



**HAL**  
open science

# Influence des petites échelles océaniques associées au Gulf Stream sur les interactions air-mer et impact sur la variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord

Marie Piazza

► **To cite this version:**

Marie Piazza. Influence des petites échelles océaniques associées au Gulf Stream sur les interactions air-mer et impact sur la variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord. Océan, Atmosphère. Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 2015. Français. NNT : 2015TOU30065 . tel-01230012

**HAL Id: tel-01230012**

**<https://theses.hal.science/tel-01230012>**

Submitted on 17 Nov 2015

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License



Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

**DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

---

---

Présentée et soutenue le *lundi 30 janvier 2015* par :

**MARIE PIAZZA**

**Influence des petites échelles océaniques associées au Gulf Stream sur les interactions air-mer et impact sur la variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord**

---

---

## JURY

SYLVAIN COQUILLAT  
FRANCIS CODRON  
ALBAN LAZAR  
LAURENT DUBUS  
HERVÉ GIORDANI  
LAURENT TERRAY

Professeur  
Professeur  
Maître de Conférence  
Chargé de Recherche  
Ingénieur des Travaux  
Directeur de Recherche

Président du Jury  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Directeur de Thèse

---

## École doctorale et spécialité :

*SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales*

## Unité de Recherche :

*CNRS-CERFACS, URA1875 Sciences de l'Univers au CERFACS*

## Directeur(s) de Thèse :

*Laurent TERRAY et Julien BOÉ*

## Rapporteurs :

*Alban LAZAR et Francis CODRON*



# Remerciements

Arrivée à la fin de mon doctorat, la rédaction de ces remerciements est l'occasion pour moi de prendre du recul sur ces dernières années passées au Cerfacs, et de faire le point sur ce qui a fait de cette thèse un parcours enrichissant, sur le plan professionnel bien sûr, et au moins autant sur le plan personnel. Je tiens à remercier ici les nombreuses personnes qui ont contribué à son bon déroulement et à sa réussite.

Tout d'abord, je remercie mes directeurs Laurent Terray et Julien Boé d'avoir donné un cadre favorable à la réalisation de cette thèse, avec un co-financement assuré par le projet ANR ASIV et un partenariat de recherche entre le Cerfacs et EDF. Les conseils avisés de mes directeurs lors de nos fréquentes réunions m'ont été précieux, et m'ont permis d'apprécier leur rigueur scientifique exemplaire, dont je me fais un modèle. Dans le processus de recherche, il arrive parfois que les besoins expérimentaux se heurtent aux contraintes matérielles, en particulier lorsqu'il s'agit de réaliser des simulations numériques longues et à haute résolution, gourmandes en temps de calcul et en capacité de stockage. Dans mon cas, j'ai eu la chance de bénéficier de conditions privilégiées pour mes expériences. Je remercie Laurent et Julien d'avoir toujours assuré la mise à disposition des ressources numériques nécessaires et, à travers ce soutien matériel, de la confiance qu'ils m'ont accordée.

Je remercie chaleureusement l'ensemble des membres du jury pour l'intérêt marqué qu'ils ont porté à mon travail, et pour leur relecture attentive de mon manuscrit. Merci à Sylvain Coquillat d'avoir assuré la présidence du jury le jour de ma soutenance. Je remercie les rapporteurs Francis Codron et Alban Lazar pour les réflexions soulevées lors de la session de questions et discussion. Je remercie également les examinateurs Laurent Dubus et Hervé Giordani. En particulier je remercie Laurent Dubus pour avoir assuré la part de financement et le suivi de ma thèse du côté d'EDF.

Je remercie les membres de l'équipe CSG, ainsi que les membres du service administratif du Cerfacs, et Mme Marie-Claude Cathala de l'école doctorale, qui m'ont permis de faire ma thèse dans des conditions de travail assez exceptionnelles. Je remercie tout particulièrement Isabelle Moity pour sa diligence et sa diplomatie sans faille dans les situations délicates, et pour ses grandes qualités humaines ; merci Isabelle pour ton écoute,

ta confiance, tes expressions rigolotes, et l’ambiance tellement relaxante de ton bureau.

Le travail réalisé pendant cette thèse a été facilité par la participation de nombreuses personnes. Plusieurs analyses menées dans cette étude ont été réalisées à partir d’outils développés par des collaborateurs. Ainsi, je remercie Fabrice Chauvin pour avoir transmis au Cerfacs l’algorithme de détection et de suivi des tempêtes, et Gwendal Rivière pour l’algorithme de détection des déferlements d’ondes. Au sein du Cerfacs, je remercie Sophie Valcke et Marie-Pierre Moine qui ont, dans le cadre du projet SPECS, mis au point et réalisé les simulations pour mes expériences en mode couplé. Merci également à Emilia Sanchez, pour l’analyse des tempêtes, et à Christian Pagé, pour l’analyse en régimes de temps ; j’ai été touchée par votre générosité et votre bonne humeur, c’était toujours un plaisir de travailler avec vous ! Je remercie également Laure Coquart, pour ses coups de pouce avec OASIS. Je donne une place toute particulière dans mes remerciements à Eric Maisonnave, avec qui j’ai fait “mes premiers pas” au Cerfacs lors de mon stage de fin d’études. Avec sa patience et sa pédagogie, il a fait de cette initiation au monde de la recherche une réussite qui m’a donné l’envie de poursuivre en thèse. Par la suite, son aide pour mettre au point mes expériences m’a non-seulement fait gagner beaucoup de temps mais surtout m’a donné le goût d’apprendre à “mettre les mains dans le code”. Merci aussi, Eric, pour tes bons cafés et pour tes cartes IGN détaillées de la Gironde, et à bientôt peut-être à vélo !

Je remercie les nombreuses personnes de l’équipe Globc et des autres équipes du Cerfacs, de passage seulement ou bien en poste permanent, que je n’ai pas eu l’occasion de remercier plus haut et qui ont contribué à créer une ambiance de travail favorable dans une atmosphère agréable : Yohann D., Alexis, Adèle, Thomas, Natalia, Marie D., Nabil, Gildas, Margot, Elizabeth, Sophie R., Laure, Philippe, Christophe, Yamina, Paul-Arthur, Milka, Nicola, Laurent B., Emanuele, Florent, Thierry, Anthony, Mélanie, Moritz, Matthieu. Je serais heureuse de vous revoir tous bientôt !

L’intérêt continu de mes proches, famille et amis, pour mon travail m’a porté tout au long du processus de thèse. L’accueil exceptionnel que j’ai reçu dans la Ville Rose et les copieux déjeuners du jeudi midi, avenue de Lardenne, n’ont sans doute pas été pour rien dans la réussite de cette thèse. Les nombreux encouragements que j’ai reçus à l’approche de la soutenance ont agit comme des “shots” de confiance en moi, et l’euphorie finale n’aurait pas été aussi grande sans la venue le jour-J de mes parents, de mes grands-oncles Henry et Carlos, et de mon copain Jean, qui avait été remarquablement patient et solidaire lorsque la thèse avait pris le pas sur le reste. Ni sans la e-présence de mon frère Aurèle à mon pot de thèse qui, peut-être parce qu’il connaissait déjà le sentiment, était au moins aussi ravi que moi !

# Table des matières

<b>Abstract</b>	<b>v</b>
<b>Résumé</b>	<b>vii</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Interaction océan-atmosphère aux moyennes latitudes</b>	<b>5</b>
1.1 Interaction air-mer aux moyennes latitudes . . . . .	6
1.1.1 Mécanismes de formation et de dissipation des anomalies de SST . . . . .	6
1.1.2 Existe-t-il une réponse de l'atmosphère aux anomalies de grande échelle de la SST ? . . . . .	14
1.2 Couplage à petite échelle . . . . .	16
1.2.1 Introduction : la méso-échelle océanique . . . . .	16
1.2.2 Contexte historique . . . . .	18
1.2.3 Réponse de la MABL aux forçages océaniques de petite échelle et mécanismes associés . . . . .	23
1.2.4 Influence d'un front océanique sur la troposphère libre . . . . .	34
1.2.5 Rétroactions de l'atmosphère sur l'océan . . . . .	42
<b>2 Les données et outils numériques utilisés</b>	<b>47</b>
2.1 Les modèles numériques . . . . .	47
2.1.1 Le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat v5.3 T359 . . . . .	47
2.1.2 Le modèle couplé haute résolution ARPEGE-NEMO . . . . .	49
2.2 Les observations satellites et les réanalyses . . . . .	51
2.2.1 La réanalyse ERA-Interim . . . . .	52
2.2.2 La réanalyse MERRA . . . . .	52
2.2.3 Les SST NOAA par interpolation optimale . . . . .	54
2.2.4 Les vents à la surface QuikSCAT . . . . .	56
2.3 Outils d'analyses . . . . .	56
2.3.1 Le coefficient d'interaction air-mer de petite échelle . . . . .	56
2.3.2 Les régimes de temps . . . . .	57

2.3.3	Le suivi des tempêtes . . . . .	59
2.3.4	La détection des déferlements d’ondes de Rossby . . . . .	60
2.3.5	Analyse composite et significativité statistique . . . . .	62
<b>3</b>	<b>Réponse atmosphérique aux variations de petites échelles de SST au niveau d’un front océanique</b>	<b>65</b>
3.1	Introduction . . . . .	65
3.2	Description des expériences atmosphériques forcées . . . . .	66
3.3	Evaluation des simulations HRES forcées . . . . .	68
3.4	Article : Influence de la petite échelle spatiale de la SST en Atlantique Nord sur la couche limite atmosphérique marine et la troposphère libre : une étude avec le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat . . . . .	77
3.5	Robustesse de la réponse et comparaison avec d’autres études . . . . .	107
<b>4</b>	<b>Influence du couplage sur l’interaction air-mer de petite échelle</b>	<b>113</b>
4.1	Introduction . . . . .	113
4.2	Présentation des expériences couplées . . . . .	114
4.3	Evaluation du modèle couplé . . . . .	117
4.4	Influence locale du front de SST sur l’atmosphère . . . . .	124
4.4.1	Sensibilité des flux de chaleur turbulents au couplage océan-atmosphère	126
4.4.2	Sensibilité du vent au couplage océan-atmosphère . . . . .	130
4.4.3	Influence du couplage sur la réponse des précipitations convectives au front de SST . . . . .	133
4.5	Influence du couplage de petite échelle sur la variabilité atmosphérique de l’Atlantique Nord . . . . .	134
4.5.1	Courant jet des moyennes latitudes . . . . .	135
4.5.2	Régimes de temps . . . . .	136
4.5.3	Influence sur les tempêtes extra-tropicales de l’Atlantique Nord . . .	137
	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>145</b>
	<b>Liste des acronymes</b>	<b>153</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>170</b>

# Abstract

This thesis aims at analyzing the influence of small-scale spatial variability of the sea surface temperature (SST) over an oceanic front on the climate variability at mid-latitudes. We focus on the effect of the Gulf Stream SST front on the marine atmospheric boundary layer and the free troposphere, and on the large-scale atmospheric variability over the Euro-North Atlantic basin. We follow an approach based on numerical experiments with a high resolution (approximately 50 km at mid-latitudes) global atmospheric model, first forced with daily observed SST then coupled with a dynamical oceanic model.

The first part of this thesis deal with the effects of small-scale oceanic forcing on the atmosphere locally and on the large-scale variability over the North Atlantic, at seasonal to inter-annual timescales. Two ensembles (with 4 members) of forced simulations are performed, the first one with global SST at high resolution ( $0.25^\circ$ ) and the other one with smoothed SST at  $4^\circ$  in the Gulf Stream region, in order to filter the small-scale spatial variability on the frontal area. Locally, the model captures the response of the SST small-scale forcing on the small-scale spatial variability of wind-speed at surface during winter, but with an underestimation of about 1/3 compared to the observations. The evaluation of the model compared to reanalysis shows that the large-scale spatial variability (jet stream, weather regimes) is well reproduce at mid-latitudes over North Atlantic and Europe.

Comparison between the two experiments shows that the influence of small-scale spatial variations of the SST in the Gulf Stream region deeply affect the atmospheric column and reach the free troposphere (wind convergence at surface due to pressure adjustment in the boundary layer, turbulent heat fluxes at surface increase due to boundary layer destabilization, convective precipitations increase on the southern (warmer) part of the front and decrease on the northern (cooler) part). Locally, extra-tropical storms show an



increase of the storm track on the warmer part of the front and a weakening on the cooler part. Over the Euro-North Atlantic domain, the storm track response to small-scale SST gradients show a strong dependency to the large-scale flow. In particular, we show that the strengthening of intense storm-tracks over the Mediterranean Sea is associated with a reinforcement of the sub-tropical jet in this region. Our analysis suggest that the displacement and reinforcement of the jet come from changes of Rossby wave breaking occurrences over the North Atlantic.

The second part of this thesis deal with the influence of atmospheric feedbacks onto the small-scale SST spatial variability, and with the sensitivity of the small-scale air-sea interaction to the ocean-atmosphere coupling. We perform sensitivity experiments to the SST resolution in the Gulf Stream region with a coupled model at high resolution. Compared to the observations, the model show a northward shift of the front. Small-scale air-sea interaction strength is not significantly changed compared to the forced configuration. However the atmospheric feedbacks effects on the mean state of the front act to smooth the gradient, especially via turbulent heat fluxes at surface. The storm track is also impacted and show an increase in storm tracks density and intensity compared to forced experiments. The influence of the small-scale spatial variability of SST in the Gulf Stream region on the extra-tropical storms show a local increase of tracks, with a decrease over Europe.

# Résumé

L'objectif de cette thèse est d'analyser l'influence des petites échelles spatiales de la température de surface de la mer (SST) au niveau d'un front océanique sur la variabilité du climat aux moyennes latitudes. Nous nous intéressons à l'effet du front de SST associé au Gulf Stream sur la couche limite atmosphérique marine et la troposphère libre, et sur la variabilité atmosphérique de grande échelle sur le bassin Atlantique Nord et l'Europe. L'approche utilisée repose sur la réalisation d'expériences numériques avec un modèle d'atmosphère global à haute résolution (environ 50 km aux moyennes latitudes), d'abord en configuration forcée par des SST journalières observées puis en configuration couplée avec un modèle d'océan dynamique.

La première partie de cette thèse s'intéresse aux effets du forçage océanique de petite échelle spatiale et aux échelles de temps saisonnières à inter-annuelle sur l'atmosphère localement, et sur la variabilité de grande échelle sur le bassin Atlantique Nord. Deux ensembles (quatre membres) d'expériences forcées sont réalisées, l'une avec des SST globales à haute résolution ( $0.25^\circ$ ) et la deuxième où les SST sont lissées à  $4^\circ$  dans la région du Gulf Stream, de façon à filtrer la variabilité spatiale de petite échelle dans la zone de front. Localement, le modèle capture la réponse au forçage de petite échelle de la SST sur les variations de vent de petite échelle en hiver, mais la sous-estime d'un facteur  $1/3$  par rapport aux observations. L'évaluation du modèle par rapport aux réanalyses montre que la variabilité spatiale de grande échelle (courant jet, régimes de temps) est bien reproduite par le modèle aux moyennes latitudes sur l'Atlantique Nord et l'Europe.

La comparaison entre les deux expériences montre que les variations spatiales de petite échelle de la SST dans la région du Gulf Stream influencent en profondeur la colonne atmosphérique jusqu'à la troposphère libre (convergence des vents par ajustement hydro-

statique en pression dans la couche limite, augmentation des flux de chaleur turbulents à la surface par la déstabilisation de la couche limite, augmentation des précipitations convectives sur la face chaude et diminution sur la face froide du front). Localement, les tempêtes extra-tropicales montrent un renforcement de la route dépressionnaire sur la partie sud (chaude) du front, et une diminution sur la partie nord (froide). Sur le reste du bassin Euro-Atlantique Nord, la réponse des tempêtes extra-tropicales aux petites échelles de SST dépend de la circulation de grande échelle. En particulier, nous montrons qu'une augmentation des tempêtes fortes sur le bassin Méditerranéen est associée à un renforcement du jet subtropical dans cette région. Nos analyses suggèrent que le déplacement et l'intensification de ce jet proviennent du changement d'occurrence des déferlements d'ondes de Rossby sur l'Atlantique Nord.

La deuxième partie de cette thèse s'intéresse à l'effet des rétroactions atmosphériques sur les petites échelles spatiales de SST, et la sensibilité de l'interaction air-mer de petite échelle au couplage océan-atmosphère. Pour cela, on réalise des expériences de sensibilité à la résolution du front de SST dans la région du Gulf Stream avec le modèle couplé à haute résolution. Dans le modèle, le front est décalé vers le nord du fait d'un décollement tardif de la côte. L'intensité de l'interaction air-mer de petite échelle n'est pas significativement modifiée par rapport à la configuration forcée. Cependant l'effet des rétroactions atmosphérique, notamment via les flux turbulents à la surface, sur l'état moyen du front océanique tend à lisser le gradient de SST. La route dépressionnaire est également impactée et montre une augmentation du nombre de tempêtes et de leur intensité moyenne par rapport aux expériences forcées. La réponse des tempêtes au front de SST montre une augmentation locale du nombre de trajectoires de tempêtes, et une diminution significative sur l'Europe.

# Introduction

Située entre la couche limite atmosphérique marine et la couche de mélange océanique, l'interface air-mer est le siège d'échanges thermiques, d'humidité et de quantité de mouvement fondamentaux dans le fonctionnement du système climatique terrestre, et fait depuis longtemps l'objet de nombreuses études. Alors que les mesures in situ n'offrent qu'une vision parcellaire et sporadique des interactions air-mer, la généralisation des satellites d'observations de la Terre, permettant de couvrir de façon homogène à la fois dans le temps et dans l'espace l'évolution de champs atmosphériques et océaniques comme le vent à 10 mètres et la température de surface de la mer, a apporté une vision globale des interactions air-mer.

Contrairement aux Tropiques où le fort contenu de chaleur des couches superficielles océaniques contribue à l'établissement d'un couplage effectif entre l'océan et l'atmosphère, la circulation océanique aux moyennes latitudes est principalement due aux vents à la surface aux échelles de temps saisonnière à inter-annuelle. Ainsi l'océan y a longtemps été considéré comme répondant passivement aux forçages atmosphériques. Cependant, ces dernières années, les observations satellites à haute résolution ont mis en évidence une corrélation positive entre la température de surface de l'océan et le vent près de la surface dans les zones de forte variabilité spatiale océanique de petite échelle, correspondant notamment aux zones de fronts, comme les courants de bord est et les courants de bord ouest aux moyennes latitudes. Cette relation entre les anomalies de vent et de température de surface de la mer est opposée à celle de grande échelle, pour laquelle une anomalie positive de vent est généralement associée à une anomalie négative de température de surface de la mer via la génération de flux de chaleur turbulents à la surface. Le passage d'une corrélation négative aux grandes échelles spatiales à une corrélation positive à méso-échelle (échelles spatiales comprises entre 100 km et 1000 km) suggère que les vents à la surface peuvent être forcés par les variations spatiales de fine échelle de la température de surface

de la mer.

Ce résultat a suscité un grand intérêt de la communauté scientifique, à la fois des atmosphériciens et des océanographes, puisqu'il demande de reconsidérer le rôle de l'océan dans le système climatique via son influence sur la variabilité atmosphérique aux échelles de temps intra-saisonnière à inter-annuelle. En particulier, un des objectifs de la communauté nationale et internationale est de mieux comprendre les mécanismes impliqués dans l'interaction air-mer de petite échelle aux niveaux des fronts océaniques, et son impact sur la variabilité du climat.

La prévision du climat aux échelles de temps saisonnière à inter-annuelle présente un intérêt évident pour la société, dans la mesure où elle peut permettre de quantifier et d'anticiper certains risques et d'orienter les préventions et adaptations nécessaires. A ces échelles de temps, les systèmes de prévision sont aujourd'hui basés sur des modèles dont la résolution horizontale (et donc l'échelle spatiale des interactions air-mer) est de l'ordre de 200 kilomètres avec un pas de temps de couplage journalier entre l'océan et l'atmosphère. Dans l'Atlantique Nord, la région du Gulf Stream présente une forte variabilité spatiale de petite échelle de la température de surface de la mer. La route dépressionnaire de l'Atlantique Nord est initiée le long de la côte est de l'Amérique du Nord, où le fort gradient thermique méridien en basse couche, associé à la présence du Gulf Stream, et à l'arrivée d'air froid et sec en provenance du continent ainsi qu'à la présence du courant jet atmosphérique, agissent comme une source de baroclinicité et favorisent le développement et l'intensification de systèmes dépressionnaires dont certains événements peuvent avoir d'importantes conséquences socioéconomiques. Ainsi à terme, la compréhension des mécanismes associés à l'interaction de petite échelle sur le Gulf Stream peut permettre d'améliorer la prévision de ces événements.

Cette thèse porte sur l'influence de la variabilité de méso-échelle de la température de surface de la mer sur les interactions air-mer et la variabilité atmosphérique aux moyennes latitudes. Son objectif principal est d'explorer l'effet de la méso-échelle dans la région du Gulf Stream sur l'atmosphère localement, sur la couche limite et la troposphère libre, et sur la variabilité atmosphérique spatiale de grande échelle sur le bassin Atlantique Nord et l'Europe. Pour cela, on étudie l'effet de la représentation réaliste du front océanique

associé au Gulf Stream sur la couche limite atmosphérique marine, et les mécanismes associés. Ensuite, on étudie l'effet de ce forçage océanique de petite échelle spatiale sur la variabilité atmosphérique spatiale de grande échelle (régimes de temps, courants jet et déferlements d'ondes de Rossby) sur l'Atlantique Nord aux échelles de temps saisonnière à inter-annuelle, et son influence sur la route dépressionnaire des tempêtes extra-tropicales en hiver. En complément, l'étude des rétroactions de l'atmosphère sur le front de température de surface de la mer permet d'évaluer la sensibilité de l'intensité et de la cohérence de l'interaction air-mer de petite échelle au couplage océan-atmosphère. Enfin, l'effet du couplage sur la réponse de la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord aux petites échelles spatiales océaniques est étudié.

Pour cela, on utilise une approche par modélisation numérique à haute résolution avec un modèle atmosphérique global utilisé dans deux configurations, d'abord forcé puis couplé à un modèle d'océan dynamique. L'objectif de cette démarche en deux temps est de mieux comprendre les mécanismes physiques pouvant être à l'origine de l'influence du front de température de surface de la mer dans la région du Gulf Stream sur la variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord, ainsi que l'effet des rétroactions atmosphériques. Dans un premier temps, on réalise des simulations d'ensemble avec un modèle atmosphérique forcé par des température de surface de la mer observées à haute résolution, ce qui permet d'extraire le mieux possible de la variabilité interne chaotique de l'atmosphère la réponse de l'atmosphère à des anomalies de petite échelle de température de surface de la mer, particulièrement forte aux moyennes latitudes. La représentation de la variabilité climatique sur l'Atlantique Nord et de l'interaction air-mer de petite échelle dans les modèles est évaluée par rapport aux observations et réanalyses, et la robustesse des résultats est discutée au regard d'études comparables menées avec d'autres modèles.

L'utilisation d'une configuration forcée est à la fois pertinente pour l'étude de forçages océaniques sur l'atmosphère et stratégique dans la mesure où elle permet notamment de s'affranchir de nombreux biais propres aux modèles couplés océan-atmosphère. Cependant, les températures de surface de la mer sont prescrites et ne peuvent pas répondre aux changements atmosphériques. Or dans la réalité, le couplage effectif entre l'atmosphère et l'océan permet à l'atmosphère de rétroagir sur les anomalies de température de surface de la mer. Dans la deuxième partie de cette thèse, des simulations sont réalisées avec un

modèle global couplé complet à la même résolution et avec la même composante atmosphérique que les expériences en configuration forcée, permettant de mettre en évidence l'effet des rétroactions atmosphériques sur le front de température de surface de la mer, et leur influence sur la réponse de la variabilité atmosphérique identifiée en forcé.

- Le premier chapitre constitue l'introduction détaillée de cette thèse. Il présente l'état-de-l'art sur l'effet des anomalies de la température de surface de la mer aux moyennes latitudes sur la variabilité atmosphérique et l'effet du couplage océan-atmosphère, et présente les avancées récentes réalisées dans le domaine d'étude des interactions air-mer de petite échelle.
- Le deuxième chapitre présente les outils numériques (modèles numériques, analyses statistiques et outils diagnostiques utilisés notamment pour la classification en régimes de temps, la détection des tempêtes extra-tropicales et des déferlements d'ondes de Rossby) ainsi que les observations et réanalyses utilisés pour l'évaluation des modèles.
- Le troisième chapitre présente les résultats des expériences de sensibilité atmosphérique à la résolution spatiale de la représentation du front de température de surface de la mer dans la région du Gulf Stream. La représentation de la variabilité atmosphérique du modèle est évaluée par rapport aux observations puis les principaux résultats sont donnés sous la forme d'un article. L'effet du front sur la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord est discuté au regard de récentes études similaires.
- Le quatrième chapitre s'appuie sur les expériences de sensibilité à la résolution du front de température de surface de la mer dans le cadre de simulations couplées afin d'évaluer l'effet des rétroactions atmosphériques sur le front océanique et la sensibilité de l'interaction air-mer de petite échelle au couplage.
- La conclusion dresse le bilan des principaux résultats présentés dans les chapitres 3 et 4, et les met en perspective par rapport à des études similaires. Les limitations de l'étude sont mentionnées et des perspectives sont dressées à partir de suggestions faites pour les dépasser.

# Chapitre 1

## Interaction océan-atmosphère aux moyennes latitudes

La connaissance des interactions entre l'océan et l'atmosphère est nécessaire à la compréhension et à la prévision de la variabilité climatique. Alors que les régions tropicales ont fait l'objet d'un grand nombre d'études sur le sujet, en particulier sur l'ENSO (El Niño Southern Oscillation), et dont les résultats ont pu être appliqués avec succès à la prévision du climat, les interactions océan-atmosphère des régions extra-tropicales et les téléconnexions avec les tropiques demandent toujours à être mieux comprises pour améliorer les modèles climatiques.

L'interaction entre l'océan et l'atmosphère implique la contribution de l'un et de l'autre des composants du système. Du fait de sa grande inertie thermique, l'océan est la composante lente du système. Avec sa forte variabilité aux échelles de temps synoptiques, l'atmosphère est la composante rapide du système. Ce chapitre dresse l'état de l'art des connaissances actuelles en matière d'interactions air-mer aux moyennes latitudes. Ici l'océan est considéré comme partie intégrante du système climatique, et participe à sa variabilité par les anomalies de température de surface de la mer (SST dans la suite, pour Sea Surface Temperature en anglais). Dans une première partie, l'interaction de grande échelle, i.e. l'échelle spatiale du bassin océanique, est présentée ; on s'intéressera aux anomalies de SST à l'échelle saisonnière à inter-annuelle et à la réponse atmosphérique associée. La deuxième partie sera consacrée aux interactions air-mer qui se produisent aux petites échelles spatiales aux moyennes latitudes, en particulier au rôle des courants de bord ouest et des fronts de SST associés, et à la réponse de l'atmosphère aux tourbillons océaniques de méso-échelle



et aux gradients de SST associés.

## 1.1 Interaction air-mer aux moyennes latitudes

### 1.1.1 Mécanismes de formation et de dissipation des anomalies de SST

De par son important contenu thermique et sa grande inertie thermique principalement due à sa forte masse volumique, l'océan est souvent considéré comme un vaste réservoir thermique pour l'atmosphère, à laquelle il communique son énergie thermique via les flux de chaleur turbulents (latent et sensible) à la surface. Ces flux dépendent principalement d'une seule variable océanique, la SST, et dans une moindre mesure de la salinité (son effet est généralement négligé), mais aussi de plusieurs paramètres atmosphériques, comme la température l'air, la vitesse du vent près de la surface ou l'humidité relative. Les anomalies de SST sont l'expression de surface des changements du contenu de chaleur de la couche de mélange de l'océan superficiel. De fait, elles ont une persistance beaucoup plus importante que les anomalies atmosphériques. Elles ont une extension spatiale à l'échelle du bassin et leurs structures spatiales aux échelles de temps mensuelle à saisonnière ressemble aux structures atmosphériques dominantes. C'est en hiver que cette corrélation est la plus forte, et lorsque l'atmosphère précède l'océan d'un mois (Wallace and Jiang (1987), Davis (1976, 1978)). La figure 1.1 extraite de la revue de Kushnir et al. (2002) illustre l'anti-corrélation entre les anomalies extra-tropicales de SST dans les bassins Atlantique Nord et Pacifique Nord en hiver, et les anomalies de vent d'ouest .

L'équation de conservation de la chaleur appliquée à la couche de mélange océanique permet de mettre en équation l'anomalie de SST. On considère que le mélange turbulent dans la couche de mélange est suffisamment important pour assurer une distribution uniforme de la température, de la salinité et de la vitesse horizontale, et que la zone d'entraînement est suffisamment fine pour être considérée comme une discontinuité en bas de la couche de mélange :

$$\frac{\partial \hat{T}}{\partial t} + \nabla(\hat{v}\hat{T}) + \frac{\partial}{\partial z}(\hat{w}\hat{T}) + \nabla(\widehat{v^t T^t}) + \frac{\partial}{\partial z}(\widehat{w^t T^t}) = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial \hat{q}}{\partial z} \quad (1.1)$$

où l'accent circonflexe indique la valeur moyenne et l'exposant t indique les fluctuations turbulentes. T est la température, v la vitesse horizontale, w la vitesse verticale, q le rayonnement solaire descendant,  $\rho$  la masse volumique de l'eau,  $C_p$  sa chaleur spécifique.

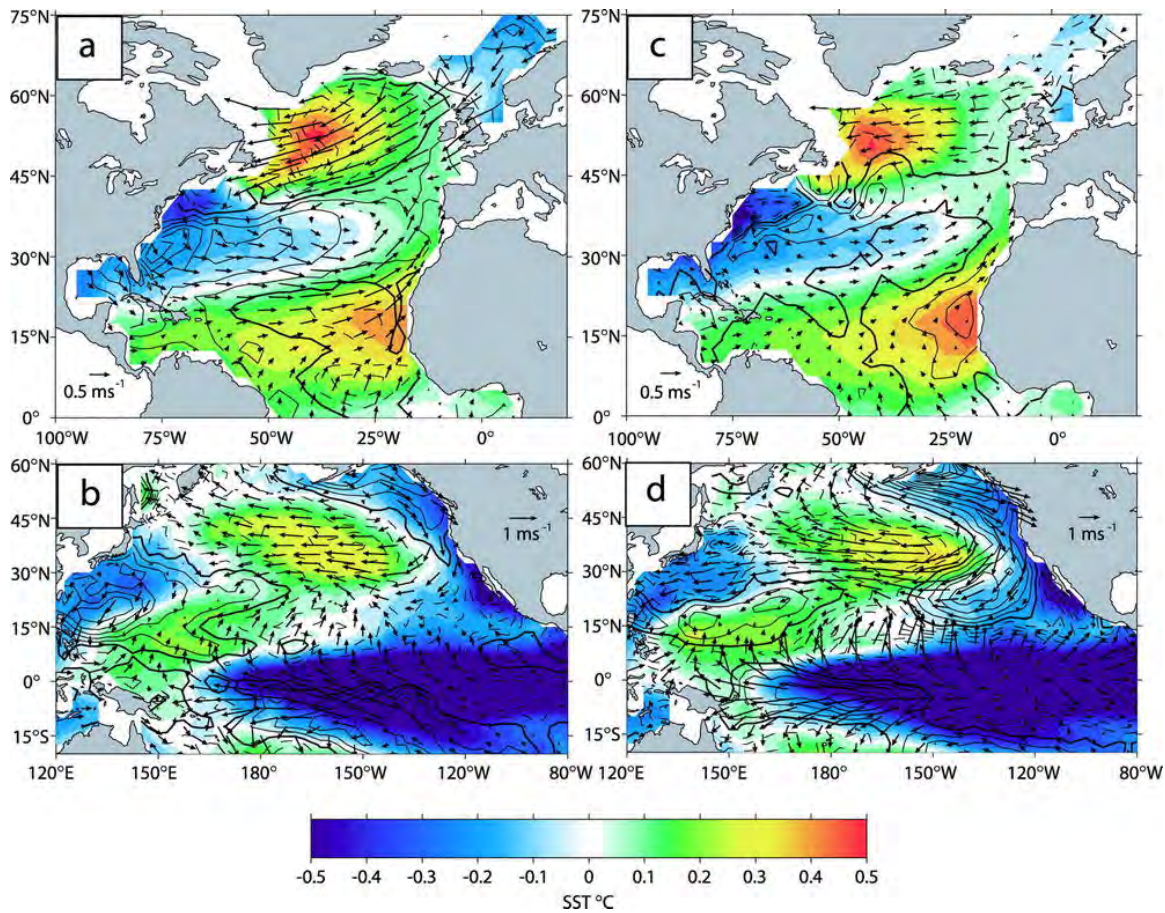


FIGURE 1.1 – Distribution spatiale des anomalies hivernales (Déc-Mar) de SST, de flux turbulents (latent et sensible) à la surface, vecteur vent à la surface, projetées (par régression linéaire) sur la composante principale de la variabilité de la SST dans (a,c) l'Atlantique Nord et (b,d) le Pacifique Nord. (a,b) Réanalyse NCEP, de 1949 à 1999. (c,d) La moyenne des 10 membres d'une simulation d'ensemble réalisée avec le modèle de circulation générale ECHAM3.5 forcé par les anomalies de SST de 1950 à 1999. Les couleurs sont pour la SST (en °C, note : par souci de clarté la palette s'étend seulement de -0.5 °C à 0.5 °C mais les valeurs dans le Pacifique Est équatorial atteignent jusqu'à 1.2 °C). Les contours solides (pointillés) représentent les anomalies positives (négatives) des flux de chaleur (en  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ , contours tous les 3  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ , l'isoligne nulle est en gras). Les flèches représentent les vecteurs vent (en  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Extrait de Kushnir et al. (2002).

$\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$ , et les coordonnées  $(x, y, z)$  sont positives vers l'est, le nord et vers le haut, respectivement. Si l'on néglige les variations à la surface, on obtient en intégrant (1.1) depuis la surface ( $z=0$ ) jusqu'à la zone d'entraînement ( $z=-h$ ) :

$$h \frac{\partial T}{\partial t} + hv \nabla T + (T - T_+)w_e - \kappa h \nabla^2 T + \frac{Q - Q_+}{\rho C_p} = 0 \quad (1.2)$$

où  $T$  est la température dans la couche de mélange et  $v$  la vitesse, l'indice plus indique les valeurs au niveau de la zone d'entraînement et  $\kappa$  est le coefficient de diffusion horizontale qui permet de paramétrer le mélange horizontal. Dans le cas où la thermocline est suffisamment profonde pour que le flux solaire descendant ne pénètre pas au-delà de la couche de mélange, le flux  $Q_+$  peut être négligé. Cette hypothèse est acceptable la plupart du temps excepté en été, lorsque la profondeur de la couche de mélange atteint son minimum, dans certaines régions. Ainsi, en négligeant les variations diurnes qui peuvent avoir lieu dans les premiers mètres de la couche de mélange, on obtient l'équation d'évolution des anomalies de SST suivante :

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = - \underbrace{\frac{Q'}{\rho C_p \bar{h}}}_{\text{A}} - \underbrace{\frac{(hv)' \nabla (\bar{T} + T')}{\bar{h}}}_{\text{B}} - \underbrace{\frac{h' \partial \bar{T}}{\bar{h} \partial t}}_{\text{C}} - \underbrace{\frac{(T' - T'_+)(\bar{w}_e + w'_e)}{\bar{h}}}_{\text{D}} - \underbrace{\frac{(\bar{T} - \bar{T}_+) w'_e}{\bar{h}}}_{\text{E}} + \underbrace{\kappa \nabla^2 T'}_{\text{F}} \quad (1.3)$$

où les moyennes saisonnières sont surlignées d'une barre et les anomalies sont indiquées par une apostrophe. Ainsi, on peut identifier trois types de contribution aux anomalies de SST :

1. l'effet du forçage atmosphérique : via les flux de chaleur (terme A) et le vent qui pilote les courants (B), les changements de profondeur de la couche de mélange (C) et l'entraînement (D et E) qui consiste à renforcer la stratification dans la couche de mélange, ce qui provoque un changement de température dans la couche de mélange.
2. l'effet de la variabilité interne de l'océan, principalement des mouvements tourbillonnaires quasi-géostrophiques, qui déforment les couches superficielles par advection horizontale (B) et par des mouvements verticaux près du fond de la couche de mélange (C et E).

3. les effets de tous les termes qui contribuent à l'amortissement des anomalies de SST : la rétroaction atmosphérique (A), la rétroaction océanique (D), le mélange horizontal (F), le mélange vertical en dessous de la couche de mélange (n'apparaît pas dans l'équation (1.3) car ici  $Q_+$  est supposé nul).

Dans la suite de cette partie, nous allons détailler chacune de ces contributions, avant de nous intéresser à la réponse de l'atmosphère à ces anomalies de SST.

### Forcages atmosphériques

Les anomalies extra-tropicales de SST aux moyennes latitudes ont une variabilité à l'échelle du bassin océanique qui est similaire à la variabilité basse-fréquence de l'atmosphère (Namias and Cayan (1981), Wallace and Jiang (1987); voir Figure 1.1) ce qui indique que la génération et la dissipation des anomalies de SST sont principalement régularisées par la variabilité conjointe de la SST et des flux de chaleur à l'interface air-mer. Les structures de covariance de la SST et des flux de chaleur sont à peu près les mêmes dans les réanalyses NCEP-NCAR et ERA40 (You et al. (2011)); elles présentent une corrélation positive entre les flux de chaleur montant et les anomalies de SST dans les tropiques, le Pacifique Nord aux moyennes latitudes et au-dessus du Gulf Stream, et une corrélation négative dans la région subtropicale de l'hémisphère nord et la Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ pour South Pacific Convergence Zone en anglais). Le bilan thermique à la surface peut s'écrire :

$$Q_{net} = Q_L + Q_S + Q_{SW} + Q_{LW} \quad (1.4)$$

avec  $Q_{net}$  le flux net à la surface,  $Q_L$  le flux de chaleur latente,  $Q_S$  le flux de chaleur sensible,  $Q_{SW}$  le rayonnement haute fréquence (solaire) et  $Q_{LW}$  et le rayonnement basse-fréquence (ré-émis) (par convention les flux sont définis positifs vers le haut).

Les anomalies de tension de vent peuvent également générer des anomalies de SST, en générant de la turbulence et des courants d'Ekman dans les couches superficielles de l'océan (Junge and Haine (2001)). Cependant cet effet est minoritaire devant les flux thermiques à la surface. A la différence des autres forçages atmosphériques, le rotationnel de la tension de vent est faiblement énergétique à l'échelle synoptique mais l'est davantage à plus petite échelle, ce qui explique que le pompage d'Ekman va surtout générer des anomalies de SST de petite échelle, avec un effet maximal aux hautes latitudes, où le vent est fort.

Les anomalies de SST étant principalement générées par l'atmosphère, et étant donné le caractère chaotique des fluctuations atmosphériques à l'échelle météorologique, les anomalies de SST peuvent être interprétées comme un processus chaotique. Cette approche a été suggérée assez tôt par Mitchell (1966), puis a été reprise par Hasselmann (1976), lorsqu'il a développé sa théorie des modèles climatiques stochastiques, avant d'être adaptée au cas des anomalies de grande échelle de SST par Frankignoul and Hasselmann (1977). Le modèle stochastique linéaire développé alors représente les anomalies de SST comme le produit de forçages atmosphériques à l'échelle synoptique rapidement décorrélés dans le temps, avec une composante lente de relaxation de la couche de mélange océanique vers son état climatique via les processus thermiques qui s'y produisent. Ce modèle conceptuel a permis de mettre en évidence que les propriétés statistiques des anomalies de SST observées aux moyennes latitudes peuvent être reproduites de façon réaliste à partir de la réponse des couches superficielles de l'océan aux fluctuations journalières des flux air-mer. Par la suite, ce modèle stochastique simple a été largement utilisé pour représenter l'hypothèse nulle de la variabilité de la SST aux moyennes et aux hautes latitudes.

### **Phénomène de ré-émergence**

Les anomalies de SST connaissent de fortes variations saisonnières. Au printemps, le chauffage solaire diurne devient plus important que le refroidissement nocturne, ce qui entraîne la formation progressive d'un fort gradient vertical de température sur une faible profondeur. Au début de l'automne, les eaux de surface commencent à perdre plus de chaleur vers l'atmosphère qu'elles n'en reçoivent par le soleil, ce qui entraîne l'érosion de la thermocline saisonnière et l'approfondissement de la couche de mélange océanique, qui persiste jusqu'à la fin de l'hiver. La persistance des anomalies de grande échelle de la SST dans l'Atlantique Nord et dans le Pacifique ont fait l'objet de nombreuses études (par exemple Kushnir et al. (2002), Namias and Born (1970), Namias (1974), Reynolds (1978), Frankignoul and Reynolds (1983), Namias et al. (1988), Timlin et al. (2002)). Ces études s'accordent pour dire que ces anomalies possèdent un temps de décroissance exponentielle de l'ordre de 3-6 mois. Cependant, cette persistance peut varier d'une saison à une autre (Namias and Born (1970), Namias (1974), Barnett (1981)). En particulier, en automne, dans l'Atlantique Nord et le Pacifique, on observe un phénomène de ré-émergence des anomalies de SST formées l'hiver précédent. La dépendance de la persistance des anomalies

de grande échelle de la SST dans l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord a ensuite été confirmée par un certain nombre d'études (dont Namias et al. (1988), Bhatt et al. (1998), Watanabe and Kimoto (2000), Kushnir et al. (2002), Timlin et al. (2002)). Namias et al. (1988) avaient proposé l'hypothèse suivante : les anomalies de SST formées par les flux atmosphériques à la surface pendant l'hiver sont enfouies peu profondément sous une couche stable pendant l'été, avant de ré-émerger à l'automne, quand le mélange créé par le vent et les flux de chaleur à la surface altère la couche stable protectrice. Ainsi l'atmosphère voit des anomalies de SST déphasées par rapport aux flux de surface concomitants.

Ce phénomène, appelé phénomène de ré-émergence, se retrouve aussi bien dans le Pacifique que dans l'Atlantique et possède une extension spatiale de l'ordre du bassin océanique considéré. Cependant, l'occurrence de la ré-émergence des anomalies de SST peut varier considérablement d'une région à une autre d'un même bassin, du fait de la différence de la profondeur de la couche de mélange océanique lors de la formation initiale de l'anomalie, de telle sorte que plus la restratification est forte en été, plus le déentraînement associé à l'approfondissement de la couche de mélange à l'automne sera long, et donc plus l'anomalie de SST formée l'hiver précédent mettra de temps à ré-émerger. De la même façon, l'occurrence de la ré-émergence de l'anomalie peut également varier au cours de l'hiver, en fonction de la période pendant laquelle elle s'est formée initialement, de telle sorte qu'une anomalie formée à la fin de l'hiver (mars), lorsque la profondeur de la couche de mélange atteint son maximum, va ré-émerger plus tard qu'une anomalie formée au début de l'été (juin), lorsque la couche de mélange est peu profonde. Plus la différence de profondeur de la couche de mélange est importante entre l'été et l'hiver, et plus l'influence du phénomène de ré-émergence sur les anomalies hivernales de SST est forte (Watanabe and Kimoto (2000), Timlin et al. (2002)).

Plus récemment, Deser et al. (2003) ont proposé une extension du modèle stochastique de la couche de mélange océanique de Frankignoul and Hasselmann (1977) (Figure 1.2). Dans le modèle stochastique simple initial, la persistance et la prévisibilité des anomalies de SST est simplement définie dans le temps par l'inertie thermique de la couche de mélange océanique, qui dépend de la profondeur de la couche de mélange ainsi que de la vitesse de relaxation de l'anomalie de SST vers l'atmosphère via les flux turbulents à la surface. Dans la nouvelle conceptualisation de la couche de mélange océanique de Deser et al. (2003), les variations saisonnières de profondeur de la couche de mélange et leur influence sur la

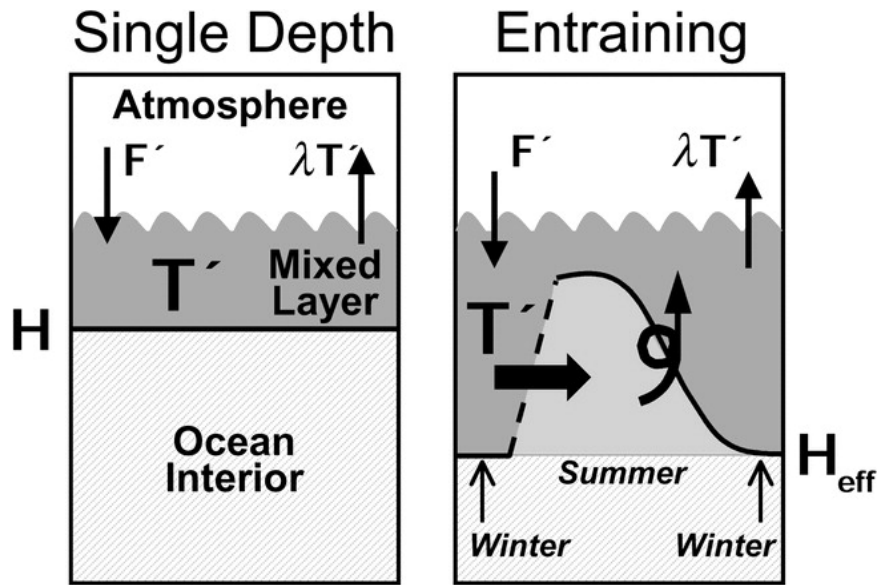


FIGURE 1.2 – Modèles conceptuels du système océan-atmosphère. (gauche) Le modèle stochastique simple de Frankignoul and Hasselmann (1977) et (droite) l’extension de ce modèle proposée par Deser et al. (2003). Dans les deux cas, les anomalies de température  $T'$  dans la couche de mélange océanique résultent uniquement des forçages atmosphériques  $F'$  et sont relaxées vers l’atmosphère à un taux  $\lambda T'$ . Dans le modèle initial, la profondeur de la couche de mélange  $H$  est constante; dans l’extension du modèle,  $H$  subit un fort cycle saisonnier, avec un maximum en hiver et un minimum en été. Dans cette configuration,  $T'$  créée pendant l’hiver initial peut persister sous la couche de mélange en été avant de ré-émerger dans la couche de mélange l’hiver suivant, représenté par les flèches noires épaisses. La capacité thermique effective de ce système dépend de la profondeur de la couche de mélange en hiver  $H_{eff}$ . Extrait de Deser et al. (2003).

persistance des anomalies hivernales de la SST sont prises en compte. Ce nouveau modèle conceptuel a montré sa capacité à prendre en compte le phénomène de ré-émergence et la persistance d'un hiver sur l'autre des anomalies de SST extra-tropicales. Les auteurs ont donc suggéré de redéfinir l'hypothèse nulle à partir de ce nouveau modèle lorsqu'il s'agit de la variabilité des anomalies de SST. D'autre part, ce modèle a également permis de mettre en évidence une augmentation de l'auto-corrélation annuelle de l'indice NAO, ce qui indique l'existence d'un forçage de l'atmosphère par les anomalies de SST ré-émergentes, initialement formées sous un forçage NAO.

L'augmentation de la persistance des anomalies hivernales de la SST dans l'extension du modèle fait qu'il est plus difficile de discerner l'influence des autres processus, comme les forçages océaniques internes, du bruit rouge de la variabilité de la SST due uniquement aux forçages atmosphériques stochastiques. D'autres études ont essayé d'évaluer l'impact sur l'atmosphère de la ré-émergence des anomalies de SST. Cassou et al. (2004) se sont intéressés à la sensibilité de la réponse atmosphérique à la ré-émergence du tripôle de SST caractéristique de l'Oscillation Nord Atlantique en hiver. Dans ce cas, le phénomène de ré-émergence commence en automne, s'amplifie jusqu'en janvier et persiste jusqu'au printemps. La réponse de l'atmosphère à ces anomalies de SST ressemble à la circulation qui leur a initialement donné naissance, mais avec une amplitude plus faible. L'amplitude de la réponse est la même que pour les autres sources d'anomalies de SST, de l'ordre de 10 à 20 m à 500 hPa par °C (Kushnir et al. (2002), Cassou et al. (2007) ; voir sous-section 1.1.2).

### **Dissipation et advection des anomalies de SST**

Quand la perturbation atmosphérique à l'origine des anomalies de SST disparaît, les anomalies diminuent en cédant de la chaleur à l'atmosphère. Le taux de décroissance des anomalies de SST est de l'ordre de  $20 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ , avec une vitesse de décroissance d'environ 120 jours pour une anomalie thermique contenue dans une couche de mélange de 50 m de profondeur. Le rôle du mélange horizontal dans l'amortissement des anomalies de SST, contrôlé par le coefficient de diffusivité tourbillonnaire, est faible pour des anomalies de grande échelle. Pendant la période d'approfondissement (automne et hiver) de la couche de mélange, les effets d'entraînement contribuent également à la diminution des anomalies de SST. D'autre part, la rétroaction océanique à une anomalie tourbillonnaire de vent



participe également à la dissipation des anomalies de SST, car elle est forcément négative (Bjerknes (1959)) : dans le cas d'une anomalie de vent cyclonique, un courant d'Ekman divergent apparaît qui crée un upwelling et ajoute de l'eau froide à la couche de mélange. Or une anomalie froide va diminuer la cyclonicité. Inversement pour une anomalie anticyclonique du vent à la surface, qui génère un plongeon des eaux de surface dans la couche de mélange, générant une anomalie chaude de SST qui tend à contrer l'activité anticyclonique. Cependant, cette rétroaction est de faible amplitude.

### **1.1.2 Existe-t-il une réponse de l'atmosphère aux anomalies de grande échelle de la SST ?**

L'atmosphère est responsable de la plus grande partie des anomalies de SST aux échelles intra-saisonnière à inter-annuelle. Ce constat, émergeant des observations existantes dès les premiers travaux sur le climat (par exemple Namias (1959, 1965), Bjerknes (1964)), ont pendant longtemps laissé penser que les anomalies extra-tropicales de la SST étaient forcées par les anomalies de flux de surface et de courants d'Ekman induits par les anomalies de vent à la surface, de température de l'air et de l'humidité près de la surface. Cependant, la persistance de ces anomalies excède la durée des événements atmosphériques, dont la persistance est de l'ordre de quelques jours, qui les ont générées. Une hypothèse suggère que ces anomalies de SST pourraient imprimer leur forte persistance sur la variabilité atmosphérique et pourrait ainsi permettre de réaliser des prévisions climatiques à courte échéance (dont Namias and Cayan (1981), Ratcliffe and Murray (1970)). Pendant longtemps, on a considéré que cette influence ne dépassait pas la couche limite atmosphérique, les observations alors à disposition ne permettant pas de percevoir une réponse de la troposphère libre. A présent, on sait que l'influence sur la troposphère libre existe mais qu'elle est faible par rapport à la variabilité interne, de telle sorte qu'on ne peut considérer l'impact de ces réponses qu'en terme de potentiel subtil changement de probabilité des modes internes de variabilité. Déterminer la nature et l'intensité de la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère est un problème délicat, et les modèles de circulation générale (GCMs, pour General Circulation Models) ont été largement utilisés pour répondre à cette question dans le cadre d'expériences atmosphériques forcées par des SST prescrites.

Si on se place dans le cas des régions tropicales, les anomalies de SST associées à l'ENSO sont déterminées par les changements dans le transport thermique océanique résultant d'une interaction non-locale et déphasée avec l'atmosphère, et sont ensuite amorties

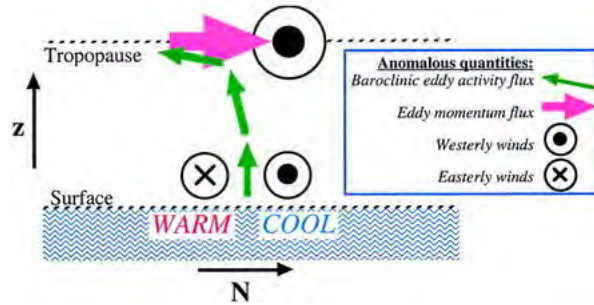


FIGURE 1.3 – Schéma dérivé de l'étude de Peng and Whitaker (1999) représentant l'influence de la route dépressionnaire sur la réponse atmosphérique à une interaction océan-atmosphère extra-tropicale. Une perturbation atmosphérique basse fréquence (ici une anomalie dipolaire des vents d'ouest) crée un gradient de SST qui induit une anomalie de la route dépressionnaire. Celle-ci induit une convergence de quantité de mouvement des tourbillons transitoires (flèche rouge) dans la haute troposphère, ce qui renforce la perturbation basse fréquence. Une circulation secondaire (flèches vertes) propage le renforcement en basse troposphère, ainsi la perturbation est renforcée dans son intégralité. Dans cette situation, la réponse en SST au forçage atmosphérique apporte une faible rétroaction positive à un processus atmosphérique interne. Kushnir et al. (2002).

par les flux de surface. L'atmosphère répond à ces anomalies thermiques par un changement local de circulation, associé à une anomalie de convection profonde et à un décalage des centres de libération de chaleur latente dans la moyenne troposphère. De fait, des changements de convergence de surface de grande échelle et de divergence en haute troposphère affectent toute la ceinture tropicale. De tels effets ne sont pas supposés se produire dans une atmosphère extra-tropicale car la quantité de chaleur latente libérée par la convection extra-tropicale est beaucoup plus faible et est limitée aux couches les plus basses de la troposphère. Il existe deux types d'interaction mis en jeu dans la réponse atmosphérique aux anomalies de SST de grande échelle aux moyennes latitudes (Kushnir et al. (2002)) :

1. une interaction thermodynamique linéaire dans laquelle une anomalie atmosphérique équivalente barotrope basse fréquence force une modification de la SST et diminue ainsi le processus de dissipation thermique à la surface due à l'ajustement de la SST ;
2. un mécanisme lié au passage de dépressions : la réponse barocline au forçage thermique océanique influence la position et l'amplitude des routes dépressionnaires. Ce

mécanisme peut générer une réponse barotrope, qui rétroagit positivement sur la température de la couche de mélange (voir Figure 1.3).

En conclusion, l'atmosphère des moyennes latitudes répond sensiblement aux variations de grande échelle de SST mais cette réponse est faible comparée à sa variabilité interne.

## 1.2 Couplage à petite échelle

### 1.2.1 Introduction : la méso-échelle océanique

Le champ tourbillonnaire océanique global est fortement inhomogène : il présente une forte variabilité près des courants de bord ouest, contrairement à une faible activité au centre des océans (Richman et al. (1977)). A l'est des bassins, des tourbillons associés aux courants d'upwelling (par exemple l'upwelling de Californie ou du Pérou) n'ont pas été pris en compte car la résolution des observations de SST était trop faible pour les observer. La durée de vie des tourbillons océaniques est de l'ordre de 20 à 30 jours à l'équateur (Tropical Instability Waves TIW ; Legeckis (1977), Lyman et al. (2007)), et d'une centaine de jours aux moyennes latitudes, avec des longueurs d'ondes de l'ordre de 1000 km à l'équateur, de 100 km aux moyennes latitudes (Stammer (1997)), et de 10 km aux hautes latitudes (front d'Islande-Féroé, Scott and McDowall (1990)) et dans les régions côtières. La contribution du champ tourbillonnaire de surface à la déformation du champ de SST est généralement dominée par le gradient méridien moyen de SST. Ainsi les variations tourbillonnaires sont les plus importantes en hiver et au printemps, lorsque le gradient méridien de température est maximal. Les tourbillons de méso-échelle peuvent également impacter la SST en advectant verticalement le fond de la couche de mélange et en modifiant l'entraînement, mais cela reste une faible contribution à l'anomalie de SST au regard de l'advection horizontale.

Les courants de bord ouest (CBO dans la suite) jouent un rôle unique dans les interactions air-mer des moyennes latitudes, par l'amplitude des flux thermiques à leur surface et par la forte variabilité de leur SST principalement due à la dynamique océanique (Kwon et al. (2010)). L'analyse du transport de surface et de la position des CBO a suggéré que le mode de variabilité dominant pour les deux océans était la contraction et l'expansion des gyres de recirculation, et serait associé à un changement de position dans le bassin océanique, avec des périodes temporelles de 5 à 9 mois. Les fronts tels que le Gulf Stream (noté

GS) et l'extension du Kuroshio (KE) sont des structures océaniques permanentes de la circulation océanique des moyennes latitudes. Ces fronts changent de position et d'intensité à des échelles de temps allant de quelques semaines à plusieurs années. La différence de SST le long du gradient est de l'ordre de  $4^{\circ}\text{C}$  à  $10^{\circ}\text{C}$  par 100 km. Leur situation aux moyennes latitudes est rendue plus compliquée par le passage de perturbations atmosphériques à l'échelle synoptique; contrairement au front Équatorial, au-dessus duquel les vents appartiennent à un régime quasiment stationnaire, les courants de bord ouest et les gradients de SST qui leurs sont associés sont souvent situés dans des régions de vents variables, par exemple les routes dépressionnaires des moyennes latitudes, comme c'est le cas pour le Gulf Stream. Aussi, contrairement à l'écoulement au niveau du front équatorial, l'écoulement au-dessus des CBO est soumis à l'influence de la rotation de la Terre.

La région du Gulf Stream, dans la partie ouest de l'Atlantique Nord, a fait l'objet de nombreuses études (Sweet et al. (1981), Wai and Stage (1989), Song et al. (2006), Minobe et al. (2008, 2010), pour ne citer qu'elles). Les conditions y sont souvent réunies pour favoriser un impact des SST sur la troposphère ce qui fait que cette région est souvent considérée comme un laboratoire à ciel ouvert des interactions air-mer aux moyennes latitudes. En hiver, le Gulf Stream ressemble à une langue d'eau chaude, longeant la côte est de l'Amérique du Nord jusqu'à son point de détachement au niveau de Cape Hatteras. Les eaux orientées vers le continent (moitié ouest et nord du front) sont les plus froides, l'autre moitié du front est la partie chaude. Le Gulf Stream peut-être décomposé en deux parties de la façon suivante : une partie du front est localisée près des côtes et suit à peu près l'inclinaison du continent Nord Américain, jusqu'à son point de détachement situé au niveau de Cap Hatteras. Le front devient ensuite beaucoup plus zonal. La deuxième partie est caractérisée par un retournement du front vers le Nord, près des Grands Bancs. Lorsque le Gulf Stream s'approche des Grands Bancs, le transport d'eau diminue, car une partie de l'eau suit une recirculation vers l'ouest, une autre continue vers l'est et traverse la dorsale médio-Atlantique par le courant des Açores, et enfin une autre forme le courant Atlantique Nord qui suit l'inclinaison vers l'est des Grand Bancs. Vers  $51^{\circ}\text{N}$  le courant Atlantique Nord se redirige vers l'est. Alors que les eaux évoluent vers l'est, les contours du courant s'estompent et le transport de masse d'eau se fait vers le front subpolaire, qui est la frontière entre les eaux chaudes de la gyre subtropicale et l'eau plus froide et moins salée de la gyre subpolaire au nord (Rossby (1999)).

Dans la suite de cette section, nous présenterons le contexte scientifique et technique qui a permis le développement rapide ces dernières années de la compréhension des interactions air-mer de petite échelle. Nous nous intéresserons ensuite à la réponse locale de la couche limite atmosphérique marine (MABL pour Marine Atmospheric Boundary Layer en anglais) à des fortes variations spatiales du champ de SST et aux mécanismes qui la gouvernent. Nous parlerons de l'influence d'un front océanique sur la troposphère libre et d'un courant de bord ouest sur les dépressions extra-tropicales, avant de faire le point sur les possibles rétroactions de l'atmosphère sur l'océan. L'attention sera portée sur les CBO des moyennes latitudes et en particulier sur le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord.

### **1.2.2 Contexte historique**

#### **Évolution des données observationnelles**

Avant l'utilisation et la généralisation des satellites d'observations, la plupart des connaissances sur la variabilité spatiale et temporelle des SST et des vents à la surface des océans provenait de mesures réalisées à bord de navires d'opportunité, pour la majorité des cargos de marchandises parcourant quelques trajectoires commerciales à travers les océans. Ces relevés ponctuels, isolés à la fois dans le temps et dans l'espace, constituaient une grille observationnelle très grossière de laquelle émergeait généralement une corrélation négative entre les vents près de la surface et les SST (voir Xie (2004), et les références qui y sont mentionnées). L'analyse des observations à ces résolutions grossières, associées aux analyses réalisées à partir de modèles climatiques à des résolutions du même ordre de grandeur, confirment cette interaction et, à l'exception des tropiques, le signe de cette corrélation est interprété comme la réponse passive de l'océan aux forçages atmosphériques (voir section 1.1). Cependant, les études réalisées par Wallace et al. (1989) à partir d'historiques de mesures de croisières, et par Hayes et al. (1989) à partir de mesures de bouées, avaient déjà suggéré l'existence d'un forçage du vent de surface par les SST dans la région Pacifique tropical oriental. Des observations in situ dans la région du Gulf Stream avait également permis d'associer le front de SST à la formation d'une bande pluvieuse colocalisée (Hobbs (1987)) pouvant être reliée avec le développement rapide d'orages dans cette zone (Hobbs (1987), Trunk and Bosart (1990), Christian et al. (2003)).

L'utilisation de satellites de télédétection, débutée en 1972 avec le satellite Landsat 1, a permis d'agrandir considérablement la banque des données observationnelles, en offrant

une couverture spatiale globale et continue. Depuis lors, la télédétection a connu un développement continu marqué notamment par l'augmentation de la résolution spatiale des capteurs et par leur diversité. L'avènement des satellites équipés de radars scatteromètres à micro-ondes qui mesurent le champ de vent global à la surface à une résolution spatiale d'environ 25 km (voir Chelton and Freilich (2005)), et des radiomètres à micro-ondes capables de mesurer la SST dans la plupart des conditions météorologiques à une résolution spatiale d'environ 50 km (voir Wentz et al. (2000), Chelton and Wentz (2005)), a permis de mettre en évidence que l'interaction air-mer aux méso-échelles (de 10 à 1000 km) était très différente de l'interaction à l'échelle du bassin océanique. La vitesse du vent près de la surface est plus élevée au-dessus d'une SST plus élevée, et plus faible au-dessus d'une SST plus faible. Cette corrélation positive observée à petite échelle est opposée à celle observée à grande échelle. Le fait qu'une corrélation positive existe entre la SST et le vent près de la surface à petite échelle signifie que l'interaction océan-atmosphère associée est pilotée par la variabilité spatiale de la SST.

Les études basées sur des observations à haute résolution de l'influence des structures bidimensionnelles horizontales de SST sur le vent de basse couche requièrent des mesures par satellite des vents et des SST. La première étude issue des observations satellites portant sur le couplage entre la SST et les vents de surface a été réalisée par Xie et al. (1998) à partir du champ de vent mesuré par le scatteromètre du satellite European Remote Sensing (ERS1). Ils ont montré alors que les anomalies de divergence du vent à la surface dans le Pacifique tropical oriental se propageait vers l'est à la même allure que les signatures en SST des ondes d'instabilité tropicales (TIW, pour Tropical Instability Waves en anglais). Le lancement du satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) en 1997 équipé d'un imageur micro-ondes permettant de mesurer la SST indépendamment des conditions météorologiques (Wentz et al. (2000)) puis en 1999 du scatteromètre à large bande QuikSCAT, ont permis d'approfondir la connaissance de la réponse du vent de surface aux variations de SST associés aux TIW (Liu et al. (2000), Chelton et al. (2001), Polito et al. (2001), Hashizume et al. (2002), Chelton and Freilich (2005)). Cependant, la faible inclinaison de l'orbite du TRMM ne lui permet pas de fournir les observations sous toutes conditions météorologiques pour des latitudes supérieures à 38°. C'est seulement en juin 2002 avec le lancement du Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E), embarqué à bord du satellite Earth Observing System Aqua, que les premières mesures globales de SST ont été

rendues possibles, et à partir de là, les premières études à partir d'observations du couplage océan-atmosphère à méso-échelle aux moyennes latitudes. Ainsi, O'Neill et al. (2005) ont mis en évidence une forte corrélation positive entre les vents issus des données QuikSCAT et les SST mesurées par AMSR-E au niveau du courant des Aiguilles au sud-ouest de l'océan Indien, puis en 2010 pour les quatre principaux courants de bord ouest (voir Figure 1.5) : l'extension du Kuroshio (notée KE par la suite) dans le Pacifique Nord, le Gulf Stream (GS) dans l'Atlantique Nord, le courant du Brésil dans l'Atlantique Sud et le courant des Aiguilles dans l'Océan Indien.

L'influence de la SST sur le vent de surface a été mise en évidence à partir d'observations satellites dans toutes les régions de forts fronts océaniques présentant des gradients importants de SST. Ce couplage entre l'océan et l'atmosphère est maximal pour des périodes de temps de quelques semaines lorsque les effets des structures énergétiques synoptiques sont lissés (O'Neill et al. (2005), Chelton et al. (2007)), ces dernières ayant tendance à masquer les effets plus subtils des interactions air-mer.

### **Influence de la SST dans les modèles atmosphériques forcés**

Une des questions majeures qui se posent lors de l'étude des interactions air-mer est de savoir si leur prise en compte dans les modèles de météorologie pourrait permettre d'améliorer les prévisions. Cela dépend en grande partie de la façon dont l'influence de la SST sur les vents près de la surface est représentée dans les modèles. Pour les modèles actuellement utilisés pour réaliser les prévisions météorologiques, cela dépend principalement de la résolution du champ de SST utilisé comme forçage. Le modèle opérationnel de prévision météorologique de l'ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) a illustré cette problématique en mai 2001 lors du changement des SST utilisées comme conditions aux frontières en passant des SST basse résolution issues de l'analyse de Reynolds (Reynolds et al. (2002)) aux SST à haute résolution issues des analyses RTG (Real-Time Global, Thiébaux et al. (2003)). Ce changement de jeu de SST a provoqué une augmentation brutale de l'intensité des variations de la vitesse du vent aux échelles allant de 100 à 1000 km (Chelton and Freilich (2005), Maloney and Chelton (2006), Song et al. (2009)). En revanche, le modèle de prévision météorologique opérationnel américain du NCEP (National Center for Environmental Prediction), qui utilise toujours les SST de Reynolds, souffre d'une insuffisance de variabilité du champ de vent de petite échelle à la

surface, qui est quasiment inexistante malgré plusieurs augmentations de la résolution de la grille du modèle dans les dernières années. Les structures spatiales de la variabilité de petite échelle de la tension de vent à la surface dans le modèle de l'ECMWF sont proches des structures observées. Cependant, leur amplitude est plus faible d'environ un facteur deux dans le modèle que dans les observations.

Du fait des limitations des ressources numériques, les simulations longues, nécessaires aux études aux échelles climatiques et globales sont souvent réalisées sur des grilles ayant des résolutions trop grossières pour résoudre l'influence de SST de méso-échelle sur les vents de surface. Dès lors que la résolution est suffisamment fine, le couplage de petite échelle apparaît (Bryan et al. 2010). Des tests de sensibilité ont été réalisés pour mettre en évidence l'importance prépondérante de la résolution de la SST sur la résolution atmosphérique pour garantir l'existence de cette corrélation positive (Figure 1.4). On note qu'il existe quelques régions pour lesquelles la corrélation entre la SST et le vent près de la surface à petite échelle est négative; il s'agit de régions où la topographie crée des structures de vent de petite échelle, par exemple l'isthme d'Amérique Centrale, ou encore l'embouchure nord du canal du Mozambique (Chelton et al. (2004)).

Cependant, même lorsqu'ils utilisent des SST à haute résolution, les modèles météorologiques sous-estiment le couplage air-mer de petite échelle. Ainsi, même avec des forçages en SST très réalistes, ces modèles sous-estimeraient la réponse du vent près de la surface. Song et al. (2009) ont étudié la sensibilité de la réponse du vent à la SST à l'aide du modèle WRF (Weather Research and Forecasting) dans la région du courant des Aiguilles. Ils ont montré que la paramétrisation du mélange vertical dans la couche limite du modèle atmosphérique est un facteur déterminant dans la bonne représentation du couplage de petite échelle. La recommandation de Grenier and Bretherton (2001) d'appliquer un facteur cinq à la sensibilité du mélange de Mellor-Yamada à la stabilité statique permet d'obtenir avec WRF une représentation du vent proche des observations QuikSCAT. La paramétrisation de la sensibilité du mélange vertical aux variations de stabilité de la MABL dans le modèle ECMWF apparaît donc trop faible d'un facteur cinq. Un autre facteur de sous-estimation du couplage air-mer de petite échelle est la résolution verticale du modèle atmosphérique. Des tests de sensibilité réalisés avec la paramétrisation de Mellor-Yamada ont montré que l'intensité du couplage pouvait être représentée de façon réaliste sans utiliser le facteur de Grenier et Bretherton, en utilisant 31 niveaux verticaux (expériences réalisées avec le



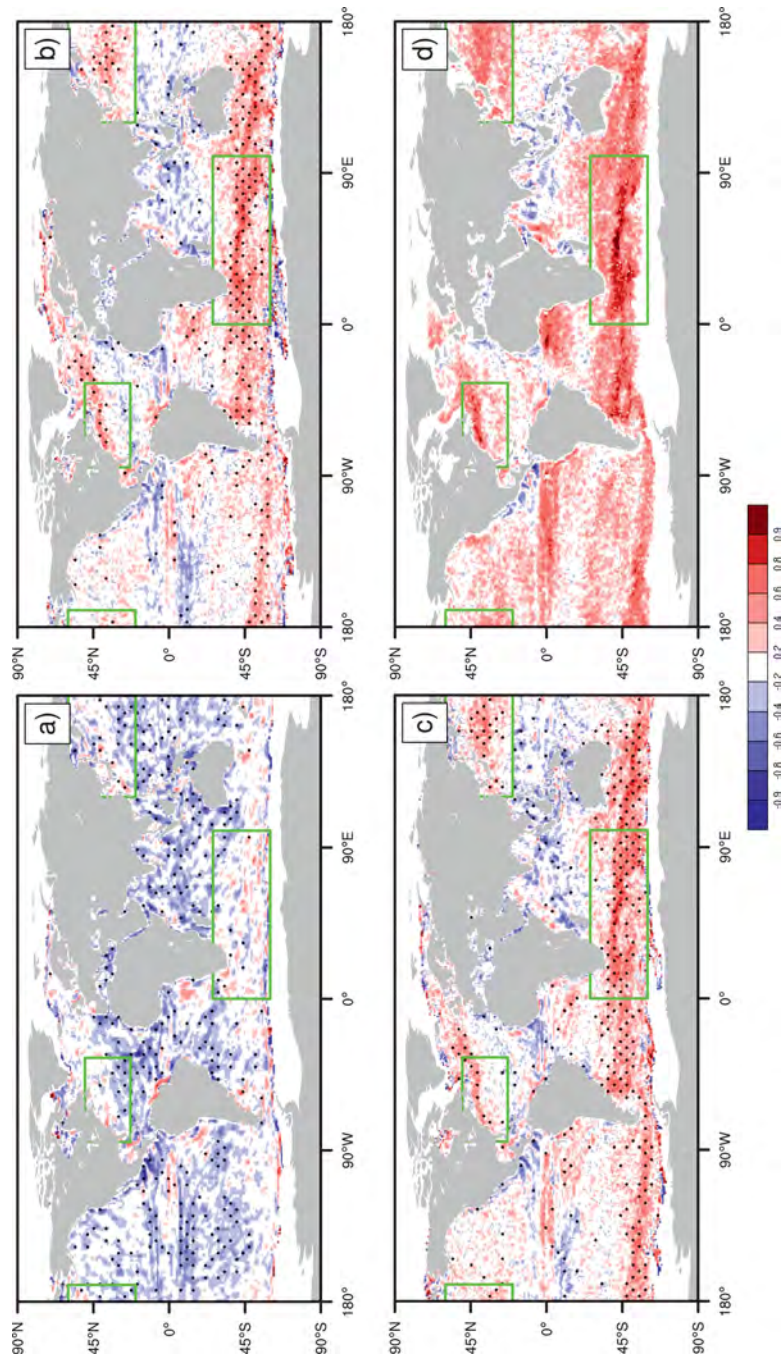


FIGURE 1.4 – Corrélation temporelle des champs de vitesse du vent et de la SST, préalablement filtrés pour ne garder que les haute-fréquences. La glace est masquée, les pointillés indiquent les régions où la significativité statistique excède 95% (t-test bilatéral). Moyennes à partir de données mensuelles de simulations numériques couplées sur 4 ans, avec une résolution de (a)  $1.0^\circ$  pour l’océan et  $0.5^\circ$  pour l’atmosphère, (b)  $0.1^\circ$  pour l’océan et  $0.5^\circ$  pour l’atmosphère, (c)  $0.1^\circ$  pour l’océan et  $0.25^\circ$  pour l’atmosphère. (d) Observations satellites (AMSR pour la SST et QuikSCAT pour le vent) sur la période 2002-2006. Les rectangles verts désignent les régions du Kuroshio ( $20^\circ$ - $60^\circ$ N,  $120^\circ$ - $190^\circ$ E), du courant des Aiguilles ( $60^\circ$ - $26^\circ$ S,  $0^\circ$ - $100^\circ$ E) et du Gulf Stream ( $23^\circ$ - $50^\circ$ N,  $85^\circ$ - $5^\circ$ W). Extrait de Bryan et al. (2010).

modèle COAMPS) dans la couche de mélange, au lieu de 11 dans l'expérience réalisée avec WRF présentée plus haut.

### 1.2.3 Réponse de la MABL aux forçages océaniques de petite échelle et mécanismes associés

#### Convergence de la vitesse et de la tension de vent à la surface

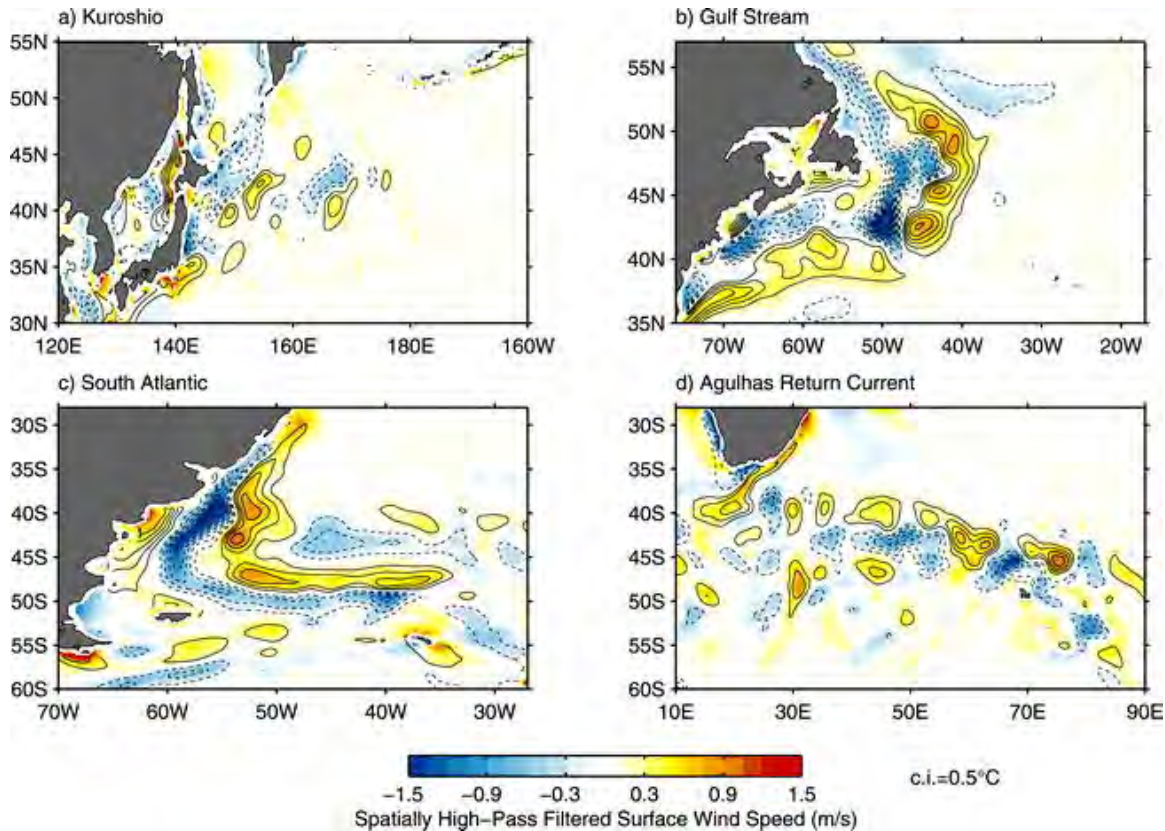


FIGURE 1.5 – Anomalies de la vitesse du vent QuikSCAT (couleur) et de la SST AMSR-E (contour). Moyennes de juin 2002 à août 2008 pour les quatre principaux courants de bord ouest. Pour les anomalies de SST, l'intervalle des contours est  $0.5^{\circ}\text{C}$ , l'isoligne nulle n'est pas représentée par souci de clarté. Les lignes continues (pointillés) correspondent aux valeurs positives (négatives). Les champs ont été filtrés spatialement avec un filtre passe-haut qui enlève la variabilité spatiale aux longueurs d'onde supérieures à  $20^{\circ}$  de longitude par  $10^{\circ}$  de latitude (voir le texte pour les détails). Extrait de O'Neill et al. (2010).

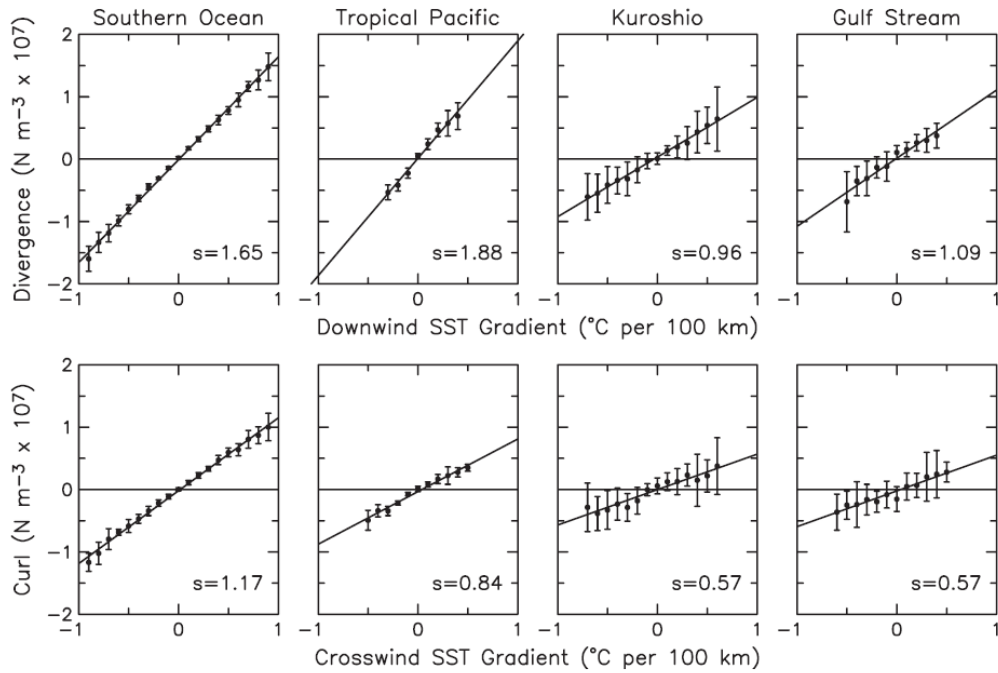


FIGURE 1.6 – Effet de la SST sur la divergence et le rotationnel de la tension de vent. Diagramme de dispersion par classes des champs filtrés passe-haut spatialement de la divergence de la tension de vent en fonction du gradient de SST dans la direction du vent (ligne du haut) et du rotationnel de la tension de vent dans la direction perpendiculaire au gradient de SST (ligne du bas) pour quatre régions : l’océan Austral (60°S - 30°S, 0° - 360°E), le Pacifique tropical oriental (5°S - 3°N, 150°W - 100°W), l’extension du Kuroshio (32°N - 47°N, 142°E - 170°W) et le Gulf Stream (35°N - 55°N, 60°W - 30°W). Les comparaisons se font par rapport à la première année des observations AMSR de SST, d’août 2002 à juillet 2003. Dans chaque fenêtre, les points représentent les moyennes de chaque catégorie calculées pour 12 périodes de 6 semaines, et les barres d’erreur représentent +/- 1 écart-type calculé pour chaque catégorie. Les écarts-types sont plus importants pour le Kuroshio et le Gulf Stream du fait des variations saisonnières de l’amplitude des perturbations de la divergence et du tourbillon. Le couplage entre la SST et le vent à la surface représenté par la pente  $s$  de l’ajustement linéaire par moindres carrés aux moyennes par catégorie varie géographiquement (et saisonnièrement, non représenté ici), probablement du fait de son lien étroit avec la structure de la MABL, et est largement plus fort pour la divergence que pour le rotationnel.. Extrait de Chelton et al. (2004).

L’influence de la SST sur les vents près de la surface génère de la divergence et du rotationnel de la vitesse et de la tension de vent à la surface (Figures 1.6 et 1.7).

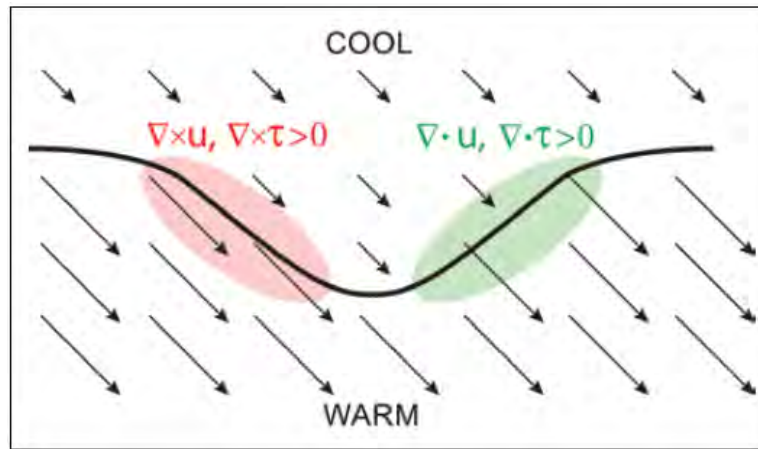


FIGURE 1.7 – Représentation schématique de la divergence et du rotationnel des champs de vent et de tension de vent induits par les variations spatiales de la SST. Près d'un front de SST (représenté ici par la ligne noire épaisse), le vent à la surface est plus faible au-dessus d'eau froide et plus fort au-dessus d'eau chaude, représenté qualitativement ici par la longueur des vecteurs. L'accélération du vent générée au passage du front génère de la divergence (en vert). Les variations latérales là où le vent souffle parallèlement à la ligne de front génère un rotationnel (en rouge). Extrait de Chelton and Xie (2010).

Des tests de sensibilité à la résolution spatiale océanique et atmosphérique ont montré que les modèles donnent, conformément aux observations, une corrélation positive entre la SST et le vent près de la surface, à condition que la composante océanique soit “eddy-permitting” (Bryan et al. (2010)). Par contre, le couplage est plus faible dans les modèles que dans les observations, et ce résultat ne dépend pas de la résolution atmosphérique ; à même forçage océanique, le couplage est similaire pour une composante atmosphérique à  $0.5^\circ$  et à  $0.25^\circ$  (voir Figure 1.4). Ce résultat suggère que c’est la représentation des processus atmosphériques sous-maillés dans la couche limite planétaire, plutôt que les processus aux échelles résolues, qui sont responsables de la faiblesse du couplage. Song et al. (2009) ont montré que la stabilité statique dans la couche limite planétaire est le principal facteur qui contrôle la force du couplage. Ce résultat suggère une forte dépendance du couplage à la paramétrisation utilisée par les modèles atmosphériques.

La réponse de la divergence de la tension de vent au gradient de SST dans la direction de l’écoulement est linéaire, ainsi que la réponse du rotationnel de la tension de vent au gradient de SST normal à l’écoulement (Chelton et al. (2004)). Ces relations linéaires sont également vérifiées pour le rotationnel et la divergence de la vitesse du vent, malgré la non-linéarité existant entre la vitesse et la tension du vent.

La réponse de la divergence et du rotationnel aux variations spatiales de la SST peut avoir des répercussions d’une part sur l’atmosphère, en provoquant de profondes ascensions et des subsidences, et d’autre part sur l’océan, en générant un pompage d’Ekman capable de rétro-agir sur la SST elle-même (voir la sous-section 1.2.5).

### **Réponse de la MABL et identification des mécanismes associés**

Les modèles numériques ont été largement utilisés afin d’identifier les mécanismes mis en jeu dans la réponse atmosphérique aux forçages de petite échelle de la SST. La gamme des modèles utilisés s’étend de modèles simplifiés (analytiques, idéalisés) à des modèles plus réalistes d’une grande complexité, globaux ou régionaux (modèles atmosphériques forcés par des observations ou des réanalyses, modèles couplés océan-atmosphère). Quant au panel d’expériences réalisées, il compte de nombreuses études de cas mais également des simulations aux échelles de temps climatiques saisonnière à inter-annuelle. L’objectif ici n’est pas de les énumérer de façon exhaustive mais plutôt de faire le point sur ce que les modèles numériques nous apprennent de la réponse moyenne de l’atmosphère aux petites

échelles de SST aux moyennes latitudes. Alors que certains mécanismes ont été solidement établis, d'autres dont la contribution diffère fortement d'un modèle à l'autre sont toujours objets de débats. On se concentrera sur les fronts de SST localisés au niveau des CBO dans l'hémisphère nord et en particulier sur le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord.

Lorsque de l'air traverse un front de SST, les différences de température et d'humidité entre l'air et la mer entraînent des changements de la stabilité près de la surface et du stress du vent ainsi que des flux de chaleurs latent et sensible (Sweet et al. (1981), Businger and Shaw (1984), Hayes et al. (1989)). Les changements de stabilité modifient le profil de la couche limite de telle sorte que le gradient vertical de vitesse du vent, la température potentielle de l'air et l'humidité augmentent dans des conditions plus stables, et diminuent dans des conditions moins stables (Stull (1988)). Quand la température et l'humidité de l'air commencent à réagir aux flux de surface, la pression atmosphérique change également (Lindzen and Nigam (1987)). Cela produit un gradient de pression à l'origine d'une circulation secondaire (Wai and Stage (1989)). Les flux turbulents de chaleur, de quantité de mouvement et d'humidité peuvent être transportés plus profondément dans la couche limite par des tourbillons de grande échelle, ce qui a pour conséquence un transfert de quantité de mouvement depuis la partie supérieure de la couche limite vers la surface (Hayes et al. (1989), Wallace et al. (1989)), ainsi que des changements de hauteur de la couche limite. L'approfondissement de la couche limite au-dessus des eaux chaudes a été relevé par plusieurs études (Sweet et al. (1981), Wayland and Raman (1989), Kwon et al. (1998)). Le cycle diurne affecte également la stabilité près de la surface dans les régions de fronts, avec une diminution le jour et une augmentation la nuit.

Les observations ont également mis en évidence des perturbations de la tension de vent au niveau des zones de fort gradients de SST. Ces perturbations sont dues à :

- un changement du coefficient de traînée lié à la déstabilisation de la MABL,
- les perturbations de la vitesse du vent induites par le champ de SST.

La deuxième contribution est largement prédominante sur la première (Wai and Stage (1989), Small et al. (2003, 2008), O'Neill et al. (2005)). A une anomalie chaude de SST correspond une augmentation du vent de surface et une déstabilisation de la MABL liée à une intensification du mélange vertical. En fait, les anomalies de températures dans la MABL sont décalées par rapport aux anomalies de SST (Small et al. (2008)), ce qui fait que le maximum de vitesse transverse au front n'est pas colocalisé avec le maximum de

gradient de SST, mais avec le maximum de gradient de température de l'air dans la MABL. Ce décalage est principalement lié à l'advection par l'écoulement de grande échelle.

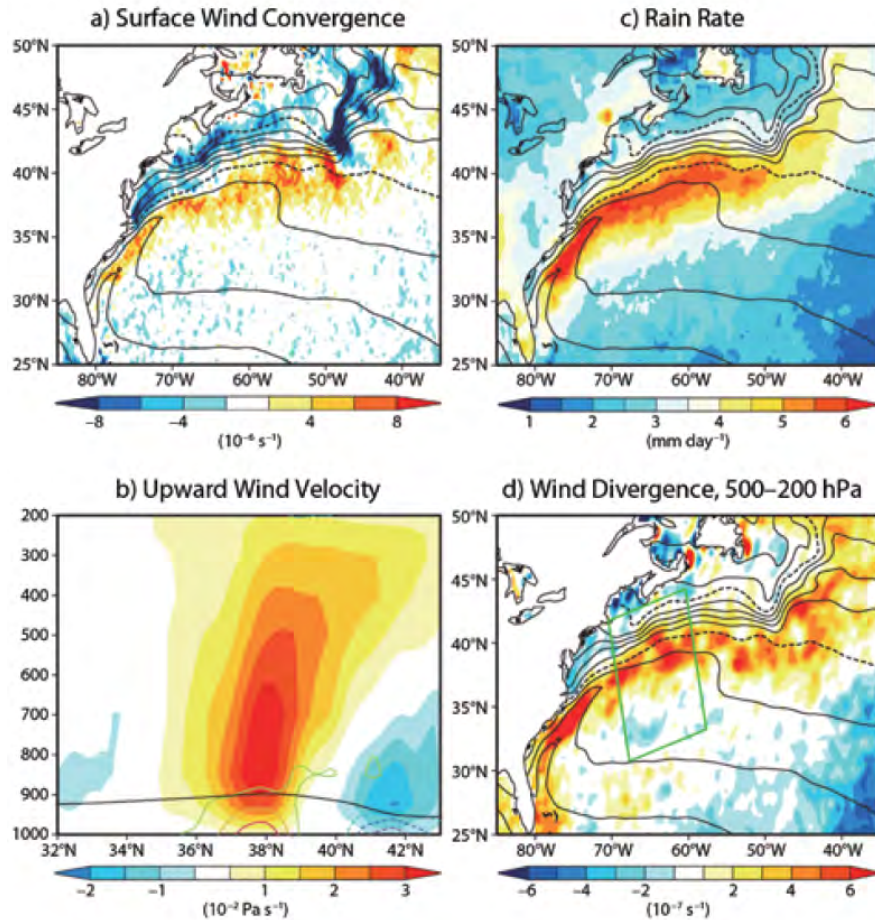


FIGURE 1.8 – Moyennes annuelles de (a) la convergence du vent à la surface (observations QuikSCAT), (b) la vitesse verticale par niveaux de pression (modèle ECMWF), (c) du taux de précipitation (observations du satellite TRMM) et (d) la divergence en haute troposphère moyennée sur les niveaux de pression compris entre 200 et 500 hPa (modèle ECMWF). Les contours sur les figures (a), (c) et (d) représentent la SST avec un intervalle de  $2^{\circ}\text{C}$ . La ligne noire sur la figure (b) représente la hauteur de la couche limite, et les autres contours représentent la convergence du vent moyennée le long du front dans le rectangle vert représenté sur la figure (d), avec un intervalle de  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$  (lignes continues pour la convergence et pointillées pour la divergence, l'isoligne nulle n'est pas représentée). Extrait de la revue de Chelton et Xie (2010), modifié d'après Minobe et al. (2008).

Minobe et al. (2008) ont utilisé un AGCM à haute résolution ( $\sim 50$  km) pour comparer l'impact d'un front de SST réaliste dans la région du GS par rapport à un front lissé. Lorsque les vents soufflent du nord-ouest, l'air continental froid et sec est soumis à un réchauffement rapide en passant au-dessus des eaux chaudes du Gulf Stream. Cet effet est encore plus marqué en hiver, lorsque le différentiel de température et d'humidité est le plus fort. Ce chauffage différentiel est renforcé par l'évaporation à la surface générée par le fort différentiel d'humidité spécifique et l'accélération du vent due à la divergence au passage du front. Le phénomène de convergence et de divergence de l'écoulement à la surface dans la région du Gulf Stream est bien reproduit dans le cas du front de SST réaliste de l'expérience de Minobe et al. (2008) : après avoir traversé le ruban d'eau chaude du Gulf Stream, la décélération au-dessus de l'eau plus froide génère une convergence à la surface (Figure 1.8a). Cette convergence du vent en surface canalise une profonde ascendance sur toute la hauteur de la troposphère (Figure 1.8b) et est associée à une divergence de vent dans la haute troposphère (Figure 1.8d).

Les différents effets de la petite échelle de SST sur la MABL, mis en évidence à la fois dans les observations et dans les modèles numériques à haute résolution, indiquent que le mélange turbulent vertical, les gradients de pression et l'advection non-linéaire contribuent à l'équilibre des moments dans la MABL (Small et al. (2005), O'Neill et al. (2010), Small et al. (2008)). La vitesse verticale au sommet de la MABL a deux composantes :

- une composante mécanique, due à l'écoulement géostrophique au-dessus de la MABL, qui est substantielle aux moyennes latitudes, et qui génère du pompage dans la MABL par des anomalies tourbillonnaires de grande échelle,
- une composante thermique, due à la génération de vent dans la MABL associée au laplacien de la SST au niveau du front océanique, similaire au mécanisme d'ajustement hydrostatique de Lindzen et Nigam (1987), dominant dans les tropiques.

Les deux mécanismes jouent un rôle aux moyennes latitudes. Cependant, il y a débat sur les contributions relatives des effets du transfert du mélange turbulent et de l'ajustement en pression sur la modification du profile du vent (Chelton et al. (2004)). Dans les années 80, plusieurs études ont donné le premier mécanisme comme étant dominant (Sweet et al. (1981), Wallace et al. (1989), Hayes et al. (1989)). Puis d'autres études ont montré l'importance du second mécanisme (Huang and Raman (1988), Wai and Stage (1989), Warner et al. (1990)). Des expériences idéalisées réalisées par Spall (2007) ont suggéré que l'impor-



tance relative du mélange turbulent et de l’ajustement en pression dépendait de la vitesse de l’écoulement au niveau du front.

La modélisation de l’effet d’un gradient de SST réaliste rend bien compte d’une intensification des précipitations associée à la partie chaude du front, conformément aux observations (Figure 1.8c). Cette bande de précipitation colocalisée avec les eaux chaudes du Gulf Stream est soumise à un fort cycle saisonnier, la convection atteignant généralement le milieu de la troposphère en hiver mais s’étendant sur toute sa hauteur en été, lorsque la SST dépasse le seuil de convection profonde de  $26^{\circ}\text{C}$  environ (Minobe et al. (2010)).

Brachet et al. (2012) ont étudié, à partir d’expériences numériques réalisées avec un modèle atmosphérique forcé par une SST à haute résolution (expérience en configuration date perpétuelle, avec une forçage en SST correspondant à la valeur climatologique du 15 février), l’impact d’un front de SST renforcé dans la région du Gulf Stream par rapport à un front climatologique. Le front renforcé génère un courant jet atmosphérique au-dessus de la troposphère associé à des ascendances plus fortes sur la partie chaude du front, et des mouvements descendants plus marqués sur la partie froide au nord (voir Figure 1.11). Cette structure est asymétrique dans le modèle : le mouvement ascendant est plus intense et plus profond que le mouvement descendant. La distribution spatiale des anomalies de flux de surface est similaire à celle des anomalies de SST. L’asymétrie entre les anomalies de flux de chaleur au-dessus des eaux chaudes et des eaux froides, particulièrement marquée pour le flux de chaleur latente, a deux origines possibles :

- la MABL est moins stable et plus turbulente sur la partie chaude du front,
- la non-linéarité de la relation de Clausius-Clapeyron entre la température de l’air près de la surface et le rapport de mélange à saturation : ce dernier augmente plus au-dessus d’une anomalie chaude de SST qu’il ne diminue au-dessus d’une anomalie froide.

Les anomalies chaudes de température de l’air dans la MABL sont moins prononcées que les anomalies froides, en revanche elles s’élèvent davantage, ce qui correspond à une MABL plus élevée sur la partie chaude du front que sur la partie froide (voir Figure 1.9). Sur la partie chaude, de fortes ascendances de l’ordre de  $0.1 \text{ Pas}^{-1}$  s’étendent jusqu’à  $500 \text{ hPa}$ . La subsidence associée sur la partie froide du front est plus étalée, et à la fois moins forte et moins profonde. Cette asymétrie avait déjà été remarquée par Minobe et al.

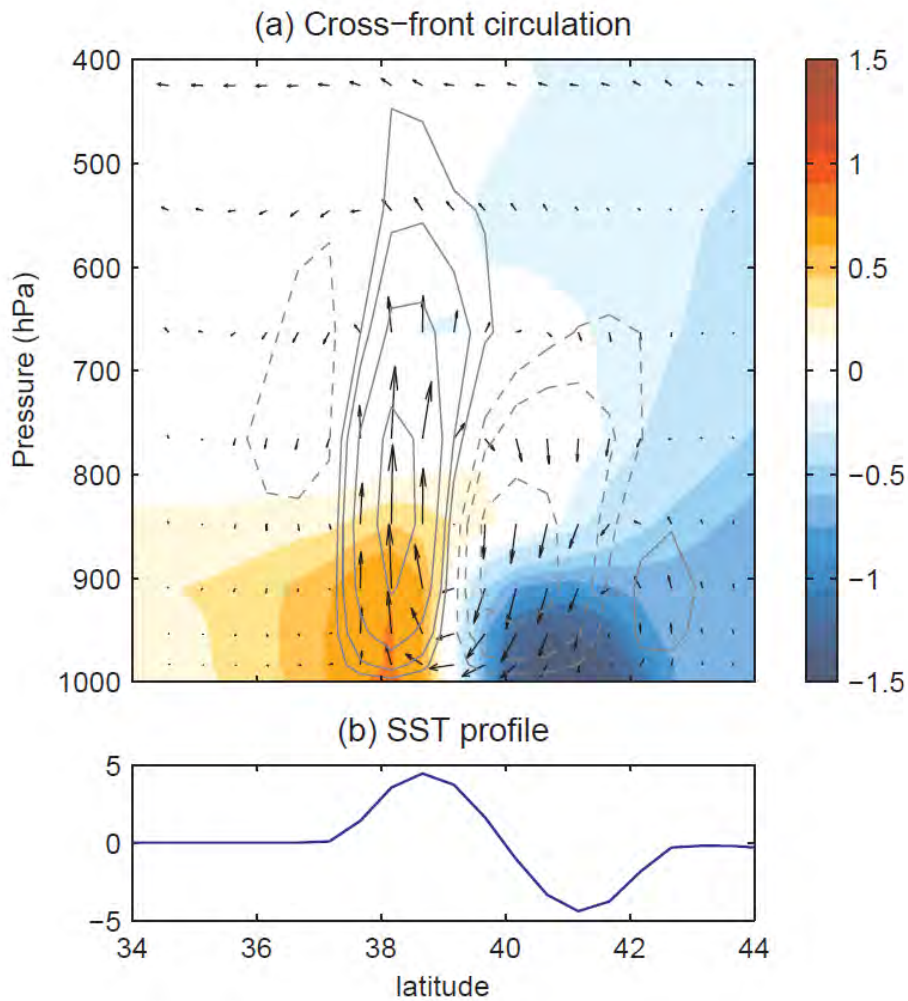


FIGURE 1.9 – Coupe méridionale verticale des différences entre une expérience forcée par un front de SST renforcé dans la région du Gulf Stream et une expérience forcée par des valeurs climatologiques. Moyennes zonales entre 75°W et 50°W, avec une latitude de référence mobile qui suit la position du front (représenté à 60°W). Température (en couleurs), vitesse verticale (en contours à 1, 2, 4, 8 et 12  $10^{-2}$  Pa s $^{-1}$ ), et circulation cross-frontale (flèches). Les flèches sont mises à l'échelle de telle façon que la divergence apparente corresponde à la divergence réelle. (b) Profil cross-frontal des anomalies de SST. Extrait de Brachet et al. (2012).

(2008) et serait liée aux importants flux de chaleur latente qui communiquent l'influence

des anomalies positives de la SST de la MABL vers la troposphère libre.

La réponse directe de l'atmosphère à la petite échelle spatiale de la SST est plus forte dans la MABL mais elle affecte aussi les nuages dans la troposphère libre, comme l'ont montré les observations satellites. Dans l'expérience du front renforcé réalisée par Brachet et al. (2012), les nuages bas (vers 850 hPa) diminuent aussi bien sur la partie chaude que sur la partie froide du front de SST dans la région du GS, mais les nuages de moyenne altitude augmentent sur la partie chaude seulement, en association avec une augmentation des précipitations convectives. Tokinaga et al. (2005) ont observé une réponse similaire des nuages au niveau du KE.

Les anomalies de SST dans la région du Gulf Stream sont les plus fortes de tous les fronts de SST des moyennes latitudes. Cependant, des expériences réalisées dans la région du Kuroshio ont aussi montré une réponse de l'atmosphère, bien que moins prononcée que dans la région du Gulf Stream ; une bande de convergence du vent à la surface se forme le long de la partie chaude du front, et les ascendances associées génèrent des nuages de moyenne altitude et une forte activité convective (Tokinaga et al. (2006), Xu et al. (2010)). Une expérience similaire à l'expérience de Minobe et al. (2008) réalisée par Taguchi et al. (2009) a également mis en évidence une augmentation de l'énergie cinétique des tourbillons baroclines dans l'expérience avec le fort gradient de SST dans la région du KE. Ces expériences indiquent que la convergence des vents à la surface induite par les variations spatiales de la SST dans les régions de fronts océaniques peuvent générer des mouvements verticaux susceptibles d'impacter profondément la colonne atmosphérique en générant de la divergence des vents dans la haute troposphère. Ces anomalies de divergence sont elles-même susceptibles d'avoir un impact sur les ondes de Rossby, dont l'énergie se propage le long du courant jet d'ouest (Hoskins and Valdes (1990)), et donc d'avoir une influence sur la circulation atmosphérique de grande échelle (Minobe et al. (2008)).

### **Influence du régime de vent sur la réponse de la MABL**

La réponse atmosphérique à la petite échelle océanique varie d'une saison à une autre et d'une région du globe à une autre. Cette variabilité de grande échelle temporelle et spatiale illustre la sensibilité de cette réponse à l'écoulement de grande échelle. Le cycle saisonnier affecte la réponse de la MABL aux petites échelles de SST de telle sorte qu'en hiver, où le vent est généralement plus fort dans la plupart des régions, le couplage air-

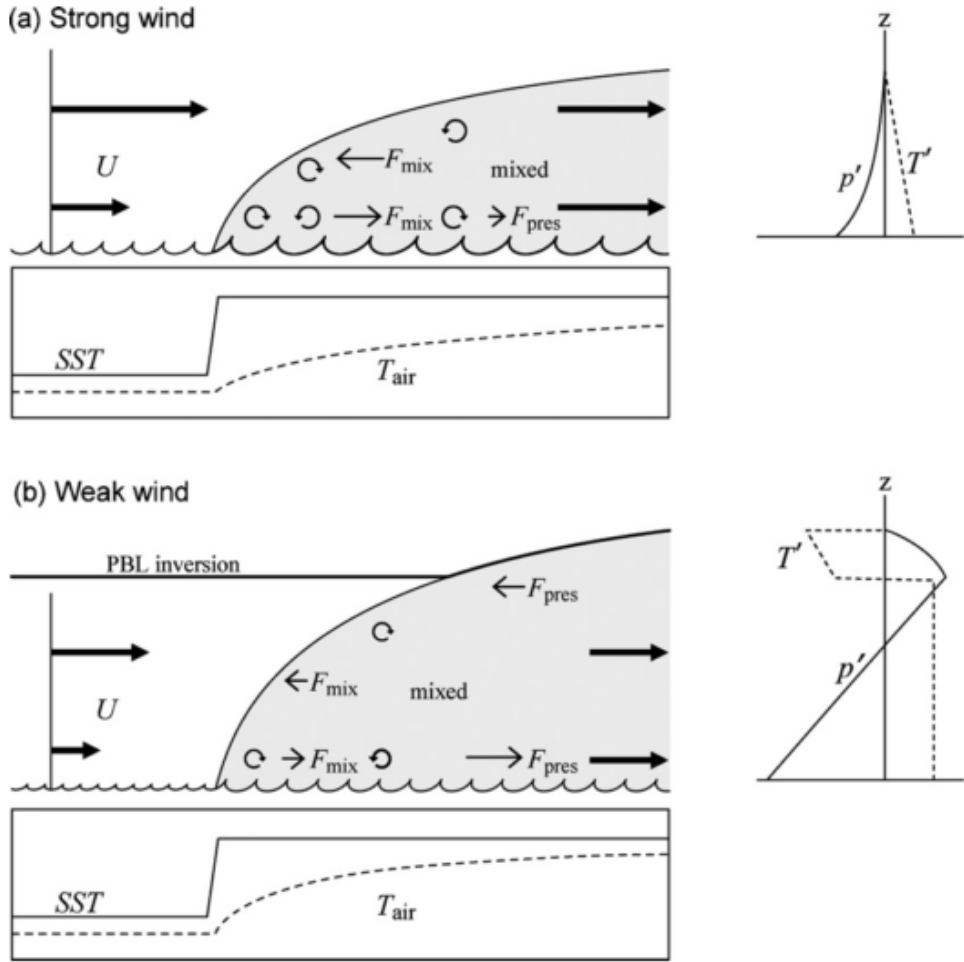


FIGURE 1.10 – Schémas illustrant les mécanismes de réponse de la MABL à un front océanique. Le flux est orienté de la SST froide vers la SST chaude pour un régime de grande échelle (a) de vents forts, et (b) de vents faibles. Les profils horizontaux cross-frontaux de SST et de température de l'air  $T_{air}$  sont représentés en dessous de chaque schéma. Le profil de SST (trait continu au-dessus) présente un palier avec une augmentation sur la partie droite du front. Les vents incidents de grande échelle  $U$  arrivent sur le front par la gauche. Une couche de mélange interne (en gris) se développe dans le sens de l'écoulement. Les flèches circulaires représente le mélange turbulent. Les forces de pression ( $F_{pres}$ ) et dues au mélange ( $F_{mix}$ ) sont représentées par des flèches fines. Sous l'effet de ces forces, le profil vertical de vent devient uniforme (flèches épaisses) au passage du front. A droite de chaque schéma sont représentés les profils verticaux des anomalies de température de l'air ( $T'$ , ligne pointillés) et de pression ( $p'$ , ligne continue) le long de l'écoulement. Extrait de Small et al. (2008).

mer est également plus marqué qu'en été. La différence de couplage entre l'été et l'hiver peut atteindre un facteur cinq au niveau du KE et du GS, où les variations saisonnières de l'écoulement de grande échelle sont importantes. Au contraire, dans l'océan Austral où les variations saisonnières du vent de grande échelle sont plus faibles, le couplage est seulement deux fois plus fort en hiver qu'en été. Small et al. (2008) proposent un mécanisme expliquant la sensibilité de la réponse de la MABL au régime de vent de grande échelle, en distinguant deux cas de figures (Figure 1.10) :

1. Régime de vent fort (Figure 1.10a) : la température de l'air n'a pas suffisamment de temps pour s'ajuster à la SST. La différence de température air-mer est importante et provoque de forts flux de flottabilité à la surface. Mais dans ce cas, l'advection horizontale dans la couche limite est forte et limite le développement d'une couche limite interne (CLI). Des modifications rapides de la stabilité près de la surface augmentent la rugosité de surface, ce qui tend à accroître le mélange turbulent et le transfert de quantité de mouvement vers la surface (équation de la quantité de mouvement) (Hayes et al. (1989), Spall (2007)). Dans le cas du régime de vent fort, les anomalies de température de l'air et de pression sont faibles et diminuent avec les flux de flottabilité à mesure que l'on s'éloigne de la surface.
2. Régime de vent faible (Figure 1.10b) : la température de l'air a plus de temps pour s'ajuster à la SST. Les flux de flottabilité sont moins affectés par l'advection horizontale qui est plus faible et des parcelles d'air s'élèvent rapidement, ce qui provoque un approfondissement rapide et important de la CLI, celle-ci pouvant dépasser la couche d'inversion. Sous la couche d'inversion, l'anomalie de température est uniforme et positive, associée à une forte anomalie négative de pression, ce qui tend à uniformiser le profil de vent. De ce cas de figure, le mélange turbulent près du front de SST est similaire au cas 1 (vent fort) mais en aval du front les termes de mélange vont davantage se comporter comme des termes de traînée lorsque le vent traverse le gradient de pression.

#### **1.2.4 Influence d'un front océanique sur la troposphère libre**

Le Gulf Stream correspond à un maximum de vitesse verticale climatologique dans la moyenne troposphère, et à un maximum climatologique de divergence dans la haute troposphère (Minobe et al. (2008)). Ces résultats suggèrent que le Gulf Stream peut être

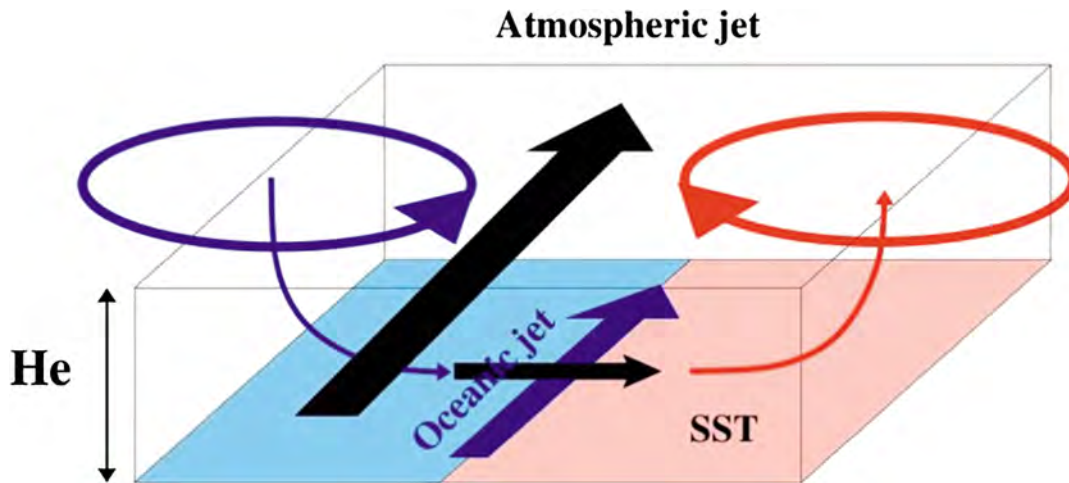


FIGURE 1.11 – Illustration schématique du mécanisme de génération d’un courant jet atmosphérique par un front de SST : le courant jet océanique (flèche bleue épaisse) génère un courant jet atmosphérique (flèche noire au-dessus) ainsi qu’une circulation en double gyre (cercles rouge et bleu) au niveau de la tropopause. Les couleurs chaudes indiquent le côté chaud du front océanique. Extrait de Feliks et al. (2011).

un forçage non-négligeable des ondes stationnaires de Rossby. Une réponse atmosphérique profonde a aussi été détectée au courant des Aiguilles et dans l’océan Austral (Liu et al. (2007)).

### Création d’un courant jet parallèle au front

Une expérience réalisée avec un modèle linéaire idéalisé de MABL couplé à un modèle de troposphère libre non-linéaire, équivalente barotrope et quasi-géostrophique, a montré que le front de SST produit une réponse barotrope via la vitesse verticale qu’il induit au sommet de la MABL, et aussi qu’il existe une formulation simple de la solution analytique de cette vitesse verticale, qui est proportionnelle au laplacien de la SST (Feliks et al. (2004)).

La composante thermique de la vitesse verticale induite au sommet de la MABL par un front de SST génère un courant jet dans l’atmosphère libre parallèle au front de SST (Figure 1.11). Le fort gradient de SST génère un gradient de pression dans la MABL qui donne naissance à une circulation agéostrophique cross-frontale dans les basses couches, selon un mécanisme semblable à celui d’une brise. Cette circulation conduit, via la conservation de la masse, à un pompage de l’atmosphère libre. Ce pompage crée des anomalies de

vitesse verticale en haut de la MABL, qui induisent des anomalies de rotationnel dans la troposphère libre, entraînant un courant jet dans la troposphère libre parallèle aux isothermes à la surface. Le front de SST agit comme une source de rotationnel potentielle pour la troposphère libre, et l'intensité du front océanique détermine la vitesse moyenne du jet atmosphérique.

### **Routes dépressionnaires des moyennes latitudes**

Aux moyennes latitudes, les plus grands échanges de chaleur, de moment et d'énergie à l'interface air-mer sont associés au passage de cyclones et d'anticyclones se déplaçant vers l'est, à l'échelle synoptique et à grande échelle spatiale. Les tempêtes des moyennes latitudes sont généralement générées par une instabilité barocline et nécessitent donc des sources de baroclinicité (Chang et al. (2002)). Ce sont des systèmes auto-entretenus, grâce à une rétroaction positive au front océanique (Hoskins and Valdes (1990)). En effet le chauffage diabatique induit par la tempête crée une réponse constante de la circulation qui inclut une augmentation de la baroclinicité dans les régions d'entrée de trajectoires des tempêtes de l'hémisphère nord. L'une de ces sources provient du gradient de température en basse-couches (baroclinicité telle que définie par Hoskins and Valdes (1990)) et qui est liée au gradient de SST (Cione et al. (1993)). La position et l'intensité de la route dépressionnaire a une forte influence sur la météo et le climat européen, les tempêtes étant fortement associées aux événements de vent et de précipitation extrêmes. Elle est liée à l'écoulement de grande échelle et à la structure du courant jet troposphérique, sur lequel elle rétro-agit également. La position latitudinale de la route dépressionnaire est liée à la position relative du jet subtropical et du front de SST aux moyennes latitudes, et à la baroclinicité atmosphérique qui leur est associée (Nakamura et al. (2008), Brayshaw et al. (2008)).

Des expériences idéalisées en mode aqua-planète avec un gradient de SST méridien et symétrique par rapport à l'équateur ont confirmé que les tempêtes se forment généralement dans des zones de forte baroclinicité (Inatsu et al. (2003)). Une autre source est le chauffage diabatique, qui se produit de façon particulièrement intense lors de vagues de froid (appelées "cold air outbreaks" en anglais), survenant le plus souvent en hiver. Dans le cadre de l'approximation quasi-géostrophique, adaptée aux extra-tropiques, une anomalie de chauffage se comporte comme une source de vorticité potentielle en dessous du niveau de

chauffage maximal, là où le chauffage tend à augmenter la stabilité statique (faible gradient thermique vertical), et comme un puits au-dessus du chauffage, là où le chauffage tend à diminuer la stabilité statique. Le chauffage de surface équivaut à une source de vorticité potentielle à la surface mais il y a un effet de compensation immédiatement au-dessus de la surface, si le chauffage décroît avec l'altitude.

Un large éventail de forçages se combinent pour produire la structure des routes dépressionnaires : les contrastes air-mer, l'orographie, les températures de surface de la mer, etc. Brayshaw et al. (2009) ont réalisé des expériences atmosphériques idéalisées en mode aqua-planète ainsi que des expériences semi-réalistes avec le GCM HadAM3 pour mettre en évidence l'influence des forçages de grande échelle que constituent la distribution des terres émergées ainsi que la chaîne de montagnes des Rocheuses, principal relief à grande échelle pouvant interférer de façon directe et sur une très large bande de latitudes avec l'écoulement atmosphérique sur le bassin Atlantique Nord. Cette étude constitue un intermédiaire entre les modèles idéalisés simplifiés et les simulations réalistes réalisées à partir de GCMs. Les caractéristiques du domaine Nord Américain sont particulièrement importantes dans la génération de la structure de la trajectoire des tempêtes en Atlantique Nord. En particulier, l'inclinaison du jet troposphérique du sud-ouest vers le nord-est, qui résulte du détournement de l'écoulement d'ouest au niveau des Rocheuses. Ce détournement se fait soit au nord en passant au-dessus de la chaîne de montagnes, soit en sud en contournant horizontalement. Il génère une onde stationnaire responsable des caractéristiques principales du champ de SST sur l'Atlantique Nord, comme la présence d'eaux chaudes au nord-est du bassin (Seager et al. (2002)), et entraîne un renforcement du développement des tempêtes le long d'un axe proche de la côte est du continent. De plus, la forme approximativement triangulaire de l'Amérique du Nord permet le développement d'une zone d'air froid au Nord-Est, qui augmente le contraste thermique le long de la côte est. Les anomalies négatives de SST associées à la langue d'eau froide dans la partie nord du front diminuent le contraste thermique existant entre la terre et l'océan dans la partie nord de la côte Est de l'Amérique du Nord, là où l'écoulement induit par les Rocheuses crée une région d'air froid et sec. En conséquence, la réduction de la baroclinicité près de la surface est associée à une réduction de l'activité cyclonique près de la côte, et à un léger décalage vers le sud de la route dépressionnaire à l'ouest du bassin Atlantique Nord, ce qui est beaucoup moins marqué en l'absence des Rocheuses. En effet, l'orientation du nord-ouest vers sud-est



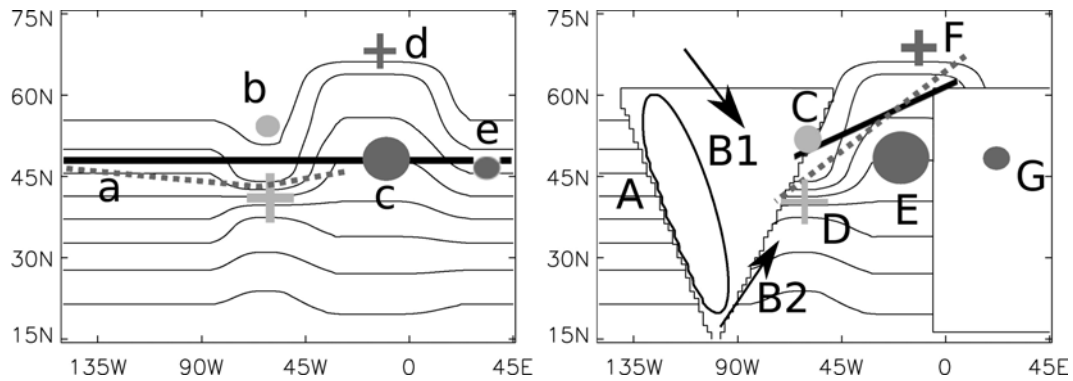


FIGURE 1.12 – Résumé de l’impact des structures de SST de l’Atlantique Nord, (à gauche) en mode aqua-planète et (à droite) avec la circulation de grande échelle générée par la présence de continents idéalisés. Les signes plus (cercles) indiquent les régions où la route dépressionnaire se renforce (s’affaiblit) (gris clair pour les différences associées au GS, gris foncé pour la DNA). Les lignes épaisses noires (les pointillés gris) représentent les routes dépressionnaires sans (avec) le GS et la DNA. Dans la configuration aqua-planète, la route dépressionnaire entrant au point a est légèrement décalée vers le sud et/ou renforcée par l’augmentation de la baroclinicité de surface au niveau du GS (point b). Plus à l’est, la route dépressionnaire est affaiblie au niveau de la DNA (point c), avec peut-être un léger renforcement de l’activité dépressionnaire dans l’extrême nord (point d). En aval de l’écoulement la route dépressionnaire s’affaiblit (point e). Dans la configuration prenant en compte les continents, l’écoulement arrivant au point A est dévié par les Rocheuses, produisant un bassin d’eau froide au point B1 et de l’advection d’air chaud et humide au point B2. Le GS diminue la baroclinicité le long de la côte (point C) mais la renforce au niveau du front de SST (point D), ce qui provoque un décalage vers le sud de la route dépressionnaire. A l’est, la DNA diminue la baroclinicité de surface et affaiblit la route dépressionnaire au point E, mais la renforce plus au nord (point F), ce qui a pour effet d’accentuer son inclinaison du sud-ouest vers le nord-est sur l’Atlantique. En aval de l’écoulement, la route dépressionnaire est affaiblie sur le sud et le centre de l’Europe (point G). Extrait de Brayshaw et al. (2011).

des Rocheuses et leur extension sud sub-tropicale a pour effet de bloquer et de détourner l'écoulement de grande échelle de façon plus marquée qu'avec une chaîne de montagnes simplement orientée du nord vers le sud et confinée aux extra-tropiques. Cette position particulière provoque en aval une forte inclinaison du sud-ouest vers le nord-est du courant jet et des trajectoires de tempêtes sur l'Atlantique Nord. Cette orientation de l'écoulement est en fait extrêmement favorable au développement et à l'intensification des tempêtes car il s'aligne sur la côte Est de l'Amérique du Nord, ce qui contribue à renforcer la baroclinicité de surface là où l'air froid venant du continent rencontre la surface relativement chaude de l'océan. Cette combinaison a également été mise en évidence par Gerber and Vallis (2009). Suite à leur étude de l'impact des terres émergées et des reliefs sur la variabilité atmosphérique de l'hémisphère nord, Brayshaw et al. (2011) ont utilisé des expériences idéalisées en mode aqua-planète et des expériences semi-réalistes pour mettre en évidence l'impact du Gulf Stream (GS) et de la Dérive Nord Atlantique (DNA) sur la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord. Les conclusions de leur étude sont résumées sur la figure 1.12. Le GS et la DNA ont tous les deux des impacts sur la route dépressionnaire aux moyennes latitudes et sur la circulation de grande échelle. Ces effets sont les suivants :

- Le fort gradient méridional de SST associé au GS dans l'ouest du bassin Atlantique près de 40°N renforce les tempêtes en aval, intensifiant le courant jet troposphérique.
- La DNA diminue le gradient de SST méridien dans l'est du bassin vers 40°N mais le renforce à 60°-65°N. Cela a pour effet d'affaiblir les tempêtes le long de l'écoulement à 40°-45°N (ce qui coïncide avec un courant jet plus faible) mais de les renforcer légèrement aux latitudes plus élevées. Cela produit également une structure du vent zonal tripolaire équivalent-barotrope, avec des vents zonaux plus faibles vers 40°-50°N mais plus forts au sud et au nord de cette bande.
- La réponse atmosphérique à la combinaison du GS et de la DNA est similaire à celle de la DNA seule, mais de plus faible amplitude : les impacts respectifs du GS et de la DNA sur les tempêtes tendent à se contrecarrer, mais l'influence de la DNA est plus forte. Cependant, la combinaison des deux structures concourt à renforcer l'inclinaison du sud-ouest vers le nord-est de la route dépressionnaire initialement induite par la présence des terres émergées et des Rocheuses.
- Chaque front de SST est associé à des anomalies de divergence horizontale près de la surface sur la partie froide du front, et à des anomalies de convergence horizontale

près de la surface sur la partie chaude du front. Les mouvements verticaux associés pénètrent profondément dans la troposphère, comme l’ont observé Minobe et al. (2008).

### **Influence des courants de bord ouest sur les tempêtes extra-tropicales**

L’intensification rapide d’évènements appelés “bombes” (définis comme une tempête extra-tropicale avec une pression de surface qui décroît en moyenne d’au moins  $1 \text{ hPa}^{-1}$  pendant 24 heures) a été observée depuis longtemps au niveau du Gulf Stream et du Kuroshio (Sanders and Gyakum (1980), Sanders (1986), Cione et al. (1993)). Les fronts océaniques peuvent, en plus de leur action directe sur la MABL, influencer les dépressions synoptiques. Par exemple, les routes dépressionnaires définies en terme de fréquence de cyclones observés (Colucci (1976)) ou de variabilité synoptique de la tension de surface sont localisées près des zones de fronts, comme le Gulf Stream ou le Kuroshio. Cette correspondance spatiale suggère un lien dynamique entre les tempêtes atmosphériques et les fronts de surface comme le KE et le GS.

Des différences significatives sont constatées dans la variabilité atmosphérique suivant les changements de trajectoire du Gulf Stream et de l’extension du Kuroshio, parfois de façon locale comme un décalage méridional des trajectoires des tempêtes, parfois des impacts à distance dans des régions en l’aval de l’écoulement au-dessus du forçage océanique. Les fronts de SST peuvent également influencer la cyclogénèse aux moyennes latitudes. Les cisaillements verticaux de vent dans l’Atlantique nord-ouest et dans le Pacifique nord-ouest renforcent régulièrement des tourbillons atmosphériques qui s’intensifient jusqu’à devenir des tempêtes extra-tropicales (Hoskins and Hodges (2002)).

Deux mécanismes peuvent être responsables des différences locales de tempêtes au niveau d’un front océanique :

- l’augmentation de la baroclinicité liée au fort gradient de SST (Kuo et al. (1991)),
- les flux de chaleur turbulents à la surface qui réchauffent l’air en basse couche et le chargent en humidité, fournissant ainsi un réservoir de chaleur latente qui va alimenter les tempêtes à leur passage (Kuo et al. (1991), Hoskins and Valdes (1990)).

La baroclinicité peut être exprimée comme le taux de croissance d’Eady (Hoskins and Valdes (1990)), noté  $\sigma$ , de la façon suivante :

$$\sigma = 0.31f \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| \frac{1}{N} \tag{1.5}$$

avec la fréquence de Brunt-Väisälä  $N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$ ,  $f$  la force de Coriolis,  $v$  la vitesse du vent,  $z$  la coordonnée verticale,  $N$  la stabilité statique,  $g$  l'accélération de la pesanteur à la surface et  $\theta$  la température potentielle. Dans la basse troposphère,  $\sigma$  est directement relié à la température potentielle à la surface  $\theta_s$  via la stabilité statique. Cette relation est non-linéaire avec  $\sigma \propto (\theta_t - \theta_s)^{-\frac{1}{2}}$ , où  $\theta_t$  est la température potentielle à un niveau  $t$  au-dessus de la surface. Cette non-linéarité, associée à la fonction racine-carrée, implique qu'une augmentation de la température de surface génèrera une variation de  $\sigma$  plus importante qu'une diminution équivalente, et donc qu'une augmentation de la variance de la SST entraînera une augmentation de la baroclinicité moyenne.

L'impact local du Gulf Stream sur les tempêtes peut modifier la trajectoire complète d'une tempête (Xie (2004), Minobe et al. (2008)). La question centrale est de savoir quelle est la sensibilité de la tempête aux structures de petites échelles de la SST et aux gradients de plus grande échelle qui y sont associés. Pour essayer de répondre à cette question, l'étude de Minobe et al. (2008) a illustré une partie de la relation entre la position moyenne du GS et la structure atmosphérique moyenne depuis la couche limite jusqu'au sommet de la troposphère. D'autres études (par exemple, Hoskins and Hodges (2002)) se sont concentrées sur la variabilité atmosphérique associée au signal synoptique, et pas sur les structures océaniques en dessous qui pouvaient jouer un rôle. D'autres encore (dont Nakamura et al. (2004)) se sont intéressés au lien entre la SST moyenne et l'activité dépressionnaire moyenne en hiver. Comme le système est couplé, il y a des processus distincts dans l'atmosphère et dans l'océan qui vont forcer un alignement entre les deux (Hoskins and Valdes (1990), Nakamura et al. (2008)) : les tempêtes produisent des flux tourbillonnaires qui entraînent le courant jet des moyennes latitudes. Ce dernier affecte en retour la localisation du GS et du KE, et ainsi influence le développement et l'intensification des tempêtes. Les différences des réponses des trajectoires de tempête au front de SST entre le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord pourraient être dues à l'orientation plus zonale du KE et des anomalies des SST plus fortes sur le GS, mais pourraient également être dues aux différences des caractéristiques moyennes des trajectoires de tempêtes dans l'Atlantique Nord et dans le Pacifique Nord (Joyce et al. (2009)).

Woollings et al. (2010) ont réalisé des expériences à haute résolution à l'aide du RCM atmosphérique HadRH3p sur un domaine centré sur le bassin Atlantique Nord et couvrant la partie Est de l'Amérique du Nord et toute l'Europe de l'Ouest, en s'intéressant par-

ticulièrement à la région du Gulf Stream et au front de SST associé, et à l'Europe du Nord. Des tests de sensibilité de la réponse atmosphérique à la résolution spatiale (deux niveaux de résolution horizontale ont été utilisés : 100 km et environ 800 km) et temporelle (comparaison des fréquences journalière, hebdomadaire et mensuelle) de la SST ont montré que les forts gradients de surface contribuent à une forte baroclinicité près de la côte Est de l'Amérique du Nord, rendant cette région favorable à la cyclogénèse, en particulier en hiver, lorsque les contrastes entre air froid venant du continent passent au-dessus des eaux relativement chaudes de l'océan. Bien qu'il existe des différences significatives dans les trajectoires de tempêtes pour les différents jeux de résolutions temporelle et spatiale utilisées, ces différences sont confinées à des régions réduites et ne s'impriment pas sur l'écoulement moyen, la variabilité des structures atmosphériques et l'occurrence du régime de blocage, grandeurs pour lesquelles les différences ne sont pas significatives.

### 1.2.5 Rétroactions de l'atmosphère sur l'océan

Il existe plusieurs façons dont les perturbations atmosphériques générées par les petites échelles de SST peuvent rétroagir sur l'océan.

**Tension de vent à la surface et pompage d'Ekman** Les courants océaniques de surface dans les régions de fronts ou de tourbillons vont impacter les mouvements relatifs de l'air et de l'océan, provoquant un changement dans la tension de vent à la surface, ce qui affecte l'atmosphère mais aussi sa rétroaction sur l'océan (Kelly et al. (2001), Cornillon and Park (2001)). La surface de l'eau est généralement plus rugueuse/agitée là où la SST est chaude. Les perturbations de la tension de vent à la surface générées par les anomalies de SST sont susceptibles de modifier le mélange dans les couches superficielles de l'océan, modifiant ainsi la SST. De plus, le rotationnel de tension de vent génère un pompage d'Ekman qui, en faisant remonter vers la surface les eaux plus froides situées sous la couche de mélange, altère l'anomalie de SST qui lui a donné naissance. Comme les anomalies de rotationnel de tension de vent générées par les variations de méso-échelle de la SST évoluent linéairement avec le gradient de SST dans la direction de l'écoulement (voir sous-section 1.2.3), l'effet de la rétroaction atmosphérique sur le pompage d'Ekman sera plus fort là où le vent s'écoule parallèlement aux isothermes de SST. On est donc en présence d'une boucle de rétroaction entre l'océan et l'atmosphère. Le stress du vent à la surface, et par suite le pompage d'Ekman, dépend à la fois de la vitesse du vent et de sa stabilité, et du

courant océanique à la surface. La tension est fonction du cisaillement entre le vent et le courant à la surface. Le premier étant généralement bien plus important que le second, le second est souvent ignoré dans la formulation bulk du calcul de la tension. Pourtant, dans certaines régions comme celles près de l'équateur et des CBO, l'influence du courant sur le stress du vent peut ne pas être négligeable (Kelly et al. (2001), Cornillon and Park (2001)). La prise en compte de la formulation complète du stress sur les tourbillons océaniques a pour effet d'amplifier le pompage d'Ekman, en relaxant la thermocline (effet "top drag"; Dewar and Flierl (1987)). Ainsi l'atmosphère peut rétro-agir sur l'océan via le rotationnel du vent qui modifie la distribution du pompage d'Ekman (Chelton et al. (2004), O'Neill et al. (2005)) :

$$w_E = \frac{1}{\rho_0} \nabla x \frac{\tau}{f} \quad (1.6)$$

avec  $w_E$  la vitesse du pompage d'Ekman,  $\rho_0$  densité moyenne de l'eau dans la couche de mélange,  $\tau$  le stress du vent à la surface, et  $f$  le paramètre de Coriolis.

Dans les régions de forts gradients de SST, la variabilité de petite échelle de la vitesse d'Ekman est plus forte que la variabilité de grande échelle (O'Neill et al. (2003), Chelton et al. (2007), Haack et al. (2008)). Le pompage d'Ekman induit par les perturbations spatiales de SST constitue donc une perturbation à l'ordre un du pompage d'Ekman existant à grande échelle. Le pompage d'Ekman agit comme une source de vorticité, or c'est la vorticité qui contrôle la circulation océanique de grande échelle. Comme les perturbations du vent de surface induites par un front océanique ont une persistance de l'ordre du mois ou plus, la rétroaction de petite échelle du rotationnel de la tension de vent peut donc significativement affecter la circulation océanique.

Une étude de cas réalisée par White and Annis (2003) a montré l'influence d'un vent d'ouest de grande échelle sur les interactions air-mer au niveau d'un tourbillon de méso-échelle. Le stress du vent augmente au passage d'un tourbillon chaud et diminue au passage d'un tourbillon froid (voir Figure 1.13). Des anomalies positives de la hauteur de surface de la mer (anomalie anticyclonique) coïncident avec les anomalies chaudes de la SST. Le rotationnel du stress du vent est positif (cyclonique, par convention) au nord du tourbillon océanique et génère une anomalie de pompage d'Ekman, et négatif au sud du tourbillon. L'asymétrie de la différence entre le vent et le courant à la surface de part et d'autre du tourbillon, connu sous le nom de "top hat effect", a pour effet moyen de déplacer le tourbillon vers l'équateur. Cette rétroaction sur le tourbillon océanique a été mise en

Schematic of Mesoscale Eddy in Background Westerly Wind Field

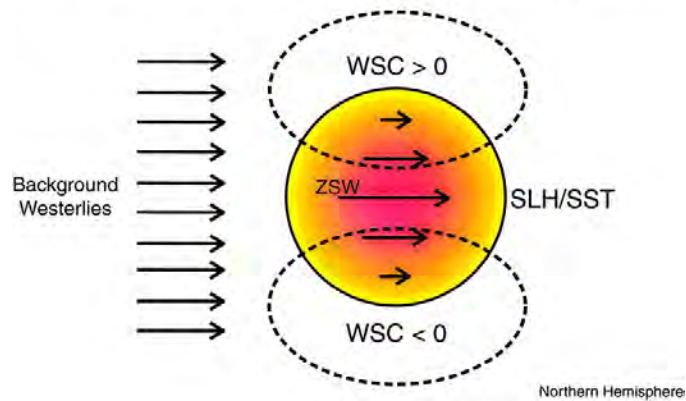


FIGURE 1.13 – Représentation schématique d’un tourbillon océanique anticyclonique (chaud) de méso-échelle sous un vent d’ouest de grande échelle, illustrant l’augmentation du vent zonal de surface au passage de la perturbation chaude de SST associée au tourbillon. Le champ de rotationnel de la tension de vent généré est cyclonique au nord du tourbillon et anticyclonique au sud, ce qui génère des anomalies de hauteur de surface de la mer qui ont tendance à déplacer le tourbillon vers l’équateur. En réalité, le tourbillon chaud augmente l’instabilité de la couche limite atmosphérique et ainsi augmente le frottement à la surface associé au vent zonal de grande échelle. Extrait de White and Annis (2003).

évidence par Dewar and Flierl (1987).

**Pertes énergétiques** En plus de la modification de la circulation océanique par les effets de la tension de vent à la surface, les anomalies de flux thermiques qui apparaissent quand l’atmosphère répond au gradient de SST peuvent également rétroagir sur l’océan. Worthington (1977) fait l’hypothèse que les pertes importantes de chaleur peuvent même avoir un impact significatif sur le transport du Gulf Stream, en particulier en hiver quand les masses d’air froides et sèches s’écoulent du nord-ouest du continent vers l’océan. Ainsi, le décalage de la trajectoire du Gulf Stream vers le sud en hiver pourrait être dû à ces pertes de chaleurs diabatiques.

**Nuages et rayonnement** Le mélange vertical accru au-dessus des anomalies chaudes de SST de méso-échelle augmente le transport d’humidité jusqu’au sommet de la MABL, facilitant ainsi la formation de nuages qui bloquent le rayonnement solaire avant d’atteindre la surface. Cette corrélation positive entre la SST et les nuages bas traduit donc en fait une

rétroaction négative des nuages sur les SST. A ma connaissance son effet n'a pas encore été quantifié pour une zone de fronts comme le Gulf Stream.

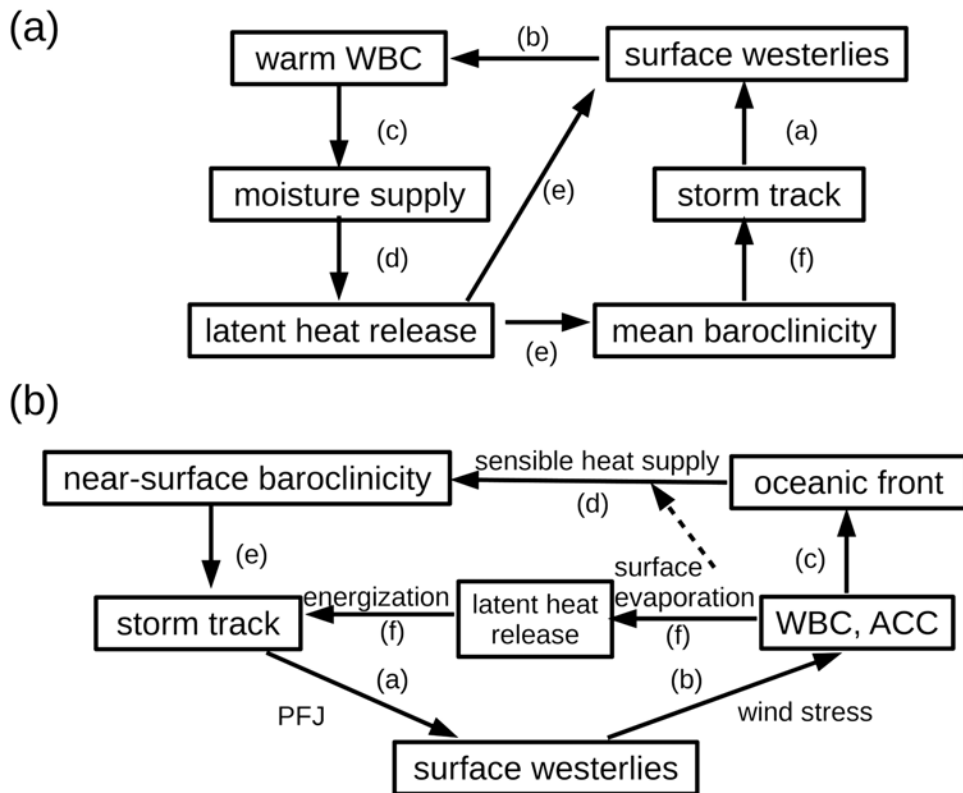


FIGURE 1.14 – Représentation schématique des boucles de rétroactions proposé par (a) Hoskins and Valdes (1990) et par (b) Nakamura et al. (2004) et Nakamura et al. (2008). L’acronyme WBC désigne un courant de bord ouest. Voir le texte pour les explications détaillées. Extrait de Hotta and Nakamura (2011).

**Dépressions extra-tropicales et route dépressionnaire** Les tempêtes extra-tropicales subissent les effets des gradients de SST (ou de contenu de chaleur) et sont suspectées de jouer à leur tour un rôle majeur dans les rétroactions sur l’océan. Une route dépressionnaire est l’objet d’une interaction air-mer couplée qui fait donc appel à des rétroactions de l’atmosphère sur l’océan et vice-versa. La représentation conceptuelle de la boucle de rétroaction proposée par Hoskins and Valdes (1990) (Figure 1.14a), et largement adoptée depuis, suggère que (a) l’écoulement d’ouest à la surface est maintenu le long de la route



dépressionnaire des moyennes latitudes par le vortex polaire et les flux tourbillonnaires ; (b) cet écoulement renforce les CBO ; (c) les CBO cèdent davantage d'humidité à l'atmosphère au-dessus ; (d) le flux de chaleur latente associé aux tempêtes convectives est aussi renforcé (e) provoquant une réponse stationnaire de l'onde planétaire pour laquelle la baroclinicité moyenne le long de la route dépressionnaire et les vents d'ouest sur le bassin océanique sont renforcés ; et (f) l'augmentation de la baroclinicité moyenne rétro-agit pour maintenir l'activité dépressionnaire, constituant ainsi une boucle de rétroaction positive.

Nakamura et al. (2004) et Nakamura et al. (2008) ont proposé une amélioration de cette boucle qui prendrait en compte l'effet d'un front océanique sur la baroclinicité près de la surface, et le lien entre le courant jet et la route dépressionnaire aux moyennes latitudes (schématisée Figure 1.14b) : (a) le transport de quantité de mouvement vers la surface associé au transport thermique vers le pôle maintiennent un courant jet de front polaire (noté PFJ sur le schéma, pour Polar-Front Jet en anglais) le long de la route dépressionnaire qui se forme au niveau d'un front océanique ; (b) les vents d'ouest associés à la surface renforcent le CBO (ou le courant circumpolaire atlantique, ACC) pour (c) maintenir la zone de front océanique par advection thermique ; (d) puis l'apport différentiel de chaleur sensible au niveau du front océanique restaure le gradient de température de l'air à la surface face à l'effet de relaxation (e) ce qui va maintenir l'activité dépressionnaire. Notons que (f) l'apport d'humidité via l'évaporation de surface au niveau du CBO joue un rôle important dans cette boucle de rétroaction car le flux de chaleur latente renforce les tempêtes dont les perturbations de température de l'air à la surface sont sujettes à une atténuation via les échanges thermiques avec l'océan. De plus, l'évaporation à la surface peut avoir un autre effet (représenté par une flèche pointillée) : influencer l'apport de chaleur sensible via le contrôle de la profondeur de la MABL (Troen and Mahrt (1986)).

## Chapitre 2

# Les données et outils numériques utilisés

### 2.1 Les modèles numériques

#### 2.1.1 Le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat v5.3 T359

Le modèle atmosphérique global ARPEGE-Climat (noté ARPEGE) est dérivé du modèle de prévision météorologique ARPEGE/IFS (Integrated Forecast System) développé conjointement par Météo-France et le Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF). C'est un modèle spectral, basé sur les approximations de la couche mince et de l'hydrostatisme, qui opère sur 31 niveaux verticaux en coordonnée hybride sigma-pression avec une troncature spectrale d'ordre T359 dans la version haute résolution utilisée pendant cette thèse. Toute la physique et le calcul des termes non-linéaires passent par une transformation spectrale sur une grille Gaussienne réduite (Hortal and Simmons (1991)) de telle façon que la décomposition spectrale d'un champ  $X(\lambda, \varphi)$ , avec  $\lambda$  la longitude et  $\varphi$  la latitude, a pour expression :

$$X_T(\lambda, \varphi) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^N C_n^m H_n^m(\lambda, \varphi), \quad (2.1)$$

où  $m$  est le nombre d'onde zonal,  $n$  est le nombre d'onde global,  $C_n^m$  le coefficient spectral du champ  $X$  et  $H_n^m$  l'harmonique sphérique correspondante. Ici, la troncature est triangulaire, ce qui veut dire que  $N = M = 359$ , et équivaut à une résolution spatiale d'environ 50 km en latitude et en longitude. Neuf niveaux verticaux sont au-dessus 200 hPa et quatre sont au-dessus de 100 hPa. Le niveau le plus élevé est à 10 hPa et il y a un raffinement près

de la surface avec six niveaux en-dessous de 850 hPa, excepté dans les régions de haute montagne.

Le modèle ARPEGE a été utilisé dans cette thèse pour réaliser des simulations atmosphériques forcées et des simulations couplées océan-atmosphère. Pour les expériences forcées, c'est la version ARPEGE-Climat 5.2 qui a été utilisée, qui est la composante atmosphérique du modèle couplé CNRM-CM5 (Voldoire et al. (2013)). Pour les expériences couplées, nous avons utilisé la version 5.3 pour laquelle la nouveauté par rapport à la version 5.2 réside dans l'ajout d'une physique pronostique. Cependant, pour les expériences couplées présentées dans ce manuscrit, cette option n'a pas été choisie et la physique utilisée est la même que celle de la version 5.2.

La dynamique du modèle repose sur un schéma d'intégration numérique semi-lagrangien, avec un pas de temps de 15 minutes, sauf pour le module de transfert radiatif qui a un pas de temps de 3 h. Le modèle a six variables pronostiques (qui servent à calculer les tendances) : la température, l'humidité spécifique, la concentration d'ozone, le logarithme de la pression de surface, la vortacité et la divergence.

La représentation de l'interaction air-mer de petite échelle dans la couche limite atmosphérique repose sur la paramétrisation des phénomènes sous-mailles (voir Voldoire et al. (2013) pour une description détaillée des paramétrisations), telles que la condensation et la turbulence, qui jouent donc un rôle fondamental dans notre étude. La paramétrisation de la condensation sous-maille est décrite par Bougeault (1982). Elle intervient dans le cas de nuages non-précipitants et gère la représentation de la fraction nuageuse et la quantité d'eau liquide générée par la turbulence de petite échelle. La formulation de Kessler (1969) est utilisée pour l'évaporation et les précipitations ; ce schéma suppose que le taux de formation des particules d'eau, par agrégation de particules nuageuses ou sous l'action de noyaux de condensation, augmente avec le contenu en eau des nuages mais est nul au-dessous d'un certain seuil. Le schéma de turbulence sous-maille d'ordre 2 (décrit par Yamada and Mellor (1975), Mellor and Yamada (1974, 1982), Galperin et al. (1988)) prend en compte les effets de l'eau sous ses formes liquide et gazeuse. La fraction de nuage stratiforme, le contenu stratiforme en eau liquide et les coefficients du mélange turbulent vertical ainsi que la fréquence de Brunt-Väisälä sont calculés d'après Ricard and Royer (1993).

L'importance de ces processus sous-mailles est d'autant plus grande qu'ils contrôlent

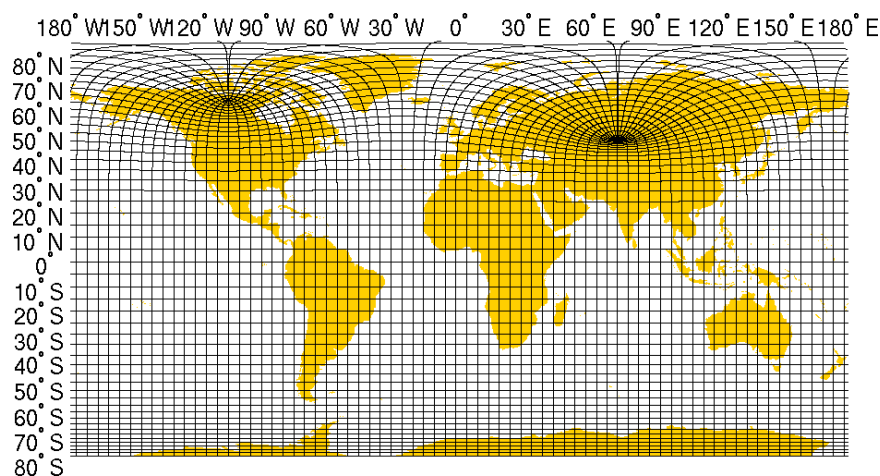


FIGURE 2.1 – Grille horizontale de NEMO. Par souci de clarté ne sont représentés qu’un méridien et parallèle sur dix.

le déclenchement de la convection, phénomène récurrent dans la région du Gulf Stream, favorisée par la disponibilité de chaleur et d’humidité provenant de la couche de mélange du front océanique. La convection profonde suit le schéma développé par Bougeault (1985) et se produit sous deux conditions : la convergence d’humidité en basses couches et un profil vertical de température instable. La convection modifie le profil instable en profil nuageux adiabatique humide. Le schéma suit un concept de flux de masse selon lequel l’ascension verticale du nuage est compensée par une subsidence de grande échelle.

### 2.1.2 Le modèle couplé haute résolution ARPEGE-NEMO

Dans le cadre de cette thèse, les simulations couplées ont été réalisées avec la dernière version du modèle couplé ARPEGE-NEMO mis au point au CERFACS, qui utilise la composante atmosphérique ARPEGE-Climat v5.3 (voir paragraphe précédent) et le modèle océanique NEMO v3.4 (très proche de la version 3.2 utilisée par le modèle CNRM-CM5), couplés avec le logiciel OASIS3-MCT.

**Le modèle NEMO v3.4 0.25°** Le composant océanique NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) est une structure de modélisation pour la recherche océanographique, la prévision océanographique saisonnière opérationnelle et les études du climat, développée conjointement par plusieurs institutions européennes (CNRS, Mercator-Ocean,

UK Met Office et NERC-NOCS). Une description détaillée du modèle est disponible dans Madec (2008). La configuration globale océanique est ORCA 0.25° (Grieco et al. (2009)) qui utilise une grille tripolaire (avec 2 pôles dans l’hémisphère nord, un au Canada et un en Sibérie, voir Figure 2.1) à une résolution au 1/4° à l’équateur aussi bien en latitude qu’en longitude, ce qui correspond à une maille maximale de 27,8 km (à l’équateur) et une maille minimale sur l’océan de 5,7 km (zonal) par 3,2 km (méridien). Le positionnement des pôles sur des points terre permet de s’affranchir des problèmes de calcul en ces points singuliers. La grille verticale contient 75 niveaux, avec une concentration de niveaux plus importante dans les couches superficielles et qui décroît en allant vers le plancher océanique. Le pas de temps d’intégration est de 20 minutes.

OPA (Océan PARallélisé) est le composant de NEMO permettant la représentation de la dynamique des océans. Il repose sur un système d’équations appliqué à la circulation océanique régionale et à la circulation océanique globale, dérivé des équations de Navier-Stokes, en considérant que le mélange turbulent dans l’océan est unidimensionnel vertical. La résolution de ces équations repose sur les hypothèses et approximations suivantes :

- La sphéricité de la Terre : la gravité locale est dirigée vers le centre de la Terre ;
- La couche d’eau est mince : la profondeur de l’océan est petite par rapport au rayon de la Terre ;
- L’approximation hydrostatique : la pression en un point est due au poids de la colonne d’eau au-dessus ;
- L’écoulement est incompressible : la divergence du champ de vitesse tridimensionnelle est nulle ;
- Les équations d’état non-linéaires couplent les champs de température et de salinité ;
- La surface de l’océan est libre ;
- L’hypothèse de la couche limite avec une vitesse horizontale nulle au fond.

La surface libre est linéaire (Roullet and Madec (2000)). L’advection de la température et de la salinité suit un schéma de dissipation de la variance totale monotone de second ordre (Lévy et al. (2001)). Un schéma de conservation de l’énergie et de l’entropie est utilisé (Arakawa and Lamb (1981), Le Sommer et al. (2009)). Le flux solaire atmosphérique est redistribué dans les couches superficielles de l’océan à partir des coefficients d’atténuation simplifiés de Lengaigne et al. (2007) dépendant de la concentration en chlorophylle (celle-ci étant fixée à  $0.05 \text{ } gChL^{-1}$ ). La dynamique de la couche de mélange est paramétrée selon un

schéma de fermeture d'énergie cinétique turbulente (TKE, pour Turbulent Kinetic Energy) basé sur celui de Delecluse (1993) et amélioré de façon à prendre en compte le processus de double diffusion par exemple. La profondeur de la couche de mélange est une variable diagnostique et est calculée selon un critère en densité prenant en compte la température et la salinité. Plus d'informations sont disponibles dans Voltaire et al. (2013).

**Le coupleur OASIS3-MCT** Le coupleur OASIS3 (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, Valcke (2006, 2013)), développé au CERFACS, a été utilisé afin de synchroniser, d'interpoler et d'échanger les champs de couplage entre ARPEGE et NEMO. Un champ de couplage est une quantité issue de la résolution des équations d'un premier modèle et qui constitue un champ d'entrée intervenant dans la résolution des équations d'un second modèle, interagissant avec le premier par l'intermédiaire du couplage. Les champs échangés de l'océan vers l'atmosphère sont la SST et la fraction de glace de mer, et de l'atmosphère vers l'océan le stress du vent, le flux de précipitation totale, le flux solaire et le flux total non-solaire à la surface. Ce sont des valeurs instantanées sauf pour les flux qui sont cumulés entre deux pas de temps de couplage. L'interpolation est nécessaire afin de projeter le champ de couplage d'une grille numérique du composant source à une autre grille numérique du composant cible, par exemple on utilise une interpolation bilinéaire de la SST entre la grille ORCA 0.25 de NEMO et la grille T359 d'ARPEGE. Toutes les interpolations sont basées sur la librairie d'interface SCRIP (Spherical Coordinate Remapping and Interpolation Package) d'OASIS3 (voir Jones (2001)). Le couplage a lieu toutes les 3 heures pour tous les champs de couplage. A chaque pas de temps de couplage  $n$ , chaque composant reçoit en entrée les champs de couplage qui ont été calculés par le composant correspondant au pas de temps  $n - 1$  et interpolé par le coupleur. Dans le cas particulier du premier pas de temps de couplage, OASIS3 lit les champs dans un fichier de redémarrage.

## 2.2 Les observations satellites et les réanalyses

La capacité du modèle utilisé dans le cadre de cette thèse à représenter correctement la variabilité climatique des moyennes latitudes dans l'hémisphère Nord et à capturer la réponse au signal de petite échelle de la SST de façon réaliste est évaluée à partir de la comparaison des champs simulés aux observations et réanalyses.

### 2.2.1 La réanalyse ERA-Interim

La réanalyse atmosphérique ERA-Interim est obtenue à partir du modèle de prévision à courte échéance IFS (Integrated Forecasting System) développé au Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF, pour European Centre for Medium Range Weather Forecasts en anglais). ERA-Interim intègre un très grand nombre d'observations, obtenues par différents satellites, radiosondes, avions, bouées, ballons et stations météorologiques (voir Figure 2.2). C'est aujourd'hui la réanalyse atmosphérique la plus récente de l'ECMWF, elle succède à ERA-40 en corrigeant les problèmes qui y avaient été identifiés, comme l'intensité du cycle hydrologique, la qualité de la circulation stratosphérique et l'homogénéité temporelle des observations. Elle couvre actuellement la période allant du 1<sup>er</sup> janvier 1979 au 28 février 2013 toutes les trois heures, et fait l'objet d'une actualisation régulière afin de s'étendre le plus possible vers le moment présent. Elle est calculée sur la grille gaussienne T255, sa couverture spatiale est globale à une résolution d'environ  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  sur 37 niveaux de pression, ce qui permet de prendre en compte des processus de petites échelles permettant notamment de mieux représenter les précipitations par rapport à la précédente réanalyse (ERA40) de l'ECMWF. Le papier de référence est Simmons et al. (2006). Plus d'informations sur le modèle de prévision et la méthode d'assimilation de données mise en œuvre sont présentées dans Dee et al. (2011).

### 2.2.2 La réanalyse MERRA

MERRA (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Rienecker et al. (2011)) est une réanalyse produite à partir des observations du satellite Système d'Observation de la Terre (EOS, pour Earth Observing System) de la NASA sur la période 1979-présent. Le modèle utilisé est GEOS-E ADAS (Atmospheric Data Assimilation System, Rienecker et al. (2011)) version 5.2 avec une configuration ayant une résolution de  $1/2^\circ$  latitude x  $2/3^\circ$  longitude sur 72 niveaux verticaux. Une des améliorations apportées par MERRA par rapport aux autres produits de réanalyse est l'intégration d'une méthode de correction des biais de mesure de la radiance pendant l'étape d'assimilation des données, ce qui permet d'ajuster en continu l'estimation du biais afin de maintenir la cohérence avec les autres paramètres de l'analyse, contrairement aux autres réanalyses pour lesquelles cette étape de débiaisage a lieu après l'assimilation des observations.

Bien que les résultats des réanalyses s'accordent assez bien sur de nombreux aspects

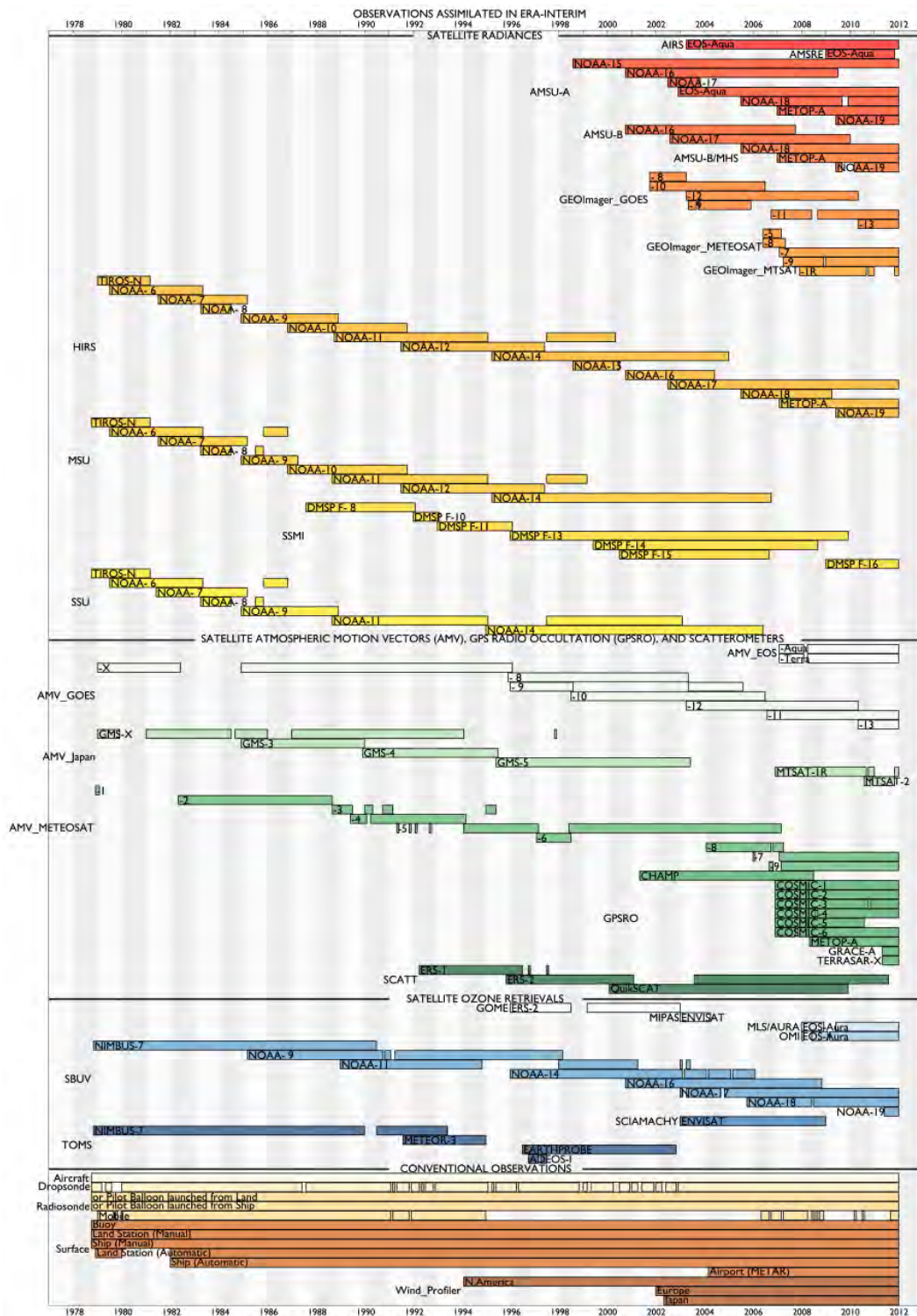


FIGURE 2.2 – Frise temporelle représentant le système complet d’observations utilisé par ERA-Interim. Figure réalisée par Paul Poli, avec la contribution de D. Dee, extraite de <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/era-interim>.



du climat, comme sa variabilité par exemple, des différences importantes peuvent persister pour certaines quantités comme les flux turbulents à la surface. Ces différences sont dues aux différents modèles et techniques utilisés par les réanalyses. Nous avons choisi la réanalyse MERRA pour compléter ERAI dans l'évaluation des flux turbulents du modèle dans la région du GS (voir section 3.3), car elle représente généralement assez bien les flux de chaleur turbulents à la surface. Cependant, Roberts et al. (2012) ont montré une sous-estimation systématique dans les régions de courants de bord ouest due à une covariabilité plus faible du vent aux gradients de température de l'air près de la surface que dans les observations.

### 2.2.3 Les SST NOAA par interpolation optimale

Les SST NOAA-OI, pour National Oceanic and Atmospheric Administration Optimal Interpolation (fournies par NOAA/OAR/ESRL, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, Reynolds et al. (2002)), ont été utilisées au cours de cette thèse pour évaluer l'intensité de l'interaction air-mer de petite échelle représentée par le modèle, et ont également servi de forçage (condition aux limites) au modèle d'atmosphère ARPEGE. Les fractions de glace issues du même jeu de réanalyses ont également été utilisées comme forçages océaniques.

Ce produit d'analyse a été calculé par méthode d'interpolation optimale (OI, décrite dans Reynolds et al. (2007)) à une résolution spatiale de  $0.25^\circ$  et à une fréquence journalière. Il utilise une combinaison des SST issues des données satellite du radiomètre infrarouge AVHRR (pour Advanced Very High Resolution Radiometer) et du radiomètre à micro-ondes AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) du satellite Système d'Observation de la Terre (EOS, pour Earth Observing System) de la NASA. Des observations issues de bouées et de bateaux sont également prises en compte et permettent un ajustement de grande échelle des biais des observations satellites par rapport à des observations in situ (voir Figure 2.3). La période de disponibilité des données s'étend de juin 2002 (date à partir de laquelle AMSR a été mis en service) à octobre 2011 (date à laquelle AMSR a cessé de fonctionner). Dans ce produit d'analyses combinant deux jeux d'observations satellites, les données AVHRR sont utilisées en priorité dans les régions côtières (où AMSR ne fonctionne pas). Dans le cas des régions sans nuages, l'utilisation combinée de mesures infrarouge et micro-onde permet de réduire les biais systématiques des méthodes car leurs erreurs caractéristiques sont indépendantes.

### Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature

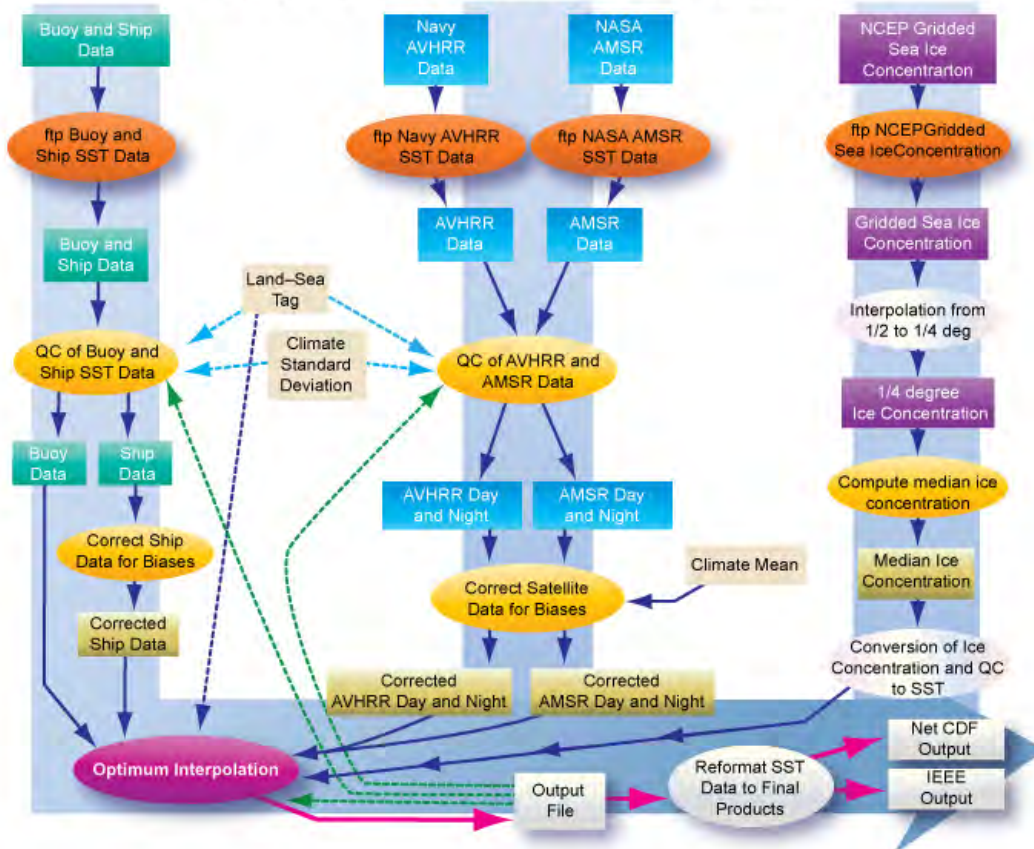


FIGURE 2.3 – Schéma représentant les observations et réanalyses utilisées pour produire les SST NOAA-OI. Extrait de [www.ncdc.noaa.gov/sst/description.php](http://www.ncdc.noaa.gov/sst/description.php).

#### **2.2.4 Les vents à la surface QuikSCAT**

Le satellite QuikSCAT a été lancé en 1999 avec à son bord un scatteromètre permettant de mesurer la vitesse des vents près de la surface des océans, des terres émergées et de la couverture de la glace dans une bande continue de 1800 km de large, en réalisant approximativement 400.000 mesures et couvrant 90% de la surface terrestre chaque jour. QuikSCAT fait partie du programme EOS de la NASA. Ses objectifs scientifiques comprennent notamment l'acquisition de mesures globales à haute résolution et par tous les temps des vents près de la surface des océans, permettant de déterminer les forçages atmosphériques, la réponse de l'océan et les mécanismes d'interactions air-mer sur plusieurs échelles spatiales et temporelles. Cette réanalyse offre donc le meilleur compromis entre la résolution spatiale du champ de vent et la longueur de la plage de temps disponible, c'est pourquoi nous l'avons choisie pour évaluer le réalisme de l'interaction air-mer de petite échelle simulée par le modèle.

Le jeu de données de la vitesse du vent à 10 mètres couvre la période allant de juin 1999 à novembre 2009 (date à laquelle la mission s'est terminée), avec un vecteur vent à la résolution de 25 kilomètres. Les vents observés à la surface de la mer par le scatteromètre du satellite QuikSCAT permettent de détecter les fines structures de la réponse atmosphérique aux gradients de petite échelle spatiale de la SST.

### **2.3 Outils d'analyses**

#### **2.3.1 Le coefficient d'interaction air-mer de petite échelle**

L'intensité de l'influence de la SST de petite échelle sur le vent près de la surface dans les régions de fort front océanique est quantifiée à l'aide du coefficient de régression de la première quantité sur la seconde (Maloney and Chelton 2006). D'un point de vue sémantique, la littérature sur le sujet fait souvent référence à ce coefficient comme un "coefficient de couplage". Or dans notre étude nous étudions notamment la réponse d'un modèle atmosphérique forcé par des SSTs prescrites, auquel cas l'interaction air-mer n'a lieu que dans un sens et il n'y a pas de rétroactions possibles de l'atmosphère sur l'océan, donc pas de couplage, c'est pourquoi nous préférons le terme "coefficient d'interaction".

Le coefficient d'interaction est défini comme étant le coefficient de régression entre les composantes de petite échelle spatiale de la SST (on utilisera la SST simulée par NEMO

dans les expériences couplées et issues des observations NOAA-OI) et du vent près de la surface (vent à 10 m simulé par ARPEGE et issu des observations QuikSCAT) sur le domaine d'étude et pour la saison considérée. La composante de petite échelle de ces champs est obtenue à partir de la différence des valeurs mensuelles entre le champ total et le champ lissé spatialement. Le lissage est réalisé en chaque point mer de la région du Gulf Stream en faisant la moyenne des valeurs des points mer compris dans un cercle de 300 km de rayon autour du point considéré.

Pour cette thèse, le domaine d'étude est le Gulf Stream, constitué des points mer contenus dans le rectangle de coordonnées 80°E-30°E, 30°N-50°N (représenté en rouge sur la Figure 3.1).

### 2.3.2 Les régimes de temps

Un régime de temps est défini comme un état récurrent et quasi-stationnaire de la circulation atmosphérique de grande échelle, spatialement bien défini et ayant une durée de vie de l'ordre de 5 à 10 jours. Vautard (1990) a montré que la variabilité dans les moyennes latitudes est essentiellement due à l'alternance entre des régimes de temps journaliers pendant lesquels l'atmosphère est quasi-stationnaire, interrompue par des périodes de transitions. La stabilité climatique des centres d'action des régimes atmosphériques suggère que leur existence est due à une activité ondulatoire stationnaire et transitoire : leur activation et la transition associée sont principalement contrôlées par des processus atmosphériques internes, mais des forçages atmosphériques externes peuvent aussi influencer la fréquence de transition d'un régime vers un autre, provoquant des changements dans l'occurrence des régimes climatiques (voir aussi Feldstein (2000)). Ici, l'étude en régimes de temps est utilisée d'une part pour essayer d'identifier un impact de l'interaction air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream sur la variabilité atmosphérique basse-fréquence de l'Atlantique Nord, et d'autre part pour essayer d'isoler dans la variabilité atmosphérique les contributions de (1) la réponse aux anomalies de chauffage de l'océan et (2) la variabilité intrinsèque de l'écoulement de grande échelle. Elle permet de tester la sensibilité de la réponse des tempêtes aux petites structures de SST dans l'Atlantique Nord à la configuration atmosphérique de grande échelle.

Dans ce travail de thèse, la détermination des régimes de temps a été réalisée avec un algorithme de partitionnement en nuées dynamiques décrit par Michelangeli et al. (1995),

appelé *méthode des k-means*. Nous avons utilisé les champs de géopotential à 500 hPa (noté Z500 dans la suite) à la fréquence journalière pour la saison d’hiver étendue (du 1<sup>er</sup> novembre au 31 mars), sur le domaine Euro-Atlantique Nord (20°N-80°N, 90°W-30°E).

**Classification** Dans un premier temps, une analyse en composantes principales (ou EOF, pour Empirical Orthogonal Functions) est réalisée sur les anomalies de Z500 obtenues en soustrayant le cycle saisonnier aux valeurs journalières. Une pondération des anomalies par la racine carrée du cosinus de la latitude est réalisée afin de prendre en compte la différence de taille des mailles de la grille aux hautes et basses latitudes. On retient les  $n$  premières EOF (de façon à couvrir plus de 90% de la variance totale, 25 dans notre cas) et on utilise les composantes principales associées à ces EOFs pour chaque date de la période étudiée. Ensuite la classification est réalisée dans l’espace des EOFs en minimisant la distance Euclidienne pour chaque état de la période considérée à un nombre pré-déterminé  $k$  d’états de référence, appelés centroïdes et tirés aléatoirement. Lorsque tous les points ont été ainsi distribués autour des  $k$  centroïdes initiaux, on redéfinit  $k$  centroïdes comme étant les barycentres de chaque nuée de points.

Cette opération de classification est répétée un grand nombre de fois (50 dans notre cas) et la classification retenue est celle pour laquelle la somme de la variance de chaque nuée de points est minimale.

**Attribution** Une fois réalisée l’étape de classification ayant permis de définir  $k$  régimes à partir d’un échantillon de dates différentes, on peut attribuer un état de Z500 correspondant à une date quelconque à l’un de ces régimes. Dans ce cas, l’attribution est réalisée à partir de deux méthodes différentes pour lesquelles l’anomalie par rapport à la moyenne saisonnière du champ de Z500 est associée à un des  $k$  régimes préalablement définis :

1. soit sur un critère de maximisation de la corrélation spatiale,
2. soit sur un critère de minimisation de la distance euclidienne dans l’espace des EOFs.

Les deux méthodes donnent des résultats similaires, cependant nous avons privilégié les résultats de la deuxième méthode qui est plus cohérente avec la méthode de classification utilisée.

### 2.3.3 Le suivi des tempêtes

#### Description de l'algorithme

Nous avons utilisé l'algorithme de suivi de tempêtes développé par Ayrault et Joly (2000) pour étudier la sensibilité des dépressions extra-tropicales sur l'Atlantique Nord à la présence des gradients de SST dans la région du Gulf Stream. Cette méthode de détection et de suivi (aussi appelée *méthode de tracking*) permet d'obtenir les trajectoires des dépressions de surface sur une région donnée et pour une période considérée. Elle est basée sur la détection toutes les 6 heures de maxima locaux du tourbillon relatif à 850 hPa, noté  $\zeta_{850}$  (en  $s^{-1}$ ) et donné par l'expression :

$$\zeta_{850} = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \quad (2.2)$$

où  $u$  et  $v$  sont respectivement les composantes zonales et méridiennes du vent à 850 hPa.

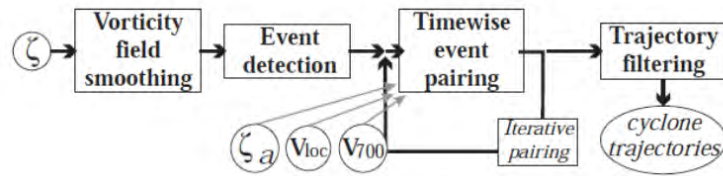


FIGURE 2.4 – Schéma de principe de la méthode de suivi des tempêtes utilisée.

Les principales étapes de cette méthode sont (Figure 2.4) :

1. une étape préalable de lissage du champ de  $\zeta_{850}$ , par une méthode d'interpolation sur les douze points les plus proches pondérés par leur distance ;
2. une étape de détection des maxima locaux de  $\zeta_{850}$  en chaque pas de temps de la période considérée ;
3. une étape de suivi qui consiste à appairer les maxima détectés entre deux pas de temps successifs.

L'appariement de maxima de tourbillon repose sur des critères de ressemblance et de déplacement (Somot (2005)) : le critère de ressemblance est basé sur la faible variation du tourbillon absolu entre les deux pas de temps, et le critère de déplacement est basé sur l'hypothèse que les noyaux des tourbillons suivent le vent du niveau à 850 hPa ou le vent

de la moyenne troposphère à 700 hPa. Ces deux critères permettent d'évaluer la qualité de la correspondance entre deux évènements. Ainsi chaque évènement du pas de temps  $t + 1$  est associé à l'évènement du pas de temps  $t$  qui a la meilleure correspondance avec lui. Les évènements qui se retrouvent sans correspondance, soit parce que la correspondance est nulle soit parce qu'elle est meilleure avec un autre évènement, sont des débuts ou des fins de trajectoires. On obtient ainsi les trajectoires de toutes les dépressions sur la période et la région considérées. Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé un critère de durée pour retenir seulement les évènements qui durent au moins 48 heures, et supprimer les évènements détectés mais non-persistents. Le domaine d'étude est l'Atlantique Nord et l'Europe (90°E-30°W, 30°N-80°N) et la saison l'hiver étendu (du 1<sup>er</sup> novembre au 31 mars). L'algorithme est appliqué à un domaine élargi (129.75°E-59.75°W, 20.25°N-89.75°N) autour du domaine d'études afin d'éviter de prendre en compte d'éventuels effets de bord.

**Calcul de la densité de trajectoire** La densité de trajectoire est calculée en comptant le nombre de trajectoires qui passent en chaque point de grille pendant la période considérée, puis en divisant par l'unité de temps (nombre de jours/mois/saisons considéré). La valeur 1 est attribuée en chaque point de trajectoire et autour de celui-ci une fonction de pondération gaussienne réalise une distribution dans un halo de 200 km de rayon, tout en tenant compte que sur une même trajectoire, un point de grille ne peut pas excéder la valeur 1. Des filtres peuvent être utilisés lors du calcul de la densité de trajectoires, par exemple sur l'intensité en ne représentant que les tempêtes excédant un certain seuil au cours de leur vie ou encore à partir d'un critère d'appartenance à un régime de temps.

#### 2.3.4 La détection des déferlements d'ondes de Rossby

Les ondes de Rossby sont les ondes qui ont le plus d'importance dans les phénomènes météorologiques de grande échelle. Les variations méridiennes du tourbillon planétaire sont à l'origine de la propagation de ces ondes. Elles peuvent être transitoires ou planétaires. Les ondes de Rossby planétaires sont forcées par les chaînes de montagne importantes, comme l'Himalaya ou les Rocheuses dans l'hémisphère nord et la Cordillères des Andes dans l'hémisphère sud, ou par les forts contrastes de température entre les continents et les océans. Les ondes de Rossby transitoires sont des ondes d'échelle synoptiques dont l'origine peut venir d'un intense chauffage d'origine tropicale (Hoskins and Karoly (1981)), comme les ondes excitées par l'Oscillation Australe El Niño (ENSO) ou l'oscillation Pacifique-

Nord Américaine (PNA), ou encore dans la zone barocline des moyennes latitudes. Dans ce dernier cas, on parle d'ondes baroclines.

Le déferlement d'onde est un phénomène non-linéaire qui a lieu lorsque l'amplitude d'une onde de Rossby devient très grande et que les effets non-linéaires ne sont plus négligeables. Il peut être défini comme un retournement irréversible et de grande échelle du gradient de vorticité potentielle sur une surface isentrope (McIntyre and Palmer (1983)). Thorncroft et al. (1993) ont identifié deux types de déferlement d'onde se produisant à la fin du cycle de vie d'une onde barocline dans l'hémisphère Nord :

1. un déferlement de type anticyclonique, lorsque l'onde a une orientation nord-est/sud-ouest et se produit plutôt sur le bord ouest des océans et au sud du courant jet ;
2. un déferlement de type cyclonique, lorsque l'onde a une orientation sud-est/nord-ouest et se produit plutôt à l'est du bassin océanique et au nord du courant jet.

Les déferlements d'ondes de Rossby sont directement liées aux fluctuations du courant jet. Récemment, de nombreuses études (dont Riviere and Orlanski (2007), Martius et al. (2007), Woollings et al. (2008), Strong and Magnusdottir (2008)) ont montré que pour un déferlement de type anticyclonique, les flux de quantité de mouvement se font majoritairement de l'équateur vers le pôle et le vent zonal est accéléré (ralenti) au nord (sud) de la latitude où se produit le déferlement. A l'inverse, pendant un déferlement de type cyclonique, les flux de quantité de mouvement sont essentiellement dirigés vers l'équateur et le vent zonal est accéléré (ralenti) au sud (nord) du déferlement. D'autre part, le déferlement d'onde de type anticyclonique tend à séparer le courant jet Nord Atlantique du jet sub-tropical, alors que le déferlement de type cyclonique tend à les réunir. Des études ont également identifié les déferlements d'ondes de Rossby comme précurseurs de transitions entre les régimes de temps sur l'Atlantique Nord (Michel and Rivière (2011), Michel et al. (2012)). Dans cette thèse, l'analyse de la détection des déferlements d'ondes de Rossby dans l'hémisphère Nord est utilisée afin d'expliquer le lien constaté entre la réponse des tempêtes extra-tropicales au front de SST dans la région du Gulf Stream et les régimes de temps en hiver.

## **Description de l'algorithme**

Le déferlement d'ondes de Rossby peut être calculé à partir du champ de vorticité potentielle sur des surfaces isentropes ou à partir du champ de vorticité absolue sur des



surfaces isobares. Michel and Rivière (2011) ont montré que la fréquence des déferlements d’ondes était indépendante de la méthode utilisée. L’algorithme utilisé dans cette thèse pour détecter les déferlements d’onde a été développé par Rivière (2009) et utilise la vorticité absolue sur des niveaux de pression constante. Le principe de la méthode est de détecter les inversions locales de gradient de vorticité absolue sur une isobare. La première étape consiste à détecter tous les contours circumglobaux de tourbillon absolu de l’hémisphère nord dont les valeurs sont comprises entre  $-4.10^{-4}s^{-1}$  et  $4.10^{-4}s^{-1}$ , avec un intervalle de  $2.10^{-5}s^{-1}$ . Les anomalies de tourbillons dont les contours ne font pas le tour du pôle ne nous intéressent pas et sont éliminées. Ensuite les contours sélectionnés sont orientés d’est en ouest, et dans une zone de déferlement la longitude doit décroître. Chaque point d’un contour est défini par sa latitude et sa longitude. Pour savoir s’il y a un déferlement, il faut comparer la longitude de deux points consécutifs : si la longitude du deuxième point est inférieure à la longitude du premier, alors le deuxième point est dans une zone de déferlement. Lors d’un déferlement d’onde de type cyclonique (anticyclonique), le contour du tourbillon est orienté du sud-est (nord-est) vers le nord-ouest (sud-ouest), donc si la latitude du deuxième point est inférieure (supérieure) à celle du premier, alors le deuxième point est dans une zone de déferlement cyclonique (anticyclonique). Enfin, pour chaque pas de temps de la période considérée, si un déferlement est détecté en un point alors la fréquence de déferlement est incrémentée de 1 en ce point.

Afin de prendre en compte les variations de hauteur de la tropopause en fonction de la latitude et le fait que les déferlements ne se produisent pas toujours au même niveau, l’algorithme est utilisé sur quatre niveaux verticaux (200, 250, 300 et 400 hPa) avant de moyenner les résultats.

### 2.3.5 Analyse composite et significativité statistique

**Analyse composite** L’analyse composite est un outil statistique classique en climatologie. Son but est de mettre en évidence l’évolution spatio-temporelle d’une série ou d’un ensemble de données réparties sur une grille (par exemple la SST) en fonction des variations d’une série temporelle d’un indice donné (par exemple un indice Niño). Dans ce qui suit, l’unité des échantillons temporels est l’année, mais la méthode est la même pour des jours/mois/etc. La première étape consiste à définir des groupes d’années en fonction des valeurs de l’indice sur la période considérée. Ensuite on caractérise chaque groupe d’années

précédemment défini par sa moyenne composite, qui est généralement la moyenne temporelle du champ (par exemple la SST). Comme les moyennes sont réalisées seulement pour les années correspondant à chaque groupe, défini par la valeur de l'indice, le composite du champ obtenu peut être utile pour décrire la variabilité spatiale associée.

**Test de significativité** Évaluer l'importance de ces cartes composites est une tâche plus difficile et relève de l'utilisation d'un test de significativité statistique. Ces tests sont utilisés en statistique pour tester une hypothèse appelée "hypothèse nulle". La valeur du test permet de savoir si un résultat est statistiquement significatif, c'est-à-dire s'il est improbable qu'il soit obtenu par un simple hasard, ou au contraire s'il est non-significatif et qu'il a possiblement été obtenu par hasard. On utilise un seuil de significativité (une probabilité notée  $\alpha$ ) qui signifie que l'hypothèse testée a moins de  $100 \times (1 - \alpha)\%$  de chances d'être vraie, auquel cas il est jugé statistiquement significatif. Au contraire si l'hypothèse est vérifiée (la significativité statistique est supérieure au seuil  $\alpha$ ) alors le résultat n'est pas statistiquement significatif. Le plus courant des tests statistiques est le test de Student (ou t-test) qui repose sur l'hypothèse de deux échantillons aléatoires tirés indépendamment à partir de deux populations gaussiennes, avec une même variance, mais des moyennes potentiellement différentes. Les hypothèses de la sélection aléatoire et la normalité sont essentielles pour la validité du test. Comme l'a noté Brown et Hall (1999), ce test classique ne peut pas être utilisé pour l'inférence statistique dans l'analyse composite car les moyennes composites sont calculées à partir des groupes d'années qui ne sont pas choisies au hasard, mais plutôt par la valeur de la série chronologique de l'indice. L'hypothèse de normalité est également difficile à vérifier et inappropriée puisque la distribution des données dans chaque composite est inconnue, même si la distribution de données d'origine est supposée gaussienne. Par conséquent, nous avons besoin d'une autre procédure pour les essais des cartes composites de signification. Afin de pallier les inconvénients de t-test de Student, les tests présentés dans ce manuscrit ont été réalisés par une méthode dite de *bootstrap*, qui est une méthode plus générale que le test de Student. En effet, le but de cette méthode est de reconstruire une densité de population (ou PDF pour Probability Density Function) en chaque point de grille en tirant aléatoirement et avec remise un grand nombre de valeurs de l'échantillon étudié. Ainsi, au lieu d'utiliser une loi de probabilité déjà existante, elle la recalcule par ré-échantillonnage.



## Chapitre 3

# Réponse atmosphérique aux variations de petites échelles de SST au niveau d'un front océanique

### 3.1 Introduction

Dans cette partie, on s'intéresse à la réponse de l'atmosphère aux variations spatiales de petite échelle de la SST dans l'Atlantique Nord. Cette variabilité spatiale est essentiellement concentrée à l'ouest du bassin, dans la région du Gulf Stream (GS). Ces dernières années, de nombreuses études se sont intéressées à la réponse de l'atmosphère à un front de SST (voir section 1.2). Il s'agit souvent d'études de cas ou encore d'expériences idéalisées, à partir de modèles analytiques ou avec un front de SST renforcé. Aujourd'hui, la réponse de la couche limite atmosphérique marine est bien identifiée, cependant les mécanismes en jeu ont des contributions différentes d'une étude à l'autre, en particulier aux moyennes latitudes où la variabilité du vent de surface est forte. D'autre part, l'influence de la variabilité spatiale de petite échelle de la SST sur la variabilité atmosphérique de grande échelle et de possibles téléconnexions (comme suggéré initialement pour le GS par Minobe et al. (2008)) sont encore sujet à discussion. Dans ce chapitre, nous nous intéressons à la réponse atmosphérique à un front de SST réaliste dans la région du GS à l'échelle de temps interannuelle.

Les questions auxquelles nous allons essayer de répondre dans ce chapitre sont les

suivantes :

1. Quelle est la réponse atmosphérique au signal de petite échelle de la SST dans la région du Gulf Stream ?
2. Quelle est la réponse locale (MABL et troposphère libre) de l'atmosphère aux gradients de SST dans la région du Gulf Stream et quels sont les mécanismes responsables ?
3. Cette réponse locale impacte-t-elle la circulation atmosphérique à l'échelle du bassin Atlantique Nord, et si oui comment ?

Pour cela, nous commencerons par présenter le protocole expérimental mis en place, puis nous présenterons plusieurs éléments d'évaluation du modèle permettant de s'assurer de sa pertinence pour notre étude. Ensuite, la réponse atmosphérique aux petites échelles de SST dans la région du Gulf Stream sera détaillée dans l'article de la section 3.4, précédé d'un résumé. Enfin nous ajouterons quelques éléments d'analyse de la réponse des tempêtes extra-tropicales au regard d'études récentes comparables et nous concluerons.

## 3.2 Description des expériences atmosphériques forcées

Pour identifier les impacts sur l'atmosphère de l'interaction air-mer de petite échelle et comprendre les mécanismes à l'oeuvre, nous utilisons une approche par modélisation numérique à haute résolution sur une durée suffisamment longue ( $> 30$  ans) pour prendre en compte la variabilité atmosphérique aux échelles de temps climatiques. On se place dans le cas d'un front de SST réaliste, dans le cadre idéalisé d'expériences atmosphériques forcées, pour lesquelles les SST sont prescrites et il n'y a donc pas de rétroactions possibles avec le modèle océanique. Le protocole expérimental mis en place consiste à réaliser deux expériences atmosphériques avec le modèle ARPEGE T359 forcé par les SST observées NOAA-OI journalières, sur la période allant du 1er janvier 2003 au 31 juillet 2011, soit 8 hivers étendus (début novembre à fin mars). Pour chaque expérience, quatre membres sont réalisés à partir de conditions atmosphériques initiales qui diffèrent légèrement les unes des autres. On obtient ainsi un échantillon temporel de 34 ans, avec 32 saisons d'hiver étendu. Cette approche ensembliste permet d'augmenter la taille de l'échantillon temporel et avec elle la variabilité atmosphérique simulée, maximisant ainsi le rapport signal sur bruit pour nos analyses statistiques. Cette approche où l'on simule plusieurs fois l'intégralité de

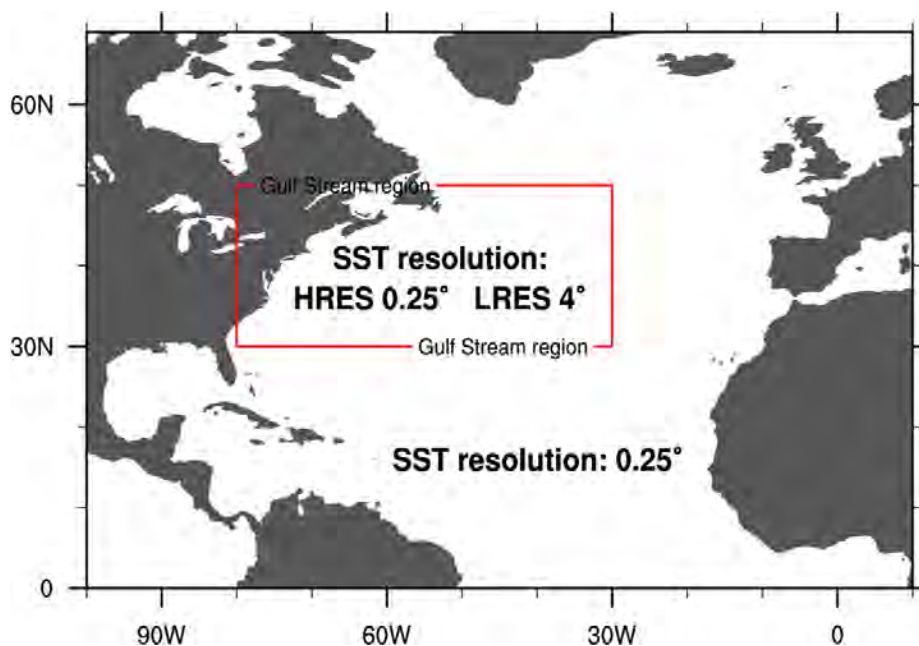


FIGURE 3.1 – Résolution de la SST utilisée pour les expériences atmosphériques forcées globales HRES et SMTH. Le rectangle rouge représente le domaine GS sur lequel les SST sont lissées dans SMTH.

la période de temps permet de maximiser la variabilité atmosphérique et de renforcer la robustesse des résultats évaluée à partir de la significativité statistique.

La première expérience (appelée **HRES**) utilise les SST NOAA-OI globales à leur résolution originale de  $0.25^\circ$ . Pour la seconde expérience (appelée **SMTH**), ces SST ont préalablement été lissées à  $4^\circ$  dans la région du Gulf Stream ( $30^\circ\text{N}$ - $50^\circ\text{N}$ ,  $80^\circ\text{W}$ - $30^\circ\text{W}$ ), et sont identiques aux SST HRES partout ailleurs afin d'éviter de prendre en compte d'éventuels effets de téléconnexions (voir Figure 3.1). En effet, les liens possibles entre les anomalies de SST tropicales et extra-tropicales ne sont pas encore clairement identifiés. C'est pourtant un point important car les anomalies tropicales de SST, en particulier dans le Pacifique, génèrent des téléconnexions atmosphériques au-delà de la bande tropicale et peuvent donc introduire des incertitudes quant à l'interprétation des interactions air-mer. Ainsi, la différence des SST vues à une même date par le modèle ARPEGE entre les deux expériences est nulle partout sauf sur un domaine rectangulaire dans la région du GS, domaine sur lequel la différence de SST est la composante de petite échelle vue par

	ERA-I	HRES	HRES - ERA-I
ZO	22.2	23.2	1.0
EA	21.5	22.8	1.3
GA	16.8	14.7	-2.1
AR	15.4	20.3	4.9
BL	24.0	19.0	-5.0

TABLE 3.1 – Comparaison des fréquences d’occurrence (en %) des 5 régimes de temps entre HRES et ERA-I.

ARPEGE dans HRES uniquement. Ainsi, l’interprétation des différences entre HRES et SMTH permet de mettre en évidence la réponse atmosphérique aux petites échelles de SST dans la région du GS.

Le lissage des SST a été réalisé par une série de deux interpolations : une première interpolation conservative de la grille régulière NOAA-OI à  $0.25^\circ$  vers une grille régulière à  $4^\circ$ , puis une seconde interpolation bilinéaire de la grille à  $4^\circ$  vers la grille ORCA à  $0.25^\circ$ . Après s’être assuré que le lissage a efficacement retiré la composante de petite échelle du champ de SST et que la SST moyenne sur le domaine a bien été conservée sur le domaine, les SST NOAA-OI à  $0.25^\circ$  ont été remplacées dans la région du GS par les SST lissées. Le domaine est entouré d’une zone tampon de  $2.5^\circ$  d’épaisseur réalisant un ajustement linéaire des SST.

### 3.3 Evaluation des simulations HRES forcées

Généralement, la capacité d’un modèle à représenter la circulation de grande échelle, les flux turbulents et la variabilité interne basse-fréquence sont liés, et ils influencent ensemble la réponse du modèle aux anomalies de SST. Dans cette section, nous donnons quelques éléments d’évaluation des simulations HRES en termes de représentation de la variabilité climatique aux moyennes latitudes.

**Les régimes de temps** La décomposition en régimes de temps est réalisée indépendamment pour ERA-I et pour HRES, à partir des anomalies journalières de la hauteur du géopotential à 500 hPa (noté Z500) sur la saison d’hiver étendu (de novembre à mars inclus), sur la période allant du 1er janvier 2003 au 12 décembre 2010 et qui correspond à la meilleure période de recouvrement des données disponibles.

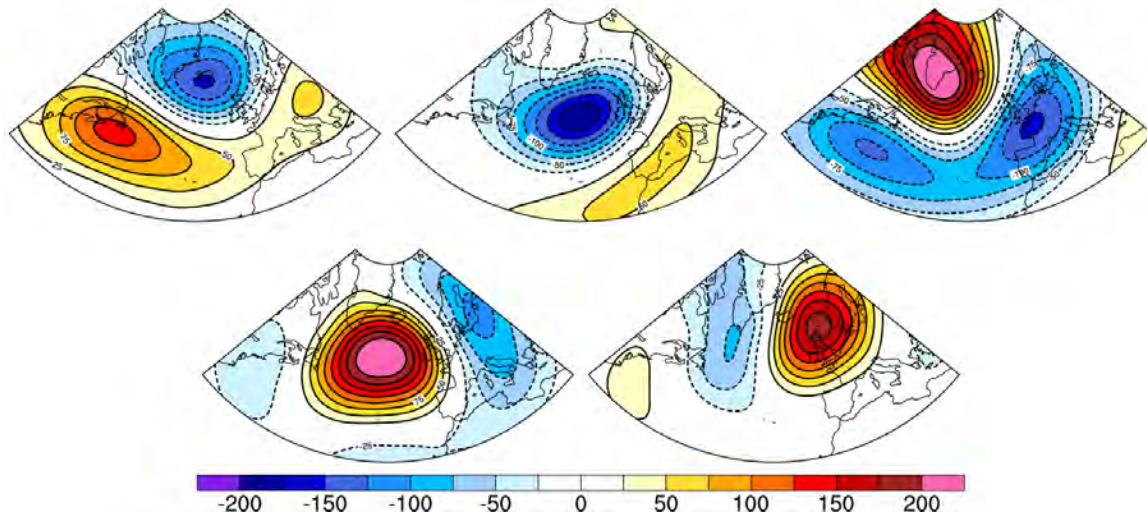


FIGURE 3.2 – Structures spatiales des 5 régimes de temps d’ERA-Interim, calculés à partir des anomalies journalières de la hauteur du géopotential à 500 *hPa* (en *m*), sur l’Atlantique Nord en hiver étendu (NDJFM). (De gauche à droite et de haut en bas) Le régime zonal (ZO), l’Atlantique Est (EA), l’Anticyclone Groenlandais (GA), la Dorsale Atlantique (AR) et le Blocage Scandinave (BL).

Les cinq régimes du modèle (voir Figure 2 de l’article 3.4) et de la réanalyse (voir Figure 3.2) ont des structures spatiales similaires. Dans les deux cas, on retrouve trois régimes de type “zonal” -le régime zonal (ZO), le régime d’Atlantique est (EA) et l’anticyclone groenlandais (GA)- et deux régimes de type “blocage” -le blocage scandinave (BL) et la dorsale Atlantique (AR)-, présentant les mêmes caractéristiques de grande échelle (voir l’article pour les valeurs des corrélations spatiales). Les fréquences d’occurrence (voir Table 3.1) sont proches entre ERA-Interim et HRES pour les régimes EA, ZO et GA, mais BL est moins fréquent dans HRES (-5%), contrairement à AR (+5%). Cependant, étant donné la courte période temporelle sur laquelle sont calculées ces fréquences d’occurrence, il est difficile de savoir si ces différences sont dues à la variabilité intrinsèque du modèle atmosphérique ou si elles peuvent être attribuées à l’effet des petites échelles de SST.

**Le courant jet** Le courant jet des moyennes latitudes est un bon indicateur de la variabilité basse fréquence (mensuel à saisonnier) de la circulation atmosphérique. La moyenne zonale de la composante zonale du vent sur l’Atlantique Nord (Figure 3.3) montre un maxi-



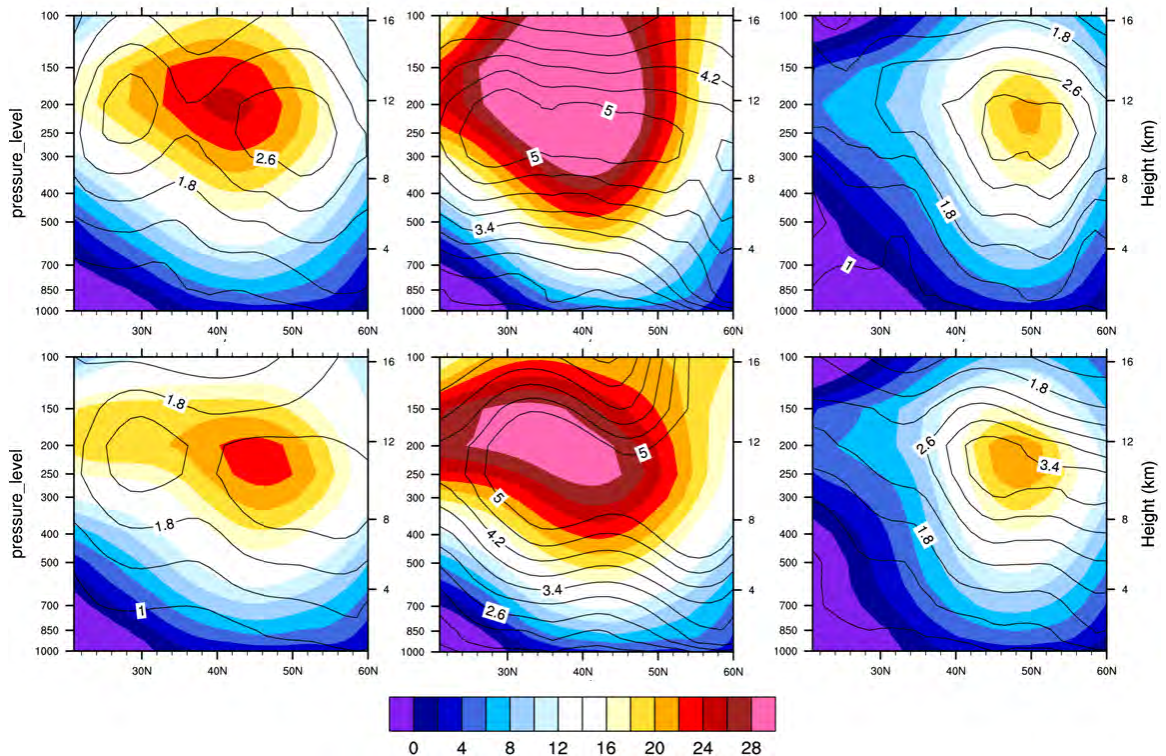


FIGURE 3.3 – Vent zonal (en  $ms^{-1}$ ) par niveaux de pression sur l’Atlantique Nord ( $20^{\circ}N$ - $60^{\circ}N$ ,  $90^{\circ}W$ - $0^{\circ}E$ ), pour (en haut) HRES et (en bas) ERAI. (En couleurs) Moyenne et (en contours) écart-type, (à gauche) annuels, (au centre) en hiver (DJF) et (à droite) en été (JJA).

Le maximum annuel moyen localisé à 200 hPa aussi bien dans le modèle que dans la réanalyse. La moyenne annuelle du modèle donne un jet plus intense et légèrement décalé vers le sud par rapport au jet d’ERAI, et l’écart-type annuel rend bien compte de l’oscillation méridionale saisonnière. La forte variation d’amplitude entre l’été et l’hiver associée à cette oscillation, correspondant à un décalage vers le pôle et une forte atténuation en été, est également correctement représentée par le modèle, avec cependant une intensité et une extension vers la surface trop importantes en hiver. Le maximum du courant jet étant situé à 200 hPa, le vent zonal à 200 hPa constitue un bon indicateur de la représentation spatiale du jet. La Figure 3 de l’article (3.4) montre que le courant jet sur l’Atlantique Nord ainsi que la branche sub-tropicale représentés par le modèle en hiver sont très proches d’ERAI, aussi bien en terme de structure spatiale et d’intensité moyenne que de variabilité, bien qu’à ce

niveau-là le jet du modèle soit légèrement plus zonal que le jet de la réanalyse.

**Les flux turbulents à la surface** Les flux de chaleur turbulents à l'interface air-mer sont des composants essentiels de l'équilibre énergétique terrestre. Ils sont cependant fortement dépendants du modèle numérique utilisé pour les calculer. Une bonne représentation de ces flux nécessite à la fois une représentation réaliste de la couche limite atmosphérique et une paramétrisation appropriée des flux de surface. Les courants de bord ouest, comme le Gulf Stream, sont des régions où d'importants transferts de chaleur et d'humidité ont lieu entre l'océan et l'atmosphère, mais pour lesquels les réanalyses présentent des erreurs significatives dans les flux de chaleur turbulents, caractérisées par une sous-estimation des flux dans ces régions (Roberts et al. (2011)). Il est donc délicat d'évaluer les flux de chaleur turbulents du modèle par rapport à une réanalyse, sur le GS en particulier. L'intercomparaison de plusieurs réanalyses permet d'estimer l'incertitude associée à la paramétrisation du modèle utilisé. La comparaison qualitative de la distribution spatiale des flux de chaleur latente et sensible des simulations HRES avec les réanalyses ERAI et MERRA (Figure 3.4) montre que les ordres de grandeurs sont respectés sur l'ensemble du bassin -Méditerranée comprise- à l'exception du GS pour lequel les flux sont largement supérieurs dans HRES que dans ERAI et MERRA. En effet dans HRES les flux de chaleur latente excèdent  $220 \text{ Wm}^2$  sur l'ensemble du front, alors que dans ERAI et MERRA c'est le cas seulement sur une étroite bande d'eau correspondant à la partie la plus chaude du front après le décollement de la côte. Les flux de chaleur sensible sont aussi très supérieurs en moyenne sur le front dans HRES par rapport aux réanalyses, où ils varient entre 80 et  $180 \text{ Wm}^2$  dans le modèle, avec les valeurs maximales correspondant à des structures de petites échelles marquées, alors que les réanalyses présentent des valeurs très similaires comprises entre 60 et  $120 \text{ Wm}^2$  soit de 20 à  $60 \text{ Wm}^2$  inférieurs. Pour les trois jeux de données, on remarque que la distribution spatiale est très similaire. Cependant, les flux turbulents sont beaucoup plus intenses dans le modèle que dans les réanalyses sur les zones de maximum d'intensité, à savoir le long de la côte est des Etats-Unis et au niveau du retournement des Grands bancs pour le flux de chaleur latente, et également dans la mer du Labrador et le long de la banquise pour le flux de chaleur sensible.

**Les tempêtes extra-tropicales** L'algorithme de détection des systèmes dépressionnaires (détaillé dans la section 2.3.3) a été appliqué aux simulations HRES et à ERAI. Pour

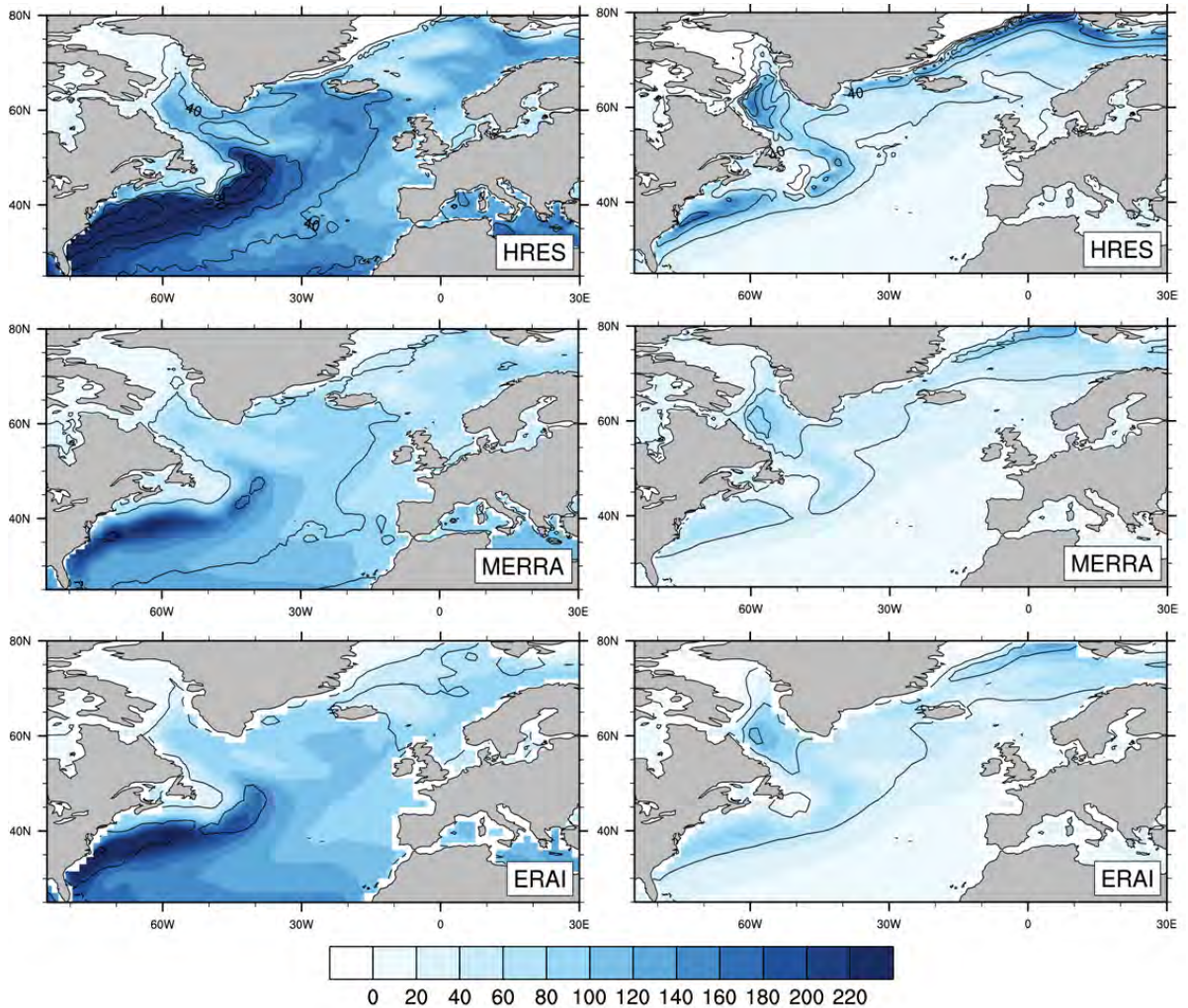


FIGURE 3.4 – Flux de chaleur turbulents (en  $Wm^{-2}$ , positifs vers le haut) à la surface, sur l'Atlantique Nord en hiver (DJF). Flux de chaleur (colonne de gauche) latente et (colonne de droite) sensible pour (haut) HRES et les réanalyses (milieu) MERRA et (bas) ERA-Interim. Les contours noirs représentent l'écart-type (de 20 à 100  $Wm^{-2}$  avec un intervalle de 20  $Wm^{-2}$ ).

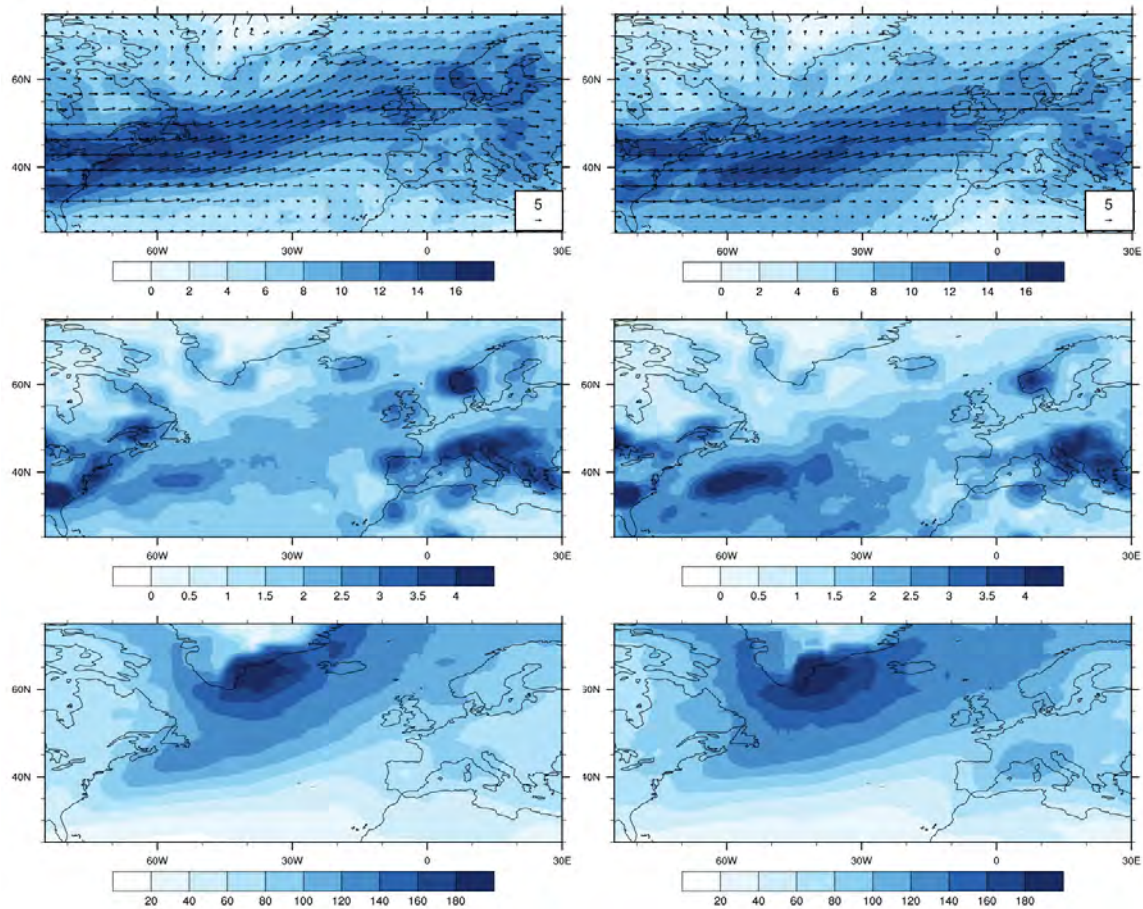


FIGURE 3.5 – Distribution spatiale moyenne en hiver (DJF) de (haut) la densité de trajectoire (en nombre de tempête par mois), (milieu) la densité de génération (en nombre de tempête par mois) et (bas) l'intensité moyenne (en  $10^{-4} s^{-1}$ ) des tempêtes sur le bassin Euro-Atlantique Nord en hiver (DJF), pour (colonne de gauche) ERAI et (colonne de droite) HRES. Les flèches représentent le champ de vent moyen (en  $ms^{-1}$ ).

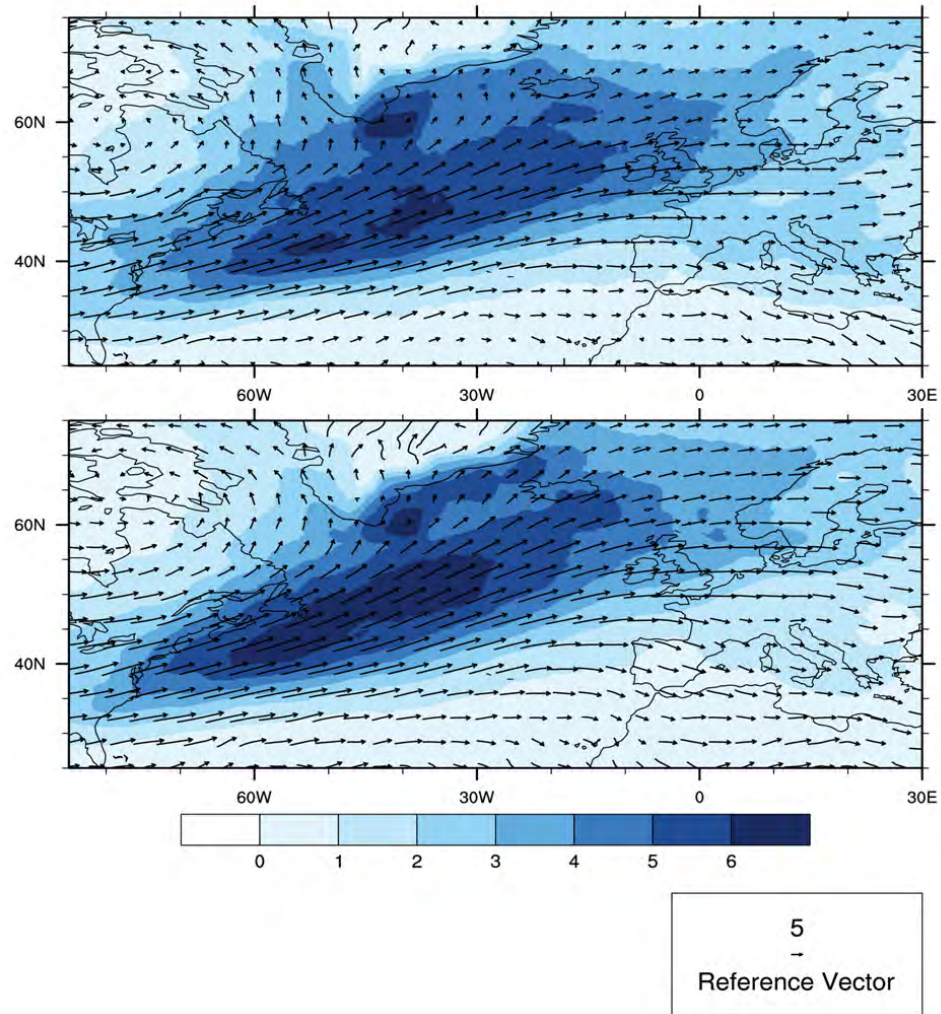


FIGURE 3.6 – Densité de trajectoire moyenne par mois (en nombre de tempêtes par mois) des tempêtes fortes (celles dont le tourbillon maximum excède  $20010^{-4} s^{-1}$ ), sur le bassin Euro-Atlantique Nord en hiver (DJF). (en haut) HRES, (en bas) ERAI. Les flèches représentent le champ de vent moyen (en  $ms^{-1}$ ).

	ERA-I	HRES
Nombre moyen de tempêtes en hiver	1730	1713
Nombre moyen de tempêtes fortes en hiver	209	241
Moyenne	109.6	116.3
Anomalie de la moyenne quadratique	82.2	84.3
1er décile	29.7	34.2
1er quartile	52.2	54.7
Médiane	88.8	94.7
3ème quartile	141.6	153.4
9ème décile	216.3	228.9

TABLE 3.2 – Nombre de tempêtes extra-tropicales et caractéristiques de la distribution statistique de leur intensité ( $10^{-4}s^{-1}$ ) pour ERA-I et HRES, sur l’Atlantique Nord en hiver (DJF). L’intensité d’une tempête est définie par la valeur maximale du tourbillon en chaque pas de temps. Les tempêtes fortes sont celles dont l’intensité atteint ou dépasse la valeur de  $200.10^{-4}s^{-1}$  au moins une fois au cours de leur vie.

HRES on dispose de quatre membres comprenant chacun huit hivers complets (DJF), soit 32 hivers au total, et pour ERA-I on utilise toute la période disponible de janvier 1979 à décembre 2012, ce qui donne également 32 hivers complets. HRES montre un nombre de systèmes dépressionnaires très proche de celui de la réanalyse (voir Table 3.2), mais a tendance à produire sensiblement plus de tempêtes fortes (241 par hiver en moyenne, contre 209 pour ERA-I). Cette différence peut venir d’un sous-échantillonnage de la variabilité interannuelle de l’activité cyclonique dans HRES, ou d’un biais du modèle favorisant un développement excessif des tempêtes fortes. D’autre part, la distribution de l’intensité des tempêtes présente un décalage systématique vers des valeurs fortes dans HRES par rapport à ERA-I (??). Les tempêtes fortes sont définies comme ayant une valeur de tourbillon supérieure ou égale à  $200.10^{-4}s^{-1}$  au moins une fois au cours de leur vie.

La distribution spatiale de la densité de trajectoires de tempêtes dans HRES est similaire à celle d’ERA-I (voir Figure 3.5). On retrouve une densité maximum le long de la côte est de l’Amérique du Nord avec une extension orientée nord-est à travers le bassin jusqu’en Europe du Nord. Il y a aussi un maximum secondaire sur l’Europe de l’Est, associé à une forte densité de génération de tempêtes dans cette zone, dans HRES comme dans ERA-I. Cependant, le maximum de densité de tempêtes du modèle est plus fortement colocalisé avec le Gulf Stream que dans ERA-I, en lien avec une anomalie positive de génération de tempêtes dans cette région. Le champ d’intensité moyenne des tempêtes de HRES retrouve

les maxima de celles d'ERA-Interim, en particulier au sud-est du Groenland, avec une distribution spatiale similaire mais une amplitude plus élevée dans le modèle (de l'ordre de  $2010^{-4} s^{-1}$ ). Cette anomalie se manifeste dans la distribution statistique de l'intensité des tempêtes (Table 3.2) par un décalage systématique vers des intensités plus élevées dans HRES que dans ERA-Interim. Ce décalage peut expliquer le nombre plus important de tempêtes fortes dans HRES. Par contre la densité de trajectoires des tempêtes fortes est davantage concentrée dans ERA-Interim selon un axe partant du Groenland et orienté vers l'Islande, que dans HRES où la dispersion est plus forte, la densité sur le Groenland est plus faible et l'inclinaison de cet axe est légèrement plus zonal (Figure 3.6).

Les éléments d'évaluation du modèle à haute résolution présentés ci-dessus sont complétés par d'autres diagnostics dans la section 2 de l'article 3.4. Ainsi l'évaluation des régimes de temps et du courant jet des moyennes latitudes a permis de vérifier que l'état moyen et la variabilité atmosphérique étaient correctement représentés par le modèle aux fréquences mensuelle à saisonnière. D'autre part, la position de la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord simulée en hiver par le modèle présente de fortes similitudes avec celle de la réanalyse : maximum de densité de tempêtes à l'ouest du bassin au large de la côte est de l'Amérique du Nord, avec une extension à travers le bassin dirigée vers le nord-est et un maximum secondaire sur l'est de l'Europe. Les foyers de génération sont également correctement représentés surtout en Europe mais souffrent d'une légère sous-estimation dans le modèle sur le Groenland. Les tempêtes sont également légèrement plus fortes en moyenne dans le modèle pour lesquelles il y a un biais systématique par rapport à ERA-Interim. Cependant les tempêtes fortes sont moins nombreuses sur le front et plus dispersées dans l'ensemble sur le bassin, alors que dans ERA-Interim où elles suivent une route au contours bien définis autour d'un axe allant du Groenland vers l'Islande. Ainsi la bonne représentation des caractéristiques du climat aux échelles intra-saisonnières à inter-annuelle sur l'Atlantique Nord permet d'utiliser le modèle pour étudier la réponse atmosphérique aux forçages en SST en hiver.

### 3.4 Article : Influence de la petite échelle spatiale de la SST en Atlantique Nord sur la couche limite atmosphérique marine et la troposphère libre : une étude avec le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat

**Problématique** L'article suivant s'intéresse à la réponse de l'atmosphère à la composante de petite échelle de la SST dans l'Atlantique Nord, en hiver. Pour cela on adopte une démarche basée sur la simulation numérique à haute résolution avec le modèle global ARPEGE t359 forcé par les SST observées NOAA-OI à  $0.25^\circ$  pour lesquelles on fait varier la résolution spatiale dans la région du GS. Ainsi, les différences entre les expériences HRES (SST à  $0.25^\circ$  sur le GS) et SMTH (SST lissées à  $4^\circ$  sur le GS) peuvent être interprétées comme la réponse de l'atmosphère aux petites échelles (comprises entre  $0.25^\circ$  et  $4^\circ$ ) de SST dans le domaine du Gulf Stream. Les objectifs de cet article sont les suivants :

1. évaluer la capacité du modèle à représenter la réponse au signal de petite échelle de la SST par comparaison aux observations QuikSCAT et à la réanalyse ERA-Interim ;
2. identifier les impacts locaux à la surface et dans la MABL ;
3. identifier la réponse de la troposphère libre, en particulier l'influence du front de SST sur les tempêtes extra-tropicales du domaine Europe et Atlantique Nord.

Ce dernier point est abordé via la décomposition en régimes de temps sur l'Atlantique Nord. Cette décomposition permet de discriminer la réponse des tempêtes extra-tropicales au front de SST par rapport aux modes de variabilité de grande échelle de la circulation atmosphérique. Les mécanismes associés sont investigués via l'analyse des déferlements d'ondes de Rossby.

**Résumé de l'article** Deux ensembles de simulations atmosphériques forcées globales réalisées avec le modèle ARPEGE à haute résolution ont été utilisées pour mettre en évidence la réponse de l'atmosphère à la composante de petite échelle spatiale du champ de SST sur le bassin Atlantique Nord, en particulier en hiver. Ces deux ensembles HRES et SMTH diffèrent uniquement par les SST qui leur sont prescrites, et qui sont lissées spatialement dans la région du Gulf Stream pour SMTH.

Dans une première partie, nous avons évalué la capacité du modèle ARPEGE à représenter de façon réaliste la circulation climatologique de grande échelle, ainsi que l'interaction



air-mer de petite échelle en hiver en calculant le coefficient d'interaction air-mer, défini comme le coefficient de régression entre les composantes de petite échelle spatiale du vent près de la surface et de la SST dans la région du Gulf Stream.

Le modèle montre une forte réponse locale des flux de chaleur turbulents à la surface aux petites échelles spatiales de SST, avec une augmentation moyenne d'environ 30% sur l'ensemble du front et un maximum à 50%. Comme suggéré par de précédentes études, ces anomalies de flux turbulents sont dissymétriques : les anomalies positives associées à la partie chaude du front sont plus fortes que les anomalies négatives associées à la partie froide. L'origine des réponses est différente selon qu'il s'agisse du flux de chaleur latente ou du flux de chaleur sensible : dans le cas du premier, c'est essentiellement le changement de stabilité près de la surface qui est en cause, alors que pour le second c'est le changement de vent induit par les petites échelles de SST. Ce dernier est quant à lui largement piloté par le mécanisme d'ajustement en pression hydrostatique.

La forte baroclinicité associée au front de SST dans la région du Gulf Stream est favorable au développement et à l'intensification des systèmes dépressionnaires sur l'Atlantique Nord, dont les tempêtes extra-tropicales hivernales font partie. L'étude de la réponse des trajectoires de tempêtes aux petites échelles de SST dans la région du Gulf Stream montre une diminution significative de l'ordre de 10% à 20% de la densité de tempêtes sur la partie nord du front et de son extension dans la mer d'Irmingier, et une augmentation du même ordre sur la face sub-tropicale du front et sur la Mer Méditerranée. De plus, la décomposition en régimes de temps et l'attribution des tempêtes à leur régime de temps prépondérant montre une forte sensibilité de cette réponse à la circulation atmosphérique de grande échelle. La diminution des tempêtes le long de la côte Nord-Américaine a lieu principalement pendant les régimes de Blocage Scandinave et de Dorsale Atlantique. En revanche, les régimes zonaux (Est Atlantique et Zonal) favorisent l'augmentation de la densité de tempêtes dans le bassin Méditerranéen. En fait, la réponse des tempêtes extra-tropicales aux petites structures de SST conduit à une orientation plus zonale de la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord et à un léger décalage vers le sud du maximum de densité au large de la côte est d'Amérique du Nord. Ces changements sont associés à des changements de la structure du vent zonal en haute troposphère ainsi qu'à celle de la fréquence des déferlements d'ondes de Rossby de types cyclonique et anticyclonique. L'augmentation du nombre de déferlements cycloniques au centre du bassin Atlantique Nord et au nord du bas-

sin Méditerranéen entraîne un décalage méridien vers le nord du jet subtropical au-delà de 30°N. L'intensification du flux zonal est favorable à l'augmentation du nombre de tempêtes dans cette région. De plus, l'augmentation du nombre de déferlements d'onde cyclonique au sud du Groenland peut expliquer la sensible diminution de fréquence d'occurrence du régime BL, comme suggéré par Michel and Rivière (2011).

1 **Influence of small-scale North Atlantic sea surface temperature patterns on the marine**  
2 **boundary layer and free troposphere: a study using the atmospheric ARPEGE model**

3 Marie Piazza, Laurent Terray, Julien Boé, Eric Maisonnave, Emilia Sanchez-Gomez

4 Sciences de l'Univers au CERFACS, SUC URA1875, CERFACS/CNRS, Toulouse, France

5 Submitted to Climate Dynamics on August 1st, 2014.

6 **Abstract**

7 A high-resolution global atmospheric model is used to investigate the influence of the  
8 representation of small-scale North Atlantic sea surface temperature (SST) patterns on the  
9 atmosphere during boreal winter. Two ensembles of forced simulations are performed and  
10 compared. In the first ensemble (HRES), the full spatial resolution of the SST is maintained  
11 while small-scale features are smoothed out in the Gulf Stream region for the second  
12 ensemble (SMTH). The model shows a reasonable climatology in term of large-scale  
13 circulation and air-sea interaction coefficient when compared to reanalyses and satellite  
14 observations, respectively. The impact of small-scale SST patterns as depicted by differences  
15 between HRES and SMTH shows a strong meso-scale local mean response in terms of  
16 surface heat fluxes, convective precipitation, and to a lesser extent cloudiness. The main  
17 mechanism behind these statistical differences is that of a simple hydrostatic pressure  
18 adjustment related to increased SST and marine atmospheric boundary layer temperature  
19 gradient along the North Atlantic SST front. The model response to small-scale SST patterns  
20 also includes remote large-scale effects: upper tropospheric winds show a decrease  
21 downstream of the eddy-driven jet maxima over the central North Atlantic, while the  
22 subtropical jet exhibits a significant northward shift in particular over the eastern  
23 Mediterranean region. Significant changes are simulated in regard to the North Atlantic storm  
24 track, such as a southward shift of the storm density off the coast of North America towards  
25 the maximum SST gradient. A storm density decrease is also depicted over Greenland and the  
26 Nordic seas while a significant increase is seen over the northern part of the Mediterranean  
27 basin. Changes in Rossby wave breaking frequencies and weather regimes spatial patterns are  
28 shown to be associated to the jets and storm track changes.

29 **1. Introduction**

30 Mechanisms of mid-latitude air-sea interaction have been studied since several decades for  
31 their potential impact on large-scale climate (see Kushnir et al. 2002 for a review). As  
32 supported by many observational and modeling studies, the current view is that mid-to-high  
33 latitude climate variability is mainly reflecting the passive response of the ocean to  
34 atmospheric forcing on time scales ranging from weeks to decades. However, recent satellite  
35 observations and high resolution atmospheric and coupled simulations have suggested that the  
36 potential strength of the oceanic forcing might have been underestimated in the previous  
37 generation of climate models (Maloney and Chelton 2006; Chelton and Xie, 2010). A strong  
38 and positive correlation between SST and surface winds at oceanic meso-scale suggests that  
39 the small-scale spatial variations of SST can drive surface winds that generate vertical

40 motions through convergence and divergence at the surface. There is now compelling  
41 evidence that sharp sea surface temperature fronts substantially influence the marine  
42 atmospheric boundary layer (MABL) and the free troposphere (e.g., Minobe et al. 2008;  
43 Nakamura and Yamane 2009; Bryan et al. 2010). Recent studies have focused on the  
44 influence of SST gradients in regions of western boundary currents on the atmospheric  
45 boundary layer and the free troposphere. Using a high resolution atmospheric general  
46 circulation model forced by observations, Kuwano-Yoshida et al. (2010) have shown that the  
47 SST front associated to the Gulf Stream anchors a convective rain band due low level  
48 convergence and enhanced evaporation over the warmer flank, indicating significant vertical  
49 motion in the free troposphere. Perlin et al. (2014) have tested and demonstrated the  
50 sensitivity to small-scale air-sea interaction to the atmospheric model boundary layer mixing  
51 scheme. Two mechanisms are involved in the local atmospheric response to SST fronts: 1)  
52 changes in MABL stability (Wallace et al. 1989), with an increase of stability over cold water  
53 leading to higher vertical shear and lower surface wind speed through weakened momentum  
54 vertical transfer from the top of the MABL to the surface (on the opposite, a decrease of  
55 stability over warm water leads to lower vertical shear and higher surface wind speed through  
56 enhanced momentum vertical transfer); and 2) an hydrostatic pressure adjustment to surface  
57 air temperature (SAT) pattern due to the SST front. While the first mechanism has been  
58 suggested to have little impact on the vertically averaged wind (O'Neill et al. 2010), the  
59 second mechanism is related to the Lindzen and Nigam (1987) mechanism that ties SST  
60 fronts to anomalies of the surface pressure gradient (Felikhs et al. 2004, 2007). The resulting  
61 vertical velocity at the top of the MABL has two components: 1) a thermal one that results  
62 from pressure-driven flow generated by hydrostatic pressure adjustment to the temperature of  
63 the MABL, and 2) a mechanical one that results from the Ekman pumping in the MABL due  
64 to large-scale atmospheric eddies. While the thermal component dominates the long-term  
65 means, the two components have similar contributions at weekly time scale at mid-latitudes  
66 (Brachet et al. 2012). Both responses contribute to set up a large-scale environment favorable  
67 to a recurrent development of storms and thereby to anchor the storm-track along the SST  
68 front. The thermal component of the response, called “oceanic baroclinic adjustment” by  
69 Nakamura et al. (2008), generates a low-level baroclinicity through the SAT gradient, that can  
70 then interact with the upper-level jet-stream. Recent studies further reveal that the location  
71 and strength of the upper-level jet stream strongly depend on the position and intensity of the  
72 SST gradient and this effect is increased when moist processes are included (Laine et al.  
73 2011). Finally, Putrasahan et al. (2013) have used regional coupled and forced atmospheric  
74 models to quantify the sensitivity of the above mechanisms to the considered spatial scales of  
75 oceanic fronts. Their experiments have shown that while the two mechanisms coexist at all  
76 scales, their relative influence may significantly vary, suggesting the importance of a good  
77 representing of both into high-resolution climate models. The interested reader can read the  
78 review by Small et al. (2008) for an extensive presentation and discussion of these ideas.

79 Previous modeling studies have mainly used very idealized SST front patterns or perpetual  
80 winter conditions to study the atmospheric response (Brachet et al. 2012). Other authors have  
81 performed case studies dedicated to specific storm events and use more or less idealized SST  
82 surface forcing perturbations (Giordani and Caniaux 2001; Booth et al. 2012). Recent papers

83 have also searched for an influence on the storm-tracks. In the Pacific Ocean, Taguchi et al.  
84 (2009) have shown that the storm track activity over the Kuroshio Extension positively  
85 feeds back onto the low-level baroclinicity via strong cross-frontal contrasts in sensible heat  
86 flux, as previously suggested by idealized studies (Nakamura et al. 2008; Brayshaw et al.  
87 2008). They have suggested that this feedback contributes to maintain the storm track activity  
88 in the frontal region despite the monsoonal influence that acts to weaken the surface air  
89 temperature gradient in winter. Recently, the effect of the atmospheric response to the Gulf  
90 Stream on the wintertime storm track has been investigated by Small et al. (2014) with a high-  
91 resolution global atmospheric circulation model, using Eulerian diagnostics to determine the  
92 storm track response. Their results have shown that the SST front has a strong influence on  
93 the transient eddy heat and moisture fluxes as well as on the eddy meridional wind variance,  
94 the last effect being mainly confined to the boundary layer. Their results also are consistent  
95 with the shift of the location of the maxima of storm track towards the frontal location found  
96 by Woollings et al. (2010). In their discussion, Small et al. (2014) emphasize the importance  
97 of conducting experiments with different models to compare results that may be strongly  
98 model dependent, as also suggested by Perlin et al. (2014).

99  
100 In this study, the main objective is to assess whether the mean local and remote atmospheric  
101 response to a realistic SST frontal zone (such as the Gulf Stream) is sensitive to its small-scale  
102 spatial features. We also investigate the storm-track response using lagrangian diagnostics. A  
103 key question is whether the storm track shows any sensitivity to oceanic front and associated  
104 SST gradients. Previous studies have suggested that realistic simulation of small-scale SST  
105 patterns influence upon the atmosphere can be properly simulated only if the mesh size of the  
106 atmospheric model is on the order of 50 km or below (Feliks et al. 2004; Minobe et al. 2008).  
107 However, Bryan et al. (2010) have suggested that improving the small-scale ocean-  
108 atmosphere coupling depends more on the atmospheric boundary layer mixing  
109 parametrization than on an increase of the atmospheric resolution beyond this threshold. Here  
110 we explore the mean atmospheric response sensitivity to a range of large-scale atmospheric  
111 circulation and SST conditions within a realistic setting using a global atmospheric model. A  
112 set of sensitivity experiments is performed with a high-resolution atmospheric general  
113 circulation model (AGCM) forced by spatially high-resolution daily observed SSTs. Two  
114 different types of SST boundary conditions are used to force the AGCM with the objective of  
115 improving the understanding of how small-scale SST patterns influence the MABL and the  
116 free troposphere as well as the large-scale atmospheric circulation. The first type is simply the  
117 raw global SST data set at daily frequency and high spatial resolution, while the second one is  
118 obtained by spatially filtering out the small-scale SST features over a rectangular area  
119 surrounding the Gulf Stream (SSTs are unchanged outside this box). Ensemble AMIP-type  
120 AGCM simulations are then performed with the two SST datasets. Potential differences  
121 between the two suggest the influence of small-scale SST patterns in the Gulf Stream region.  
122 We first study the influence of the latter upon the surface atmospheric response in terms of  
123 surface fluxes and MABL characteristics. We then study potential changes of the storm-tracks.  
124 Indeed Hoskins and Valdes (1990) have shown that the strong SST gradient across the Gulf  
125 Stream is collocated with low-level baroclinicity in the troposphere that anchors the storm  
126 track along the SST front. We also analyze differences between weather regimes properties

127 and transitions to see whether it is possible to relate them to potential SST influence and  
128 storm-track response sensitivity to large-scale atmospheric background. We finally assess  
129 upper tropospheric wind and related Rossby wave breaking changes between the two  
130 experiments.

131

132 The paper is organized as follows: Section 2 describes the model configuration and  
133 experiments as well as the analysis metrics and observed datasets. Section 3 gives a brief  
134 evaluation of the atmospheric model mean climate. Section 4 reports results on the impact of  
135 small-scale SST on the marine boundary layer and surface fluxes. Section 5 focuses on the  
136 impact on the free troposphere, storm-tracks and surface cyclones characteristics and large-  
137 scale circulation over North Atlantic and Europe. Section 6 contains the discussion and a short  
138 summary as well as future work directions.

139

## 140 **2. Methods**

### 141 **2.1 Atmospheric model configuration**

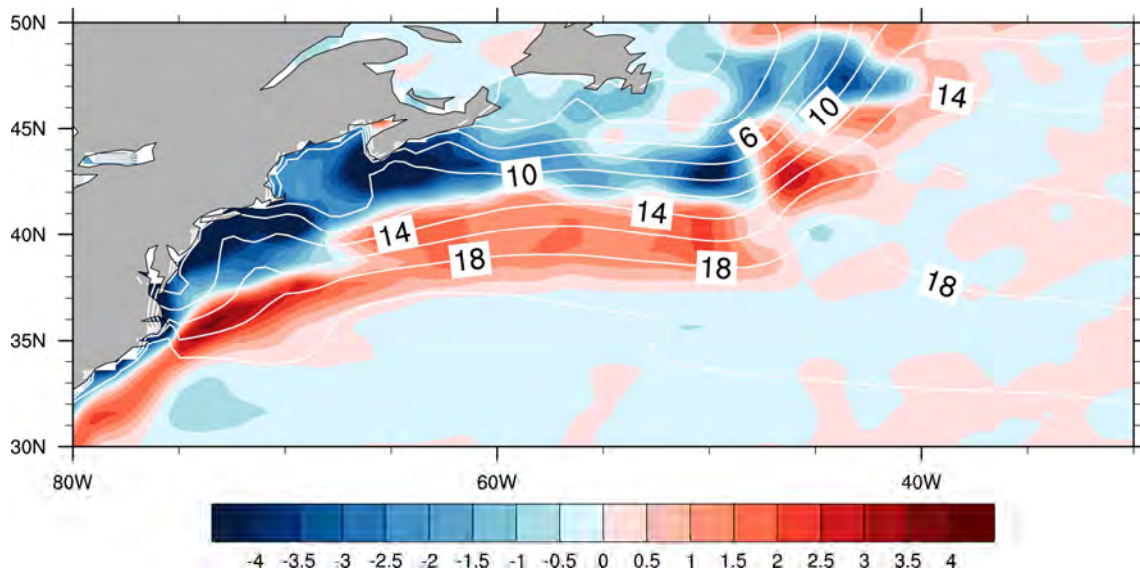
142 We use a high-resolution version of ARPEGE-Climat general circulation model that is the  
143 atmospheric component of the CNRM-CM5 coupled model developed by the CNRM-  
144 CERFACS group (Voldoire et al. 2012). ARPEGE-Climat is derived from ARPEGE-IFS  
145 (Integrated Forecast System) numerical weather prediction model developed conjointly by  
146 Météo-France and European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF). It is a  
147 spectral model that relies on the hydrostatic and thin-layer approximations, with 31 vertical  
148 pressure levels on a reduced Gaussian grid (Hortal and Simmons 1991). The high resolution  
149 version operates with a T359 truncature which corresponds to roughly ~50 km horizontal  
150 resolution at mid-latitudes. The deep convection follows the scheme developed by Bougeault  
151 (1985) and occurs under both convergence of humidity at low layers and unstable vertical  
152 temperature profile conditions. The convection adjusts the unstable profile to a cloudy profile,  
153 which is assumed to be moist adiabatic. Surface flux parameterization is derived from Louis  
154 (1979). Note that all atmospheric data used for graphic purpose are interpolated to a regular  
155 latitude/longitude grid.

### 156 **2.2 Observations and reanalysis data sets**

157 The National Oceanic and Atmospheric Administration Optimal Interpolation (NOAA-OI  
158 data provided by NOAA/OAR/ESRL, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, Reynolds et al. 2007)  
159 daily-mean interpolated sea surface temperature (SST) and ice fraction are used as oceanic  
160 forcings for the global domain on a regular grid at  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  resolution. The time period  
161 covered extends from 1st September 2002 to 31st July 2011.

162 The ability of the model to capture the small-scale oceanic forcing has been evaluated through  
163 the comparison with observations. Observed sea winds from the advanced NASA  
164 QuickSCAT satellite scatterometer enabled to detect the fine structure of the atmospheric  
165 response to the small-scale SST gradients (Dunbar et al. 2006). Wind speed at 10 m height  
166 data set extends from June 1999 to November 2009 with a wind vector resolution of 25  
167 kilometers.

168 Dynamical biases and variability of ARPEGE-Climat are evaluated against the ECMWF latest  
169 global atmospheric analysis ERA-Interim (hereafter ERAI, Dee et al. 2011). The latter  
170 operates on a  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  regular grid and 60 pressure levels, and covers a time period  
171 ranging from 1st January 1979 to 31st December 2013.



172

173 **Figure 1:** Winter (DJF) SSTs in the Gulf Stream region: SST difference (in K) between HRES and  
174 SMTH experiments (colors) and SMTH climatology overlaid (white contours with a 2 K interval).

### 175 2.3 Sensitivity experiment design

176 In order to study the sensitivity of the atmosphere to the representation of sharp SST fronts  
177 along the Gulf Stream/North Atlantic drift pathway, we perform two sets of atmospheric  
178 simulations forced by observed SSTs. For both sets, four members are performed with slightly  
179 different atmospheric initial conditions. The first one uses global high resolution NOAA-OI  
180 daily SST and sea-ice fraction from 1st January 2003 to 31 July 2011 (HRES experiment).  
181 The second experiment (named SMTH), uses the same SST as HRES with SSTs being  
182 spatially smoothed to a coarser horizontal resolution within a box defined by a rectangular  
183 domain over the Gulf Stream region from  $30^\circ\text{N}$  to  $50^\circ\text{N}$  and from  $30^\circ\text{W}$  to  $80^\circ\text{W}$  (Fig. 1).  
184 This experimental design is made to detect the effect of realistic small-scale SST spatial  
185 variability associated with the Gulf Stream. In the SMTH experiment, the smoothing is only  
186 applied in the Gulf Stream domain rather than globally to avoid potential sources of  
187 variability associated with other regions of small-scale SST spatial variability that could  
188 interact with the signal associated with the region of interest. The identical SST forcing  
189 outside of the Gulf Stream region guarantees that remote influences are the same in both  
190 experiments. The smoothing has been performed using a conservative interpolation of  
191 NOAA-OI SST to a  $4^\circ \times 4^\circ$  rectangular grid and then linearly re-interpolated onto the original  
192 grid. Note that this method does not strictly conserve the SST, however the spatial average  
193 over the domain is close in both experiments ( $-0.25$  K in average with a standard deviation of  
194  $0.07$  K for the HRES-SMTH difference during extended winter over the considered period).  
195 In a narrow band of  $2.5^\circ$  along this domain boundaries, the SST resolution increases linearly

196 to the NOAA-OI original resolution. Outside this domain, observed SSTs are identical in  
 197 HRES and SMTH. The averaged SST pattern difference shows that spatial small-scale SST  
 198 features strongly enhance the SST front with values up to 5-6 K in the western Atlantic and  
 199 about 3-4 K in the central part of the front.

## 200 **2.4 Surface heat fluxes decomposition**

201 As we are interested in analyzing differences in the MABL response to SSTs between HRES  
 202 and SMTH, we first want to compare the surface turbulent heat fluxes. The latter consist of  
 203 two physical components, the fluxes of sensible heat  $Q_H$  and latent heat  $Q_E$ . Latent heat flux is  
 204 calculated using a bulk formula,

$$205 \quad Q_E = L \cdot \rho_a \cdot C_E \cdot W \cdot [q_s(T) - q_a] = L \cdot \rho_a \cdot C_E \cdot W \cdot Q \quad (1)$$

206 where  $L$  is the latent heat of vaporization,  $\rho_a$  the surface air density,  $C_E$  the transfer coefficient  
 207 for the latent heat flux,  $W$  the surface wind speed,  $q_a$  the specific humidity of near surface air,  
 208  $q_s$  is the saturation specific humidity following the Clausius-Clapeyron equation calculated  
 209 with  $T$  as the SST. The term  $Q = q_s(T) - q_a$ , the vertical difference of specific humidity near  
 210 surface, is introduced for clarity. Similarly, sensible heat flux can be defined as:

$$211 \quad Q_H = C_p \cdot \rho_a \cdot C_H \cdot W \cdot S \quad (2)$$

212 with  $C_p$  the specific heat capacity at constant pressure,  $C_H$  the transfer coefficient for sensible  
 213 heat, and  $S = T_a - T$  is a surface stability parameter, with  $T$  and  $T_a$  the SST and SAT at 2 m (in  
 214 K), respectively. As the transfer coefficients were not archived during the simulations,  $C_E$  and  
 215  $C_H$  values are simply estimated from equations (1) and (2) by a standard linear regression  
 216 using daily values of  $Q_H$ ,  $Q_E$ ,  $W$ ,  $Q$  and  $S$  at every grid point of the Gulf Stream domain (as  
 217 defined on section 2.3), and for both experiments separately. Now heat flux differences  
 218 between the two experiments can be written as  $\Delta Q_H = Q_H^{HRES} - Q_H^{SMTH}$  and similarly for  $Q_E$ .  
 219 We define SMTH as the reference experiment and HRES as the perturbed one, thus the  
 220 perturbed value of a variable  $X$  can be written  $X_{SMTH} + \Delta X$ . Assuming constant values for the  
 221 air density, latent heat of vaporization, and specific heat capacity, one can then write changes  
 222 in  $Q_E$  and  $Q_H$  as:

$$223 \quad \Delta Q_E = L \cdot \rho_a \cdot (\Delta C_E \cdot W_{SMTH} \cdot Q_{SMTH} + C_E^{HRES} \cdot (W_{SMTH} \cdot \Delta Q + Q_{SMTH} \cdot \Delta W + \Delta Q \cdot \Delta W)) + \varepsilon_E \quad (3)$$

224 and

$$225 \quad \Delta Q_H = C_p \cdot \rho_a \cdot (\Delta C_H \cdot W_{SMTH} \cdot S_{SMTH} + C_H^{HRES} \cdot (W_{SMTH} \cdot \Delta S + S_{SMTH} \cdot \Delta W + \Delta S \cdot \Delta W)) + \varepsilon_H \quad (4)$$

226 with the four components of  $\Delta Q_H$  being the anomalous exchange coefficient, the anomalous  
 227 stability, the anomalous wind speed and crossed term driven contributions (with a similar  
 228 decomposition for  $\Delta Q_E$  with anomalous specific humidity term instead of stability).  $\varepsilon_E$  and  $\varepsilon_H$   
 229 are residual terms from the use of regression lines to estimate the transfer coefficients.

230

231



## 232 **2.5 Cyclone statistics tracking and Rossby wave breaking algorithms**

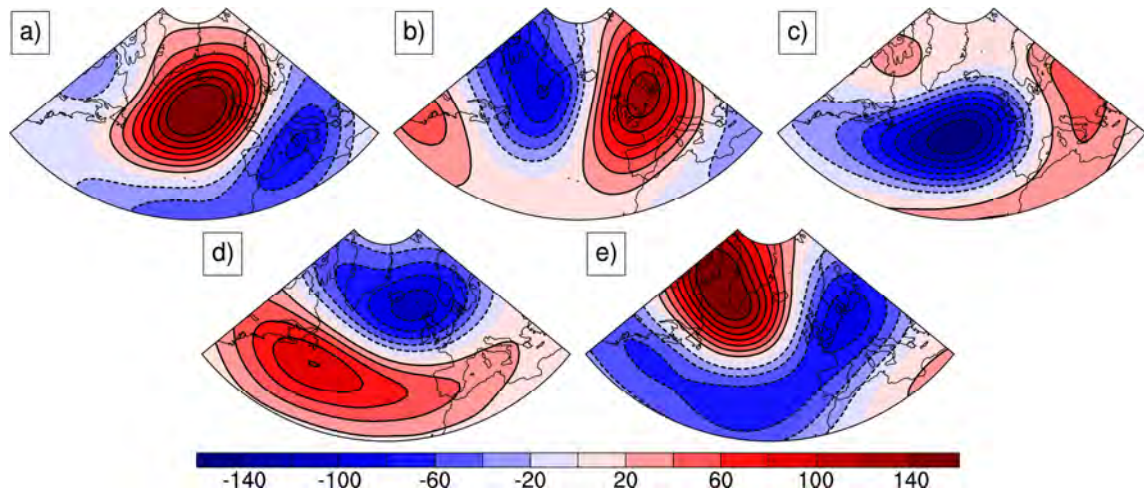
233 The tracking algorithm of Ayrault and Joly [2000] is used to get cyclone statistics. It is based  
234 on the detection and tracking of relative vorticity (RV) maxima at 850 hPa with a 6-hourly  
235 time step. A recent description of the algorithm is provided by Michel et al. (2012). In the  
236 present study, we only retain systems whose RV is greater or equal to  $2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  to avoid the  
237 detection of relatively weak systems. A criterion on duration is also applied to retain storms  
238 lasting at least 2 days and remove all the detected but non-persistent ones. Their frequency of  
239 occurrence is of the order of 3 to 4 per week over the North Atlantic in the model. Grid-point  
240 tracks densities are spatially averaged with a halo of 200 km radius using a Gaussian  
241 weighting function.

242 The Rossby wave-breaking (RWB) detection method of Rivière (2009) is used to assess  
243 whether the presence of small-scale SST patterns could favor a specific type of RWB, either  
244 cyclonic or anticyclonic. The anticyclonic and cyclonic Rossby wave breaking could, in turn,  
245 trigger and maintain the positive and negative phase of the North Atlantic Oscillation  
246 depending on the latitude of the RWB changes (Strong and Magnúsdóttir 2008) or favor  
247 specific transitions between North Atlantic weather regimes (Michel and Rivière 2011).  
248 Rossby wave-breaking frequencies can be computed with the potential vorticity field on  
249 isentropic surfaces or with absolute vorticity field on isobaric surfaces. Michel and Rivière  
250 (2011) have checked that the two methods lead to qualitative similar results. Here the wave-  
251 breaking detection algorithm is applied to the absolute vorticity on pressure levels. More  
252 precisely, the method detects local inversions of the absolute vorticity gradient on a pressure  
253 level. To do that, all circumglobal contours of absolute vorticity ranging from  $-4.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  to  
254  $4.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  with an interval of  $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  are detected and oriented from west to east. A  
255 wave-breaking region is defined as a local segment belonging to a circumglobal contour that  
256 is oriented from east to west. If the segment is mainly oriented along a northeast to southwest  
257 (southeast to northwest) direction, the wave breaking is of the anticyclonic (cyclonic) type.  
258 Note that as mentioned by Michel and Rivière (2011), it is necessary to estimate RWB on  
259 several vertical levels as the tropopause height varies with latitude, and RWB do not occur at  
260 the same level everywhere. Here we apply the algorithm to 4 vertical levels: 200, 250, 300  
261 and 400 hPa and average the results.

## 262 **3. Evaluation of the simulated climate**

### 263 **3.1 North Atlantic winter climate**

264 We first evaluate the ability of the ARPEGE atmospheric model to produce a realistic North  
265 Atlantic climate mean state and its synoptic variability. Unless explicitly mentioned, we focus  
266 now on the extended wintertime period, from November to March (both included). As one of  
267 our objectives is to assess whether SST fronts can have an impact on large-scale circulation  
268 characteristics, we first investigate the ability of the ARPEGE model to represent the latter  
269 using a standard weather regime analysis.



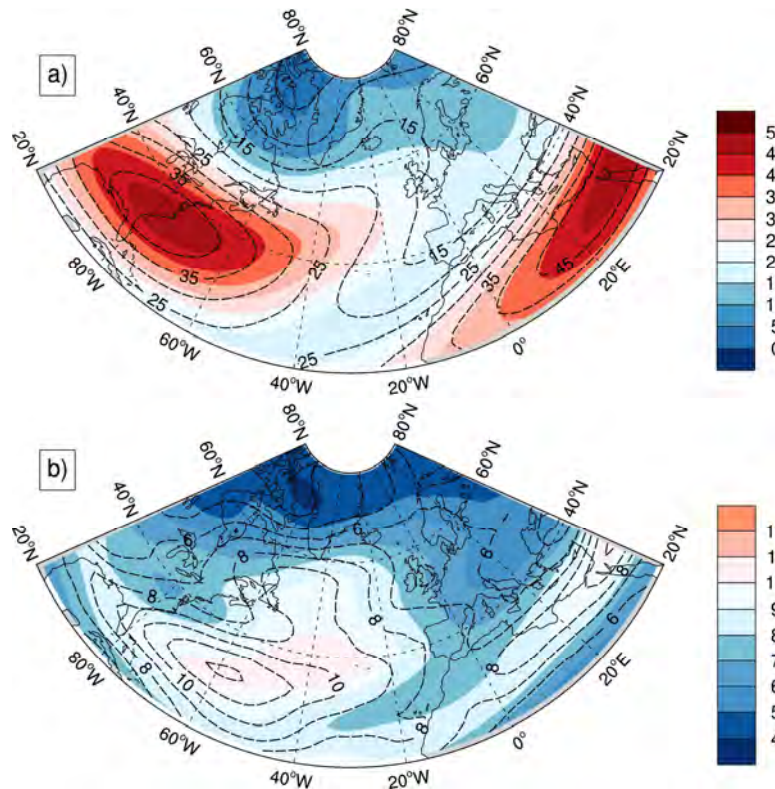
270

271 **Figure 2:** HRES North Atlantic weather regimes in extended wintertime (November to March).  
 272 Centroids of daily geopotential height at 500 hPa anomaly from climatology (in meters) over the  
 273 period January 2003-December 2010 corresponding to the regimes (a) AR, (b) BL, (c) EAP, (d) ZO  
 274 and (e) GA. From (a) to (e), frequencies of occurrence are respectively 20.3%, 19.0%, 22.8%, 23.2%,  
 275 14.7% (differences to ERA-Interim are 4.9%, -5.0%, 1.3%, 1.0% -2.1%, resp.).

276 *a. Weather regimes*

277 In order to evaluate the ability of ARPEGE to simulate realistically the prominent modes of  
 278 low-frequency variability over the North Atlantic, we perform a classification in weather  
 279 regimes for the extended winter (NDJFM hereinafter) period. Prior to the weather regime  
 280 analysis, we have estimated the seasonal cycle of Z500 using the first two harmonics and  
 281 subsequently removed it from the raw field to obtain daily anomalies. We first compare the  
 282 HRES North Atlantic weather regimes with those obtained from ERAI. To determine the  
 283 weather regimes, the daily geopotential height at 500 hPa pressure level (Z500 thereafter) is  
 284 first used to perform an empirical orthogonal function (EOF) analysis in the North Atlantic  
 285 domain (28.5°N-79.5°N, 79.5°W-28.5°E) from 1st January 2003 to 31st December 2010 (the  
 286 optimal overlapping time period between HRES and ERAI). 25 EOFs (explaining more than  
 287 90% of the total variance) are retained. Z500 is then partitioned into five clusters in the EOF  
 288 phase space using the k-means algorithm, based on minimization of the total variance inside  
 289 each cluster. First this methodology has been applied to ERAI and shows a classification into  
 290 5 weather regimes. Four of the five weather regimes of ERAI correspond to those initially  
 291 described by Vautard (1990), namely the Scandinavian blocking (BL), the Greenland  
 292 anticyclone (GA), the Atlantic ridge (AR) and the zonal regime (ZO). The fifth regime  
 293 corresponds to the East Atlantic pattern (EAP); it shows a strong zonal extension thus can be  
 294 seen as a variant of the ZO regime with a southward shift of the large depression from the  
 295 north to the middle of the North Atlantic basin. Then the same methodology than the one used  
 296 for ERAI has been applied to HRES. In HRES, the positive (GA regime) and negative (ZO  
 297 regime) phases of the North Atlantic Oscillation are well represented (Fig. 2d and 2e, pattern  
 298 correlations with ERAI ZO and GA are 0.95 and 0.97, respectively). A large anticyclonic  
 299 structure centered on the North Atlantic with a zonal extent through the basin with a cyclonic  
 300 structure over North and Western (Fig. 2a) can be related to AR with a pattern correlation

301 with ERAI of 0.82. The fourth regime (Fig. 2b) shows a bipolar structure with a strong  
 302 anticyclone over Northern Europe close to BL (pattern correlation is 0.81). The EAP regime  
 303 exhibits a large zonal depression over the Atlantic basin, which extends up to Iceland and an  
 304 anticyclone over Eastern Europe (Fig. 2c, pattern correlation with ERAI is 0.77). These  
 305 results show that the spatial patterns of the simulated weather regimes are closely related to  
 306 those of ERAI. Differences in frequencies of occurrence between HRES and ERAI are small  
 307 for ZO, GA and EAP (1%, -2% and 1%, resp.) and slightly larger for AR (5%) and BL (-5%),  
 308 but statistical significance may hardly be tested on such a short time period.



309  
 310 **Figure 3:** Zonal wind at 200 hPa in extended wintertime (November to March) in the Gulf Stream  
 311 region. (a) Mean and (b) standard deviation in HRES (colors, in  $\text{m s}^{-1}$ ) and in ERA-Interim (black  
 312 contours, with a contour interval of 5 and 1  $\text{m s}^{-1}$  in a and b, respectively).

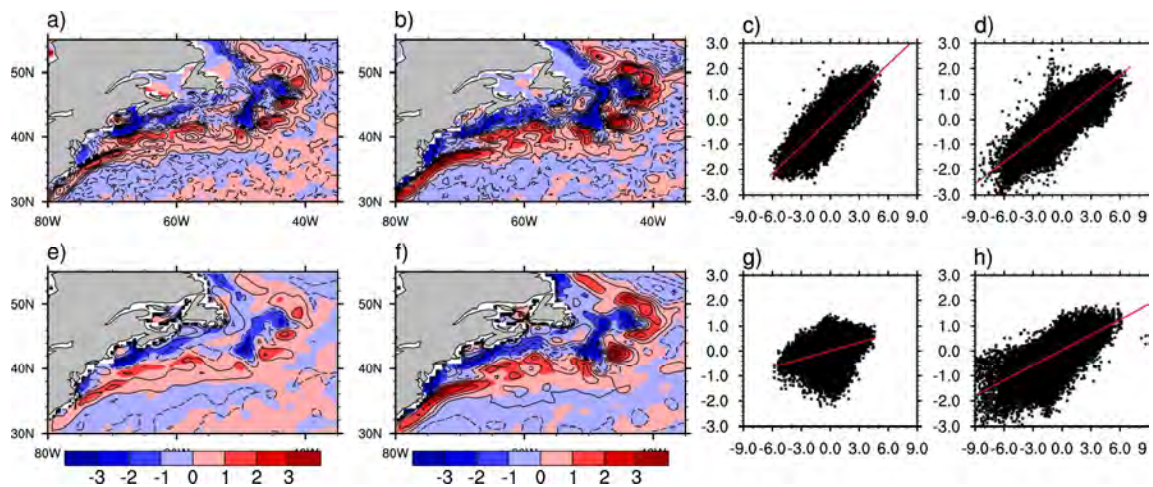
313 *b. The jet stream at mid-latitudes*

314 We now investigate the mean state and variability of the simulated eddy-driven jet over the  
 315 North Atlantic. The 200-hPa zonal wind is defined as a proxy of the jet stream, as the  
 316 simulated jet shows a maximum of intensity at 200 hPa pressure level, in agreement with  
 317 ERAI. Figure 3a shows that the main path of the jet is accurately represented over North  
 318 Atlantic in the model but with a very slightly reduced southwest-northeast tilt resulting in a  
 319 slightly too zonal eddy-driven jet. Note also that the model has a very reasonable  
 320 representation of the jet variability as depicted by the 200-hPa zonal wind standard deviation.  
 321 The variability is particularly strong along the main path of the jet stream in the western  
 322 Atlantic, south of Greenland and over the Mediterranean region (Figure 3b). The high  
 323 resolution ARPEGE model seems to have small upper tropospheric wind biases, while the

324 current generation of lower resolution AGCMs are too zonal and generally underestimate  
 325 latitudinal variability of the jet stream over North Atlantic during winter (Hannachi et al.  
 326 2013).

### 327 3.2. The frontal-scale air-sea interaction coefficient

328 Previous studies have estimated the observed and simulated air-sea coupling coefficient (or  
 329 strength) to evaluate and quantify the surface wind response to SSTs over regions with strong  
 330 ocean eddies and fronts (Maloney and Chelton 2006). Here the interaction is one-way only  
 331 and there is no possible feedback from the atmosphere to the ocean as we use SST-forced  
 332 AGCM simulations, so we use the term air-sea interaction coefficient instead. This coefficient  
 333 quantifies the strength of the ocean forcing upon the atmosphere and is simply estimated by  
 334 the regression coefficient between the spatial small-scale components of SST and near-surface  
 335 wind speed in the HRES experiment (see Fig. 4e-h). We compare the simulated coefficient  
 336 obtained by concatenating all four HRES members with the observed one derived from ocean  
 337 10-meter height winds from QuickSCAT and NOAA-OI SST (Fig. 4a-d), for the optimal  
 338 overlapping time period between HRES and QuickSCAT extending from January 2003 to  
 339 November 2009. Here we consider both winter (DJF) and summer (JJA) to evaluate the  
 340 sensitivity of the air-sea interaction strength to the seasonality in HRES compared to the  
 341 observations.



342 **Figure 4:** (a,b,e,f) Maps of spatially high-pass filtered SST (colors) and wind speed at surface  
 343 (contours, from  $-0.65$  to  $0.75$   $\text{m s}^{-1}$  with an interval of  $0.15$   $\text{m s}^{-1}$ ), mean in summer (JJA, (a,e)) and in  
 344 winter (DJF, (b,f)), from 1st January 2003 to 31st July 2011. (a,b) Observations (AMSR-E and  
 345 QuickSCAT); (e,f) HRES experiment. (c,d,g,h) Associated scatter-plots of space-time filtered SST  
 346 (horizontal axes, in K) and wind-speed at surface (vertical axes, in  $\text{m s}^{-1}$ ), in summer (JJA, (c,g)) and  
 347 winter (DJF, (d,h)). (c,d) Observations (AMSR-E and QuickSCAT); (g,h) HRES experiment. The  
 348 space-time filter consists in the same spatial high-pass filter as for maps (a,b,e,f) and on a 30-days  
 349 running average. Red lines are regression lines (regression coefficients values are given in section 3.2).  
 350

351 Small-scale spatial components of 10-meter height wind-speed and SST have been derived  
 352 from monthly field by subtraction of the large-scale component, the latter being obtained by  
 353 spatial smoothing. Note that wind-speed is computed prior to the smoothing from daily values

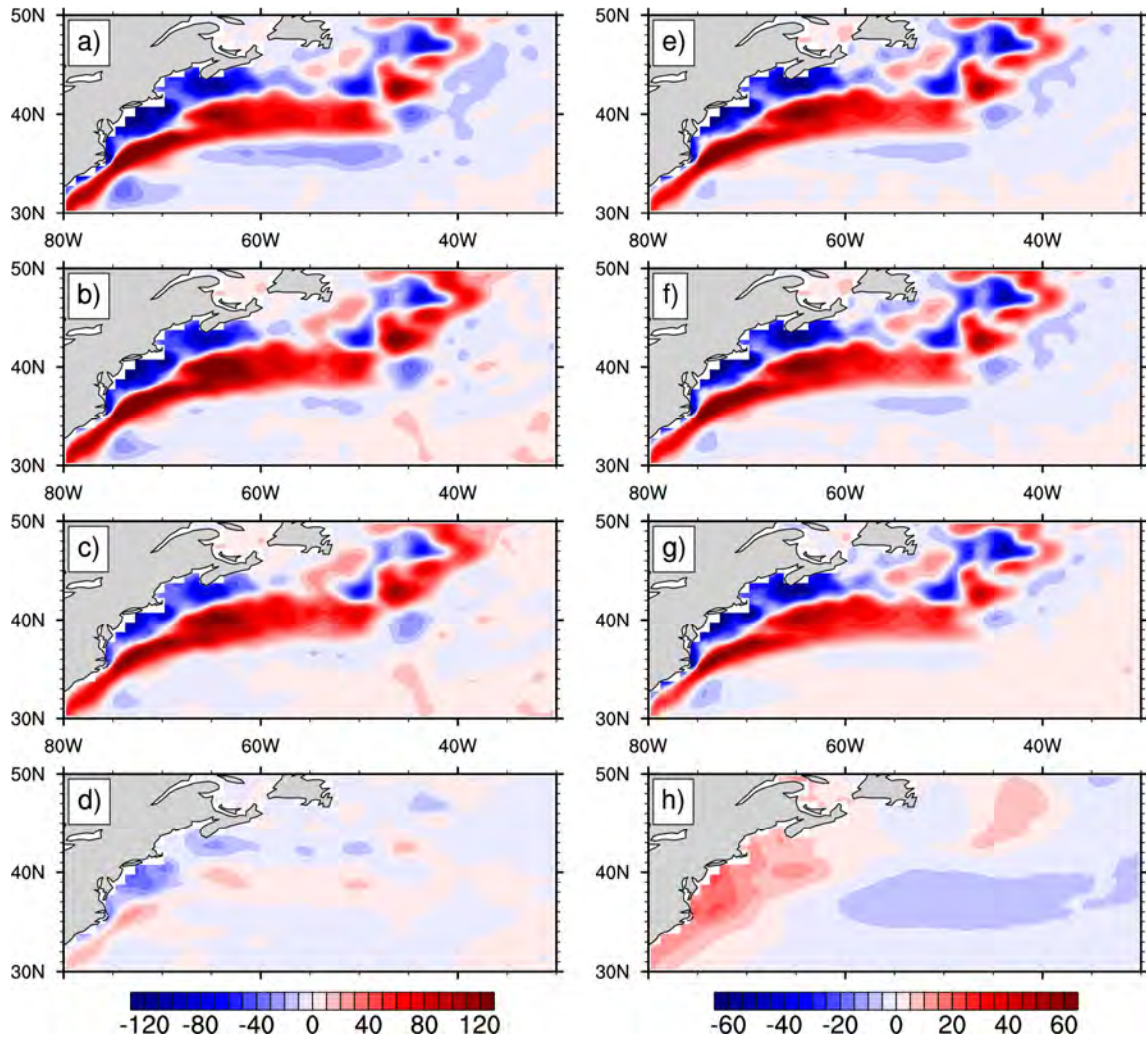
354 of zonal and meridional wind components. The smoothing is made for each sea point of the  
355 Gulf Stream domain (as defined in section 2.3) by averaging all sea-point values within a  
356 circle of 300 km radius centered on the considered point. The small-scale oceanic forcing can  
357 reach values of about  $6^{\circ}\text{C}$ , with negative and positive difference patterns possibly exceeding -  
358  $3^{\circ}\text{C}$  and  $3^{\circ}\text{C}$  respectively. Observations show small and coherent interacting structures all  
359 over the front. The model also exhibits oceanic forcing although the signal is smoother and  
360 amplitude of wind speed perturbations is slightly weaker than observed, especially in winter.  
361 For both observations and HRES, the correlation is larger in winter (0.75 and 0.67 in DJF,  
362 resp.) than in summer (0.72 and 0.33 in JJA, resp.). Small-scale oceanic forcing is more  
363 realistic in winter in the model (Fig. 4h) with a coefficient of interaction of  $0.20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}$  (0.29  
364 in observations, Fig. 4d) compared to  $0.11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}$  in summer (Fig. 4g) (0.36 in observations,  
365 Fig. 4c). The ARPEGE model seems to have a reasonable representation of the small-scale  
366 air-sea interaction during winter. In summer, the poor representation of this interaction in the  
367 model suggests that the processes involved may be different in summer and in winter. Also,  
368 that difference may be induced by the influence of the large-scale environment on the small-  
369 scale air-sea interaction. For instance, the enhanced stability of the atmospheric boundary  
370 layer in winter may explain the higher sensitivity of the atmosphere to the small-scale oceanic  
371 forcing compared to summer in the model. Due to the short time period considered here, it is  
372 difficult to assess whether the slight underestimation in winter of the simulated value is real or  
373 is due to sampling effect associated with the short observational dataset.

#### 374 **4. Local atmospheric response to small-scale SST patterns**

##### 375 **4.1 Surface heat fluxes and MABL response**

376 We first investigate the differences in turbulent heat fluxes between the two experiments  
377 described in section 2.3 during extended winter (November to March). For the sake of clarity,  
378 we define SMTH as our reference experiment and anomalies as the difference between HRES  
379 minus SMTH. Both latent and sensible heat fluxes anomalies are strongly spatially related to  
380 SST anomaly with a pattern correlation of 0.82 and 0.81, respectively (Fig. 5). Anomalous  
381 turbulent heat fluxes are in average 30% of the reference fluxes over warm water, with a  
382 maximum of 50% (with values greater than  $250 \text{ W m}^{-2}$  anomaly) over the warmest SSTs. As  
383 noted by Brachet et al. (2012), there is a significant asymmetry between heat flux amplitude  
384 changes over warm and cold SST anomalies, in particular for the latent heat flux. Figure  
385 5(a,b,e,f) shows that the decomposition using Eqs. (3) and (4) leads to an adequate  
386 reconstruction of the heat flux differences between HRES and SMTH. Analysis of the  
387 decomposition terms suggests that the contribution associated with the exchange coefficient  
388  $C_E$  anomaly is by far, the dominant term for the reconstructed latent heat flux anomaly over  
389 the SST front (Figure 5c). This coefficient depends both on wind speed and MABL stability,  
390 but the much smaller contribution to anomalous wind speed (Figure 5d) suggests that the  
391 MABL stability is the main driver of the latent heat flux response to small-scale SST forcing.  
392 Others contributions of specific humidity parameter and cross-term anomalies are found to be  
393 negligible. Figure 5g shows that the near surface stability parameter  $S$  acts as the primary  
394 forcing of the sensible heat flux response to the small-scale SST anomaly. This result is in  
395 good agreement with Small et al. (2014). Note however that the sign of the contribution

396 related to the cross-term of anomalous wind speed and near surface stability is opposite to the  
 397 total sensible heat flux anomaly on the northeastern part of the Gulf Stream pathway (Figure  
 398 5h). Others contributions of wind speed and transfer coefficient changes are found to be  
 399 negligible.



400

401 **Figure 5: a-d (e-h):** Latent (sensible) heat flux difference (in  $\text{W m}^{-2}$ ) between HRES minus SMTH, in  
 402 extended winter (Nov-Mar). **a (e):** Latent (sensible) heat flux difference. **b (f):** As above but  
 403 reconstructed using equations (3) and (4). **c (g):** Main contribution to the total reconstructed latent  
 404 (sensible) heat flux difference due to the transfer coefficient (surface stability parameter) difference. **d**  
 405 **(h):** Second contribution to the total reconstructed latent (sensible) heat flux difference due to the  
 406 surface wind speed (crossed term) difference.

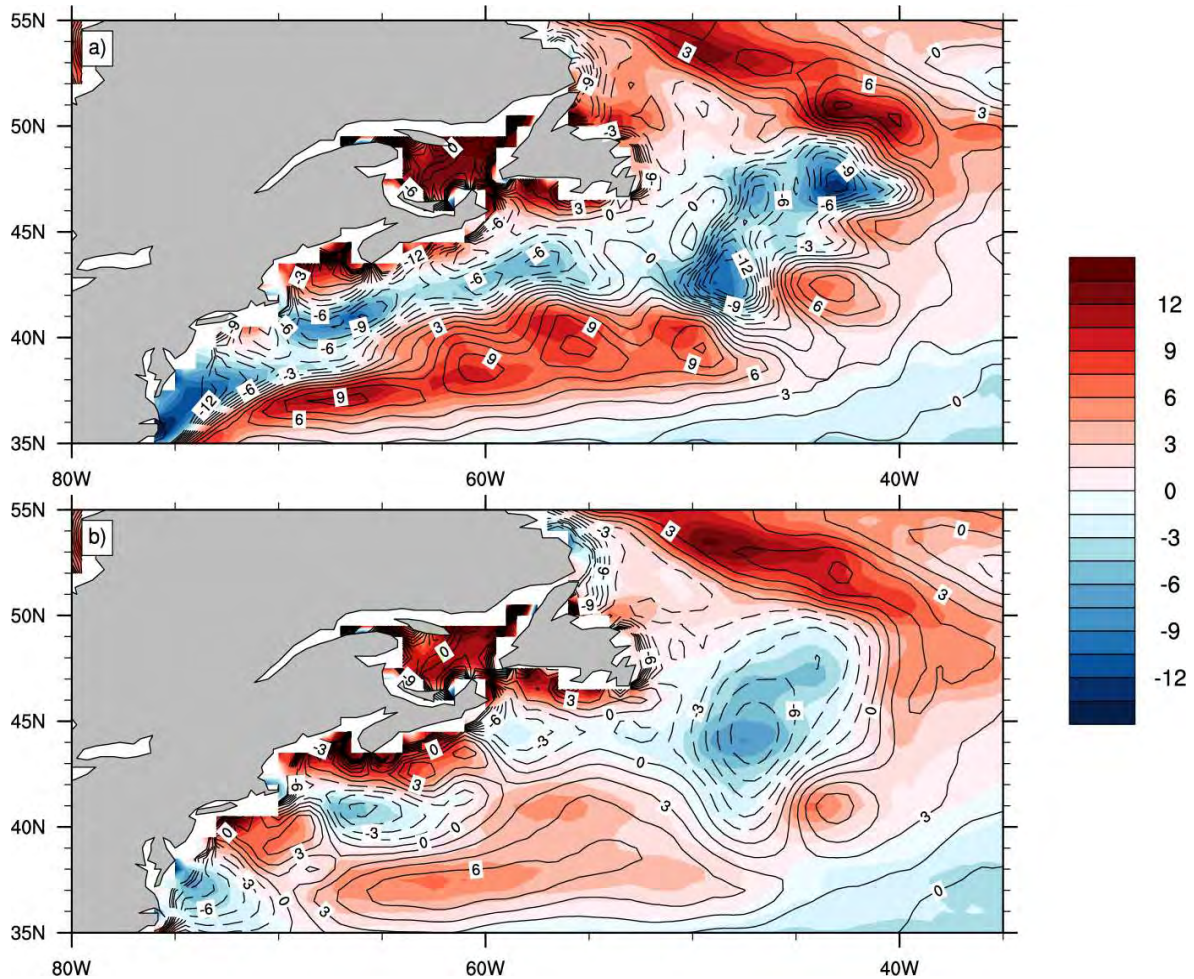
407 We now investigate the dominant mechanism in the wind convergence ARPEGE response to  
 408 the anomalous SST front. As mentioned in the introduction, two mechanisms are involved.  
 409 The first mechanism is the hydrostatic adjustment due to pressure balance. If this mechanism  
 410 is dominant, then the near-surface wind convergence is supposed to be related to the  
 411 Laplacian of sea level pressure in terms of pattern and amplitude (Minobe et al. 2008,  
 412 Takatama et al. 2012). The second mechanism is related to the downward momentum mixing

413 mechanism, by which warmer SSTs destabilize the lower atmosphere and increase downward  
414 momentum transport from the top of the MABL to the surface, thus accelerating surface  
415 winds. If this mechanism is dominant, then near-surface wind divergence is proportional to  
416 the downwind SST gradient. As suggested by Small et al. (2008) and Kilpatrick et al. (2014),  
417 the respective contributions of the pressure adjustment and downward momentum mixing  
418 mechanisms depend on different factors such as the front length scale and the background  
419 flow intensity as well as the time-averaging performed. Here we perform an analysis of multi-  
420 year mean changes due to a large-scale SST front. As suggested by Takatama et al. (2012,  
421 2015), it is important to separate the two contributions from these mechanisms in our model  
422 experiments. We first focus on the change of low-level wind convergence and assess which  
423 mechanism plays the dominant role if any. As shown in Takatama et al. (2012) the  
424 momentum convergence at surface (noted MCS, and expressed as horizontal convergence of  
425 near surface wind times  $\rho_a$ , with  $\rho_a$  the air density) can be expressed as the sum of  
426 contributions related to boundary layer pressure adjustment, the downward momentum  
427 mixing mechanism and the contribution of the horizontal advection. We use the first right  
428 hand side term of their equation (3) to get the contribution related to pressure adjustment, that  
429 is expressed as the Laplacian of the sea level pressure times  $\varepsilon / (\varepsilon^2 + f^2)$ , with  $f$  the Coriolis  
430 parameter and  $\varepsilon$  a linear damping coefficient. The constant value of  $2.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  is used for  $\varepsilon$ ,  
431 as suggested by Takatama et al. (2012). Figure 6 shows the degree of similarity between MCS  
432 and the pressure adjustment contribution. Note that the two terms are presented with the same  
433 units so they can be quantitatively compared. This relationship exists both in HRES and  
434 SMTH but with much better spatial agreement and coherence as well as larger amplitude in  
435 HRES, with low-level wind convergence along the warm side of the SST front while  
436 divergence prevails on the cold side. The zonal spatial coherence in HRES contrasts with the  
437 SMTH scattered aspect along the frontal zone. Note that the Laplacian of sea level pressure is  
438 closely tied to the Laplacian of the MABL temperature (taken here as the mass weighted  
439 temperature between the near surface and 850 hPa) rather than SST (pattern correlation of  
440 0.79 versus 0.38 in HRES, 0.7 and 0.33 in SMTH). This strong and coherent spatial structure  
441 between wind convergence and Laplacian of sea level pressure in HRES is in good agreement  
442 with observations, as shown in Shimada and Minobe (2011). In both experiments, the pattern  
443 and amplitude of the pressure adjustment term are very similar to that of the MCS, suggesting  
444 that the other contributions are rather small.

## 445 **4.2 Tropospheric local response**

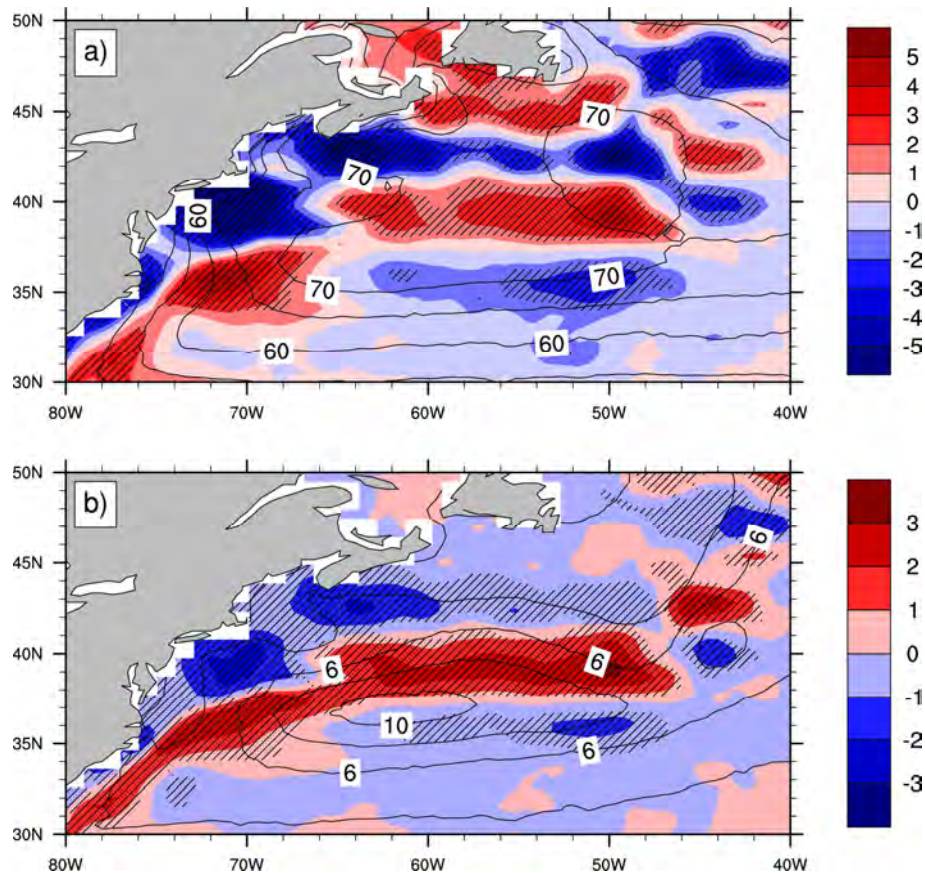
446 To assess the deeper response in the free troposphere, we now investigate cloud and  
447 precipitation responses. Figure 7 shows cloudiness and convective precipitation anomalies  
448 over the SST front. Cloudiness anomalies (Fig. 7a) roughly follow the spatial pattern of the  
449 SST front with reduced and enhanced cloudiness over the cold and warm side of the front,  
450 respectively, in agreement with recent observations (Liu et al. 2014). This is clearer in the  
451 western part of the front (where the front has a west-east orientation) than in the eastern part  
452 (south-north orientation). The sign of cloudiness anomalies suggests that there is a negative  
453 short-wave radiative feedback of the atmosphere to the SST front as the cloudiness changes

454 would possibly tend to reduce the SST front amplitude in a coupled framework. Strong  
 455 convective precipitation anomaly (about one third of reference precipitation on average, and  
 456 over 60% over the warm water, Fig. 7b) indicates a deep local impact of the Gulf Stream SST  
 457 front in the free troposphere, consistent with Kuwano-Yoshida et al. (2010). Indeed, positive  
 458 anomalous precipitation over warm SST anomaly is consistent with turbulent heat fluxes  
 459 anomalies, through the combination of the moisturizing of air by enhanced latent heat flux  
 460 and SST-induced positive vertical motion over the warm flank of the front.



461  
 462 **Figure 6:** Contribution of the boundary layer pressure adjustment term (color,  $10^{-8} \text{ Pa m}^{-2}$ ) to the near-  
 463 surface momentum convergence (contours, interval  $1.5 \cdot 10^{-8} \text{ Pa m}^{-2}$ , negative values are dashed), see  
 464 text section 4.1 for details. (a) HRES, (b) SMTH. A slight spatial smoothing has been applied to all  
 465 fields. Extended winter (Nov-Mar).





466

467 **Figure 7:** Differences between HRES and SMTH of (a) cloud fraction (in %) and (b) convective  
 468 precipitation (in  $\text{mm day}^{-1}$ ), for extended winter (Nov-Mar). Black contours are SMTH values and  
 469 hatching shows regions where the difference is t-statistically different from 0 at the 5% significance  
 470 level.

## 471 5. Remote atmospheric response to small-scale SST patterns

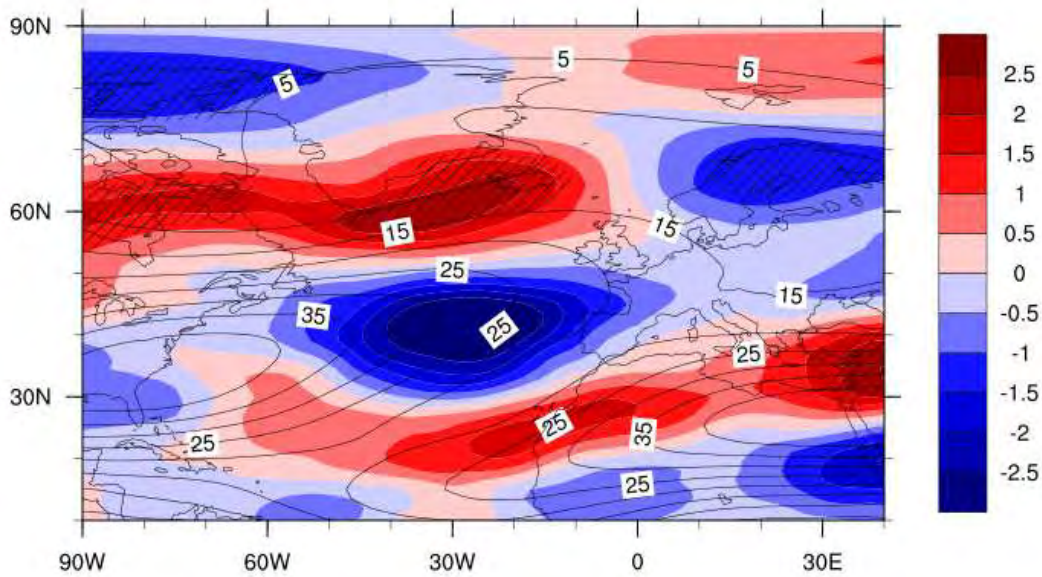
### 472 5.1 Upper tropospheric zonal wind response and Euro-Atlantic regimes

473 We first discuss whether small-scale SST patterns have any impact on the upper tropospheric  
 474 zonal wind  $U_{\text{ut}}$ . Inspection of the  $U_{\text{ut}}$  difference between HRES and SMTH shows a clear  
 475 large-scale response marked by displacements of the jets (Figure 8). In HRES,  $U_{\text{ut}}$  shows an  
 476 increase by 20% south of Greenland and over the Irminger Sea, and a similar decrease over  
 477 the central North Atlantic downstream of the maximum of the jet. The subtropical jet exhibits  
 478 a significant northward shift in particular over the eastern Mediterranean region. These large-  
 479 scale changes can be linked to changes in RWB occurrence (see section 5.3).

480 The low-frequency winter atmospheric variability of the North Atlantic-European region and  
 481 its relationship with the small-scale SST patterns is investigated based on the comparison of  
 482 weather regimes between HRES and SMTH. The cluster decomposition (described in  
 483 paragraph 3.1.a) is applied to concatenated Z500 fields from both experiments. Then a  
 484 composite analysis of the Z500 is performed between HRES and SMTH for the five weather  
 485 regimes. Statistical significance is calculated with a non-parametric approach by

486 bootstrapping. Note that only regimes with a persistence of at least 5 days are retained and  
 487 that a transition is defined as the direct succession between two different weather regimes.

488 The weather regimes analysis reveals that some spatial patterns exhibit small but statistically  
 489 significant differences between the two experiments. In particular, the EAP and ZO regimes  
 490 have a slightly stronger eastward extension in HRES compared to SMTH. Differences in  
 491 frequency of occurrence between HRES and SMTH weather regimes does not exceed  $\pm 1\%$   
 492 except for BL (2%), and does not reveal significant changes. Preferred transitions remain the  
 493 same between the two experiments (Table 1). The most favorable transition is GA towards  
 494 EAP in both experiments, but is reduced by 25% in HRES compared to SMTH.



495

496 **Figure 8:** Difference between HRES and SMTH of the mean zonal wind averaged between 200 and  
 497 300 hPa isobaric surfaces (in  $\text{m s}^{-1}$ ), for extended winter (Nov-Mar). Black contours show the mean  
 498 SMTH climatological values. Hatching shows regions where the HRES-SMTH difference is t-  
 499 statistically different from 0 at the 10% significance level (note that statistical significance does not  
 500 reach the 5% level).

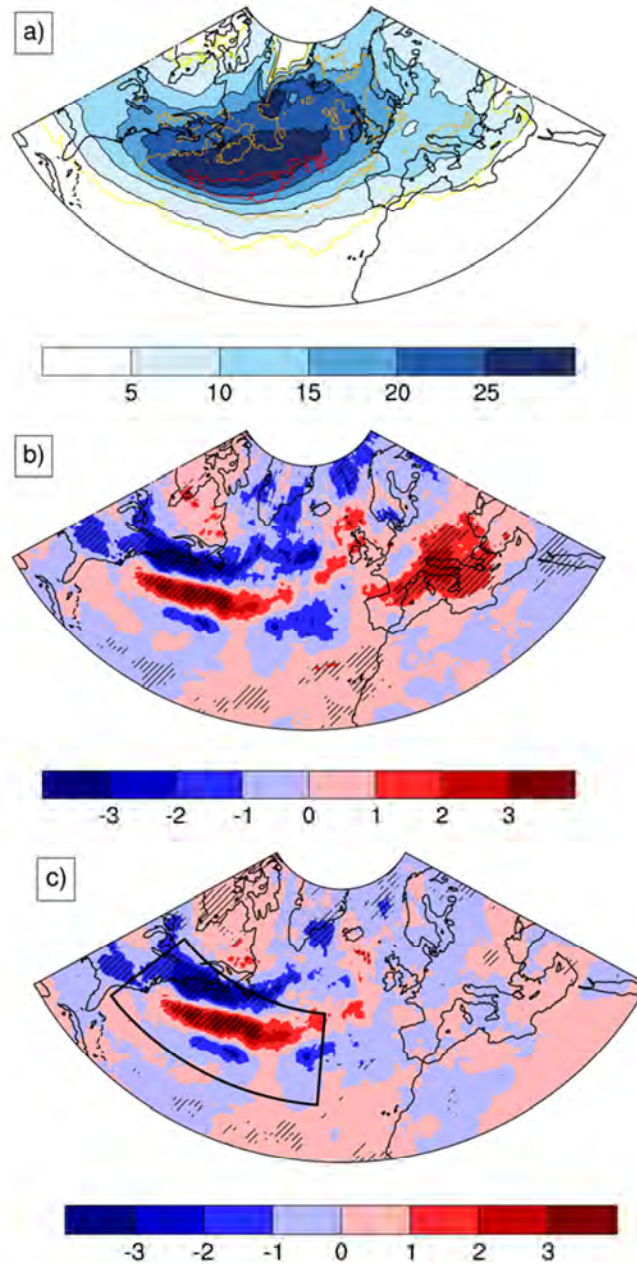
From To	AR		BL		EAP		ZO		GA	
AR			14	16	7	2	8	8	8	3
BL	7	7			6	10	12	13	1	0
EAP	6	4	2	6			8	7	23	30
ZO	8	7	16	13	5	8			2	2
GA	19	20	1	0	9	8	0	3		

501 **Table 1:** Number of transitions between two persistent (minimum 5 days length) and directly  
 502 consecutive weather regimes over North Atlantic, for HRES (blue) and SMTH (red)  
 503 experiments. Thick values indicate the 5 preferential transitions in each experiment. Extended  
 504 winter (Nov.-Mar.).

## 505 5.2 Storm tracks

506 We now investigate the impact of the SST front in the Gulf Stream region on storm tracks  
507 over North Atlantic in winter. The horizontal resolution of ARPEGE has been shown to be  
508 fine enough to represent storms explicitly. A recent study from Michel et al. (2012) has shown  
509 a relationship between winter weather regimes over North Atlantic and storm tracks  
510 population and distribution. In the following, we refer as storm tracks the systems detected  
511 with the tracking algorithm (presented in section 2.5) which last at least two consecutive days  
512 and reach a maximum of vorticity equal or superior to  $2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  for one time step at least. This  
513 filter removes all local minima of vorticity that may be detected but do not correspond to a  
514 realistic storm. Figure 9a shows the density of storm tracks per extended winter season over  
515 North Atlantic simulated in HRES. The Gulf Stream region and its eastward extension are the  
516 regions where the density is the largest, with more than 20 storm events per season in average.  
517 It is also the region with the largest interannual variability. Another storm track density  
518 maximum of similar amplitude occurs south of Greenland while a secondary one is located  
519 over the Mediterranean region. Previous studies have shown the impact of baroclinicity on  
520 storms generation and trajectories (e.g., Rivière et al. 2009). Here we investigate whether the  
521 presence of small-scale SST patterns have any influence on the Atlantic storm tracks. The  
522 comparison between HRES and SMTH shows large and statistically significant differences in  
523 term of winter storm tracks density (Figure 9b). Storm track density in HRES decreases over  
524 the northern part of the front and its eastward extension towards the Irminger Sea, as well as  
525 over the Nordic seas and Scandinavia, while it increases over the sub-tropical part of the front  
526 and the Mediterranean Sea. The former changes can be seen as a southward shift of the storm  
527 track density off the east coast of North America onto the maximum of SST gradient. This  
528 effect was already suggested by Woollings et al. (2010) but it has a stronger amplitude and  
529 wider geographical extent here as well as in Small et al. (2014). Using standard diagnostic  
530 such as band-pass filtered transient 850 hPa eddy heat fluxes and meridional wind variance to  
531 directly compare with results from Small et al. (2014), the ARPEGE model response seems to  
532 have a smaller amplitude (heat flux) or a different pattern (meridional wind). These  
533 differences may be partly related to the stronger SST smoothing used in Small et al. 2014  
534 compared to ours (leading to larger changes in SST gradient amplitude in their study) and to  
535 different mean state biases.

536 The sensitivity of storm tracks response to small-scale SST in the Gulf Stream region to the  
537 large-scale atmospheric flow is further investigated by compositing storm tracks into the  
538 weather regimes in which they spent the most time (Figure 10). First, the decomposition  
539 according to the weather regimes (Fig. 10a-e) shows that the storm track distribution over the  
540 Euro-North Atlantic domain depends on the large-scale atmospheric flow. The EAP regime  
541 concentrates about 25% of the total density over the main storm track with a spatial pattern  
542 very similar to the mean climatology. This model regime is a variant of the classical zonal  
543 regime although it has a slightly more zonal path in our model. It also presents a significant  
544 variability (more than 4 storm tracks per season over the central North Atlantic).



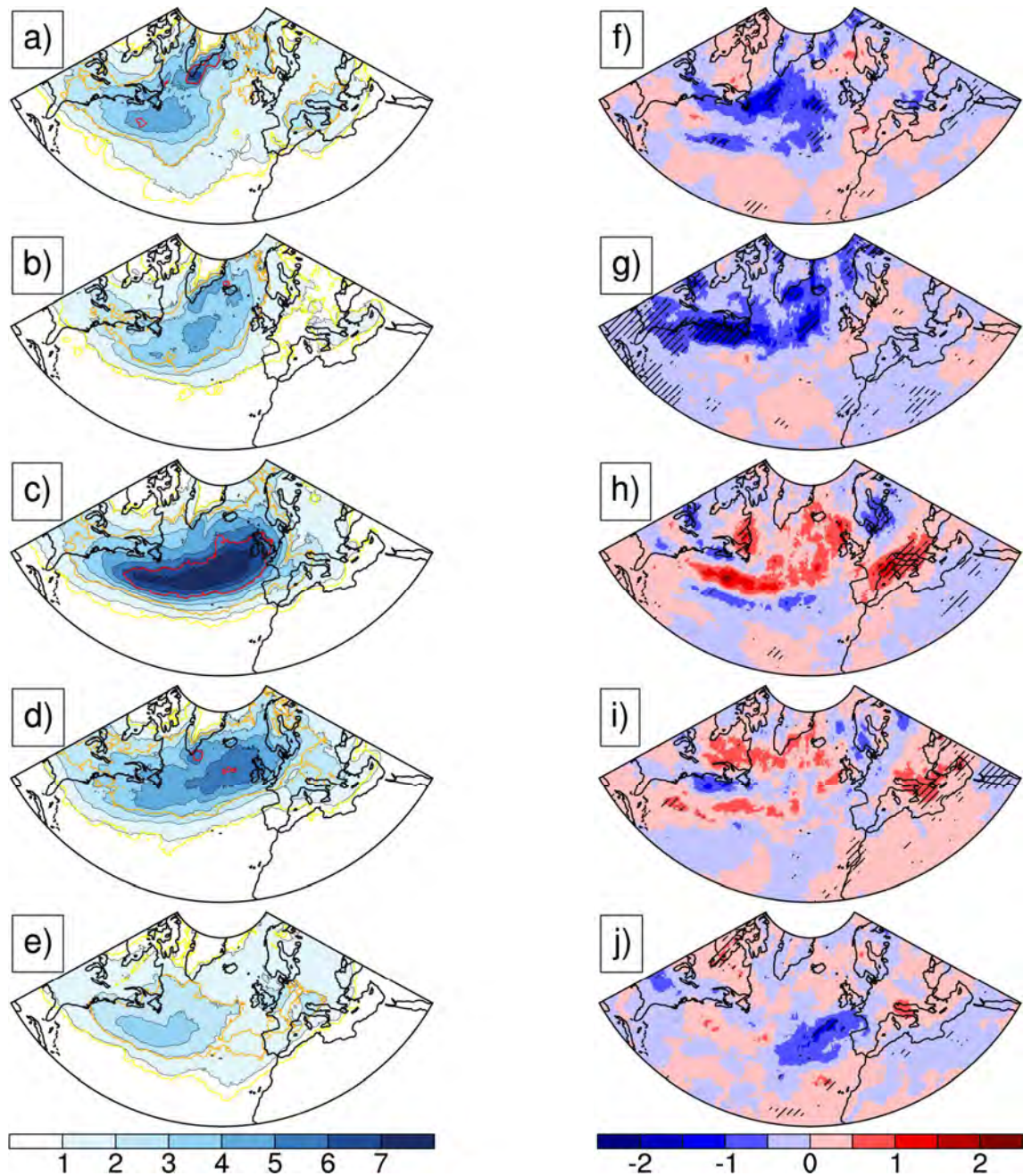
545

546 **Figure 9:** Storm tracks density over North Atlantic during extended winter (Nov-Mar, in number of  
 547 storm tracks per season). **(a)** HRES mean (colors and thin black contours) and standard deviation  
 548 (yellow to red contours, from 2 to 6 with a stride of 2 storm tracks per season). **(b)** Composite of  
 549 HRES compared to SMTH. Hatching shows regions where the difference is significantly different  
 550 from 0 at the 5% significance level. **(c)** Same as **(b)** but only for storm tracks that pass over the Gulf  
 551 Stream region as represented by the thick black contoured box.

552 Storm tracks over Mediterranean coastal area and Southern Europe are more or less evenly  
 553 distributed among all weather regimes, except for BL. The large extension of the atmospheric  
 554 blocking centered over the North Sea induces a northeastward deviation of the zonal mean  
 555 flow over North Atlantic that prevents storm tracks from reaching Europe. Then the  
 556 comparison between HRES and SMTH reveals that storm-track changes are specific to certain

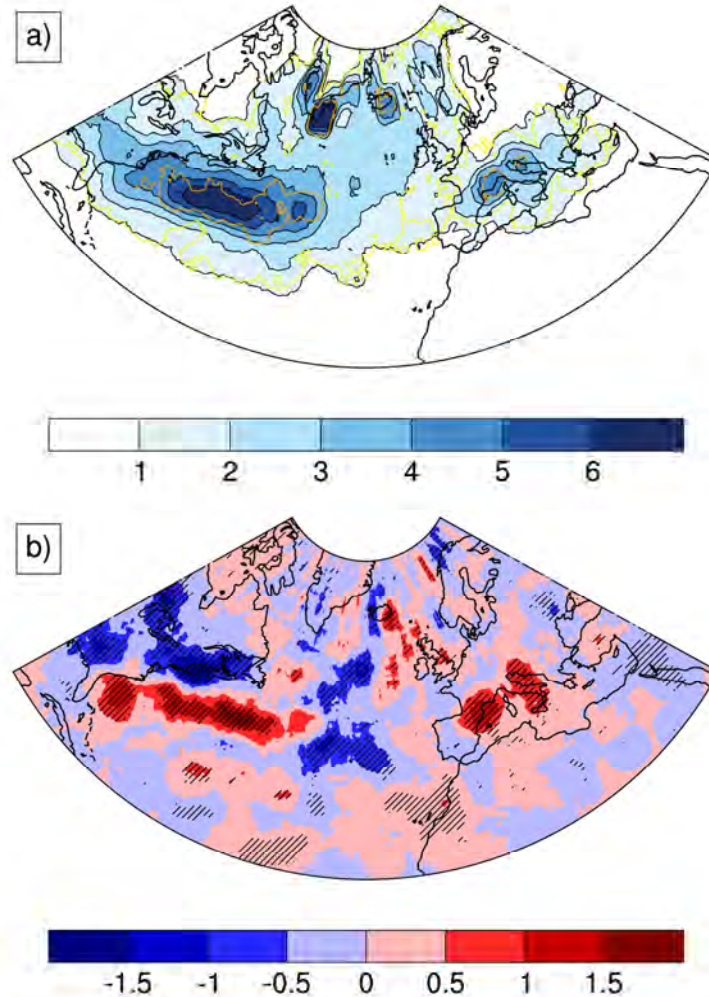
557 regimes (Fig. 10f-j). The BL and AR regimes experience a reduction of storms over the main  
558 storm-track axis and north of it. This reduction extends south and east of Greenland and to the  
559 Nordic seas, but the strongest effect occurs when the BL regime is excited. In contrast the  
560 EAP and ZO regimes show an increase in storm-track density slightly south of the SST front,  
561 and over the Mediterranean Sea. No significant change is detected for the GA regime. The  
562 spatial distribution of large-scale changes between HRES and SMTH shows intra-regime  
563 consistency that does not appear when considering all days together, and strong inter-regime  
564 contrasts. These results confirm the relevance of the storm attribution to weather regimes to  
565 study the storm-track response to small-scale SST forcing in the Gulf Stream region.

566 We ask now whether these changes reflect trajectory changes or storm generation changes.  
567 Figure 11 shows the difference in storm generation between HRES and SMTH. The spatial  
568 pattern is close to that of Figure 9b meaning that storm track density changes are primarily  
569 due to changes of storm generation spatial distribution in the Gulf Stream region and its  
570 northeastward extension as well as in the Mediterranean basin. The eastward orientation of  
571 the large-scale mean flow may explain the generally wider and eastward extension of the  
572 storm track density anomalies compared to the storm generation density anomalies in those  
573 regions. However, near the southeast part of Greenland and over the Barents Sea, storm  
574 generation changes cannot explain storm tracks density changes. Over those regions, Figure  
575 9b shows small and barely statistically significant decrease of storm track density. However  
576 these changes become significant when considering only the storm tracks that pass over the  
577 Gulf Stream region, hence that are directly impacted by the SST front. The direct impact of  
578 the small-scale SST on storm trajectories is isolated by filtering the storms that cross the Gulf  
579 Stream domain for at least one time step, here a 6-hour period (Figure 9c). Comparison  
580 between Figures 9b and 9c shows that on the southeast of Greenland and over the Nordic Seas,  
581 the decrease of storm track density is due to storm trajectories changes. Two mechanisms can  
582 be involved in the local storm response above the SST front. First, enhanced surface heat  
583 fluxes above the warm side of the SST front in HRES compared to SMTH act to moisten and  
584 warm the air in the MABL that lead to an additional amount of latent heating that can fuel the  
585 storms passing above the warm side of the SST front. The opposite effect applies on the cold  
586 side of the front and explains the storm tracks density reduction near the coast. The second  
587 mechanism is related to baroclinicity changes due to the presence of enhanced SST and  
588 related air temperature gradients in the MABL. However, as the SST changes are typically of  
589 small spatial scale, it is not clear whether these baroclinicity changes can efficiently affect  
590 baroclinic waves (Woollings et al. 2010). The remote changes over the Mediterranean Sea are  
591 linked to the previously mentioned changes in EAP and ZO regime spatial patterns. As the  
592 EAP regime has the highest storm track density and is more zonal in HRES than in SMTH,  
593 the southwest-northeast tilt of cyclone pathways is reduced and more storms end up on the  
594 northern rim of the Mediterranean basin.



595

596 **Figure 10:** Same as Figure 9 but storm tracks are attributed to the five weather regimes of HRES and  
 597 SMTH. (a) to (e) and (f) to (j) correspond respectively to AR, BL, EAP, ZO and GA. The standard  
 598 deviation is given by yellow, orange and red contours, with values of 1, 2 and 4 storm tracks per  
 599 season. Hatching shows regions where the difference is significantly different from 0 at the 5% level.



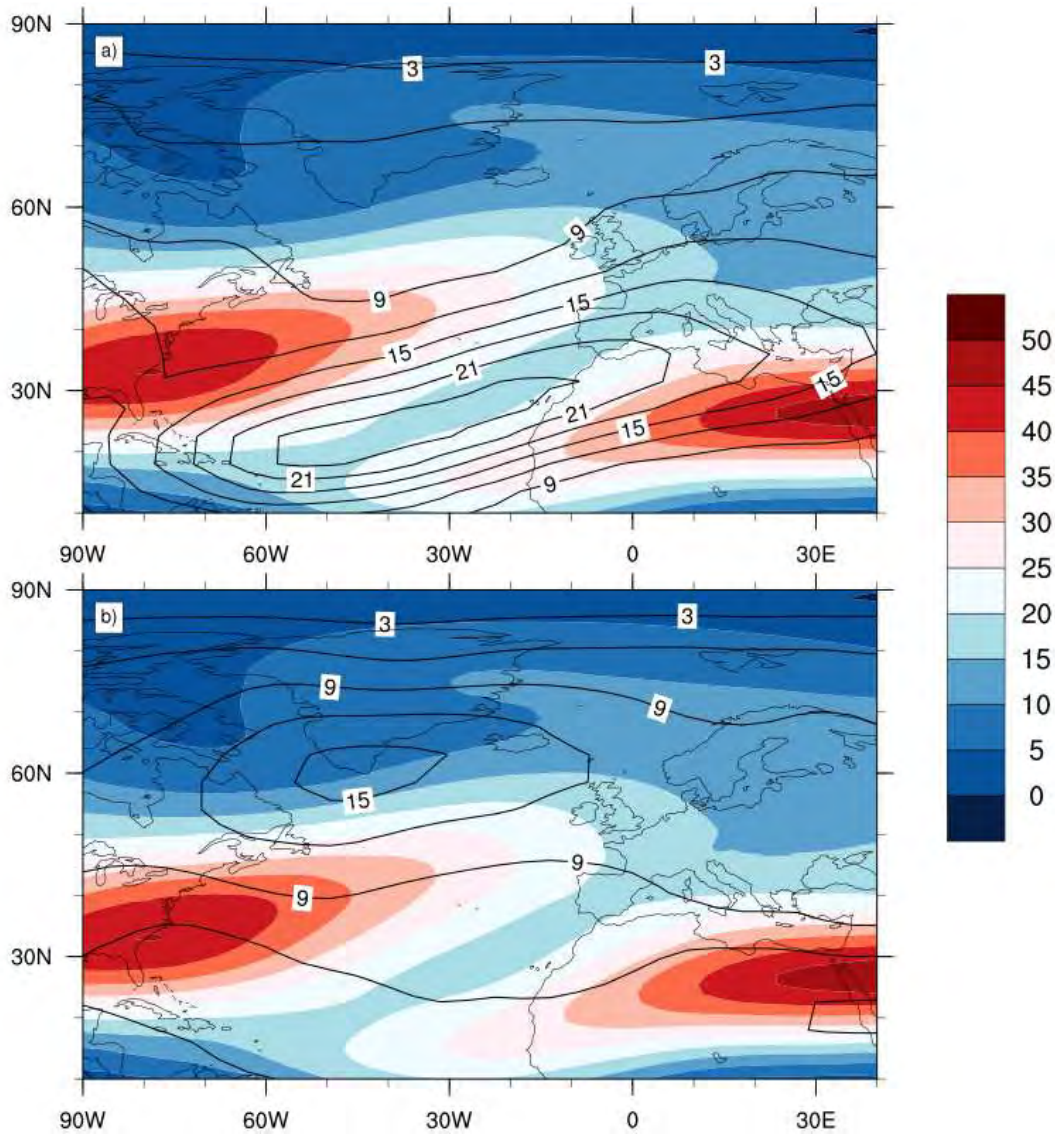
600

601 **Figure 11:** Same as Figure 9a-b resp., but for density of storm generation.

602 **5.3 Links with Rossby wave breaking**

603 We now investigate the role of RWB in association to the changes between HRES and SMTH.  
 604 Figure 12 shows the winter climatology of RWB frequencies for SMTH averaged over four  
 605 (200-, 250-, 300- and 400-hPa) isobaric surfaces. The Atlantic sector exhibits local maxima in  
 606 the anticyclonic and cyclonic RWB. The most frequent anticyclonic RWB frequencies extend  
 607 from the southwest Atlantic to the eastern Mediterranean with a maximum in the central  
 608 subtropical Atlantic. The cyclonic RWB frequency map exhibits two maxima of smaller  
 609 amplitude: the main one is located south of Greenland while a secondary one occurs slightly  
 610 north of the Mediterranean region. These results are in good agreement with those of Strong  
 611 and Magnusdottir (2008) using reanalysis data and a different RWB algorithm. It is useful at  
 612 this point to summarize the effect of RWB on the zonal flow averaged over nearby longitudes.  
 613 For anticyclonic RWB, the zonal flow is accelerated north of the latitude of breaking and  
 614 decelerated south of that latitude. For cyclonic RWB, the zonal flow is decelerated north of  
 615 the latitude of breaking and accelerated south of that latitude. We now detail the RWB  
 616 frequency differences between HRES and SMTH in relation with the upper-tropospheric

617 zonal wind changes (Fig. 13). The main changes in anticyclonic RWB occur in the eastern  
 618 Atlantic with an increase and decrease (20 and 10%) off the coasts of Western Europe and  
 619 Africa, respectively. The increase in the central and northeastern Atlantic would favor the  
 620 accelerated zonal flow south of Greenland seen in Figure 8. An increase (15%) of cyclonic  
 621 RWB occurs in the central Atlantic between 30N and 60N as well as over the northeast side of  
 622 the Mediterranean region. The increase and northward displacement of the subtropical jet (see  
 623 also Fig. 8 for its mean position in SMTH) is related to changes in both anticyclonic and  
 624 cyclonic RWB over the subtropical Atlantic and northwestern Africa.



625  
 626 **Figure 12:** (a) Anticyclonic and (b) cyclonic Rossby wave breaking frequencies (thick black contours,  
 627 contour interval is  $3 \times 10^{-2} \text{ day}^{-1}$ ) averaged on 200-, 250-, 300- and 400-hPa isobaric surfaces, in  
 628 SMTH experiment, for extended winter (Nov-Mar). Shading represents zonal wind averaged between  
 629 200 and 300 hPa (in  $\text{m s}^{-1}$ ).

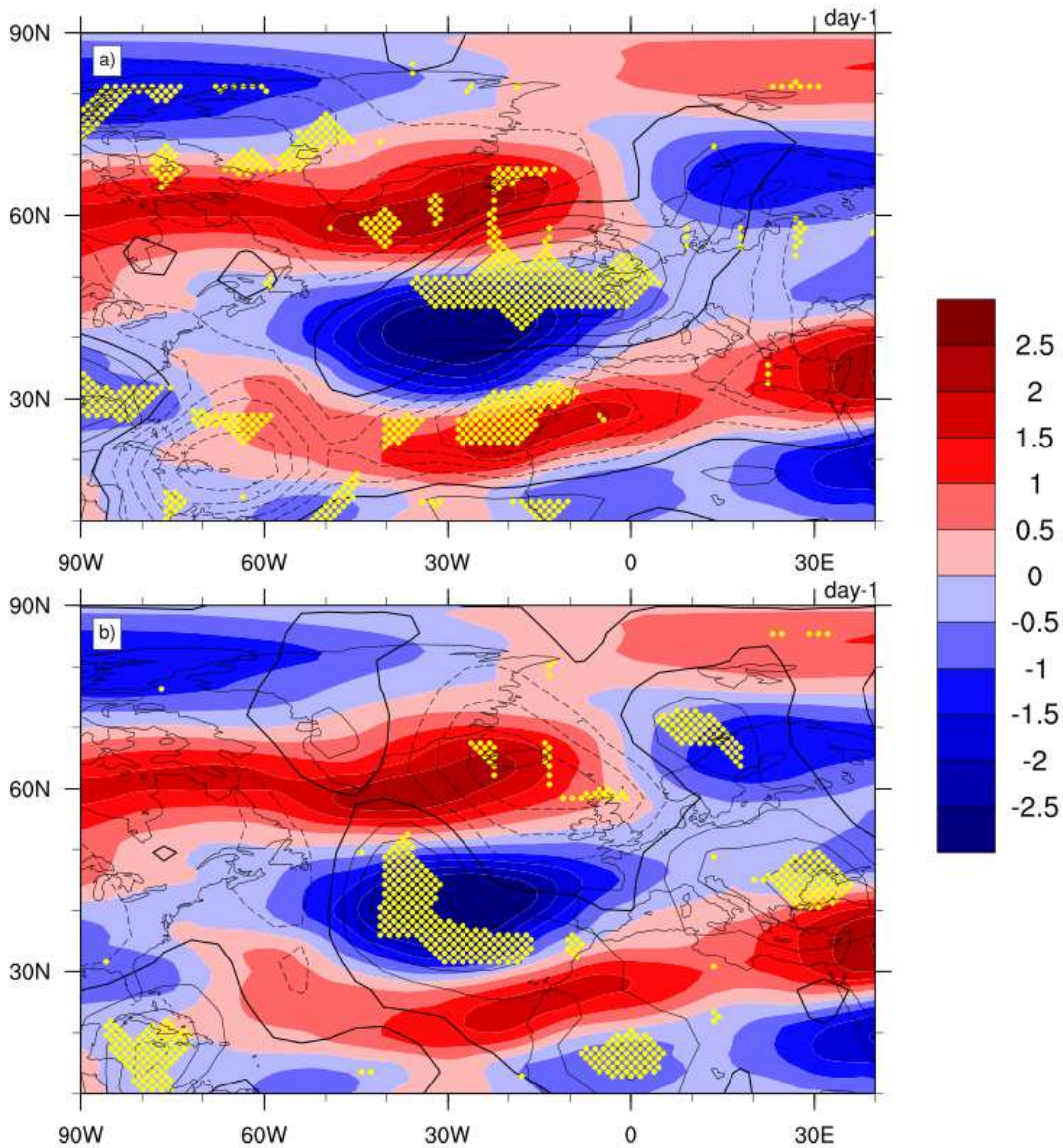
630



## 631 6. Summary

632 Two ensembles of simulations with the global high-resolution ARPEGE atmospheric model  
633 have been used to investigate the possible winter response of the atmosphere over the North  
634 Atlantic European domain to the presence of small-scale SST patterns. The two ensembles  
635 differ by the prescribed SST boundary forcing, that is spatially smoothed over the Gulf  
636 Stream region in one of the ensembles. It was first shown that the model has a realistic large-  
637 scale circulation climatology and reasonable representation of the winter small-scale air-sea  
638 interaction coefficient compared to the observations. Then the ARPEGE model has shown a  
639 strong local response to small-scale SST patterns in terms of latent and sensible heat fluxes,  
640 precipitation, and cloudiness. Amplitude of turbulent heat flux changes is about 30% over the  
641 SST front, with a maximum of 50%. They are larger over the warm side of the front and  
642 mainly originate from wind and stability changes through significant difference of the latent  
643 heat flux transfer coefficient. The local hydrostatic pressure adjustment in the MABL is the  
644 main mechanism responsible for the surface wind convergence response in the model to the  
645 small-scale SST forcing, as suggested by previous studies with similar modeling framework  
646 in terms of spatial and time scales. This does not mean that this mechanism explains the full  
647 wind response as shown by Takatama et al. 2015. They demonstrate that the downward  
648 mixing mechanism explains the wind curl response in their regional model experiments.

649 The remote influence of small-scale SST patterns has also been investigated. The Atlantic  
650 storm track is very sensitive to the presence of small-scale SST patterns in the Gulf Stream  
651 region. The latter leads to a southward shift of the storm track density off the coast of North  
652 America onto the maximum SST gradient. A significant increase is also depicted over  
653 Greenland, the Nordic seas and over the northern part of the Mediterranean basin. Changes  
654 are about 10% to 20% in these specific regions and involve both storm genesis changes and a  
655 shift of the main storm track. Decrease in storm track activity off the North American east  
656 coast occurs primarily under BL and AR regimes, while an increase along the warm side of  
657 the Gulf Stream SST front and the Mediterranean basin occurs under the EAP and ZO  
658 regimes. In summary, it seems that the main mean effect of the small-scale SST patterns is to  
659 lead to a more zonally-oriented storm track with a slight southward shift off the North  
660 American east coast. Changes also occur with regard to the upper tropospheric zonal wind.  
661 The effect of small-scale SST patterns manifests as a tripolar structure of zonal winds with an  
662 increase south of Greenland, a decrease in the central North Atlantic and a slight northward  
663 shift of the subtropical jet. These changes have been linked to changes in spatial patterns of  
664 anticyclonic and cyclonic RWB frequency. Cyclonic RWB changes seem to be the main  
665 driver of the acceleration and shift of the subtropical jet over the eastern Mediterranean region.  
666 Note also that the increase of cyclonic RWB south of Greenland could explain the slight  
667 reduction in BL occurrence frequency, as suggested by Michel and Riviere (2011). The RWB  
668 changes thus would support the prominent role of RWB in shaping the upper-tropospheric  
669 zonal wind response to the presence of small-scale SST patterns.



670

671 **Figure 13:** Differences between HRES and SMTH in (a) anticyclonic and (b) cyclonic Rossby wave  
 672 breaking frequency (black contours, contour interval is  $4 \times 10^{-3} \text{ day}^{-1}$ , negative values are dashed,  
 673 thick line is for the 0 isoline). Shading represents zonal wind difference between HRES and SMTH (in  
 674  $\text{m s}^{-1}$ ) averaged between 200 and 300 hPa. Extended winter (Nov-Mar). Stippling indicates significant  
 675 difference in Rossby wave breaking frequency at the 10% significance level.

676 Future work will address the same questions in a fully coupled framework using partial  
 677 coupling experiments and switching on and off the spatial smoothing of the SST coupling  
 678 field in the region where coupling is active. The sensitivity of the atmospheric response to  
 679 small-scale SST patterns should be investigated by using different surface flux and MABL  
 680 parameterizations. This could also help explaining the underestimation of air-sea interaction  
 681 during summer. These model sensitivity studies should be done in both forced and coupled  
 682 mode. Other regions where the small-scale air-sea interaction is strong, such as the Kuroshio  
 683 and the Southern Ocean, should be investigated as well.

684 **Acknowledgements**

685 We thank Fabrice Chauvin and Gwendal Rivière for their assistance in the use of the cyclone detection  
686 and Rossby wave breaking algorithms as well as Christophe Cassou for useful discussions. Marie  
687 Piazza is supported through a joint EDF-CNRS doctoral fellowship and the ASIV project funded by  
688 the French National Research Agency under contract N° ANR 2011 Blanc SIMI 5-6 01403. Some  
689 analyses and graphics have been done using the NCAR Command Language (NCL 2013).

690 **References:**

691 Ayrault, F., and A. Joly, (2000) The genesis of mid-latitude cyclones over the Atlantic ocean: A new  
692 climatological perspective, *C. R. Acad. Sci. Paris Earth Planet. Sci.*, 330, 173–178.

693 Brachet, S., Codron, F., Feliks, Y., Ghil, M., Le Treut, H., and E. Simonnet (2012) Atmospheric  
694 circulations induced by a midlatitude SST front: a GCM study. *Journal of Climate* 25:6, 1847-1853

695 Bryan, Frank O., Robert Tomas, John M. Dennis, Dudley B. Chelton, Norman G. Loeb, Julie L.  
696 McClean, (2010) Frontal scale air–sea interaction in high-resolution coupled climate models. *J.*  
697 *Climate*, 23, 6277–6291. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3665.1>

698 Booth, J.F., Thompson, L., Patoux, J., and K.A. Kelly (2012) Sensitivity of midlatitude storm  
699 intensification to perturbations in the sea surface temperature near the Gulf Stream. *Monthly Weather*  
700 *Review*, 140, 1241-1256

701 Chelton, D.B., and S.-P. Xie (2010): Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales.  
702 *Oceanogr.*, 23, 52-69

703 Dee, D.P. et al. (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data  
704 assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Volume 137, Issue 656,  
705 pages 553–597, Part A

706 Dunbar, R.S., T. Lungu, B. Weiss, B. Stiles, J. Huddleston, P.S. Callahan, G. Shirliffe, K.L. Perry, C.  
707 Hsu, C. Mears, F. Wentz, D. Smith, September (2006) QuikSCAT science data product user manual,  
708 version 3.0, JPL Document D-18053 - Rev A, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA.

709 Feliks, Y., Ghil, M., and E. Simonnet (2004) Low-frequency variability in the midlatitude atmosphere  
710 induced by an oceanic thermal front. *J. Atmos. Sci.* 61, 961.

711 Feliks, Y., Ghil, M., and E. Simonnet (2007) Low-frequency variability in the midlatitude baroclinic  
712 atmosphere induced by an oceanic thermal front. *J. Atmos. Sci.*, 64, 97–116.

713 Hannachi, A., Barnes, E. A., & Woollings, T. (2013) Behaviour of the winter North Atlantic eddy-  
714 driven jet stream in the CMIP3 integrations. *Clim. Dyn.*, 41(3-4), 995-1007.

715 Brian J. Hoskins and Paul J. Valdes (1990) On the existence of storm-tracks. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1854–  
716 1864.

717 Kilpatrick, T., N. Schneider, and B. Qiu (2014) Boundary layer convergence induced by strong winds  
718 across a midlatitude SST front. *J. Climate*, 27 (4), 1698-1718, doi:10.1175/JCLI-D-13-00101.1.

719 Kushnir, Y., W. A. Robinson, I. Bladé, N. M. J. Hall, S. Peng, R. Sutton (2002) Atmospheric GCM  
720 response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *J. Climate*, 15, 2233–2256.

721 Kuwano-Yoshida, A., Minobe, S., Xie, S.-P. (2010) Precipitation response to the Gulf Stream in an  
722 atmospheric GCM. *J. Climate*, 23, 3676–3698. doi: 10.1175/2010jcli3261.1

723 Laîné, A., G. Lapeyre et G. Rivière (2011) A quasi-geostrophic model for moist storm-tracks.. *J.*  
724 *Atmos. Sci.*, 68, 1306-1322.

725 Jing-Wu Liu, Shang-Ping Xie, Joel R. Norris, and Su-Ping Zhang (2014) Low-level cloud response to  
726 the gulf stream front in winter using calipso. *J. Climate*, 27, 4421–4432.

727 Louis, J.F. (1979) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer*  
728 *Meteorology*, 17, 187-202

729 Maloney, E. D., and D. B. Chelton (2006) An assessment of sea surface temperature influence on  
730 surface winds in numerical weather prediction and climate models. *J. Climate*, 19, 2743–2762.

731 Michel, C., and G. Rivière (2011) The link between Rossby wave breakings and weather regime  
732 transitions, *J. Atmos. Sci.*, 68, 1730–1748.

733 Michel, C., G. Rivière, L. Terray, and B. Joly (2012) The dynamical link between surface cyclones,  
734 upper-tropospheric Rossby wave breaking and the life cycle of the Scandinavian blocking, *Geophys.*  
735 *Res. Lett.*, 39, L10806, doi:10.1029/2012GL051682.

736 Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie, and R.J. Small (2008): Influence of the Gulf  
737 Stream on the troposphere. *Nature*, 452, 206-209.

738 Nakamura, H., Sampe, T., Goto, A., Ohfuchi, W. and S.-P. Xie (2008). On the importance of  
739 midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric  
740 circulation. *Geophys. Res. Letters*, 35, L15709.

741 Nakamura, H., Yamane, S. (2009) Dominant anomaly patterns in the near-surface baroclinicity and  
742 accompanying anomalies in the atmosphere and oceans. Part I: North Atlantic Basin. *J. Climate*, 22,  
743 880–904. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2297.1>

744 NCL, The NCAR Command Language (Version 6.1.2) [Software]. (2013). Boulder, Colorado:  
745 UCAR/NCAR/CISL/VETS. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>

746 O'Neill, L. W., Esbensen, S. K., Thum, N., Samelson, R. M., & Chelton, D. B. (2010). Dynamical  
747 analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale SST perturbations. *Journal of*  
748 *Climate*, 23(3), 559-581.

749 O'Neill, L. W., Chelton, D. B., & Esbensen, S. K. (2012). Covariability of surface wind and stress  
750 responses to sea surface temperature fronts. *Journal of Climate*, 25(17), 5916-5942.

751 Perlin, N., De Szoeki, S. P., Chelton, D. B., Samelson, R. S., Skillingstad, E. D., and Larry W.  
752 O'Neill (2014) Modeling the atmospheric boundary layer wind response to mesoscale sea surface  
753 temperature perturbations. *Monthly Weather Review* 2014 doi: [http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-](http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00332.1)  
754 [00332.1](http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00332.1)

755 Putrasahan, DA, Miller AJ, Seo H. (2013) Isolating mesoscale coupled ocean-atmosphere interactions  
756 in the Kuroshio Extension region. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 63:60-78.  
757 10.1016/j.dynatmoce.2013.04.001  
758

759 Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., & Schlax, M. G. (2007) Daily  
760 high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20(22), 5473-5496.

761 Rivière, G. (2009) Effect of latitudinal variations in low-level baroclinicity on eddy life cycles and  
762 upper-tropospheric wave-breaking processes, *J. Atmos. Sci.*, 66, 1569–1592.

763 Shimada, T., and S. Minobe (2011) Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea  
764 surface temperature fronts using AIRS/Aqua data, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L06704,  
765 doi:10.1029/2010GLO46625

766 Small, R. J., S. P. DeSzoek, S. P. Xie, L. O'Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall and S.  
767 Minobe (2008) Air-sea interaction over ocean fronts and eddies, *Dyn. Atmos. Ocean.* 45, 274–319.  
768 doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001

769 Small, R. J., Tomas, R. A., Bryan, F. O. (2014) Storm track response to ocean fronts in a global high-  
770 resolution climate model. *Climate Dynamics*, doi 10.1007/s00382-013-1980-9. Strong, C.,  
771 Magnusdottir, G., 2008: Tropospheric Rossby Wave Breaking and the NAO/NAM. *J. Atmos. Sci.*, 65,  
772 2861–2876. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JAS2632.1>

773 Taguchi B, Nakamura H, Nonaka M, Xie S-P. (2009) Influences of the Kuroshio/Oyashio extensions  
774 on air-sea heat exchanges and storm track activity as revealed in regional atmospheric model  
775 simulations for the 2003/04 cold season. *J Clim* 22:6536-6560

776 Takatama, K., Minobe, S., Inatsu, M., and Small, R. J. (2012) Diagnostics for near-surface wind  
777 convergence/divergence response to the Gulf Stream in a regional atmospheric model. *Atmospheric*  
778 *Science Letters*, 1, 16-21. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/asl.355/full>

779 Takatama, K., Minobe, S., Inatsu, M., and Small, R. J. (2015) Diagnostics for near-surface wind  
780 response to the Gulf Stream in a regional atmospheric model. *J. Climate*, 28, 238-255, DOI:  
781 10.1175/JCLI-D-13-00668.1

782 Woollings, T., B. Hoskins, M. Blackburn, David Hassell and Kevin Hodges (2010). Storm track  
783 sensitivity to sea surface temperature resolution in a regional atmosphere model, *Clim. Dyn.*, 35, 341-  
784 doi: 10.1007/s00382-009-0554-3

### 3.5 Robustesse de la réponse et comparaison avec d'autres études

Quelques études récentes utilisent un protocole expérimental proche de celui utilisé dans ce chapitre permettant de comparer la robustesse de la réponse des tempêtes extra-tropicales de l'Atlantique Nord en hiver à la représentation réaliste et à haute résolution du front de SST dans la région du Gulf Stream.

Small et al. (2014b) utilisent le GCM CAM4 à  $0.5^\circ$  (environ 50 km aux moyennes latitudes) forcé par les SST mensuelles à  $0.25^\circ$  de la réanalyse de Reynolds et al. (2007). Deux expériences sont réalisées, de 60 ans chacune : l'une pour laquelle les SST sont conservées à leur résolution initiale, l'autre pour laquelle elles sont lissées de façon à ressembler aux SST utilisées dans les modèles ne résolvant pas les tourbillons de méso-échelle. La détection des tempêtes est estimée par un diagnostic statistique qui mesure l'anomalie par rapport à la moyenne de la variance du vent méridien à partir des champs à une fréquence de 5 jours pour pouvoir estimer la variabilité synoptique. La comparaison à ERAI a montré une sur-estimation du nombre de tempêtes dans leur expérience à haute résolution, qu'ils interprètent comme une sensibilité erronée aux gradients de SST ou un biais propre du modèle dans la représentation des tempêtes. On trouve également cette sur-estimation le long du Gulf Stream dans notre évaluation pour l'ensemble des tempêtes détectées (voir Figure 3.5, 2<sup>ème</sup> ligne) mais le modèle utilisé dans cette thèse tend en revanche à sous-estimer le nombre de tempêtes fortes sur cette zone (voir Fig. 3.6). Small et al. (2014b) ont montré une forte réponse locale de la quantité de tempêtes extra-tropicales au-dessus du front de SST associé au Gulf Stream, avec un détachement de la côte du maximum de la route dépressionnaire qui est déplacé le long de la partie chaude du front (Figure 3.7), en accord avec nos résultats (voir Fig. 9 de Piazza et al. (2014, subm.)). Cependant dans leur étude, ce déplacement s'accompagne d'une augmentation du nombre de tempêtes, alors que nos résultats montrent qu'en moyenne la diminution au nord du front est plus importante que l'augmentation au sud. La décomposition en régime de temps que nous avons utilisée a montré que les régimes de type blocage (Dorsale Atlantique et Blocage Scandinave) sont favorables à la diminution de la densité de tempêtes sur la partie froide du front, alors que les régimes de type zonal (Atlantique Est et Régime Zonal) sont favorables à l'augmentation sur la partie la plus chaude du front (voir Fig. 10 de Piazza et al. (2014, subm.)).

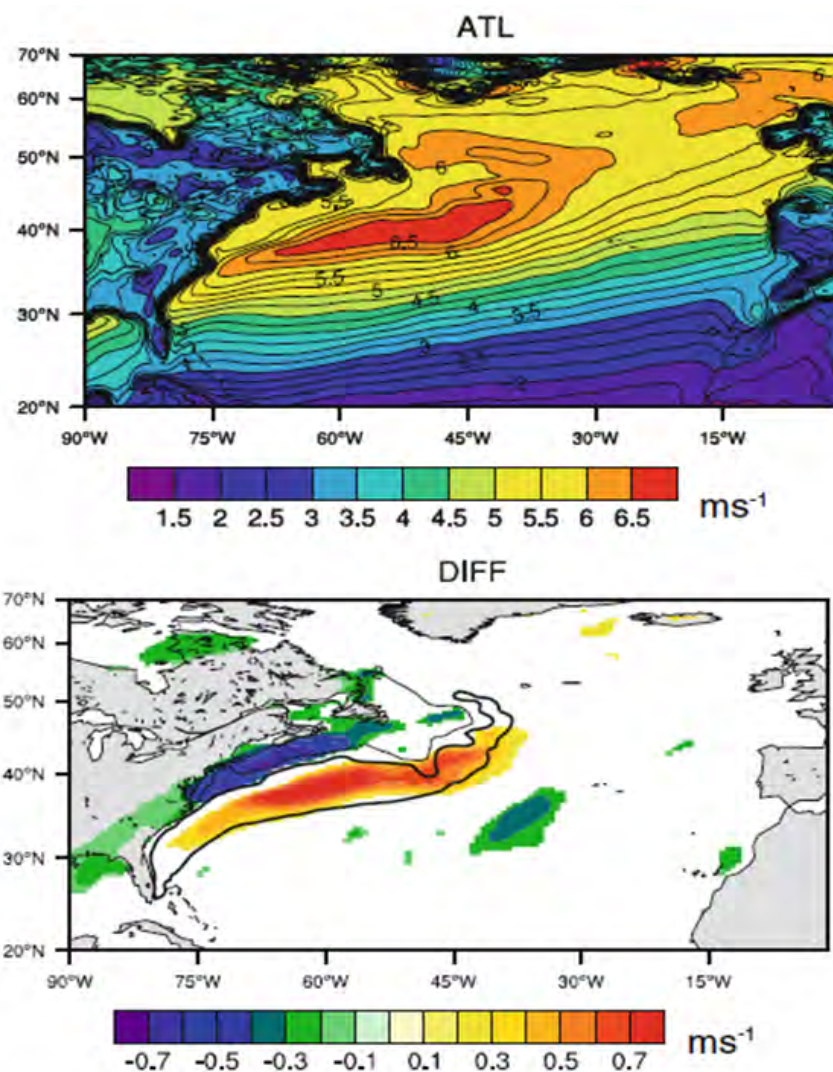


FIGURE 3.7 – Route dépressionnaire de l’Atlantique Nord telle que définie par la moyenne saisonnière de l’écart-type des anomalies de petite échelle spatiale du vent méridien à 60 m (en  $ms^{-1}$ ) pour (en haut) l’expérience atmosphérique forcée par des SST à haute résolution et (en bas) la différence entre l’expérience forcée par des SST à haute résolution et l’expérience forcée par des SST lissées globalement (seulement les valeurs pour lesquelles la significativité statistique excède 95% sont représentées, et les contours noirs épais (fins) représentent les anomalies de SST de  $+2^{\circ}C$  ( $-2^{\circ}C$ )). Adapté de Small et al. (2014b).

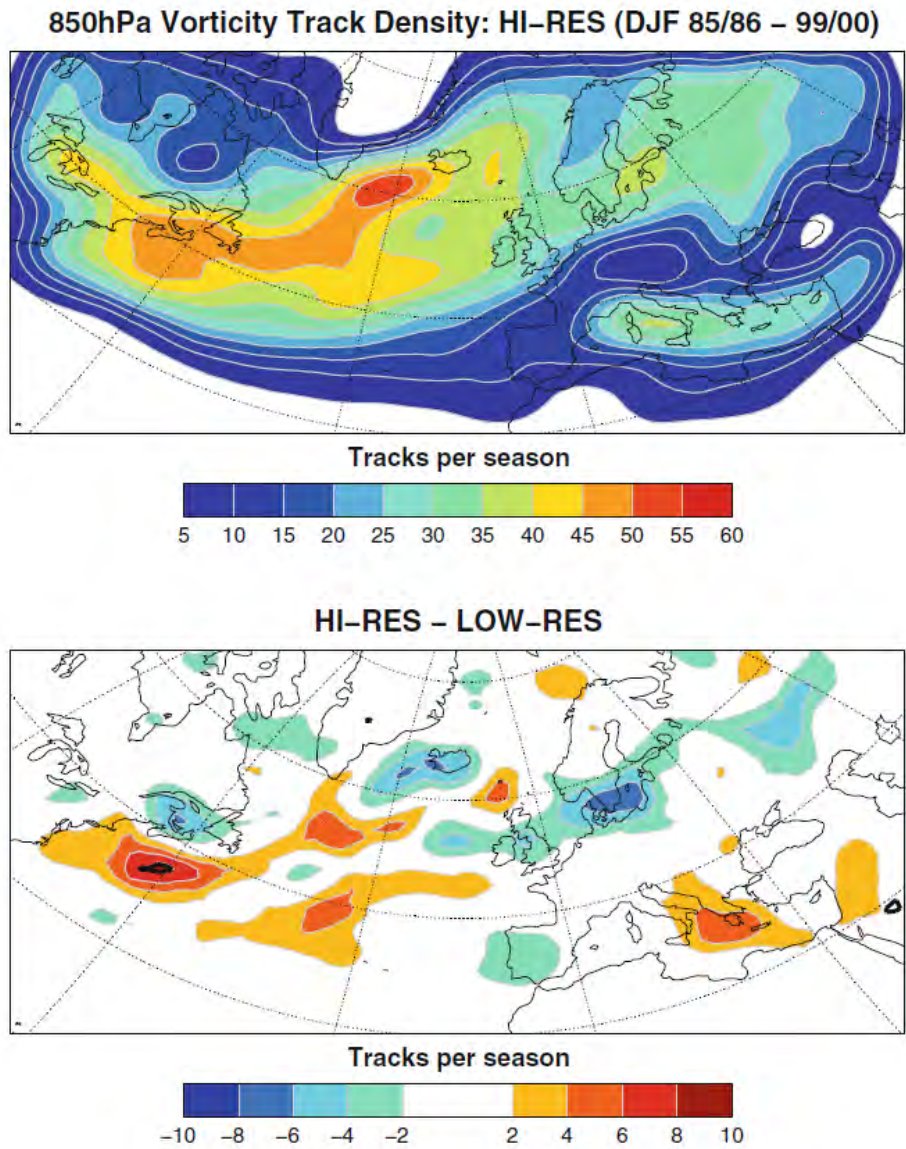


FIGURE 3.8 – Densité de trajectoires (en nombre de tempête par hiver, DJF) pour (en haut) l'expérience atmosphérique HI-RES forcée par des SST à haute résolution et (en bas) la différence entre l'expérience HI-RES et l'expérience LOW-RES forcée par des SST lissées spatialement (les contours noirs épais représentent la significativité statistique de la différence à 95%). Adapté de Woollings et al. (2010).



Woollings et al. (2010) ont utilisé un modèle atmosphérique régional à haute résolution englobant l'Atlantique Nord et l'Europe pour évaluer la sensibilité de la route dépressionnaire aux résolutions temporelle et spatiale de la SST. En accord avec nos résultats et ceux de Small et al. (2014b), leurs résultats ont montré un décalage du maximum de la route dépressionnaire sur les eaux chaudes du front (Figure 3.8). Sur le reste du domaine, les différences ne sont pas significatives. Cependant, on remarque une tendance à l'augmentation sur le sud de l'Europe. Nos expériences ont montré une augmentation significative du nombre de tempêtes fortes dans cette région (voir Fig. 9 de Piazza et al. (2014, *subm.*)). Dans les expériences de Woollings et al. (2010), l'absence de significativité s'explique peut-être par le fait que la durée des expériences est trop courte pour isoler la réponse de la route dépressionnaire aux petites échelles de SST de sa variabilité naturelle, ou encore parce qu'il n'y a pas de distinction faite entre les tempêtes fortes et le reste de la distribution. De plus, nous avons montré que cette augmentation est associée à un déplacement et un renforcement du jet sub-tropical dans cette région, dus à des changements de déferlement d'ondes de Rossby sur le centre du bassin Atlantique Nord. La tendance similaire de la réponse des tempêtes sur le sud de l'Europe aux gradients de SST du Gulf Stream dans Woollings et al. (2010) suggère que cette influence de la circulation de grande échelle sur la réponse des tempêtes peut être robuste au modèle utilisé.

La discussion du paragraphe précédent suggère que les résultats de l'étude du forçage des tempêtes extra-tropicales à la petite échelle spatiale des SST présentée dans ce chapitre 3 sont, dans une certaine mesure, robustes à différents facteurs comme le modèle utilisé (et donc à la fois aux paramétrisations de la couche limite susceptible d'affecter localement la tempête près de la surface, mais aussi à la représentation de la variabilité spatiale de grande échelle) et à la méthode de détection et de suivi utilisée. Pour s'en assurer, il faudrait reproduire rigoureusement le même protocole expérimental avec un grand nombre de modèles et réaliser une inter-comparaison des résultats. Cependant, une des limitations de notre étude est liée à un échantillonnage temporel faible. Il serait intéressant de prolonger nos simulations de quelques décennies (30 ans supplémentaires par exemple) pour augmenter la significativité de nos résultats.

Une autre limitation de cette étude est le cadre forcé des expériences qui ne permet pas les potentielles rétroactions atmosphériques sur l'océan, susceptibles de modifier l'ef-

fet du forçage océanique. Pour cela, nous complétons l'étude du forçage de petite échelle de l'atmosphère par l'océan dans le chapitre 4 en prenant en compte le couplage océan-atmosphère.



## Chapitre 4

# Influence du couplage sur l'interaction air-mer de petite échelle

### 4.1 Introduction

Dans le chapitre 3, nous avons vu que l'interaction air-mer de petite échelle donne lieu à d'importants flux de chaleur et d'humidité de l'océan vers l'atmosphère, et comment ces derniers modifient les modes de variabilité atmosphérique de grande échelle en aval de l'écoulement sur le front de SST. Cependant, ces analyses ont été réalisées dans le cadre idéalisé d'expériences atmosphériques forcées. Les potentielles rétroactions de l'atmosphère sur l'océan n'étaient donc pas prises en compte. Une analyse complémentaire consiste à étudier les effets de l'interaction air-mer de petite échelle dans le cadre du système couplé océan-atmosphère. Cela permet d'intégrer les effets des courants océaniques sur la tension du vent à la surface et les modifications structurelles de la couche de mélange océanique induites par le vent via le transport d'Ekman et le mélange vertical des couches océaniques superficielles.

Dans ce chapitre, on s'intéresse à la réponse du système couplé océan-atmosphère aux petites échelles océaniques dans la région du Gulf Stream. Dans un premier temps, on s'intéresse à l'influence du couplage sur le forçage de l'atmosphère par l'océan mis en évidence au chapitre 3. La question que l'on se pose est de savoir si le couplage amplifie ou bien amortit le forçage de l'atmosphère par les petites échelles de SST aux échelles de temps saisonnière à inter-annuelle. Puis on s'intéresse à la réponse des tempêtes aux petites

échelles de SST et enfin à la sensibilité de l'influence de l'atmosphère sur l'océan à l'échelle du bassin océanique.

## 4.2 Présentation des expériences couplées

De nombreuses études ont utilisé des modèles numériques pour étudier l'impact du couplage océan-atmosphère aux moyennes latitudes et les effets possibles des rétro-actions atmosphériques (voir la sous-section 1.2.5 du chapitre 1). Pendant longtemps, les ressources numériques ne permettaient pas aux modèles de climat d'atteindre des résolutions permettant de représenter les dépressions extratropicales, sur des durées suffisamment grandes (plusieurs années voire plusieurs dizaines d'années) permettant d'étudier la variabilité des routes dépressionnaires aux échelles de temps saisonnière à décennale. Ces dernières années, le développement conjoint de configurations de modèles atmosphériques et océaniques à haute résolution a permis de repousser ces limitations, avec pour objectif de représenter le climat de façon toujours plus réaliste en prenant en compte les phénomènes de fine échelle.

Dans le chapitre 3, nous nous sommes intéressés à l'effet des fines échelles de SST sur l'interaction air-mer au niveau du Gulf Stream, et à son influence sur la couche limite atmosphérique et sur les modes de variabilité à l'échelle spatiale du bassin Nord Atlantique et Europe. Le présent chapitre vise à transposer ces problématiques dans le cadre du système couplé océan-atmosphère. Pour cela, on utilise le modèle couplé global ARPEGE-NEMO à haute résolution ( $0.25^\circ$  pour l'océan et environ 50 km aux moyennes latitudes pour l'atmosphère). Le modèle utilise la même configuration que celle utilisée pour les expériences forcées ; on s'assure ainsi de ne pas induire de biais dans les comparaisons entre expériences forcées et expériences couplées dus à l'utilisation de différents schémas de paramétrisation (voir section 2.1.1 pour les détails).

Deux expériences sont réalisées :

1. la première expérience (notée  $HRES_{couplé}$ ) est une simulation de 30 ans, initialisée au 1<sup>er</sup> novembre 1993 à partir de la réanalyse GLORYS pour l'océan.
2. la seconde expérience (notée  $SMTH_{couplé}$ ) suit le même protocole que la première, sauf que les valeurs du fichier de poids utilisé par le coupleur OASIS lors du transfert des champs de couplage océaniques vers ARPEGE ont été modifiées de façon à

lisser partiellement le champ de SST lors de la phase d'interpolation depuis la grille ORCA0.25 vers la grille T359. L'atmosphère "voit" alors des SST lissées à 4° dans la région du Gulf Stream (telle que définie dans la sous-section 2.3.1 et représentée Figure 3.1).

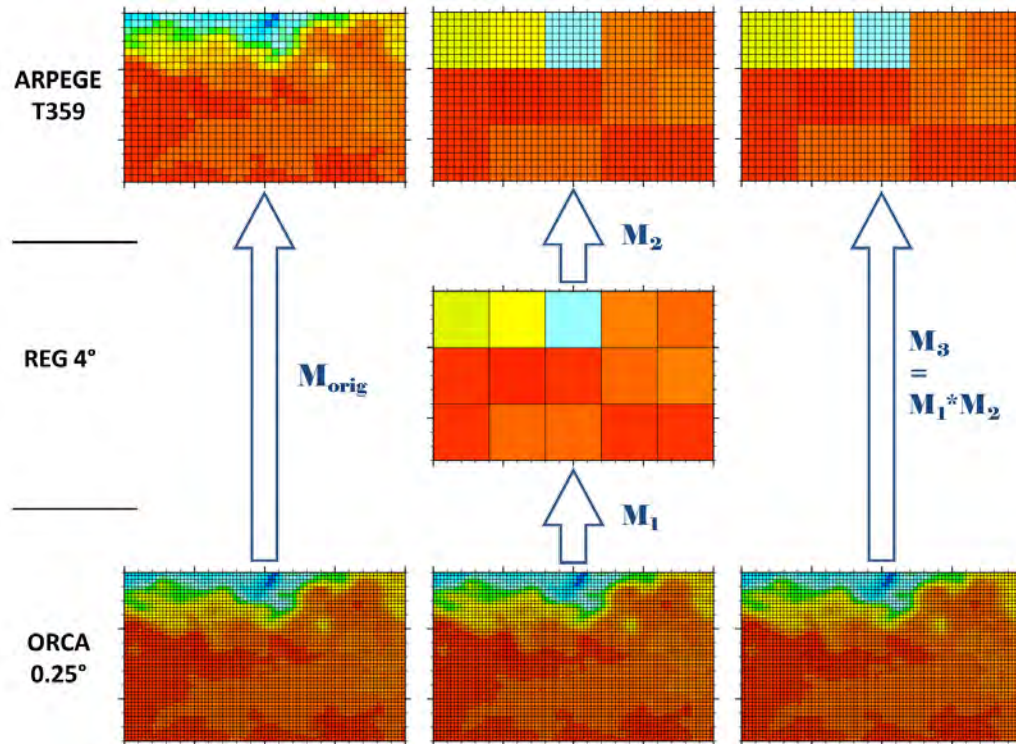


FIGURE 4.1 – Schéma de principe de la construction de la matrice de poids  $M_3$ , permettant d'interpoler le champ de SST (couleurs) depuis la grille ORCA0.25 vers la grille ARPEGE T359 lors de l'opération de couplage de l'océan vers l'atmosphère, en réalisant un lissage du champ à 4°. Pour cela une étape supplémentaire d'interpolation depuis la grille ORCA0.25 vers la grille régulière à 4° (REG4) est réalisée. Les flèches représentent les interpolations et sont orientées de la grille source vers la grille cible. Se reporter au texte pour les explications détaillées. On notera que les maillages sont représentés à titre indicatif et ne correspondent pas rigoureusement aux grilles utilisées.

Les valeurs du fichier de poids permettant d'interpoler la SST depuis la grille ORCA0.25 vers la grille ARPEGE T359 en opérant un lissage à 4° sur le GS ont été préalablement calculées en multipliant les matrices de poids et adresses  $M_1$  et  $M_2$ , définies telles que  $M_1$

réalise l'interpolation bilinéaire depuis la grille ORCA0.25 vers une grille régulière à  $4^\circ$  et  $M_2$  réalise l'interpolation bilinéaire depuis la grille régulière à  $4^\circ$  vers la grille d'ARPEGE T359 (voir Figure 4.1). On obtient alors une matrice  $M_3$  permettant d'interpoler depuis la grille globale ORCA0.25 vers la grille globale T359 en opérant un lissage à  $4^\circ$ , dont on ré-arrange les valeurs avec celles de la matrice de poids et adresses originale ( $M_{orig}$ ) permettant d'interpoler depuis la grille ORCA0.25 vers la grille T359, de telle sorte que les poids associés aux points sources situés dans la région du Gulf Stream soient ceux de la matrice  $M_3$ , et les autres ceux de la matrice  $M_{orig}$ .

Contrairement aux expériences forcées pour lesquelles le lissage de la SST est réalisé préalablement à la simulation, en couplé l'opération de lissage de la SST est réalisée à chaque pas de temps de couplage (i.e. toutes les 20 minutes) lors de l'étape d'interpolation depuis NEMO vers ARPEGE. Ainsi, dans l'expérience  $SMTH_{couplé}$ , pour une même date, la SST de NEMO est différente de la SST reçue par ARPEGE. Lorsque les champs atmosphériques de couplage sont transmis à l'océan, NEMO reçoit des champs de couplage (flux et vents) qui sont calculés par ARPEGE à partir du champ de SST lissé. Dans la suite, en cas d'ambiguïté, on distinguera les deux versions de la SST en les notant respectivement  $SST_{oce}$  pour l'océan et  $SST_{atm}$  pour l'atmosphère.

Ainsi, l'expérience  $HRES_{couplé}$  offre une configuration qui prend en compte à la fois les effets des fines échelles et du couplage entre les composantes atmosphérique et océanique.  $HRES_{couplé}$  montre donc la réponse du système climatique couplé aux fines échelles de SST dans la région du GS. D'autre part, les différences entre les simulations  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ , mises en perspective par rapport aux différences entre  $HRES_{forcé}$  et  $SMTH_{forcé}$ , permettent de mettre en évidence l'effet du couplage sur la réponse atmosphérique aux forçages du front de SST. Dans un premier temps nous nous intéressons à l'effet du couplage sur le front de SST du GS et à l'influence des rétroactions atmosphériques sur l'interaction air-mer de petite échelle. Ensuite, en faisant référence aux résultats du chapitre 3 en mode forcé, nous étudions la sensibilité au couplage de la réponse aux variations spatiales de petite échelle de la SST de la MABL et de la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord en hiver. On note que les analyses sont effectuées sur les 20 dernières années de chaque expérience, afin d'éviter de prendre en compte les dix premières années des simulations qui correspondent à la durée de la dérive du modèle.

### 4.3 Evaluation du modèle couplé

Au chapitre 3, nous avons montré que la réponse des tempêtes extra-tropicales aux petites échelles spatiales de SST associées au Gulf Stream dépend du régime de temps pendant lequel la tempête se produit. Dans un cadre couplé, à partir d'un GCM idéalisé linéaire barocline, Peng and Whitaker (1999) ont montré que la rétroaction de la route dépressionnaire au forçage thermique d'un front océanique était sensible à l'écoulement de grande échelle. Ces résultats soulignent l'importance de la représentation réaliste de l'écoulement de grande échelle par le modèle dans l'étude du couplage air-mer de petite échelle.

Or, à cause de la complexité des phénomènes physiques représentés et de leurs interactions, les modèles couplés ont souvent du mal à simuler certaines caractéristiques du système couplé océan-atmosphère, comme l'influence de l'océan Atlantique tropical et de la langue d'eau froide sur la Mousson Africaine (Caniaux et al. (2011)). Cependant, Delworth et al. (2011) ont suggéré que la haute résolution, en prenant en compte les tourbillons océaniques de méso-échelle, pouvait améliorer certains biais des modèles couplés (comme les précipitations au niveau d'un front océanique ou au-dessus de zones de relief avec une fine orographie) et améliorer la représentation de l'état moyen.

Dans cette section, nous présentons des éléments d'évaluation du modèle à grande échelle sur le bassin Atlantique Nord étendu à l'Europe et à petite échelle au niveau du front de SST, avec la représentation de l'interaction air-mer de petite échelle.



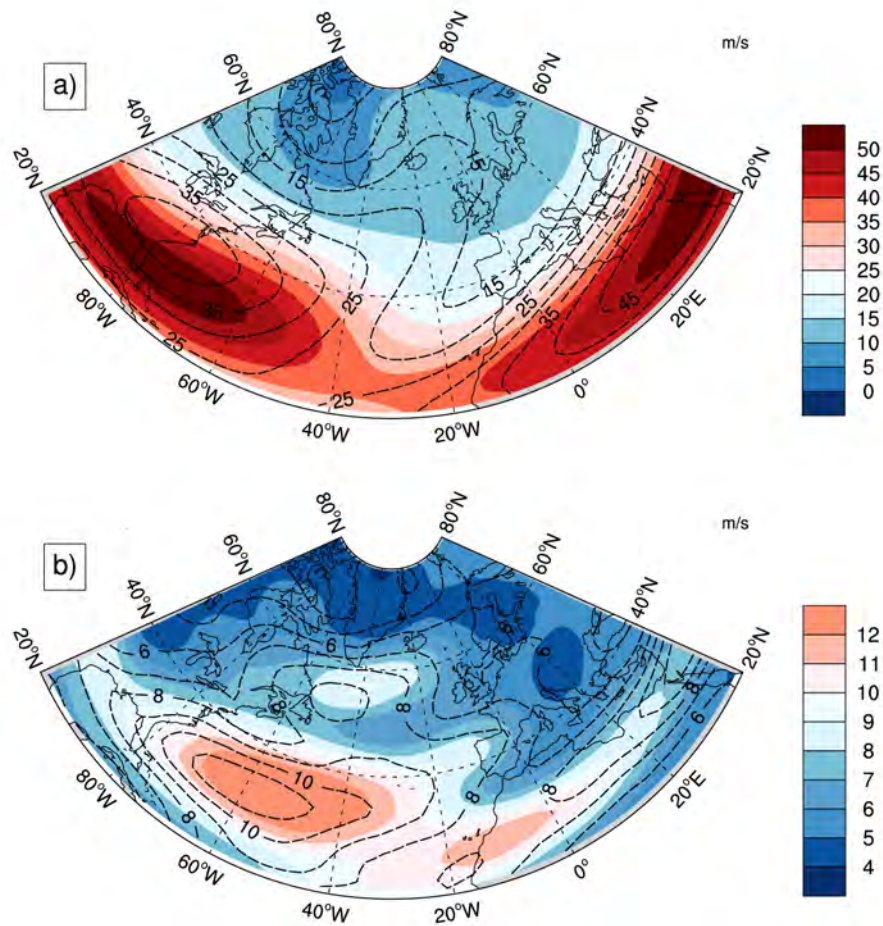


FIGURE 4.2 – (a) Moyenne et (b) écart-type (en  $m s^{-1}$ ) du vent zonal à 200 hPa pour  $HRES_{couplé}$  (couleurs) et ERAI (contours). Hiver étendu (NDJFM).

**Courant jet des moyennes latitudes** L'état moyen du courant jet dans le modèle est évalué par rapport à ERAI. Le vent zonal à 200 hPa est utilisé comme indice de représentation du jet. La Figure 4.2 montre que le maximum du courant jet des moyennes latitudes est positionné trop au sud à l'ouest du bassin près de la côte nord Américaine. Son extension vers le nord-est présente un biais négatif de 5 à 10  $m s^{-1}$ , soit une sous-estimation de près de 30% par rapport à ERAI. Ce biais correspond à une représentation trop zonale du jet par le modèle, qui s'étend davantage vers l'est que vers le nord-est sur le bassin, ce

qui conduit à un jet plus fort sur l'Europe que dans la réanalyse (2 à 4  $ms^{-1}$  soit environ 20% plus fort que ERAI). En revanche, au sud-est du bassin, l'état moyen du courant jet sub-tropical est bien représenté par le modèle.

**Régimes de temps** La décomposition en régimes de temps dépend fortement de la période utilisée pour la classification, et on considère généralement que 30 ans est le minimum nécessaire pour obtenir une classification robuste. La taille de l'échantillon temporel des expériences couplées (20 ans) étant trop courte pour cela, la décomposition en régimes de temps des expériences  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  est réalisée à partir de la classification obtenue avec les anomalies journalières de Z500 des expériences forcées (voir section 3.3).

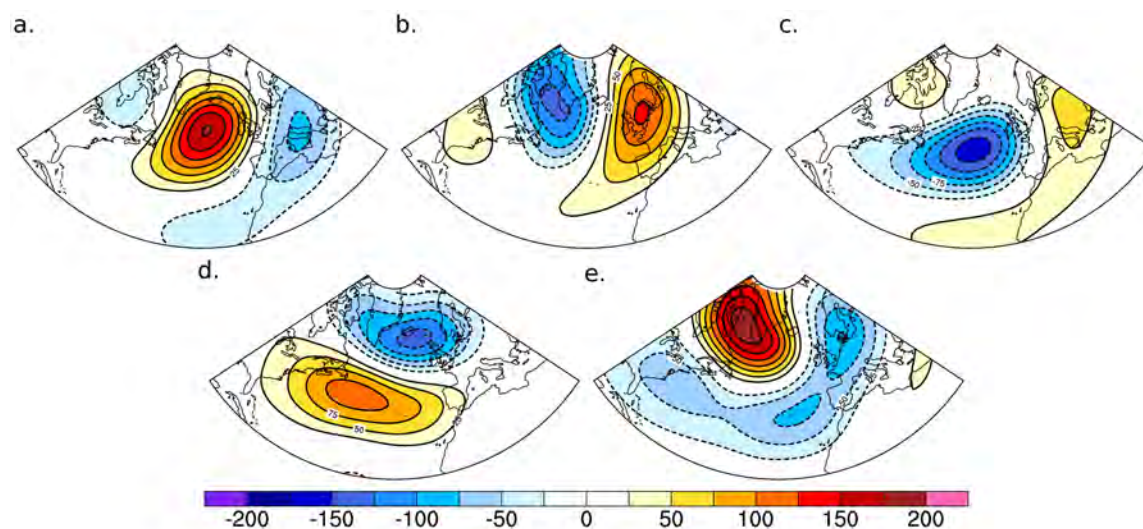


FIGURE 4.3 – Composites des anomalies journalières de Z500 (en  $m$ ) pour les 5 régimes de temps de  $HRES_{couplé}$ , à partir d'une attribution des centroïdes de  $HRES_{forcé}$ , sur l'Atlantique Nord en hiver étendu (NDJFM). (a-e) Dorsale Atlantique (AR), Blocage Scandinave (BL), Atlantique Est (EA), zonal (ZO), Anticyclone Groenlandais (GA).

Les composites de Z500 par régimes pour  $HRES_{couplé}$  (Figure 4.3) sont similaires à ceux obtenus pour  $HRES_{forcé}$  (voir Fig. 2 de l'article 3.4), elles-mêmes proches de la réanalyse (voir Fig. 3.2). Ces résultats justifient d'une part l'utilisation de la classification réalisée en forcé pour l'attribution des anomalies journalières de Z500 des simulations couplées, et d'autre part ils indiquent que la variabilité spatiale basse fréquence du modèle couplé sur

l'Atlantique Nord produit des structures réalistes.

La comparaison des fréquences d'occurrence des différents régimes (voir Table 4.1) entre couplé, forcé et ERAI, montre que, en accord avec la réanalyse, le régime prédominant est le régime d'Atlantique Est (EA), et le régime le moins fréquent est l'Anticyclone Groenlandais (GA). En forcé comme en couplé, le modèle tend à produire plus de Dorsale Atlantique (AR, +5% pour  $HRES_{couplé}$ ) que ERAI mais moins de Régime Zonal (ZO, -3% pour  $HRES_{couplé}$ ).

	ERAI	$HRES_{forcé}$	$HRES_{couplé}$
ZO	22	23	19
EA	22	23	23
GA	17	15	17
AR	15	20	20
BL	24	19	21

TABLE 4.1 – Comparaison des fréquences d'occurrence (en %) des 5 régimes de temps pour ERAI,  $HRES_{forcé}$  et  $HRES_{couplé}$ .

**Les flux turbulents à la surface** Dans la section 3.3, nous avons vu que le modèle atmosphérique forcé tend à sur-estimer la valeur des flux de chaleur turbulents à la surface, et que l'évaluation est rendue difficile par leur sous-estimation systématique dans les produits de réanalyses (Roberts et al. (2011)). Nous avons vu que malgré des distributions spatiales similaires, les amplitudes des flux étaient très différentes (le flux chaleur latente moyen excédait  $220 W m^{-2}$  sur l'ensemble du front en forcé, alors que ces valeurs étaient à peine atteintes dans les réanalyses ERAI et MERRA). En couplé, l'amplitude des flux de chaleur latente et de chaleur sensible est réduite sur la zone de front par rapport au forcé (Figure 4.4), ce qui tend à les rendre plus réalistes au regard des réanalyses. On note cependant qu'ils sont légèrement renforcés en couplé le long de la banquise.

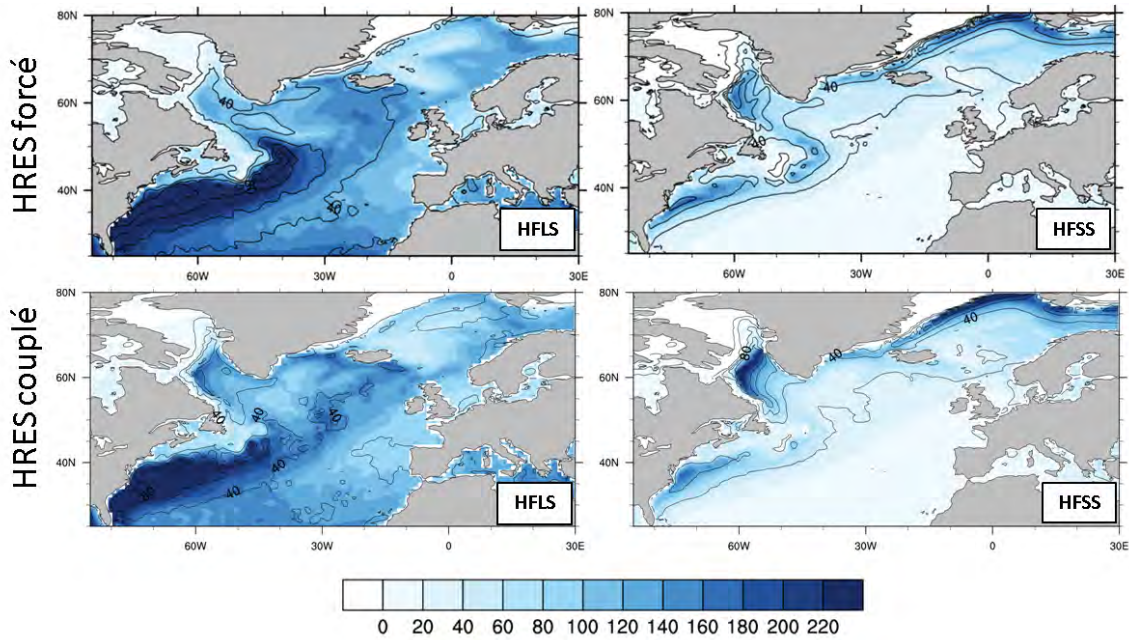


FIGURE 4.4 – Flux de chaleur latente (HFLS) et flux de chaleur sensible (HFSS) pour (ligne du haut)  $HRES_{forcé}$  et (ligne du bas)  $HRES_{couplé}$ . Hiver étendu (NDJFM).

**Variabilité spatiale de la SST au niveau du front océanique** Dans cette sous-section, on s'intéresse à la façon dont le front de SST et l'interaction de petite échelle dans la région du GS est affectée par le couplage. En particulier, le positionnement du front, son intensité et sa variabilité temporelle et spatiale sont comparés aux observations.

La Figure 4.5 permet de comparer la structure du front de SST en couplé et en forcé (les SST en forcé correspondent en fait aux observations NOAA-OI). Dans l'ensemble, malgré un décollement tardif, la structure spatiale du front de  $HRES_{couplé}$  présente de grandes similitudes avec les SST NOAA-OI, à ceci près qu'en moyenne l'intensité du front et sa variabilité spatiale sont légèrement sous-estimées par le modèle couplé (Figure 4.5a et b). Il y a également un important biais froid (entre 2 et 4°C) au sud du front mais la composante de petite échelle est presque nulle dans cette zone. La différence entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMT_{couplé}$  (Fig. 4.5c) fait apparaître une langue d'eau très chaude ( $\geq 4^{\circ}\text{C}$ ) le long de la côte jusqu'à la zone de décollement, suivie d'une extension zonale jusqu'à 50°W, puis un front assez diffus avec des anomalies froides ( $\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ ) au nord du front, mais également des anomalies chaudes ( $\sim 1^{\circ}\text{C}$ ), et enfin des anomalies de méso-échelle plus contrastées

des Grands bancs où une anomalie chaude (1-2°C) contourne par l'est une anomalie froide de même amplitude. En forcé, la différence entre  $HRES_{forcé}$  et  $SMTH_{forcé}$  (Fig. 4.5d) fait apparaître une extension zonale du front centré autour de 40°N avec un fort contraste de SST nord-sud pour lequel, contrairement au couplé, les anomalies négatives au nord sont plus fortes ( $\leq -4^\circ\text{C}$ ) que les anomalies positives au sud (max. 3.5°C). En résumé, le modèle couplé produit un front de SST plus fort le long de la côte jusqu'à son point de décollement mais nettement plus diffus dans son extension zonale (entre 65°W et 50°W) que par rapport aux observations.

La différence de  $SST_{oce}$  entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  (Fig. 4.5e) montre un réchauffement sur la partie nord du front et un refroidissement le long de la côte et après le décollement, là où le front est le plus intense. Ces anomalies correspondent aux effets des rétroactions atmosphériques locales liées à l'interaction air-mer de petite échelle dans cette région. Des anomalies de  $SST_{atm}$  et  $SST_{oce}$  de même signe (de signe opposé) correspondent à une rétroaction positive (négative) de l'atmosphère sur le front de SST. Ici la rétroaction est négative en moyenne au nord du front, avec une amplitude de 0.5 à 2.5°C, et positive le long de la côte, avec une amplitude de 1 à 2°C. Les effets des rétroactions sont présents seulement en amont et en aval de l'écoulement au passage d'un fort gradient de SST ; il n'y a pas de signal dominant sur la partie diffuse du front, ni au niveau des Grands Bancs.

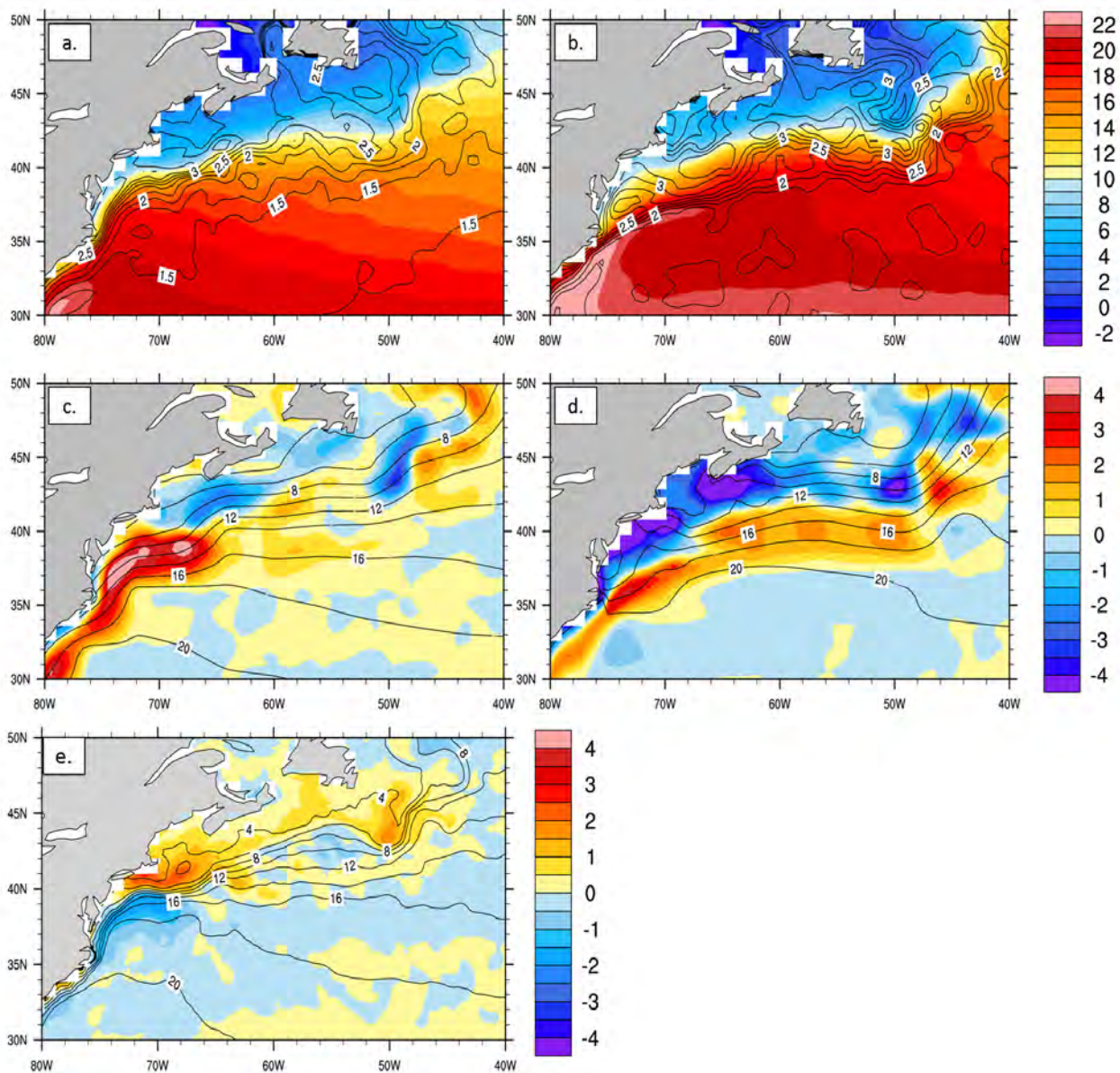


FIGURE 4.5 – Cartes de SST (en °C) dans la région du Gulf Stream en hiver étendu (NDJFM). (a)  $SST_{atm}$ , moyenne (couleurs) et écart-type (contours) pour  $HRES_{couplé}$ . (c)  $SST_{atm}$ , différences des moyennes  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$  (couleurs) et moyenne pour  $SMTH_{couplé}$  (contours). (b,d) Idem (a,c) mais avec  $HRES_{forcé}$  ( $SMTH_{forcé}$ ) à la place de  $HRES_{couplé}$  ( $SMTH_{couplé}$ ). (e) Idem (c) mais pour la  $SST_{oce}$ .

**Coefficient de couplage air-mer de petite échelle** L'intensité de l'interaction air-mer de petite échelle en hiver (DJF) est mesurée par le coefficient d'interaction (défini paragraphe 2.3.1) et comparée aux observations AMSR-E et QuikSCAT, et à l'expérience  $HRES_{forcé}$  (voir Figure 4.6). L'amplitude des anomalies de petite échelle de la SST est très similaire en couplé et en forcé. Cependant, l'amplitude de la distribution des anomalies de petite échelle du vent et de la SST est plus large dans les observations que dans les expériences. Ce résultat indique que les extrêmes des anomalies de petite échelle de vent et de SST ne sont pas bien représentés en couplé et en forcé. En revanche ils sont similaires dans les deux configurations, ce qui semble indiquer qu'il s'agit d'un biais du modèle atmosphérique, indépendamment de la configuration forcée ou couplée dans laquelle il est utilisé. Les coefficients de corrélation et d'interaction entre les anomalies de petite échelle du vent et de la température de surface sont très proches pour les deux expériences bien que près d'un tiers inférieurs à ceux des observations (voir 4.2). L'intensité de l'interaction de petite échelle n'est pas plus proche des observations dans la configuration couplée. D'autre part, le faible écart des coefficients entre forcé et couplé indique que l'intensité de l'interaction de petite échelle est robuste au couplage. Ce résultat suggère que les rétroactions atmosphériques locales n'influent pas sur la nature de cette interaction.

En couplé, le positionnement des anomalies chaudes montre un décalage vers le nord de la zone de décollement du front, qui a lieu autour de  $38^{\circ}\text{N}$  en couplé plutôt qu'au niveau de Cap Hatteras ( $35^{\circ}\text{N}$ ) tel que le montrent les observations. Au niveau du courant de retournement des Grands Bancs, les structures de méso-échelle échelle sont présentes mais légèrement décalées vers le nord par rapport aux observations, et l'amplitude des anomalies chaudes associées est légèrement sous-estimée.

#### 4.4 Influence locale du front de SST sur l'atmosphère

Dans cette section, on s'intéresse à la réponse de l'atmosphère (MABL et troposphère libre) au forçage par les petites échelles de SST au niveau du GS. L'effet du couplage de petite échelle sur les flux de chaleur turbulents et les vents à la surface peut être mis en évidence directement dans l'expérience  $HRES_{couplé}$ .

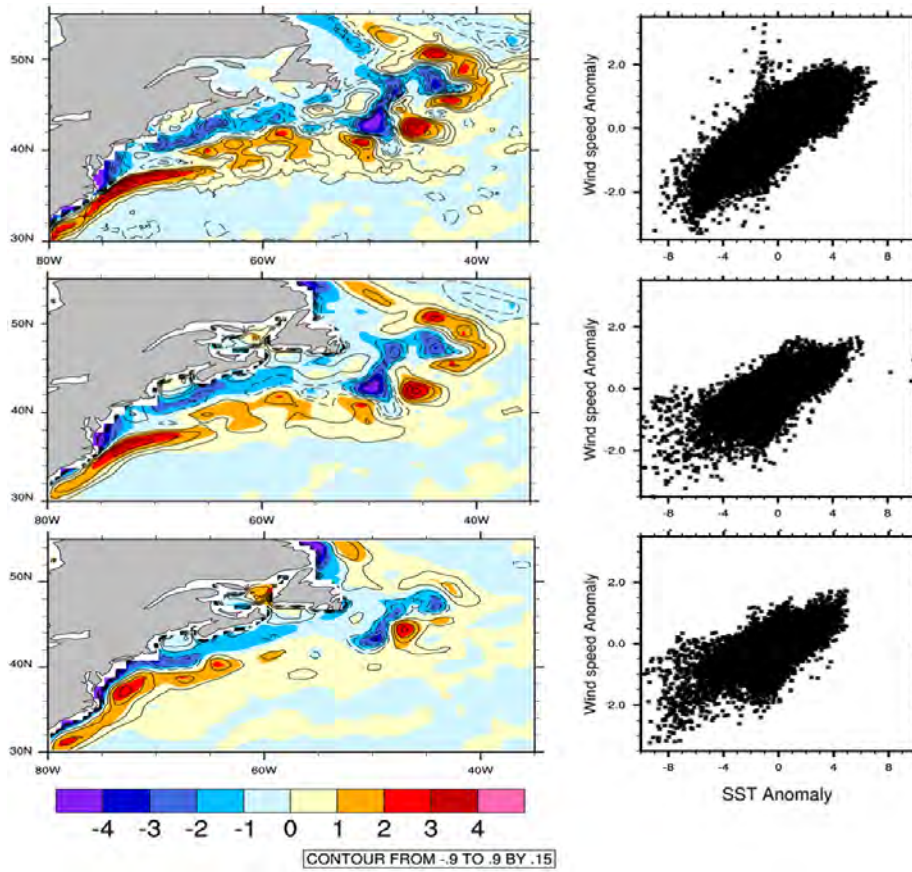


FIGURE 4.6 – SST (couleurs, en  $K$ ) et vitesse du vent à la surface (contours, en  $ms^{-1}$ ) filtrés passe-haut spatialement, (à gauche) moyennés en hiver (DJF) sur le domaine GS et (à droite) les nuages de points des anomalies journalières correspondantes moyennées temporellement par une moyenne glissante sur 3 semaines, toutes les deux semaines. (Haut) AMSR-E et QuikSCAT, (milieu)  $HRES_{forcé}$ , (bas)  $HRES_{couplé}$ .

	Coefficient de corrélation	Coefficient d'interaction
Observations	0.75	0.30
$HRES_{forcé}$	0.67	0.21
$HRES_{couplé}$	0.64	0.19

TABLE 4.2 – Coefficients de corrélation (sans unité) et d'interaction (en  $ms^{-1}K^{-1}$ ) dans les observations (AMSR-E et QuikSCAT), en forcé ( $HRES_{forcé}$ ) et en couplé ( $HRES_{couplé}$ ), en hiver (DJF).



#### 4.4.1 Sensibilité des flux de chaleur turbulents au couplage océan-atmosphère

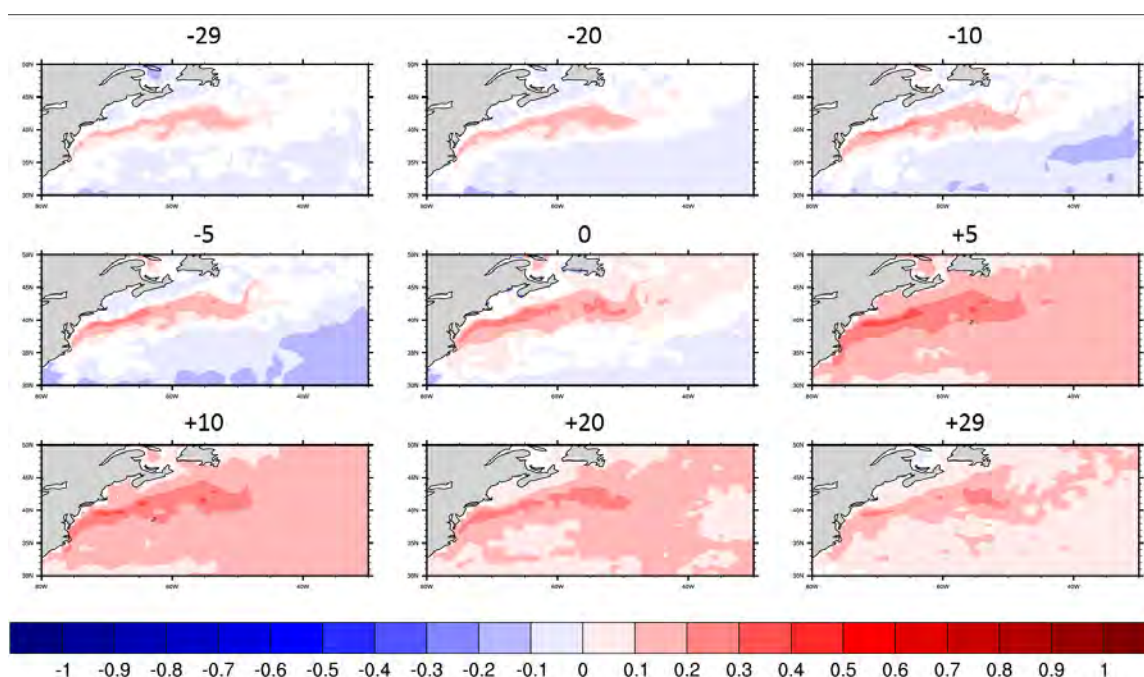


FIGURE 4.7 – Cartes des corrélations temporelles déphasées entre les anomalies journalières de la SST et des flux de chaleur turbulents à la surface (positifs vers le haut) dans  $HRES_{couplé}$ , pour des déphasages (de haut et bas et de gauche à droite) de -29, -20, -10, -5, 0, 5, 10, 20 et 29 jours (la SST est en avance aux déphasages positifs). Les valeurs pour lesquelles la significativité de la corrélation est inférieure à 95% sont masquées. Hiver étendu (NDJFM), le cycle saisonnier (calculé avec 2 harmoniques) a été retiré.

Dans l'expérience  $HRES_{couplé}$ , les flux de chaleur latente ont une distribution spatiale similaire à  $HRES_{forcé}$  mais sont en moyenne plus faibles (Figure 4.4). C'est dans la région du GS que cette différence est la plus prononcée, bien que les flux de chaleur latente y excèdent les  $220 Wm^{-2}$  sur près de la moitié du front. Les flux de chaleur sensible sont également plus faibles sur le GS dans  $HRES_{couplé}$  que dans  $HRES_{forcé}$ , en particulier sur la zone de retournement des Grands Bancs. En revanche ils sont plus forts aux hautes latitudes le long de la calotte polaire, où ils excèdent  $200 Wm^{-2}$ . Cette diminution des flux de chaleur turbulents au niveau du front océanique tend à rendre les flux plus réalistes au regard des réanalyses.

Les corrélations temporelles déphasées entre les champs de SST et de flux de chaleur turbulents à la surface (positifs vers le haut) dans  $HRES_{couplé}$  (voir Figure 4.7) ont été calculées à partir des anomalies journalières par rapport au cycle saisonnier en hiver étendu (de novembre à mars, la tendance a été enlevée sur la période considérée). Aux déphasages négatifs, les flux turbulents sont en avance sur les SST. Le contraste entre corrélations positives sur le front et négatives en dehors est révélateur de l'effet du couplage de petite échelle sur le forçage des flux turbulents par les SST. En dehors du front, les corrélations négatives indiquent que les anomalies de SST sont pilotées par les anomalies de flux de chaleur turbulents à la surface. En revanche, les corrélations positives le long du front de SST signifient que des anomalies positives (négatives) de flux de l'océan vers l'atmosphère sont associées à des anomalies positives (négatives) de SST. Les corrélations positives les plus fortes se situent quand la SST est en avance sur l'atmosphère (de 5 à 10 jours). Elles sont dues à la persistance des SST. Cet effet est visible jusqu'à un déphasage négatif de 29 jours.

Les anomalies entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  de flux de chaleur latente et de chaleur sensible à la surface (Figure 4.8) montrent une forte corrélation spatiale avec les anomalies de  $SST_{atm}$ . La décomposition des anomalies (voir l'article 3.4, paragraphe 2.4) a été réalisée pour la différence de flux de chaleur latente entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ . En forcé, la décomposition avait montré que les anomalies des flux de chaleur latente et des flux de chaleur sensible étaient tous les deux dus à la déstabilisation de la couche limite. Ici, on s'intéresse uniquement au cas des flux de chaleur latente.

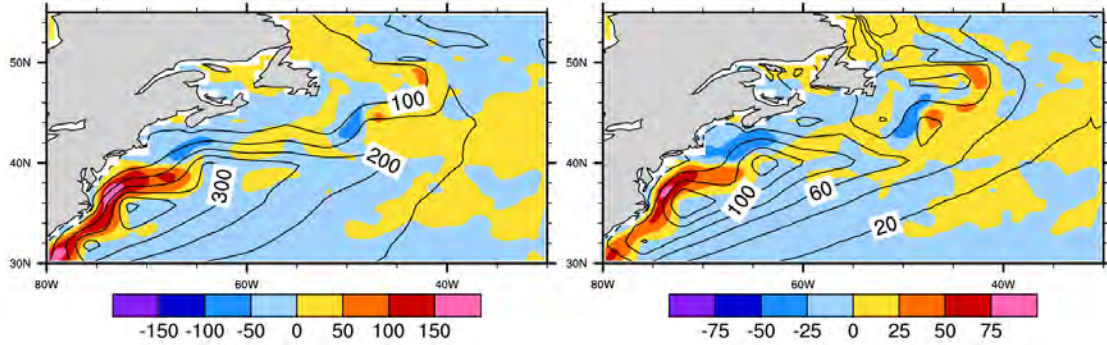


FIGURE 4.8 – Anomalies de flux de chaleur turbulents (en  $Wm^{-2}$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  sur le Gulf Stream, hiver étendu (NDJFM). (A gauche) Flux de chaleur latente et (à droite) flux de chaleur sensible. Les contours noirs représentent les valeurs de  $SMTH_{couplé}$ .

Malgré la différence de distribution spatiale, due aux biais de représentation du front dans le modèle couplé, le comportement des anomalies de flux de chaleur turbulents est similaire en couplé et en forcé. En effet, la décomposition de l'anomalie de flux de chaleur latente (Figure 4.9) montre qu'ils proviennent principalement de la déstabilisation de la couche limite, à travers la modification du coefficient d'échange. Viennent ensuite les contributions des changements de vent induits et du gradient vertical d'humidité spécifique. On note que l'amplitude de l'erreur de la décomposition est comparable à ces deux dernières contributions, suggérant que des non-linéarités apparaissent dans le couplé alors qu'elles n'existent pas en forcé. Le résultat de cette décomposition montre que la réponse des flux turbulents aux petites échelles de SST via la déstabilisation de la couche limite n'est pas sensible aux effets des rétroactions atmosphériques. En revanche, ces flux peuvent être responsables de la rétroaction négative de l'atmosphère sur le front, car en augmentant les pertes de chaleur sur la partie chaude du front et en les diminuant sur la partie froide, ils contribuent à affaiblir le gradient de  $SST_{oce}$ .

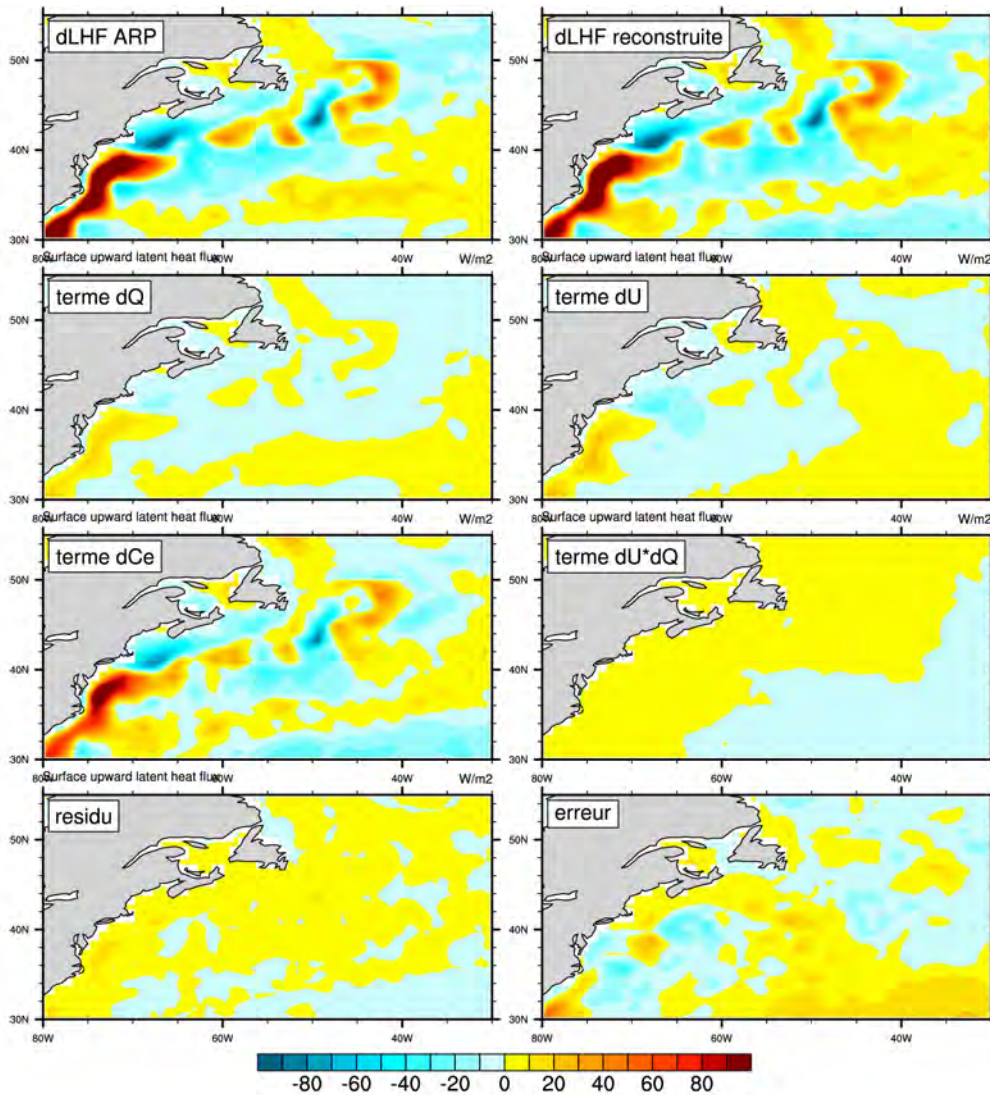


FIGURE 4.9 – Décomposition de l’anomalie de flux de chaleur latente (en  $Wm^{-2}$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  (hiver étendu). (a) Différence  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$ , (b) comme (a) mais pour les champs reconstruits, (c) contribution du terme correspondant au changement du gradient vertical d’humidité spécifique près de la surface, (d) contribution du terme correspondant au changement de vent induit près de la surface, (e) contribution du terme correspondant au changement de coefficient de transfert du flux de chaleur latente (associé à la stabilité de la MABL), (f) contribution du terme croisé entre les changements de vent et de gradient d’humidité près de la surface, (g-h) résidu et erreur de la décomposition.

#### 4.4.2 Sensibilité du vent au couplage océan-atmosphère

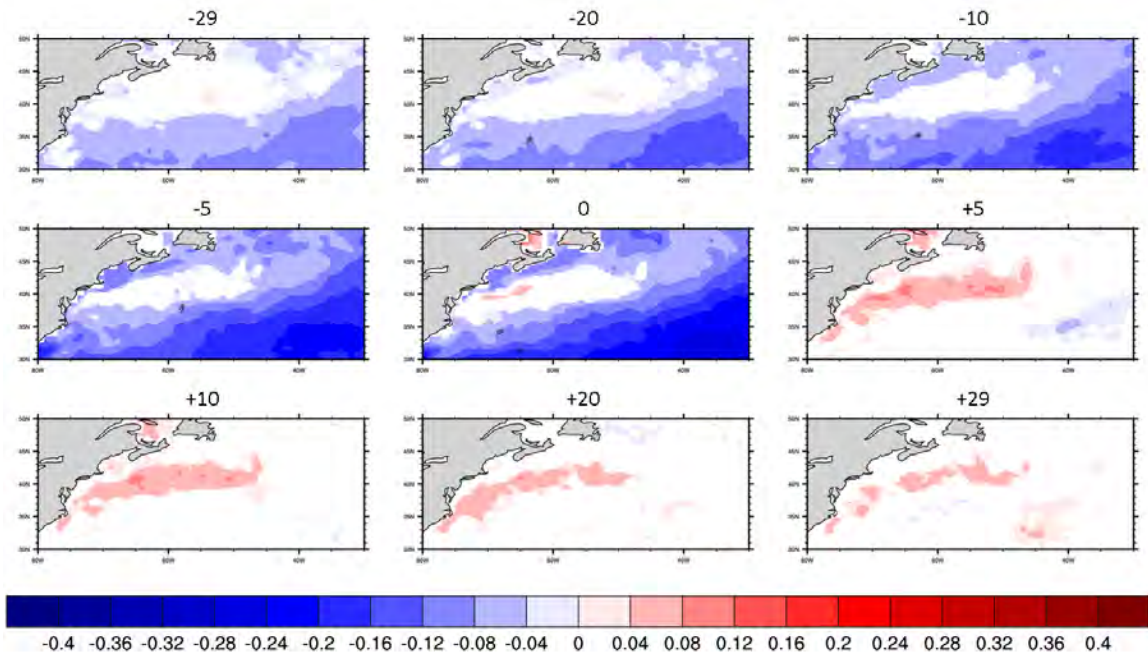


FIGURE 4.10 – Comme pour la Figure 4.7 mais avec la SST et la vitesse du vent à la surface.

L'étude des corrélations temporelles déphasées entre la SST et le vent près de la surface a été réalisée de la même façon qu'avec les flux de chaleur turbulents à la surface (paragraphe 4.4.1). Les cartes de corrélation de la SST avec la vitesse du vent (Figure 4.10) montrent aux déphasages négatifs et nul un contraste spatial entre le front de SST et le reste du domaine : alors que sur le reste du domaine les corrélations sont négatives à ces déphasages, elles sont nulles sur le front, voire légèrement positives pour un déphasage nul. Ce résultat illustre l'effet du couplage associé à la variabilité spatiale de petite échelle des SST sur le front. L'analyse des corrélations déphasées entre la SST et le vent à la surface montre que le couplage induit une réponse différente sur le front et en dehors ; en dehors du front, les anomalies positives (négatives) de vitesse du vent provoquent des anomalies négatives (positives) de SST dans une plage de 5 à 10 jours environ. En revanche, sur le front, les anomalies de SST ne sont pas soumises à l'influence de la vitesse du vent de surface. A

déphasage nul, le signe positif de la corrélation sur le front indique que les anomalies de SST forcent les anomalies de la vitesse du vent. Les corrélations positives aux déphasages positifs sur le front indiquent que le forçage du vent à la surface par les SST se fait sentir avec une égale intensité pendant 10 jours, et persiste environ 3 semaines.

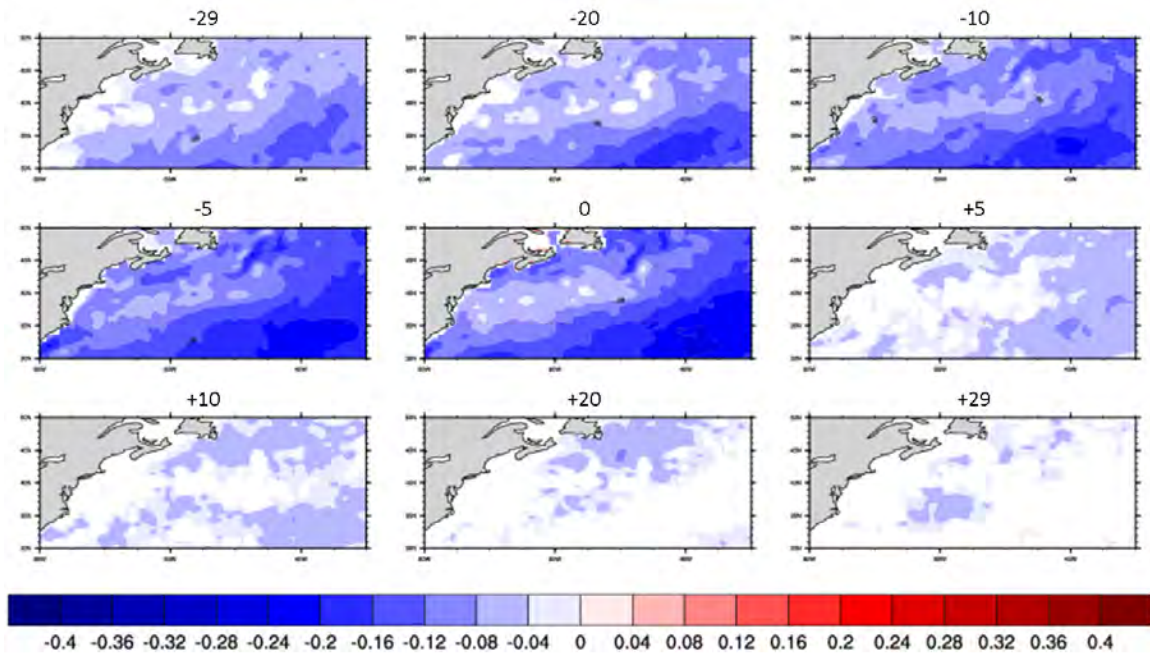


FIGURE 4.11 – Comme pour la Figure 4.10 mais avec la SST et la vitesse du vent à 850 hPa.

L'analyse des corrélations déphasées entre les anomalies de SST et la vitesse du vent à 850 hPa (Figure 4.11) montre une diminution, pour un déphasage nul, de l'intensité du forçage des SST par le vent au-dessus de la couche limite au-dessus du front, contrairement au reste du domaine. Cependant le signe de la corrélation est négatif partout, ce qui suggère que l'effet du forçage en SST sur le vent n'est pas sensible au-dessus de la couche limite atmosphérique.

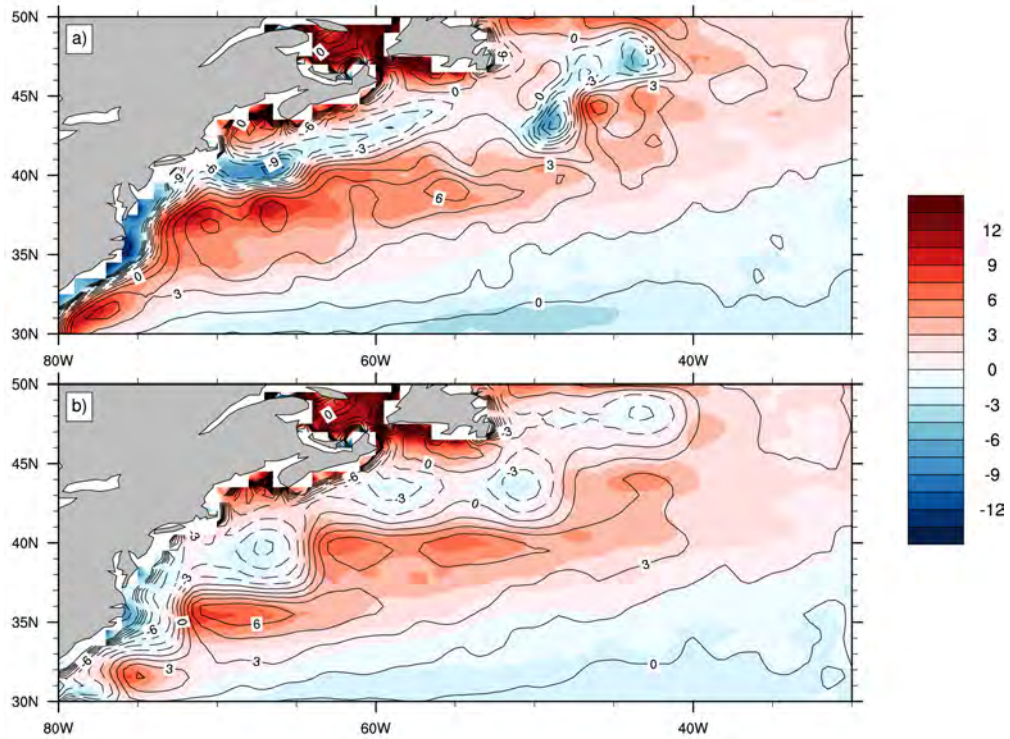


FIGURE 4.12 – Terme d’ajustement en pression de l’équation 3 de Takatama et al. (2012) (en couleurs,  $10^{-2}kgm^{-1}s^{-1}$ , voir texte pour les détails), et convergence de la quantité de mouvement près de la surface (en contours,  $10^{-2}kgm^{-1}s^{-1}$ , avec un intervalle de  $10^{-6}s^{-1}$ , les contours tiretés sont pour les valeurs négatives). (a)  $HRES_{couplé}$ , (b)  $SMTH_{couplé}$ . Les champs ont été légèrement lissés spatialement. Hiver étendu (NDJFM).

**Ajustement hydrostatique en pression** Comme nous l’avons vu dans la section 1.2.3, deux mécanismes permettent d’expliquer la réponse des anomalies de petite échelle du vent à la surface d’un front de SST :

1. le phénomène d’ajustement hydrostatique en pression,
2. le transfert vertical de quantité de mouvement horizontal via le mélange turbulent.

Takatama et al. (2012) proposent une décomposition du vent à la surface qui permet de distinguer les contributions respectives de ces deux mécanismes. Nous avons repris le

premier terme (noté  $T_1$ ) de l'équation 3 de Takatama et al. (2012) qui relie la convergence de quantité de mouvement au terme d'ajustement dû aux gradients de pression, et qui s'écrit :

$$T_1 = \frac{\varepsilon}{\varepsilon^2 + f^2} \nabla^2 P + M_1 P_x + M_2 P_y \quad (4.1)$$

où  $\varepsilon$  est le coefficient d'amortissement linéaire de la friction à la surface,  $f$  est le paramètre de Coriolis (on prend  $f = 2\omega \sin(\phi) = 1.45810^{-4} \sin(\phi)$ , avec  $\phi$  la latitude),  $P$  la pression à la surface de la mer. Les termes  $M_1$  et  $M_2$  sont des fonctions de  $\varepsilon$  et de  $f$ . Dans la suite, on choisit  $\varepsilon$  constant tel que  $\varepsilon = 2.0 \times 10^{-4} s^{-1}$  et on néglige les termes  $M_1$  et  $M_2$ , comme le suggèrent Takatama et al. (2012). La Figure 4.12 montre que la cohérence spatiale de la convergence de la quantité de mouvement (calculée comme la convergence du vent près de la surface que multiplie la densité de l'air  $\rho_a$ , avec  $\rho_a = 1.225 kgm^{-3}$ ) et de  $T_1$  est forte dans les deux expériences (Fig. 4.12a), bien que  $HRES_{couplé}$  montre des structures de petit échelle cohérentes et des valeurs de convergence et de divergence plus fortes que dans  $SMTH_{couplé}$ . Dans les deux expériences, le mécanisme d'ajustement en pression semble être le principal moteur de la convergence du vent près de la surface, cependant dans  $SMTH_{couplé}$  cet effet dû à l'interaction air-mer au niveau du front est près de deux fois plus faible que dans  $HRES_{couplé}$ .

#### 4.4.3 Influence du couplage sur la réponse des précipitations convectives au front de SST

Comme dans le cas des expériences forcées, les anomalies de précipitation convective entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  au niveau du GS montrent des différences significatives (Figure 4.13) là où les anomalies de  $SST_{atm}$  sont les plus fortes. Les anomalies chaudes le long de la côte et au niveau du décollement du Gulf Stream sont associées à une augmentation des précipitations de l'ordre de 2 à 3  $mmjour^{-1}$ , soit une augmentation de 50% par rapport à  $SMTH_{couplé}$ . Les anomalies négatives de précipitations sont situées au niveau des anomalies froides ; elles sont plus faibles en valeur absolue de l'ordre de 1  $mmjour^{-1}$  mais représentent également une diminution de l'ordre de 50% par rapport à  $SMTH_{couplé}$ . Bien que la distribution spatiale des anomalies de précipitation convective soit différente en forcé et en couplé, du fait des différences spatiales des fronts en forcé et en couplé, le



couplage ne semble pas modifier la réponse des précipitations aux petites échelles de SST.

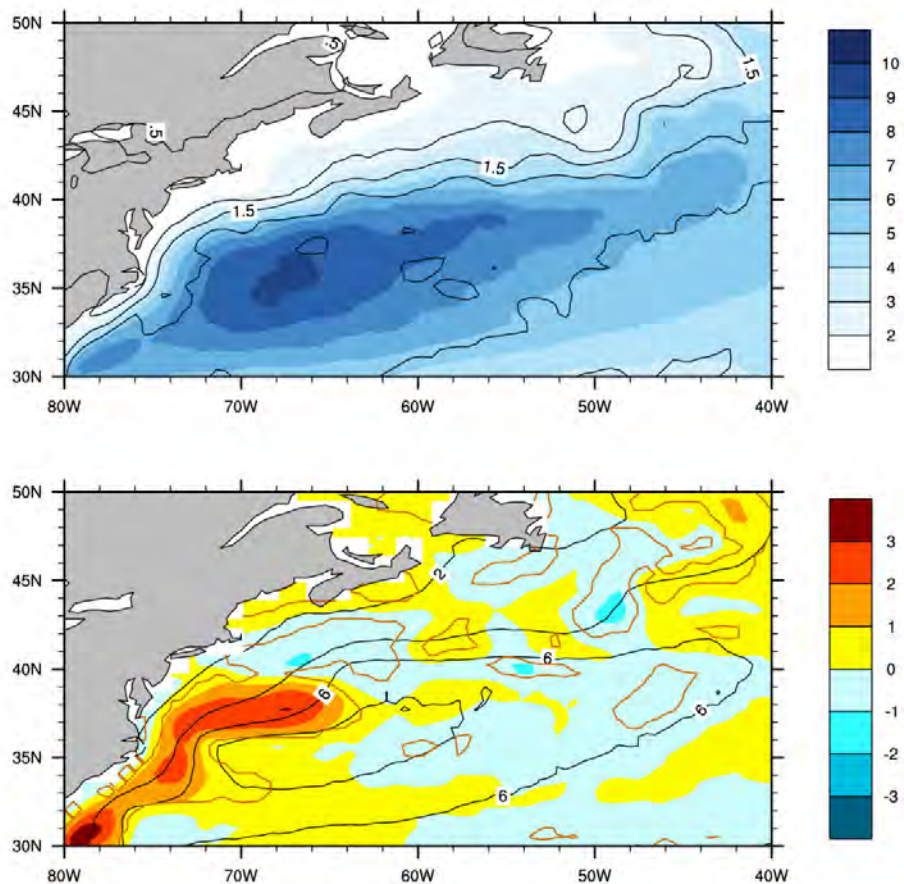


FIGURE 4.13 – Précipitation convectives journalières (en  $mm\,jour^{-1}$ ) sur le Gulf Stream en hiver étendu (NDJFM). (Haut) Moyenne (en couleurs) et écart-type (en contours) pour  $HRES_{couplé}$ . (Bas) Différence  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$  (en couleurs) et valeurs  $SMTH_{couplé}$  (en contours noirs). Les contours marrons indiquent là où la significativité statistique de la différence est égale ou supérieure à 95%.

## 4.5 Influence du couplage de petite échelle sur la variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord

Dans cette section, on s'intéresse à la réponse atmosphérique sur l'Atlantique Nord. On regarde à la fois comment la variabilité basse-fréquence spatiale est affectée via le courant

jet et les régimes de temps en hiver, et comment en retour ces changements impactent la route dépressionnaire des tempêtes extra-tropicales.

#### 4.5.1 Courant jet des moyennes latitudes

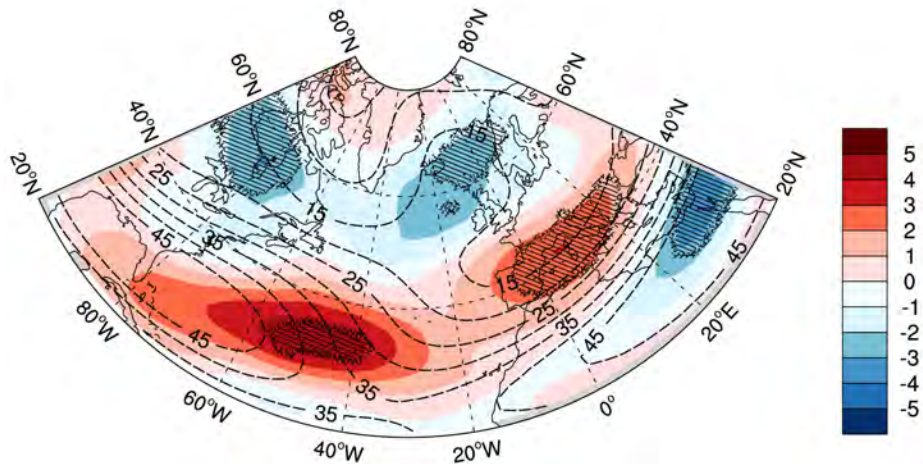


FIGURE 4.14 – Différence du vent zonal moyen à 200 hPa (en  $ms^{-1}$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ . Les contours tiretés représentent les valeurs de  $SMTH_{couplé}$ . Les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est égale ou supérieure à 95% (t-test). Hiver étendu (NDJFM).

La figure 4.14 montre que les différences d'état moyen de jet sont relativement faibles, avec un maximum de  $0.8$  à  $1.6 ms^{-1}$  au sud du Gulf Stream où il va de  $35$  à  $55 ms^{-1}$  en moyenne, soit une accélération du jet sur l'ouest du bassin de  $2$  à  $4\%$  due au couplage de petite échelle dans la région du front. Ce résultat avait déjà été remarqué en forcé avec des amplitudes similaires mais avec une extension bien plus marquée sur toute la partie centre de l'Atlantique Nord. En revanche, contrairement au cas du forcé pour lequel le jet sub-tropical remontait du nord de l'Afrique et s'intensifiait, dans le cadre du couplé on voit une tendance à l'affaiblissement au nord de l'Afrique et un renforcement sur le bassin Méditerranéen. La structure de cette anomalie indique un décalage de près de  $5^\circ$  vers le nord du maximum du courant jet sub-tropical.

Ce résultat montre une influence à grande échelle du couplage air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream. Les différences par rapport aux expériences forcées suggèrent

que 1) la différence d'état moyen du front de SST associé au Gulf Stream en couplé par rapport au forcé et/ou 2) le couplage océan-atmosphère modifient les mécanismes impliqués dans la réponse de la variabilité spatiale de grande échelle.

#### 4.5.2 Régimes de temps

Les composites des anomalies journalières de Z500 pour les 5 régimes de temps montrent des différences significatives entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  pour chaque régime (Figure 4.15).

Dans  $HRES_{couplé}$ , le régime Dorsale Atlantique est marqué par une extension du centre dépressionnaire le long de la côte est de l'Amérique du Nord. Or cet anticyclone tend à faire remonter le courant jet le long de la côte américaine vers le nord ; ce changement de la structure spatiale du régime suggère un affaiblissement du jet associé dans cette zone. Le Blocage Scandinave montre un renforcement du système de blocage sur la partie nord du domaine, ainsi qu'un affaiblissement de l'anticyclone sur le sud de l'Europe. Dans ce régime, le rail des dépressions est orienté vers le nord, en direction de la pointe sud du Groenland, et présente très peu d'entrée de tempêtes extra-tropicales sur l'Europe Occidentale. Ce changement peut favoriser d'avantage d'entrées de tempêtes sur le sud de l'Europe. Le régime d'Atlantique Est est le plus faiblement impacté par la petite échelle océanique du Gulf Stream, bien que localement le long de la côte est de l'Amérique du Nord il entraîne un affaiblissement local du centre dépressionnaire, qui est en revanche étendu sur le centre et le nord de l'Europe, mais ces différences restent faibles. Le régime Zonal, proche du régime d'Atlantique Est par la structure de l'écoulement de grande échelle, présente des changements semblables, avec un extension zonale à l'est de la dépression sur le Nord de l'Europe, et une anomalie positive au niveau du front océanique. Ce renforcement local de l'anticyclone est accompagné d'une anomalie négative au nord, contribuant à étendre aussi à l'ouest le système dépressionnaire situé sur la moitié nord du domaine. L'Anticyclone Groenlandais est atténué dans  $HRES_{couplé}$  par rapport à  $SMTH_{couplé}$ , et le blocage tend à s'étendre sur l'ouest de l'Europe, ce qui semble favorable à une diminution des entrées de tempêtes sur l'Europe. Une légère anomalie négative localisée au niveau de la région du Gulf Stream suggère un renforcement du jet dans cette zone. Les différences de fréquences d'occurrence pour les 5 régimes sont comprises entre  $\pm 1 - 2\%$  (Table 4.3) mais le faible échantillon temporel ne permet pas de savoir si ces différences sont robustes.

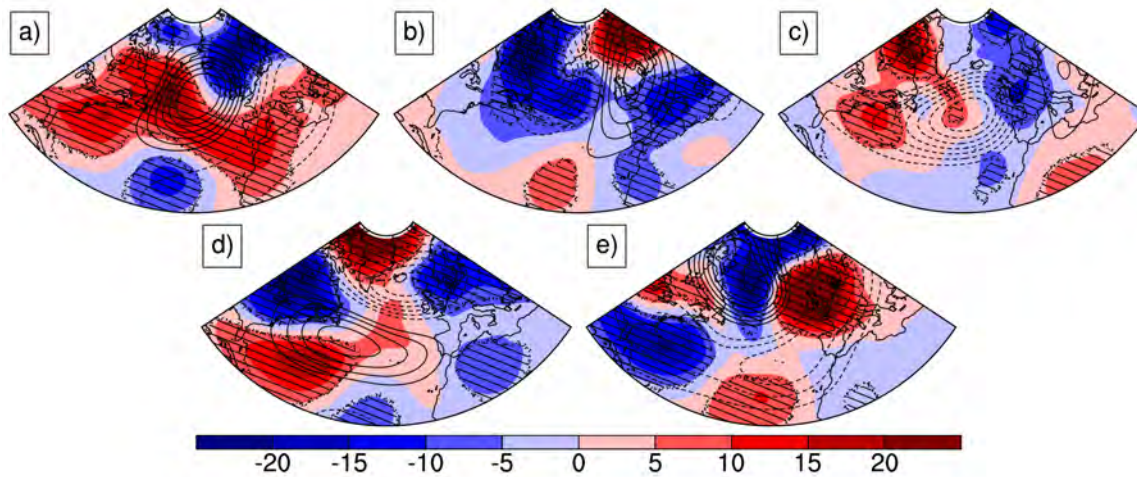


FIGURE 4.15 – Différences des anomalies de Z500 (en  $m$ ) entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  pour les 5 régimes de temps (a) AR,(b) BL,(c) EA,(d) ZO et (e) GA. Les contours représentent les valeurs de  $SMTH_{couplé}$  (en  $m$ ). Les hachures indiquent les zones où la significativité statistique de la différence est supérieure à 95% (t-test).

	$HRES_{couplé}$	$SMTH_{couplé}$
ZO	19	20
EA	23	21
GA	17	18
AR	20	19
BL	21	22

TABLE 4.3 – Fréquences d’occurrence (en %) des 5 régimes de temps pour  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ .

### 4.5.3 Influence sur les tempêtes extra-tropicales de l’Atlantique Nord

Dans cette section, on s’intéresse à la réponse du rail des dépressions au couplage air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream.

**Densité de trajectoires** La Figure 4.16 montre qu’il existe des différences significatives sur la partie ouest du bassin. La prise en compte des petites échelles de SST provoque une augmentation locale de 4 à 6 tempêtes par saison sur le front et au sud de celui-ci (soit près de 10% des tempêtes simulées dans ces zones dans  $HRES_{couplé}$ ), et à une diminution

sur l'est de l'Europe et la Mer Méditerranée (soit 10 à 15%). Il y a aussi une diminution significative sur l'ouest des États-Unis et sur l'île de Baffin, et une légère augmentation sur le Groenland. Sur le reste du domaine, le signal est bruité, avec des différences moyennes faibles sans cohérence spatiale évidente.

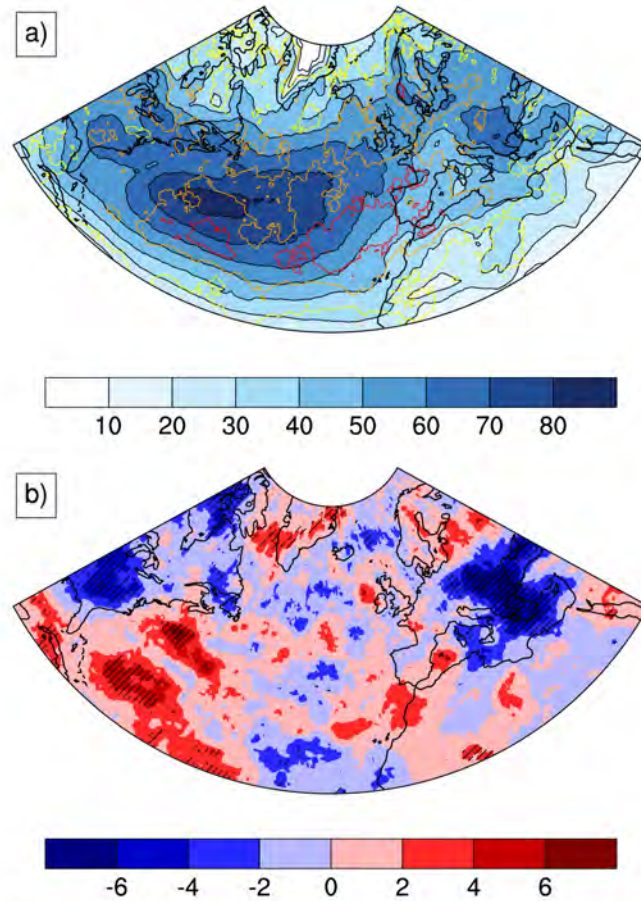


FIGURE 4.16 – Densité de trajectoires des tempêtes extra-tropicales (en nombre de tempête par saison) sur l'Atlantique Nord et l'Europe, en hiver étendu (NDJFM). (a) Moyenne  $HRES_{couplé}$  (plages de couleurs) et écart-type (les contours jaune, orange et rouge représentent les isolignes pour 2, 4 et 6 tempêtes par saison, resp.), (b) différence  $HRES_{couplé} - SMTH_{couplé}$  (les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est supérieure à 95%, avec un test en bootstrap).

**Génération de tempêtes** La Figure 4.17 montre des différences significatives de la densité de génération de tempêtes en réponse aux petites échelles spatiales de SST, en particulier sur les deux pôles principaux que sont le Gulf Stream et l'Europe de l'Est.

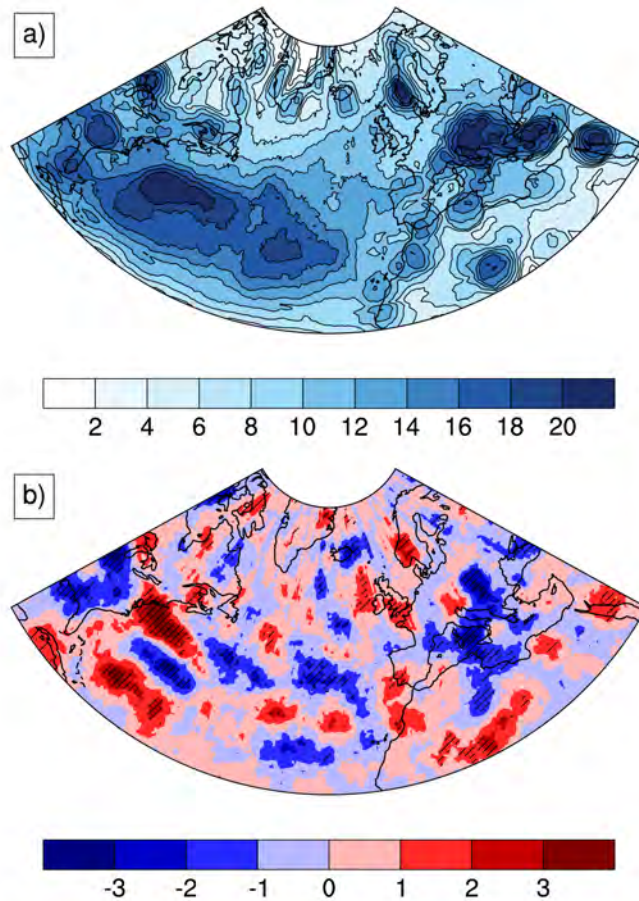


FIGURE 4.17 – Densité de génération des tempêtes extra-tropicales (en nombre de tempête par saison) sur l'Atlantique Nord et l'Europe, en hiver étendu (NDJFM). (a) Moyenne  $HRES_{couplé}$  et (b) différence  $HRES_{couplé}-SMTH_{couplé}$  (les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est supérieure à 95%, avec un test en bootstrap).

La distribution spatiale et l'amplitude des changements du nombre de tempêtes générées correspondent aux différences de densité de trajectoires discutées au paragraphe précédent. On peut en déduire que les anomalies de densité de trajectoires sont dues principalement à des changements de génération de tempêtes. Ce résultat n'est pas trivial, pour une densité

de génération de tempêtes identique les différences de densité moyenne de trajectoires auraient pu venir de changements des trajectoires elles-mêmes.

**Intensité** Le nombre moyen de tempêtes par saison (NDJFM) est très proche pour les deux expériences couplées (Table 4.4) : 3144 et 3147 pour  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ , respectivement. Les caractéristiques de la distribution statistique de l'intensité (mesurée comme la vorticité maximale en chaque pas de temps toutes les 6 heures, voir Table 4.4) des tempêtes détectées sont également très proches dans les deux expériences couplées, et elles produisent sensiblement la même quantité de tempêtes fortes par saison (c'est-à-dire pour lesquelles la vorticité maximale est égale ou supérieure à  $200 \cdot 10^{-4} s^{-1}$  au moins une fois au cours de leur vie). Ce résultat indique que les petites échelles de SST dans la région du Gulf Stream, où le maximum de densité de trajectoires est concentré, n'influencent pas l'intensité des tempêtes.

	$HRES_{forcé}$	$HRES_{couplé}$	$SMTH_{couplé}$
Nombre moyen de tempêtes en hiver	2855	3144	3147
Nombre moyen de tempêtes fortes en hiver	401	626	625
Intensité moyenne	116.3	133.8	133.4
Anomalie de la moyenne quadratique	84.3	98.1	98.3
1er décile	34.2	38.1	37.3
1er quartile	54.7	61.3	61.3
Médiane	94.7	107.6	107.0
3ème quartile	153.4	177.5	177.0
9ème décile	228.9	268.1	268.7

TABLE 4.4 – Nombre de tempêtes extra-tropicales et caractéristiques de la distribution statistique de leur intensité ( $10^{-4}s^{-1}$ ) pour  $HRES_{forcé}$ ,  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$ , sur l'Atlantique Nord en hiver étendu (5 mois, NDJFM). L'intensité d'une tempête est définie par la valeur maximale du tourbillon en chaque pas de temps. Les tempêtes fortes sont celles dont l'intensité atteint ou dépasse la valeur de  $200 \cdot 10^{-4}s^{-1}$  au moins une fois au cours de leur vie.

En revanche, on note que le nombre moyen de tempêtes par saison d'hiver étendu est 10% plus élevé pour  $HRES_{couplé}$  que pour  $HRES_{forcé}$  (en moyenne 3144 et 2855 tempêtes par hiver étendu en moyenne, respectivement). On remarque aussi que la distribution du couplé présente un décalage systématique vers des intensités plus fortes par rapport aux expériences forcées. Ainsi la valeur médiane de l'intensité est de  $94.7 \cdot 10^{-4} s^{-1}$  pour

$HRES_{forcé}$  et de  $107.6 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  pour  $HRES_{couplé}$ , soit une augmentation de 14% due au facteur couplage. Cet écart tend à se creuser avec les valeurs élevées : il est de 17% pour le quantile 90 ( $228.9 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  et  $268.1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  pour  $HRES_{forcé}$  et  $HRES_{couplé}$ , respectivement).

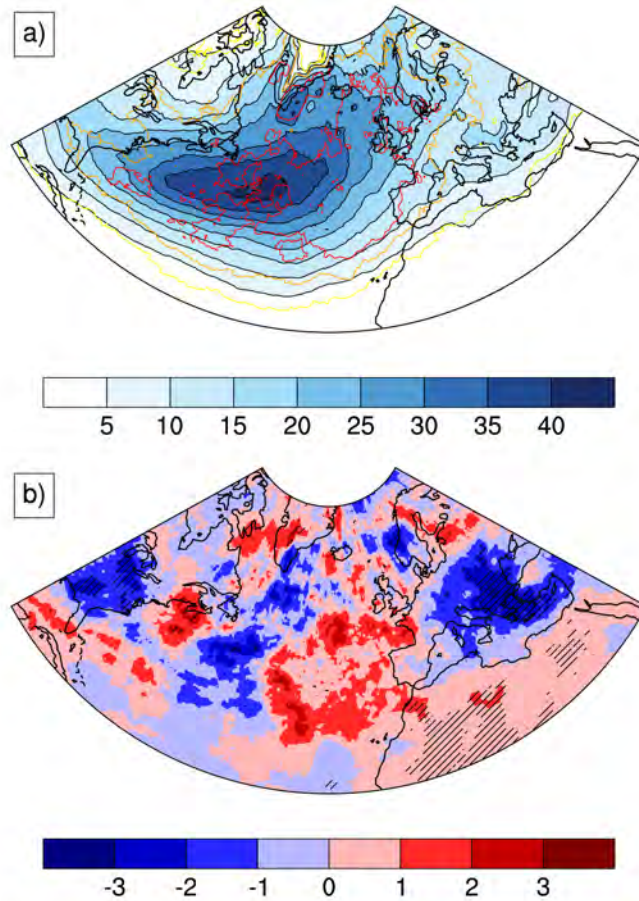


FIGURE 4.18 – Densité de trajectoires des tempêtes extra-tropicales fortes (maximum de vorticité supérieur à  $200 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , en nombre de tempête par saison) sur l’Atlantique Nord et l’Europe, en hiver étendu (NDJFM). (a) Moyenne  $HRES_{couplé}$  (plages de couleurs) et écart-type (les contours jaune, orange et rouge représentent les isolignes pour 1, 2 et 3 tempêtes par saison, resp.), (b) différence  $HRES_{couplé} - SMTH_{couplé}$  (les hachures indiquent les zones où la significativité statistique est supérieure à 95%, avec un test par bootstrap).

Ainsi, les petites échelles de SST ne semblent pas affecter le nombre moyen de tempêtes



simulées et détectées, ni leur intensité. D'autre part, la comparaison entre les expériences  $HRES_{forcé}$  et  $HRES_{couplé}$  indique que le couplage océan-atmosphère favorise le développement et l'intensification de ces tempêtes extra-tropicales, avec une augmentation du nombre de tempêtes détectées dans  $HRES_{couplé}$  et un décalage systématique de la distribution statistique de l'intensité des tempêtes vers des valeurs plus élevées dans  $HRES_{couplé}$  que dans  $HRES_{forcé}$  (voir Table 4.4).

La carte de la différence de distribution des densités moyennes de trajectoires des tempêtes fortes par saison entre  $HRES_{couplé}$  et  $SMTH_{couplé}$  présente peu de changements significatifs mais une réponse aux petites échelles spatiales de SST semblables sur les continents (États-Unis et Europe) à la réponse de l'ensemble des tempêtes (voir Fig. 4.16). Ce résultat indique que la réponse non-locale des tempêtes au front de SST ne dépend pas de l'intensité de la tempête. Ce résultat en couplé diffère du cas forcé pour lequel la réponse de la densité moyenne de trajectoire des tempêtes fortes indique une augmentation significative de la densité de trajectoires sur le sud de l'Europe et la Mer Méditerranée qui n'apparaît pas dans la réponse moyenne de l'ensemble des tempêtes.

Localement, l'influence du front sur la densité de trajectoire des tempêtes fortes est peu significative. On peut seulement dire que la moitié ouest du front est associée à une tendance à l'augmentation, et que la moitié est du front (là où la densité de tempêtes fortes est maximale dans  $HRES_{couplé}$ ) est associée à une tendance à la baisse. Celle-ci se prolonge au nord vers le Groenland. Sur la moitié est du bassin, on note une tendance à l'augmentation.

Pour comprendre la structure spatiale de ces anomalies, on réalise une décomposition des tempêtes en régimes de temps, en ne considérant que les régimes de temps ayant une persistance d'au moins 5 jours, et en attribuant chaque tempête au régime de temps auquel elle appartient le plus longtemps.

**Décomposition en régimes de temps** La décomposition des tempêtes fortes par régimes de temps montre à la fois une forte sensibilité de la densité des trajectoires et de sa réponse aux couplage air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream à la variabilité basse-fréquence de l'atmosphère (Figure 4.19). Cette décomposition permet de diminuer le bruit de la réponse et d'identifier des structures spatiales d'anomalies cohérentes. En particulier, le régime EA est associé à une augmentation quasiment généralisée sur le domaine de la densité de tempêtes dans  $HRES_{couplé}$ . Les autres régimes ont tendance à faire moins

de tempêtes. Ces différences ne sont cependant pas significatives, excepté sur le sud de l'Europe (le nord du Gulf Stream) pour lequel le régime ZO (GA) favorisent une réponse négative.

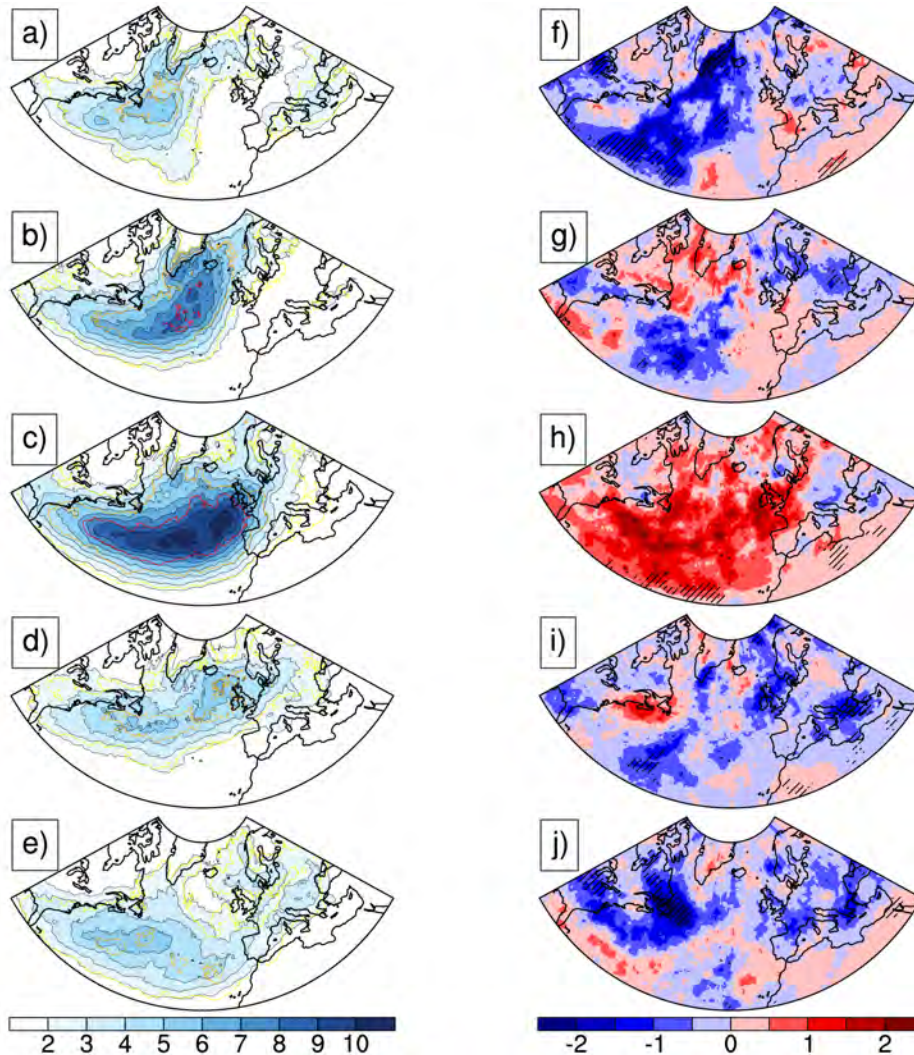


FIGURE 4.19 – Densité de trajectoires des tempêtes extra-tropicales fortes (maximum de vorticité supérieur à  $200 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ , en nombre de tempête par saison) classées selon leur régime de temps persistant prépondérant, pour (à gauche)  $HRES_{couplé}$  et (à droite) la différence  $HRES_{couplé} - SMTH_{couplé}$ , en hiver étendu (NDJFM). (a,f) AR, (b,g) BL, (c,h) EA, (d,i) ZO et (e,j) GA. Les hachures indiquent les zones où la significativité statistique de la différence est supérieure à 95% (test par bootstrap).



# Conclusions et Perspectives

Dans cette thèse, nous nous sommes attachés à décrire l'influence locale des gradients de SST de petite échelle associés au Gulf Stream sur le couplage océan-atmosphère, et à leur influence sur la variabilité climatique sur le bassin Atlantique Nord. Le couplage océan-atmosphère est le résultat de l'interaction complexe de processus non-linéaires entre la couche limite atmosphérique marine et la couche de mélange océanique, qui génèrent d'importants flux turbulents de mouvement, de chaleur et d'humidité à la surface. Dans les récentes observations satellites, l'analyse de la petite échelle spatiale du vent près de la surface et de la SST associées au Gulf Stream a montré l'existence d'une corrélation spatiale positive entre ces champs, à des échelles de temps relativement courtes (3-4 semaines) mais pour lesquelles la variabilité synoptique est lissée. Ce résultat suggère un forçage des vents par les SST à ces échelles spatiale et temporelle, et s'oppose à la relation de grande échelle spatiale (>1000 km) et temporelle (saisonnnière à inter-annuelle) pour laquelle les anomalies de SST sont pilotées par les anomalies de vent à la surface via les flux de chaleur turbulents à la surface. Les questions soulevées dans cette thèse sont les suivantes :

- Comment les petites échelles spatiales océaniques affectent-elles le couplage air-mer ?
- Quelle est l'influence des gradients de petite échelle de SST sur la variabilité atmosphérique spatiale de grande échelle ? Quel est l'effet sur la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord en hiver ?
- Comment l'atmosphère rétroagit-elle sur le front de SST et les petites échelles associées ?

Pour répondre à ces questions, nous avons adopté une approche expérimentale par simulations numériques à partir de modèles globaux à haute résolution et nous nous sommes placés dans le cadre d'une représentation réaliste du front de SST associé au Gulf Stream. Nous avons décomposé le problème de façon à identifier en premier lieu la réponse de l'at-

mosphère au forçage océanique, puis l'effet des rétroactions atmosphériques sur les petites échelles de SST. Dans un premier temps nous avons réalisé un ensemble de simulations atmosphériques forcées par des SST observées sur la période allant du 1<sup>er</sup> janvier 2003 au 31 juillet 2011. Quatre membres ont été réalisés, ce qui porte à 32 le nombre d'années de simulations, permettant d'obtenir des analyses climatiques statistiquement robustes. Ensuite, une simulation de 30 ans a été faite avec un modèle couplé océan-atmosphère. Pour les deux configurations forcée et couplée, deux types d'expériences ont été réalisés : une première expérience, appelée HRES, pour laquelle la résolution initiale à  $0.25^\circ$  de la SST est maintenue globalement, et une deuxième, appelée SMTH, pour laquelle le modèle d'atmosphère "voit" un champ de SST lissé spatialement à  $4^\circ$  dans la région du Gulf Stream, définie par une boîte de coordonnées  $30^\circ\text{N}$ - $50^\circ\text{N}$ ,  $80^\circ\text{W}$ - $30^\circ\text{W}$ , et maintenu à sa résolution initiale ailleurs. La comparaison des expériences HRES et SMTH permet donc d'étudier la réponse atmosphérique à la variabilité spatiale de petite échelle du front de SST associé au Gulf Stream.

Nous nous sommes focalisés sur la saison d'hiver, pour laquelle le modèle atmosphérique a montré un forçage maximal du vent près de la surface par la composante spatiale de petite échelle de la SST. Nous avons étendu la saison d'étude de novembre à mars (inclus) de façon à englober la saison des tempêtes extra-tropicales, afin d'étudier la sensibilité de la route dépressionnaire sur l'Atlantique Nord aux gradients de fine échelle du front de SST associé au Gulf Stream.

Dans un premier temps, nous avons utilisé les expériences forcées pour mettre en évidence l'influence locale des structures de fine échelle de la SST dans la région du Gulf Stream sur la MABL et étudier les mécanismes associés.

Tout d'abord, la capacité du modèle à représenter la variabilité atmosphérique de façon réaliste est évaluée par rapport aux réanalyses et aux observations, sur le domaine Atlantique Nord étendu à l'Amérique du Nord et l'Europe. L'évaluation du modèle par rapport aux réanalyses a montré que la variabilité atmosphérique saisonnière de grande échelle (courant jet, régimes de temps) est bien reproduite par le modèle aux moyennes latitudes sur l'Atlantique Nord et l'Europe. L'utilisation de l'algorithme de détection et de suivi des systèmes dépressionnaires a permis de vérifier que la représentation des tempêtes extra-tropicales est bien reproduite dans le modèle par rapport aux réanalyses, tant au ni-

veau de la position et de l'intensité de la route dépressionnaire que du nombre de tempêtes et de leurs foyers principaux de génération. A l'ouest du bassin, la route dépressionnaire est fortement co-localisée avec le front de SST. Enfin, l'évaluation de la représentation de l'interaction air-mer de petite échelle par le modèle a montré que l'atmosphère pouvait capturer la réponse au forçage océanique. Les observations ont montré que cette interaction est maximale en hiver, lorsque le flux moyen d'ouest entraîne l'air sec et froid du continent sur les eaux chaudes du Gulf Stream, générant alors de forts contrastes air-mer de température et d'humidité. Ce contraste saisonnier est bien reproduit par le modèle, cependant l'intensité moyenne de l'interaction est sous-estimée d'un facteur un tiers par rapport aux observations ( $0.21 \text{ m s}^{-1} \text{ K}^{-1}$  et  $0.30 \text{ m s}^{-1} \text{ K}^{-1}$  en hiver dans le modèle et dans les observations, respectivement), pour une résolution similaire.

L'étude des différences entre les expériences HRES et SMTH a montré que la convergence des vents à la surface est majoritairement due à l'ajustement en pression de la couche limite. La déstabilisation de la couche limite par les petites échelles spatiales océaniques, et dans une moindre mesure les anomalies de vent induites, provoquent une augmentation moyenne de 30% des flux de chaleur latente (via le coefficient de transfert) et de chaleur sensible (via le gradient de température air-mer), allant jusqu'à 50% sur les eaux les plus chaudes du front. Les anomalies de convergence de vent à la surface génèrent des ascendances qui, associées à la condensation générée par les anomalies positives de flux de chaleur latente, provoquent une augmentation d'environ 40% des précipitations convectives, légèrement advectées dans la direction moyenne de l'écoulement par rapport à la face la plus chaude du front. La fraction nuageuse est elle aussi impactée mais dans une moindre mesure.

L'étude de la réponse de la route dépressionnaire aux gradients de fine échelle associés au Gulf Stream a montré une anomalie locale de la densité des fortes tempêtes extratropicales, consistant en une diminution sur la partie froide du front et une augmentation sur la partie chaude. D'autre part, la réponse de la route dépressionnaire au Gulf Stream montre une forte sensibilité aux régimes de temps sur l'Atlantique Nord. Ainsi les régimes aux structures zonales (régimes Zonal, Anticyclone Groenlandais et Atlantique Est, qui correspondent aux modes de variabilité de l'Oscillation Nord Atlantique NAO) sont susceptibles de favoriser un développement plus important des tempêtes fortes le long du front et sur le sud de l'Europe, lié à une augmentation de la génération de tempêtes dans ces

régions. Les régimes caractérisés par des structures de blocage de grande échelle (Blocage Scandinave et Dorsale Atlantique) sont quant à eux favorables à une diminution du nombre de tempêtes fortes au nord du bassin. Ces modifications des routes dépressionnaires associées aux différents modes de variabilité atmosphérique de grande échelle sont dues à des modifications intra-régime des centres d'action, associées aux changements des courants jets. En effet, nous avons montré que les petites échelles de SST associées au Gulf Stream modulent la variabilité spatiale de grande échelle de l'atmosphère. Leur effet sur les courants jet sur la bassin Euro-Atlantique Nord se manifeste par un renforcement sur la mer d'Irminger et le sud du Groenland, associé à une diminution sur le centre du bassin, correspondant à un décalage vers le nord et à une orientation un peu moins zonale lorsque les petites échelles de SST sont prises en compte, ce qui contribue à réduire un des biais classiques des modèles atmosphériques globaux. Sur le bassin Méditerranéen, le courant jet sub-tropical est décalé de  $10^\circ$  vers le nord. Nous avons montré que les anomalies des jets sont associées à des changements de fréquence d'occurrence des déferlements d'ondes de Rossby. En effet, l'intensification du courant jet sub-tropical est liée à l'augmentation du nombre de déferlements de type cyclonique au centre du bassin, et le décalage vers le nord du jet des moyennes latitudes est lié aussi bien aux anomalies de déferlement de types cyclonique et anticyclonique sur la partie centrale de l'Atlantique Nord.

Dans la deuxième partie, nous avons étudié la sensibilité de l'interaction air-mer de petite échelle au couplage océan-atmosphère, dans le cadre d'expériences globales couplées, utilisant la même résolution et la même configuration du modèle atmosphérique que pour les expériences forcées. L'intensité de l'interaction air-mer de petite échelle est similaire en couplé et en forcé, ce qui indique que l'effet des petites échelles de SST sur le vent près de la surface est robuste aux effets des rétroactions atmosphériques. Cependant, la structure spatiale du front est modifiée, avec un détachement tardif de la côte et une atténuation de l'intensité moyenne du gradient sur son extension zonale entre  $65^\circ\text{W}$  et  $45^\circ\text{W}$ , avec une variabilité spatiale des structures de petites échelles plus forte qui tend à rendre le front plus diffus (Figure 4.5.c) que dans les observations, où le gradient méridien moyen de température est très marqué (Figure 4.5.d). Les causes possibles de ce biais sont : (1) une mauvaise représentation du Gulf Stream par le modèle océanique, (2) une sensibilité trop forte de l'océan au couplage avec l'atmosphère ou (3) un effet de la représentation des

petites échelles et de l'interaction air-mer associée. Le détachement tardif du Gulf Stream est problème récurrent des modèles numériques d'océan (Chassignet and Marshall (2013)), l'existence de ce biais dans le cas d'expériences océaniques forcées par les réanalyses (Hurlburt et al. (2011)) suggère qu'il s'agit d'un biais propre au modèle océanique. Sur la partie chaude du front qui longe la côte est de l'Amérique du Nord, les réponses de la couche limite atmosphérique et des précipitations convectives sont similaires aux expériences forcées, ce qui indiquent que l'effet des rétroactions atmosphériques n'est pas notable. En revanche, après le décollement de la côte, les rétroactions atmosphériques tendent à diminuer le gradient, en réchauffant au nord du front et en refroidissant sur la partie sud (Figure 4.5.e).

Dans le cadre de l'expérience forcée HRES, on a montré que l'ajustement en pression de la couche limite est le principal mécanisme responsable du forçage atmosphérique par les petites échelles océaniques tel que mesuré par le coefficient d'interaction air-mer de petite échelle. La sous-estimation de ce forçage dans le modèle comparé aux observations peut donc venir d'une sous-estimation du transfert vertical turbulent de quantité de mouvement lié à la déstabilisation de la MABL, ce qui correspondrait à une mauvaise représentation du mélange turbulent dans la couche limite atmosphérique. Ceci illustre la forte dépendance au modèle de la représentation de l'interaction air-mer de petite échelle. L'intercomparaison de grands ensembles réalisés à partir de plusieurs modèles intégrant chacun différents schémas de paramétrisation pourrait permettre de palier ce problème. D'autre part, des expériences de sensibilité de la réponse atmosphérique à la paramétrisation du mélange vertical turbulent utilisé ainsi qu'à la résolution verticale dans la couche limite et à la prise en compte du cycle diurne permettraient de mieux comprendre d'où viennent les biais de représentation de cette interaction dans le modèle et à terme de l'améliorer.

Malgré la forte sensibilité au modèle du forçage des petites échelles de SST sur l'atmosphère, des études récentes réalisées à partir de modèles atmosphériques et avec des protocoles expérimentaux différents ont montré des résultats comparables aux nôtres quant à la réponse de la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord au forçage de petite échelle de la SST dans la région du Gulf Stream. Small et al. (2014b) utilisent un diagnostic statistique d'identification des tempêtes et montrent que la prise en compte des petites échelles de SST sur le front du Gulf Stream provoque un déplacement du maximum de la route dépressionnaire sur la partie chaude du front, associé à une augmentation du nombre de tempêtes.



Dans cette thèse, l'utilisation d'un algorithme de détection et de suivi plus sophistiqué des tempêtes renforce ces résultats. Au-delà des effets locaux, Woollings et al. (2010) montrent une tendance à l'augmentation du nombre de tempêtes sur le sud de l'Europe et une diminution sur le nord, comme nos résultats le montrent pour les tempêtes fortes. Dans leur cas, ces différences ne sont pas significatives, ce qui peut être dû à la courte période de temps étudiée qui ne permet pas d'extraire le signal du bruit, mais aussi au fait qu'ils ne séparent pas les tempêtes les plus fortes du reste de la distribution, contrairement à nos résultats pour lesquels seules les tempêtes fortes tendent à augmenter -en nombre et en intensité- sur le sud de l'Europe. La réponse de leur modèle est similaire à celle du modèle utilisé pour cette thèse, alors même que l'algorithme de détection et de suivi est lui aussi différent. Ce résultat suggère que les changements de variabilité spatiale de grande échelle identifiés dans cette thèse comme étant associés à ces différences de tempête sur l'Europe sont robustes aux modèles et à la méthode de détection utilisée. On pourrait le vérifier en reproduisant le même cadre expérimental avec le modèle de Woollings et al. (2010) et vérifier que l'effet des changements de jet associé au changement des déferlements d'ondes de Rossby sont robustes. D'une façon plus générale, un travail d'intercomparaison stricte à partir de différents modèles permettrait de tester la robustesse de l'effet des petites échelles de SST sur la densité de trajectoires des tempêtes. Il faudrait également étendre la période d'étude ou effectuer plus de membres pour augmenter le rapport signal sur bruit.

Dans le cadre des expériences couplées, nous avons vu que la structure du front (Fig 4.2.a) n'est pas directement comparable à celle du cas forcé (Fig 4.2.b) car la représentation de l'état moyen montre que le modèle ne parvient pas à simuler correctement la position du Gulf Stream et la variabilité spatiale de petite échelle de la SST associée. A ma connaissance, il n'y a pas eu d'analyses similaires réalisées en couplé avec lesquelles comparer les résultats du chapitre 4. Les biais de l'état moyen du front associé au Gulf Stream ainsi que la durée limitée (30 années de simulations mais les 10 premières années ne sont pas exploitables pour nos analyses car elles correspondent à la période de dérive du modèle) de nos expériences sont les principales limites à cette étude. Les perspectives de ces expériences couplées consisteraient à :

1. prolonger les simulations actuelles pour augmenter la significativité statistique, en réalisant une dizaine d'années supplémentaires environ, ou bien réaliser des ensembles ;

2. identifier les sources des biais de représentation de l'état moyen du front de SST et des petites échelles, pour les améliorer dans le modèle couplé.

Sur ce dernier point, augmenter la résolution horizontale de l'océan pourrait être un vecteur d'amélioration du biais moyen en température mais ne semble pas améliorer la position trop au nord et l'extension trop zonale du front, comme l'ont montré Small et al. (2014a). Pour comprendre l'origine de ce biais, on pourrait décomposer la tendance de la SST à partir de l'équation de bilan thermique et déterminer le ou les termes prépondérants.

La différence de réponse des tempêtes extra-tropicales de l'Atlantique Nord aux petites échelles de SST en forcé et en couplé peut être due (1) aux biais de représentation de la petite échelle spatiale et de l'état moyen en couplé, ou (2) à l'effet même du couplage océan-atmosphère. En effet, Feliks et al. (2011) ont montré, à partir d'une expérience idéalisée, qu'un front de SST génère un courant jet atmosphérique par un mécanisme d'ajustement barotrope, suggérant une influence potentielle du Gulf Stream sur la position du courant jet des moyennes latitudes, et avec lui la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord. D'autre part, nous avons vu dans le Chapitre 3 que la route dépressionnaire en hiver était impactée par la représentation des petites échelles de SST ; ainsi, une représentation erronée de ces échelles spatiales peut conduire à des changements de la route dépressionnaire. Enfin, l'effet du couplage sur la route dépressionnaire peut se manifester par l'effet des rétroactions atmosphériques, notamment par des modifications de la SST et du contenu de chaleur de la couche de mélange océanique au passage d'une tempête. Les expériences réalisées ne permettent pas encore de trancher sur les contributions respectives des effets (1) et (2). Une façon de distinguer l'effet des biais de la représentation du front de l'effet du couplage océan-atmosphère serait de réaliser des expériences atmosphériques forcées avec les SST du modèle couplé de l'expérience HRES. L'étude des différences aux échelles de temps climatiques entre l'expérience couplée et cette nouvelle expérience forcée permettrait de mettre en évidence l'effet du couplage océan-atmosphère sur la réponse atmosphérique aux petites échelles spatiales de la SST. D'autre part, la comparaison de cette nouvelle expérience forcée avec l'expérience forcée par les SST observées permettrait d'évaluer l'effet sur l'atmosphère des biais de la représentation du front de SST associé au Gulf Stream dans le modèle couplé.



# Liste des acronymes

**AGCM** Atmospheric General Circulation Model ou Modèle de circulation générale atmosphérique

**AMSR** Advanced Microwave Scanning Radiometer ou Radiomètre à micro-ondes

**AR** Atlantic Ridge ou Dorsale Atlantique

**ARPEGE** Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle

**BL** BLocking ou Blocage Scandinave

**CBO** Courant de Bord Ouest

**CEPMMT** Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme

**DJF** Décembre-Janvier-Février

**EA** Eastern Atlantique ou Atlantique Est

**ECMWF** European Center for Medium-Range Weather Forecasts ou CEPMMT

**EOF** Empirical Orthogonal Functions ou Fonctions orthogonales empiriques

**ERA** ECMWF ReAnalysis ou Réanalyses du CEPMMT

**ERA-Interim**

**GA** Greenland Anticyclone ou Anticyclone Groenlandais

**GCM** General Circulation Model ou Modèle de circulation générale

**GS** Gulf Stream

**HFLS** Flux de chaleur latente à la surface

**HFSS** Flux de chaleur sensible à la surface

**HRES** High RESolution ou Expérience à haute résolution

**JJA** Juin-Juillet-Août

**KE** Kuroshio Extension ou Extension du Kuroshio

**LRES** Low RESolution ou Expérience à résolution lissée (idem SMTH)

**MABL** Marine Atmospheric Boundary Layer ou Couche limite atmosphérique marine

**MERRA** Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications  
**NEMO** Nucleus for European Modelling of the Ocean  
**NDJFM** Novembre-Décembre-Janvier-Février-Mars  
**NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration  
**RCM** Regional Circulation Model ou Modèle de circulation régionale  
**RWB** Rossby Wave Breaking ou Déferlement d'onde de Rossby  
**SMTH** SMooTH experiment ou Expérience à résolution lissée  
**SST** Sea Surface Temperature ou Température de surface de la mer  
**TIW** Tropical Instability Waves ou Ondes d'instabilité tropicales  
**TRMM** Tropical Rainfall Measuring Mission ou Mission de mesure des précipitations tropicales  
**WRF** Weather Research and Forecasting  
**Z500** Hauteur du géopotential à 500 hPa  
**ZO** ZOnal ou Régime Zonal

# Bibliographie

- A. Arakawa and V. R. Lamb. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Monthly Weather Review*, 109(1) :18–36, 1981.
- T. Barnett. On the nature and causes of large-scale thermal variability in the central north pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 11(7) :887–904, 1981.
- U. S. Bhatt, M. A. Alexander, D. S. Battisti, D. D. Houghton, and L. M. Keller. Atmosphere-ocean interaction in the north atlantic : Near-surface climate variability. *Journal of climate*, 11(7) :1615–1632, 1998.
- J. Bjerknes. *The recent warming of the North Atlantic*. Rockefeller Institute Press and Oxford University Press, 1959.
- J. Bjerknes. Atlantic air-sea interaction. *Advances in geophysics*, 10(1) :82, 1964.
- P. Bougeault. Cloud-ensemble relations based on the gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(12) :2691–2700, 1982.
- P. Bougeault. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113(12) :2108–2121, 1985.
- S. Brachet, F. Codron, Y. Feliks, M. Ghil, L. Treut, and E. Simonnet. Atmospheric circulations induced by a mid-latitude sst front : A gcm study. *Journal of Climate*, 25(6) : 1847–1853, 2012. doi : 10.1175/JCLI-D-11-00329.1.
- D. J. Brayshaw, B. Hoskins, and M. Blackburn. The storm-track response to idealized sst perturbations in an aquaplanet gcm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(9) : 2842–2860, 2008.

- D. J. Brayshaw, B. Hoskins, and M. Blackburn. The basic ingredients of the north atlantic storm track. part i : Land–sea contrast and orography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(9) :2539–2558, 2009. doi : 10.1175/2009JAS3078.1.
- D. J. Brayshaw, B. Hoskins, and M. Blackburn. The basic ingredients of the north atlantic storm track. part ii : Sea surface temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(8) :1784–1805, 2011. doi : 10.1175/2011JAS3674.1.
- F. O. Bryan, R. Tomas, J. M. Dennis, D. B. Chelton, N. G. Loeb, and J. L. McClean. Frontal scale air-sea interaction in high-resolution coupled climate models. *Journal of Climate*, 23(23) :6277–6291, 2010.
- J. A. Businger and W. J. Shaw. The response of the marine boundary layer to mesoscale variations in sea-surface temperature. *Dynamics of atmospheres and oceans*, 8(3) :267–281, 1984.
- G. Caniaux, H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key, and M. Wade. Coupling between the atlantic cold tongue and the west african monsoon in boreal spring and summer. *Journal of Geophysical Research*, 116(C4), 2011.
- C. Cassou, L. Terray, J. W. Hurrell, and C. Deser. North atlantic winter climate regimes : Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *Journal of Climate*, 17(5) :1055–1068, 2004.
- C. Cassou, C. Deser, and M. a. Alexander. Investigating the impact of reemerging sea surface temperature anomalies on the winter atmospheric circulation over the north atlantic. *Journal of Climate*, 20(14) :3510–3526, 2007. doi : 10.1175/JCLI4202.1.
- E. K. Chang, S. Lee, and K. L. Swanson. Storm track dynamics. *Journal of Climate*, 15(16) :2163–2183, 2002.
- E. P. Chassignet and D. P. Marshall. *Gulf Stream Separation in Numerical Ocean Models*, pages 39–61. American Geophysical Union, 2013. ISBN 9781118666432. doi : 10.1029/177GM05.
- D. Chelton and S.-P. Xie. Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales. *The Official Magazine of the Oceanography Society*, 23(4) :52–69, 2010. doi : 10.5670/oceanog.2010.05.COPYRIGHT.

- D. B. Chelton and M. H. Freilich. Scatterometer-based assessment of 10-m wind analyses from the operational ecmwf and ncep numerical weather prediction models. *Monthly Weather Review*, 133(2) :409–429, 2005.
- D. B. Chelton and F. J. Wentz. Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research. 2005.
- D. B. Chelton, S. K. Esbensen, M. G. Schlax, N. Thum, M. H. Freilich, F. J. Wentz, C. L. Gentemann, M. J. McPhaden, and P. S. Schopf. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific. *Journal of Climate*, 14(7) :1479–1498, 2001.
- D. B. Chelton, M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 303(5660) :978–983, 2004.
- D. B. Chelton, M. G. Schlax, R. M. Samelson, and R. A. de Szoeke. Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*, 34(15), 2007.
- H. J. Christian, R. J. Blakeslee, D. J. Boccippio, W. L. Boeck, D. E. Buechler, K. T. Driscoll, S. J. Goodman, J. M. Hall, W. J. Koshak, D. M. Mach, et al. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the optical transient detector. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 108(D1) :ACL–4, 2003.
- J. J. Cione, S. Raman, and L. J. Pietrafesa. The effect of gulf stream-induced baroclinicity on us east coast winter cyclones. *Monthly weather review*, 121(2) :421–430, 1993.
- S. J. Colucci. Winter cyclone frequencies over the eastern united states and adjacent western atlantic,-. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 57(5) :548–553, 1976.
- P. Cornillon and K. Park. Warm core ring velocities inferred from nscat. *Geophysical research letters*, 28(4) :575–578, 2001.
- R. E. Davis. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the north pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 6(3) :249–266, 1976.
- R. E. Davis. Predictability of sea level pressure anomalies over the north pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 8(2) :233–246, 1978.



- D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart. The era-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(656) : 553–597, 2011. doi : 10.1002/qj.828.
- P. Delecluse. Modelling of oceans circulation. In *Energy and Water Cycles in the Climate System*, pages 235–262. Springer, 1993.
- T. L. Delworth, A. Rosati, W. Anderson, A. J. Adcroft, V. Balaji, R. Benson, K. Dixon, S. M. Griffies, H.-C. Lee, R. C. Pacanowski, G. A. Vecchi, A. T. Wittenberg, F. Zeng, and R. Zhang. Simulated climate and climate change in the gfdl cm2.5 high-resolution coupled climate model. *J. Clim.*, 25(8) :2755–2781, 2011. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/JCLI-D-11-00316.1.
- C. Deser, M. a. Alexander, and M. S. Timlin. Understanding the persistence of sea surface temperature anomalies in midlatitudes. *Journal of Climate*, 16(1) :57–72, 2003. doi : 10.1175/1520-0442(2003)016<0057 :UTPOSS>2.0.CO ;2.
- W. K. Dewar and G. R. Flierl. Some effects of the wind on rings. *Journal of physical oceanography*, 17(10) :1653–1667, 1987.
- S. B. Feldstein. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. *Journal of Climate*, 13(24) :4430–4440, 2000.
- Y. Feliks, M. Ghil, and E. Simonnet. Low-frequency variability in the midlatitude atmosphere induced by an oceanic thermal front. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(9) : 961–981, 2004.
- Y. Feliks, M. Ghil, and A. W. Robertson. The atmospheric circulation over the north atlantic as induced by the sst field. *Journal of Climate*, 24(2) :522–542, 2011. doi : 10.1175/2010JCLI3859.1.

- C. Frankignoul and K. Hasselmann. Stochastic climate models , part 1 : Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 29 :289–305, 1977.
- C. Frankignoul and R. W. Reynolds. Testing a dynamical model for mid-latitude sea surface temperature anomalies. *Journal of physical oceanography*, 13(7) :1131–1145, 1983.
- B. Galperin, L. Kantha, S. Hassid, and A. Rosati. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(1) :55–62, 1988.
- E. P. Gerber and G. K. Vallis. On the zonal structure of the north atlantic oscillation and annular modes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(2) :332–352, 2009.
- H. Grenier and C. S. Bretherton. A moist pbl parameterization for large-scale models and its application to subtropical cloud-topped marine boundary layers. *Monthly weather review*, 129(3) :357–377, 2001.
- G. Grieco, S. Masina, et al. Implementation of nemo-opa in configuration orca-r025. 2009.
- T. Haack, D. Chelton, J. Pullen, J. D. Doyle, and M. Schlax. Summertime influence of sst on surface wind stress off the us west coast from the us navy coamps model. *Journal of Physical Oceanography*, 38(11) :2414–2437, 2008.
- H. Hashizume, S.-P. Xie, M. Fujiwara, M. Shiotani, T. Watanabe, Y. Tanimoto, W. T. Liu, and K. Takeuchi. Direct observations of atmospheric boundary layer response to sst variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial pacific. *Journal of Climate*, 15(23) :3379–3393, 2002.
- K. Hasselmann. Stochastic climate models part i. theory. *Tellus*, 28(6) :473–485, 1976.
- S. P. Hayes, M. J. McPhaden, and J. M. Wallace. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific : Weekly to monthly variability. *Journal of Climate*, 2(12) :1500–1506, 1989.
- P. V. Hobbs. The gulf stream rainband. *Geophysical research letters*, 14(11) :1142–1145, 1987.
- M. Hortal and A. Simmons. Use of reduced gaussian grids in spectral models. *Monthly Weather Review*, 119(4) :1057–1074, 1991.

- B. J. Hoskins and K. I. Hodges. New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(6) :1041–1061, 2002.
- B. J. Hoskins and D. J. Karoly. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(6) :1179–1196, 1981.
- B. J. Hoskins and P. J. Valdes. On the existence of storm-tracks. *Journal of the atmospheric sciences*, 47(15) :1854–1864, 1990.
- D. Hotta and H. Nakamura. On the significance of the sensible heat supply from the ocean in the maintenance of the mean baroclinicity along storm tracks. *Journal of Climate*, 24(13) :3377–3401, 2011. doi : 10.1175/2010JCLI3910.1.
- C.-Y. Huang and S. Raman. A numerical modeling study of the marine boundary layer over the gulf stream during cold air advection. *Boundary-Layer Meteorology*, 45(3) : 251–290, 1988.
- H. Hurlburt, E. Metzger, J. Richman, E. Chassignet, Y. Drillet, M. Hecht, O. Le Galloudec, J. Shriver, X. Xu, and L. Zamudio. Dynamical evaluation of ocean models using the gulf stream as an example. In A. Schiller and G. B. Brassington, editors, *Operational Oceanography in the 21st Century*, pages 545–609. Springer Netherlands, 2011. ISBN 978-94-007-0331-5. doi : 10.1007/978-94-007-0332-2\_1.
- M. Inatsu, H. Mukougawa, and S.-P. Xie. Atmospheric response to zonal variations in mid-latitude sst : Transient and stationary eddies and their feedback. *Journal of climate*, 16(20) :3314–3329, 2003.
- P. Jones. A user’s guide for scrip : A spherical coordinate remapping and interpolation package. *SCRIPusers.pdf*, 2001.
- T. M. Joyce, Y.-O. Kwon, and L. Yu. On the relationship between synoptic wintertime atmospheric variability and path shifts in the gulf stream and the kuroshio extension. *Journal of Climate*, 22(12) :3177–3192, 2009. doi : 10.1175/2008JCLI2690.1.
- M. M. Junge and T. W. N. Haine. Mechanisms of north atlantic wintertime sea surface temperature anomalies. *Journal of climate*, 14(24) :4560–4572, 2001.

- K. A. Kelly, S. Dickinson, M. J. McPhaden, and G. C. Johnson. Ocean currents evident in satellite wind data. *Geophysical Research Letters*, 28(12) :2469–2472, 2001.
- E. Kessler. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. 1969.
- Y.-H. Kuo, S. Low-Nam, and R. J. Reed. Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western atlantic. *Monthly Weather Review*, 119(2) :457–476, 1991.
- Y. Kushnir, W. A. Robinson, I. Bladé, N. M. J. Hall, S. Peng, and R. Sutton. Atmospheric gcm response to extratropical sst anomalies : Synthesis and evaluation. *Journal of Climate*, 15 :2233–2256, 2002.
- B. H. Kwon, B. Bénéch, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani, and S. Planton. Structure of the marine atmospheric boundary layer over an oceanic thermal front : Semaphore experiment. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 103(C11) : 25159–25180, 1998.
- Y.-O. Kwon, M. A. Alexander, N. A. Bond, C. Frankignoul, H. Nakamura, B. Qiu, and L. A. Thompson. Role of the gulf stream and kuroshio-oyashio systems in large-scale atmosphere-ocean interaction : A review. *Journal of Climate*, 23(12) :3249–3281, 2010.
- J. Le Sommer, T. Penduff, S. Theetten, G. Madec, and B. Barnier. How momentum advection schemes influence current-topography interactions at eddy permitting resolution. *Ocean Modelling*, 29(1) :1–14, 2009.
- R. Legeckis. Long waves in the eastern equatorial pacific ocean : A view from a geostationary satellite. *Science*, 197(4309) :1179–1181, 1977.
- M. Lengaigne, C. Menkes, O. Aumont, T. Gorgues, L. Bopp, J.-M. André, and G. Madec. Influence of the oceanic biology on the tropical pacific climate in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, 28(5) :503–516, 2007.
- M. Lévy, A. Estublier, and G. Madec. Choice of an advection scheme for biogeochemical models. *Geophysical Research Letters*, 28(19) :3725–3728, 2001.

- R. S. Lindzen and S. Nigam. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44 (17) :2418–2436, 1987.
- T. W. Liu, X. Xie, P. S. Polito, S.-P. Xie, and H. Hashizume. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by quikscat and tropical rain measuring mission. *Geophysical Research Letters*, 27(16) :2545–2548, 2000.
- W. T. Liu, X. Xie, and P. P. Niiler. Ocean-atmosphere interaction over agulhas extension meanders. *Journal of Climate*, 20(23) :5784–5797, 2007.
- J. M. Lyman, G. C. Johnson, and W. S. Kessler. Distinct 17-and 33-day tropical instability waves in subsurface observations. *Journal of physical oceanography*, 37(4) :855–872, 2007.
- G. Madec. Nemo ocean general circulation model reference manuel. Technical report, Internal Report. LODYC/IPSL, Paris, 2008.
- E. D. Maloney and D. B. Chelton. An assessment of the sea surface temperature influence on surface wind stress in numerical weather prediction and climate models. *Journal of climate*, 19(12) :2743–2762, 2006.
- O. Martius, C. Schwierz, and H. Davies. Breaking waves at the tropopause in the wintertime northern hemisphere : Climatological analyses of the orientation and the theoretical lc1/2 classification. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(7) :2576–2592, 2007.
- M. E. McIntyre and T. Palmer. Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, 305 (5935) :593–600, 1983.
- G. L. Mellor and T. Yamada. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(7) :1791–1806, 1974.
- G. L. Mellor and T. Yamada. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4) :851–875, 1982.
- C. Michel and G. Rivière. The link between rossby wave breakings and weather regime transitions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(8) :1730–1748, 2011.

- C. Michel, G. Rivière, L. Terray, and B. Joly. The dynamical link between surface cyclones, upper-tropospheric rossby wave breaking and the life cycle of the scandinavian blocking. *Geophysical Research Letters*, 39(10), 2012.
- P.-A. Michelangeli, R. Vautard, and B. Legras. Weather regimes : Recurrence and quasi stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(8) :1237–1256, 1995.
- S. Minobe, A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie, and R. J. Small. Influence of the gulf stream on the troposphere. *Nature*, 452(7184) :206–209, 2008.
- S. Minobe, M. Miyashita, A. Kuwano-Yoshida, H. Tokinaga, and S.-P. Xie. Atmospheric response to the gulf stream : Seasonal variations. *Journal of Climate*, 23(13) :3699–3719, 2010. doi : 10.1175/2010JCLI3359.1.
- J. J. Mitchell. Stochastic models of air-sea interaction and climatic fluctuation. *Symp. on the Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation*, Lake Arrowhead(Calif) :Mem. RM–5233–NSF, 1966.
- H. Nakamura, T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo. Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts. *Earth's Climate*, pages 329–345, 2004.
- H. Nakamura, T. Sampe, A. Goto, W. Ohfuchi, and S.-P. Xie. On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 35(15), 2008.
- J. Namias. Recent seasonal interactions between north pacific waters and the overlying atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research*, 64(6) :631–646, 1959.
- J. Namias. Macroscopic association between mean monthly sea-surface temperature and the overlying winds. *Journal of Geophysical Research*, 70(10) :2307–2318, 1965.
- J. Namias. Further studies of temporal coherence in north pacific sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 79(6) :797–798, 1974. doi : 10.1029/JC079i006p00797.
- J. Namias and R. M. Born. Temporal coherence in north pacific sea-surface temperature patterns. *J. Geophys. Res.*, 75(30) :5952–5955, 1970. doi : 10.1029/JC075i030p05952.
- J. Namias and D. R. Cayan. Large-scale air-sea interactions and short-period climatic fluctuations. *Science*, 214(4523) :869–876, 1981.

- J. Namias, X. Yuan, and D. R. Cayan. Persistence of north pacific sea surface temperature and atmospheric flow patterns. *Journal of Climate*, 1(7) :682–703, 1988.
- L. W. O’Neill, D. B. Chelton, and S. K. Esbensen. Observations of sst-induced perturbations of the wind stress field over the southern ocean on seasonal timescales. *Surface Wind Modification Near Mid-Latitude Ocean Fronts : Observational and Dynamical Analysis*, page 9, 2003.
- L. W. O’Neill, D. B. Chelton, S. K. Esbensen, and F. J. Wentz. High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to sst variations along the agulhas return current. *Surface Wind Modification Near Mid-Latitude Ocean Fronts : Observational and Dynamical Analysis*, page 54, 2005.
- L. W. O’Neill, D. B. Chelton, and S. K. Esbensen. The effects of sst-induced surface wind speed and direction gradients on midlatitude surface vorticity and divergence. *Journal of Climate*, 23(2) :255–281, 2010.
- S. Peng and J. S. Whitaker. Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude sst anomalies. *Journal of climate*, 12(5) :1393–1408, 1999.
- M. Piazza, L. Terray, J. Boé, E. Sanchez-Gomez, and E. Maisonnave. Influence of small-scale north atlantic sea surface temperature patterns on the marine boundary layer and free troposphere : a study using the atmospheric arpege model. *Submitted to Climate Dynamics, in revision*, 2014, subm.
- P. S. Polito, J. P. Ryan, W. T. Liu, and F. P. Chavez. Oceanic and atmospheric anomalies of tropical instability waves. *Geophysical Research Letters*, 28(11) :2233–2236, 2001.
- R. Ratcliffe and R. Murray. New lag associations between north atlantic sea temperature and european pressure applied to long-range weather forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(408) :226–246, 1970.
- R. W. Reynolds. Sea surface temperature anomalies in the north pacific ocean. *Tellus*, 30 (2) :97–103, 1978.
- R. W. Reynolds, N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang. An improved in situ and satellite sst analysis for climate. *Journal of climate*, 15(13) :1609–1625, 2002.

- R. W. Reynolds, T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20(22) : 5473–5496, 2007.
- J. Ricard and J. Royer. A statistical cloud scheme for use in an agcm. 11 :1095–1115, 1993.
- J. G. Richman, C. Wunsch, and N. G. Hogg. Space and time scales of mesoscale motion in the western north atlantic. *Reviews of Geophysics*, 15(4) :385–420, 1977.
- M. M. Rienecker, M. J. Suarez, R. Gelaro, R. Todling, J. Bacmeister, E. Liu, M. G. Bosilovich, S. D. Schubert, L. Takacs, G.-K. Kim, S. Bloom, J. Chen, D. Collins, A. Conaty, A. da Silva, W. Gu, J. Joiner, R. D. Koster, R. Lucchesi, A. Molod, T. Owens, S. Pawson, P. Pegion, C. R. Redder, R. Reichle, F. R. Robertson, A. G. Ruddick, M. Sienkiewicz, and J. Woollen. Merra : Nasa’s modern-era retrospective analysis for research and applications. *J. Clim.*, 24(14) :3624–3648, 2011. doi : 10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- G. Rivière. Effect of latitudinal variations in low-level baroclinicity on eddy life cycles and upper-tropospheric wave-breaking processes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(6) : 1569–1592, 2009.
- G. Riviere and I. Orlanski. Characteristics of the atlantic storm-track eddy activity and its relation with the north atlantic oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(2) : 241–266, 2007.
- J. B. Roberts, F. R. Robertson, C. A. Clayson, and M. G. Bosilovich. Characterization of turbulent latent and sensible heat flux between the atmosphere and ocean in merra. *Journal of Climate*, 2011. doi : 10.1175/JCLI-D-11-00029.1.
- J. B. Roberts, F. R. Robertson, C. a. Clayson, and M. G. Bosilovich. Characterization of turbulent latent and sensible heat flux exchange between the atmosphere and ocean in merra. *J. Clim.*, 25(3) :821–838, 2012. doi : 10.1175/JCLI-D-11-00029.1.
- T. Rossby. On gyre interactions. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 46(1) :139–164, 1999.
- G. Roullet and G. Madec. Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 105(C10) :23927–23942, 2000.



- F. Sanders. Explosive cyclogenesis in the west-central north atlantic ocean, 1981-84. part i : Composite structure and mean behavior. *Monthly weather review*, 114(10) :1781–1794, 1986.
- F. Sanders and J. R. Gyakum. Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review*, 108(10) :1589–1606, 1980.
- J. C. Scott and A. L. McDowall. Cross-frontal cold jets near iceland : In-water, satellite infrared, and geosat altimeter data. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 95(C10) :18005–18014, 1990.
- R. Seager, D. S. Battisti, J. Yin, N. Gordon, N. Naik, A. C. Clement, and M. A. Cane. Is the gulf stream responsible for europe’s mild winters? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(586) :2563–2586, 2002.
- A. Simmons, S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi. Era-interim : New ecmwf reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, 110(110) :26–35, 2006.
- R. J. Small, S.-P. Xie, and Y. Wang. Numerical simulation of atmospheric response to pacific tropical instability waves. *Journal of climate*, 16(22) :3723–3741, 2003.
- R. J. Small, S.-P. Xie, Y. Wang, S. K. Esbensen, and D. Vickers. Numerical simulation of boundary layer structure and cross-equatorial flow in the eastern pacific. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(6) :1812–1830, 2005.
- R. J. Small, S. P. DeSzoek, S. P. Xie, L. O’Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, and S. Minobe. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45(3) :274–319, 2008.
- R. J. Small, J. Bacmeister, D. Bailey, A. Baker, S. Bishop, J. Caron, J. Dennis, P. Gent, H.-m. Hsu, M. Jochum, E. Muñoz, T. Scheitlin, B. Tomas, J. Tribbia, and M. Vertenstein. A new synoptic scale resolving global climate simulation using the community earth system model. *Submitt. to J. Adv. Model. Earth Syst.*, 2014a.
- R. J. Small, R. A. Tomas, and F. O. Bryan. Storm track response to ocean fronts in a global high-resolution global climate model. *Climate Dynamics*, (43) :805–828, 2014b. doi : 10.1007/s0038201319809.

- S. Somot. *Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III, 2005.
- Q. Song, P. Cornillon, and T. Hara. Surface wind response to oceanic fronts. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 111(C12), 2006.
- Q. Song, D. B. Chelton, S. K. Esbensen, N. Thum, and L. W. O’Neill. Coupling between sea surface temperature and low-level winds in mesoscale numerical models. *Journal of Climate*, 22(1) :146–164, 2009.
- M. A. Spall. Midlatitude wind stress-sea surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts. *Journal of climate*, 20(15) :3785–3801, 2007.
- D. Stammer. Steric and wind-induced changes in topex/poseidon large-scale sea surface topography observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 102(C9) : 20987–21009, 1997.
- C. Strong and G. Magnusdottir. Tropospheric rossby wave breaking and the nao/nam. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(9) :2861–2876, 2008.
- R. B. Stull. Mean boundary layer characteristics. In *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, pages 1–27. Springer, 1988.
- W. Sweet, R. Fett, J. Kerling, and P. La Violette. Air-sea interaction effects in the lower troposphere across the north wall of the gulf stream. *Monthly Weather Review*, 109(5) : 1042–1052, 1981.
- B. Taguchi, H. Nakamura, M. Nonaka, and S.-P. Xie. Influences of the kuroshio/oyashio extensions on air–sea heat exchanges and storm-track activity as revealed in regional atmospheric model simulations for the 2003/04 cold season. *Journal of Climate*, 22(24) : 6536–6560, 2009. doi : 10.1175/2009JCLI2910.1.
- K. Takatama, S. Minobe, M. Inatsu, and R. J. Small. Diagnostics for near-surface wind convergence/divergence response to the gulf stream in a regional atmospheric model. *Atmos. Sci. Lett.*, 13(1) :16–21, 2012. doi : 10.1002/asl.355.

- J. Thiébaux, E. Rogers, W. Wang, and B. Katz. A new high-resolution blended real-time global sea surface temperature analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(5) :645–656, 2003.
- C. Thorncroft, B. Hoskins, and M. McIntyre. Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(509) :17–55, 1993.
- M. S. Timlin, M. A. Alexander, and C. Deser. On the reemergence of north atlantic sst anomalies. *Journal of climate*, 15(18) :2707–2712, 2002.
- H. Tokinaga, Y. Tanimoto, and S.-P. Xie. Sst-induced surface wind variations over the brazil-malvinas confluence : Satellite and in situ observations. *Journal of climate*, 18(17) : 3470–3482, 2005.
- H. Tokinaga, Y. Tanimoto, M. Nonaka, B. Taguchi, T. Fukamachi, S.-P. Xie, H. Nakamura, T. Watanabe, and I. Yasuda. Atmospheric sounding over the winter kuroshio extension : Effect of surface stability on atmospheric boundary layer structure. *Geophysical Research Letters*, 33(4), 2006.
- I. Troen and L. Mahrt. A simple model of the atmospheric boundary layer ; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, 37(1-2) :129–148, 1986.
- T. J. Trunk and L. F. Bosart. Mean radar echo characteristics during project gale. *Monthly Weather Review*, 118(2) :459–469, 1990.
- S. Valcke. Oasis3 user guide (prism\_2-5). *PRISM support initiative report*, 3 :64, 2006.
- S. Valcke. The oasis3 coupler : a european climate modelling community software. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :373–388, 2013.
- R. Vautard. Multiple weather regimes over the north atlantic : Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118(10) :2056–2081, 1990.
- A. Voldoire, E. Sanchez-Gomez, D. S. y Méliá, B. Decharme, C. Cassou, S. Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Alias, M. Chevallier, et al. The cnrm-cm5. 1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2091–2121, 2013.

- M. M.-K. Wai and S. A. Stage. Dynamical analyses of marine atmospheric boundary layer structure near the gulf stream oceanic front. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(485) :29–44, 1989.
- J. M. Wallace and Q. Jiang. On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean climate system. *Atmospheric and oceanic variability*, pages 17–43, 1987.
- J. M. Wallace, T. P. Mitchell, and C. Deser. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific : Seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, 2(12) :1492–1499, 1989.
- T. T. Warner, M. N. Lakhtakia, J. D. Doyle, and R. A. Pearson. Marine atmospheric boundary layer circulations forced by gulf stream sea surface temperature gradients. *Monthly Weather Review*, 118(2) :309–323, 1990.
- M. Watanabe and M. Kimoto. On the persistence of decadal sst anomalies in the north atlantic. *J. Clim.*, 13(16) :3017–3028, 2000. doi : 10.1175/1520-0442(2000)013<3017 :OT-PODS>2.0.CO ;2.
- R. J. Wayland and S. Raman. Mean and turbulent structure of a baroclinic marine boundary layer during the 28 january 1986 cold-air outbreak (gale 86). *Boundary-Layer Meteorology*, 48(3) :227–254, 1989.
- F. J. Wentz, C. Gentemann, D. Smith, and D. Chelton. Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. *Science*, 288(5467) :847–850, 2000.
- W. B. White and J. L. Annis. Coupling of extratropical mesoscale eddies in the ocean to westerly winds in the atmospheric boundary layer. *Journal of physical oceanography*, 33(5) :1095–1107, 2003.
- T. Woollings, B. Hoskins, M. Blackburn, and P. Berrisford. A new rossby wave-breaking interpretation of the north atlantic oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(2) :609–626, 2008.
- T. Woollings, B. Hoskins, M. Blackburn, D. Hassell, and K. Hodges. Storm track sensitivity to sea surface temperature resolution in a regional atmosphere model. *Climate Dynamics*, 35(2-3) :341–353, 2010. doi : 10.1007/s00382-009-0554-3.

- L. V. Worthington. Intensification of the gulf stream after the winter of 1976-77. *Nature*, pages 415–417, 1977. doi : 10.1038/270415a0.
- S.-P. Xie. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(2) :195–208, 2004.
- S.-P. Xie, M. Ishiwatari, H. Hashizume, and K. Takeuchi. Coupled ocean-atmospheric waves on the equatorial front. *Geophysical Research Letters*, 25(20) :3863–3866, 1998.
- H. Xu, H. Tokinaga, and S.-P. Xie. Atmospheric effects of the kuroshio large meander during 2004-05. *Journal of Climate*, 23(17) :4704–4715, 2010.
- T. Yamada and G. Mellor. A simulation of the wangara atmospheric boundary layer data. *Journal of the Atmospheric sciences*, 32(12) :2309–2329, 1975.
- Q. You, S. Kang, E. Aguilar, N. Pepin, W.-A. Flügel, Y. Yan, Y. Xu, Y. Zhang, and J. Huang. Changes in daily climate extremes in china and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961–2003. *Climate Dynamics*, 36(11-12) :2399–2417, 2011.