.6).

De la même manière, la Figure 4.14 représente l'état moyen de salinité de surface. Comme pour la SST, on remarque que globalement, la SSS est très correctement représentée par ORCA05-XX1. Dans CM3, la salinité est beaucoup trop faible dans l'Atlantique Sud, ainsi qu'en mer Méditerranée et près des côtes d'Europe du Nord. Les eaux de surface sont au contraire trop salées au niveau de la gyre subpolaire, ainsi que le long des côtes nord-américaines, probablement en raison de la mauvaise représentation du courant Labrador déjà évoquée et d'une mauvaise repré-

sentation du flux de chaleur latent et des précipitations dans CNRM-CM3. On peut en conclure que les états moyens de SST et SSS sont bien plus réalistes dans la simulation ORCA05-XX1 qu'ils ne le sont dans CM3.

Toujours concernant la SST et la SSS, nous nous intéressons maintenant à leur variance à l'échelle interannuelle dans CM3, ORCA05-XX1 et ORCA05-DFS4 (Figure 4.15). Les variances de référence seront celles obtenues par dans la simulation ORCA05-DFS4. Sans surprise, on constate, en comparaison à ORCA05-DFS4, une sous-estimation de la variance interannuelle de SST dans ORCA05-XX1, sur l'ensemble du bassin, mais surtout dans les tropiques. Dans CM3, au-delà de 40°N la variance est relativement correcte en amplitude, mais sur le reste du bassin, elle est globalement surestimée, en particulier dans la bande tropicale. En salinité, la variance dans ORCA05-XX1 (4.15e) est bien mieux reproduite, les différences avec ORCA05-DFS4 étant faibles. Dans CM3, la salinité de surface présente une variance plus importante sur l'ensemble du bassin, surtout près des côtes africaines, sur l'ouest de la région tropicale, en Méditerranée ou encore dans les régions de glace de mer.

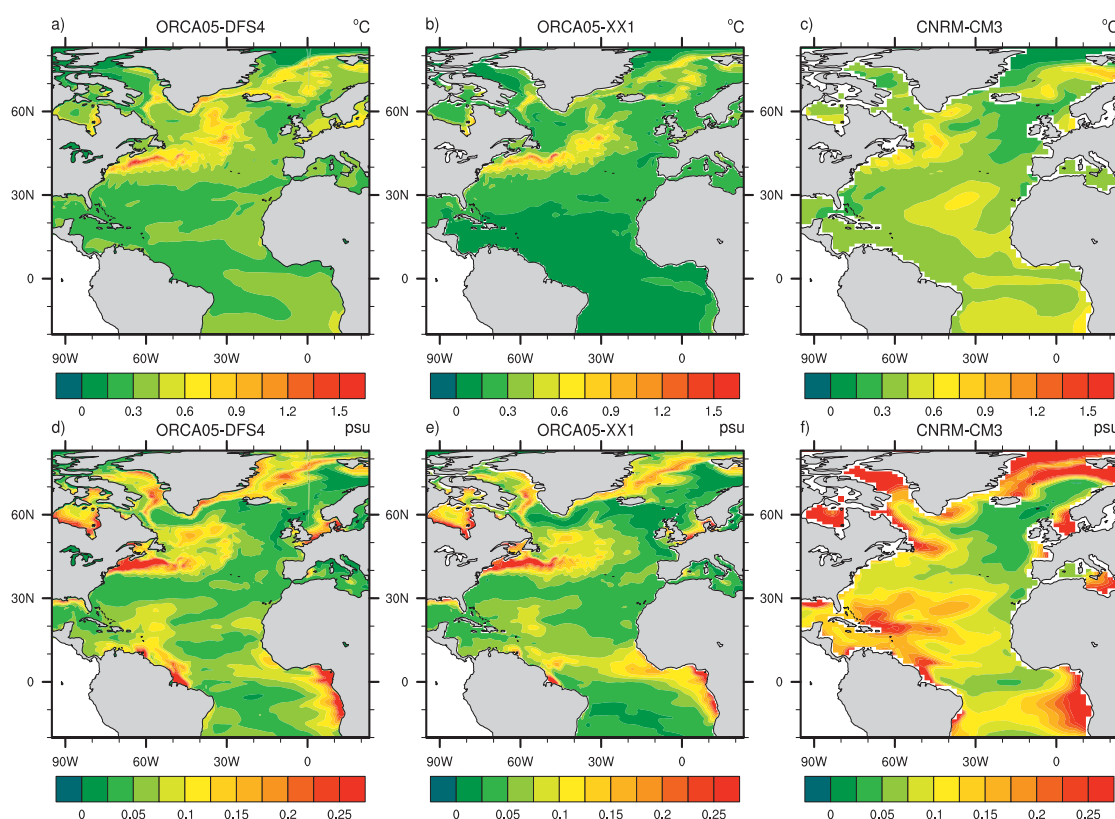


FIG. 4.15: *Ecart-type interannuel (période 1959-1999) de la SST (a,b,c) et de la SSS (d,e,f)*

#### • Fonction de courant méridienne

On note également pour la fonction de courant méridienne (MOC) de grandes différences entre le modèle couplé et les simulations réalisées avec ORCA05 (Figure 4.16). L'état moyen

dans ORCA05-XX1 est très proche de celui de ORCA05-DFS4, avec un maximum d'environ 16 Sv situé autour de 25°N à environ 900m de profondeur. Les mesures de la MOC sont compliquées à réaliser, et il existe peu d'estimation de l'intensité de ce transport. Selon Ganachaud et Wunsch (2000), la formation d'eaux profondes en Atlantique Nord est évaluée à 15 Sv et une analyse plus récente de Cunningham et al. (2007) estime l'intensité de la MOC à 18.7 Sv à 26.5°N dans l'Océan Atlantique. Les valeurs obtenues avec ORCA05 se situent dans une marge tout à fait raisonnable. Dans le modèle couplé, l'état moyen de la MOC est très différent, tant par son intensité que par sa structure. La circulation océanique méridienne est partout beaucoup plus forte dans CM3, avec une valeur maximale avoisinant 26 Sv, soit 60% de plus que dans ORCA05. Cependant, aux environs de 26°N, l'intensité de la MOC dans CNRM-CM3 est convenable si l'on se réfère à l'estimation de Cunningham et al. (2007). Dans CNRM-CM3, le maximum se situe plus au nord, vers 45°N, et vers 1400m de profondeur, témoignant de la plongée des eaux de surface dans la gyre subpolaire, principalement en mer du Labrador et mer d'Irminger. On remarque également l'absence de la cellule profonde associée à un transport vers le sud représentant le déplacement des eaux Antarctique de fond, normalement présente entre 2000m et 4000m de profondeur. Il est évident que de telles différences proviennent principalement du fait que les modèles océaniques considérés ne sont pas les mêmes, plus que du forçage atmosphérique de surface en lui même.

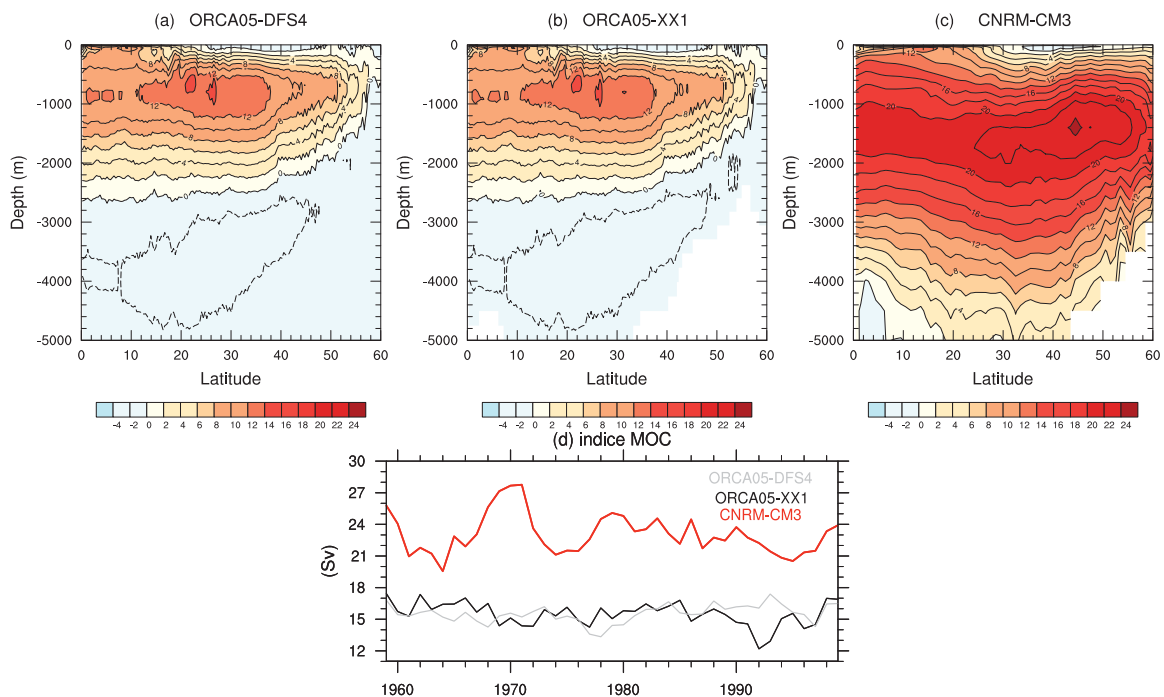


FIG. 4.16: Fonction de courant méridienne atlantique moyenne (en Sv) sur la période 1959-1999, dans les simulations ORCA05-DFS4 (a), ORCA05-XX1 (b) et CM3 (c). (d) : Evolution du maximum de la circulation méridienne annuelle moyenne (en Sv) dans ORCA05-DFS4 (en gris), dans ORCA05-XX1 (en noir) et dans CNRM-CM3 (en rouge).

On retrouve avec l'indice MOC représenté sur la même figure, les mêmes conclusions que précédemment. Le modèle représente une MOC trop intense autour de 26 Sv alors que ORCA05-DFS4 et ORCA05-XX1 ont un état moyen très comparable, d'environ 15 Sv. On remarque aussi une variance plus importante de l'indice MOC dans CM3. La corrélation entre l'indice MOC de CM3 et ORCA05-XX1 est quasi nulle (0.01). La variabilité interannuelle de la MOC de CM3 n'est donc pas reproduite dans ORCA05-XX1, tout comme c'était également le cas entre ORCA05-REC et ORCA05-DFS4 (Figure 3.13).

Si l'on regarde maintenant la variance de la MOC (Figure 4.17), on peut voir dans ORCA05-DFS4 un écart-type maximum autour de 2 Sv situé entre 35°N et 50°N, induit par l'activité convective en Atlantique Nord. Dans ORCA05-XX1, l'écart-type est relativement correct sur l'ensemble du bassin, mais avec un maximum correctement placé mais plus faible et de seulement 1.6 Sv. La variabilité de la MOC est difficilement estimable, et il est ici difficile de juger du réalisme de ces résultats. Mais ces différences sont toutes relatives comparées à la variabilité de la MOC dans CNRM-CM3. Celui présente une MOC de variabilité bien plus élevée. Les écart-type sont particulièrement importants d'une part entre 35°N et 50°N tout comme dans ORCA05 avec un écart-type de 2.2 Sv, mais aussi plus au sud, autour de 20°N où à 2000m de profondeur, l'écart-type atteint sa valeur maximale de plus de 2.6 Sv.

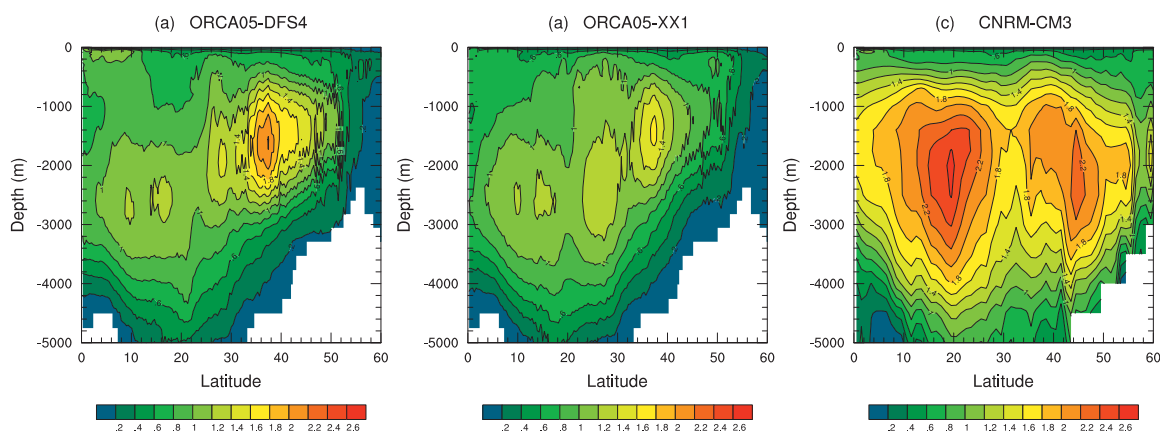


FIG. 4.17: Ecart-type de la fonction de courant méridienne atlantique (en Sv) sur la période 1959-1999, dans les simulations ORCA05-DFS4 (a), ORCA05-XX1 (b) et CM3 (c). (d) : Indice MOC calculé sur la période 1959-1999 dans ORCA05-XX1 (noir), ORCA05-DFS4 (gris) et CM3 (rouge).

Les caractéristiques moyennes de la MOC sont, si l'on se réfère à ORCA05-DFS4, bien conservées dans la simulation ORCA05-XX1, tant en intensité moyenne qu'en variance. La simulation ORCA05-XX1 permet de plus, par rapport au modèle couplé, d'approcher un état moyen d'environ 16 Sv en maximum et une structure a priori bien plus réaliste que celle de CM3.

En conclusion, le forçage XX1 reconstruit à partir de la dynamique atmosphérique de grande échelle issue du modèle couplé, et appliqué au modèle d'océan ORCA05, nous permet de débiaiser l'état moyen océanique de ce dernier.



#### 4.4.2 Variabilité océanique et régimes de temps

L'idée d'une telle méthode de désagrégation est que bien que permettant de contourner les biais rencontrés dans le modèle CNRM-CM3 et d'atteindre un état moyen océanique plus réaliste, elle conserve cependant une certaine cohérence temporelle avec la simulation couplée, puisque son forçage est basé sur les régimes de temps simulés par CNRM-CM3. Nous avons d'ailleurs déjà vérifié dans la section précédente que les variables XX1 reconstruites, principalement le vent, reproduisent une part significative de la variabilité interannuelle de CM3 (Figure 4.10). Cependant, il est évident que la variabilité dans ORCA05-XX1 sera nettement différente de celle de CM3, les simulations étant différentes sur beaucoup de points : l'une est en mode forcé et la seconde en couplé, le forçage atmosphérique à la surface est différent, et les modèles océaniques ne sont pas les mêmes, d'état initial différent, de résolution dissemblable, et chacun possédant sa propre dynamique. Seule la dynamique atmosphérique de grande échelle estimée en termes de régimes de temps relie ces deux simulations, et la relation entre les régimes de temps et les variables de surface n'est pas forcément la même dans le monde du modèle couplé que dans les observations. Ainsi, sur une région géographique donnée, même si la variabilité du forçage de surface était très proche pendant 40 ans dans les deux simulations, ce ne serait pas forcément le cas dans l'océan en raison de transports, courants, ou processus physiques différents.

Ceci étant, nous allons ici comparer comment la variabilité des régimes de temps, qui est la même dans ORCA05-XX1 et dans CM3, contraint l'océan à l'échelle interannuelle, et si cette part de la variabilité océanique induite par les régimes de temps dans CM3 est reproduite dans ORCA05-XX1. Nous avons choisi pour cela de nous concentrer plus particulièrement sur le forçage exercé par la NAO, dont nous savons qu'elle joue un rôle important sur la variabilité océanique.

La Figure 4.18 montre les corrélations entre l'occurrence annuelle des 4 régimes d'hiver CNRM-CM3 projetés, et la SST dans les simulations ORCA05-XX1 (en haut) et CM3 (en bas). Les corrélations des régimes de temps avec les SST de ORCA05-XX1 ne sont pas sans rappeler les anomalies de T2 associées aux régimes d'hiver dans les observations (Figure 2 de l'article dans le Chapitre 2) et présentent des structures bien réalistes.

L'Atlantique Ridge est associé à des SST chaudes au centre du bassin, entourées au nord et au sud par des températures plus froides. Le régime de Blocage entraîne des températures chaudes dans les Caraïbes et le long des côtes américaines, froides au centre du bassin, chaudes entre le Groenland et l'Europe, et plus froides au nord. Concernant les phases positives et négatives de la NAO, on retrouve la structure de SST tripolaire classique largement documentée dans la littérature (Cayan 1992a, Visbeck et al. 1998, Marshall et al. 2001b). La phase positive de la NAO est associée à des anomalies froides au niveau du gyre subpolaire, chaudes entre 30°N et 50°N, et froides plus au sud. La structure inverse est obtenue pour la phase négative. Des structures de SST relativement proches sont associées à ces mêmes régimes dans CM3. Les différences les plus remarquables s'observent pour les régimes de NAO, où les corrélations apparaissent très faibles



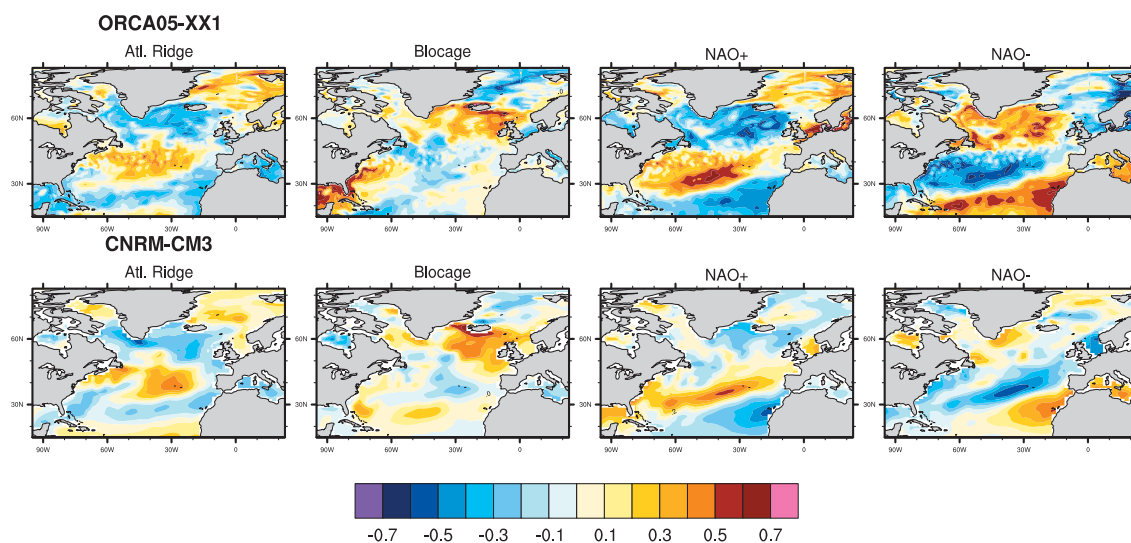


FIG. 4.18: Corrélation entre les moyennes DJFM de SST sur la période 1959-1999 et l'occurrence annuelle des 4 régimes de Z500 CNRM-CM3 projetés sur la même période. En haut pour la SST issue de la simulation ORCA05-XX1 et en bas dans le modèle couplé.

dans le gyre subpolaire, ce qui n'est pas très réaliste et peut s'expliquer par certains biais dans CM3, comme les vents d'ouest trop au sud et la variance de la dynamique de grande échelle sous-estimée au-delà de 40°N. Ceci montre que en plus des propriétés de débiaisage, la méthode permet des récupérer des relations océan-atmosphère qui ne sont pas présentes dans le modèle couplé.

Regardons maintenant la première EOF de SST en hiver et en été dans les deux simulations (Figure 4.19). Les structures spatiales associées à ces EOFs en DJFM représentent le tripole de SST associé à la NAO venant d'être évoqué. On peut tout d'abord noter la bonne corrélation de 0.65 entre les composantes principales de ORCA05-XX1 et CM3, et toutes deux corrélées à 0.6 avec l'occurrence interannuelle de la NAO+. Il est en revanche intéressant de remarquer que pour une même série temporelle associée à la NAO, les structures spatiales des EOFs sont nettement différentes. Dans ORCA05-XX1, la variabilité est particulièrement forte au niveau de Gulf Stream, alors que le pôle positif est plus central dans CM3. Le pôle négatif en mer du Labrador dans ORCA05-XX1 est presque absent dans CM3, qui en revanche, présente une variabilité particulièrement importante dans la partie tropicale. Les conclusions sont exactement les mêmes en été, dont le premier mode représente également le tripole de SST. Les corrélations temporelles des composantes principales sont bonnes entre les deux simulations (0.53), bien que présentant des structures spatiales qui divergent, avec un pôle négatif dans les tropiques largement surestimé dans le modèle couplé. Ces résultats nous permettent de mettre en avant la fonction de débiaisage de la méthode, en montrant que ORCA05-XX1 associe à une même variabilité interannuelle induite par les régimes de temps, des structures spatiales plus réalistes.

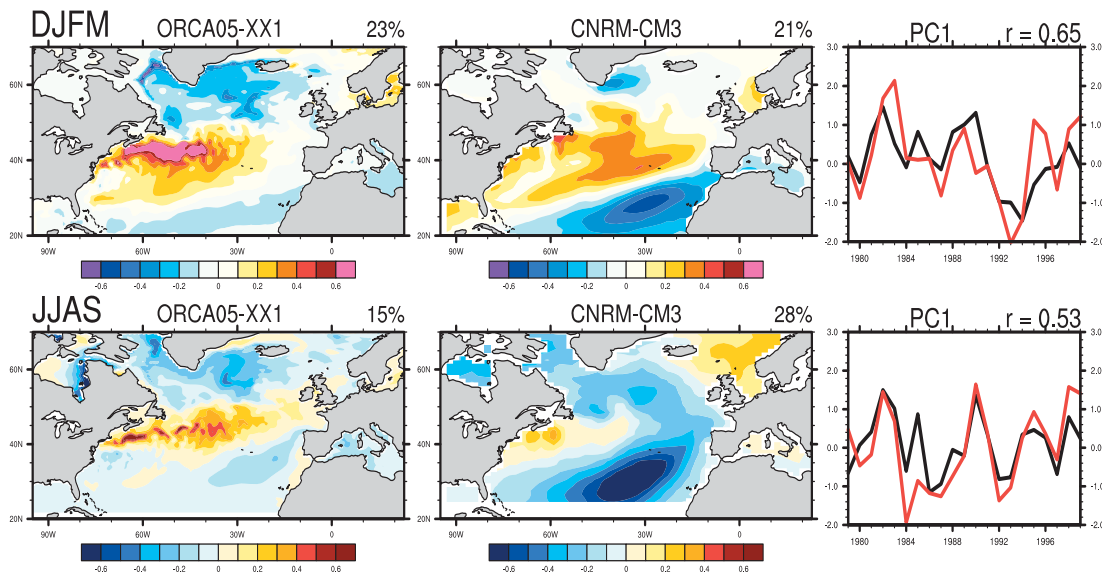


FIG. 4.19: Première EOF de SST en DJFM (en haut) et en JJAS (en bas) dans ORCA05-XX1 et CM3. Structures spatiales de ORCA05-XX1 à gauche, de CM3 au centre, et à droite, les composantes principales associées, en noir pour ORCA05-XX1 et en rouge pour CM3.

Nous nous intéressons maintenant à la convection profonde en Atlantique Nord. Est représenté Figure 4.20 (a et b) l'état moyen de la profondeur de couche de mélange dans les deux simulations en JFM sur la période 1959-1999. Les états moyens sont assez proches dans les deux simulations, avec une activité convective particulièrement forte en mer du Labrador. Les sites de convection en mer d'Irmingier et mer du Groënland sont un peu plus forts dans CM3 et ne sont pas situés exactement au même endroit que dans ORCA05-XX1. Nous nous intéressons plus particulièrement au site de convection en mer du Labrador, dont la variabilité est connue pour être liée à celle de la NAO (Dickson et al. 1996 ; Curry et McCartney 2001). Des indices de profondeur de couche de mélange ont été réalisés dans nos deux simulations sur la boîte

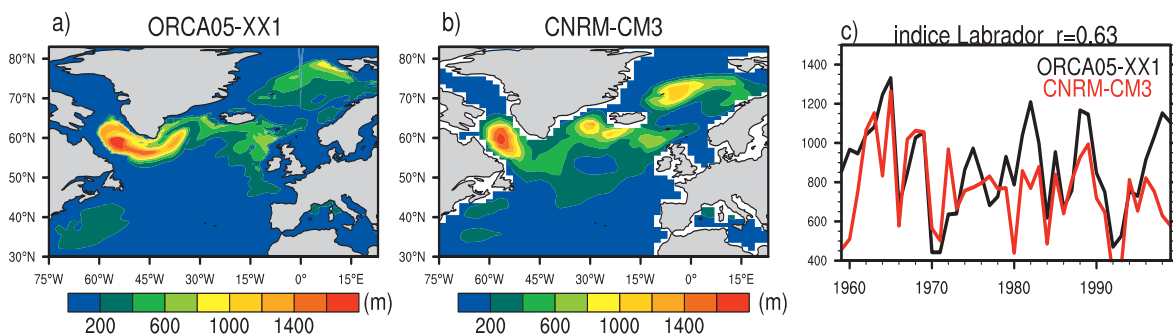


FIG. 4.20: (a) et (b) : Etat moyen de la profondeur de la couche de mélange (en m) en JFM sur la période 1959-1999 dans les simulations ORCA05-XX1 et CM3. (c) indice de convection en mer du Labrador ( $54^{\circ}\text{N}$ - $63^{\circ}\text{N}/60^{\circ}\text{W}$ - $45^{\circ}\text{W}$ ) sur la même période en JFM en noir dans ORCA05-XX1 et en rouge dans CM3.

(54°N-63°N)/(60°W-45°W) qui englobe le site de convection profonde en mer du Labrador dans les deux modèles, et sont représentés Figure 4.20c. Ces indices témoignent d'une profondeur de couche de mélange moyenne une peu plus importante dans ORCA05-XX1 (850m) que dans CM3 (750m), ainsi qu'une très bonne corrélation de 0.63. Comme dans les observations, l'activité convective en mer du Labrador est fortement liée au régime de NAO. La corrélation avec l'indice NAO (1<sup>ère</sup> EOF de Z500 dans CM3) est de 0.61 dans ORCA05-XX1 et de 0.75 dans CM3. Aux vues des résultats précédents montrant une corrélation forte entre en SST et NAO en mer du Labrador dans ORCA05-XX1, il n'est pas étonnant de trouver une relation forte avec la convection en mer du Labrador. En revanche, les corrélations faibles de SST dans CM3 laissent supposer que le rôle de la NAO sur la convection en Labrador doit être due à l'action des vents ou de la salinité.

Pour finir, nous regardons le lien entre la NAO et la fonction de courant barotrope, qui permet d'observer la circulation de surface dans le modèle. La Figure 4.21 représente la structure spatiale de la première EOF de la moyenne annuelle de la fonction de courant barotrope dans les simulations ORCA05-XX1 et CM3 (a et b) ainsi que la série temporelle associée (c). Dans les deux simulations, les structures spatiales montrent un dipôle d'anomalies au niveau de la gyre subtropicale, fortement positives dans la partie nord de la gyre et négatives dans sa partie sud. Cela témoigne d'un déplacement vers le nord de la gyre subtropicale, ou du Gulf Stream. On remarque dans CM3 un troisième pôle d'anomalies négatives dans la gyre subpolaire. Bien que les structures spatiales soient relativement proches malgré un décalage de la structure vers le sud dans CM3, les composantes principales ne sont en revanche pas corrélées (0.17). La série temporelle de ORCA05-XX1 montre cependant une corrélation importante de 0.7 avec l'indice NAO d'hiver du modèle couplé. On sait par la littérature que ce lien entre NAO et Gulf Stream est réaliste. Frankignoul et al. (2001) ont montré par les observations qu'un événement NAO positif entraîne un déplacement vers le nord du Gulf Stream avec un décalage temporel d'un an. Nous n'avons pas ce décalage, mais les EOFs sont faites sur des moyennes annuelles, alors que l'indice NAO est obtenu à partir de données DJFM. Il est donc dans notre cas, tout à fait

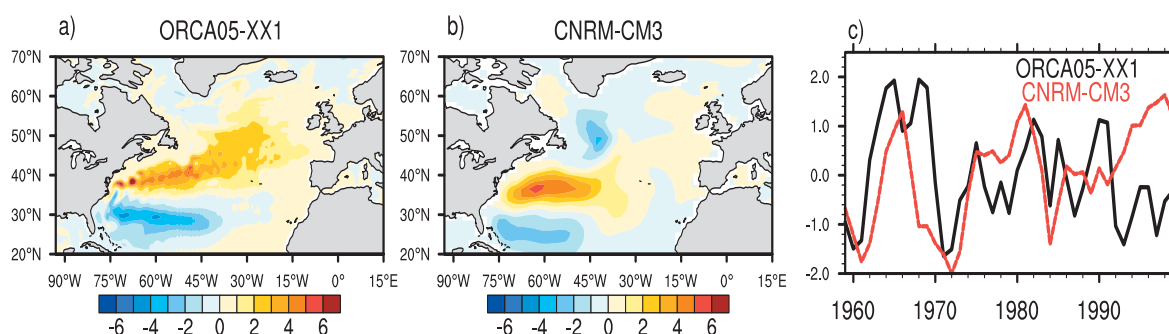


FIG. 4.21: Première EOF de fonction de courant barotrope (Sv) en moyenne annuelle dans ORCA05-XX1 et CM3. Structures spatiales de ORCA05-XX1 (a), de CM3 (b), et (c) les composantes principales associées, en noir pour ORCA05-XX1 et en rouge pour CM3.

cohérent d'obtenir des corrélations en phase. La composante principale associée à cette même EOF dans la simulation ORCA05-DFS4 est également fortement corrélée à l'indice NAO obtenu à partir des réanalyses ERA40, et avec lequel elle présente une corrélation de 0.72, confirmant le réalisme de la corrélation obtenue dans ORCA05-XX1. En revanche, la première EOF de CM3 ne présente qu'une corrélation de 0.15 avec l'indice NAO du modèle. Le fait que cette relation entre la NAO et la variabilité du Gulf Stream soit absente dans le modèle couplé et pourtant présente dans ORCA05-XX1 est très intéressant. Cela montre qu'une relation entre dynamique atmosphérique de grande échelle et dynamique océanique qui n'est pas rendue possible en mode couplé, est en revanche reproduite via notre méthode de désagrégation, soit en raison d'un forçage atmosphérique d'état moyen plus réaliste, d'une meilleure représentation des liens entre variables atmosphériques de grande échelle et surface, ou encore par l'utilisation d'un modèle océanique meilleure résolution que celui du modèle couplé rendant possible la réalisation de certains processus.

### 4.4.3 Tendances

Afin d'achever l'analyse de cette simulation, nous regardons les tendances respectives dans les simulations ORCA05-XX1 et CM3 (Figure 4.22). Tout comme pour T2, la SST dans CM3 montre une tendance positive très importante sur l'ensemble du bassin atlantique et particulièrement sur la bande tropicale (jusqu'à  $0.25^{\circ}\text{C}$  par décennie), sauf au niveau de la gyre subpolaire qui présente une tendance négative. On retrouve légèrement dans ORCA05-XX1 cette diminution au niveau de la gyre subpolaire, ainsi qu'une tendance positive autour de  $65^{\circ}\text{N}$ , mais pas de

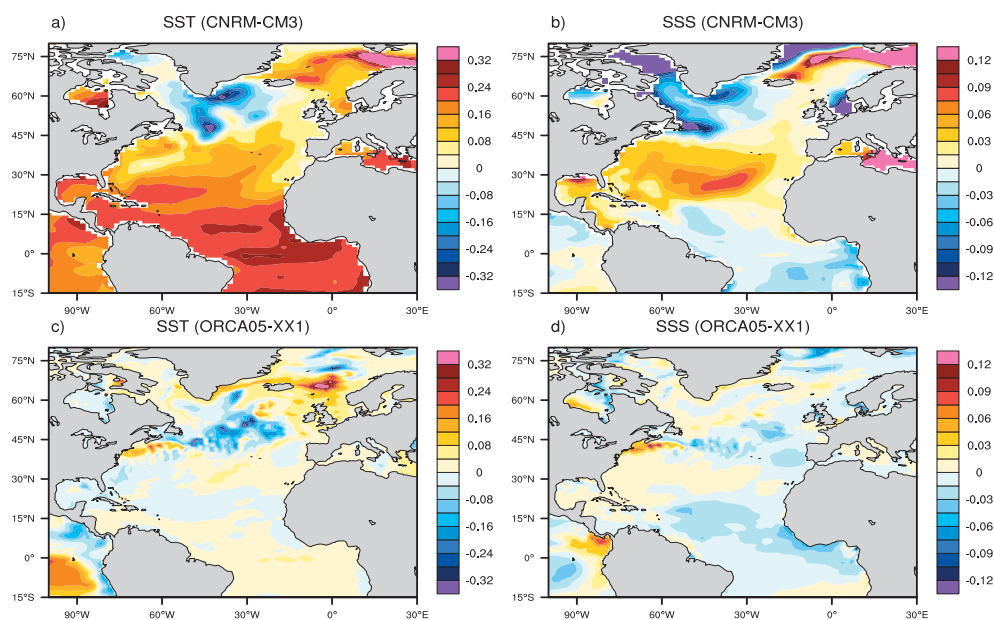


FIG. 4.22: Cartes tendances des moyennes annuelles de SST et SSS sur la période 1959-1999 dans ORCA05-XX1 et CM3.

tendance dans les tropiques. Comme déjà évoqué lors de l'analyse des tendances en température de surface (Figure 4.12), le modèle CNRM-CM3 simule une tendance en température très forte et non réaliste, probablement en réponse au forçage par les gaz à effet de serre, que la méthode ne peut capturer. En salinité le constat est le même. CM3 présente des tendances très marquées, montrant une tendance en sel négative sur la bande tropicale, positive (de presque 1psu par décennie) entre 20°N et 40°N, négative en mer du Labrador, et fortement positive en bordure de glace en mer du Groenland. Dans ORCA05-XX1, seule la bande tropicale montre une tendance négative cohérente avec CM3, sinon le reste du bassin atlantique ne présente pas de tendance particulière.

# Synthèse

## • Objectifs

Application de la méthode désagrégation développée dans cette thèse à la dynamique atmosphérique de grande échelle issue de la simulation historique du modèle couplé CNRM-CM3 de Météo-France sur la période 1959-1999.

## • Méthodologie

- Appliquer le concept de régimes de temps à la simulation historique issue du modèle couplé CNRM-CM3.
- Utilisation des régimes de temps dans cette simulation couplée pour reconstruire par la méthode de désagrégation les variables atmosphériques de surface correspondantes.
- Analyse du jeu de forçage XX1 ainsi reconstruit.
- Application du forçage XX1 au modèle océanique ORCA05.
- Analyse de la simulation océanique obtenue.

## • Principales conclusions

### Régimes de temps dans CNRM-CM3

Les régimes de temps CNRM-CM3 obtenus par projection sur les centroïdes des régimes ERA40 présentent des caractéristiques proches des observations (anomalies plus faibles mais de structure très correcte, fréquences d'occurrence, persistance, saisonnalité) validant ainsi l'application du concept de régime de temps au modèle couplé.

### Forçage reconstruit

Le forçage XX1 reconstruit à partir des régimes de CNRM-CM3 s'illustre par des caractéristiques proches de celles de DFS4, corrigeant les biais inhérents au modèle couplé, tout en conservant sa variabilité internannuelle :

Etat-moyen de l'ensemble des variables de forçage beaucoup plus proche des observations qu'il ne l'est dans le modèle couplé.

Variance journalière corrigée et plus cohérente avec les observations.

Variance interannuelle sous-estimée mais surestimée dans le modèle couplé.

Amélioration des structures spatiales des principaux modes de variabilité de vent qui sont plus proches de celles des observations, tout en conservant la variabilité du modèle CNRM-CM3.

Bonne cohérence temporelle entre les variables XX1 et CM3, principalement pour le vent de surface.



Tendance importante au réchauffement de surface du modèle couplé complètement absente de XX1 que nous expliquons toujours par l'hypothèse que ce réchauffement est probablement d'origine non dynamique, et ne peut pas être capturé par la méthode de désagrégation.

### **Simulation océanique**

Cette simulation sur la période historique est une première étape qui a pour but de servir de référence à des simulations en scénario climatique. Trois conclusions principales ressortent de son analyse :

Elle fournit un état-moyen océanique beaucoup plus réaliste que le modèle couplé.

Elle conserve cependant par les régimes de temps une certaine cohérence temporelle à l'échelle interannuelle avec CNRM-CM3. Elle peut même permettre de reproduire des relations entre régimes de temps et dynamique atmosphérique existant dans les observations et pourtant absentes du modèle couplé (exemple du Gulf Stream, de la gyre subpolaire,...).

Les tendances du modèle couplé ne sont pas reproduites. Les tendances seront encore plus fortes en scénarios climatiques, et il faudra donc envisager de prescrire dans la méthode une tendance en température que les régimes de temps ne sont pas capables de capturer.

#### **• Perspectives**

La perspective finale est l'application de la méthode à des scénarios de changement climatique. Au cours de cette thèse, l'application a été faite à la simulation A21 du modèle CNRM-CM3, en adaptant pour cela la méthode, notamment en imposant la tendance en température de surface simulée qu'il n'était pas possible de capturer. Ainsi, un forçage atmosphérique de surface a été reconstruit sur la période 2000-2100 et a été appliqué au modèle ORCA05. Cependant des contraintes de temps ne nous ont pas permis de faire son analyse ainsi que celui de la simulation océanique associée.

# Conclusions et perspectives

## Résumé

L'objectif de cette thèse était de proposer une méthode de désagrégation statistico-dynamique appliquée au forçage océanique d'un modèle haute résolution, se situant comme une alternative aux modèles couplés de climat pour estimer le changement océanique moyen en climat futur. Les modèles globaux de climat utilisés dans le GIEC AR4 présentent en effet une grande dispersion quant à l'estimation des modifications de la dynamique et thermodynamique océaniques dans les différents scénarios de projections climatiques. Aujourd'hui, mieux comprendre les sources d'incertitudes et les réduire constitue un des enjeux majeurs de la communauté climatique dans la modélisation du système Terre. La complexité du système climatique et des modèles de climat rend la tâche ardue et nous considérons avec humilité et réserve les résultats obtenus dans cette thèse. Nous espérons par ce travail apporter notre contribution qui, même si elle ne fournit pas de solution infaillible, contribuera à ouvrir des pistes de réflexion et permettra à sa manière une meilleure estimation du changement climatique par la réduction des biais systématiques via la méthode statistico-dynamique ici développée.

Nous avons tout d'abord dans une première partie introductive, présenté l'outil indispensable que sont les modèles couplés océan/atmosphère pour l'étude des changements climatiques. Nous avons souligné certains biais communs à ces modèles, comme une résolution spatiale trop faible et une mauvaise estimation des variables atmosphériques à l'interface océan/atmosphère, contribuant à l'incertitude et à la dispersion des résultats en climat futur. C'est dans ce contexte que se sont développées les méthodes de désagrégation, selon deux approches complémentaires, statistique et dynamique, dont nous faisons une rapide présentation. Cette introduction nous a ainsi permis de poser le cadre de ce travail de thèse et d'en présenter les objectifs principaux.

La première étape nécessaire à la construction de notre méthode de désagrégation a été l'étude des liens entre la dynamique atmosphérique de grande échelle, communément considérée comme l'une des sorties les plus robustes des modèles couplés, et les variables atmosphériques de surface au-dessus de l'océan entrant en jeu dans le calcul des flux océan/atmosphère. Cette étude s'est faite via le concept de régimes de temps aux moyennes et hautes latitudes, dont nous avons établi par les observations sur la période présente, leurs liens forts avec les variables de surface (vent de surface, température, humidité,...) à l'échelle de temps journalière, interannuelle ou encore multi-décennale. Il est apparu que leur occurrence interannuelle permettait à elle seule d'expliquer une grande partie de la variabilité interannuelle des variables de surface ainsi que leur tendance observée sur la deuxième partie du 20<sup>ème</sup> siècle. Nous avons également souligné le fait que pour un jour de grande échelle donné, non seulement l'appartenance à un régime, mais aussi la distance aux autres régimes sont des informations nécessaires à une estimation correcte des anomalies associées en surface. Une approche similaire en classes de vent a été mise en place sur la région tropicale, que nous avons combinée aux régimes de temps afin de couvrir l'ensemble du bassin

atlantique. Les classes de vent se sont révélées moins discriminantes pour les variables atmosphériques locales de surface que les régimes de temps ; mais associées aux régimes de temps, elles représentent cependant, par la prise en compte de connections tropiques/extratropiques, un apport d'information non négligeable améliorant même l'estimation des conditions en surface aux moyennes latitudes.

Forts de ces conclusions, nous avons développé une méthode de désagrégation statistico-dynamique pour reconstruire les variables atmosphériques utiles pour forcer un modèle d'océan plus haute résolution. La première étape, uniquement statistique, repose sur le concept de régimes de temps et sur l'idée que la position d'un jour par rapport aux centroïdes des régimes de temps permet d'avoir une bonne estimation des conditions de surface associées. Une relation statistique entre les régimes de temps et classes de vent est établie avec le vent de surface issu des variables observées DFS4 sur la période 1958-2002, puis étendue aux autres variables atmosphériques de forçage. Le jeu de forçage ainsi reconstruit, REC, est validé par comparaison au jeu de forçage de référence DFS4. Il est ainsi montré que la méthode statistique assure une très bonne représentation de l'état moyen, de la distribution journalière du vent, de la variance journalière, du cycle saisonnier, de la variabilité interannuelle, ainsi que des tendances observées, mise à part l'augmentation de température en été en fin de période. Cependant, la méthode présente également des biais, dont un biais important de sous-estimation de la variance interannuelle pour toutes les variables, le vent étant la variable la moins touchée avec une variance interannuelle correcte aux moyennes et hautes latitudes. Notons que dans cette validation, des contrastes géographiques apparaissent avec une performance de la méthode globalement plus limitée aux tropiques, alors qu'elle est très prometteuse aux moyennes latitudes.

La deuxième étape de notre méthode, qualifiée de dynamique, est l'utilisation du forçage ainsi reconstruit pour forcer un modèle d'océan de plus haute résolution que celle des modèles océaniques inclus dans les modèles couplés. Ainsi, des simulations océaniques ont été réalisées avec deux modèles d'océan, le modèle Nord-Atlantique au  $1/4^\circ$  NATL4 sur la période 1975-2001 et le modèle global  $1/2^\circ$  ORCA05 sur la période 1958-2002. A chacune des simulations est associée une simulation équivalente de référence forcée par le jeu de forçage DFS4. L'analyse de ces simulations confirme les conclusions obtenues précédemment, à savoir une bonne représentation de l'état océanique moyen et de la variabilité interannuelle, avec une sous-estimation de variance en accord avec les biais du forçage et une tendance en température partiellement capturée. Malgré des biais certains et un bilan plutôt mitigé dans la bande tropicale, les bons résultats obtenus aux moyennes et hautes latitudes sont très encourageants, laissant entrevoir des perspectives intéressantes et fructueuses dans l'application de la méthode (ici validée sur les observations) aux sorties des modèles couplés de climat.

Enfin, dans le dernier chapitre, nous appliquons notre méthode aux sorties du modèle couplé CNRM-CM3. Dans ce manuscrit, seule l'application à la simulation historique 20<sup>ème</sup> siècle est exposée, simulation indispensable pour servir par la suite de référence aux applications qui seront faites aux différents scénarios climatiques. Nous étudions tout d'abord les régimes de temps dans le modèle CNRM-CM3, qui par projection sur les régimes observés, reproduit correctement leurs caractéristiques principales (structure spatiale, occurrence, persistance, ...) justifiant ainsi l'utilisation de cette méthode pour reconstruire les variables de surface. Celle-ci est ainsi appliquée dans son intégralité et une simulation océanique ORCA05 de 50 ans a été réalisée avec ce forçage. Son analyse conduit à trois conclusions principales. La première est que le méthode mène à bien son rôle de "correcteur" de biais du modèle couplé, et permet d'obtenir un jeu de forçage dont les caractéristiques principales sont corrigées par rapport au modèle couplé, et qui combiné à l'utilisation d'un modèle océanique plus haute résolution, fournit un état océanique plus

réaliste en climat présent que le modèle CNRM-CM3. La deuxième est que la méthode permet d'aboutir à une simulation océanique conservant une certaine cohérence à l'échelle interannuelle avec le modèle couplé, via les régimes de temps. Enfin, la dernière conclusion touche à la représentation de la variabilité multi-décennale, qui si elle n'est pas induite par un changement de dynamique, ne peut pas être prise en compte dans la méthode. La tendance en température très marquée dans CNRM-CM3, bien que surestimée et irréaliste, est absente de notre simulation, ce qui soulève la question de comment prendre en compte le réchauffement d'origine anthropique lors de l'application de la méthode aux projections climatiques.

## Limites et perspectives

La principale critique que l'on peut émettre vis à vis de cette étude en vue de son application au climat futur, concerne l'hypothèse de stationnarité sur laquelle sont basées toutes les méthodes de désagrégation statistique. Notre méthode repose en effet sur l'hypothèse que la relation statistique entre dynamique atmosphérique de grande échelle et variables de surface établie sur le climat présent à partir des observations reste inchangée en climat futur. Or, il ne faudrait pas qu'en climat futur des modifications dans la structure spatiale des régimes de temps, de leur intensité, l'apparition/disparition de nouveaux régimes, ou encore une modification de leur relation avec les variables de surface, viennent rompre la relation statistique établie sur la période présente. Cette hypothèse est aujourd'hui encore impossible à vérifier formellement, et il faudra attendre plusieurs décennies pour lever définitivement le doute sur elle.

Une seconde faiblesse de notre approche est l'application de la démarche statistique qui a prouvé son efficacité aux moyennes latitudes, à la dynamique climatique tropicale. Des ajustements semblent nécessaires pour la suite, considérant les performances mitigées entre 20°N/20°S. Il faut rappeler qu'initialement cette thèse devait seulement concerner l'océan Atlantique Nord, mais nous avons pour des questions de modélisation, étendu notre méthode à l'ensemble du bassin Atlantique. Notre l'objectif était alors d'étendre la méthode à tout le domaine sans dégrader la reconstruction aux moyennes latitudes, et non pas de proposer une méthode fonctionnant parfaitement pour les tropiques. Nous considérons qu'au vu de ces résultats, appliquer notre méthode pour étudier les tropiques de manière isolée n'est pas envisageable. Les biais dans les tropiques sont plus importants, et nous sommes tout à fait conscients que des améliorations sont probablement possibles par l'application d'une méthodologie différente.

Un reproche que l'on pourrait également nous faire est de n'avoir testé qu'une seule méthode de désagrégation, et donc de ne pas avoir évalué ses performances par rapport à d'autres. Des études récentes ont montré que certaines méthodes statistico-dynamiques par rapport aux méthodes des analogues donnaient de meilleurs résultats, et il serait intéressant de le vérifier dans le cadre de notre étude. Cette comparaison permettrait par exemple de quantifier si les améliorations que notre approche peut apporter par rapport aux analogues justifient sa complexité. Comme les classes de vent ne sont pas très discriminantes aux tropiques et que la méthode aboutit à de moins bons résultats qu'aux moyennes latitudes, nous pensons par exemple qu'il serait peut-être judicieux d'associer l'approche statistico-dynamique des moyennes latitudes à une simple reconstruction par les analogues appliquée sur la bande tropicale.

Une autre critique pourrait venir du fait que nous n'avons appliqué notre méthode qu'à un seul modèle couplé de climat. Il aurait en effet été préférable d'envisager une étude multi-modèle, en utilisant les sorties atmosphériques grande échelle de plusieurs modèles couplés et reconstruire le forçage associé.

Il aurait ainsi été possible de voir si le concept de régimes de temps était applicable à l'ensemble des modèles, et de tester la robustesse des conclusions obtenues dans le dernier chapitre. Cependant, il faut savoir que générer un jeu de forçage dans son intégralité, à l'échelle de temps journalière, sur la grille ORCA05, auquel est associé ensuite une simulation océanique de près de 50 ans, représente un impact en termes de stockage et de temps de calcul assez conséquent. Il n'était donc pas possible d'envisager un grand nombre de simulations. D'autant plus que nous avons fait le choix de n'utiliser que CNRM-CM3, mais qu'il était prévu d'appliquer la méthode à la simulation 20<sup>ème</sup> siècle, mais aussi au scénario climatique A21 couvrant la période 2000-2100. Cependant, pour des raisons de contraintes de temps, cette dernière application n'a pu être incluse dans le manuscrit de thèse.

Cette application au scénario A21 a généré de nouvelles questions, et bien que cette application ne soit pas exposée dans ce manuscrit, il nous a paru important de mentionner ici les limites qu'elle a soulevées. La première concerne le prédicteur de grande échelle qui présente un changement non négligeable en climat futur. Le géopotentiel à 500mb augmente fortement en raison du réchauffement de l'atmosphère au cours du 21<sup>ème</sup> siècle, modifiant par conséquent les distances calculées par rapport aux centroïdes des régimes de temps déterminés en climat présent. La question qui se pose alors, est comment arriver à isoler dans cette tendance globale celle engendrée par un effet thermodynamique de celle due à une modification de la dynamique sachant que les deux interagissent probablement ? Et comment débiaiser le prédicteur de grande échelle de cette tendance thermodynamique, tout en conservant la tendance dynamique traduisant une modification de l'occurrence, de la structure ou de l'intensité des régimes de temps ? On rejoint ici les limites de l'hypothèse de stationnarité évoquée précédemment.

La seconde modification qui a dû être apportée pour les simulations 20<sup>ème</sup> siècle a été d'imposer le réchauffement de surface que la méthode n'est pas capable de reproduire. Pour cela, nous avons utilisé le réchauffement simulé en surface par le modèle couplé dans cette simulation et nous avons ainsi établi l'intensité du réchauffement en fonction de la latitude. Cette tendance en température estimée par le modèle est ensuite rajoutée au température de surface reconstruites par la méthode. De même, nous avons rajouté une tendance estimée en fonction du modèle, au champ d'humidité et de rayonnement infrarouge, qui via le réchauffement de surface connaissent eux-aussi une tendance importante dans le scénario A21 que la méthode ne peut pas reconstruire.

Une dernière chose qu'il est important de bien rappeler pour cette méthode est qu'elle n'est pas exportable directement à une autre étude. C'est à dire qu'il faut être conscient que cette méthode a été développée dans un contexte bien particulier, pour reconstruire certaines variables de surface, sur une région bien définie. Ainsi, il faut garder à l'esprit qu'envisager son application seulement à la température de surface par exemple, ou encore seulement à la mer du Labrador pour une application à un modèle régional, est une démarche qui doit s'accompagner d'une adaptation de la méthode. Ainsi, pour une région géographique plus limitée, il sera probablement nécessaire pour améliorer les résultats, de déterminer plutôt que les régimes de temps, des types de temps de plus petite échelle qui seront certainement plus discriminants. En fonction de la variable de surface que l'on cherche à reconstruire, le prédicteur de grande échelle peut aussi être amené à changer pour un plus approprié. Les saisons et mois de transition sont aussi des paramètres susceptibles d'être modifiables. En conclusion, il faut considérer une telle méthode comme une trame principale sur laquelle en fonction des applications, des paramètres doivent s'adapter.

Quoi qu'il en soit, les résultats obtenus dans cette thèse sont encourageants et ouvrent sur différentes perspectives. La première est bien entendu d'appliquer cette étude à différents scénarios de concentra-

tion en gaz à effet de serre. L'idéal serait d'envisager alors une étude multi-modèle et d'estimer les grands changements océaniques tels que l'augmentation moyen du niveau de la mer ou comment se comporte la circulation thermohaline en climat futur. Une telle application permettrait enfin de valider entièrement cette méthode de désagrégation statistico-dynamique en évaluant si la dispersion dans les simulations ainsi réalisées à l'aide d'un modèle océanique haute résolution serait réduite par rapport à ce qu'elle est dans les modèles couplés du GIEC.

On peut également envisager une multitude d'applications différentes, comme adapter un telle méthode à d'autres océans, à des régions plus restreintes et d'utiliser un modèle régional océanique plus haute résolution que ceux que nous avons utilisés (mer du Labrador, mer Méditerranée,...), ou encore des échelles beaucoup plus fines avec l'utilisation de modèles d'océan côtier. Il faudra dans ce cas envisager des modifications que nous avons déjà évoquées pour adapter la méthode à son application.

Une autre perspective pourrait être l'application de la méthode à des études visant à déterminer la prévisibilité du système océanique à moyenne échelle et à courte échéance, c'est à dire à la prévision mensuelle. Des prévisions mensuelles atmosphériques sont déjà réalisées à l'ECMWF (Centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme) sous forme de 40 membres. Notre méthode pourrait être appliquée au prédicteur de grande échelle de ces simulations atmosphériques estimé en termes de régimes de temps, et le forçage de surface reconstruit servirait à forcer un modèle haute résolution de prévision océanique. Il serait ainsi facile de déterminer si le forçage ainsi reconstruit apporte une amélioration ou pas par rapport à l'utilisation brute des variables de surface simulées par les ensembles comme déjà utilisé en test par Mercator Océan.





# Bibliographie

- Baines P.G. and C.K. Folland**, (2007) : Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *J. Clim.*, **20**(12), 2721-2774.
- Barnier B.** (1998) : Ocean Modeling and Parameterization, chapter Forcing the Ocean, pages 45-80. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 1998.
- Barnier B., G. Madec, T. Penduff, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, J. Le Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean and B. de Cuevas** (2006) : Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dyn.*, **56**, doi :10.1007/s10236-006-0082-1
- Berloff P., A. McC. Hogg and W. Dewar** (2007) : The Turbulent Oscillator : A Mechanism of Low-Frequency Variability of the Wind-Driven Ocean Gyres. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 2363-2386.
- Bernie D.J., S.J. Woolnough, J.M. Slingo and E. Guiyardi** (2005) : Modeling Diurnal and Intraseasonal Variability of the Ocean Mixed Layer. *J. Clim.*, **18**, 1190-1202.
- Boé J., L. Terray, F. Habets, and E. Martin**, (2006) : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, **111**, D23106, doi :10.1029/2005JD006889
- Boé J.**, (2007) : *Changement global et cycle hydrologique : une étude de régionalisation sur la France*, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse, France.
- Böning C.W., and Budich R.G.**, (1992) : Eddy dynamics in a primitive equation model : sensitivity to horizontal resolution and friction. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 361-381.
- Bony S., Dufresne J.-L., Colman R., Kattsov V.M., Allan R.P., Bretherton C.S., Hall A., Hall-gate S., Holland M.M., Ingram W., Randall D.A., Soden B.J., Tselioudis G. and Webb M.J.**, (2006) : How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes ? *J. Clim.*, **19**(15), 3445-3482.
- Brodeau L.**, (2007) : Contribution à l'Amélioration de la Fonction de Forçage des Modèles de Circulation Générale Océanique. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, France.
- Brodeau L., B. Barnier, A.M. Tréguier, T. Penduff and S. Gulev**, (2009) : An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models *Ocean Modelling*, in revision

- Cassou C., Terray L., Phillips A.S.**, (2004) : Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *J. Clim.*, **18(15)**, 2805-2811.
- Cayan D.R.**, (1992a) : Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans : Driving the sea surface temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 859-881.
- Chanut J., B. Barnier, W. Large, L. Debreu, T. Penduff, J.M. Molines and P. Mathiot**, (2008) : Mesoscale Eddies in the Labrador Sea and Their Contribution to Convection and Restratification. *J. Phys. Oceanogr.*, **38(8)**, 1617-1643
- Chapelon N., Douville H., Kosuth P. and Oki T.**, (2002) : Off-line simulation of the Amazon water balance : a sensitivity study with implications for GSWP *Clim. Dyn.*, **19**, 141-154
- Chiang J.C.H., D.J. Vimont**, (2004) : Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability. *J. Clim.*, **17(21)**, 4143-4158.
- Christensen J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton**, (2007) : *Regional 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.* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cunningham S., T. Kanzow, D. Rayner, M.O. Baringer, W.E. Johns, J. Marotzke, H.R. Longworth, E.M. Grant, J.J.-M. Hirschi, L.M. Beal, C.S. Meinen and H.L. Bryden**, (2007) : Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N. *Science*, **317**, 935-938.
- Curry R.G. and M.S. McCartney**, (2001) : Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 3374-3400.
- Dai A.**, (2006) : Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J. Clim.*, **19**, 4605-4630.
- Déqué M., Dreveton C., Braun A. et Cariolle D.**, (1994) : The climate version of the ARPEGE-IFS : a contribution of the french community climate modelling *Clim. Dyn.*, **10**, 249-266.
- Déqué M., Braun A., Piedelievre J.-P., Marquet P., Dandin P., Guérémy J.-F., Bazile E., Piriou J.-M., Yessad K., Courtier P. et Rochas P.**, (1999) : ARPEGE version 3, documentation algorithmique et mode d'emploi. (Disponible par CNRM/GMCEC, Météo-France, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057, Toulouse, France)
- Denh M.**, (1999) : application of an analog downscaling technique to the assessment of future landslide activity - a case study in the Italian Alps *Clim. Res.*, **13**, 103-113
- Dickson R.R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines and J. Swift**, (1996) : Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, **28**, 241-295.
- Fichefet T. et Morales Maqueda M.A.**, (1997) : Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12609-12646

- Frankignoul C., G. de Coëtlogon, T.M. Joyce and S. Dong**, (2001) : Gulf Stream Variability and Ocean-Atmosphere Interactions *J. Phys. Oceanogr.*, **31(12)**, 3516-3529.
- Frey-Buness F., D. Heimann, et R. Sausen**, (1995) : A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, **50**, 117-131.
- Fuentes U., D. Heimann**, (2000) : An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, **65**, 119-135.
- Ganachaud A. et C. Wunsch**, (2000) : Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, **408**, 453-457.
- Gibelin A.L., M. Déqué**, (2003) : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dyn.*, **20**, 327-339.
- Giorgi F., Mearns L.O.**, (1991) : Approches to the simulation of regional climate change : a review. *Rev. Geophys.*, **29(2)**, 191-216.
- Griffies S.M., Böning C., Bryan F.O., Chassignet E.P., Gerdes R., Hasumi H., Hirst A., Tréguier A.-M. and Webb D.**, (2000) : Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modell.*, **2**, 123-192.
- Hall N.M.J., B. Barnier, T. Penduff and J.-M. Molines**, (2004) : Interannual variation of Gulf Stream heat transport in a high-resolution model forced by reanalysis data. *Clim. Dyn.*, **23**, 341-351, doi :10.1007/s00382-004-0449-2.
- Heyen H, Zorita E. and von Storch H.**, (1996) : Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea-level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus*, **48-A**, 312-323.
- Heyen H. and Dippner J.W.**, (1998) : Salinity in the southern German Bight estimated from large-scale climate data. *Tellus*, **50-A**, 545-556.
- Hulburt H.E. and P.J. Hogan**, (2000) : Impact of 1/8° to 1/64° resolution on Gulf Stream model-data comparisons in basin-scale subtropical Atlantic Ocean models. *Dyn. Atmos. Oceans*, **32**, 283-330.
- Legg S., J. McWilliams and J. Gao**, (1998) : Localization of Deep Convection by a Mesoscale Eddy. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 944-970.
- Li Y. et I. Smith**, (2009) : A Statistical Downscaling Model for Southern Australia Winter Rainfall. *J. Clim.*, **22(5)**, 1142-1158.
- Lorenz E.N.**, (1969) : Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *J. Atmosph. Sci.*, **26**, 636-646.
- Madec G., Delecluse P., Imbard M. et Lévy C.**, (1998) : OPA version 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual , Notes du Pôle de Modélisation, Institut Pierre-Simon Lapalce, n°11, 91pp. (Disponible par le Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Université Paris VI, Paris 75252, France)
- Madec G.**, (2008) : NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27, ISSN No 1288-1619.

- Mahfouf J.-F., A. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani and M. Déqué**, (1995) : The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I : Implementation and preliminary results. *J. Climate.*, **8**, 2039-2057.
- Markus Meier H.E.**, (2006) : Baltic Sea climate in the late twenty-first century : dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios. *Clim. Dyn.*, **27**, 39-68.
- Marshall J., H. Johnson and J. Goodman**, (2001) : A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with the ocean circulation. *J. Clim.*, **14**, 1399-1421.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao**, (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* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Michelangeli P.A., R. Vautard, B. Legras**, (1995) : Weather regimes : recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, **52-8**, 1237-1256
- Najac J., J. Boé and L. Terray**, (2008) : A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France *Clim. Dyn.*, doi : 10.1007/s00382-008-0440-4
- Najac J.**, (2008) : *Impacts du changement climatique sur le potentiel éolien en France : une étude de régionalisation*, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse, France.
- Noilhan J. and Planton S.**, (1989) : A simple parametrization of land surface processes for meteorological models *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549
- Oki T. and Sud Y.C.**, (1998) : Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) A global river channel network. *Earth Interactions*, **2**, paper 1.
- Okumura Y., S.-P. Xie, A. Numaguti, Y. Tanimoto**, (2001) : Tropical Atlantic Air-Sea Interaction and its Influence on the NAO. *Geophys. Res. Lett.*, **28(8)**, 1507-1510
- Peixoto J. and Oort A.**, (1992) : *Physics of Climate*, American Institute of Physics. 520pp.
- Penduff T., B. Barnier, W.K. Dewar and J.J. O'Brien**, (2004) : Dynamical Response of the Oceanic Eddy Field to the North Atlantic Oscillation : A Model-Data Comparison. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 2615-2629.
- Rajagopalan B., Y. Kushnir et Y.M. Tourre**, (1998) : Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3967-3970
- Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi and K.E. Taylor**, (2007) : Climate Models and Their Evaluation. In : *Climate Change 2007 : Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

- Reinhold, B.B. and R.T. Pierrehumbert**, (1982) : Dynamics of weather regimes : Quasi-stationarity waves and blocking. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1105-1145.
- Roberts M.J., H. Banks, N. Gedney, J. Gregory, R. Hill, S. Mullerworth, A. Pardaens, G. Rickard, R. Thorpe and R. Wood**, (2004) : Impact of an Eddy-Permitting Ocean Resolution on Control and Climate Change Simulations with a Global Coupled GCM. *J. Clim.*, **17(1)**, 3-20.
- Robertson A.W., M. Ghil.**, (1999) : Large-Scale Weather Regimes and Local Climate over the Western United States. *J. Clim.*, **12(6)**, 1796-1813.
- Robertson A.W., Mechoso C.R. et Y.-J. Kim**, (2000) : The Influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, **13(1)**, 122-138.
- Ruiz-Barradas A., J.A. Carton and S. Nigam**, (2000) : Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *J. Clim.*, **13**, 3285-3297.
- Salas-Mélia D.**, (2002) : A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, **4**, 137-172.
- Salas-Mélia D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J.F. Guérémy, P. Marquet, S. Planton, J.F. Royer et S. Tyteca**, (2005) : Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. Note de centre GMGEC, CNRM, 103.
- Shinoda T.**, (2005) : Impact of the Diurnal Cycle of Solar Radiation on Intraseasonal SST Variability in the Western Equatorial Pacific. *J. Clim.*, **18**, 2628-2636.
- Solman S.A. et Menendez C.G.**, (2003) : Weather regimes in the South America sector and neighbouring oceans during winter. *Climate Dyn.*, **21**, 91-104
- Stephens G.L.**, (2005) : Cloud feedbacks in the climate system : a critical review. *J. Clim.*, **18**, 237-273.
- Sutton R.T., S.P. Jewson et D.P. Rowell**, (2000) : The Elements of Climate Variability in the Tropical Atlantic Region. *J. Clim.*, **13(18)**, 3261-3284
- Terray L., Valcke S. and Piacentini A.**, (1998) : OASIS 2.2 User's Guide and Reference Manual, TR/CMGC/98-05. (Available from CERFACS, 42 ave. G. Coriolis, 31057 Toulouse, France)
- Timbal B.**, (2004) : Southwest Australia past and future rainfall trends *Clim. Res.*, **26(3)**, 233-249.
- Visbeck M., H. Cullen, G. Krahnmann and N. Naik**, (1998) : An oceans model's response to North Atlantic Oscillation link wind forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4521-4524.
- von Storch H.**, (1999) : On the use of 'inflation' in statistical downscaling, *J. Climate*, **12(12)**, 3505-3506.
- Wilby R.L. S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, L.O. Mearns**, (2004) : Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods, *Data Distribution Centre of the Intergovernmental Panel of Climate Change*, available at <http://www.ipcc-data.org/guidelines/>
- Xie S.P et Tanimoto Y.**, (1998) : A pan-Atlantic decadal climate oscillation *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2185-2188.



- Yao M.-S. and A. Del Genio**, (2002) : Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. Part II : Sea Surface temperature and cloud feedbacks. *J. Clim.*, **15**, 2491-2503.
- Zebiak S.E.**, (1993) : Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Clim.*, **6**, 1567-1586.
- Zhang M.**, (2004) : Cloud-climate feedback : how much do we know ? In : *Observation, Theory, and Modeling of Atmospheric Variability, World Scientific Series on Meteorology of East Asia, Vol.3* [Zhu et al. (eds.)]. World Scientific Publishing Co., Singapore, 632 pp.
- Zorita E., J.P. Hughes, D.P. Lettenmaier and H. von Storch**, (1995) : Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *J. Climate*, **8**, 1023-1042.
- Zorita E. and H. von Storch**, (1999) : The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods *J. Climate*, **12**, 2474-2489.

# Liste des principaux acronymes et notations

EOF : Empirical Orthogonal Function

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

ITCZ : Zone de Convergence Intertropicale

Q2 : Humidité spécifique à 2m

LW : Longwave radiation

NAE-WR : North Atlantic-Europe Weather Regime

NAO : North Atlantic Oscillation

MCGOA : Modèle de Circulation Générale couplé Océan-Atmosphère

MOC : Circulation océanique méridienne (Mérional Overturning Circulation)

SSS : Sea Surface Salinity

SST : Sea Surface Temperature

SW : Shortwave radiation

T2 : Température à 2m

T-WC : Tropical Wind Class

UV10 : Composantes zonale et méridienne du vent à 10m

UV1000 : Composantes zonale et méridienne du vent à 1000 hPa

Z500 : Géopotential à 500 hPa



## Ph.D. dissertation

**AUTHOR :**

Marie MINVIELLE

**TITLE :**

*Statistico-dynamical downscaling method applied to atmospheric forcings for the Atlantic Ocean modeling development, validation and application to present climate*

**ADVISORS :**

Laurent TERRAY (Advisor)  
Christophe CASSOU (Co-advisor)

**PLACE and DATE of THESIS DEFENCE :**

CERFACS, 14 September 2009

---

**ABSTRACT :**

Ocean plays a main role in climate regulation. Its good representation by climate models is necessary to have a correct estimation of mean state and variability of the climate system. However, some biases are present in the representation of the ocean by climate models. This is partly due to their too low horizontal resolution and a poor representation of the atmospheric variables at the ocean surface.

In this thesis, a statistico-dynamical downscaling method is carried out. The objective is to obtain a better estimation of oceanic mean state and variability over the Atlantic basin, by reducing the systematic biases of climate models. First, the method consists in reconstructing the surface atmospheric variables by statistical relationship with the large scale atmospheric dynamic, estimated by weather regimes. The resulting forcing set is used afterwards to force an oceanic model at a higher resolution than the classical resolution used for the ocean in climate models.

Once this method built and validated with the observations over the second half 20th century, it is applied to the large scale atmospheric dynamic from the historical simulation of the CNRM-CM3 climate model. The analysis of the reconstructed forcing and its associated oceanic simulation emphasizes the efficiency of the method. In spite of some weaknesses, the method fully accomplishes its role in correcting climate models biases.

---

**KEY WORDS :**

Climate variability, weather regimes, statistical downscaling, Atlantic Ocean, numerical modeling, climate change, atmospheric forcing

---

**SUBJECT :**

Physics of climate

---

**LABORATORY ADDRESS :**

CERFACS/CNRS Sciences de l'Univers au Cerfacs URA 1875  
42, avenue G. Coriolis 31057 Toulouse Cedex.

## Thèse de doctorat

AUTEUR :

Marie MINVIELLE

TITRE :

*Méthode de désagrégation statistico-dynamique adaptée aux forçages atmosphériques pour la modélisation de l'Océan Atlantique : développement, validation et application au climat présent*

DIRECTEURS de THÈSE :

Laurent TERRAY (Directeur)  
Christophe CASSOU (Co-directeur)

LIEU et DATE de SOUTENANCE :

CERFACS, le 14 Septembre 2009

---

### RÉSUMÉ :

L'océan joue un rôle majeur dans la régulation du climat terrestre et sa bonne représentation par les modèles de climat est essentielle pour une bonne estimation de l'état moyen et de la variabilité du système climatique. Les modèles de climat présentent cependant des biais dans leur représentation de l'océan, dus en partie à une résolution spatiale trop basse ainsi qu'à une mauvaise estimation des variables atmosphériques à l'interface air-mer.

Cette thèse se propose de mettre en œuvre une méthode dite de désagrégation statistico-dynamique, afin de permettre une meilleure estimation de l'état moyen et de la variabilité océaniques sur l'Océan Atlantique par la réduction des biais systématiques des modèles de climat. La méthode consiste dans un premier temps à reconstruire les variables atmosphériques de surface par relation statistique avec la dynamique atmosphérique de grande échelle estimée en termes de régimes de temps. Le jeu de forçage ainsi reconstruit est ensuite utilisé pour forcer un modèle d'océan plus haute résolution que celle classiquement utilisée dans les modèles de climat.

Une fois cette méthode construite et validée à partir des données observées sur la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, elle est ensuite appliquée à la dynamique atmosphérique de grande échelle de la simulation historique du modèle de climat CNRM-CM3. L'analyse du jeu de forçage reconstruit et de la simulation océanique associée permet de mettre en avant les performances de la méthode qui, malgré quelques faiblesses, mène à bien son rôle de correcteur de biais du modèle de climat CNRM-CM3.

---

### MOTS-CLES :

Variabilité climatique, régimes de temps, désagrégation statistique, Océan Atlantique, modélisation numérique, changement climatique, forçage atmosphérique

---

### DISCIPLINE :

Physique du climat

---

### INTITULÉ ET ADRESSE DU LABORATOIRE :

CERFACS/CNRS Sciences de l'Univers au Cerfacs URA 1875  
42, avenue G. Coriolis 31057 Toulouse Cedex.