

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 téléconnections (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

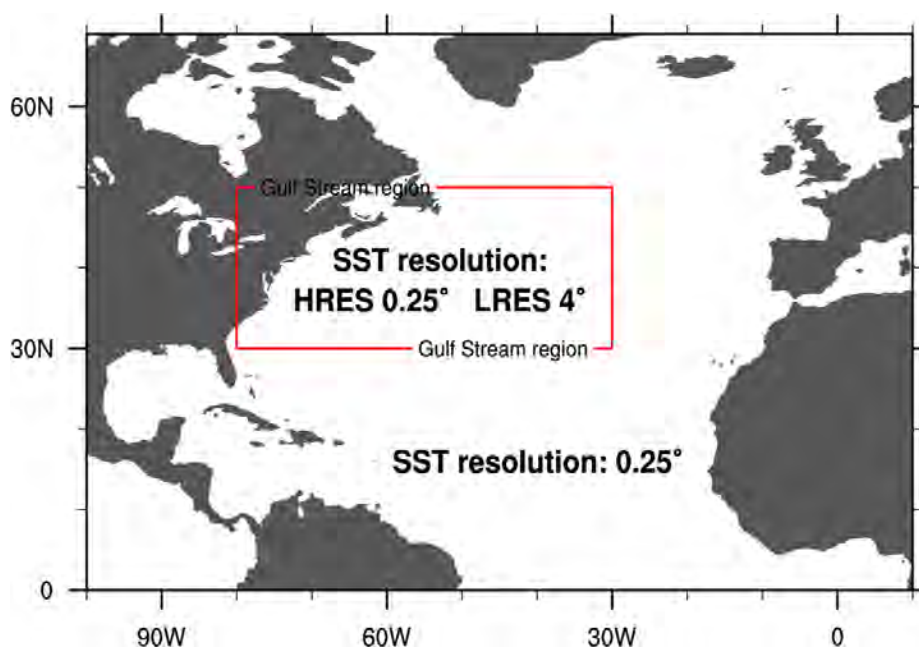


FIGURE 3.1 – Résolution de la SST utilisée pour les expériences atmosphériques forcées globales HRES et SMTH. Le rectangle rouge représente le domaine GS sur lequel les SST sont lissées dans SMTH.

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° . Pour la seconde expérience (appelée **SMTH**), ces SST ont préalablement été lissées à 4° dans la région du Gulf Stream (30°N - 50°N , 80°W - 30°W), et sont identiques aux SST HRES partout ailleurs afin d'éviter de prendre en compte d'éventuels effets de téléconnections (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 téléconnections 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° vers une grille régulière à 4° , puis une seconde interpolation bilinéaire de la grille à 4° vers la grille ORCA à 0.25° . 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° ont été remplacées dans la région du GS par les SST lissées. Le domaine est entouré d’une zone tampon de 2.5° 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.

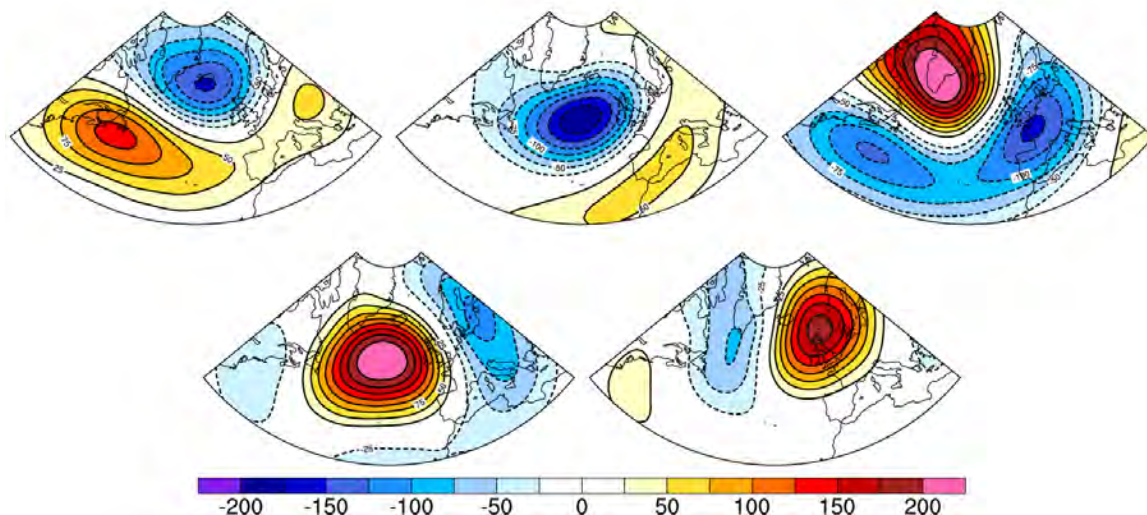


FIGURE 3.2 – Structures spatiales des 5 régimes de temps d’ERA-Interim, calculés à partir des anomalies journalières de la hauteur du géopotential à 500 hPa (en m), sur l’Atlantique Nord en hiver étendu (NDJFM). (De gauche à droite et de haut en bas) Le régime zonal (ZO), l’Atlantique Est (EA), l’Anticyclone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

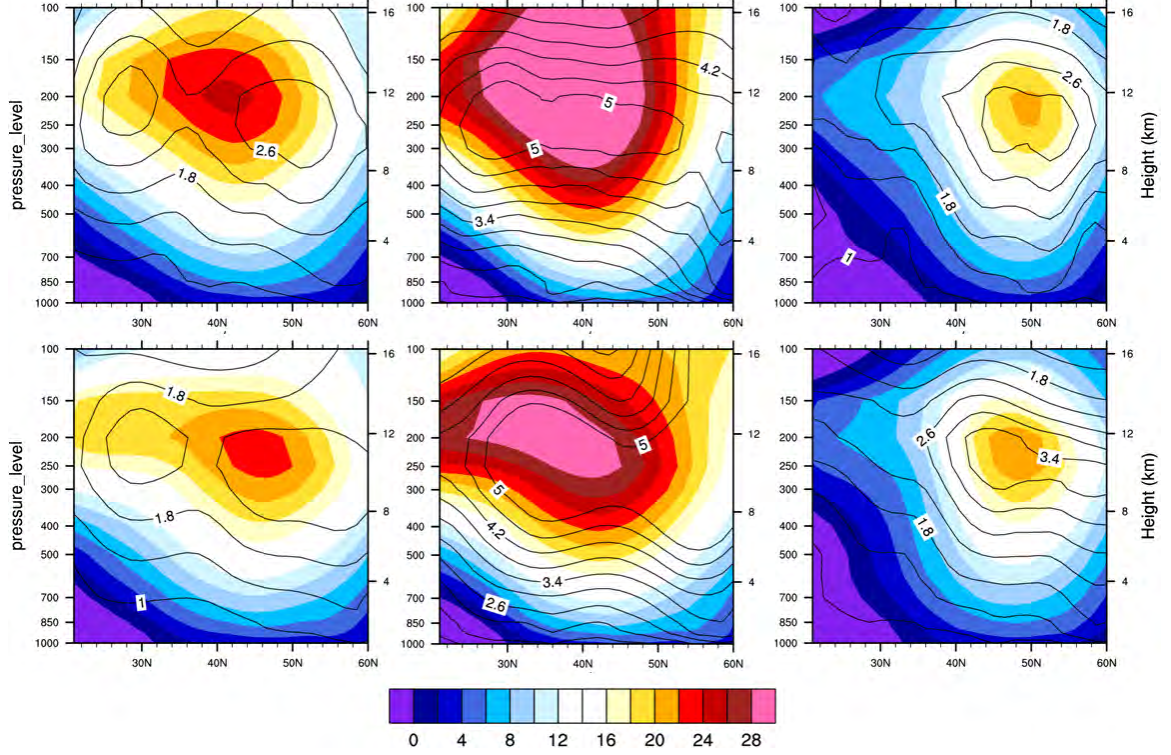


FIGURE 3.3 – Vent zonal (en ms^{-1}) par niveaux de pression sur l’Atlantique Nord ($20^{\circ}N$ - $60^{\circ}N$, $90^{\circ}W$ - $0^{\circ}E$), pour (en haut) HRES et (en bas) ERAI. (En couleurs) Moyenne et (en contours) écart-type, (à gauche) annuels, (au centre) en hiver (DJF) et (à droite) en été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

Le maximum annuel moyen est 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 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 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 Wm^2 soit de 20 à 60 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

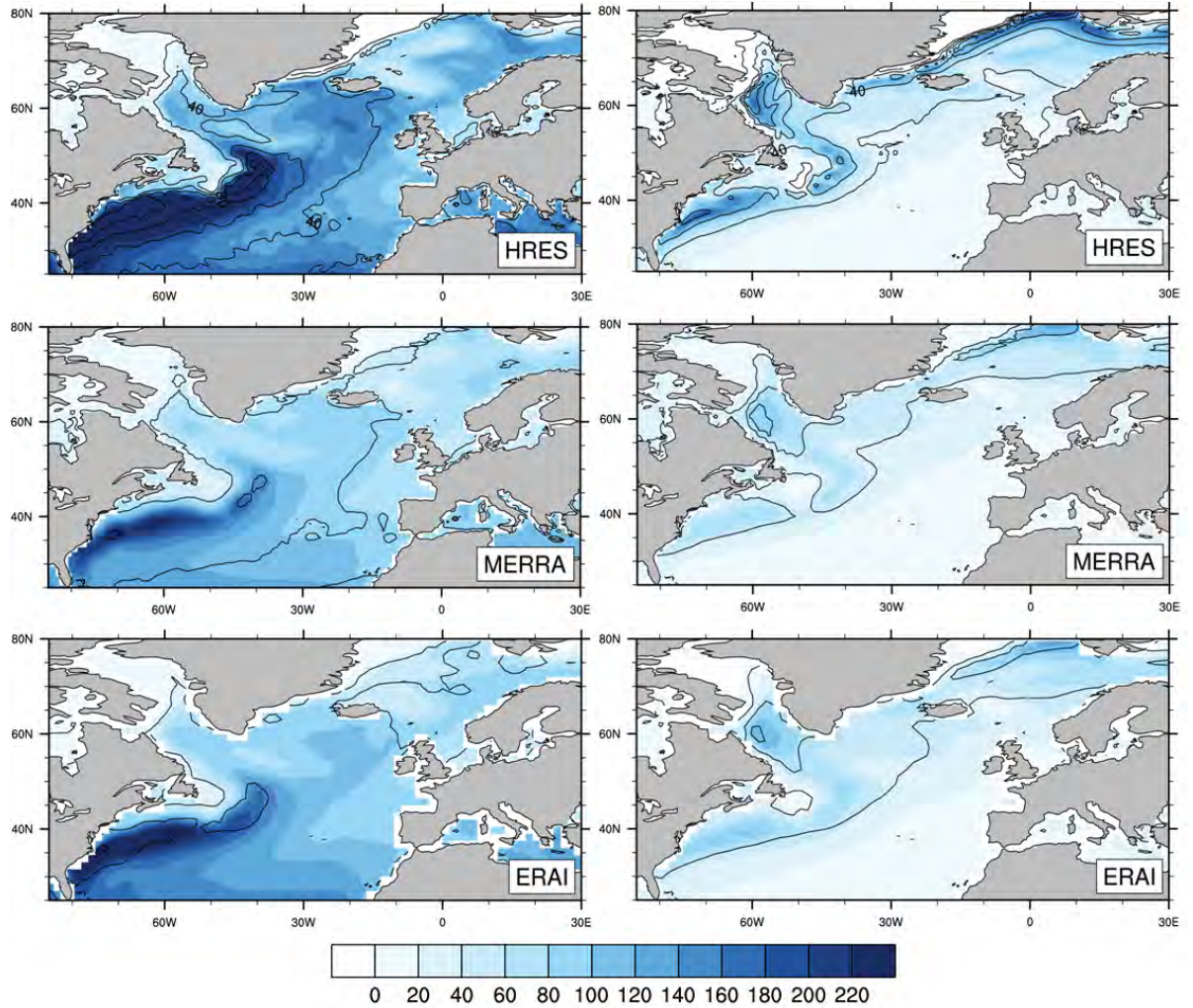


FIGURE 3.4 – Flux de chaleur turbulents (en Wm^{-2} , positifs vers le haut) à la surface, sur l'Atlantique Nord en hiver (DJF). Flux de chaleur (colonne de gauche) latente et (colonne de droite) sensible pour (haut) HRES et les réanalyses (milieu) MERRA et (bas) ERA-Interim. Les contours noirs représentent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

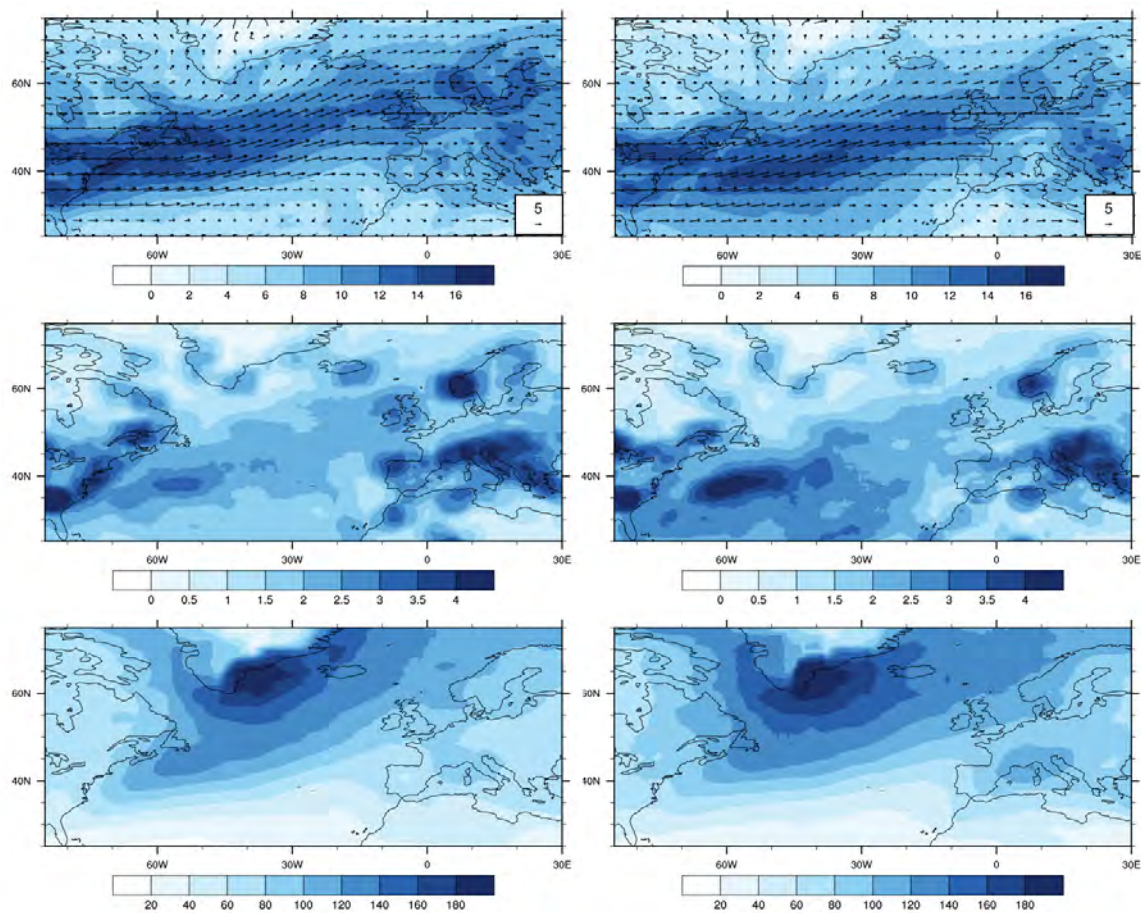


FIGURE 3.5 – Distribution spatiale moyenne en hiver (DJF) de (haut) la densité de trajectoire (en nombre de tempête par mois), (milieu) la densité de génération (en nombre de tempête par mois) et (bas) l'intensité moyenne (en $10^{-4}s^{-1}$) des tempêtes sur le bassin Euro-Atlantique Nord en hiver (DJF),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

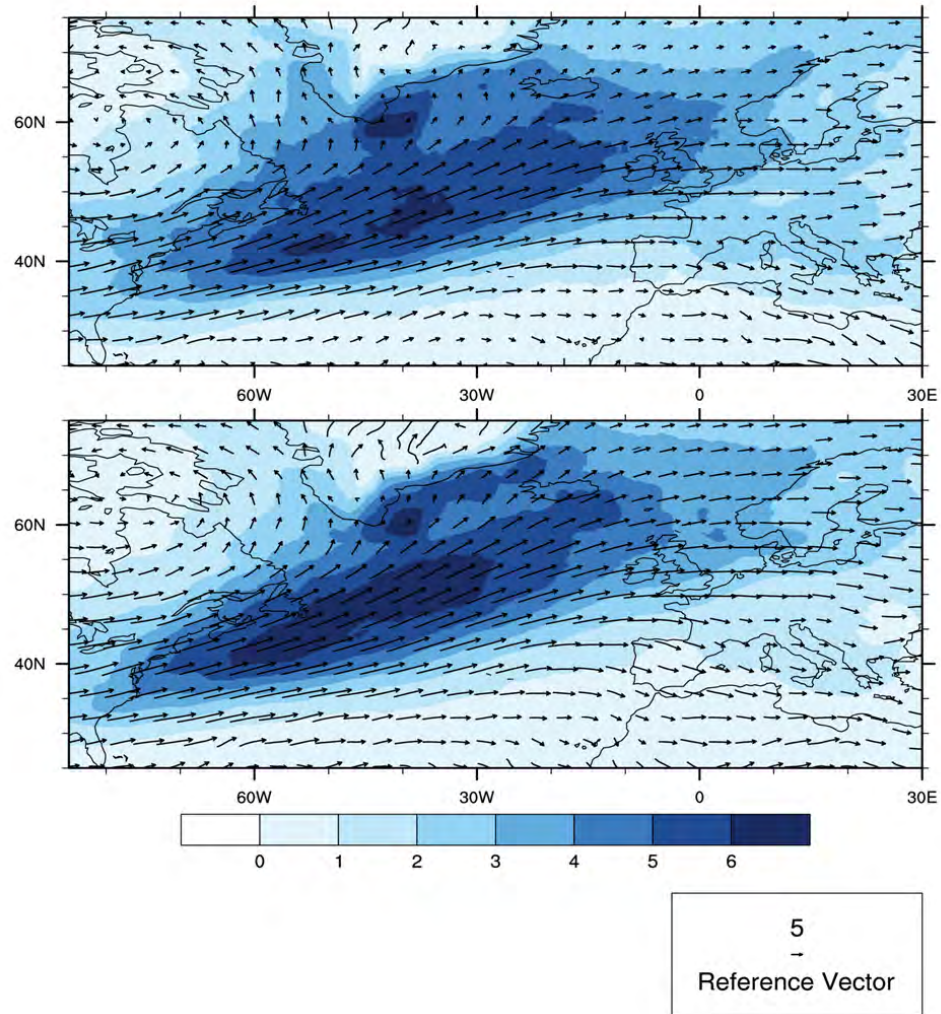


FIGURE 3.6 – Densité de trajectoire moyenne par mois (en nombre de tempêtes par mois) des tempêtes fortes (celles dont le tourbillon maximum excède $20010^{-4}s^{-1}$), sur le bassin Euro-Atlantique Nord en hiver (DJF). (en haut) HRES, (en bas) ERAI. Les flèches représentent le champ de vent moyen (en 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 ERAI 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 ERAI 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 ERAI). 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 ERAI (??). 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 ERAI. Cependant, le maximum de densité de tempêtes du modèle est plus fortement colocalisé avec le Gulf Stream que dans ERAI, 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 aux 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° pour lesquelles on fait varier la résolution spatiale dans la région du GS. Ainsi, les différences entre les expériences HRES (SST à 0.25° sur le GS) et SMTH (SST lissées à 4° sur le GS) peuvent être interprétées comme la réponse de l'atmosphère aux petites échelles (comprises entre 0.25° et 4°) 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'Irminger, 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).

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

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

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

Submitted to Climate Dynamics on August 1st, 2014.

Abstract

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

1. Introduction

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

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

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

2. Methods

2.1 Atmospheric model configuration

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

2.2 Observations and reanalysis data sets

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

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

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

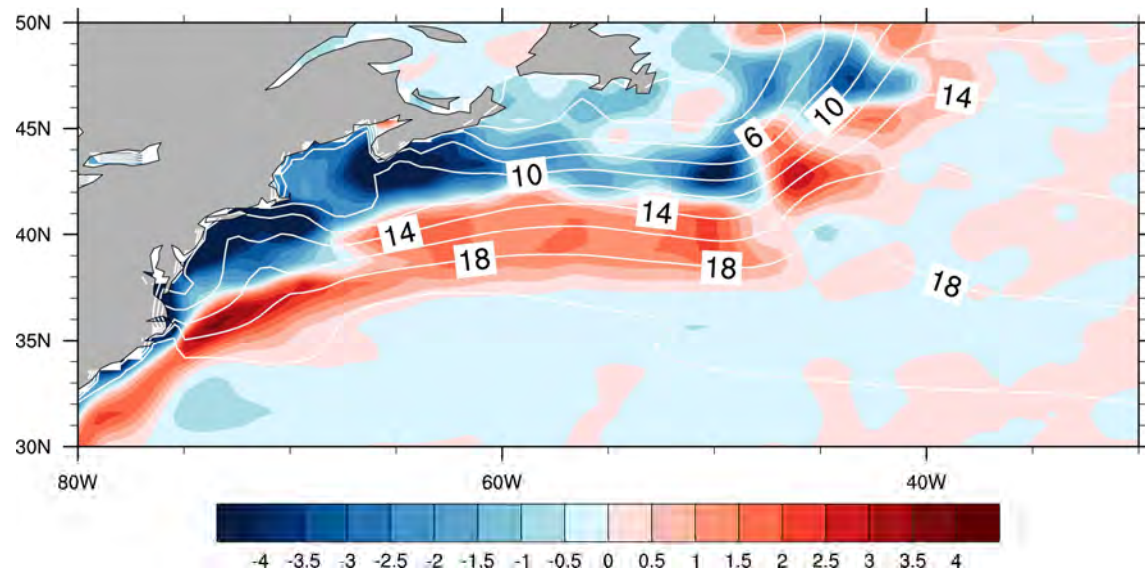


Figure 1: Winter (DJF) SSTs in the Gulf Stream region: SST difference (in K) between HRES and SMTH experiments (colors) and SMTH climatology overlaid (white contours with a 2 K interval).

2.3 Sensitivity experiment design

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

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

2.4 Surface heat fluxes decomposition

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

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

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

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

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

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

and

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

with the four components of ΔQ_H being the anomalous exchange coefficient, the anomalous stability, the anomalous wind speed and crossed term driven contributions (with a similar decomposition for ΔQ_E with anomalous specific humidity term instead of stability). ε_E and ε_H are residual terms from the use of regression lines to estimate the transfer coefficients.

2.5 Cyclone statistics tracking and Rossby wave breaking algorithms

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

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

3. Evaluation of the simulated climate

3.1 North Atlantic winter climate

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

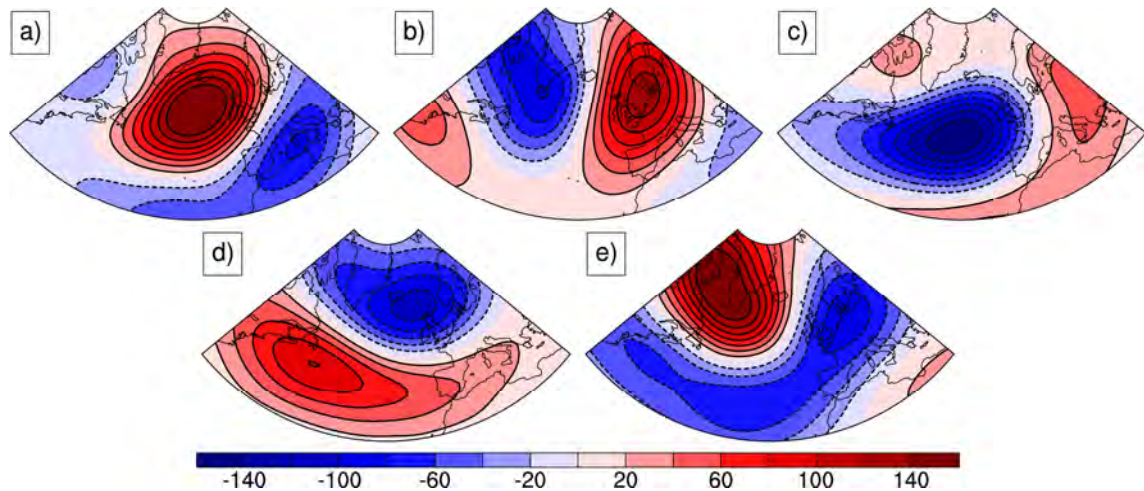


Figure 2: HRES North Atlantic weather regimes in extended wintertime (November to March). Centroids of daily geopotential height at 500 hPa anomaly from climatology (in meters) over the period January 2003-December 2010 corresponding to the regimes (a) AR, (b) BL, (c) EAP, (d) ZO and (e) GA. From (a)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

a. Weather regimes

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

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

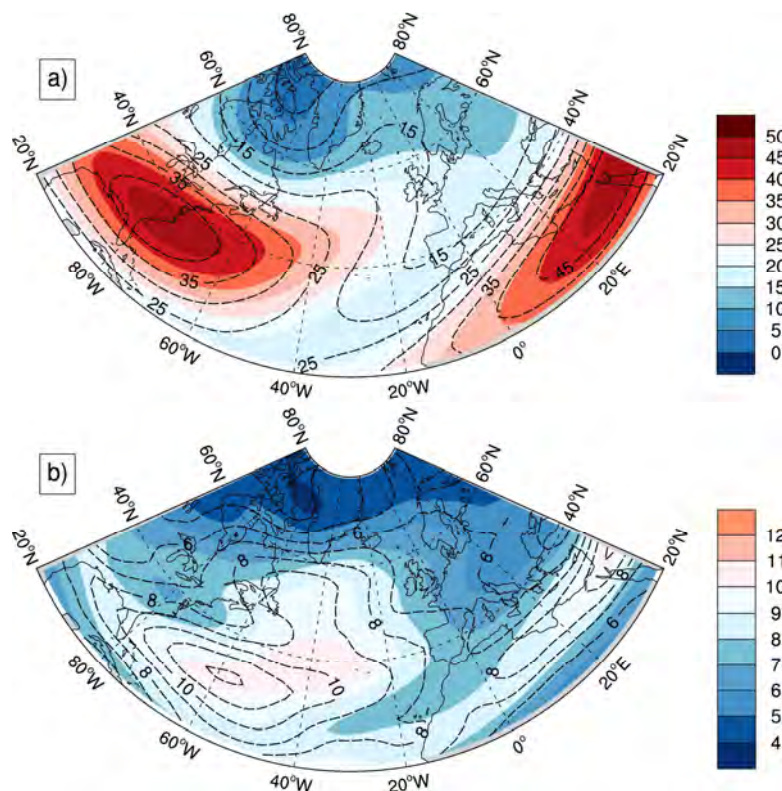


Figure 3: Zonal wind at 200 hPa in extended wintertime (November to March) in the Gulf Stream region. (a) Mean and (b) standard deviation in HRES (colors, in m s^{-1}) and in ERA-Interim (black contours, with a contour interval of 5 and 1 m s^{-1} in a and b, respectively).

b. The jet stream at mid-latitudes

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

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

3.2. The frontal-scale air-sea interaction coefficient

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

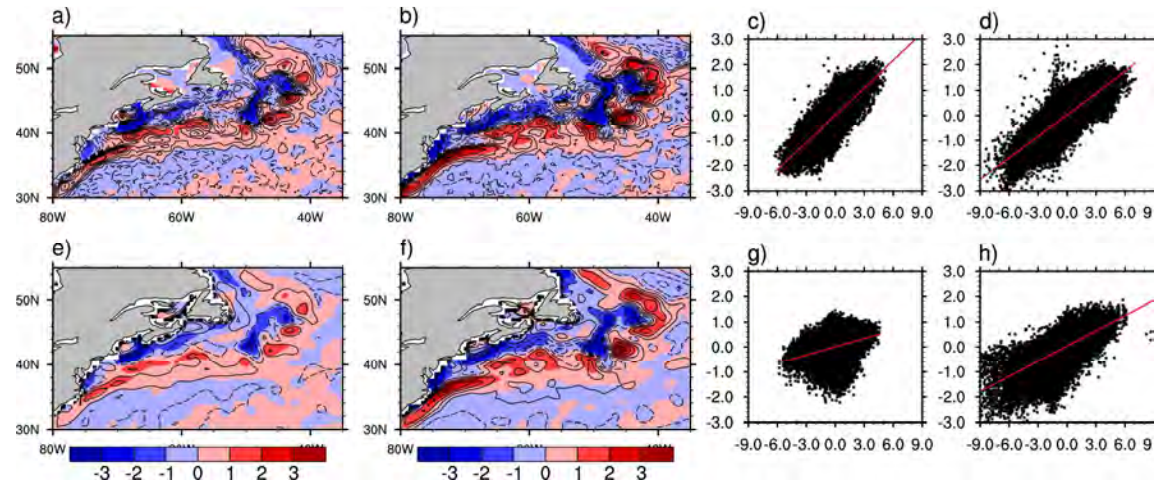


Figure 4: (a,b,e,f) Maps of spatially high-pass filtered SST (colors) and wind speed at surface (contours, from -0.65 to 0.75 m s⁻¹ with an interval of 0.15 m s⁻¹), mean in summer (JJA, (a,e)) and in winter (DJF, (b,f)), from 1st January 2003 to 31st July 2011. (a,b) Observations (AMSR-E and QuickSCAT);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

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

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

4. Local atmospheric response to small-scale SST patterns

4.1 Surface heat fluxes and MABL response

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

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

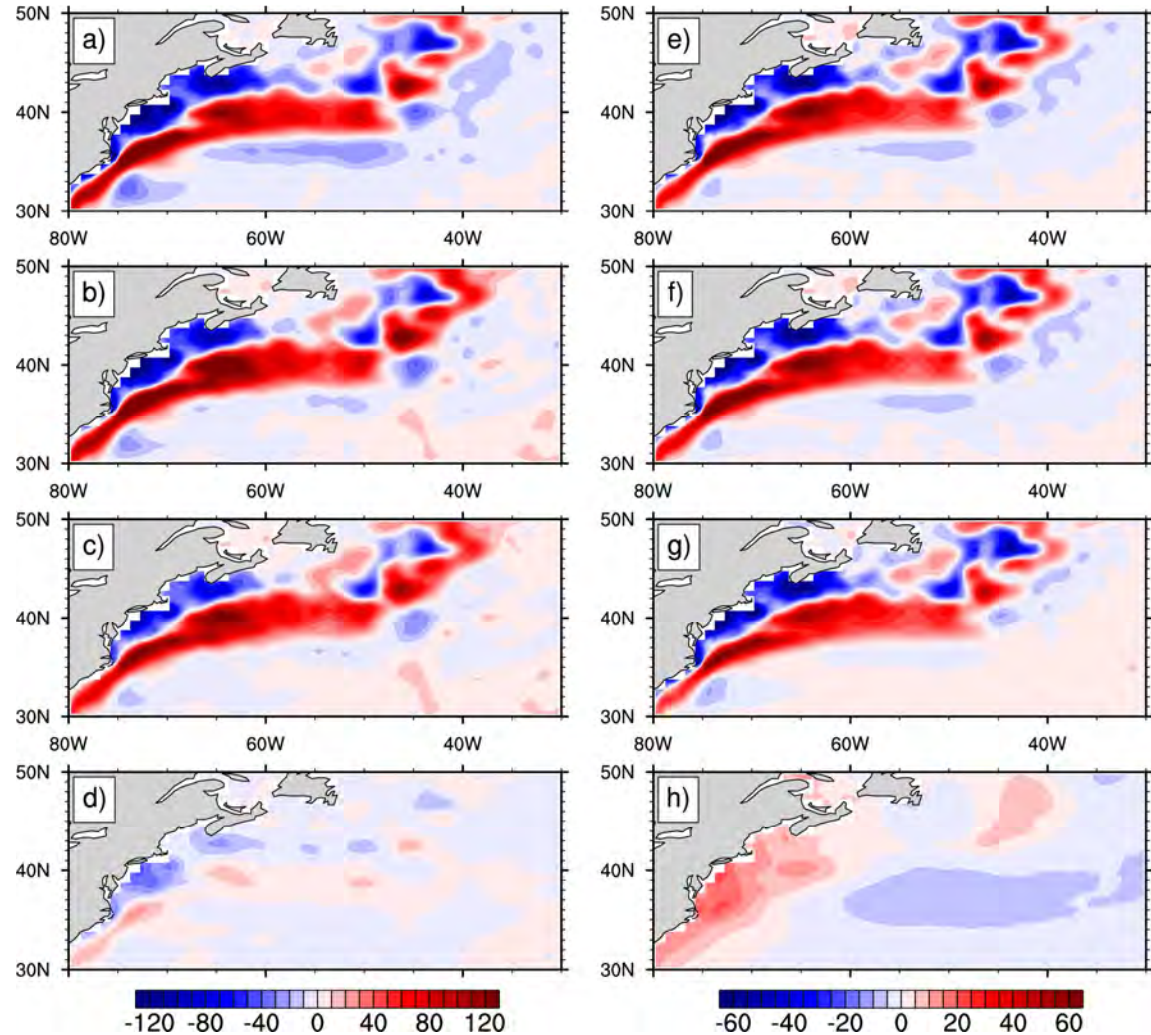


Figure 5: a-d (e-h): Latent (sensible) heat flux difference (in W m^{-2}) between HRES minus SMTH, in extended winter (Nov-Mar). **a (e):** Latent (sensible) heat flux difference. **b (f):** As above but reconstructed using equations (3) and (4). **c (g):** Main contribution to the total reconstructed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

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

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

4.2 Tropospheric local response

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

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

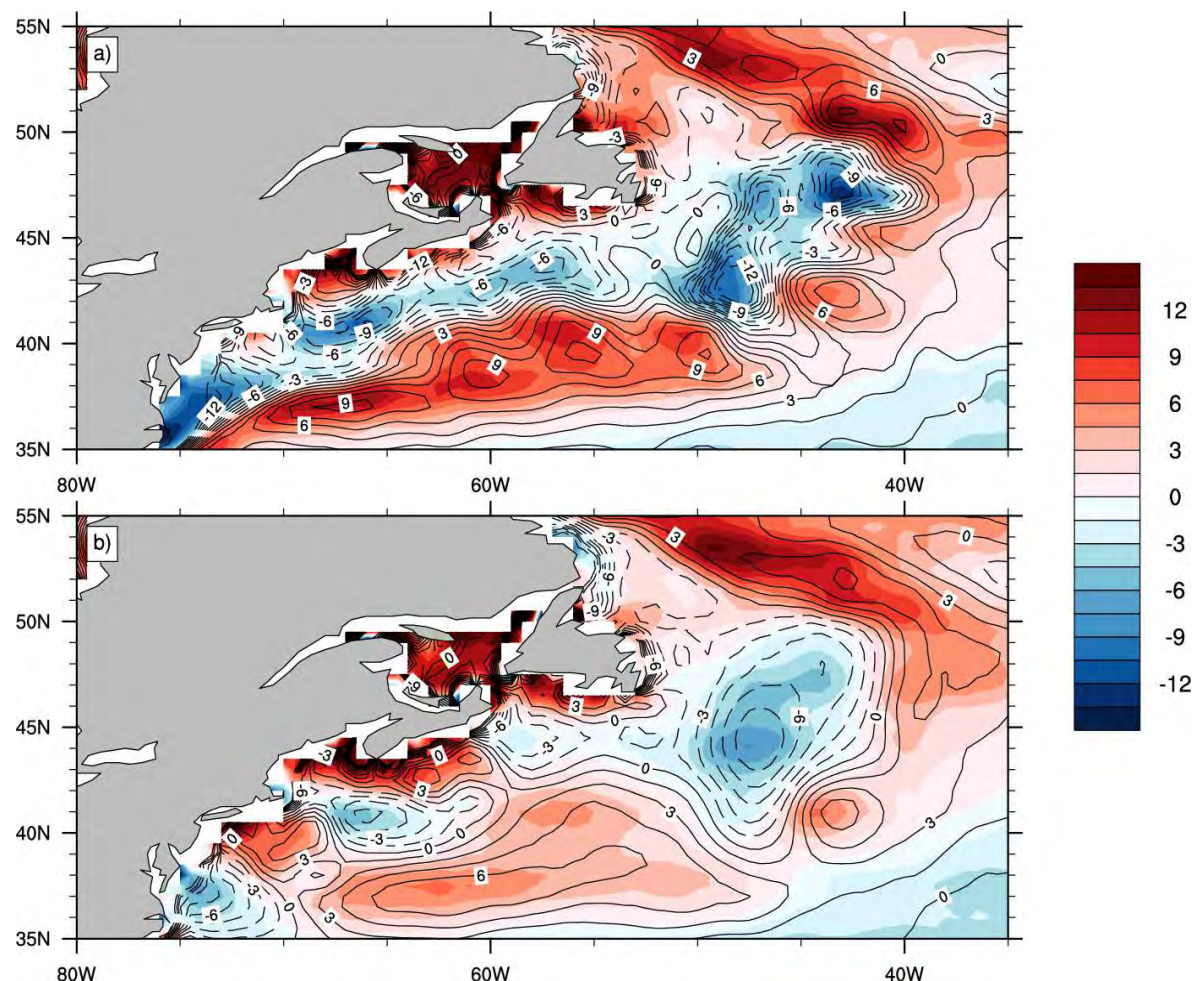


Figure 6: Contribution of the boundary layer pressure adjustment term (color, $10^{-8} \text{ Pa m}^{-2}$) to the near-surface momentum convergence (contours, interval $1.5 \cdot 10^{-8} \text{ Pa m}^{-2}$, negative values are dashed), see text section 4.1 for details. **(a)** HRES, **(b)** SMTH. A slight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

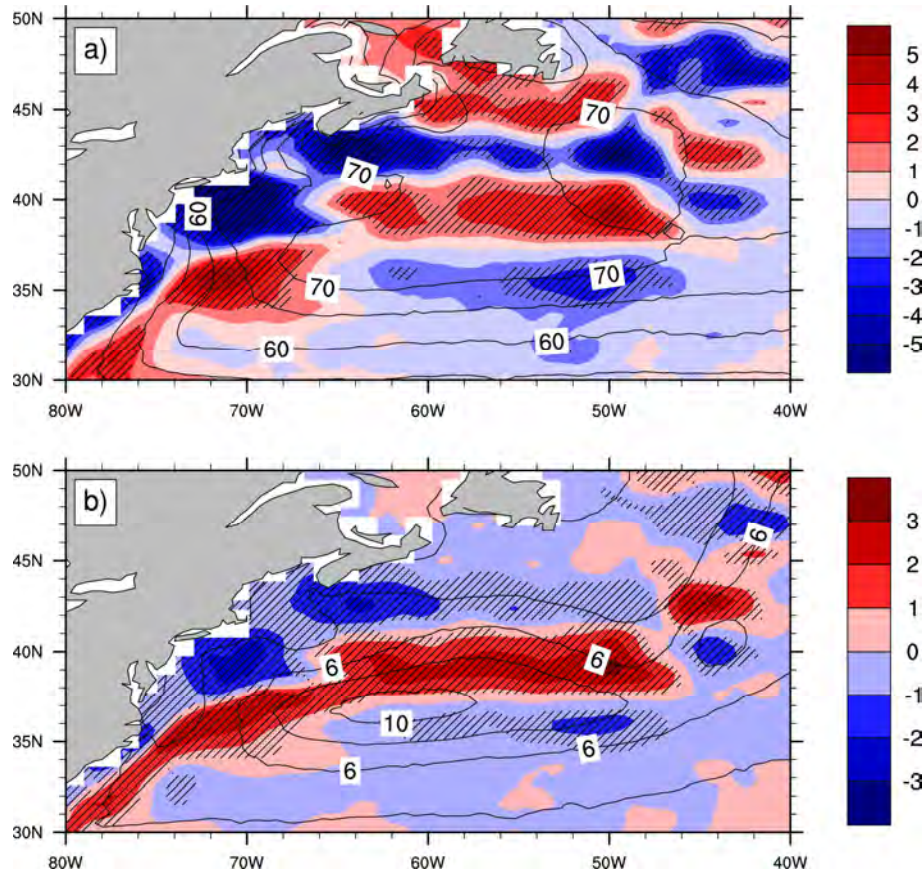


Figure 7: Differences between HRES and SMTH of (a) cloud fraction (in %) and (b) convective precipitation (in mm day^{-1}), for extended winter (Nov-Mar). Black contours are SMTH values and hatching shows regions where the difference is t-statistically different from 0 at the 5% significance level.

5. Remote atmospheric response to small-scale SST patterns

5.1 Upper tropospheric zonal wind response and Euro-Atlantic regimes

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

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

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

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

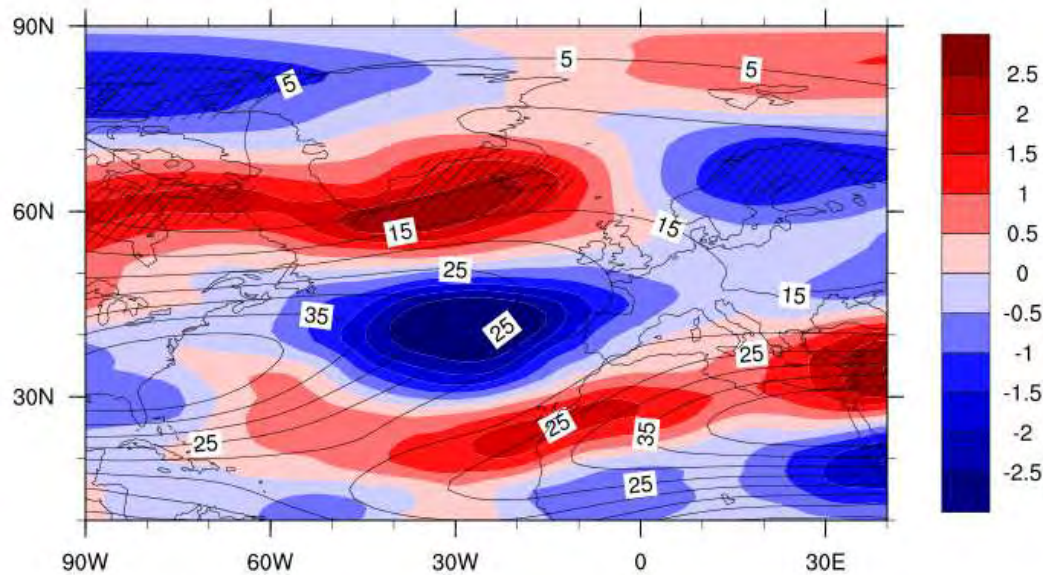


Figure 8: Difference between HRES and SMTH of the mean zonal wind averaged between 200 and 300 hPa isobaric surfaces (in m s^{-1}), for extended winter (Nov-Mar). Black contours show the mean SMTH climatological values. Hatching shows regions where the HRES-SMTH difference is t-statistically different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

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