

# Remerciements

Ce manuscrit est ma contribution au travail de l'équipe variabilité du climat au CERFACS. Un grand merci à mon directeur de thèse Laurent Terray, et à Christophe Cassou, pour leur soutien scientifique et amical.

Merci à Philippe Rogel, avec qui j'ai commencé ces travaux et qui est resté un précieux collaborateur tout au long de cette thèse. Merci à Michel Déqué (et à travers lui à toutes les personnes au CNRM qui m'ont apporté leur aide) pour le modèle ARPEGE Climat, et les sorties du couplé ARPEGE-OPA. Je dois le couplage ARPEGE-couche de mélange au travail de Jean-Philippe Piédelièvre, et à Fabien Crépin. Je remercie également Jean-Pierre Céron et Jean-François Guérémy, ainsi que Paco Doblas-Reyes, qui ont développé certains des outils statistiques utilisés dans cette thèse.

Je remercie les chercheurs qui ont accepté de faire partie de mon jury, et en premier lieu Pascale Delecluse, pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail (et également pour sa gentillesse d'avoir accepté de passer une journée dans le train), et Claude Frankignoul, pour ses précieux conseils et ses encouragements. Merci à Masa Kageyama et Paco Doblas Reyes pour leur aide, et leur grande disponibilité et gentillesse. Merci à Serge Planton pour sa lecture attentive de mon manuscrit, et à Alain Colin de Verdière, qui a imaginé de nouvelles perspectives à ce travail. Merci à Robert Rosset pour sa courtoisie et sa disponibilité.

Merci pour leur accueil à Olivier Thual, chef de l'équipe global change ainsi qu'à Jean-Claude André, directeur du CERFACS. Merci à ceux qui m'ont encouragée à continuer dans le domaine météo-océano, notamment l'équipe prévi mar météo-france de l'été 1997, et, à Jussieu, Denise Cruette et Françoise Désalmand. Pour leur soutien, et pour les fêtes glo, les crêpes et les galettes et une ambiance formidable, merci à toute l'équipe global change et à l'équipe mercator ainsi qu'aux autres "cerfaciens" que j'ai eu le plaisir de rencontrer. Je remercie tout spécialement les "petits magiciens" suivants : Isabelle Moity, Sophie Valcke, Laurence Fleury, Carole Cibot, Claire Delon, Damien Declat, Sophie Ricci, Nathalie Brousset, pour le soutien moral (et parfois matériel), et Andrea Piacentini, Eric Maisonnave, Isabelle d'Ast, Gérard Dejean, Fabrice Fleury, Patrick Laporte, Brigitte Yzel, Chantal Nasri, et Michèle Campassens pour le soutien matériel (et parfois moral) !

Pour terminer, un grand merci pour ma grande famille, à Provins ou à Crozon, à Paris, Melun, Crayssac, Peillon, Longueville, La Roche sur Yon, Saintes, Bringolo... . Merci Gwenaele J., Sophie B., Stéphanie G., Virginie W., Yasmina B., Elise P., Sido C., merci les filles. Merci Vijay S., Jean-louis C., Eric D.S., merci les gars, et *merci Xavier*.

# Table des matières

<b>Abstract</b>	<b>vii</b>
<b>Résumé</b>	<b>ix</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Passage des perturbations synoptiques et variabilité du climat</b>	<b>5</b>
1.1 Notions théoriques de base et diagnostics . . . . .	5
1.1.1 Observations de routes dépressionnaires . . . . .	5
1.1.2 Processus permettant leur existence . . . . .	7
1.1.3 Tourbillons et échanges d'énergie . . . . .	9
1.2 Variabilité observée des routes dépressionnaires. . . . .	14
1.2.1 Variabilité intrasaisonnière à interannuelle . . . . .	14
1.2.2 Variabilité basse fréquence et changement climatique . . . . .	20
1.3 Mécanismes d'interaction océan atmosphère liés à l'activité des tourbillons synoptiques . . . . .	23
1.4 Objectifs et organisation de cette thèse . . . . .	27
<b>2 Influence des anomalies de SST observées dans l'Atlantique Nord sur la   variabilité atmosphérique</b>	<b>29</b>
2.1 Interaction océan-atmosphère hivernale dans l'Atlantique Nord . . . . .	29
2.2 Anomalies de SST observées dans l'Atlantique Nord . . . . .	32
2.2.1 Article : Mid latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP Reanalysis . . . . .	37
a. Introduction . . . . .	38
b. Dataset, diagnostics and statistical methods . . . . .	40
c. Covariations between summer SST and winter atmospheric cir- culation . . . . .	43
d. Winter atmospheric state following the SST anomaly occurrences	50

e. Discussion . . . . .	56
2.2.2 Résumé de l'article . . . . .	58
2.3 Anomalies de SST dans l'Atlantique tropical . . . . .	60
Synthèse . . . . .	64
<b>3 Modélisation de la réponse atmosphérique et des mécanismes physiques associés à des anomalies de SST Atlantique</b>	<b>65</b>
3.1 Principe des expériences numériques . . . . .	65
3.1.1 Le modèle ARPEGE Climat . . . . .	66
3.1.2 Conception des expériences de sensibilité . . . . .	66
a. Sensibilité aux SST des moyennes latitudes . . . . .	67
b. Sensibilité aux SST de l'Atlantique tropical . . . . .	69
3.2 Influence des anomalies de SST d'été dans l'Atlantique Nord . . . . .	73
3.2.1 Représentation de la climatologie . . . . .	73
3.2.2 Réponse atmosphérique à l'échelle mensuelle et saisonnière . . . . .	76
a. Réponse linéaire moyenne . . . . .	76
b. Asymétries spatiales et processus transitoires . . . . .	86
3.2.3 Réponse à l'échelle intrasaisonnière . . . . .	92
a. Changements dans l'occurrence des régimes de temps . . . . .	92
b. Analyse spectrale spatio-temporelle du Z500 . . . . .	96
3.2.4 Influence de l'amplitude du forçage . . . . .	102
3.2.5 discussion . . . . .	105
3.3 Influence des anomalies de SST d'automne dans l'Atlantique tropical. . . . .	108
3.3.1 Article : Model study of the wintertime atmospheric response to autumn tropical Atlantic sea-surface-temperature anomalies. . . . .	108
a. Introduction . . . . .	108
b. Model experiments and analysis tools . . . . .	111
c. Modelled atmospheric response to the autumn SST anomaly in the tropical Atlantic . . . . .	118
d. Mean January-February modelled response to the midlatitude SST . . . . .	129
e. Conclusions . . . . .	130
3.3.2 Résumé de l'article . . . . .	131
Synthèse . . . . .	134
<b>4 Interactions océan-atmosphère et changement climatique</b>	<b>137</b>
4.1 Description des expériences couplées . . . . .	138
4.1.1 Représentation de la variabilité . . . . .	138



---

4.1.2	Pré-traitement des données de SC3 pour l'analyse MCA . . . . .	141
4.2	Relations déphasées entre la SST et la circulation atmosphérique dans le modèle couplé . . . . .	144
4.2.1	Liens océan-atmosphère aux moyennes latitudes . . . . .	144
4.2.2	Liens océan tropical-atmosphère extratropical . . . . .	151
4.3	Influence de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre. . .	154
4.3.1	Réponse moyenne au forçage anthropique . . . . .	154
4.3.2	Changements de la variabilité basse fréquence et des routes dé- pressionnaires . . . . .	155
4.3.3	Étude en régimes de temps . . . . .	159
 <b>Conclusions et perspectives</b>		<b>167</b>
 <b>Annexe A : Analyse en Covariance Maximale</b>		<b>173</b>
A.4	Décomposition d'une matrice en valeurs singulières . . . . .	173
A.5	Décomposition de la matrice de covariance croisée . . . . .	174
A.6	Spécificités des analyses effectuées . . . . .	175
A.6.1	Normalisation des données . . . . .	175
A.6.2	Déphasage temporel des matrices d'observations . . . . .	175
A.6.3	Signification statistique . . . . .	176
 <b>Bibliographie</b>		<b>177</b>



# Abstract

The pathway and strength of the weather synoptic systems are closely linked with climate changes at the seasonal scale in the North Atlantic Europe (NAE) region. The significant role of the North Atlantic storm track in ocean-atmosphere interaction mechanisms at the seasonal scale is analysed in this thesis.

The NCEP reanalysis data are studied in the first part of this manuscript. The statistical signature of the influence of a summer North Atlantic Sea Surface Temperature (SST) anomaly over the winter 500 hPa geopotential height (Z500, proxy of the atmospheric circulation in the NAE region) is detected. The SST anomalies can persist until the beginning of the next winter where a cold SST anomaly in the center circled to the east by a warm anomaly can induce a perturbation of the stationary wave, initiating an anticyclonic Z500 anomaly over Europe. Storm track activity anomalies appear that are related with the SST anomaly, and which can strengthen and maintain the Z500 anomaly. In the case of a cold core horseshoe type anomaly, the associated winter Z500 is close to the negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO). The wave like and asymmetric character of the atmospheric response to these SST anomalies is confirmed by modeled sensitivity studies with the Atmospheric general circulation model ARPEGE-Climat. Ensembles of modeled experiments where both signs of the SST anomaly are prescribed, show that the shape, amplitude and geographical location of the SST anomaly are determining factors in the response mechanism involving a winter storm track activity anomaly.

The influence of an autumn tropical Atlantic SST pattern onto the winter NAO is also observed in the NCEP reanalysis data. Ensemble sensitivity experiments with ARPEGE-Climat coupled with a slab ocean at the midlatitudes show the wave-like nature of the simultaneous response to these SST anomalies. A Rossby wave is generated in the tropics, propagating in direction of the mid and high latitude where it becomes close to the NAO pattern. The response is strengthened in the mid and high latitudes by heat fluxes exchanges with the oceanic mixed layer, and in the case of a cold tropical anomaly it persist until winter as a negative NAO phase. This asymmetrical response is in part maintained by transient eddies/mean flow/SST interaction.

The ocean-atmosphere interaction mechanisms here described are reproduced by the ocean/atmosphere coupled model OPA/ARPEGE. A model study with a hierarchy of models, complexifying towards a more realistic ocean, together with a set of storm track activity diagnostics, are used here to show the central role played by the storm track in these ocean-atmosphere interaction processes. Long coupled atmosphere-ocean experiments (150 years) show that these mechanisms have an impact on longer time scales variability (decadal to centenary). A better understanding of these mechanisms as well as of scale interactions is needed to improve climate predictability over Europe.

# Résumé

Dans la region Atlantique Nord et Europe, la situation géographique de la zone de passage moyenne des perturbations synoptiques, ainsi que l'intensité moyenne de ces perturbations sont indissociablement liées aux fluctuations du climat. Dans cette thèse nous mettons en évidence l'importance de la présence de cette "route dépressionnaire" pour la mise en place de mécanismes d'interaction océan atmosphère à l'échelle saisonnière.

Dans un premier temps, l'étude des données des réanalyses NCEP nous permet de détecter la signature de l'influence d'une anomalie de température de surface de l'océan (SST) Atlantique Nord apparaissant en été, sur la circulation atmosphérique d'hiver sur l'Europe, représentée par les fluctuations de hauteur géopotentielle de la surface 500 hPa (Z500). On observe que ces anomalies de SST peuvent persister jusqu'au début de l'hiver où, dans le cas d'une anomalie chaude centrale vers 50°N entourée à l'Est d'une anomalie froide, elles peuvent induire une modification de l'activité de l'onde stationnaire pouvant initier une anomalie de Z500 anticyclonique sur l'Europe, renforcée et de maintenue par des anomalies d'activité de la route dépressionnaire Atlantique Nord. Dans le cas de la polarité inverse de l'anomalie de SST, l'anomalie de Z500 associée en hiver se projette sur la phase négative de l'Oscillation Atlantique Nord. La nature ondulatoire de la réponse atmosphérique à ces anomalies de SST d'été, ainsi que son caractère asymétrique sont confirmés par des études de sensibilité menées avec le modèle de circulation générale atmosphérique ARPEGE-Climat. Des ensembles de simulations où les deux polarités de l'anomalie de SST d'été sont prescrites montrent l'importance de la forme, de la position géographique, ainsi que de l'amplitude des anomalies de SST dans le mécanisme de réponse impliquant une anomalie d'activité de la route dépressionnaire en hiver.

On observe également dans les données des réanalyses NCEP l'influence d'anomalies de SST d'automne dans l'Atlantique Tropical sur la NAO d'hiver. Des simulations d'ensemble à l'aide du modèle ARPEGE-Climat couplé aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord avec une couche de mélange montrent que la réponse à ces anomalies tropicales est également de nature ondulatoire, une onde de Rossby générée dans les tropiques se propageant vers les moyennes et hautes latitudes où elle se projette sur la NAO. La réponse est amplifiée dans les hautes latitudes par la présence de la couche de mélange, surtout dans

le cas d'une anomalie tropicale froide, induisant une réponse se projetant sur la phase négative de la NAO. Cette réponse est en partie amplifiée et maintenue par une activité plus importante de la route dépressionnaire.

Les mécanismes d'interaction océan atmosphère décrits ici sont reproduits dans le modèle couplé océan-atmosphère OPA/ARPEGE. Nous montrons donc, à l'aide d'une hiérarchie de modèles où la représentation de l'océan va en s'affinant, ainsi qu'avec un ensemble de diagnostics de l'activité des routes dépressionnaires, que celles-ci ont un rôle central dans les mécanismes d'interaction océan atmosphère sur l'océan Atlantique Nord. Des simulations couplées longues (150 ans) montrent que ces mécanismes ont également un impact aux échelles de temps plus longues (décennales à séculaire). Une meilleure compréhension de ces mécanismes ainsi que des interactions entre échelles permettrait d'améliorer la prévisibilité climatique sur l'Europe.

# Introduction

Un des objectifs de la communauté scientifique, notamment à travers le programme international d'étude de la variabilité du climat CLIVAR, est de mieux observer et comprendre les processus physiques pouvant être à l'origine de l'existence de modes de variabilité climatique tels que l'Oscillation Atlantique Nord (NAO). Cette dernière est l'expression principale de la variabilité climatique hivernale pour la région Atlantique Nord et Europe et consiste en une oscillation de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. L'indice caractérisant ses fluctuations est construit comme la différence de pression entre ces deux centres d'actions. La NAO est un mode de variabilité interne à l'atmosphère qui fluctue à de multiples fréquences, de l'échelle journalière à inter-décennale. Le spectre de son indice montre cependant une concentration d'énergie spécialement à basse fréquence, avec un pseudo pic à 6-8 ans et une tendance à 70 ans. Une phase positive (négative) de l'oscillation se traduit par un anticyclone des Açores plus fort (faible) et une dépression d'Islande plus (moins) creusée. L'augmentation (diminution) et le décalage vers le nord-est (la plus grande zonalité) du flux d'ouest liés à la phase positive (négative), entraînent l'augmentation (diminution) des précipitations et de la température sur la Scandinavie et le nord de l'Europe, et une diminution (augmentation) sur la Péninsule Ibérique et la région Méditerranéenne. Les impacts de la NAO sur la pêche, l'agriculture, la consommation d'énergie sont importants. La prévisibilité de cette oscillation à l'échelle saisonnière comme à l'échelle du changement climatique global est donc un enjeu socio-économique majeur pour l'Europe.

Les changements saisonniers du climat dans la région Atlantique Nord Europe (NAE), (comme dans la région Pacifique Nord) sont rythmés par l'activité et la position de la trajectoire moyenne des perturbations synoptiques (appelée également *route dépressionnaire*). En moyenne sur l'année les routes dépressionnaires permettent le transport de chaleur et de moment cinétique vers les hautes latitudes. La route dépressionnaire Atlantique Nord est initiée au bord Ouest du continent américain, où un important gradient de température de surface (lié à la présence du Gulf Stream) et l'arrivée d'air froid en provenance du continent, associés à la présence du courant jet atmosphérique, permettent la croissance de perturbations atmosphériques dites *ondes baroclines*. En aval, elle interagit avec la cir-

culution moyenne, par l'intermédiaire de modifications du courant jet Atlantique Nord et des ondes atmosphériques grande échelle liées aux fluctuations de ce dernier.

La NAO, ainsi que d'autres modes de variabilité *basse fréquence* de la région NAE (ou encore des modes de plus grande échelle qui englobent cette région, ou *téléconnexions*), interagissent donc avec la route dépressionnaire Atlantique Nord, qui est caractéristique de la variabilité *haute-fréquence* de l'atmosphère. Les modes de variabilité dans cette région traduisent donc en réalité des interactions complexes entre des phénomènes d'échelles différentes.

La concentration d'énergie à basse fréquence du spectre de la NAO pose la question du rôle de l'océan, qui est la composante lente du système climatique, sur la variabilité atmosphérique de la région NAE. L'opacité et la plus grande inertie thermique de l'océan font que la variabilité chaotique de l'atmosphère induit à basse fréquence des anomalies de température de surface de l'océan (SST). Les structures spatiales de ces anomalies sont à l'échelle du bassin et peuvent persister jusqu'à 4 mois. Elles entraînent notamment des changements de gradient de SST à l'endroit où se forment les perturbations synoptiques. Les routes dépressionnaires pourraient donc être le "lien manquant" permettant la *rétroaction* éventuelle de l'océan des moyennes latitudes sur la circulation atmosphérique basse fréquence. Cette rétroaction ne peut cependant pas être distinguée de façon simple de la variabilité atmosphérique chaotique environnante, très importante aux moyennes latitudes.

La détection d'une sensibilité de la NAO ou d'un autre mode de variabilité basse fréquence atmosphérique à certaines anomalies de SST peut contribuer, si ces anomalies de SST sont prévisibles, à augmenter la prévisibilité climatique sur l'Europe. Celle-ci peut également être améliorée si l'on détecte la présence de téléconnexions avec les tropiques, qui ont une prévisibilité importante.

Par ailleurs la compréhension des mécanismes liés à l'influence de l'océan Atlantique sur la circulation atmosphérique à l'échelle saisonnière peut être importante dans la perspective de fluctuations climatiques à plus basse fréquence. En effet ces dernières peuvent résulter d'une modification des fréquences d'occurrence de régimes de circulation atmosphérique aux échelles (intra-)saisonnières.

Dans cette thèse, nous détectons des anomalies de SST susceptibles d'influencer la variabilité basse-fréquence atmosphérique hivernale dans la région Atlantique Nord, et détaillons les mécanismes physiques pouvant permettre cette influence, et notamment le rôle des routes dépressionnaires. Pour aborder ces questions, nous étudions dans un premier temps ces relations dans les observations, en y dégagant les signatures statistiques de l'influence de l'océan sur l'atmosphère. Il est ensuite nécessaire d'effectuer des expériences numériques



permettant de détailler et comprendre les mécanismes physiques pouvant être à l'origine de cette influence. C'est ce que nous faisons à l'aide de simulations d'ensemble, dispositif expérimental qui permet de distinguer le mieux possible la réponse à des anomalies de SST de la variabilité interne chaotique de l'atmosphère. Nous utilisons pour ces expériences numériques une hiérarchie de modèles où la représentation de l'océan est de plus en plus complexe. Cette démarche permet d'observer l'influence de la représentation de l'océan et de ses interactions avec l'atmosphère sur les mécanismes physiques que nous allons étudier.

- Le premier chapitre constitue l'introduction détaillée de cette thèse, situant le contexte scientifique de notre étude et décrivant les diagnostics des processus physiques liés aux routes dépressionnaires que nous avons utilisés.
- Le second chapitre est principalement constitué d'un article qui traite de la détection dans les observations de relations statistiques déphasées entre des anomalies de SST et la circulation atmosphérique d'hiver, suggérant l'influence d'anomalies de SST sur la NAO et la circulation atmosphérique sur l'Europe.
- Au troisième chapitre, nous analysons des expériences numériques de sensibilité à ces anomalies de SST observées. ARPEGE-Climat est forcé par des anomalies de SST aux moyennes latitudes, puis par des anomalies tropicales alors qu'aux moyennes latitudes le modèle est couplé avec une couche de mélange océanique. Ces dernières expériences font l'objet d'un second article.
- Le quatrième chapitre a pour but d'examiner si les processus physiques décrits aux précédents chapitres sont correctement reproduits dans un modèle couplé océan-atmosphère. Nous y examinons également l'influence du changement climatique sur les relations entre la variabilité des routes dépressionnaires, de la circulation basse fréquence et de la SST.



# Chapitre 1

## Passage des perturbations synoptiques et variabilité du climat

### 1.1 Notions théoriques de base et diagnostics

#### 1.1.1 Observations de routes dépressionnaires

Les perturbations baroclines des moyennes latitudes ont un cycle de vie moyen compris entre 2 et 6 jours. Ces perturbations sont le phénomène dynamique principal à l'échelle synoptique dans les moyennes latitudes. Dans l'hémisphère Nord on peut observer qu'un grand nombre de perturbations se créent aux bords ouest des continents et se développent au sein du flux moyen d'Ouest. La zone de passage ou route moyenne empruntée par ces systèmes synoptiques pendant une période donnée caractérise l'activité barocline à l'échelle de temps correspondante. On peut caractériser ces *routes dépressionnaires* (*storm track* en anglais) de plusieurs façons.

Le suivi d'un minimum de pression sur des cartes synoptiques permet d'obtenir une route dépressionnaire *synoptique*. Il existe plusieurs algorithmes de suivi, ou "tracking" en anglais. Sur la fig. 1.1 tirée de Joly *et al.* (1997), on peut voir le résultat d'un algorithme de ce type, une route dépressionnaire moyenne pour les mois de janvier et février observés de 1989 à 1994. Celle-ci est orientée du sud-ouest vers le nord-est à travers le bassin Atlantique Nord.

Les routes dépressionnaires *dynamiques* sont obtenues en filtrant les fluctuations de la surface géopotentielle à 500 hPa (référéncée par la suite comme Z500) pour ne retenir que les fluctuations de 2 à 6 jours environ, et en calculant ensuite l'écart-type de ces fluctuations. Cet écart-type comptabilise alors les fluctuations haute-fréquence du Z500 aussi bien anticycloniques que cycloniques. L'activité moyenne des ondes baroclines aux moyennes latitudes ainsi caractérisée est en général de direction plus zonale que la

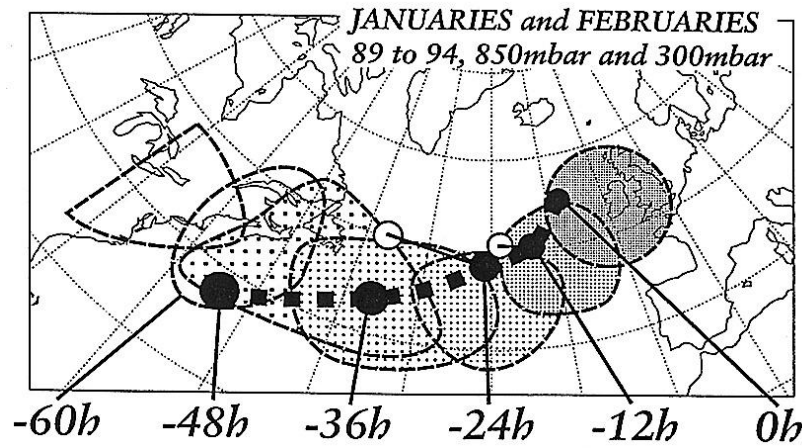


FIG. 1.1 – tiré de Joly *et al.*(1997). Les cyclones atteignant la zone du cercle le plus à l'est sont suivis dans le passé à deux niveaux de pression, 300 hPa (cercles blancs) et 850 hPa (cercles noirs). Les zones entourées par des tiretés contiennent 60 % des trajectoires à 850 hPa.

route dépressionnaire synoptique (suivi des anomalies cycloniques uniquement). Nous appellerons cette quantité *l'activité de la route dépressionnaire*, que nous noterons par la suite STA<sup>1</sup>. Comme le rappelle Holopainen (1999), la définition dynamique des routes dépressionnaires est plus adaptée que la définition synoptique à l'étude des relations entre les tourbillons synoptiques et la circulation générale atmosphérique.

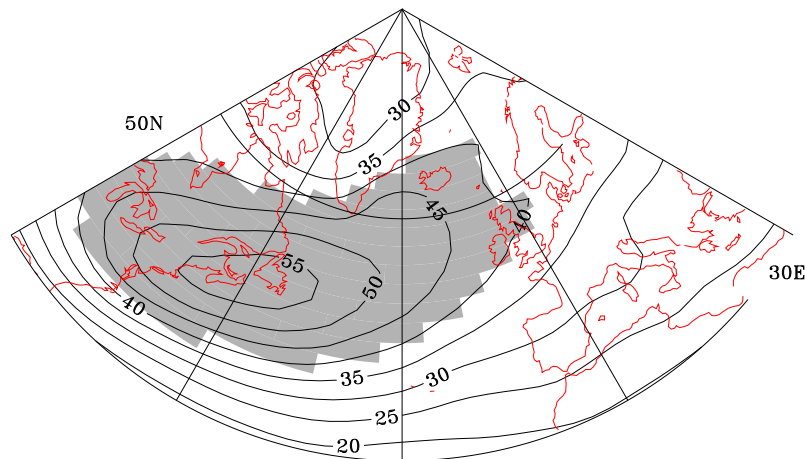


FIG. 1.2 – Route dépressionnaire dynamique (contours tous les 5 m) sur la région Atlantique Nord-Europe, pour les hivers moyens (décembre, janvier et février) de la période 1958-1998 des réanalyses NCEP.

Nous avons utilisé cette méthode dans cette thèse, en filtrant le Z500 à l'aide d'un

<sup>1</sup>en anglais "Storm Track Activity"

filtre récursif d'ordre 4 de Butterworth précédemment utilisé par Murakami (1979) et validé pour ce type d'étude par Christoph *et al.* (1995). Il sera référencé dans la suite comme le *filtre de Murakami*. La route dépressionnaire dynamique Atlantique Nord calculée à partir des données des réanalyses NCEP est représentée sur la fig. 1.2. Les routes dépressionnaires dynamiques moyennes des réanalyses NCEP dans l'Hémisphère Nord en DJF<sup>2</sup> sont montrées fig. 2.5 a., page 44, ainsi qu'un ensemble de diagnostics de processus physiques associés à l'existence de ces routes que nous définissons dans les paragraphes suivants.

### 1.1.2 Processus permettant leur existence

Dans l'hémisphère Nord en hiver, l'air circulant d'ouest en est au dessus des continents est froid et sec et subit un fort contraste thermique au niveau des bords est des continents (ou bords ouest des bassins océaniques), où circulent les courants océaniques chauds que sont le Gulf stream pour le bassin Atlantique Nord, et le Kuroshio dans le Pacifique Nord. Cet important gradient de température climatologique zonal et méridien est source d'instabilités atmosphériques. Au dessus de ces forts gradients de température de surface on observe des maxima de vent zonal qui correspondent aux courants jets de haute troposphère. Ces derniers induisent un cisaillement de vent zonal, paramètre nécessaire au développement d'instabilités baroclines.

Le taux de croissance maximum des instabilités baroclines d'Eady est paramétrisé par Lindzen et Farrel (1980) de la façon suivante :

$$\sigma_{BI} = 0.31f \left| \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \right| N^{-1}, \quad (1.1)$$

où  $f$  est le paramètre de Coriolis,  $\partial \mathbf{u} / \partial z$  le cisaillement de vent zonal, et  $N$  la fréquence de Brunt-Väisälä qui caractérise la stabilité de l'atmosphère dans les basses couches.

Le paramètre  $\sigma_{BI}$ , calculé dans les basses couches de la troposphère (aux niveaux 700 ou 850 hPa), sera par la suite appelé *baroclinicité*.

Les échanges de flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère lors du passage d'une perturbation synoptique jouent un rôle très important dans l'interaction entre ces deux sous-systèmes du climat. On observe qu' à l'avant des perturbations (secteur chaud, air chaud et humide) l'océan cède de l'énergie à l'atmosphère sous forme de chaleur latente et à l'arrière (secteur froid, air froid et sec) sous forme de chaleur sensible.

Par ce biais, les tempêtes transportent vers les pôles une partie importante de l'énergie accumulée dans les tropiques. Elles jouent donc un rôle clef dans la répartition des précipitations et de la chaleur dans les moyennes latitudes (Peixoto et Oort, 1992).

---

<sup>2</sup>Décembre Janvier Février

Les tourbillons, en transportant de la chaleur vers les pôles ont tendance à réduire la baroclinicité en réduisant le gradient de température méridien, et par conséquent le cisaillement de vent zonal (par la relation du vent thermique). On observe cependant que la baroclinicité et les routes dépressionnaires se maintiennent durant l'hiver.

Selon Hoskins et Valdes (1990) le maintien des routes dépressionnaires est essentiellement dû à une rétroaction positive du chauffage diabatique (notamment la chaleur latente à l'avant des dépressions, qui maintient le gradient de température de surface) sur la baroclinicité. Ce chauffage étant justement dû au passage des dépressions individuelles, on peut affirmer que les routes dépressionnaires s'auto-entretiennent, mais également que la présence du courant chaud océanique est un facteur clef pour l'existence des routes dépressionnaires à l'échelle saisonnière dans l'Hémisphère Nord. Les mêmes auteurs suggèrent que la tension de vent associée à ce chauffage diabatique a pour effet de renforcer le courant océanique, et donc que l'existence des routes dépressionnaires induit un mécanisme d'interaction océan-atmosphère. On peut noter cependant qu'il s'agit d'un effet très indirect car le Gulf Stream et la tension de vent sont couplés à l'échelle du bassin. Cet effet est étudié par Cessi (2000) qui, en couplant deux modèles simples de circulation de l'atmosphère et de l'océan aux moyennes latitudes, obtient une oscillation à l'échelle décennale résultant de l'interaction entre le front océanique séparant les gyres subpolaire et subtropicale et la tension de vent associée aux tourbillons synoptiques.

Chang et Orlanski (1993) suggèrent que les routes dépressionnaires se maintiennent en aval du maximum de baroclinicité du fait d'un transfert d'énergie en aval par les flux géopotentiels agéostrophiques. Les maxima d'activité des routes dépressionnaires de l'hémisphère Nord se situeraient sur l'océan car la friction en surface n'y est pas suffisante pour que la dissipation barotrope compense la conversion barocline. Ce dernier argument peut expliquer la structure annulaire de la route dépressionnaire observée dans l'hémisphère sud.

Les routes dépressionnaires, comme les ondes stationnaires, dépendent donc des conditions de surface (relief, présence de l'océan et chauffage diabatique), et des fluctuations du courant jet. Les routes dépressionnaires sont donc indissociablement liées aux fluctuations basse fréquence de la circulation atmosphérique. Les conditions de cisaillement de vent zonal jouent sur la croissance des ondes baroclines, de plus les perturbations créées se déplacent ensuite au sein du flux moyen et interagissent avec lui.

Dans le paragraphe suivant, nous explorons les conséquences dynamiques de l'existence de routes dépressionnaires aux moyennes latitudes, notamment leur interaction avec la circulation moyenne.

### 1.1.3 Tourbillons et échanges d'énergie

Les tourbillons contribuent à l'exportation de chaleur et de quantité de mouvement vers les pôles et par conséquent à la mise en place de la circulation générale atmosphérique moyenne. Selon Bougeault et Sadourny (1999), ceci peut être démontré de façon simple à partir de l'équation (1.2) d'évolution du moment cinétique absolu  $m_a = a \cos \phi (u + \Omega a \cos \phi)$  où  $u$  est la composante zonale du vent  $\mathbf{u}$ ,  $a$  est le rayon de la Terre,  $\Omega$  sa vitesse de rotation, et  $\phi$  la latitude.

L'équation d'évolution de  $m_a$  sous sa forme flux est :

$$\frac{\partial \rho m_a}{\partial t} + \nabla(\rho m_a \mathbf{u}) = -a \cos \phi \frac{\partial p}{\partial x} + \rho a \cos \phi F_x, \quad (1.2)$$

avec  $\rho$  la masse volumique,  $\mathbf{u}=(u,v,w)$  le vent et  $F_x$  terme de friction à la surface (seule source de moment cinétique absolu pour l'atmosphère).

En coordonnées sphériques on obtient :

$$\frac{\partial \rho m_a}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \left( \frac{\partial}{\partial \lambda} (\rho m_a u) + \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \rho m_a v) \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho m_a w) = -\frac{\partial p}{\partial \lambda} + \rho a \cos \phi F_x. \quad (1.3)$$

En moyennant sur les longitudes (ce que nous noterons par [.]), on obtient :

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho [m_a] + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \rho [m_a v]) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho [m_a w]) = \rho a \cos \phi [F_x]. \quad (1.4)$$

Si l'on développe à présent les variables en leur moyenne zonale plus leur perturbation par rapport à cette moyenne<sup>3</sup> (notée (.)\*), on obtient :

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho [m_a] + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \rho [m_a] [v]) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho [m_a] [w]) = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \rho [m_a^* v^*]) - \frac{\partial}{\partial z} (\rho [m_a^* w^*]) + \rho a \cos \phi [F_x]. \quad (1.5)$$

Les deux premiers termes du membre de droite de (1.5) représentent le forçage du moment cinétique moyen par les fluctuations par rapport à cette moyenne. On peut relier les fluctuations de moment cinétique et de vent zonal par la relation  $m_a^* = a \cos \phi u^*$ .

Le premier terme du membre de droite de 1.5 devient donc  $-\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (a \cos^2 \phi \rho [u^* v^*])$ , ce qui correspond à la convergence du flux méridien de quantité de mouvement zonale.

Les fluctuations des vitesses verticale et méridienne sont liées par la relation :

$$\frac{w^*}{v^*} \simeq \frac{dz}{dy}. \quad (1.6)$$

---

<sup>3</sup>Ces fluctuations par rapport à la moyenne zonale représentent les tourbillons à toutes les échelles de temps

Tout comme le gradient vertical de vent zonal est le plus déterminant pour la vitesse horizontale, le gradient d'entropie ( $s$ ) méridien domine les fluctuations d'entropie, et l'on peut écrire :

$$\frac{u^*}{s^*} \simeq \frac{dz \frac{\partial[u]}{\partial z}}{dy \frac{\partial[s]}{\partial y}}, \quad (1.7)$$

et l'on déduit de (1.6) et (1.7) :

$$[u^* w^*] = [v^* s^*] \left( \frac{dz}{dy} \right)^2 \frac{\frac{\partial[u]}{\partial z}}{\frac{\partial[s]}{\partial y}} \quad (1.8)$$

On utilise ensuite la relation du vent thermique  $f \frac{\partial[u]}{\partial z} = -\gamma \frac{\partial[s]}{\partial y}$  (avec  $\gamma = -\frac{g}{C_p}$  gradient adiabatique sec) et la définition du rayon de Rossby  $\left(\frac{dz}{dy}\right)^2 \simeq \frac{f^2}{N^2}$  (où  $f$  est le paramètre de Coriolis et  $N$  la fréquence de Brunt-Väisälä) pour obtenir la relation suivante :

$$[u^* w^*] = -\frac{\gamma f}{N^2} [v^* s^*] \quad (1.9)$$

qui montre que le flux vertical de quantité de mouvement zonale est proportionnel au flux méridien de chaleur. Ceci correspond bien à la propriété des ondes baroclines instables de transporter de la chaleur vers le pôle. Par la même occasion elle transportent de la quantité de mouvement zonale vers le bas, ce qui a pour effet de réduire le cisaillement de vent zonal, et qui permet à l'écoulement zonal de continuer à satisfaire l'équilibre géostrophique à toutes les altitudes.

On peut à présent écrire le terme de forçage par les fluctuations de la façon suivante :

$$-\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (a \cos^2 \phi \rho [u^* v^*]) - a \cos \phi \frac{f \gamma}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} (\rho [v^* s^*]) \quad (1.10)$$

ce qui correspond à la divergence en coordonnées sphériques d'un vecteur  $\mathbf{F} = a \cos \phi \rho (F_y, F_z)$ , avec comme composantes dans le plan méridien :

$$F_y = -[u^* v^*] \quad \text{et} \quad F_z = \frac{f \gamma}{N^2} [v^* s^*]. \quad (1.11)$$

$\mathbf{F}$  est nommé le *vecteur flux d'Eliassen-Palm* et avec ces notations on peut écrire l'équation de conservation du moment cinétique :

$$\frac{\partial \rho [m_a]}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \phi} \left( \frac{\partial}{\partial \lambda} (\rho [m_a] [u]) - \frac{\partial}{\partial z} (\rho [m_a] [w]) \right) + \nabla \cdot \mathbf{F} + \rho a \cos \phi [R_x]. \quad (1.12)$$

La source de moment cinétique est le frottement à la surface dans les régions équatoriales où la circulation vient de l'est (troisième terme du membre de droite de (1.12)). Les deux premiers termes du membre de droite correspondent au transport de moment cinétique



vers les pôles par la circulation moyenne et par les fluctuations (flux d’Eliassen-Palm) qui doivent équilibrer ce bilan. Dans la haute troposphère où le terme de frottement est négligeable, la circulation moyenne doit s’ajuster au forçage par les fluctuations  $\nabla \cdot \mathbf{F}$ . Ainsi, si la divergence de  $\mathbf{F}$  est positive, on observe le renforcement de la circulation moyenne d’ouest dans les moyennes latitudes.

Eliassen et Palm (1961) ainsi que Andrews et McIntyre (1976) définissent les composantes du vecteur d’Eliassen-Palm à partir de la *conservation de la vorticité potentielle*, avec l’approximation quasi-géostrophique :

$$F_y = -[u^* v^*] \quad \text{et} \quad F_z = \frac{f}{\partial[\theta]/\partial p} [v^* \theta^*] \quad (1.13)$$

où  $\theta$  est la température potentielle, reliée à l’entropie par  $s = C_p \ln(\theta) + cste$ , et à  $N$  par  $N = (-\rho g \frac{1}{[\theta]} \frac{\partial[\theta]}{\partial p})^{1/2}$ .

Le vecteur d’Eliassen-Palm définit dans ce cas les caractéristiques moyennées zonalement des fluctuations de vorticité ou *tourbillons*, que l’on visualise donc dans le plan méridien. Plumb (1985) propose une extension en trois dimensions de ce théorème, pour des perturbations linéaires quasi-géostrophiques dans un flux zonal. Ainsi, le flux d’activité horizontal des tourbillons définis comme écarts à la moyenne zonale ou *ondes stationnaires* peut également être visualisé. Dans le cas d’un flux d’ouest, une convergence de ces vecteurs dans le plan horizontal indique une réduction ou dissipation de l’activité de l’onde (définie à l’aide des perturbations de vorticité potentielle), alors qu’une divergence implique un export de cette activité. Nous utilisons ce diagnostic dans cette thèse, en calculant les composantes horizontales du vecteur appelé par la suite “vecteur de Plumb” telles qu’elles sont définies dans Fraedrich *et al.* (1993). Nous garderons la notation  $\mathbf{F} = (F_x, F_y)$  pour le vecteur de Plumb :

$$F_x = \frac{\sigma}{2f^2} (\phi_x^{*2} - \phi^* \phi_{xx}^*) \quad \text{et} \quad F_y = \frac{\sigma}{2f^2} (\phi_x^* \phi_y^* - \phi^* \phi_{xy}^*) \quad (1.14)$$

avec  $\sigma = p/1000$  et  $\phi^* = gz^*$ .

Hoskins *et al.* (1983) suppriment la contrainte d’un flux de base zonal pour étendre la notion de flux d’Eliassen-Palm aux tourbillons *transitoires*. Ils proposent un vecteur  $\mathbf{F}_H$  également en trois dimensions (équation 1.15), qui caractérise l’activité des fluctuations *temporelles* des champs (notées  $(.)'$  par la suite) par rapport à la moyenne temporelle (notée  $\overline{(.)}$ ).

$$\mathbf{F}_H = (\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'}, \frac{f}{\partial[\theta]/\partial p} \overline{v'\theta'}) \quad (1.15)$$

Cette définition permet d’étudier les interactions entre le flux moyen et les tourbillons

synoptiques transitoires<sup>4</sup>. Dans le plan horizontal, une divergence des vecteurs  $\mathbf{F}_H$  indique une accélération du flux moyen induit par les tourbillons transitoires par convergence de flux de vorticité, et inversement une divergence indique une décélération. Dans cette thèse nous utilisons la définition de Trenberth (1986) et appelons  $\mathbf{E}$  la partie horizontale du vecteur d'Eliassen-Palm définie par :

$$\mathbf{E} = \left( \frac{1}{2}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -\overline{u'v'} \right), \quad (1.16)$$

que nous représentons dans les hautes couches de la troposphère (niveau de pression 200 hPa). La partie verticale du vecteur sera représentée par le flux méridien de température  $\overline{v'T'}$  (contours dans le plan horizontal) dans les basses couches (niveaux de pression 700 ou 850 hPa), où il est le plus important. Il est intéressant de séparer ces deux diagnostics, car si la convergence de flux de vorticité dans les hautes couches a tendance à renforcer le flux moyen, la convergence de flux de chaleur, en transportant de la chaleur vers le nord a tendance à diminuer le gradient de température en surface, et donc le cisaillement de vent zonal par la relation du vent thermique. Ce double effet est résumé par la fig. 1.3, tirée de Hoskins *et al.* (1983).

La présence de routes dépressionnaires aux moyennes latitudes dans l'hémisphère Nord, i.e. de fluctuations à haute fréquence de la circulation atmosphérique est donc intimement liée aux fluctuations de la circulation moyenne à plus basse fréquence, ainsi qu'à la présence de courants chauds océaniques.

1. L'énergie accumulée dans les tropiques est en partie redistribuée vers les pôles par le biais des perturbations synoptiques, qui c dent cette énergie sous forme de chaleur, et sous forme de quantité de mouvement qui vient renforcer la circulation moyenne d'Ouest. La variabilité climatique saisonnière   interannuelle des moyennes latitudes est donc associée aux fluctuations à ces échelles de temps des routes dépressionnaires.
2. Les processus physiques liés à la cyclogénèse et au passage des dépressions sont très importants pour les échanges d'énergie à l'interface océan-atmosphère.

Les précipitations sur l'Europe en hiver résultant principalement du passage des fronts des perturbations synoptiques, la variabilité des précipitations et de la température sur l'Europe peut être caractérisée par les fluctuations de la route dépressionnaire Atlantique Nord. Branstator (1995) montre à l'aide d'un modèle de circulation générale atmosphérique (AGCM<sup>5</sup>) et un modèle linéaire de routes dépressionnaires que certaines structures basse fréquence seulement sont capables d'organiser l'activité des tourbillons

<sup>4</sup>Les champs sont filtrés passe bande entre 2,2 et 6 jours avec le filtre de Murakami afin de calculer les fluctuations à l'échelle synoptique

<sup>5</sup>en anglais "Atmospheric General Circulation Model"

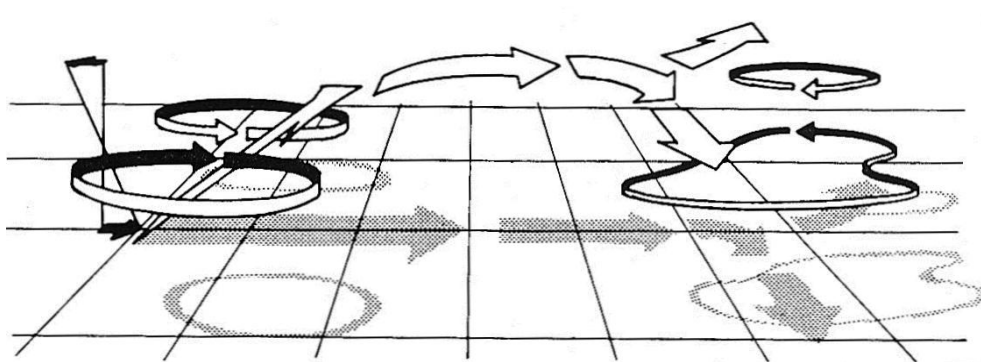


FIG. 1.3 – tiré de Hoskins *et al.* (1983), schéma de la distribution tridimensionnelle de  $F_H$  pour les tourbillons synoptiques transitoires dans une route dépressionnaire. L'activité des tourbillons est initiée dans les basses couches au niveau de l'entrée de la route dépressionnaire et se propage en altitude et vers l'est. Les tourbillons renforcent la circulation barotrope (paire anticyclone (sud) / cyclone (nord) à gauche) à l'entrée et au milieu de la route dépressionnaire, mais diminuent le cisaillement de vent zonal (symbolisé par les flèches noires, anomalies de vent opposées en basse et haute troposphère). L'activité se propage principalement horizontalement en haute troposphère jusqu'à la "sortie" de la route dépressionnaire (à droite) où la circulation barotrope est légèrement ralentie du fait d'une propagation méridienne importante (paire cyclone (sud) / anticyclone (nord)). La rétroaction sur le flux moyen est symbolisée par les flèches horizontales, et la diminution de cisaillement.

transitoires de telle façon que celle-ci rétroagisse positivement et maintienne cette anomalie. Fraedrich *et al.* (1993) proposent un mécanisme où une anomalie d'onde stationnaire crée une anomalie de Z500 sur l'Europe qui peut être renforcée par l'anomalie de STA associée. Ce mode Européen de Z500 correspond également aux fluctuations communes hivernales de géopotential, de température et de précipitations sur l'Europe. La compréhension des mécanismes reliant la variabilité des routes dépressionnaires à l'océan et à la circulation moyenne atmosphérique est donc un problème central pour la prévision climatique saisonnière à interannuelle sur l'Europe.

Dans le paragraphe suivant, nous examinons la variabilité des routes dépressionnaires, à l'échelle saisonnière et interannuelle. Nous observerons quelles fluctuations de la circulation atmosphérique basse fréquence, et quelles anomalies de température de surface océanique (SST) y sont associées.

## 1.2 Variabilité observée des routes dépressionnaires.

### 1.2.1 Variabilité intrasaisonnière à interannuelle

Les routes dépressionnaires ont un cycle annuel en intensité et position, lié au cycle annuel de la circulation atmosphérique. Le maximum d'activité barocline du Z500 mesurée par le STA décrit précédemment est observé en fin d'automne et en hiver (DJF). Nous nous intéresserons principalement à cette saison, où l'on observe également le maximum de l'Oscillation Atlantique Nord (appelée par la suite NAO<sup>6</sup>), structure de variabilité basse fréquence dominante dans la région Atlantique Nord et Europe. Celle-ci consiste en une oscillation de pression entre deux centres d'action climatologiques de l'onde stationnaire de l'hémisphère Nord, la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores (fig. 1.4). Cette structure explique environ 40 % de la variabilité du Z500 en moyenne sur l'hiver (DJF) et ici environ 30 % pour les mois consécutifs ONDJF.

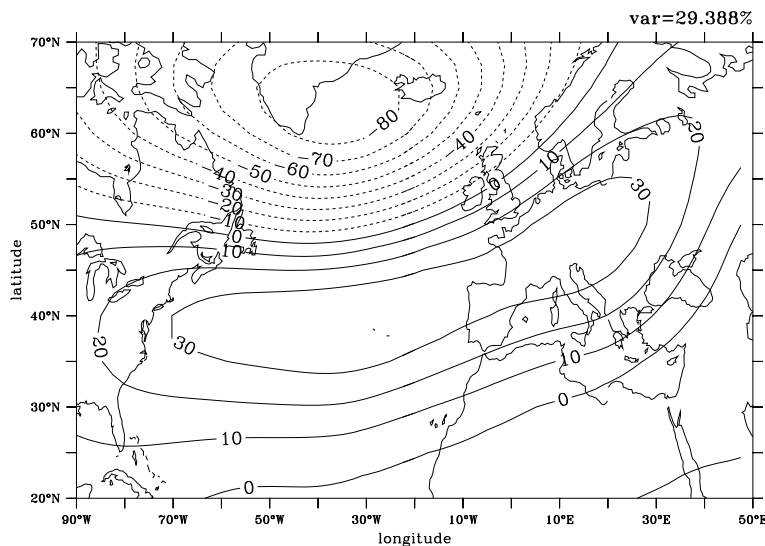


FIG. 1.4 – Structure spatiale de la NAO, obtenue par le premier EOF de Z500 (contours tous les 10 m) sur la région Atlantique Nord Europe (20°N 70°N, 90°W 50°E) pour les mois consécutifs ONDJF des données des réanalyses NCEP.

Nous identifions ici les modes de variabilité à l'aide d'analyses en composantes principales, appelées également fonctions empiriques orthogonales ou EOF<sup>7</sup>. Ces analyses permettent d'obtenir des structures spatiales typiques de la variabilité d'un champ (généralement notées *EOF*), ainsi que les coefficients de projection de ces structures sur chacune des réalisations temporelles du champ, représentant les évolutions temporelles des modes et

<sup>6</sup>en anglais “North Atlantic Oscillation”

<sup>7</sup>en anglais “Empirical Orthogonal Functions”

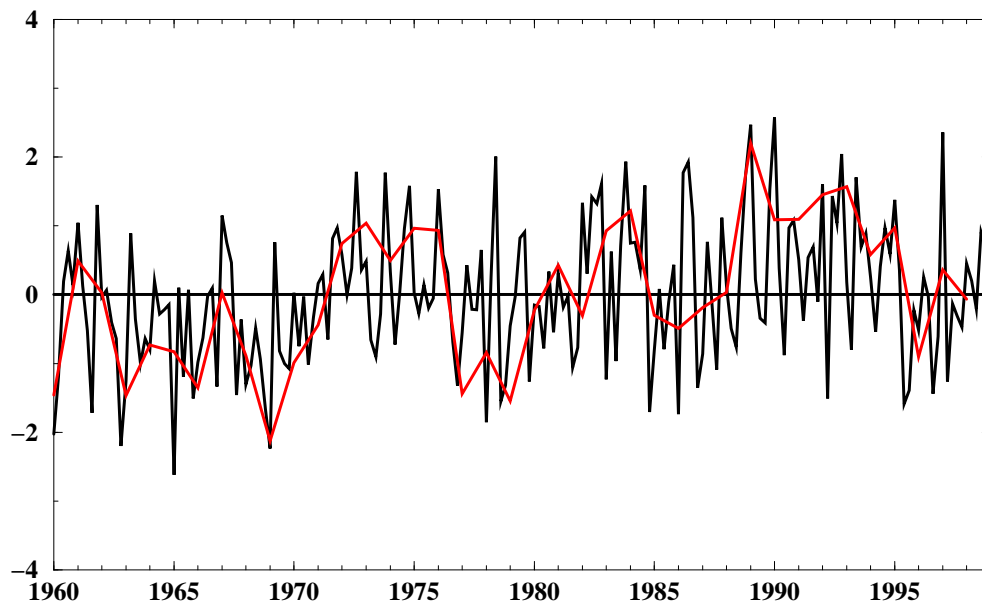


FIG. 1.5 – Évolution temporelle de la NAO, obtenue par la première composante principale de Z500 sur la région Atlantique Nord Europe ( $20^{\circ}\text{N}$   $70^{\circ}\text{W}$ ,  $90^{\circ}\text{W}$   $50^{\circ}\text{E}$ ) pour les mois consécutifs ONDJF des données des réanalyses NCEP (courbe noire). La même analyse sur les saisons DJF est superposée (courbe rouge).

généralement appelées *composantes principales* (cf. Von Storch et Zwiers, 1999 , et Peixoto et Oort, 1992 ).

L'évolution temporelle de la NAO est représentée sur la fig. 1.5, comme la composante principale associée à l'EOF de la fig. 1.4. On constate que la NAO fluctue à l'échelle intrasaisonnière (ici sur les mois ONDJF) ainsi qu'à l'échelle interannuelle.

Selon Wallace et Gutzler (1981), les corrélations simultanées de paramètres météorologiques entre des points très éloignés de la surface terrestre (ou *téléconnexions*) permettent de décrire les oscillations des ondes stationnaires à différentes échelles de temps. L'Oscillation Atlantique Nord est une téléconnexion que l'on peut observer à la fois pour les données de pression de surface et de hauteur géopotentielle à 500 hPa. Barnston et Livezey (1987) décrivent la NAO comme la téléconnexion dominante pour la région Atlantique Nord Europe, et que l'on peut détecter pour tous les mois de l'année.

Rogers (1990) montre qu'au mois de janvier la NAO est un dipôle méridien, correspondant à une anomalie de circulation géostrophique zonale, alors qu'en octobre, la partie Sud du dipôle migre vers le nord-est et la structure de la NAO est telle que sur la fig 1.4 calculée pour les mois consécutifs d'octobre à février. Il montre également que le mode NAO est associé à une fluctuation de la route dépressionnaire Atlantique Nord. La phase négative (positive) de la NAO correspond à plus de tempêtes se déplaçant zonalement (vers le nord-est). Le second mode de variabilité de la région en hiver est appelé mode *Est Atlantique* et

consiste en une anomalie de pression centrée au large de la Grande Bretagne et s'étendant sur le bassin Atlantique Nord et sur l'Europe de l'Ouest. L'évolution interannuelle de ce dernier est associée à une route dépressionnaire orientée vers le nord-est (zonale) lorsque l'anomalie de pression est positive (négative).

Hurrell (1995b) montre l'importance du forçage par les tourbillons transitoires dans l'apparition d'une structure de type NAO en hiver. Serreze *et al.* (1997) discutent le cycle saisonnier des cyclones dans la région de la dépression d'Islande. Ils montrent que le cycle saisonnier de fréquence des cyclones est faible, tandis qu'on observe des variations saisonnières marquées de leur amplitude, avec creusement important des cyclones en hiver. On observe plus (moins) de cyclones dans la région de la dépression d'Islande pendant les phases positives (négatives) de la NAO.

La variabilité intrasaisonnière entre octobre et février pour le premier et le second mode de STA (ici pour les mois consécutifs ONDJF et décrits ci-après pour DJF) et la NAO est schématisée fig. 1.6. On constate que le plus souvent un changement s'opère à partir de décembre pour les trois composantes principales. Orlanski (1998) montre que l'activité des tourbillons haute fréquence atteint un maximum vers novembre et décroît ensuite. Il montre également qu'en moyenne sur l'hiver le forçage dû aux routes dépressionnaires est très important pour la localisation des centres d'action de l'onde stationnaire.

Comme le décrit Lau (1988), les deux premiers modes de variabilité d'hiver (DJF) de la route dépressionnaire de l'Atlantique Nord décrivent des fluctuations en amplitude à l'échelle interannuelle, sans déplacement spatial notable (son deuxième mode A2 et ici le premier mode pour les réanalyses NCEP fig. 1.7 a) et un déplacement méridional de la route dépressionnaire par rapport à sa position climatologique (son premier mode A1 et ici deuxième mode fig. 1.7 b). Le composite de pression de surface associé à A1 évoque le mode Est Atlantique et se projette également sur la NAO, tandis que A2 semble être associé à l'oscillation de température entre le Groënland et la Scandinavie décrite par Van Loon et Rogers (1978) et également reliée à la NAO. Rogers (1997) montre que si la NAO est associée à des variations latitudinales de la route dépressionnaire dans le centre du bassin Atlantique, le mode A1 est quant à lui principalement lié à des téléconnexions se situant à l'extrémité nord-est de l'Atlantique. Les modes principaux de variabilité de la route dépressionnaire ne sont donc pas forcément en phase avec les modes principaux de variabilité basse fréquence. Les cartes de régression du champ de Z500 sur l'évolution temporelle du premier et du second mode (fig. 1.7 c et d) de variabilité de la route dépressionnaire montrent que les deux anomalies de Z500 se projettent sur les modes principaux de Z500 (NAO et Est Atlantique) mais que l'on obtient effectivement une signification statistique importante dans les hautes latitudes. Sur la même figure, on constate que des anomalies de SST significatives sont associées au second mode (fig. 1.7

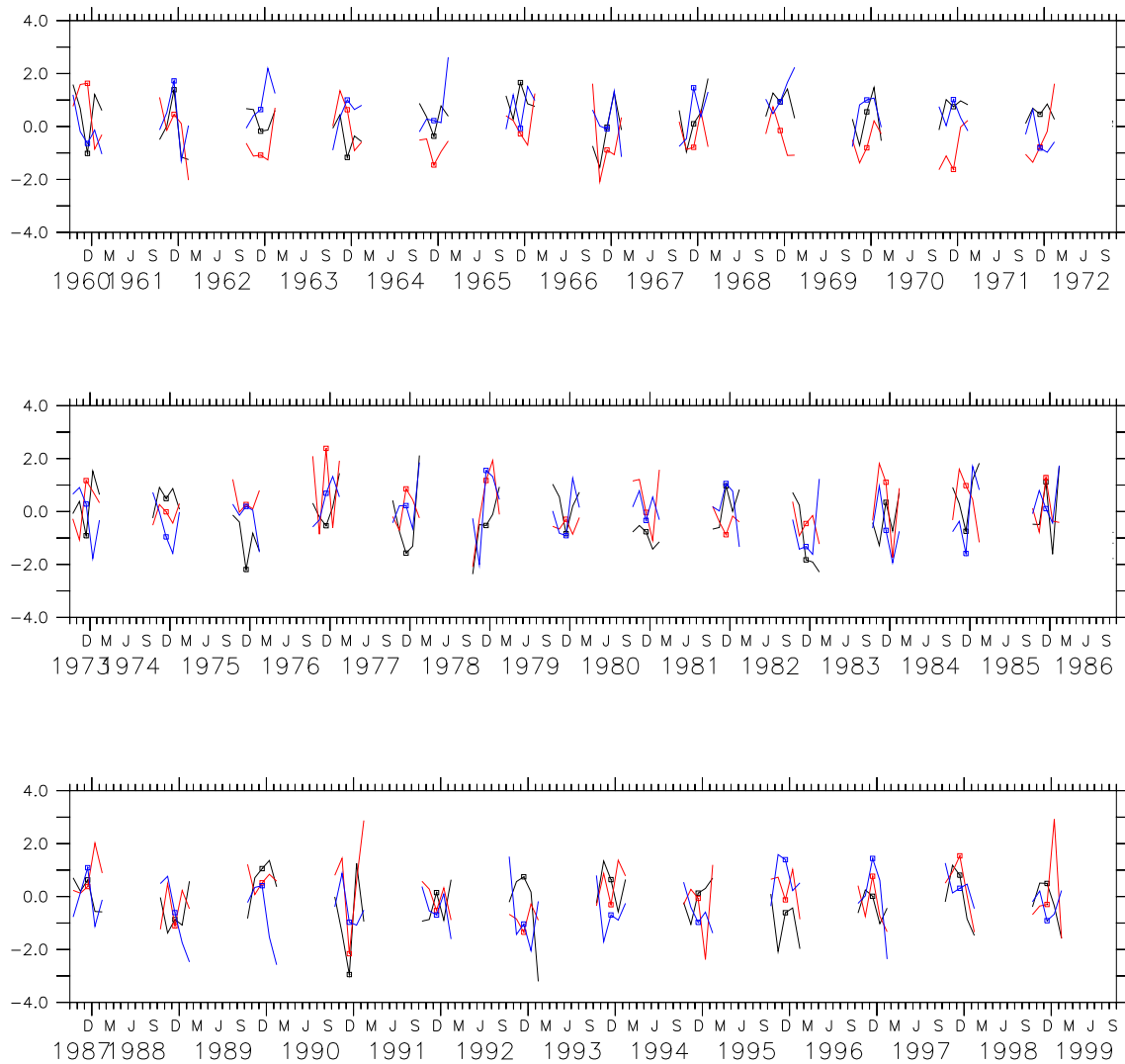


FIG. 1.6 – Première (en noir) et deuxième (en rouge) composantes principales de STA calculées sur la série de mois ONDJF pour les réanalyses NCEP (1959-1999), et première composante principale de Z500 des réanalyses NCEP pour les mêmes mois et la même période (en bleu). Les structures spatiales associées correspondent à la phase négative de la NAO, les mois de décembre sont repérés par un carré.

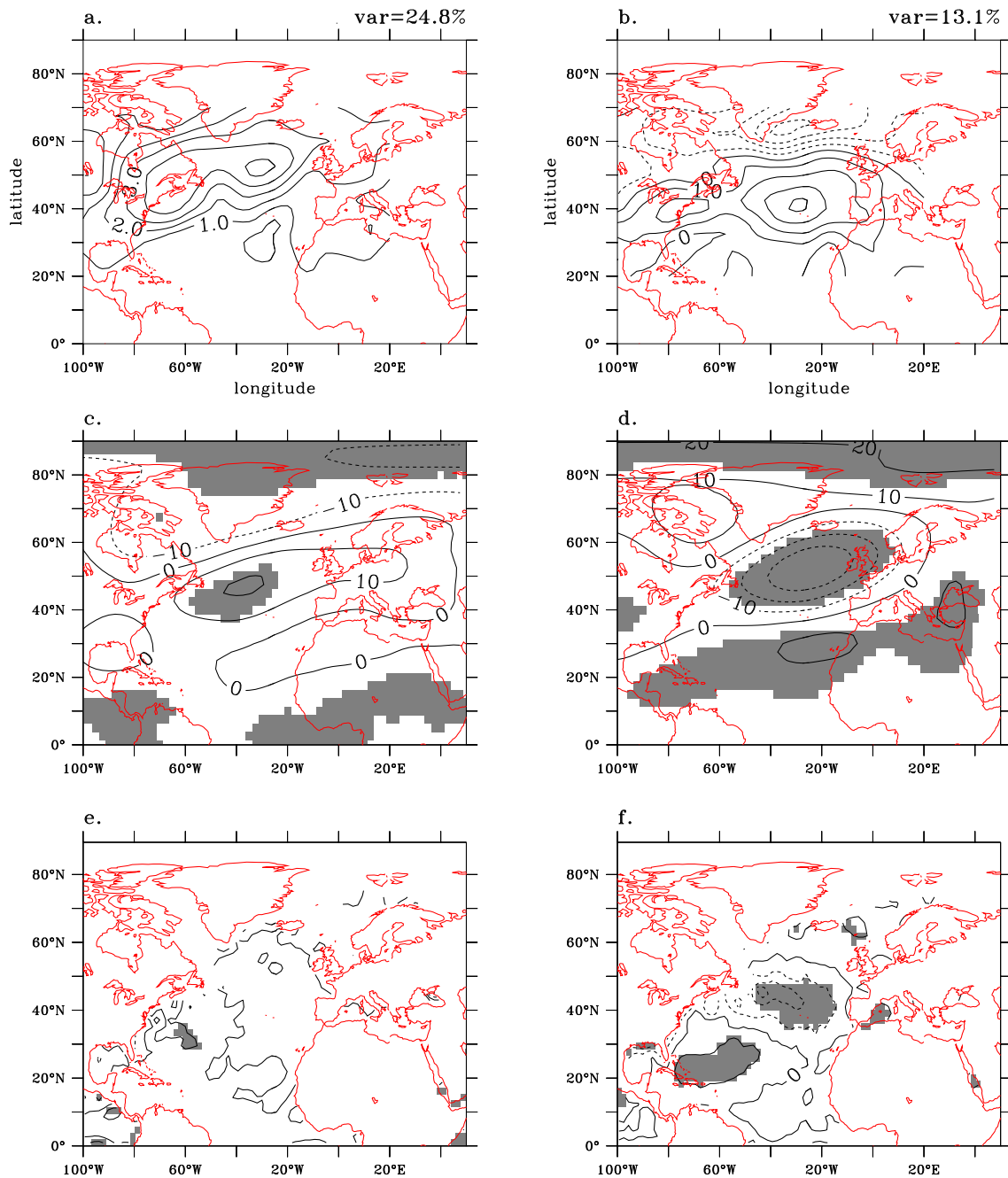


FIG. 1.7 – Première (a) et deuxième (b) EOFs de STA (contours tous les 1 m, variance expliquée par chaque mode dans le coin supérieur droit), pour les données des réanalyses NCEP (DJF 1959-1998) dont on a ôté la tendance très basse fréquence (polynôme d'ordre 3). Les structures de Z500 (c et d, contours tous les 10m) et de SST (e et f, contours tous les 0,1°C) associées à a et b respectivement sont obtenues par régression de la première et deuxième composante principale de STA (fig 1.9) sur les données NCEP de Z500 et SST en DJF. Les tiretés représentent les valeurs négatives dans tous les cas, et les parties grisées sont significatives à 95% selon un test de student à 38 degrés de liberté.



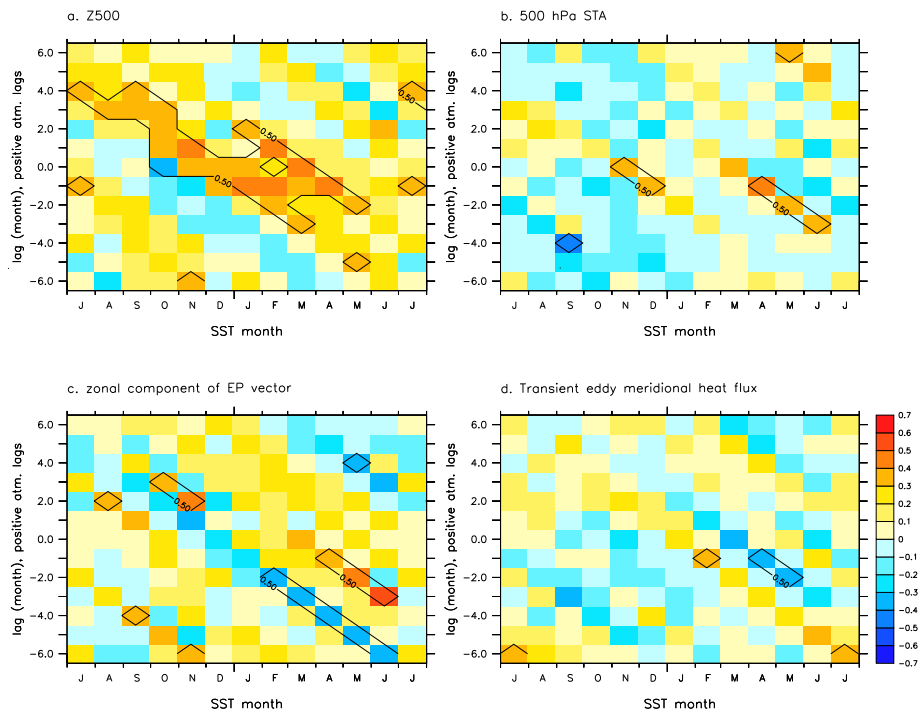


FIG. 1.8 – Corrélations déphasées, pour les réanalyses NCEP, entre les composantes principales des EOF à tous les mois de l’année se projetant le plus sur la NAO (définie comme le premier EOF de Z500 en DJF), et la composante principale de SST projetant le plus sur le tripôle correspondant. Corrélations entre la SST et le Z500 (a), entre la SST et le STA (b), entre la SST et la composante zonale du vecteur d’Eliassen-Palm (c) entre la SST et le transport de chaleur méridien par les tourbillons transitoires (d). Dans tous les cas la SST est fixée au mois indiqué en abscisse et la série temporelle du champ atmosphérique est décalée du nombre de mois indiqué en ordonnée. Les corrélations significatives à 95 % avec un test de student sont encadrées.

f), donc aux fluctuations latitudinales de STA, ce qui n’est pas le cas pour le premier mode (fig. 1.7 e). Le passage de systèmes synoptiques entre 40 et 50°N refroidit la SST et l’on observe simultanément un réchauffement à l’ouest du bassin entre 20 et 40°N. Les fluctuations à l’échelle interannuelle de la STA sont donc répercutées sur la SST.

Avec les fluctuations basse fréquence du vent, les fluctuations de STA à l’échelle interannuelle jouent donc un rôle dans la formation du mode de SST de type tripôle (Frankignoul, 1985, Cayan, 1992). Ce mode, que l’on peut voir fig. 2.1, est la structure de variabilité principale de la SST dans l’Atlantique Nord en hiver.

Ces liens observés entre la variabilité des routes dépressionnaires, la variabilité basse fréquence atmosphérique et la variabilité océanique ont poussé la communauté scientifique à rechercher des mécanismes d’interaction climatique à diverses échelles de temps

impliquant des changements dans les routes dépressionnaires. On sait qu'en hiver la circulation atmosphérique génère des anomalies de SST par échange de flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère. Les anomalies de SST peuvent elles en retour influencer la circulation atmosphérique ? Cette influence se fait elle par le biais des tourbillons transitoires à l'échelle saisonnière ? A quelle période de l'année ? Une première approche consiste à effectuer la corrélation déphasée entre les composantes principales des champs atmosphériques liés aux tourbillons transitoires se projetant le plus sur la NAO, et la composante principale de SST de chaque mois projetant le plus sur le tripôle (fig. 1.8). Les relations obtenues ne permettent pas de conclure sur une association simple des modes principaux de variabilité atmosphérique et océanique aux moyennes latitudes. On observe cependant que la SST d'été est significativement corrélée avec la NAO de l'hiver suivant (plages significatives pour les mois de juillet à décembre sur la fig. 1.8 a). Les autres plages de corrélations déphasées significatives correspondent essentiellement à la signature du forçage de l'océan par l'atmosphère. Nous développerons plus longuement la question des interactions observées entre l'océan et l'atmosphère au chapitre 2.

### 1.2.2 Variabilité basse fréquence et changement climatique

Hurrell (1995a) définit l'indice de NAO de 1864 à 1994 grâce à la différence de pression entre Lisbonne au Portugal et Stykkisholmur en Islande. Cet indice révèle des fluctuations à l'échelle décennale et l'on observe son augmentation depuis le début des années 70. La question du lien avec le réchauffement climatique global est complexe car l'oscillation induit elle même des réchauffements régionaux.

Les évolutions temporelles des modes de la fig. 1.7 a et b (fig. 1.9) montrent que le premier mode pour les données des réanalyses NCEP et pour les mêmes données desquelles on a retiré la tendance<sup>8</sup> ne sont pas identiques. On constate une augmentation des coefficients avant 1970 et une diminution après 1985 lorsque l'on retire la tendance avant d'effectuer l'analyse en composantes principales. Les structures spatiales de la fig. 1.7 proviennent des analyses sans la tendance. Seule l'association à la SST était significativement modifiée entre les deux types d'analyse et l'on obtenait pour le premier mode une structure de SST proche de celle du deuxième mode. Le second mode n'est pas significativement modifié entre les deux types d'analyses. Ceci suggère que le premier mode reflète une tendance qui est peut être due au réchauffement climatique. On constate également un bon accord entre les séries temporelles du premier mode et l'indice NAO pour la période 1970-1985, et entre les séries du second mode et l'inverse de l'indice NAO pour approximativement la même période. Ceci suggère que durant cette période, les phase positives de la NAO étaient linéairement reliées au déplacement vers le nord de la route dépressionnaire At-

---

<sup>8</sup>variabilité très basse fréquence approchée par un polynôme d'ordre 3

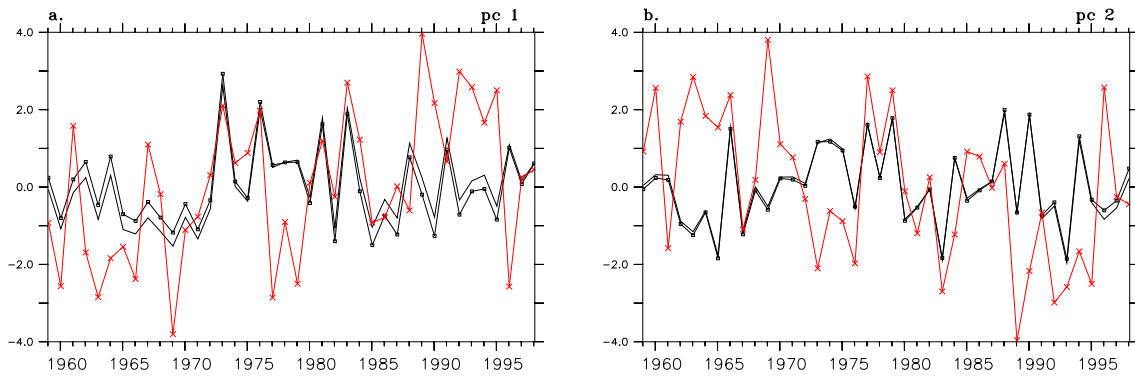


FIG. 1.9 – Comparaison des composantes principales de STA correspondant aux structures spatiales de variabilité fig. 1.7 a et b. Première composante principale de STA (a) pour les données des réanalyses NCEP en DJF (ligne simple) et pour les mêmes données dont on a ôté la tendance à très basse fréquence (ligne noire, carrés), l'indice NAO défini comme la première composante principale de Z500 est superposé (ligne rouge, croix). Seconde composante principale de STA (b) pour les données NCEP en DJF (ligne noire) et les mêmes données sans la tendance (ligne noire, carrés). L'opposé de l'indice NAO est superposé (ligne rouge, croix).

lantique Nord, et à une augmentation de l'activité barocline au centre du bassin. Cette période correspond à une intensification des phases positives de la NAO comme le décrit Hurrell (1995a).

Trenberth et Hurrell (1994) ainsi que Hurrell et van Loon (1997) montrent que les fluctuations de STA qui accompagnent les changements interdécennaux du flux moyen exercent une rétroaction positive sur la composante basse-fréquence de la circulation. Serreze *et al.* (1997) ne trouvent cependant pas d'augmentation du nombre de cyclones dans l'Atlantique Nord en rapport avec l'augmentation récente des phases positives de la NAO mais des renforcements locaux de l'activité cyclonique dans les hautes latitudes, correspondant à des changements dans la température de surface et la diminution de la glace. Selon Hilmer et Jung (2000), on trouve à partir de 1977 un changement dans la corrélation entre l'indice NAO et l'export de glace par le détroit de Fram dû à la position décalée vers l'est des centres d'action de la NAO. Ulbrich et Christoph (1999) trouvent que les centres d'action de la NAO sont décalés vers le nord-est dans une simulation couplée océan-atmosphère de scénario, i.e. où l'on prescrit des concentrations croissantes de  $\text{CO}_2$ . Parallèlement l'activité des routes dépressionnaires augmente, comme cela est également trouvé dans des simulations du même type par Hall *et al.* (1994) et Carnell *et al.* (1996). On peut reprendre les questions suivantes, posées par Hilmer et Jung (2000) :

1. Est-ce que la variabilité très basse fréquence du climat résulte d'un changement

dans les statistiques d'occupation de modes donnés fixés, comme le proposent Corti *et al.* (1999), ou bien d'un déplacement de la position des modes naturels de variabilité, en l'occurrence la NAO ?

2. Les changements dans la position longitudinale de la NAO sont ils une caractéristique du système climatique dans l'Atlantique Nord ? Peterson *et al.* (2002) proposent que ces changements proviennent processus dynamiques non linéaires en réponse au forçage tropical, qui serait responsable de la tendance dans la NAO.
3. Vers le milieu des années 70, quand le changement de position de la NAO était le plus prononcé, la NAO est passée dans sa phase haute d'oscillation interdécennale décrite par Hurrell (1995a). Cette connexion est elle due au hasard ?

Lu et Greatbatch (2002) proposent que l'établissement d'un nouveau régime climatique est relié à une tendance croissante pendant le 20<sup>ième</sup> siècle à la corrélation entre l'indice NAO et le premier mode de routes dépressionnaires de Rogers (1997) (notre deuxième mode, fig. 1.7 b). Ce dernier est justement associé à un mode de variabilité existant dans l'Arctique.

Dans leurs simulations des climats du passés, Kageyama *et al.* (1999) montrent qu'à l'entrée dans la dernière glaciation, le climat est assez proche du climat actuel et de celui simulé en augmentant la concentration des gaz à effet de serre. Les états journaliers peuvent être classés selon des régimes de temps comparables aux régimes actuels. La modification de la fréquence de certains régimes traduit les modifications de la route dépressionnaire dans la réponse moyenne : on observe plus de blocages et une déviation vers le Nord de la route dépressionnaire dans le cas de l'entrée dans la dernière glaciation, ce qui favorise plus de précipitations dans la région de croissance de la calotte glaciaire Fennoscandienne.

Les fluctuations du climat de la région Atlantique Nord et Europe sont liées à des interactions à diverses échelles de temps entre l'océan, la circulation basse-fréquence atmosphérique et les routes dépressionnaires. Notre démarche dans cette thèse sera d'identifier à l'aide d'études statistiques sur les observations les signatures de ces interactions, puis d'étudier et comprendre à l'aide de la modélisation les mécanismes physiques qui y sont associés. Dans le paragraphe suivant, nous détaillons quelques-uns des mécanismes proposés dans la littérature pouvant expliquer ces interactions.

## 1.3 Mécanismes d'interaction océan atmosphère liés à l'activité des tourbillons synoptiques

De nombreuses études avec divers dispositifs expérimentaux ont été effectuées afin de mieux comprendre les mécanismes d'interaction océan-atmosphère faisant intervenir les routes dépressionnaires. Celles-ci s'articulent autour des questions suivantes :

1. Quelle est l'influence de l'océan aux moyennes latitudes sur la circulation basse fréquence et les routes dépressionnaires ?
2. Quelle est l'influence de l'océan tropical sur ces mêmes phénomènes et la variabilité climatique aux moyennes latitudes ?
3. Peut-on imaginer des mécanismes d'interaction océan-atmosphère aux moyennes latitudes ou globaux, impliquant les routes dépressionnaires ?
4. Quelles sont les échelles de temps de ces mécanismes ?

La première problématique est l'influence possible de la SST des moyennes latitudes sur le système climatique. On sait que la variabilité atmosphérique d'hiver donne naissance aux anomalies de SST d'hiver, mais que si une rétroaction de ces anomalies est possible, elle est difficile à observer car très faible par rapport à la variabilité interne de l'atmosphère (Frankignoul, 1985). Les simulations forcées par des anomalies de SST, telles celles effectuées par Palmer et Sun (1985), montrent l'importance des anomalies de SST au large de Terre Neuve pour la circulation atmosphérique sur l'Atlantique Nord et Europe. Cette zone de l'Atlantique Nord avait été précédemment identifiée par Namias (1964) puis Rattcliffe et Murray (1970), qui suggèrent que la connaissance de la SST dans cette région est cruciale pour la prévision saisonnière sur l'Europe. En prescrivant une anomalie chaude dans cette zone, Palmer et Sun (1985) obtiennent une anomalie anticyclonique équivalente barotrope en aval. Les nombreuses études avec des AGCM où des anomalies sont prescrites dans l'Atlantique Nord montrent qu'il existe une grande variabilité dans les réponses des modèles dépendant de la résolution du modèle (Peng *et al.*, 1997) et l'état de base et la variabilité intrasaisonnière de celui-ci (Peng *et al.*, 1995), la forme et la position des anomalies de SST prescrites (Walter *et al.*, 2001). Ces différences sont liées à la représentation des ondes stationnaires et des routes dépressionnaires dans chaque modèle (Peng et Whitaker, 1999). Ces résultats expérimentaux montrent que l'on a besoin de mieux observer l'interaction océan atmosphère aux moyennes latitudes, et de savoir quelles anomalies de SST sont susceptibles d'influencer la circulation atmosphérique, pour construire de nouvelles expériences de sensibilité permettant de mieux comprendre les phénomènes qui sont en jeu.

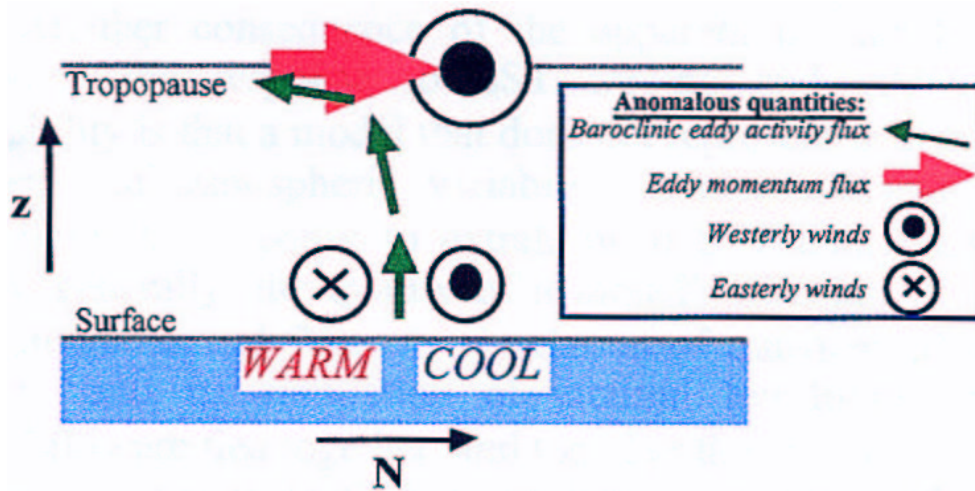


FIG. 1.10 – tiré de Kushnir *et al.* (2001). Mécanisme d'interaction dérivé de l'étude de Peng et Whitaker (1999). Un changement de SST induit par une perturbation atmosphérique équivalente barotrope crée une anomalie de SST et un gradient de surface. Celui-ci induit une anomalie de la route dépressionnaire. Cette dernière induit une convergence de quantité de mouvement des tourbillons transitoires (flèche rouge) dans la haute troposphère 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. Avec cette hypothèse, la réponse en SST au forçage atmosphérique apporte une faible rétroaction positive sur un processus atmosphérique interne.

Dans leur revue sur la réponse des AGCM à des anomalies de SST aux moyennes latitudes, Kushnir *et al.* (2001) montrent qu'une réponse existe effectivement mais qu'elle est très faible par rapport à la variabilité interne de l'atmosphère, en accord avec les observations. Le bilan des simulations effectuées par la communauté scientifique permet de montrer que deux processus gouvernent la réponse. Le premier passe par une modification des routes dépressionnaires : la réponse barocline au forçage thermique induit des changements dans la position et l'intensité de la route dépressionnaire qui produit une réponse barotrope susceptible d'exercer une rétroaction positive sur la température de la couche de mélange océanique (voir fig. 1.10). Le second mécanisme est une interaction thermodynamique dans laquelle une anomalie atmosphérique basse fréquence équivalente barotrope induit un changement en SST, et permet ainsi la réduction de son amortissement thermique dû à l'ajustement de l'anomalie de SST.

Le couplage d'un modèle atmosphérique avec une couche de mélange océanique permet en effet de représenter les échanges thermiques à l'interface océan-atmosphère et d'évaluer la part de ces échanges dans un mécanisme d'interaction aux moyennes latitudes. A l'aide

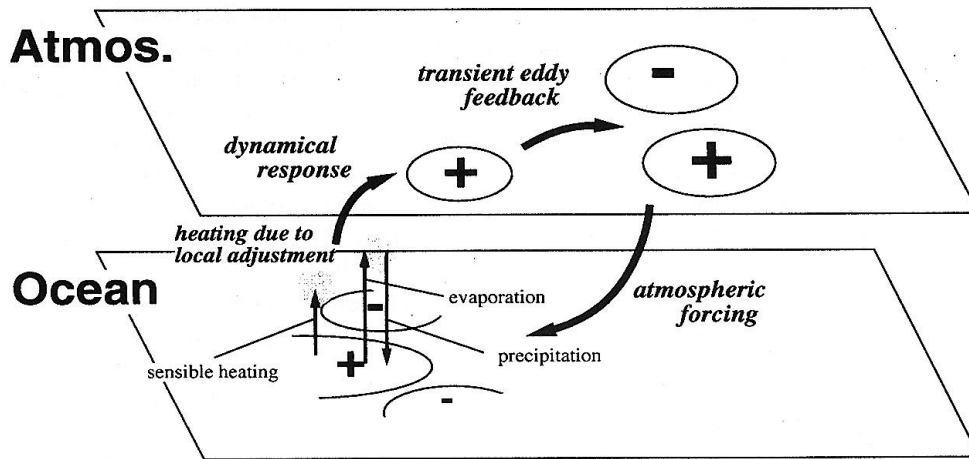


FIG. 1.11 – tiré de Watanabe et Kimoto (2000). Proposition de mécanisme d'interaction océan-atmosphère : l'anomalie de SST en forme de tripôle résulte du forçage par la circulation atmosphérique d'hiver. L'ajustement thermique a tendance à amortir l'anomalie de SST, qui initie une réponse dynamique dans l'atmosphère. Cette réponse grande échelle est ensuite renforcée par la route dépressionnaire qui la transforme en dipôle de type NAO, qui peut à son tour renforcer l'anomalie de SST de type tripôle.

de ce type de dispositif expérimental, Watanabe et Kimoto (2000) isolent une anomalie de SST ressemblant au tripôle et susceptible d'interagir avec l'atmosphère selon le mécanisme schématisé fig. 1.11. Les deux processus décrits dans Kushnir *et al.* (2001) entrent en jeu ici, et l'on constate que les routes dépressionnaires ont un rôle central dans l'établissement de l'interaction. Elles permettent le maintien et l'amplification de la réponse barotrope susceptible de renforcer l'anomalie de SST dans la couche de mélange. Étant donné l'échelle de temps de l'ajustement thermique, ce mécanisme induirait une variabilité décennale du système océan-atmosphère (Bladé, 1997). Une anomalie en forme de *fer à cheval* ressemblant à la structure de forçage de Watanabe et Kimoto (2000) est isolée dans les observations par Czaja et Frankignoul (1999), avec une anomalie centrale positive ou négative au large de Terre Neuve entourée d'une anomalie de signe opposé dans le reste du bassin. Cette structure est détectée en été, et possède un fort lien statistique avec la NAO de l'hiver suivant.

Les routes dépressionnaires ont également un rôle dans la réponse de la circulation atmosphérique extratropicale à des anomalies de SST des bassins océaniques tropicaux. Hoerling et Ting (1994) ont noté que le phénomène El Niño Oscillation Australe (ENSO)<sup>9</sup> est relié à des changements en intensité et position de la route dépressionnaire Pacifique

<sup>9</sup>en anglais "El Niño Southern Oscillation"

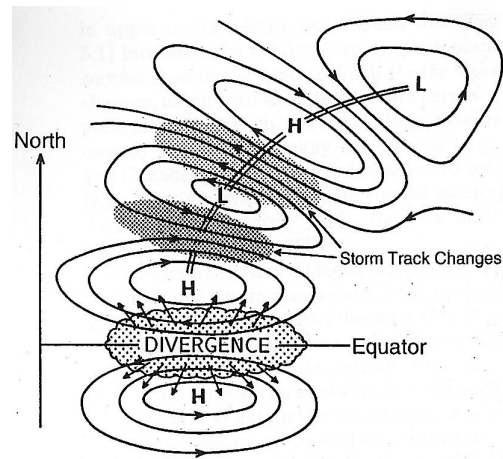


FIG. 1.12 – tiré de Trenberth *et al.* (1998). Schéma de la réponse dans l'hémisphère Nord à une augmentation de SST, de la convection, et de la divergence en haute troposphère au voisinage de l'équateur.

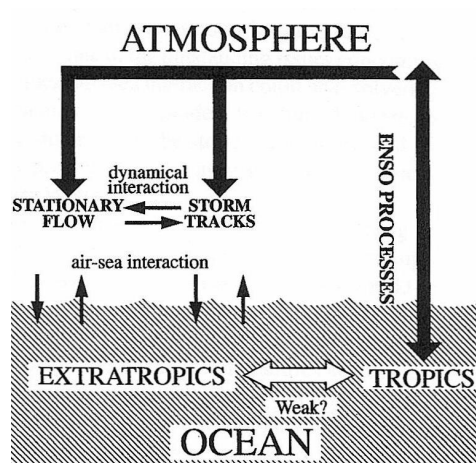


FIG. 1.13 – tiré de Lau (1997). Schéma du *pont atmosphérique* reliant les variations de SST dans l'océan tropical et extratropical.



Nord. Ces changements sont liés à la téléconnexion Pacifique Amérique du Nord (PNA<sup>10</sup>). Ces liens sont schématisés sur la fig. 1.12. Les modifications de routes dépressionnaires ont un rôle important dans la stabilisation de la réponse ondulatoire à une anomalie de chauffage dans les tropiques. Terray et Cassou (2002), Robertson *et al.* (2000) montrent respectivement l'influence de l'Atlantique tropical et de l'Atlantique Sud sur la NAO. Sutton *et al.* (2002) montrent que les SST subtropicales et extratropicales dans l'Atlantique peuvent influencer la circulation basse-fréquence de la région NAE<sup>11</sup> mais que les effets ne s'additionnent pas.

La théorie du *pont atmosphérique*, explicitée notamment par Lau (1997) (voir fig. 1.13) et Alexander *et al.* (2001), suggère que les anomalies de SST aux moyennes et aux basses latitudes sont reliées entre elles par des téléconnexions atmosphériques. En effet, la réponse au chauffage tropical, se propageant sous la forme d'une onde de Rossby jusqu'aux moyennes latitudes, y est ensuite renforcée par les routes dépressionnaires. Les anomalies de circulation barotrope ainsi renforcées peuvent forcer des anomalies de SST susceptibles d'interagir ensuite avec l'atmosphère selon le mécanisme déjà proposé pour les moyennes latitudes. Ainsi, le climat de la région Atlantique Nord Europe ne peut pas être isolé, et l'on doit considérer les conditions sur l'ensemble du globe pour comprendre les mécanismes de variabilité et évaluer la prévisibilité du climat dans cette région. Comme le suggère Peterson *et al.* (2002) les deux types de forçage (tropical et extratropical) interviennent peut-être à des échelles de temps différentes. Le forçage tropical est susceptible d'influencer les variations basse-fréquence du climat des moyennes latitudes, et le forçage extratropical les fluctuations haute-fréquence.

## 1.4 Objectifs et organisation de cette thèse

Notre étude a pour objectif principal de mieux comprendre le rôle joué par les routes dépressionnaires dans la variabilité climatique aux moyennes latitudes. L'identification de précurseurs océaniques à la variabilité atmosphérique hivernale constitue un enjeu très important pour la prévision climatique à l'échelle saisonnière, et la compréhension des mécanismes d'interaction climatique aux moyennes latitudes est essentielle pour la prévisibilité climatique en général.

Nous abordons également l'évolution de la représentation de la variabilité des routes dépressionnaires, et par conséquent des différents mécanismes d'interaction océan-atmosphère, dans des modèles où la représentation de l'océan est de plus en plus complète. Cette approche nous permet d'évaluer dans un premier temps les effets du couplage ther-

---

<sup>10</sup>en anglais "Pacific/North American"

<sup>11</sup>Atlantique Nord-Europe, en anglais "North Atlantic-Europe"

mique aux moyennes latitudes, puis du couplage complet dynamique et thermique sur la représentation de liens statistiques observés entre l'océan et l'atmosphère.

- Dans un premier temps nous déterminons quelles **structures de SST dans l'Atlantique** peuvent influencer la circulation atmosphérique dans la région Nord Atlantique Europe, circulation moyenne et routes dépressionnaires. C'est l'objet du **chapitre 2**, qui s'articule autour d'un premier article où nous retrouvons des anomalies de SST extratropicales d'été, détectées par Czaja et Frankignoul (1999), susceptibles d'influencer la NAO de l'hiver suivant, et nous étudions la possibilité de l'intervention d'un mécanisme tel que celui proposé par Fraedrich *et al.* (1993), susceptible d'expliquer un lien statistique entre la SST, la circulation basse-fréquence et la route dépressionnaire dans la région Atlantique Nord Europe. Pour finir nous mentionnons l'existence d'une anomalie de SST dans l'Atlantique tropical (Czaja et Frankignoul, 2001), susceptible d'influencer la variabilité hivernale aux moyennes latitudes.
- Dans le **chapitre 3**, nous construisons des expériences d'ensemble avec l'AGCM ARPEGE-Climat, qui ont pour but de tester la **sensibilité du modèle aux anomalies observées** dans l'Atlantique Nord et l'Atlantique tropical, obtenues au chapitre 2. Dans une première série d'expériences, la prescription de l'anomalie d'été dans les moyennes latitudes permet de mieux comprendre quels **mécanismes induisent la réponse atmosphérique**, et de faire le parallèle avec le lien statistique observé. Dans le cas de l'anomalie de SST dans l'Atlantique tropical, nous disposons d'un dispositif expérimental plus complexe, avec ARPEGE couplé avec une couche de mélange dans l'Atlantique Nord. Les résultats de cette deuxième série d'expériences sont exposés dans un second article.
- Au **chapitre 4**, nous évaluons la capacité d'un modèle de climat, ici **couplé océan-atmosphère**, à **reproduire ces mécanismes**, et nous examinons les conséquences du **réchauffement climatique** sur la variabilité des routes dépressionnaires dans une simulation de scénario. On observe alors une modification de la variabilité conjointe des routes dépressionnaires et de la NAO, ainsi que des fréquences d'occurrence et des caractéristiques des régimes de temps.

Pour finir, nous résumons les résultats obtenus dans cette thèse, et abordons les perspectives de notre étude.

# Chapitre 2

## Influence des anomalies de SST observées dans l'Atlantique Nord sur la variabilité atmosphérique

### 2.1 Interaction océan-atmosphère hivernale dans l'Atlantique Nord

Au chapitre 1, nous avons vu que la variabilité climatique hivernale dans la région Nord Atlantique Europe peut être en grande partie décrite par des fluctuations autour de quelques structures privilégiées de circulation atmosphérique, de routes dépressionnaires et de SST. Les modes principaux de variabilité de ces trois composantes du climat sont également la signature de mécanismes physiques qui leur permettent d'interagir. Si une interaction a lieu, on devrait observer une corrélation entre les évolutions temporelles des trois composantes. Cependant à l'inverse si une corrélation existe entre deux champs, elle n'implique pas toujours une interaction physique entre ces champs. La caractérisation de mécanismes d'interaction climatique ayant un sens physique requiert donc une grande prudence dans l'interprétation des résultats statistiques. Il est par conséquent important de tester la signification statistique des résultats et de s'assurer qu'ils sont robustes, mais également d'identifier les mécanismes physiques qui peuvent être à l'origine de l'observation de relations statistiques.

Il existe plusieurs méthodes statistiques basées sur l'algèbre linéaire qui permettent d'évaluer l'interaction entre deux champs définis dans l'espace et le temps. Ces méthodes, parmi lesquelles l'analyse de covariance maximale, l'analyse canonique, et les fonctions empiriques orthogonales combinées, sont décrites dans Von Storch et Zwiers (1999). Bretherton *et al.* (1992), Wallace *et al.* (1992) ont notamment réalisé une comparaison

détaillée de ces analyses appliquées à l'étude de l'interaction SST/Z500. Les EOF combinées permettent d'obtenir les principales structures de variabilité d'un ensemble de champs considéré comme une seule variable aléatoire, et dont on sait qu'ils présentent une variabilité synchrone. On obtient une structure spatiale pour chaque champ, et une seule série temporelle qui décrit alors cette évolution commune. Cette analyse est très efficace lorsque les modes présentant une variabilité commune sont également les modes principaux de chaque champ pris séparément. Si l'on ne veut pas faire d'hypothèse a priori sur les structures susceptibles d'interagir, l'analyse de corrélation canonique permet par exemple d'identifier des structures spatiales dans chacun des champs qui maximisent la *corrélation* temporelle entre deux champs. Lorsqu'il s'agit de champs ayant une variabilité de nature différente tant dans l'échelle de temps principale que dans l'amplitude des variations, comme par exemple un champ atmosphérique et un champ océanique, il peut être utile de recourir à l'analyse de covariance maximale (appelée par la suite MCA<sup>1</sup>, également appelée SVD<sup>2</sup> dans la littérature). Cette dernière permet d'identifier des paires de structures couplées orthonormées telles que la *covariance* entre les deux champs soit maximale. Cette méthode permet donc de conserver l'information sur la variance de chaque champ, et d'obtenir un ensemble de modes couplés orthogonaux. Nous utiliserons cette dernière méthode par la suite, en testant systématiquement la signification des covariances et des corrélations des coefficients d'expansion suivant une méthode de type Monte Carlo, comme cela est suggéré dans Wallace *et al.* (1992). Les détails de l'analyse qui fait intervenir une décomposition en valeur singulières ainsi que la description du test de Monte Carlo sont donnés en annexe A.

Les structures spatiales hivernales (DJF) de SST, de Z500 et STA qui covarient le plus dans les réanalyses NCEP, et obtenues par analyses MCA deux à deux entre ces trois champs, sont représentées Fig. 2.1. Les réanalyses NCEP forment un jeu cohérent et homogène de données atmosphériques, sur une grille régulière  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  pour l'atmosphère et grille gaussienne d'une résolution équivalente à  $1,875^\circ \times 1,875^\circ$  pour l'océan. 41 ans sont traités dans cette thèse (1958-1998).

Sur la figure 2.1(a), une anomalie de circulation projetant fortement sur la NAO covarie avec un mode de SST de type tripôle. Ces deux structures expliquent une grande partie de la variance de ces champs en DJF, comme nous l'avons vu au chapitre 1. De même, la structure de STA Fig. 2.1(b) rappelle le mode principal de ce champ, qui traduit les variations d'amplitude de la route dépressionnaire en DJF, mais également le second mode qui traduit les changements de position latitudinale de la route dépressionnaire Atlantique Nord. Le mode de SST covariant projette moins sur le mode tripôle que fig. 2.1(a).

---

<sup>1</sup>en anglais "Maximal Covariance Analysis"

<sup>2</sup>en anglais "Singular Value Decomposition"

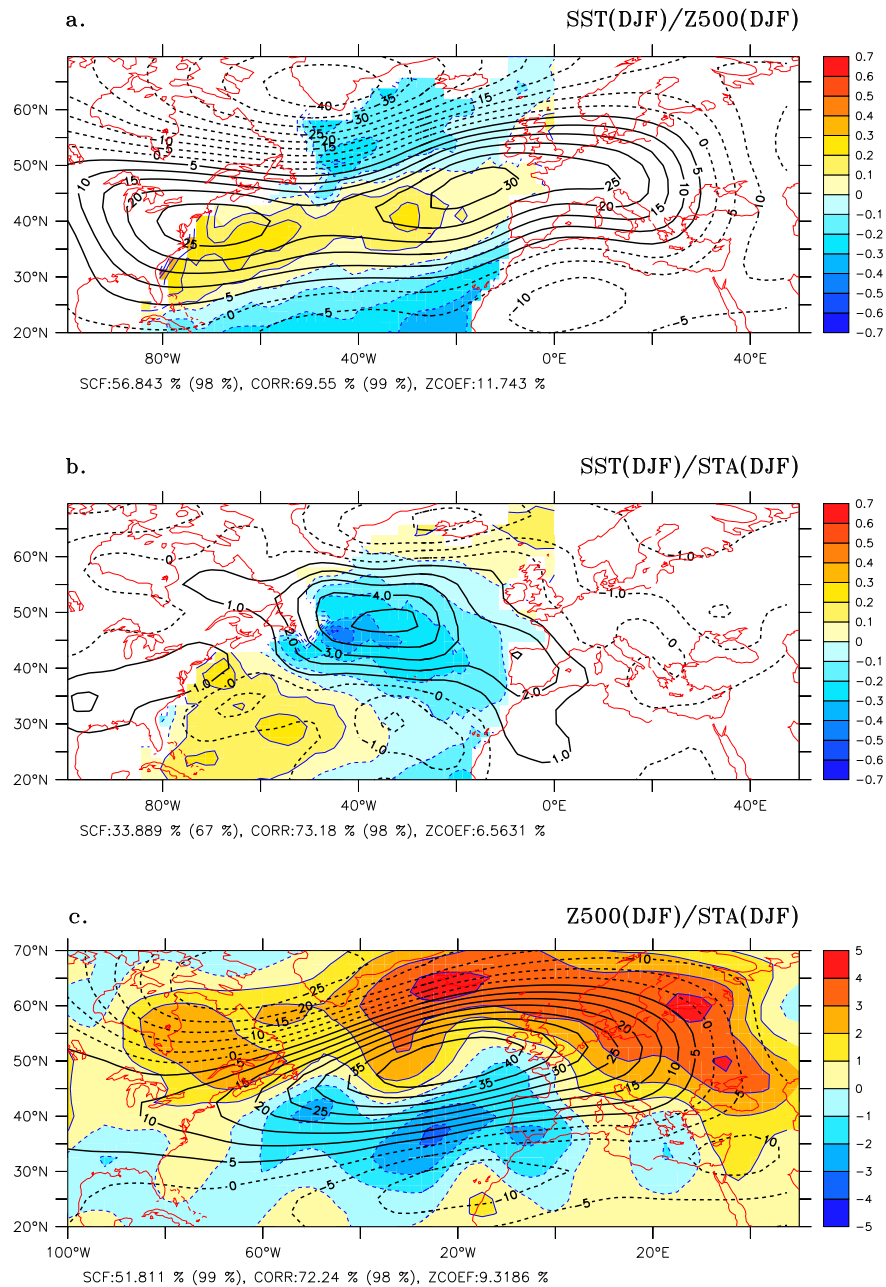


FIG. 2.1 – Analyse MCA dans les réanalyses NCEP pour la période 1958-1998, entre (a) la SST (K) et le Z500 (sur le domaine 20-70°N et 100°W-50°E, contours tous les 5 m), (b) la SST (K) et le STA (contours tous les 1 m), et (c) entre le STA (couleurs, contours tous les 1 m) et le Z500 (sur le domaine 20-70°N et 100°W-50°E, contours tous les 5 m), valeurs négatives en tiretés. Sous chaque figure, valeurs de la fraction de covariance au carré (SCF) et du coefficient de corrélation (CORR) ainsi que leurs significations statistiques respectives entre parenthèses, et racine carrée de la covariance normalisée (ZCOEF), cf. page 40

D'après la revue de Frankignoul (1985) sur le couplage océan-atmosphère aux moyennes latitudes, nous pouvons déduire que c'est principalement le forçage de l'océan par l'atmosphère qui est à l'origine de ces relations. L'activité synoptique dans l'atmosphère induit des anomalies de SST par échange de flux de chaleur aux moyennes latitudes, tandis qu'aux hautes latitudes c'est le forçage par le vent qui est le mécanisme prépondérant. Ainsi l'anomalie froide de SST observée Fig 2.1 (a) dans les hautes latitudes de l'océan Atlantique Nord peut résulter de l'augmentation du vent d'ouest correspondant à l'anomalie de géopotentiel. Les anomalies de SST de la figure 2.1 (b) peuvent être interprétées comme résultant du passage de tourbillons synoptiques aux moyennes latitudes qui s'accompagne d'un refroidissement en surface à l'échelle du mois ou de la saison. Les dépressions transportant de la chaleur vers le pôle, tendent à réduire le gradient de température de surface qui avait contribué à leur développement. La réduction de ce gradient peut entraîner une réduction de l'activité synoptique en aval, comme le suggère la présence d'une anomalie négative de STA vers  $50^{\circ}\text{N}$ . Cependant on note que si la corrélation entre les scores du premier mode covariant de SST et de STA en DJF est significative (98%), la fraction de covariance expliquée par ces deux structures n'est pas significative d'après le test de Monte Carlo. En revanche, les structures de Z500 et STA de la fig. 2.1(c) covarient significativement et avec un fort pourcentage (52 %). Cette covariance peut être interprétée comme la signature de l'interaction permanente entre la circulation moyenne atmosphérique hivernale et les routes dépressionnaires dont nous avons décrit les principes au chapitre 1. Cette association interne à l'atmosphère semble refléter les relations étroites entre le mode Est Atlantique et la déviation vers le Nord de la route dépressionnaire Atlantique Nord. Le mode de Z500 se projette aussi de façon significative sur la NAO qui est également associée à un déplacement latitudinal de la route dépressionnaire.

Ces analyses en DJF permettent de montrer qu'il existe des modes linéairement couplés robustes SST/Z500 et Z500/STA en DJF dans les réanalyses NCEP. Le couplage SST/Z500 provient essentiellement du forçage de l'atmosphère sur l'océan alors que la relation Z500/STA traduit l'interaction entre les tourbillons transitoires et le flux moyen. On ne peut donc pas se prononcer à l'aide de ces analyses sur une éventuelle influence de la SST ou du gradient de SST sur l'activité synoptique et sur la circulation basse-fréquence atmosphérique dans la région NAE.

## 2.2 Anomalies de SST observées dans l'Atlantique Nord

Dans les observations hivernales, on ne peut discriminer facilement l'effet de l'océan sur l'atmosphère du bruit atmosphérique environnant. Les méthodes statistiques linéaires

synchrones permettent uniquement d'obtenir la signature du forçage stochastique de l'atmosphère sur l'océan, sans que l'on puisse tirer de conclusion sur une éventuelle rétroaction de l'océan, comme nous le mentionnons au paragraphe 2.1.

Pour pallier cette limitation, une méthode basée sur l'observation des persistances relatives des structures de variabilité dans l'océan et dans l'atmosphère a été proposée par Czaja et Frankignoul (1999) et Czaja et Frankignoul (2001). Les anomalies de température de surface persistent de 3 à 4 mois en moyenne, alors que les anomalies de circulation atmosphérique au maximum 1 mois. Si on réalise une MCA entre la SST et la circulation atmosphérique en déphasant la SST de plus de 2 mois en avance, on peut interpréter une covariance significative comme la signature du forçage océanique sur la circulation atmosphérique. Nous appliquons ici cette méthode aux données de la réanalyse NCEP. Nous étendons cette technique à l'étude des relations statistiques entre les routes dépressionnaires et la SST dans le but de déterminer si l'on observe également la signature d'un forçage océanique sur l'activité des tourbillons transitoires.

La tendance quadratique des données de SST est estimée à l'aide d'un polynôme d'ordre 2 approchant au mieux l'évolution très basse fréquence des données (minimisation de  $\chi^2$ ), puis soustraite des données originales. Le même traitement est appliqué aux données atmosphériques, mais en considérant cette fois une tendance d'ordre 3 prenant en compte le palier observé à partir des années 1970. Les anomalies mensuelles des deux champs sont ensuite normalisées par l'écart type moyenné sur la région d'étude afin de filtrer le cycle saisonnier de la variance et d'augmenter ainsi le nombre de degrés de liberté pour l'analyse MCA mensuelle. Les anomalies saisonnières sont calculées à partir de ces anomalies mensuelles, où chaque mois a par conséquent le même poids. L'analyse de Czaja et Frankignoul (1999) est effectuée ici sur des moyennes saisonnières et dans la région Atlantique Nord pour la SST (85°W à 0°W, 20°N à 70°N), et Europe (10°W à 50°E, 20°N à 70°N) pour les champs atmosphériques. Les cartes présentées dans cette thèse sont homogènes pour la SST et hétérogènes pour les champs atmosphériques (voir annexe A).

On observe sur la fig. 2.2 une fraction de covariance au carré significative de l'ordre de 70 % entre une structure de type NAO en DJF et une structure de SST en forme de *fer à cheval* qui la précède de 4 mois. Dans le cas d'une anomalie de SST positive en son centre (au large de Terre Neuve) encerclée d'une anomalie négative en ASO, on observe une anomalie de circulation atmosphérique anticyclonique très forte sur l'Europe en DJF (fig. 2.2 b). Les structures sont visibles également au déphasage (lag) -5 (SST en avance de 5 mois) mais ne covarient pas de façon significative. Le signal mis en évidence ici peut être la signature de l'influence de ce mode de SST (qui est également un mode principal de variabilité de la SST en été et automne) sur un mode de circulation atmosphérique de

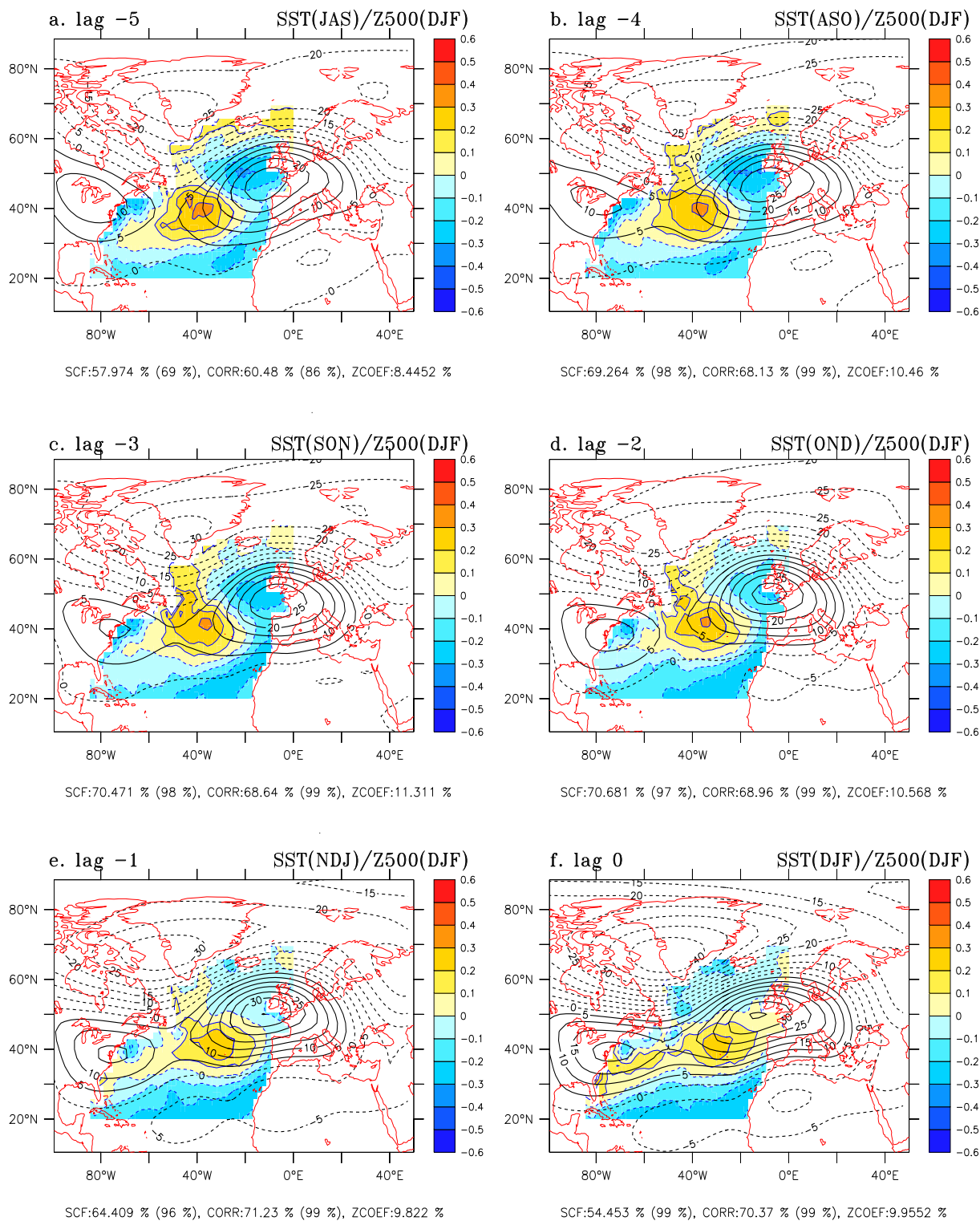


FIG. 2.2 – Structures spatiales de MCA, pour la période 1958-1998, entre le Z500 (domaine 20-70°N et 10°W-50°E) de DJF (contours tous les 5 m) et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (contours tous les 0.1 K) en avance de (a) 5 mois, (b) 4 mois, (c) 3 mois, (d) 2 mois, (e) 1 mois et (f) Z500 et SST en phase.



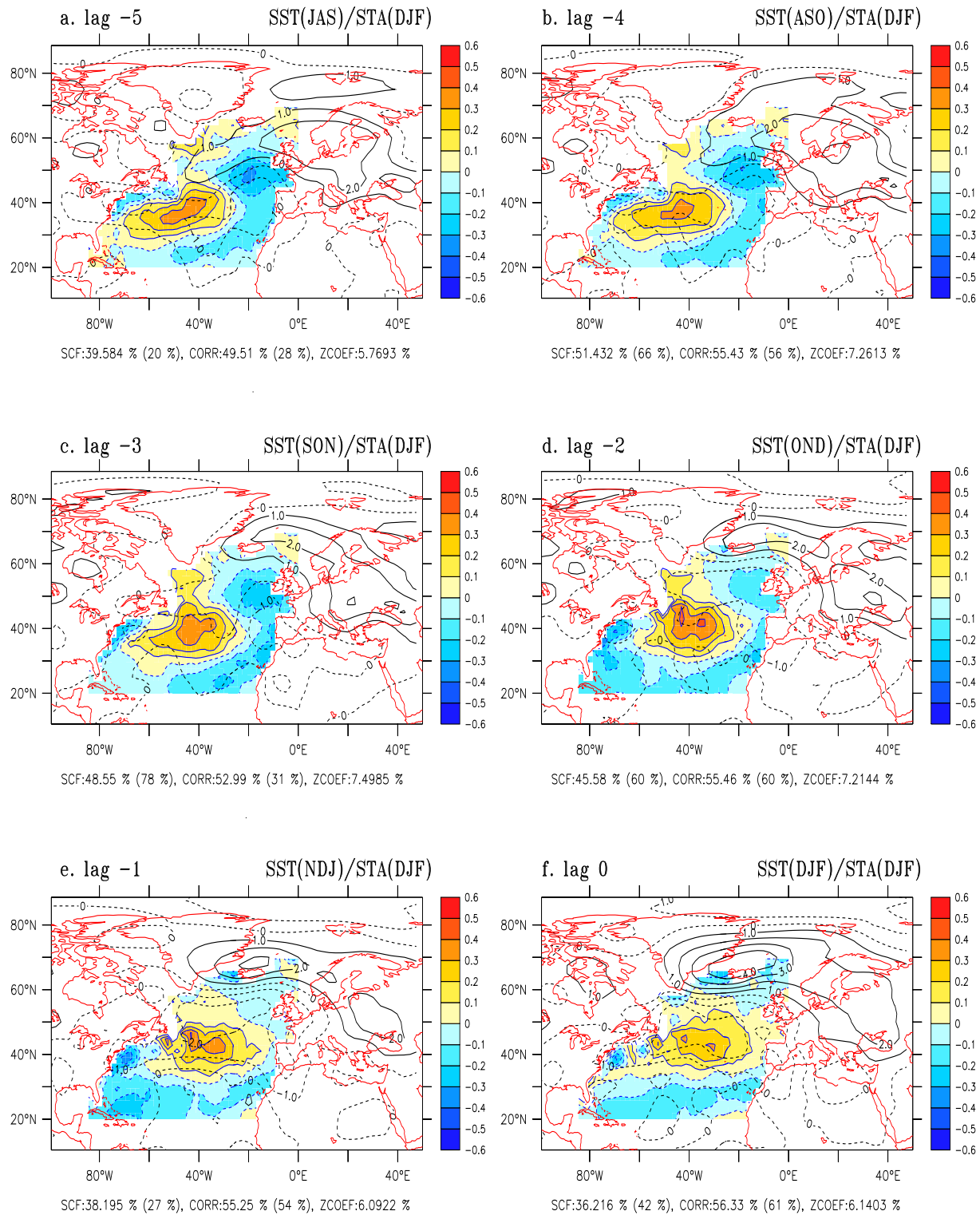


FIG. 2.3 – Structures spatiales de MCA, pour la période 1958-1998, entre le STA (domaine 20-70°N et 10°W-50°E) en DJF, (contours tous les 1 m), et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (contours tous les 0.1 K) en avance de (a) 5 mois, (b) 4 mois, (c) 3 mois, (d) 2 mois, (e) 1 mois et (f) STA et SST en phase.

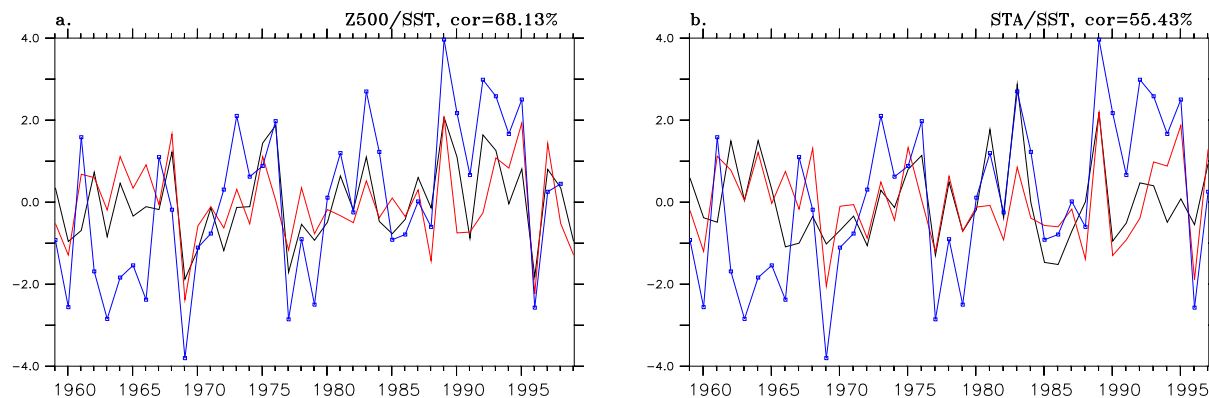


FIG. 2.4 – Scores de MCA, pour la période 1958-1998, (a) entre le Z500 (courbe noire) et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (courbe rouge) en avance de 4 mois, (b) entre le STA (courbe noire) et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (courbe rouge) en avance de 4 mois. Dans les deux cas l'indice de la NAO est superposé (courbe bleue, carrés).

l'hiver suivant. On peut constater que le mode de SST ressemble plus à un mode tripôle à lag -1 et 0 où le signal correspond à nouveau à la signature du forçage stochastique de l'atmosphère.

Le signal déphasé obtenu ici confirme les résultats de Czaja et Frankignoul (1999). Nous proposons une interprétation de ce signal section 2.2.1, faisant intervenir un mécanisme impliquant la route dépressionnaire Atlantique Nord. Sur la fig. 2.3, on ne distingue pas de covariance significative entre la STA caractérisée par l'écart-type du géopotentiel filtré 2,2-6 jours et la SST en avance de 5 à 2 mois. Cependant, les signaux représentés sur cette figure sont les plus significatifs obtenus en testant tous les déphasages saisonniers possibles. On note que les résultats de l'analyse pour les deux champs en phase donne des pourcentages différents de ceux de la fig. 2.1 b. Ceci est dû au fait qu'ici la zone d'étude est limitée à l'Europe pour l'atmosphère, tandis que fig. 2.1 b l'analyse est réalisée pour toute la région NAE, ce qui permet de voir la signature du forçage hivernal de l'océan par la route dépressionnaire Atlantique. La méthode de MCA déphasée ne permet donc pas d'observer dans les données de la réanalyse NCEP une relation statistique robuste entre la SST de l'Atlantique Nord et l'activité des tourbillons transitoires en hiver. Cependant les perturbations synoptiques jouent probablement un rôle dans la réponse de l'atmosphère à ces anomalies de SST d'été dont on a diagnostiqué la signature. Sur la figure 2.4, on constate que les séries temporelles atmosphériques, et notamment celle du Z500 (fig. 2.4 a), sont corrélées avec la NAO. Les spectres de ces séries temporelles (non montrés) ont un pic à 2,5 ans, tandis que ceux des deux séries de SST, très proches, présentent un pic à 2 ans.

La non-linéarité des processus liés aux routes dépressionnaires peut expliquer le manque

de signification des résultats de l'analyse MCA. D'autres méthodes permettent de mettre en évidence une relation asymétrique entre les anomalies de température d'été dans l'Atlantique, et l'activité des perturbations baroclines l'hiver suivant. Ces anomalies d'activité des routes dépressionnaires permettent de développer et maintenir des anomalies de géopotentiel dans la région Atlantique Nord.

Dans l'article suivant par Marie Drévillon, Laurent Terray, Philippe Rogel et Christophe Cassou, publié en décembre 2001 dans *Climate Dynamics*, des composites de différents diagnostics de circulation atmosphérique permettent de montrer que l'anomalie froide de SST apparaissant en été au large de Terre-Neuve persiste jusqu'en hiver, où elle favorise la phase négative de la NAO. Celle-ci est associée à un tripôle en SST de signe cohérent avec l'évolution de l'anomalie d'été. L'anomalie de signe inverse favorise en hiver un mode de variabilité atmosphérique plus confiné sur l'Europe, comme celui décrit par Fraedrich *et al.* (1993). Dans ce cas notamment, l'action des tourbillons transitoires paraît jouer un rôle important dans le maintien et le développement d'une anomalie anticyclonique sur l'Europe, initialement créée par une anomalie d'onde stationnaire.

### 2.2.1 Article : Mid latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP Reanalysis

#### abstract

Forty one years (1958-1998) of NCEP reanalysis data are used to perform a set of statistical analyses, investigating the interactions between the sea surface temperature (SST), the storm track activity (STA) and the time mean atmospheric circulation in the North Atlantic Europe (NAE) region. When the atmospheric region of study is restricted to Europe, the singular value decomposition (SVD) lead-lag analysis between seasonal 500 hPa geopotential height (Z500) and SST captures a significant covariance between a summer SST anomaly and a strong winter anticyclonic anomaly over Europe. The summer SST pattern is close to the first empirical orthogonal function (EOF) of SST for the consecutive months J-A-S-O-N. The same analysis, but extending the atmospheric area of interest to the entire NAE region, points out the same signal with a phase shift of one month. A more zonally oriented North-Atlantic-Oscillation-like (NAO) pattern is then found as the SST structure remains practically unchanged. This summer SST anomaly is found to persist through surface heat fluxes exchanges until winter, when it can finally have an impact on the atmospheric circulation. Composites are made from the former SST SVD scores, showing the winter STA and different transient and stationary eddies diagnostics associated with the extreme positive and negative events of the SST anomaly. These suggest that the SST anomaly induces an anomalous stationary wave in winter, creating an

initially small anticyclonic anomaly over Europe. Anomalous transient eddies located over northern Europe then strengthen this anomaly and maintain it during winter, thus acting as a positive feedback.

### a. Introduction

As the ocean is the slow component of the climate system, it is critical to understand the influence of its interannual variations on the atmosphere to improve seasonal prediction. Tropical sea surface temperature (SST) is of great relevance for climate variability predictability, but the part played by mid-latitude SST is not very well understood yet. One of the major characteristics of Northern Hemisphere mid-latitude winter climate is the occurrence of mean “storm tracks”, extending from the regions of high baroclinicity off the eastern coasts of the continents, where the storms develop, then over the Pacific and Atlantic ocean basins and finally reaching the western coasts of the continents. By tracking all winter individual storms characterized by local low pressure centers, Blender et al. (1997) identify three main directions for cyclone tracks (stationary, northeastward and zonal), thus linking the storm track to European weather regimes. This illustrates the central part played by the North Atlantic storm track in the dynamics of the North Atlantic-Europe (hereafter referred to as NAE) region winter climate. The storm track activity (STA) can also be diagnosed by computing the mean winter band pass frequency (about 2-8 day) fluctuations of the 500 hPa geopotential height surface as described in Blackmon (1976).

Schubert et al. (1998) suggest with coupled model studies, that the rising greenhouse forcing can induce an increase of STA over Northern Europe. This local enhancement is linked, following Ulbrich and Christoph (1999), to a northward shift of the centres of action of the North Atlantic Oscillation (NAO). The latter is known to explain a large part of interannual to decadal winter atmospheric variability in the NAE Region (Barnston and Livezey, 1987), while seasonal fluctuations in the European climate are better described by the storm track variability. However, variations in the amplitude and position of the Atlantic storm track are closely linked to the NAO. The enhanced westerlies between the two centers of action of the NAO modify the baroclinic wave guide direction. Principal component analysis shows that negative (positive) phases of the NAO correspond to a zonal (tilted to the northeast) storm track (Lau 1988, Rogers 1990). Nevertheless, using station observations, Rogers (1997) shows that this association may only be indirect, through the Greenland-Scandinavia surface temperature seesaw. Fraedrich et al. (1993) define a European winter climate index based on stations observations of mean Sea Level Pressure (SLP), precipitations and temperature. Composites built from this index describe a strong positive (negative) SLP anomaly over Europe associated with a northward tilted

(zonal) tail end of the Atlantic storm track. Branstator (1995) suggests with a GCM study that the storm track organization by certain low frequency circulation patterns can act as a positive feedback maintaining these patterns.

As it deals with low frequency climate fluctuations, this anomalous winter atmospheric circulation may interact with the ocean. It is responsible, through surface fluxes, for the occurrence of a tripole-like SST anomaly (Kushnir, 1994). The NAO positive phase corresponds to a mid latitude positive SST anomaly extending from one side of the basin to the other, a negative anomaly resulting from the enhanced westerlies over the North of the basin, and a sub-tropical negative SST anomaly resulting from trade winds changes. This phenomenon happens at monthly to seasonal scales, but an important part of the decadal variability in the North Atlantic ocean circulation may also be explained by the winter atmospheric stochastic forcing (Frankignoul et al., 1997). The winter atmospheric response to the resulting mid-latitude SST anomalies is ambiguous in the observations, being indistinguishable from the strong internal atmospheric variability which gives rise to the atmospheric stochastic forcing (Frankignoul 1985). Hence the question of an oceanic feedback in the mid-latitudes is still open and the existence of ocean-atmosphere coupled modes in the North-Atlantic Europe region is controversial.

The Atlantic storm track is expected to play a part in the so-called “missing link” providing a way for the SST to feedback upon the atmospheric mean flow. Hoskins and Valdes (1990) propose that the Atlantic storm track is self-maintaining owing to diabatic heating through a positive feedback on baroclinicity, which can be seen as a SST/storm track interaction. Peng et al. (1995) observe the dependence on the background mean state of GCM responses to SST anomalies. Peng and Whitaker (1999) find with idealized models that eddy activity can be one of the main factors modulating these responses. Norris (2000) investigates the link between summer mid-latitude SST and the storm track over the Pacific ocean and finds a positive feedback of the SST through the amount of marine stratiform cloudiness.

In the present study we explore these triangular interactions (SST, storm track and low frequency circulation represented by 500 hPa geopotential height) in the NCEP reanalysis dataset. Bresch and Davies (2000) studied these interactions applying maximum covariance analysis, also known as Singular Value Decomposition (SVD) analysis, to each possible couple between the three fields, for the 1962-1992 NCEP reanalysis dataset winter seasons. Czaja and Frankignoul (1999) look for the signature of the SST feedback doing *lead-lag* SVD analysis between COADS SST and NCEP analysis atmospheric fields. We perform here lead-lag SVD analyses on the NCEP/NCAR reanalysis dataset between SST and 500 hPa geopotential height (hereafter referred to as Z500) over the NAE region. Then composites on different diagnostics of storm track interactions with the mean flow and

on stationary wave activity, confirm the assumption of an influence of mid-latitude SST upon the NAE region atmospheric winter circulation.

In Sect. b. the dataset and method used are described. In Sect. c. we identify a summer SST anomaly which, as it persists until winter, can have an influence on European winter interannual to decadal atmospheric variability. In Sect. d. we use composite analysis to assess the non-linearities in the atmospheric response to the SST anomalies, and a mechanism of interaction is proposed. In Sect. e. we discuss the results and our conclusions.

## b. Dataset, diagnostics and statistical methods

The NCEP reanalysis dataset (hereafter referred to as NCEP) described in Kalnay et al. (1996), is used for both atmospheric and SST fields over the 1958-1998 period. A Murakami recursive filter is used to keep back the 2.2-6 day fluctuations  $z'$  from the daily NCEP Z500 fields, as recommended in Christoph et al.(1995). The monthly RMS of these fluctuations RMS( $z'$ ) represents the so-called monthly 500 hPa Storm Track Activity (STA). Surface fluxes are from the COADS dataset (Da Silva and Young, 1994).

### Lead-lag SVD analysis

Maximum covariance analysis, also called SVD analysis, is done between NCEP seasonal Z500 and SST. This analysis is based on the singular value decomposition (SVD) of the covariance matrix between the two fields, as described in Bretherton et al. (1992). The first pair of left and right singular vectors obtained are the most strongly covarying spatial patterns of each original field, the strength of the covariance being given by the squared covariance fraction (SCF). For the  $k$ -th SVD mode,  $SCF_k$  is the ratio between the squared singular value  $\pi_k^2$  and the sum of all the  $n$  squared singular values :

$$SCF_k = \frac{\pi_k^2}{\sum_{l=1}^n \pi_l^2}.$$

The normalized root-mean-squared covariance ( $NC_k$ ),

$$NC_k = \sqrt{\frac{\pi_k^2}{(\sum_i \sigma_i^2)(\sum_j \sigma_j^2)}},$$

where  $\sigma_i^2$  and  $\sigma_j^2$  are the variances at the  $i$ th grid point in the left field and the  $j$ th grid point in the right field, was introduced by Iwasaka and Wallace (1995) and Zhang et al. (1998). It shows the importance of the covariance explained by the SVD mode number  $k$  with respect to the maximum possible total squared covariance between the two fields. Both ratios will be presented here as percentages and will help determine the robustness of the covariance signals, together with the correlation between the SVD scores. For a

given SVD mode, the latter are defined by the projection of the patterns upon the initial respective fields at each time step, resulting in time series of coefficients for each field.

The statistical significance of the results (covariance and correlation) is tested with a Monte Carlo approach as proposed in Wallace et al. (1992). The atmospheric time series is first randomly scrambled using a moving block bootstrap algorithm as described in Wilks (1997). The length of the blocks is four years, in order to account for the significant one-year-lag autocorrelation in the Z500 data in winter, and the fact that the autocorrelation shows significant regions with positive values up to a 4-year lag. This is consistent with the peak at 2-3 years in the NAO spectra (not shown). It is worth noting here that the results described later stay significant with blocks of 3 or 8 years, and as well when scrambling the SST time series. SVD between SST and the atmospheric field is then computed. The entire operation is performed a hundred times. The significance of the original SVD results is then assessed by comparing with the covariance or correlation values of the hundred randomly scrambled SVDs.

Significance levels for all the other correlation coefficients presented in the text are estimated using the method proposed by Sciremammano (1979). This method accounts for the autocorrelation inherent in the time series to compute the actual number of degrees of freedom before the estimation of significance levels.

The winter (December-January-February, hereafter DJF) synchronously covariant spatial structures of SST and Z500 and of SST and STA obtained by SVD analysis are described in Bresch and Davies (2000), and thus not shown here. The main features are a tripole SST anomaly (warm mid-latitude basin wide anomaly, cold SST anomaly to the North and in the subtropics) covarying with the NAO pattern (enhanced Azores high and deeper Icelandic low). Almost the same tripole is associated with a northern shift in the position of the Atlantic storm track. As the SVD analysis is linear, the opposite sign of the tripole corresponds to a negative NAO phase, and a more southern position of the storm track, ending in the bay of Biscay. As reviewed by Frankignoul (1985) the amplitude of the winter atmospheric response to synchronous mid-latitude SST anomalies is weak and not distinguishable from the whole winter atmospheric variability. Hence the first winter covarying mode, explaining about 60% of the covariance between the two fields, gives a good description of the atmospheric forcing, but the possible mid-latitude SST feedback upon the winter atmospheric mean flow is not detected in the few first SVD modes that explain a significant amount of covariance.

SVD *lead-lag* analysis between SST and 500 hPa geopotential height may bring out the signal of this feedback, as shown in Czaja and Frankignoul (1999). If the covariance is strong and significant when the SST field is leading the atmospheric field by more than one month, which is approximately the atmospheric decorrelation time, we can assume

that the statistical signature of a SST feedback is detected. This analysis is done here on NCEP (both for atmospheric and SST fields) between SST and Z500.

A second order polynomial trend is first removed from the SST data, and a third order trend from the atmospheric data, so as not to take into account the long term changes into the interannual variability. Each given monthly field is normalized by its standard deviation over the period of study, averaged over the region of study. This filters out the seasonal cycle of variance so that SVD will only capture interannual to decadal variability. The data is weighted by the cosine of the latitude. SVD analysis is then performed on seasonal means. In the present study we will focus on SST leading Z500 by one to four months.

### Composites of transient and stationary eddies

In Sect. d. composites on a SST index are shown. These are made by selecting a threshold of one standard deviation of the SST time series, giving seven positive events over the positive threshold and five negative events below the negative threshold. This operation selects SST extreme events in both negative and positive phases of the pattern matching the time series. Averaging anomaly fields (for instance of STA) corresponding to these events brings out a negative and a positive composite, showing in this case the STA anomaly linked to respectively negative and positive phases of the SST anomaly. For the lagged composites on the time series, the average is performed on atmospheric anomaly fields systematically lagging the selected extreme events by a given number of months. The statistical significance of these associations is assessed with a student's t-test at the 95 % level, with 10 degrees of freedom for the difference between positive and negative composite. Sensitivity to the number of events selected for both composites has been tested adding or subtracting a few events. The results are not significantly affected by these changes.

In the following, the prime refers to 2.2-6 day Murakami filtered daily data, and the star refers to deviations from the zonal mean. The low-level poleward transient heat flux  $\overline{v'T'}$ , where  $v$  and  $T$  are the meridional wind and the temperature at 700 hPa, characterizes the advection of heat by the transient eddies to the high latitude regions. The meridional and zonal components of the Eliassen-Palm vector  $\mathbf{E}$ , described in Trenberth (1986), Hoskins et al. (1983), and Lau (1988) among others, are provided respectively by the momentum flux of the transient eddies  $-\overline{u'v'}$ , and  $1/2(\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$ , where  $u$  and  $v$  are the zonal and meridional wind at 200 hPa.  $\mathbf{E}$  gives a description of the transient eddy forcing upon the local time mean flow. The divergence (curl) of  $\mathbf{E}$  represents the eddy-induced accelerations of the zonal (meridional) wind due to barotropic processes. In the barotropic case,  $\mathbf{E}$  is in the direction of the group velocity of the transient eddies relative to the local time



mean flow (Lau 1988, Trenberth 1986). The characteristic shape and horizontal tilt of the eddies can also be determined from the angle of  $\mathbf{E}$  with the zonal direction (see Hoskins et al. 1983). Low level baroclinicity (850 hPa) is estimated through the Eady baroclinic instability growth rate maximum (Lindzen and Farrel 1980, Hoskins and Valdes 1990)

$$\sigma_{BI} = 0.31 f \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| N^{-1},$$

where  $f$  is the Coriolis parameter,  $u$  the zonal wind, and  $N$  the Brunt-Väisälä frequency. Mean NCEP DJF baroclinicity and STA are displayed in Fig. 2.5a. In the NAE region, the baroclinicity maxima are located over the Gulf Stream current and south east of Greenland, the STA maximum extending downstream of these zones.

In Fig. 2.5b, mean DJF  $\overline{v'T'}$  and  $\mathbf{E}$  also indicate the regions of STA maximum showing respectively the mean eddy negative and positive feedbacks. Within the storm-track the maximum of  $\overline{v'T'}$  acts to reduce the meridional temperature gradient and thus decreases baroclinicity. The divergence of  $\mathbf{E}$  represents the vorticity flux convergence accelerating the jet stream, thus enhancing baroclinicity.

The plumb vector  $\mathbf{F}$ , defined in Plumb (1985) and Fraedrich (1993), is a diagnostic tool for the three-dimensional *stationary wave* activity.  $\mathbf{F}$  is derived from a locally applicable conservation relation for quasi-geostrophic waves on a zonal flow. The zonal  $\frac{\sigma}{2f^2}(\phi_x^{*2} - \phi^* \phi_{xx}^*)$  and meridional  $\frac{\sigma}{2f^2}(\phi_x^* \phi_y^* - \phi^* \phi_{xy}^*)$  components of  $\mathbf{F}$ , where  $\sigma = p/1000hPa$ , are computed here from the monthly zonally asymmetric part of the time mean 500 hPa geopotential  $\phi^* = gz^*$ . An anomalous divergence (convergence) of the  $\mathbf{F}$  vectors depicts a region of creation (dissipation) of an anomalous stationary wave.  $\mathbf{F}$  is also parallel to the direction of propagation of stationary waves. The mean NCEP DJF  $\mathbf{F}$  vector in Fig. 2.5d shows the major three sources of stationary wave activity in the Northern Hemisphere (Eastern Asia, Western North Atlantic, North Pacific-Western North America) and the direction of propagation of the wave trains of DJF  $z^*$  (Fig 2.5c).

### c. Covariations between summer SST and winter atmospheric circulation

#### **A European atmospheric low-frequency variability mode**

#### **linked to the summer SST anomaly**

As shown in Fraedrich et al. (1993), the Atlantic storm track is linked to a strong anticyclonic SLP anomaly over Europe through a poleward deflection of its tail end. The eastern part of the storm track reaches either Southern Europe (in the cyclonic anomaly case) or Scandinavia (in the anticyclonic one). With composites on their European winter climate index, they show that a small anticyclonic anomaly over Europe might be first created by an anomalous stationary wave, and then be strengthened and maintained by transient

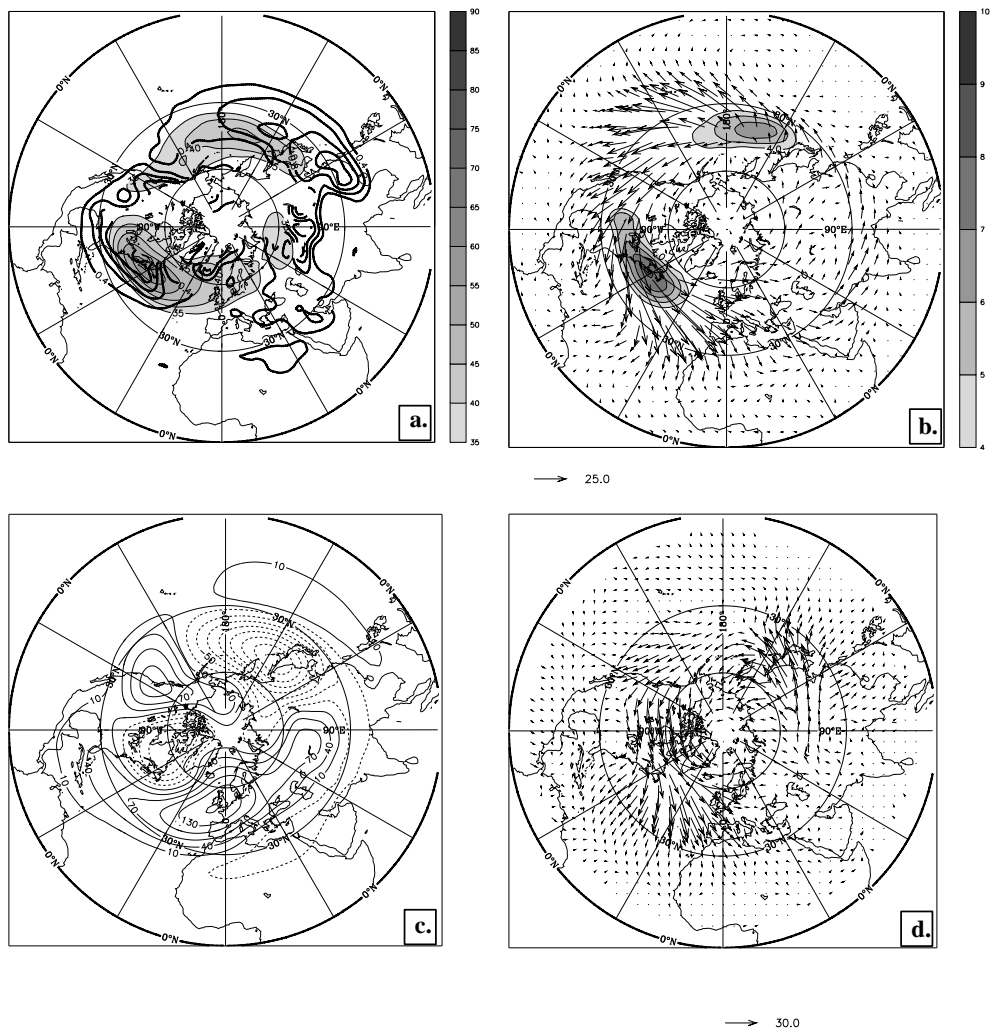


FIG. 2.5 – NCEP reanalysis mean winter (DJF) (a) Eady baroclinic instabilities growth rate maximum at 850 hPa  $\sigma_{BI}$  in  $day^{-1}$  (thick contours) and storm track activity at 500 hPa (shaded, thin contours)  $\overline{z'^2}$  ( $m$ ), (b) horizontal Eliassen-Palm vector at 200 hPa  $\mathbf{E}$  ( $m^2.s^{-2}$ ) and transient eddy meridional heat transport at 700 hPa  $\overline{v'T'}$  ( $m.K.s^{-1}$ ), (c) 500 hPa geopotential height deviation from the zonal mean  $z^*$  ( $m$ ), and (d) Plumb vector  $\mathbf{F}$  ( $m^2.s^{-2}$ ).

eddies interactions : the initial SLP anomaly shifts the tail end of the storm track to the North which could subsequently positively feedback onto the anticyclonic anomaly to amplify and maintain it. This finding (hereafter referred to as the Fraedrich mechanism) made us focus on European climate, performing a lead-lag SVD analysis between North-Atlantic SST and an area of study restricted to Europe for the atmosphere (from  $10^{\circ}W$  to  $50^{\circ}E$ , and from  $20^{\circ}N$  to  $70^{\circ}N$ ). In the following, SVD A refers to this analysis.

Large covariances are found when Z500 leads SST (not shown), but a “feedback signal” (when SST leads Z500) is also detected : a strong and significant covariance between August-September-October (ASO) SST and the next DJF Z500. The latter, hereafter referred to as the summer SST signal, shows a summer SST pattern that can have an influence on the next winter atmosphere. This signal is detected when SST leads by 4 (ASO SST), 3 (September-October-November [SON] SST), 2 (October-November-December [OND] SST), and 1 month (November-December-January [NDJ] SST) the next DJF Z500. The SVD A heterogeneous covariance patterns of ASO SST and DJF Z500 (lag 4) are displayed in Fig. 2.6a. The atmospheric pattern strongly projects onto the NAO dipole, the anticyclonic anomaly splitting here into a western and an eastern part. The summer SST pattern, a warm central anomaly circled to the east by a cold anomaly, is also the first SST variability mode in the North Atlantic basin, explaining 37 % of SST variance. The latter is obtained by principal component analysis on the consecutive months July, August, September, October and November (J-A-S-O-N), the individual months still being normalized by their standard deviation averaged over the region as described in Sect. b. (not shown). The SVD A SST pattern slightly changes as winter approaches (from lag 4 to lag 3, 2, and then 1 month), the warm part being advected to the east and the southern cold part to the west with some intensification. At lag 0 the SST influence is not distinguishable from the atmospheric forcing, and thus will not be described here.

In figure 2.6b, a diagram made of five sets (one for each lag, including lag 0) of five columns is displayed. The columns stand respectively from left to right for the squared covariance fraction and its statistical significance, the correlation between the SST and Z500 SVD A scores and its statistical significance and the normalized squared covariance defined in Sect. b..

The covariance is significant (over 90 %) at every lag, and the mode is explaining 55 to 70 % of covariance between Z500 and SST. The correlation between the scores reaches about 70 % and is statistically significant (over 95 % for each lag). At those particular lags identified as a significant covariance signal, the SVD mode explains 15 % to 20 % of the Z500 variance and 10 to 15 % of the SST variance (not shown). The summer SST signal reaches NC values of about 10 %, which is comparable to the results of Iwasaka and

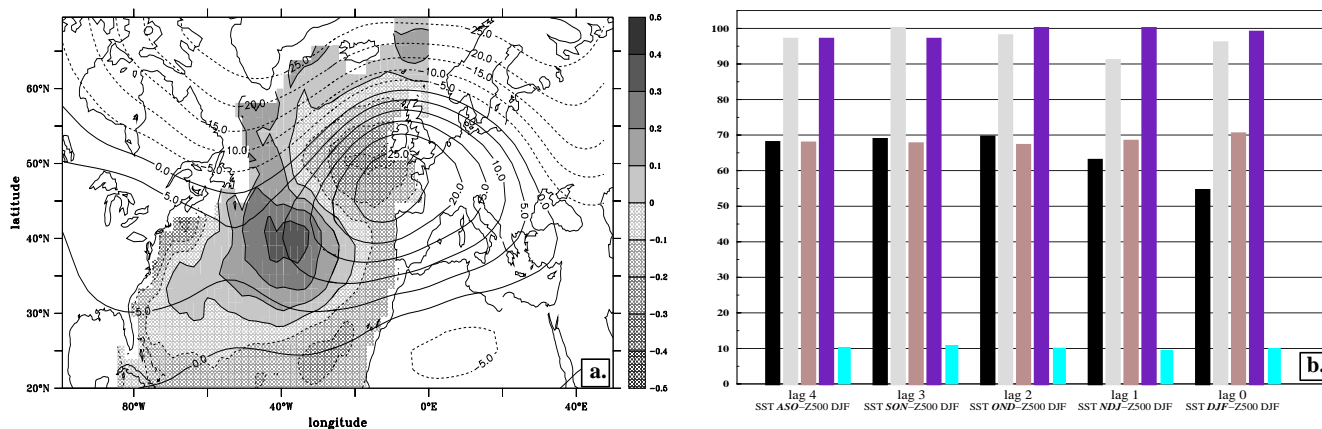


FIG. 2.6 – SVD A between North Atlantic SST and Z500 over Europe, (a) covariant patterns of SST ( $^{\circ}C$ ) in ASO (grey levels) and Z500 ( $m$ ) in DJF (thick contours), and (b) for each lag and from left to right : percentages of covariance explained or SCF (black), significance level of SCF according to Monte Carlo test (light grey), correlation between SST and Z500 SVD scores (medium grey), significance level of correlation according to Monte Carlo test (medium dark grey), and normalized square covariance (medium light grey).

Wallace (1995) in their Table 1, for synchronous winter SVD between Z500 and SST. Thus the SVD A analysis captures a significant lagged relationship between natural variability modes of each field. In addition, this relationship is shown to be realistic by performing ASO SST Empirical Orthogonal Functions (EOF) and DJF Z500 EOF. The SST and Z500 first EOF patterns are not shown as they closely resemble the covarying patterns of the first mode of SVD A displayed in Fig. 2.6a. The first principal components of SST and Z500 are strongly correlated with the respective SVD A scores (0.95 for the Z500 time series and 0.86 for the SST time series, significant at the 99 % level). The former are by construction generated independently and have a correlation of 0.4 significant at the 99 % level. These results confirm that the summer SST signal of SVD A analysis is not obtained by chance.

A second lead-lag SVD analysis is performed, hereafter referred to as SVD B, where the area of study is the entire NAE region for both oceanic (from  $85^{\circ}W$  to  $0^{\circ}E$ , and from  $20^{\circ}N$  to  $70^{\circ}N$ ) and atmospheric (from  $100^{\circ}W$  to  $50^{\circ}E$ , and from  $20^{\circ}N$  to  $70^{\circ}N$ ) fields. The results of SVD B between SST and Z500 are comparable to those of Czaja and Frankignoul (1999) regarding the following three points (not shown) : the largest covariances are found when Z500 leads SST ; a feedback signal is detected between DJF SST and the next February-March-April (FMA) Z500 ; the summer SST signal described previously is also found in SVD B analysis, but this time significantly linking July-August-

September (JAS) SST to NDJ Z500 (earlier in the year than in SVD A but with same lag 4). The respective covarying patterns of SST and Z500 are not shown as they closely resemble those of SVD A analysis (Fig. 2.6a). It is worth noting here that the SVD A analysis yields a broader and stronger anticyclonic anomaly over Europe, and a SST pattern consistent with a propagation to the East of the SVD B one. The SST anomalies SVD scores of SVD A and SVD B are correlated up to 0.82, while Z500 SVD A and B scores correlation is 0.62 which is significant at the 99 % level. When SST leads NDJ European area Z500 by 4, 3, 2 or 1 month, the SVD B patterns are found to covary significantly but display lower SCF (50 to 65 %) and correlations (60 to 75 %). At every lag NC reaches 10 %, as in SVD A results.

In Czaja and Frankignoul (1999) there was a gap in the statistical significance at lag 2, that is in their case between ASO SST and OND Z500. Their computations have been performed with series of monthly anomalies instead of seasonal means, thus allowing intraseasonal changes in the atmosphere, which may explain this difference. They also used a different dataset (NCEP analysis data for the atmosphere and SST COADS dataset) which was probably less reliable than the NCEP reanalysis. The period chosen for their study is different (1952-1992) but tests have been made to make sure that a change of a few years in the period does not alter significantly the results, neither does a small shift in the spatial region selected. However, these findings all together confirm the robustness of the signals.

The comparison between SVD B results and JAS SST EOF and NDJ Z500 EOF shows that the first principal component of each field is strongly correlated to the respective SVD B scores. The correlation between the atmospheric and oceanic first principal components is significant at the 99 % level, and reaches 0.4. Hence the relationship between a summer SST variability mode and the next winter NAO is robust with respect to a change in the SVD analysis regions of study. The signal is stronger when considering a strictly European atmospheric variability mode rather than the classical NAO spatial structure (extending over the whole NAE region).

### **Persistence of the North Atlantic summer SST anomaly**

The SST SVD scores from the SST/Z500 SVD A summer signal are well correlated with the first principal component of North Atlantic SST for the consecutive normalized months J-A-S-O-N (Fig. 2.7). Each black dot is symbolizing a month in the J-A-S-O-N sequence. If the principal component changes sign during one J-A-S-O-N period it suggests that the anomaly doesn't persist through that period. The persistence of this mode is approximately four months, since the monthly time series of August and November extracted from the J-A-S-O-N series are still correlated up to 0.44 (Table 1), which is significant at the

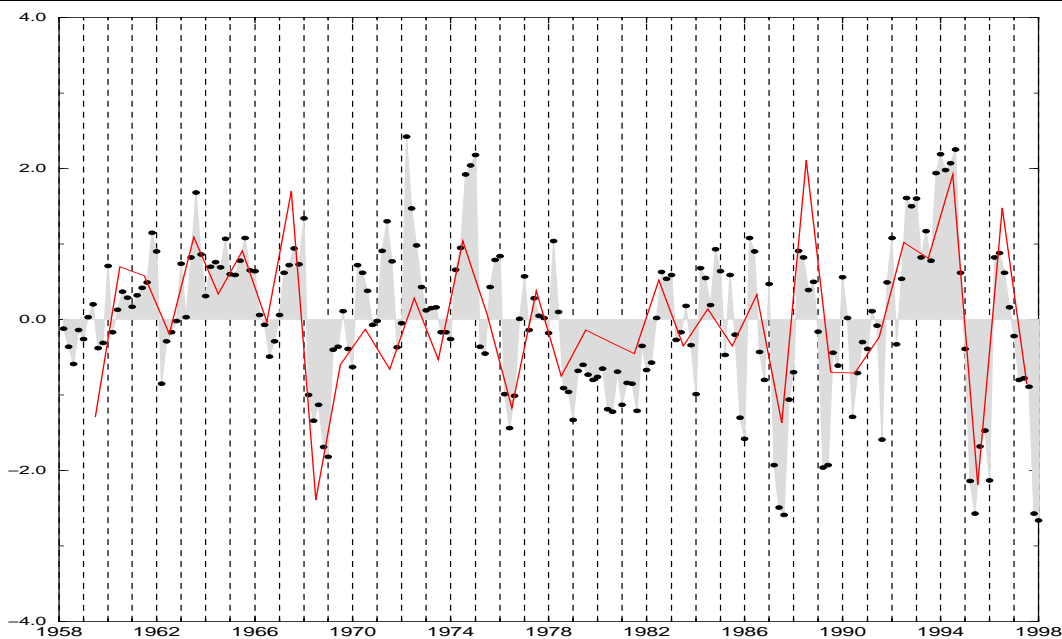


FIG. 2.7 – First principal component of SST for the serie of consecutive months J-A-S-O-N (shaded), each black dot is a month in the series. SVD A (between SST in ASO and Z500 in DJF) scores of SST (black line). Composites of Fig. 2.9 to 2.12 have been built on this SST index. Both time series have a standard deviation of 1.

99 % level.

	A	S	O	N
J	0.89	0.63	0.48	<i>0.31</i>
A	1	0.81	0.59	0.44

Table 1. : Correlation coefficients between monthly SST time series extracted from the first principal component of North Atlantic SST for J-A-S-O-N consecutive months displayed in Fig. 2.7. All coefficients are significant at the 99 % level except the one in italics.

These results support the hypothesis that the response to this summer SST signal is due to the persistence of the SST anomaly from summer till winter, when it can finally have an impact on the NAE atmospheric circulation. To investigate this hypothesis, one must find out which mechanisms can help to create this SST anomaly in summer and maintain it until winter. The linear regression of COADS total surface heat fluxes on the period 1958-1989 built from the summer SST anomaly time series for lag 4, 3, 1, and 0 is displayed in Fig. 2.8. These regressions are comparable to NCEP fluxes regressions on the same period, and on the 1958-1998 period.

Negative fluxes mean that the ocean is losing heat to the atmosphere. Lag 2 regression is not shown as it is very close to lag 3 (Fig. 2.8b) and 1 (Fig. 2.8c). Immediately after the

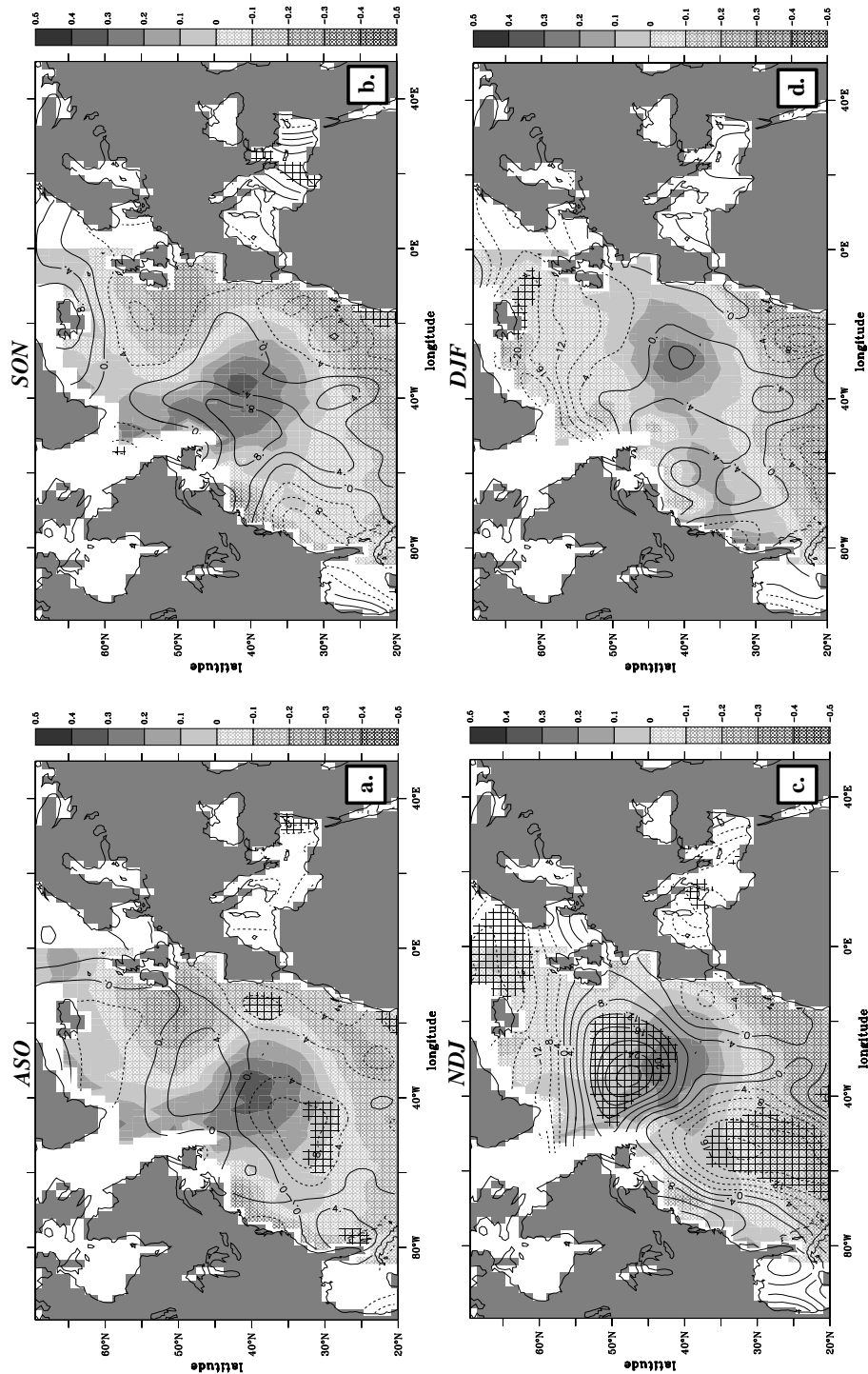


FIG. 2.8 – Regression of total surface heat fluxes in  $W/m^2$  (contours) overlaying the corresponding SST SVD anomaly in  $^{\circ}C$  (grey levels). (a) Regression of September heat fluxes on SST SVD scores SST/Z500 lag 4 (ASO/DJF), (b) regression of October heat fluxes on SST SVD scores SST/Z500 lag 3 (SON/DJF), (c) regression of December heat fluxes on SST SVD scores SST/Z500 lag 1 (NDJ/DJF), and (d) regression of January heat fluxes on SST SVD scores SST/Z500 lag 0 (DJF/DJF). Statistically significant regions according to a t test at the 95 % level are grided.

summer SST anomaly has been generated (ASO), the surface heat fluxes tend to damp the south west region of its central part (Fig. 2.8a). In Fig. 2.8b the heat fluxes reverse sign over the SST anomaly, thus becoming likely to maintain it rather than damp it, with negative (positive) heat flux over the cold (warm) parts of the anomaly. Figure 2.8c exhibits large significant regions which suggest that the interaction with the atmosphere maintains the SST anomaly and may drive the warm (cold) part to the east (west). Advective phenomena may also play a part in this shift. Finally at lag 0 (January) the heat fluxes tend to drive the SST into a tripole anomaly, which is the typical winter situation. Total heat fluxes thus are likely to allow the maintenance of the summer SST anomaly until December. Latent heat fluxes play the major part in the persistence of the latter, while solar heat fluxes may initially create it (not shown).

#### d. Winter atmospheric state following the SST anomaly occurrences

The summer SST anomaly SVD A scores (SST in ASO covarying with DJF Z500) displayed in Fig. 2.7 provide an SST index that is used to build composites, as defined in Sect. b., of the different atmospheric flow diagnostics defined in b., and for all seasonal means from ASO to DJF. These lagged composites show the atmospheric changes that can be significantly linked to the persisting summer SST anomaly as fall and winter go along, and as the maximum phase of the seasonal cycle of the NAE region STA (DJF) is getting closer. This method helps us determine to what extent each factor of the Fraedrich mechanism (transient eddies, stationary wave activity) is responding to the summer SST anomaly. Only the peak season (DJF) composites are shown here, as they show the most significant response.

#### **Composites of transient eddy activity**

The DJF STA and  $\sigma_{BI}$  responses to a cold phase (cold anomaly in the center circled to the east by a warm anomaly) and warm phase of the summer SST anomaly are displayed in Fig. 2.9. In the positive composites in DJF, an enhancement of STA localized in Northern Europe is associated with a reduction of STA over south-western Europe. This suggests that the warm phases of the summer SST anomaly are associated with a northeastward shift of the Atlantic storm track. This response is consistent with the SVD A results in Sect. c. as the increase of STA is localized in the region of maximum pressure gradient in Fig. 2.6a, and close to the STA pattern found by SVD A analysis between SST and STA (not shown). The difference between the positive and the negative composite show the regions (over Europe and over the Gulf Stream) where the STA response to the summer SST anomaly is significant. The latter is asymmetrical since the negative composite structure is extending over the whole NAE region, with a significant region over the Gulf Stream,



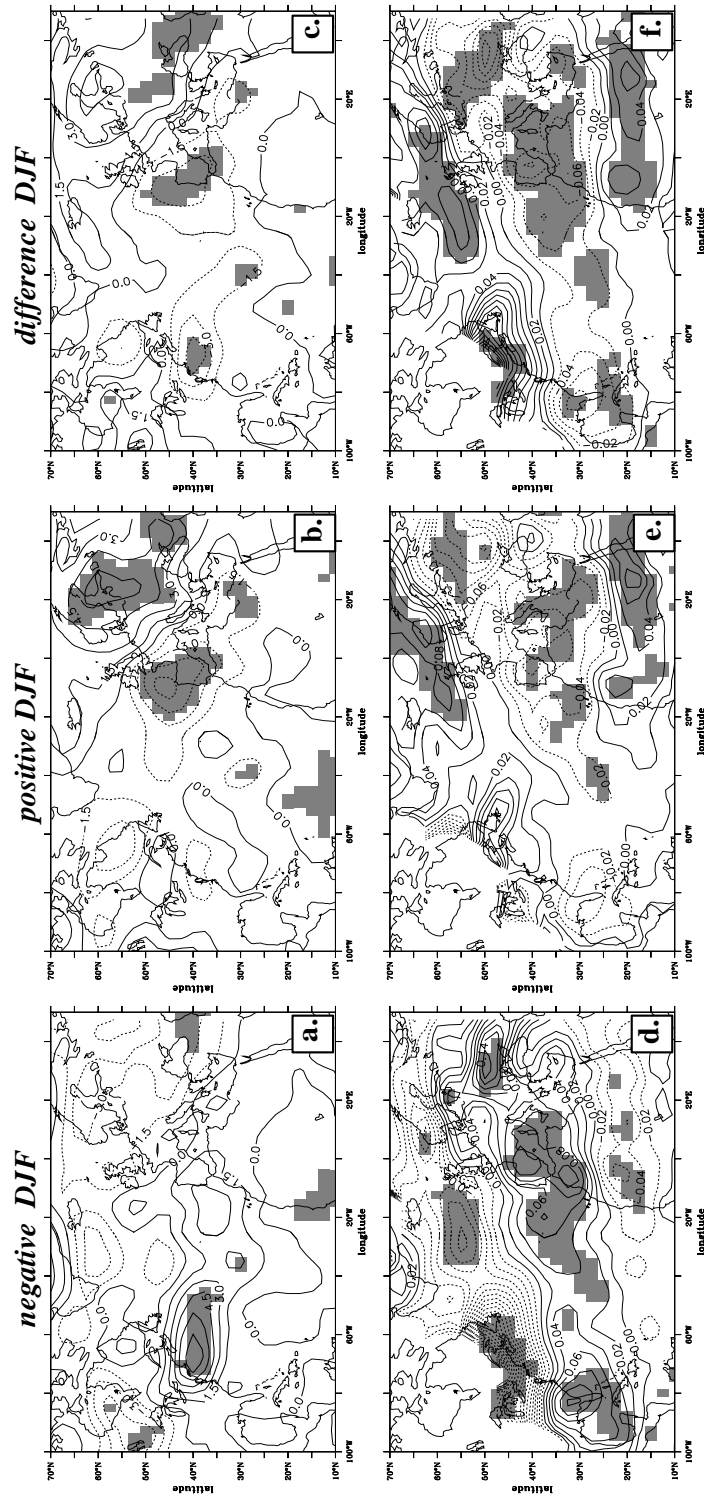


FIG. 2.9 – Composites of STA ( $m$ ) and  $\sigma_{BI}$  ( $day^{-1}$ ) built on the SST index of Fig. 2.7 : (a) negative and (b) positive composites of DJF STA, (c) weighted difference between the positive and negative composites of DJF STA. (d), (e) and (f) same as (a), (b) and (c) but for DJF  $\sigma_{BI}$ . Statistically significant regions according to a t test at the 95 % level are shaded.

whereas the positive composite significant regions are strictly localized over Europe.

Negative (positive) composites of Eady growth rate  $\sigma_{BI}$  in Fig. 2.9d (and e) display the baroclinicity maximum region responsible for an enhancement of STA over Southern (Northern) Europe. The difference between the positive and negative composites shows a strengthening of the baroclinicity in the northern part of the North Atlantic basin associated with a decrease over most Europe and a latitudinal band between  $20^{\circ}N$  and  $40^{\circ}N$ . In the negative composite, the baroclinicity maximum region is the Gulf of Mexico and Gulf Stream region, whereas in the positive ones it is more to the southeast of Greenland. These responses are consistent with that of STA, since the negative and positive composite STA anomalies are found downstream of the respective composite baroclinicity anomaly. These results again support the idea that the atmospheric response to this SST anomaly is asymmetrical.

The local strengthening of the jet stream, and thus maintenance of the baroclinicity linked to the SST anomaly is displayed in Fig. 2.10, with composites of the horizontal Eliassen Palm vector  $\mathbf{E}$ . A strong divergence over the North Atlantic basin can be observed in the negative composite, together with easterly and convergent  $\mathbf{E}$  vectors over Scandinavia. The former is associated with a local acceleration of the jet stream, in contrast with the latter which is characteristic of a deceleration. The positive composites show an acceleration of the jet stream by the eddies over Scandinavia and a deceleration over the centre of the north Atlantic ocean basin. This response can be found clearly in the difference between the positive and negative composites, with significant parts over Northern Europe and North Africa. These results are still consistent with the other composites as they show that a positive feedback is possible in the region of higher STA. Eddy vorticity flux convergence can thus play a role in driving the anomalous Z500 anticyclonic circulation. The same type of influence is found in the composites of poleward transient heat flux  $\overline{v'T'}$  as well as in the difference between positive and negative composites. More heat is transported to the north of Europe by the transient eddies in the positive composites, whereas in the negative composites there is less heating in this region concurrent with a significant transport of heat over the Atlantic ocean and off the North American coasts. This transient eddy heat flux is a characterization of the tendency of the storms to decrease the baroclinicity which first made them grow. On the contrary, the Eliassen Palm vector represents the tendency of the eddies to strengthen the latter by conveying momentum flux into the jet stream. The net effect results in a positive feedback of the storms onto the mean flow.

Hence these composites all together show that there is an influence of the summer SST anomaly over the North Atlantic storm track and its interactions with the mean atmospheric circulation. This influence is significant in winter, and helps to maintain a strong

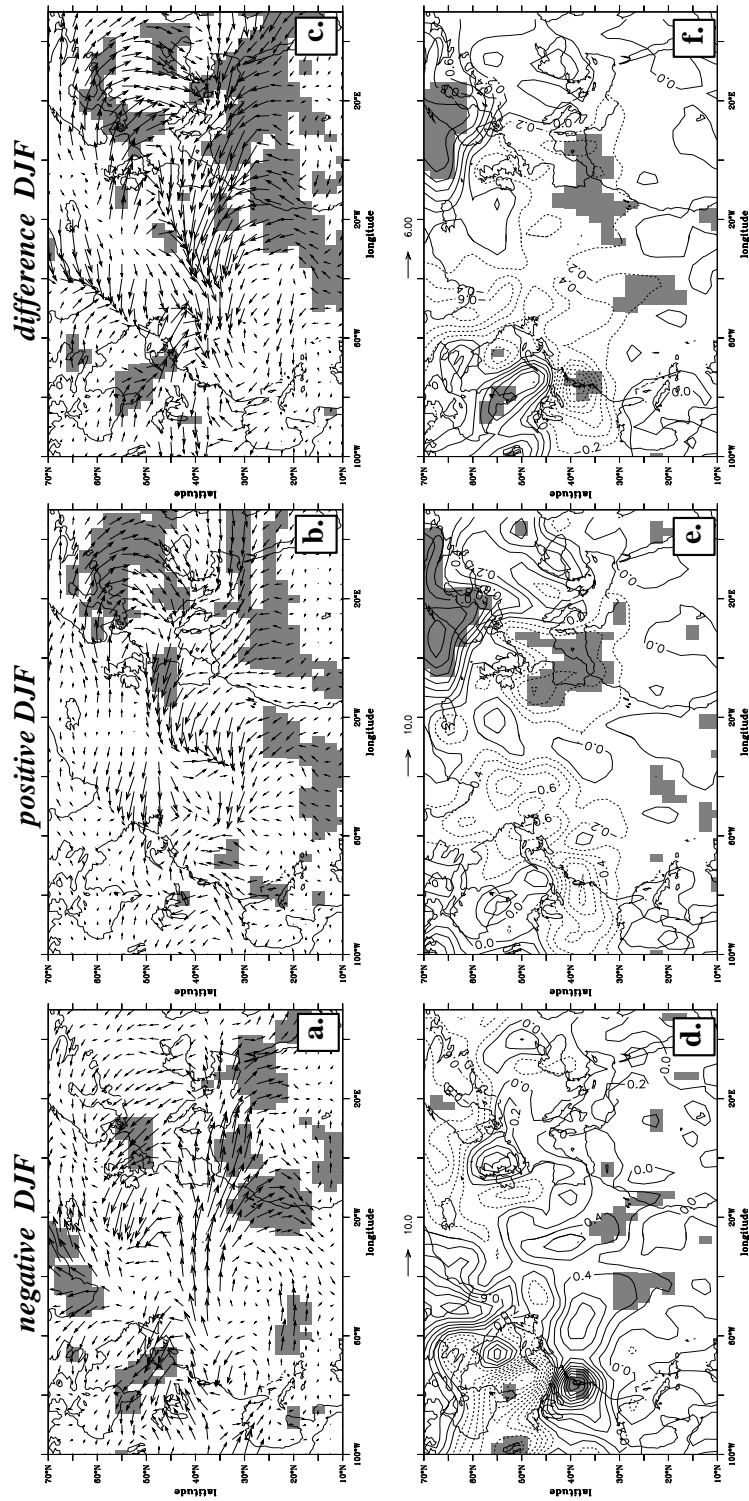


FIG. 2.10 – Composites of  $E$  ( $m^2.s^{-2}$ ) and  $\overline{v'T'}$  ( $m.K.s^{-1}$ ) built on the SST index of Fig. 2.7, as in Fig. 2.9. (a), (b) and (c) for DJF  $E$  and (d), (e) and (f) for DJF  $\overline{v'T'}$ .

Z500 anticyclonic anomaly over Europe in the case of a warm phase of the SST anomaly. As for the cold phase, it brings more storms over the North Atlantic ocean in the direction of the Mediterranean Sea.

### **A mechanism involving stationary waves**

As mentioned before, Fraedrich et al. (1993) found an atmospheric winter variability mode very similar to the Z500 anticyclonic anomaly. Composites of STA and  $\mathbf{E}$  based on an index built on their atmospheric mode described above also display structures similar to those shown in the preceding paragraph. These composites suggest that the storm track acts as a positive feedback on the Z500 anomaly. If an anomalous stationary wave can initiate the Z500 anomaly, this eddy activity is likely to strengthen and maintain it in winter.

In Fig. 2.11, negative (positive) composites of 500 hPa geopotential height deviations from the zonal mean  $z^*$ , describe the stationary wave associated with a cold (warm) phase of the SST anomaly in DJF. The SST index (Fig. 2.7) is unchanged from the preceding paragraph. The negative composite show an elongated cyclonic anomaly extending throughout the North Atlantic basin and reaching Europe, associated with an anticyclonic structure centred above Eastern Europe and reaching Greenland to the west. This structure is likely to induce an anomalous zonal flow from Florida to the Gibraltar Strait, and decreased westerlies over Northern Europe. The difference between the positive and negative composites shows the significant NAO-like response to the summer SST anomaly. The anticyclonic anomaly amplitude is 40 m while the DJF anticyclonic structure covarying with the warm ASO SST anomaly initially found in the SVD A results was reaching 25 meters (Fig. 2.6a).

In order to describe more precisely the response to the SST anomaly in terms of stationary wave activity, composites of the Plumb vector  $\mathbf{F}$  are also displayed in Fig. 2.11. The negative composite shows a reduced stationary wave activity source located over the North Atlantic basin. A significant increase of stationary wave activity is found over the North Atlantic basin in the positive composite and in the difference, that is likely to induce the anticyclonic anomaly over Europe found in the wave train of the positive composite of  $z^*$ . The lagged composites of  $z^*$  and  $\mathbf{F}$  built on SST SVD scores, give results that closely resemble those of Fraedrich et al. (1993). Their composites, however, were built on an atmospheric index representing the year to year fluctuations of the principal mode of winter climate variability in Europe. These similarities between those two composite analyses suggest that the SST anomaly can excite winter European climate into one of its main variability modes. The negative and positive composites of SST in DJF (not shown) are quasi-symmetrical and display the main features of the summer SST pattern

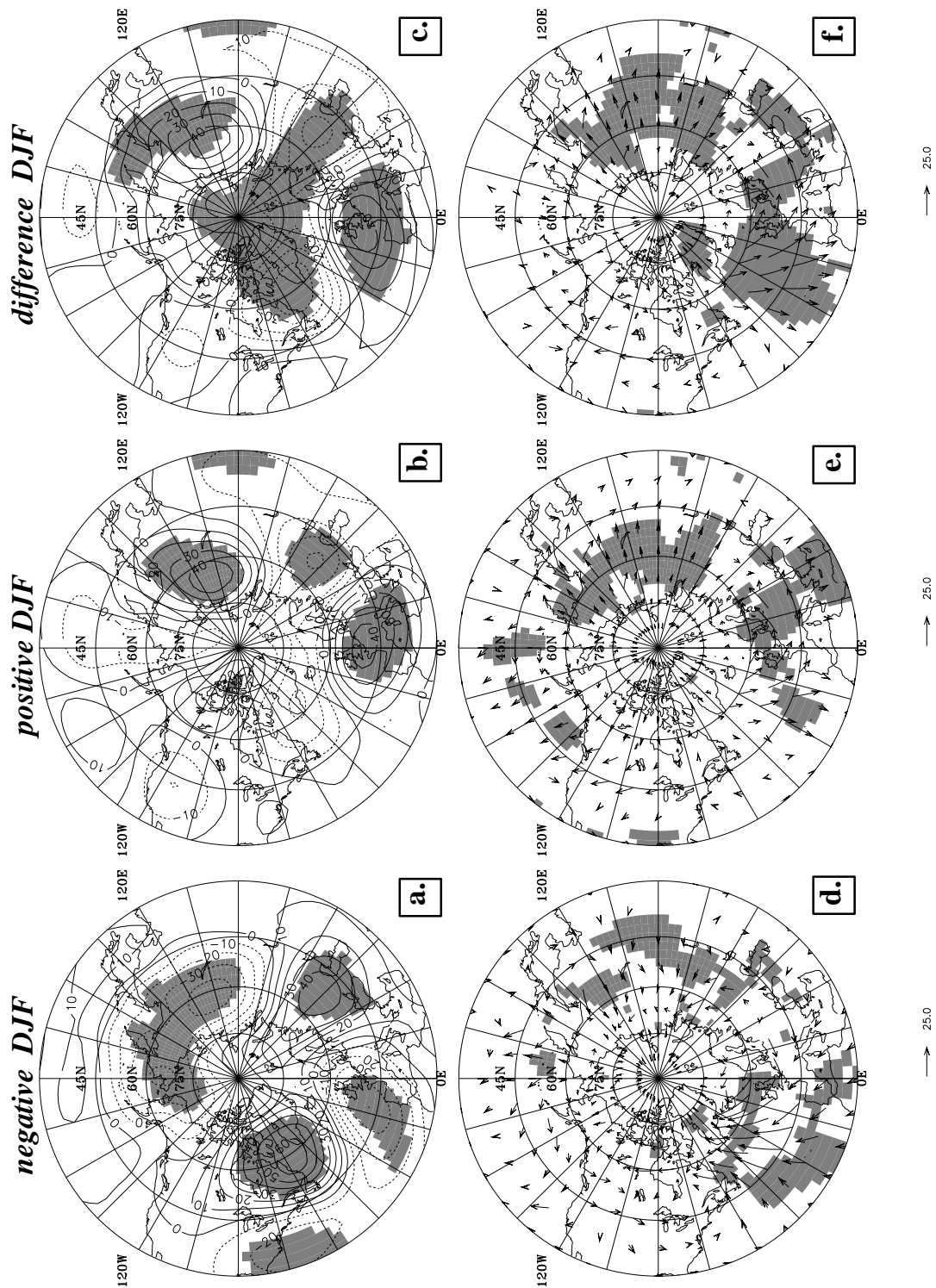


FIG. 2.11 – Composites of  $z^*$  ( $m$ ) and  $\mathbf{F}$  ( $m^2 \cdot s^{-2}$ ) built on the SST index of Fig. 2.7, as in Fig. 2.9. (a), (b) and (c) for DJF  $z^*$  and (d), (e) and (f) for DJF  $\mathbf{F}$ .

of Fig. 2.6a, the central part of the anomaly being slightly shifted to the east. It is worth noting that in the positive composite, the central (midlatitude) warm anomaly is the most significant part of the SST anomaly, whereas in the negative it is the warm subtropical part.

If the area of interest is restricted to the European region for the atmosphere, the Z500 response to the summer SST anomaly is quasi symmetrical, as can be seen in Fig. 2.11 a and b, whereas in terms of STA it is asymmetrical (Fig. 2.9 a and b). This might explain the non-significance of the results of the lead-lag SVD analysis SVD A between SST and STA despite the coherent spatial structures obtained (not shown). Thus the atmospheric response to the summer SST anomaly appears to be non-linear. The assumption can be made that the warm phases of the persisting summer SST anomaly can trigger an anomalous stationary wave able to initiate a small atmospheric anticyclonic anomaly over Europe at the beginning of winter, since earlier lagged composites are not significant (not shown). The winter eddy activity linked to this warm phase lies in a northward shift of the tail end of the Atlantic storm track, consistent with the previously induced anticyclone, and allowing to drive and enhance it.

Hence we have shown the link between each component of the Fraedrich mechanism and the North Atlantic summer SST anomaly. Therefore the latter is found to be a possible triggering phenomenon for this mechanism. In the case of cold phases of the summer SST anomaly, the atmospheric variability mode excited is more zonally oriented and gives a significant response in fall (not shown). The latter is extending through the entire NAE region and not only over Europe as found in the warm phase counterpart.

### e. Discussion

We have shown that a significant link exists in NCEP between a summer North Atlantic SST anomaly and the following winter atmospheric circulation over Europe. The summer SST anomaly, obtained by lead-lag SVD analysis between North Atlantic SST and Z500 over Europe (SVD A), is close to the first variability mode of North Atlantic SST for summer and fall seasons and persists until winter. The winter atmospheric spatial structure resembles the NAO but is more European-centred, thus closer to the pressure pattern of the first combined EOF of SLP, temperature and precipitations (Fraedrich et al., 1993). Composites of different atmospheric circulation diagnostics, built on SST SVD A scores, emphasize the non-linearity of the atmospheric response to the sign of the SST anomaly. On one hand, a warm phase of the SST anomaly leads to the strengthening of STA over Northern Europe the next winter. This anomalous activity, through convergence of eddy vorticity flux onto the mean circulation, can lead to the growth and maintenance of an initially small anticyclonic anomaly over Europe. The warm anomaly is also linked to the

occurrence of a stationary wave anomaly that could generate the anticyclonic anomaly over Europe, in agreement with the mechanism proposed by Fraedrich et al. (1993). On the other hand a cold phase of the SST anomaly is linked to a negative phase of the NAO pattern which is the major atmospheric variability mode through all the year. STA enhancement over the sub-tropical North Atlantic ocean and in direction of the bay of Biscay is significantly linked to this SST anomaly. The monthly composites of SLP built on a SST index in the 40°N-50°N, 60°W-40°W region by Peng and Fyfe (1996) show the relationship between a warm phase of an early winter SST anomaly close to the summer SST pattern we found, and a strong SLP anticyclonic monopole over the North Atlantic ocean basin in November. A recent study by Watanabe and Kimoto (2000) shows the role of a winter SST anomaly close to this summer pattern in forcing the winter atmospheric low frequency circulation. They detect this anomaly through combined SVD analysis between DJF SST forcing and response fields and Z500. They show its importance with the results of numerical experiments, coupling an oceanic boundary layer with a global Atmospheric General Circulation Model (AGCM), with prescribed SST in the tropical band.

Fraedrich et al. (1993) suggest that such a mechanism is embedded in a global El Niño Southern Oscillation (ENSO) related climate fluctuation. As reviewed by Trenberth et al. (1998), the NAE atmospheric variability might be linked to ENSO through the excitation of the Pacific North America (PNA) pattern. This wave train affects the entire North American continent, with deepened Aleutian low, anomalous high over the Northern sector, and a cyclonic anomaly over the Southeast North American coasts. The atmospheric bridge theory (Lau and Nath, 1994, 1996) suggests that the PNA induces in winter a warm subtropical Atlantic SST anomaly during El Niño years (warm SST along the Equator in the Pacific), associated with a negative phase of the NAO. On the negative composite of the Plumb vector  $\mathbf{F}$  in OND (not shown) a significant wave propagation appears, crossing the North American continent, suggesting a Pacific/Atlantic connection. The anomalous Rossby wave propagation matching the PNA pattern during the El Niño years, resembles the corresponding wave propagation composite. This suggests that the cold phase of the summer SST anomaly is correlated to El Niño phases of ENSO and negative phases of the NAO. The Atlantic storm track is likely to maintain this pattern over the NAE region, as shown in Fig. 2.9 and 2.10. The splitting of the anticyclonic anomaly on the SVD Z500 pattern of Fig. 2.6a into an eastern part, and a western part located over one of the PNA centers of action also suggest an ENSO connection. The NAE region might be more sensitive to La Niña events as suggested by Chen (1982) and confirmed by Cassou and Terray (2001a). The extreme positive events of the SST SVD scores (Fig. 2.7) correspond in part to La Niña years, but composites of global summer SST do not significantly link

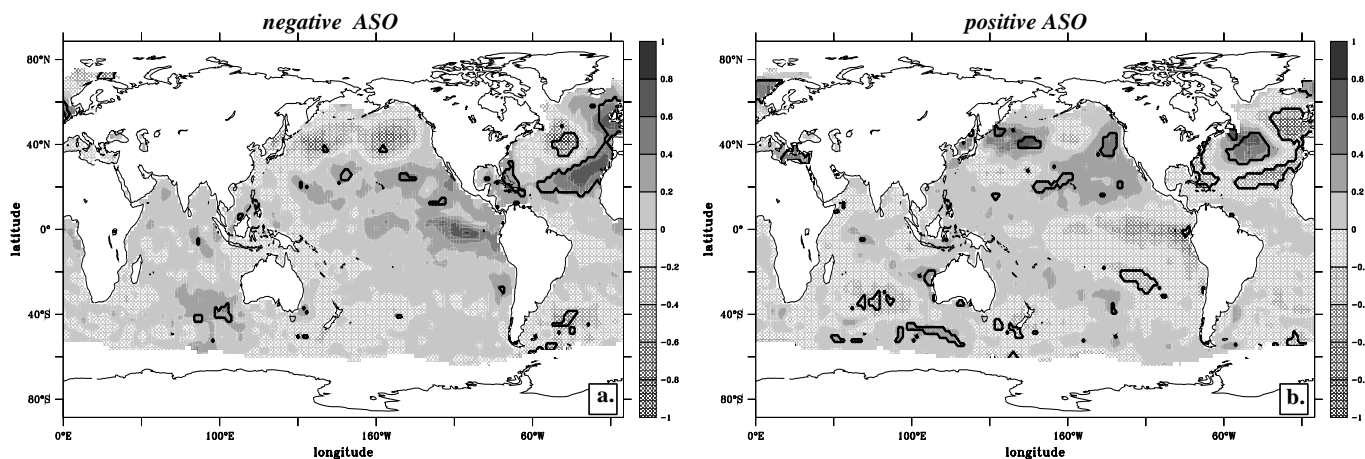


FIG. 2.12 – Composites of SST ( $^{\circ}C$ ) built on the SST index of Fig. 2.7, (a) negative and (b) positive composites of ASO SST. The thick lines indicate statistically significant regions according to a t test at the 95 % level.

cold SST anomalies in the tropical Pacific with the warm phase of the North Atlantic SST anomaly (Fig. 2.12b). Neither does El Niño significantly influence cold phases (Fig. 2.12a), as the SST anomaly is appearing in summer and the El Niño SST anomalies in the Pacific reach their maximum in winter. The atmospheric bridge can not generate the summer North Atlantic SST anomaly as the PNA is a winter variability mode.

The ENSO influence over Europe thus may come in addition to the ability of the summer North Atlantic SST anomaly to excite a European winter atmospheric variability mode. The non-linearity of the atmospheric response, either to tropical or extratropical SST, can be due to the dependence of the storm track location on the low frequency atmospheric fluctuations, leading to regional transient eddy feedbacks.

However, this statistical study is a preliminary investigation of the interactions between SST, low frequency circulation and the storm track in the NAE region. These first findings will help us to design further AGCM studies, first with prescribed SST anomalies, second coupled with a seasonally dependent oceanic boundary layer and finally with a realistic ocean. These sensitivity experiments will address the question of which physical mechanisms allow the SST to feedback on the mean flow or the storm track, leading to these observed statistical links. The coupled experiments will give some clues about the part played by the ocean in the occurrence of these summer SST anomalies.

## 2.2.2 Résumé de l'article

Une analyse en MCA déphasée dans les réanalyses NCEP permet de diagnostiquer la signature de l' influence d'un mode océanique de fin d'été (JAS) sur la circulation at-



mosphérique de l'hiver suivant (NDJ), en conformité avec les résultats de Czaja et Frankignoul (1999). En restreignant la zone d'analyse à l'Europe pour l'atmosphère, on trouve qu'une anomalie de SST de fin d'été (ASO) en forme de fer à cheval positive (négative) en son centre covarie avec une anomalie positive (négative) de Z500 sur l'Europe en DJF. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Czaja et Frankignoul (1999), mais cette zone d'étude particulière fait que l'on obtient une anomalie de Z500 de plus forte amplitude et que la relation statistique est décalée d'un mois.

L'anomalie de SST, correspondant au mode principal de variabilité de juillet à novembre, persiste 3 à 4 mois. Une régression des flux de chaleur turbulents à l'interface océan-atmosphère sur l'évolution temporelle de cette anomalie montre que ces derniers (notamment le flux de chaleur latente) ont un rôle moteur à l'approche de l'hiver.

Des composites déphasés de différents diagnostics de circulation atmosphérique sont ensuite réalisés en sélectionnant les maxima des coefficients d'expansion positifs et négatifs du mode de SST issu de cette dernière analyse MCA. Une interprétation possible des résultats est qu'à partir du début de l'hiver, les conditions atmosphériques sont telles que ces anomalies de SST peuvent avoir un impact sur la circulation atmosphérique. Dans le cas d'une anomalie d'été chaude au centre du bassin et au large des côtes de Terre Neuve, entourée d'une anomalie froide, une anomalie anticyclonique de Z500 centrée sur l'Europe apparaît l'hiver suivant. Celle-ci projette sur le mode de variabilité Européen obtenu par Fraedrich *et al.* (1993) avec des EOF combinées entre la SLP, les précipitations et la température. Fraedrich *et al.* (1993) suggèrent que ce mode résulte de la propagation d'une onde quasi-stationnaire sur la région Nord Atlantique Europe, qui permet l'apparition d'une anomalie faible de Z500 sur l'Europe. Cette anomalie est ensuite renforcée grâce à un feedback positif des tourbillons transitoires.

En observant les composites de vecteur de Plumb ( $\mathbf{F}$ ), et de déviation du Z500 par rapport à la moyenne zonale ( $z^*$ ) présentés dans l'article, on constate que l'anomalie de circulation grande échelle peut effectivement être initiée par une onde quasi-stationnaire. Les composites de vecteurs d'Eliassen-Palm  $\mathbf{E}$  montrent que cette anomalie est ensuite renforcée et maintenue par convergence de flux de vorticités des tourbillons transitoires en direction du flux moyen, en accord avec le mécanisme proposé par Fraedrich *et al.* (1993). La réponse de l'atmosphère aux anomalies de SST des deux polarités est asymétrique en termes de modification de l'activité des tourbillons sur l'Europe. Ceci peut expliquer que l'analyse MCA, qui caractérise la signature d'une relation linéaire entre deux champs, n'ait pas détecté de signal significatif entre la SST et la STA.

Les tourbillons synoptiques transitoires semblent voir leur activité diminuer ou augmenter dans des régions clés de l'Atlantique Nord, en réponse à ces anomalies de SST aux moyennes latitudes apparaissant en été et persistant jusqu'à l'hiver suivant. Dans le cas

d'une anomalie de SST chaude au large de Terre-Neuve, les anomalies de STA sur le nord est de l'Europe permettent le maintien et le renforcement de l'anomalie anticyclonique sur l'Europe. Dans le cas d'une anomalie froide, les anomalies de STA localisées au centre du bassin Atlantique en direction du Golfe de Gascogne sont susceptibles de renforcer une phase négative de la NAO.

Fraedrich *et al.* (1993) suggèrent que le mécanisme impliquant une onde stationnaire et le renforcement par la route dépressionnaire est lié à l'ENSO<sup>3</sup>. Cependant l'apparition de ces anomalies de SST aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord en été ne paraît pas être significativement liée à ENSO par le biais de la téléconnexion Pacifique Amérique du Nord (PNA<sup>4</sup>). Ces anomalies de SST semblent donc être un facteur supplémentaire pouvant moduler la circulation basse-fréquence hivernale dans la région Nord Atlantique Europe.

## 2.3 Anomalies de SST dans l'Atlantique tropical

Reprenant les analyses de Czaja et Frankignoul (1999) avec les données des réanalyses NCEP, Czaja et Frankignoul (2001) montrent qu'il existe également une relation statistique déphasée entre une anomalie de SST d'automne dans l'Atlantique tropical et la NAO de l'hiver suivant. Cette anomalie est de même signe dans la bande de latitude 20°S-20°N et atteint un maximum dans la partie Est et équatoriale du bassin. Elle semble cependant avoir moins d'influence sur la circulation atmosphérique d'hiver que l'anomalie en fer à cheval observée aux moyennes latitudes.

Nous avons reproduit cette analyse ici avec des moyennes saisonnières de SST et Z500 et de SST et STA dans les réanalyses NCEP. La relation statistique significative entre une anomalie de SST apparaissant dans l'Atlantique tropical en SON et la NAO de NDJ peut être observée sur la figure 2.13. L'anomalie froide présente deux maxima locaux, à l'équateur et entre 0°W et 10°W, et à 20°N entre 10°W et 40°W. On remarque en effet que l'anomalie de Z500 a une amplitude maximale de 20 m, alors que la structure de Z500 associée aux anomalies d'été dans les moyennes latitudes atteignait jusqu'à 30 m d'amplitude.

Une relation statistique parallèle apparaît entre SST et Z500 filtré 2,2-6 jours cette fois significative à lag -2 (fig. 2.14). Cependant le coefficient de corrélation n'atteint pas la barre de significativité de 90%. L'anomalie de SST froide à l'Est du bassin et près de l'équateur est plus forte en amplitude, et la partie subtropicale de l'anomalie de SST visible fig. 2.13 est moins importante dans ce cas. Cette dernière peut être interprétée

---

<sup>3</sup>El Niño Southern Oscillation

<sup>4</sup>Pacific North America

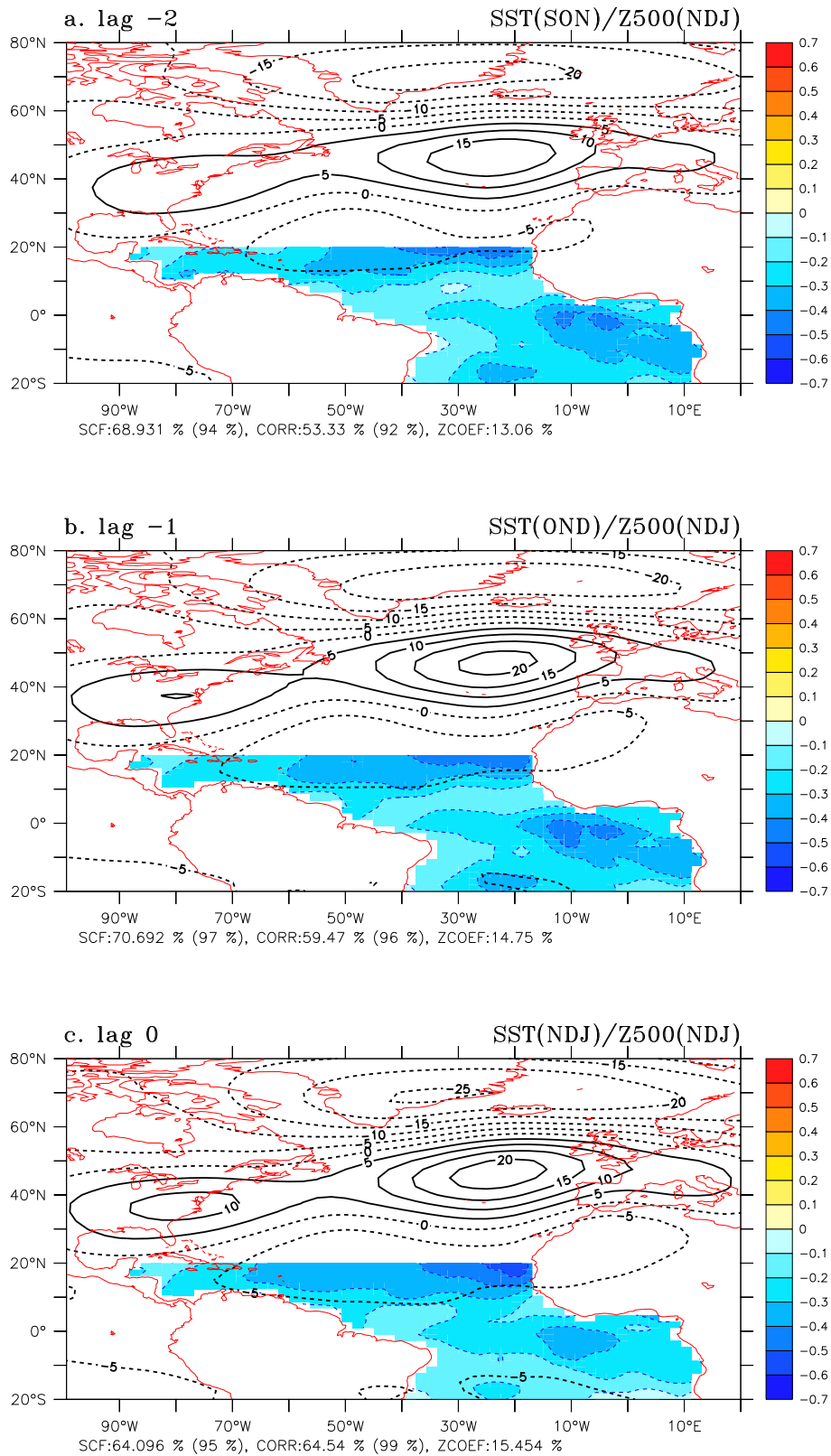


FIG. 2.13 – Structures spatiales de MCA entre le Z500 de DJF (domaine 20°S-70°N 100°W-20°E, contours tous les 5 m) et la SST (domaine 20°S-20°N, contours tous les 0,1 K) en avance de (a) 2 mois, (b) 1 mois, (c) Z500 et SST en phase, valeurs négatives en tiretés.

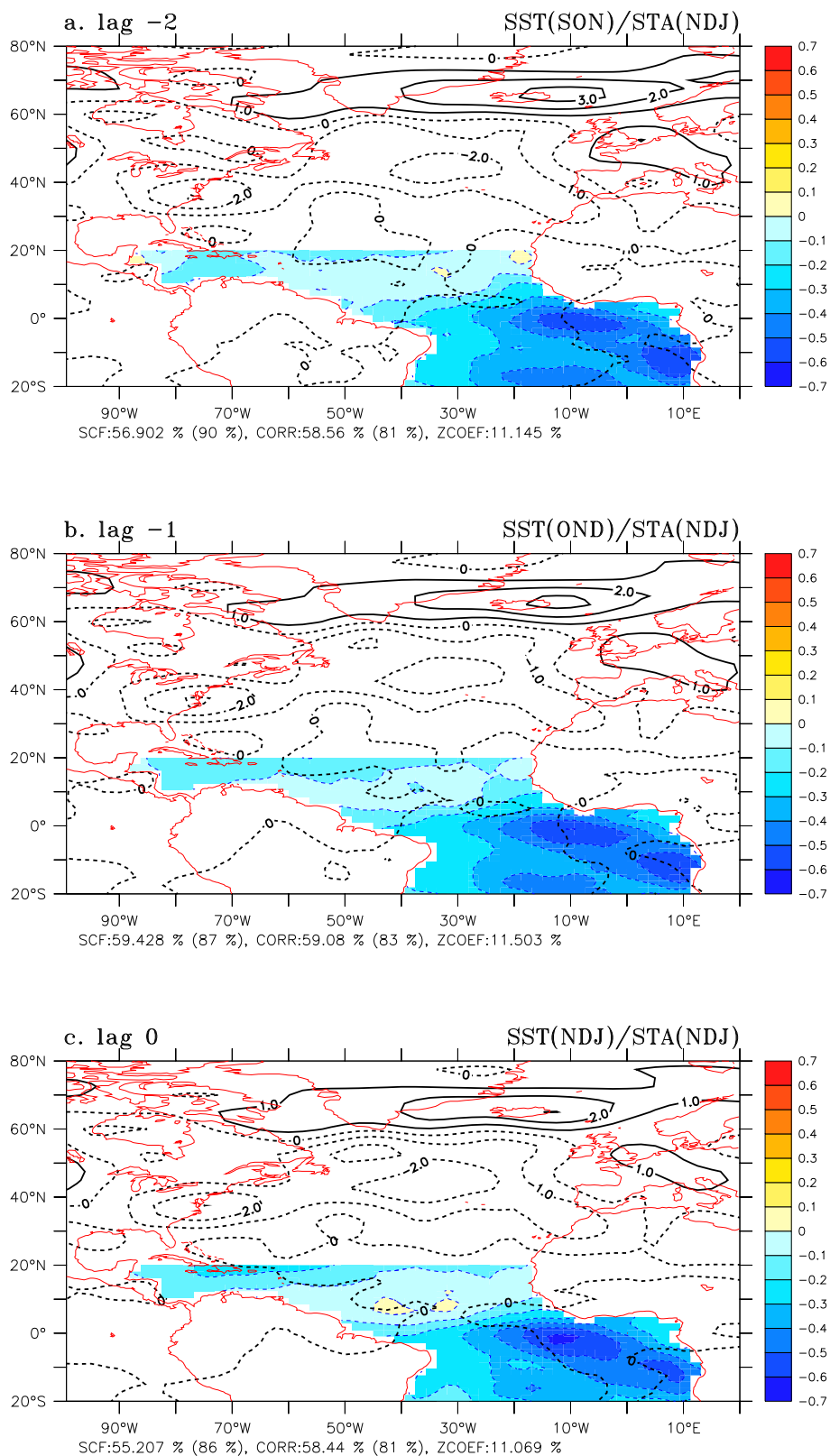


FIG. 2.14 – Structures spatiales de MCA entre le STA de DJF (domaine 20°S-70°N 100°W-20°E, contours tous les 1 m) et la SST (domaine 20°S-20°N, contours tous les 0,1 K) en avance de (a) 2 mois, (b) 1 mois, (c) Z500 et SST en phase, valeurs négatives en tiretés.

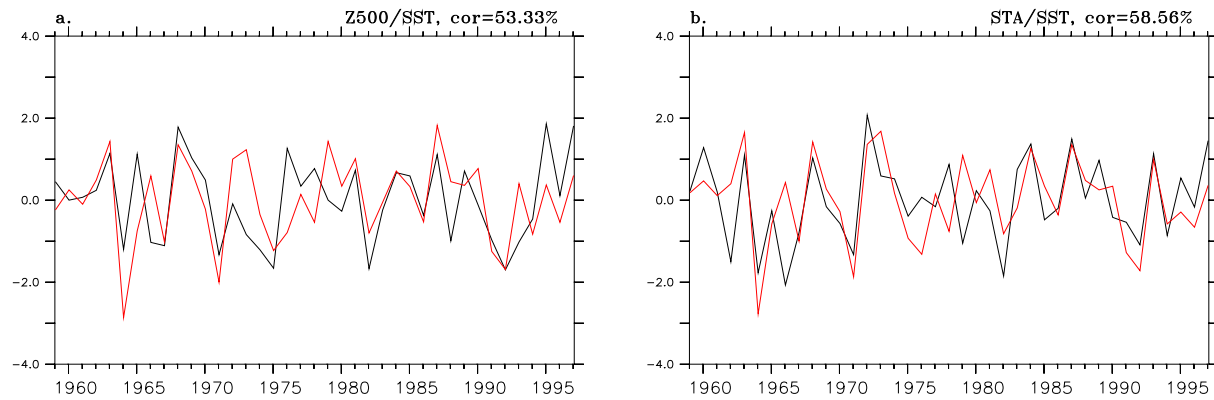


FIG. 2.15 – Scores de MCA, pour la période 1958-1998, (a) entre le Z500 (courbe noire) et la SST tropicale 20°S-20°N (courbe rouge) en avance de 2 mois (fig. 2.13 a), (b) entre le STA (courbe noire) et la SST tropicale 20°S-20°N (courbe rouge) en avance de 2 mois (fig. 2.14 a).

comme la signature du forçage atmosphérique de type NAO à lag -1 et 0.

Les séries temporelles de SST (OND) et Z500 (NDJ), et de SST (OND) et STA (NDJ) sont représentées sur la fig. 2.15. La série de SST issue de l'analyse MCA déphasée entre la SST et le Z500 présente un pic en fréquence à 3,4 ans, le spectre dans son ensemble différant peu d'un bruit blanc. Cette fréquence suggère une connexion de ce mode de SST avec le phénomène ENSO. Cependant on ne retrouve pas ce pic dans le spectre de la série de SST issue de l'analyse MCA avec le STA, qui est très semblable, et les spectres des séries atmosphériques ne présentent pas de pics significatifs, mais une tendance dans le cas du Z500.

Le climat des régions tropicales peut avoir une influence sur celui des moyennes latitudes par le biais des téléconnexions. Les routes dépressionnaires peuvent jouer un rôle dans la stabilisation de la réponse ondulatoire au forçage tropical. Ce type de mécanisme a été mis en évidence dans les observations notamment par Hoerling et Ting (1994) dans une étude de quelques événements ENSO remarquables. Nous détectons ici la signature statistique d'une relation linéaire de même type dans l'Atlantique, entre les fluctuations de Z500 et STA d'hiver aux moyennes latitudes et la variabilité de la SST tropicale en automne.

Dans le chapitre suivant, nous essayons de mieux comprendre les mécanismes liés aux routes dépressionnaires qui amplifient ou stabilisent, ou encore favorisent un état de la circulation atmosphérique moyenne en réponse à ces anomalies de température de surface observées dans l'Atlantique. Nous utiliserons pour ce faire des expériences de sensibilité du modèle de Circulation générale atmosphérique ARPEGE à des anomalies de SST dans l'Atlantique Nord puis dans l'Atlantique tropical.

## Synthèse

### Question :

Peut-on trouver dans les observations la signature de l'influence des SST Atlantique sur la variabilité atmosphérique de la région NAE ?

La technique MCA permet de détecter l'influence d'une anomalie de SST d'été sur la circulation atmosphérique d'hiver dans la région NAE. L'analyse des mécanismes physiques pouvant permettre cette relation déphasée est résumée sur la Fig. 2.16.

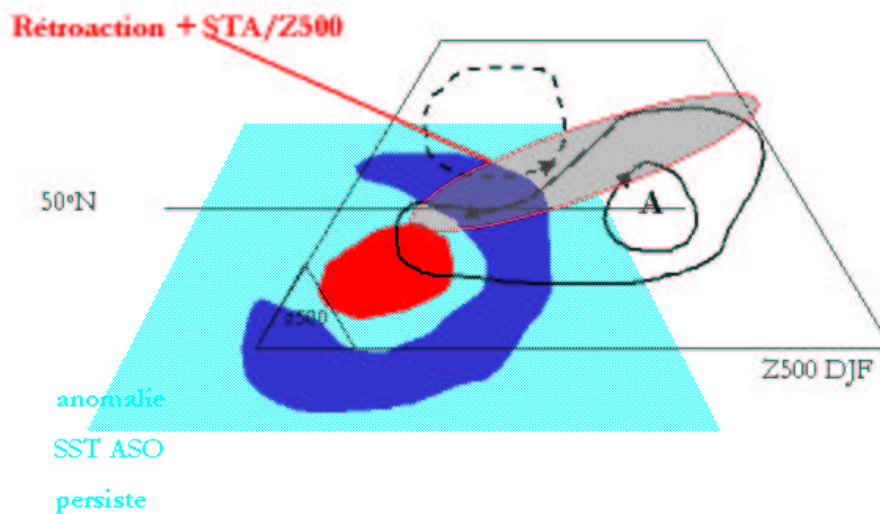


FIG. 2.16 – L'anomalie de SST fer à cheval d'été (ASO) composée d'une anomalie chaude centrale encerclée par une anomalie froide persiste jusqu'en hiver où elle génère une anomalie anticyclonique de Z500 sur l'Europe. En hiver, une rétroaction positive de l'activité des tourbillons transitoires permet l'amplification et le maintien de cette anomalie de Z500.

La technique MCA permet également de mettre à jour l'influence d'une anomalie de SST tropicale dans l'Atlantique sur la NAO d'hiver.

### Conclusions :

L'influence de la SST Atlantique peut être détectée mais elle est déphasée (SST en avance). Les mécanismes permettant ces influences peuvent être étudiés grâce à la modélisation.

# Chapitre 3

## Modélisation de la réponse atmosphérique et des mécanismes physiques associés à des anomalies de SST Atlantique

### 3.1 Principe des expériences numériques

À partir de l'observation de relations statistiques entre des champs physiques atmosphériques et océaniques, nous avons envisagé au chapitre 2 l'existence d'un mécanisme d'interaction entre l'océan et l'atmosphère qui fait intervenir des phénomènes atmosphériques tels que les ondes quasi-stationnaires à l'échelle planétaire et la rétroaction des tourbillons transitoires sur la circulation moyenne à l'échelle synoptique. Dans ce chapitre, nous tentons de confirmer cette théorie par la modélisation.

Les modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA) sont souvent décrits comme des “laboratoires numériques”. Ceux-ci prennent en compte les équations de la dynamique atmosphérique (“équations primitives”) ainsi qu'un grand nombre de phénomènes physiques (rayonnement, convection, etc...). Ils constituent des outils particulièrement adaptés pour tester des hypothèses de mécanismes dégagées des observations, en supposant qu'ils simulent correctement l'atmosphère et sa variabilité. La bonne représentation de la dynamique et de la physique de l'atmosphère tient entre autres à la résolution spatiale, qui doit être suffisamment fine pour résoudre les tourbillons synoptiques, ainsi qu'à l'efficacité des paramétrisations des phénomènes d'échelle spatio-temporelle inférieure à celle résolue par le modèle.

Pour une bonne représentation du climat et de sa variabilité, tous les sous-systèmes doivent être pris en compte par le modèle et doivent également pouvoir interagir. Dans notre cas

seuls l'atmosphère et le sol peuvent varier, alors que la SST est prescrite. Cette configuration numérique est contestée pour les études de variabilité dans la mesure où elle implique un rappel infini aux températures de surface. En particulier, selon l'argument du "reduced thermal damping" évoqué par Barsugli et Battisti (1998), elle impliquerait une diminution de la variabilité simulée dans les extratropiques (Bladé, 1997). Nous reviendrons sur ces notions par la suite lorsque nous augmenterons la complexité de la représentation de l'océan et en étudierons les conséquences sur les relations linéaires entre l'océan et l'atmosphère associées au passage des perturbations synoptiques.

### 3.1.1 Le modèle ARPEGE Climat

Nous utilisons ici la version 3 du modèle ARPEGE-Climat<sup>1</sup> développé conjointement à Météo-France et au Centre Européen de Prévision à Moyenne Echéance (ECMWF<sup>2</sup>). Déqué *et al.* (1994) décrivent les caractéristiques générales d'ARPEGE, modèle spectral dont la dynamique est résolue selon un schéma semi-lagrangien à deux pas de temps et dont la discrétisation temporelle suit un schéma semi-implicite. Dans la version que nous avons utilisée, la dimension verticale est décrite par 31 niveaux, répartis du sol à l'altitude  $34\text{km}$  ( $3.5\text{hPa}$ ) et adoptant les coordonnées hybrides. La résolution horizontale pour le calcul de la physique correspond à une grille gaussienne  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ . La dynamique, grâce aux propriétés diffusives du schéma semi-lagrangien, est résolue en troncature T63. Cette troncature relativement élevée permet de résoudre correctement l'échelle synoptique des tempêtes aux moyennes latitudes. La convection profonde utilise le schéma de flux de masse décrit par Bougeault (1985) et la convection peu profonde, ainsi que la nébulosité stratiforme, suivent les relations statistiques décrites dans Ricard et Royer (1993). Les coefficients d'échanges et de frottement pour la chaleur et la quantité de mouvement sont calculés selon les formules de Louis *et al.* (1982). Le schéma de rayonnement est issu de Fouquart et Morcrette (Morcrette, 1990) dont la paramétrisation du rayonnement infrarouge tient compte des effets radiatifs des gaz trace ( $CH_4$ ,  $NO_2$ ,  $CFC_{11-12}$ ) ainsi que du  $CO_2$ ,  $O_3$  et  $H_2O$ . Enfin, ARPEGE-Climat inclut un modèle de sol relativement complet (ISBA<sup>3</sup>) décrit dans Noilhan et Planton (1989) et Douville (1998).

### 3.1.2 Conception des expériences de sensibilité

Dans le but d'observer la réponse du modèle aux anomalies de SST prescrites aux moyennes latitudes et étant donné le caractère chaotique des fluctuations de l'atmosphère dans ces

---

<sup>1</sup>Action de Recherche Petites et Grandes Echelles

<sup>2</sup>European Center for Medium range Weather Forecast

<sup>3</sup>Schéma de surface : Interaction Sol Biosphère Atmosphère



régions, nous réalisons des *ensembles* de simulations, forcées par les mêmes anomalies de SST. Ce dispositif permet d'extraire la réponse de l'atmosphère du bruit environnant en effectuant simplement la moyenne des différentes réponses. Déqué (1997) recommande notamment d'effectuer des ensembles d'une trentaine de membres dans le cadre de l'étude de la réponse à des anomalies de SST aux moyennes latitudes, cette réponse étant supposée faible.

Les expériences que nous avons réalisées sont des ensembles de simulations d'ARPEGE forcé par des SST climatologiques mensuelles auxquelles on ajoute pendant certains mois des anomalies de SST aux moyennes latitudes ou dans les tropiques. Dans un cas particulier, nous utilisons ARPEGE couplé avec un modèle d'océan simplifié (slab ocean). Celui-ci permet de simuler uniquement les échanges thermiques<sup>4</sup> à l'interface océan-atmosphère, et constitue une première étape dans la complexification de la représentation de l'océan évoquée ci-avant.

Des anomalies de SST sont imposées soit aux moyennes latitudes soit dans les tropiques. Les ensembles sont respectivement constitués de 30 simulations et 15 simulations d'une durée de 9 mois auxquelles on prescrit le même forçage en SST. Les simulations démarrent au 1<sup>er</sup> juillet et s'arrêtent le 31 mars suivant, les conditions initiales atmosphériques étant légèrement différentes pour chaque membre de l'ensemble. Ces conditions initiales correspondent à différents jours du début de juillet de la simulation de contrôle (que nous appellerons par la suite C) où les SST climatologiques sont prescrites globalement durant 30 ans.

### a. Sensibilité aux SST des moyennes latitudes

Nous avons dans un premier temps réalisé quatre ensembles, dans le but de tester la sensibilité d'ARPEGE aux SST des moyennes latitudes d'été obtenues par MCA au chapitre 2, et de mieux comprendre les mécanismes de réponse de l'atmosphère à ces SST.

La figure 3.1 représente la structure des anomalies de SST ajoutées à la climatologie pour forcer un premier jeu de deux ensembles. Les anomalies océaniques de juillet à novembre (Fig. 3.1 a-e) sont construites à partir de la série temporelle de SST de l'analyse MCA déphasée entre la SST d'été (JAS) et le Z500 d'hiver (NDJ) sur la région Atlantique Nord Europe décrite au chapitre 2. Celles-ci évoluent légèrement de juillet à novembre et sont obtenues en effectuant une régression de la SST de chaque mois sur cette série temporelle. Les structures obtenues sont ensuite multipliées par le maximum des coefficients d'expansion (fig. 2.7) de la série issue de l'analyse MCA.

On retrouve l'anomalie de SST en forme de *fer à cheval* décrite dans le chapitre 2 qui

---

<sup>4</sup>la dynamique océanique n'est pas prise en compte dans ce cas

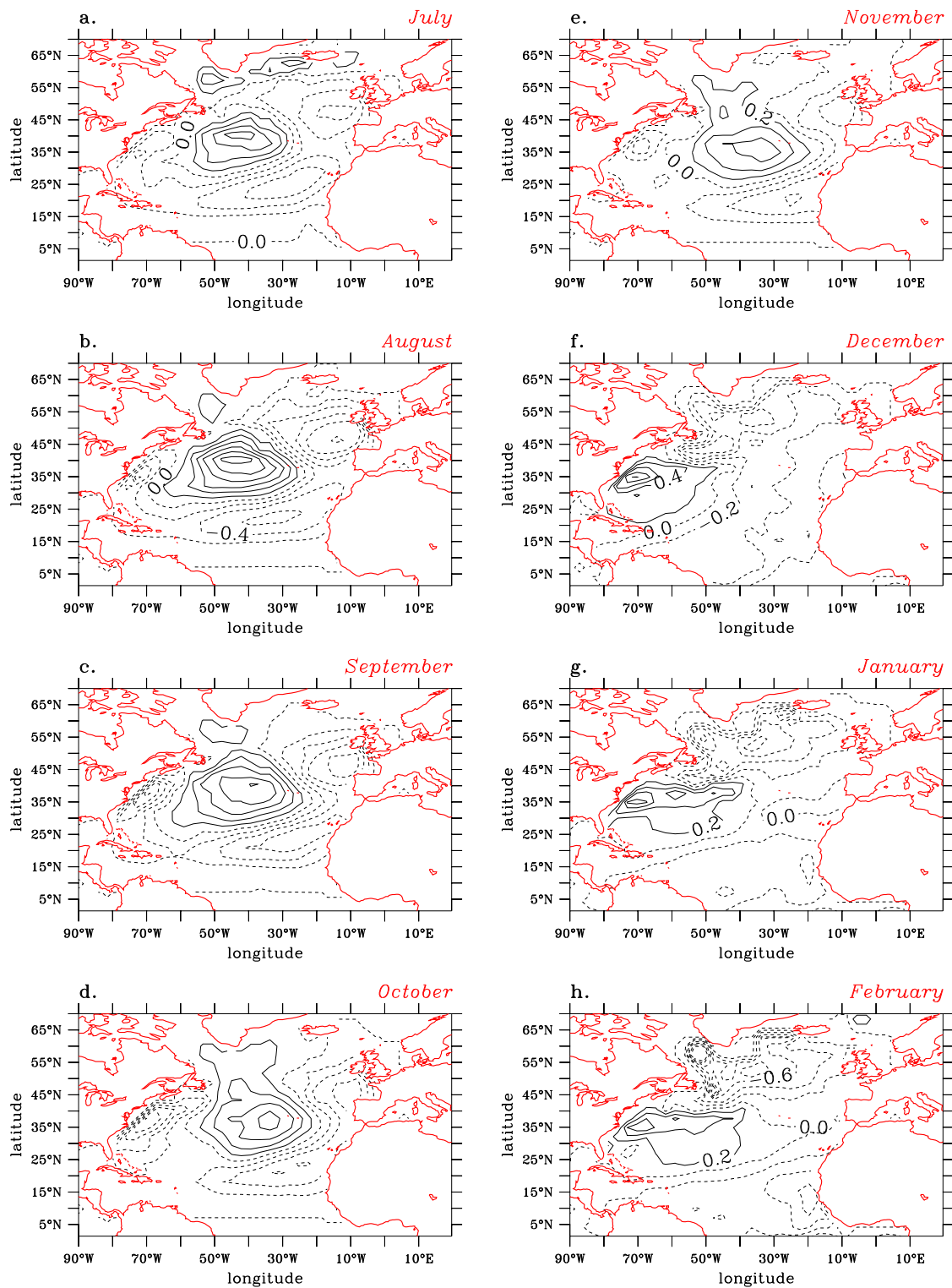


FIG. 3.1 – Forçage (au 15 du mois) des expériences de sensibilité moyennes latitudes, contours tous les  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

évolue dans le temps avec un déplacement de l’anomalie centrale positive vers l’Est et de l’anomalie subtropicale négative vers l’Ouest. L’amplitude de l’anomalie atteint son maximum en août.

La structure de variabilité de type fer à cheval est suivie en décembre, janvier et février par des structures de type tripôle (Fig. 3.1 f-h). Celles-ci sont obtenues par régression des champs mensuels de SST de décembre, janvier et février sur la première composante principale de SST pour cette saison. De la même façon que pour le fer à cheval, les structures sont alors multipliées par la déviation maximale de la composante principale. La polarité du tripôle succédant au fer à cheval correspond à l’évolution observée de ce dernier, et l’on constate que c’est également le signe qui serait induit par la réponse hivernale en Z500 que l’on attend (de type NAO positive pour la polarité des anomalies de la fig. 3.1).

Un ensemble d’expériences, qui sera appelé HT<sup>+</sup> par la suite<sup>5</sup>, est réalisé en ajoutant ces anomalies aux SST climatologiques, et un autre ensemble en les retranchant (par la suite HT<sup>-</sup>). On note que les anomalies de forçage représentées Fig. 3.1 sont celles du 15 de chaque mois, et que le modèle ARPEGE interpole linéairement la SST entre ces dates.

Dans un second jeu de deux ensembles, ARPEGE n’est forcé que de juillet à novembre par les SST climatologiques augmentées ou diminuées de ces anomalies puis par les seules SST climatologiques pour les mois d’hiver. Le premier ensemble est forcé avec les anomalies de la Fig. 3.1 a-e et sera nommé H<sup>+</sup> par la suite<sup>6</sup>. Le second, forcé avec les mêmes anomalies mais de signe opposé sera appelé H<sup>-</sup>. Ce dispositif expérimental nous permettra, dans la partie 3.2, d’évaluer l’influence relative des anomalies de SST d’été et d’hiver, ainsi que de mieux comprendre le mécanisme d’interaction océan-atmosphère dont nous avons mis en évidence dans les réanalyses NCEP. Pour plus de clarté, la conception de ces expériences de sensibilité est résumée sur la Fig. 3.2.

## b. Sensibilité aux SST de l’Atlantique tropical

Pour étudier l’influence des anomalies de SST tropicales sur la circulation atmosphérique en hiver aux moyennes latitudes décrite au chapitre 2, et pour dégager les mécanismes possibles permettant cette influence “à distance”, nous contruisons quatre nouveaux ensembles (de 15 membres cette fois).

Nous disposons dans le cas tropical d’un degré de liberté supplémentaire pour nos simulations car l’océan des moyennes latitudes peut être autorisé à interagir avec l’atmosphère. Ceci est le cas lorsqu’on modélise l’océan des moyennes latitudes de façon simplifiée avec une couche de mélange, ce que nous ferons pour deux des quatre ensembles.

<sup>5</sup>anomalie “**H**orseshoe” puis “**T**ripole” positive en son centre

<sup>6</sup>anomalie “**H**orseshoe” positive en son centre

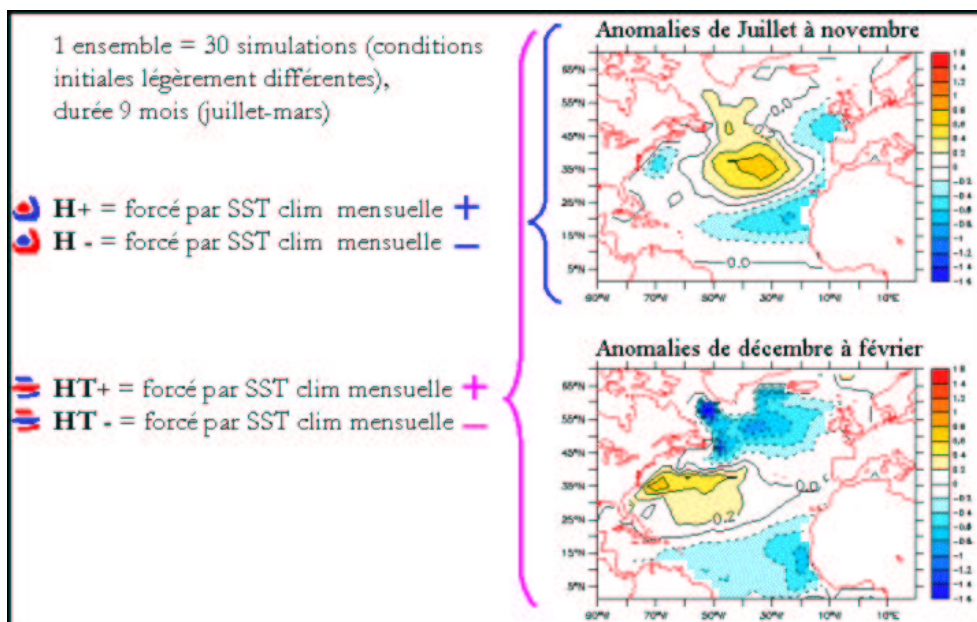


FIG. 3.2 – Résumé de la conception des expériences de sensibilité moyennes latitudes. La structure des anomalies de SST ajoutées/retranchées varie légèrement de juillet à novembre et de décembre à février.

La dynamique océanique pouvant jouer un rôle important, cette première amélioration de la représentation du climat ne peut pas apparaître comme totalement satisfaisante, cependant elle constitue une première étape intéressante pour la compréhension des mécanismes d'interaction océan-atmosphère comme nous le constaterons dans l'analyse de ces simulations conjointement avec des simulations purement forcées. Au chapitre 4 nous étudierons les résultats de simulations couplées océan-atmosphère incluant la dynamique océanique.

Le forçage des deux premiers ensembles (sans couche de mélange) évolue dans le temps et est représenté Fig. 3.3. Celui-ci est obtenu de la même façon que le forçage moyennes latitudes décrit précédemment. Les champs mensuels de SST sont régressés sur la série temporelle de SST de l'analyse MCA déphasée entre la SST tropicale (20°S-20°N) d'automne (SON) et le Z500 (20°S-70°N) de l'hiver suivant (NDJ). On note que dans ces ensembles les anomalies de SST sont prescrites de septembre à février uniquement et ARPEGE est forcé uniquement par les SST climatologiques globales le reste du temps. Les anomalies de septembre à novembre (Fig. 3.3 a-c) correspondent à la régression de la série temporelle issue de la MCA déphasée, tandis que le tripôle (Fig. 3.3 d-f) est construit de la même façon que pour les expériences moyennes latitudes. Les structures spatiales sont également multipliées par la déviation maximale des séries temporelles associées. L'anomalie de SST d'automne dans les tropiques consiste essentiellement en un monopôle positif centré sur l'équateur et à l'Est du bassin. Dans un premier ensemble, appelé P par

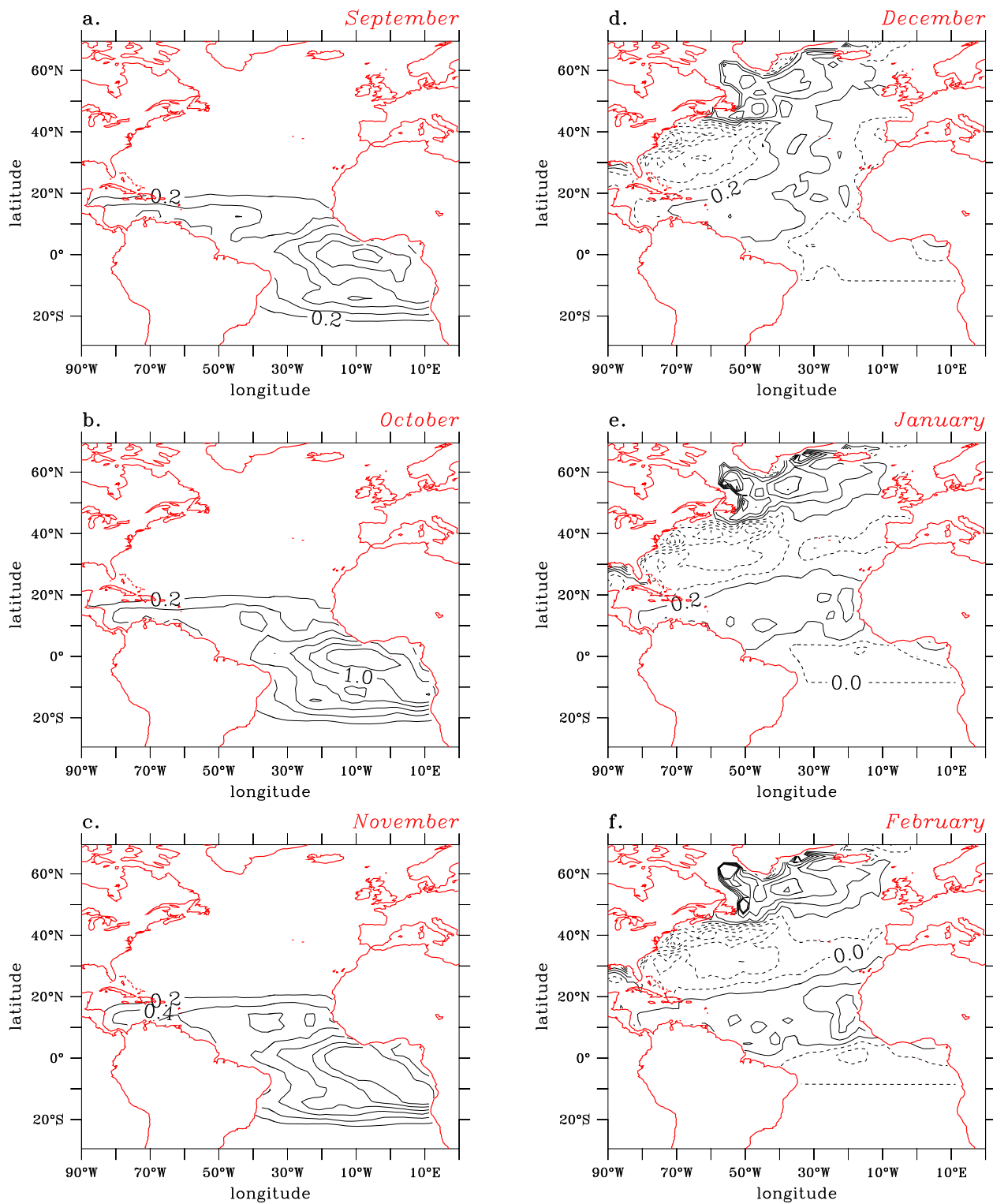


FIG. 3.3 – Forçage (au 15 du mois) des expériences de sensibilité tropicales, contours tous les  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

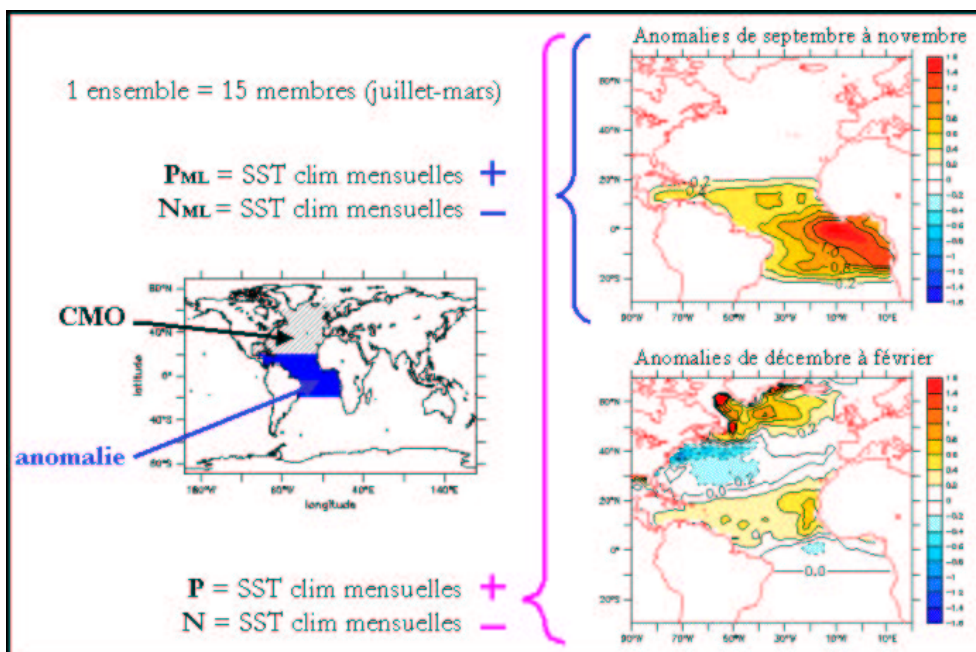


FIG. 3.4 – Résumé de la conception des expériences de sensibilité Atlantique Tropical. La structure des anomalies de SST ajoutées/retranchées varie légèrement de septembre à novembre et de décembre à février. La configuration d'ARPEGE utilisée pour les expériences  $P_{ML}$  et  $N_{ML}$  est également schématisée, avec la zone de couplage avec le slab ocean (grisé), et la zone de prescription des anomalies (bleu)

la suite<sup>7</sup>, les anomalies de la figure 3.3 sont ajoutées aux SST climatologiques, puis les mêmes anomalies sont retranchées pour forcer un second ensemble (N par la suite<sup>8</sup>).

Dans le second jeu de deux ensembles, les deux polarités des anomalies présentées fig. 3.3 a-c sont ajoutées à la climatologie dans les tropiques (donc uniquement de *septembre à novembre*), tandis que dans l'Atlantique Nord, ARPEGE est couplé avec la couche de mélange océanique. Partout ailleurs et le reste du temps, les SST climatologiques sont prescrites. Ces deux ensembles seront appelés respectivement  $P_{ML}$  et  $N_{ML}$  pour des anomalies de SST d'automne positives et négatives dans les tropiques. La conception des quatre ensembles d'expériences est illustrée par la Fig. 3.4.

Une simulation de contrôle où ARPEGE est couplé dans les moyennes latitudes avec la couche de mélange océanique tandis que les SST climatologiques sont prescrites partout ailleurs sera également utilisée par la suite. Cette simulation, réalisée par Fabien Crépin (2001), sera référencée par  $C_{ML}$ .

<sup>7</sup>Anomalie tropicale Positive

<sup>8</sup>Anomalie tropicale Négative

## 3.2 Influence des anomalies de SST d'été dans l'Atlantique Nord

Nous étudions dans cette partie les expériences forcées où les anomalies de température d'été de type fer à cheval sont prescrites dans l'Atlantique Nord, suivies ou non du tripôle hivernal, dans le but de tester les hypothèses formulées à la suite de notre étude sur les observations. Ces expériences de sensibilité nous permettront ainsi de mieux décrire les mécanismes en jeu dans la réponse de l'atmosphère à ces anomalies. Afin de pouvoir commenter par la suite les réponses des ensembles par rapport à la simulation climatologique, nous devons dans un premier temps comparer cette dernière aux réanalyses NCEP. Comme le montrent Peng et Robinson (2001), la réponse d'un modèle à un forçage en SST se projette sur les centres d'action de la variabilité interne du modèle. Ainsi, le réalisme de la climatologie de la simulation de contrôle, et des positions des centres d'action naturels du modèle, est un facteur très important modulant les réponses des différents ensembles.

### 3.2.1 Représentation de la climatologie

Dans cette courte validation préliminaire de la simulation de contrôle, nous effectuons la comparaison entre la climatologie de C et celle des réanalyses NCEP pour les champs de Z500 et de vent zonal sur la région Atlantique Nord Europe. Ces deux champs caractérisent la circulation grande échelle atmosphérique aux moyennes latitudes et seront également utilisés, ainsi que des diagnostics plus élaborés, pour estimer par la suite la sensibilité d'ARPEGE aux anomalies de SST.

On constate sur la fig. 3.5 a et b, que dans l'hémisphère Nord en hiver (DJF<sup>9</sup>) le courant jet Atlantique Nord et le courant jet Est Africain sont bien représentés dans la simulation de contrôle par rapport aux réanalyses NCEP. Le courant jet Nord Atlantique est d'amplitude plus forte dans le modèle que dans les réanalyses. Dans la simulation C, la sortie du jet se trouve au dessus de la Grande-Bretagne, et au dessus de la Scandinavie, donc située plus au nord-est dans les réanalyses. Ceci est lié au fait que la circulation en haute et moyenne troposphère est trop zonale dans la simulation de contrôle au niveau de l'Europe, comme on peut le constater en comparant les moyennes saisonnières de Z500 (fig. 3.5 c et d). Ce biais connu du modèle ARPEGE, évoqué par Doblas-Reyes *et al.* (2001) et Cassou et Terray (2001b), se retrouve dans la composante zonale asymétrique du Z500, fig. 3.5 e et f. La dorsale vers 60°N et 0°E est trop faible dans la simulation de contrôle, entraînant une circulation géostrophique décalée vers le Sud par rapport aux réanalyses. Ceci a notamment des conséquences sur la bonne représentation de la diffuence du courant

---

<sup>9</sup>Décembre Janvier Février

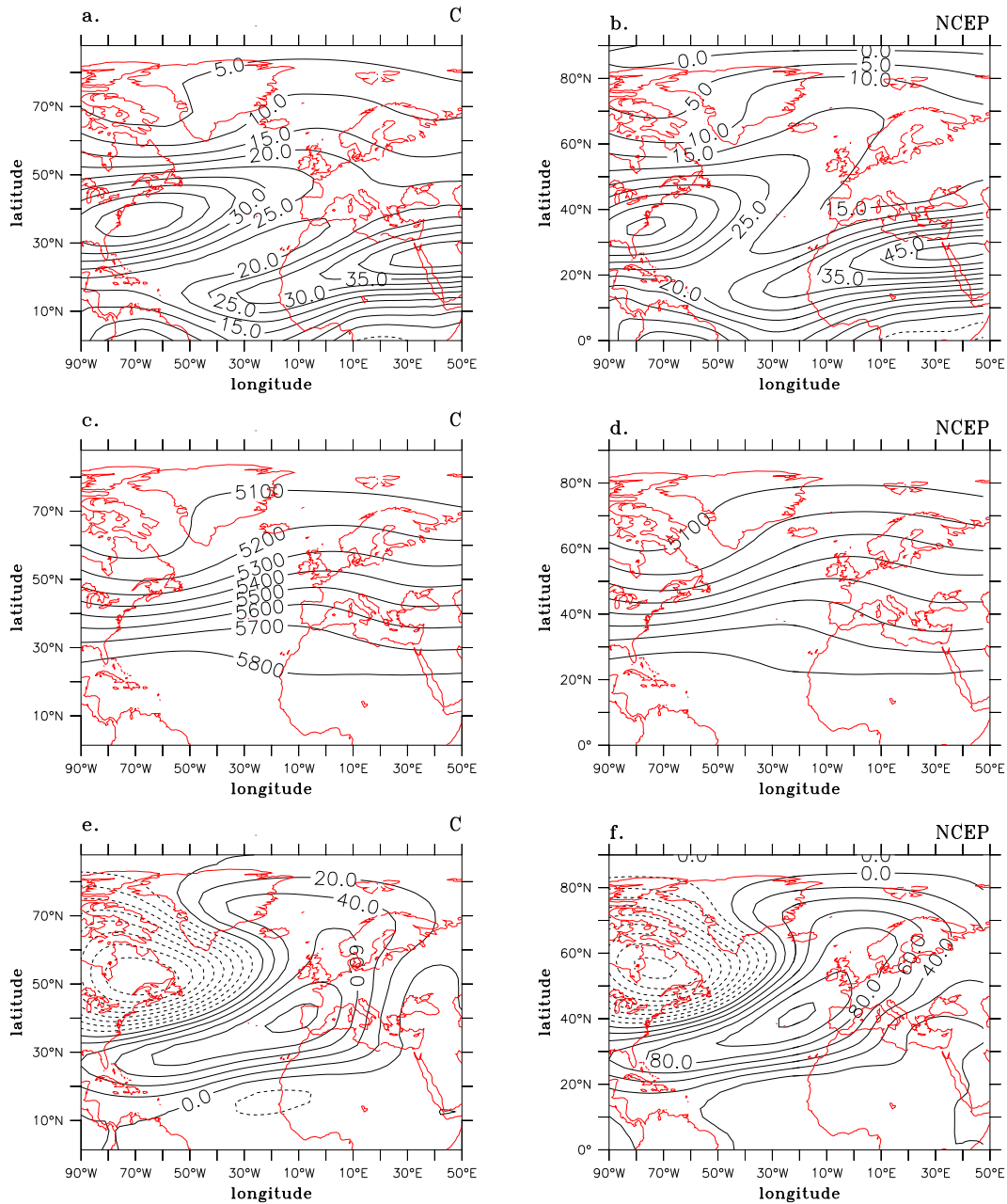


FIG. 3.5 – Comparaison des moyennes saisonnières DJF entre la simulation C et des réanalyses NCEP dans la région Atlantique Nord Europe, du vent zonal à 200 hPa (a et b), contours tous les 5 m.s<sup>-1</sup>, du Z500 (c et d), contours tous les 100 m, et de la déviation du Z500 par rapport à la moyenne zonale (e et f), contours tous les 20 m.



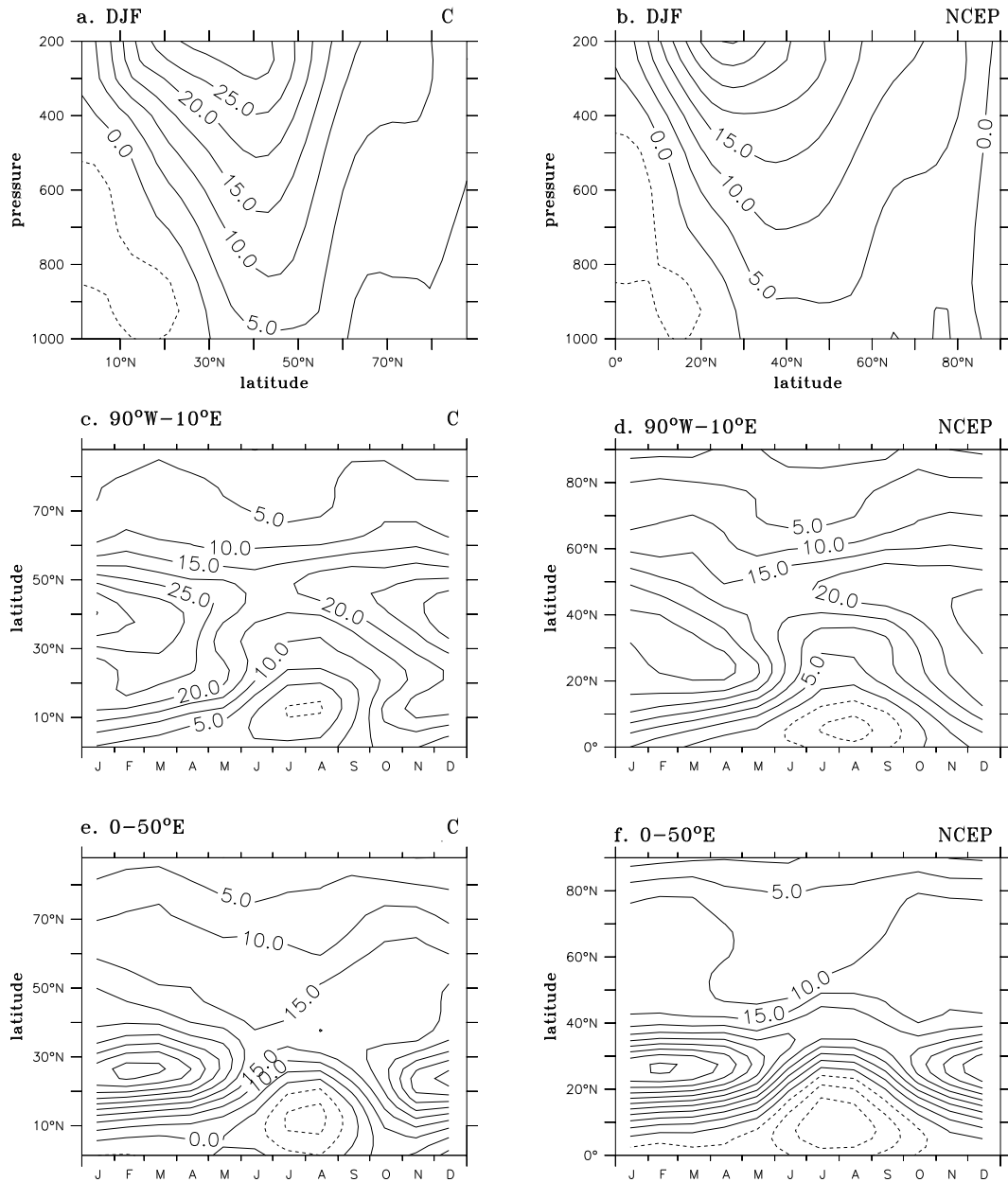


FIG. 3.6 – Comparaison du vent zonal de la simulation C (a, c, et e) et des réanalyses NCEP (b, d, et f) dans la région Atlantique Nord (a-d) et Europe (e-f), contours tous les  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .

jet dans cette région, de l'activité dépressionnaire et du blocage qui y sont liés.

La comparaison du vent zonal sur la région Atlantique Nord Europe est détaillée à la fig. 3.6. Les profils verticaux de vent zonal moyennés en longitude sur la région en DJF montrent que la simulation surestime le vent zonal sur toute la colonne à 40°N. Le maximum de vent zonal semble se situer en moyenne sur une bande de latitude plus étroite que dans les réanalyses. Cette dernière constatation correspond à la trop grande zonalité sur l'Europe constatée ci-avant, liée à la surestimation de l'extrémité Est du courant jet Atlantique Nord vers 50°N. L'évolution temporelle du vent zonal à 200 hPa nous apprend que dans la région Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E), la migration saisonnière du courant jet Atlantique Nord vers le Sud entre Novembre et Mars est sous-estimée, et l'on observe à la place un affaiblissement du vent. On retrouve la surestimation de l'amplitude de l'entrée du jet en décembre et l'on observe qu'elle est plutôt sous-estimée en février et mars. En moyenne zonale dans la région Europe strictement (0-50°E), les latitudes les plus basses font apparaître le cycle saisonnier du courant jet Nord Africain qui est bien représenté quoi que légèrement sous-estimé, alors qu'en janvier, février et mars, l'extrémité Est du jet Atlantique Nord est surestimée et décalée vers le sud dans la simulation C par rapport aux réanalyses. On remarque pour finir que l'extrémité Est du courant jet Atlantique nord est également d'amplitude un peu trop forte dans la simulation C en automne et au début de l'hiver (de septembre à décembre).

### 3.2.2 Réponse atmosphérique à l'échelle mensuelle et saisonnière

#### a. Réponse linéaire moyenne

La réponse linéaire atmosphérique moyenne aux anomalies de SST d'été aux moyennes latitudes est approchée de façon simple en effectuant la moyenne des ensembles des deux polarités pour un type de forçage donné (H ou HT) puis en gardant la moitié de la différence entre la réponse à une anomalie positive et la réponse à une anomalie négative. Cela donne donc dans le cas du forçage fer à cheval puis tripôle :  $\langle HT^+ \rangle - \langle HT^- \rangle / 2$  et dans le cas du forçage fer à cheval puis SST climatologiques :  $\langle H^+ \rangle - \langle H^- \rangle / 2$ , où les crochets désignent la moyenne d'ensemble et seront omis par la suite. La signification statistique de cette réponse est évaluée grâce à un test de student (égalité entre les deux moyennes d'ensemble, le nombre de degrés de liberté étant dans ce cas égal à 58).

La réponse linéaire mensuelle en moyenne zonale sur la région Europe et sur la région Atlantique Nord (fig. 3.7) montre qu'une structure grande échelle de Z500 significative est obtenue en réponse au forçage fer à cheval puis tripôle. Cette anomalie est visible en novembre et décembre au dessus de 40°N sur l'Europe et entre 30 et 60°N au dessus

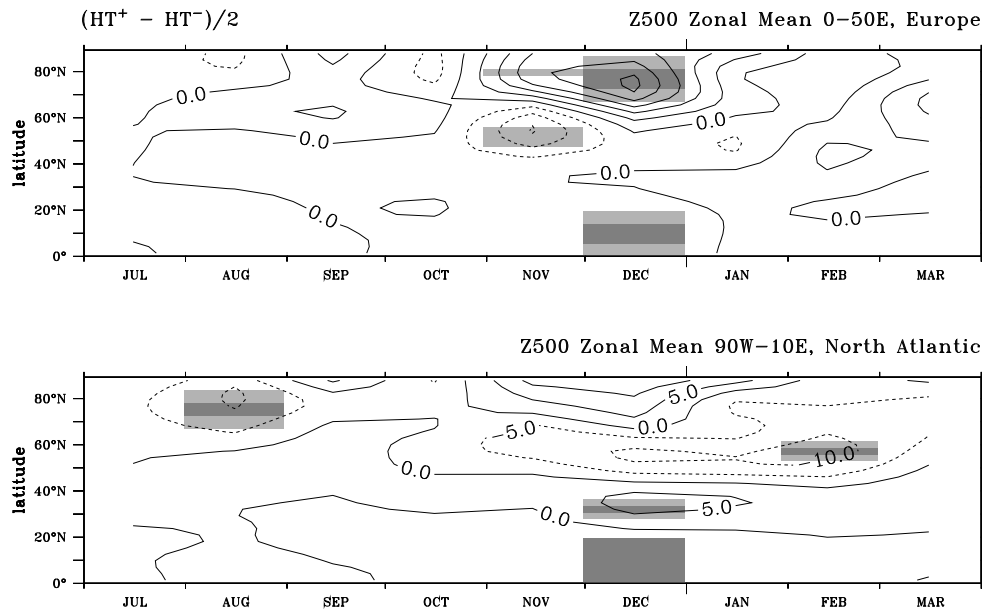


FIG. 3.7 – Réponse linéaire moyenne mensuelle de géopotential à 500 hPa  $(HT^+ - HT^-)/2$  dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 5m. Les zones grisées sont statistiquement significatives à plus de 90% (gris clair) et 95% (gris foncé) d'après un test de Student.

de l'Atlantique Nord. Dans cette région, le signal est également significatif en février. Dans le cas d'une anomalie fer à cheval puis tripôle positive en son centre ( $HT^+$ ), une anomalie de circulation anticyclonique entre 30 et 40°N au dessus de l'Atlantique Nord est suivie plus au Nord (50-60°N) d'une anomalie cyclonique. Sur l'Europe, on trouve une anomalie cyclonique à la même latitude qu'au dessus de l'Atlantique, ainsi qu'une anomalie anticyclonique au delà de 60°N, qui s'amplifie et devient plus significative en décembre. Dans les réanalyses du NCEP, on trouvait qu'une anomalie anticyclonique hivernale sur l'Europe était linéairement associée à des anomalies de SST de type  $HT^+$ . Cependant cette anomalie de Z500 se trouvait plus au sud et centrée sur le continent européen.

Sur la fig. 3.8, on observe que la réponse sur l'Europe en vent zonal à 200 hPa est significative en novembre et décembre, tandis qu'elle apparaît significative quasiment à tous les mois sur l'Atlantique Nord. Sur l'Europe en novembre et décembre on observe une accélération du vent de haute troposphère vers 50°N et une diminution vers 70°N. Ceci correspond à une augmentation du vent en sortie du jet Atlantique Nord de 5 à 10 % (environ  $1 \text{ m.s}^{-1}$ ). On note que sur le bassin Atlantique Nord un dipôle comparable s'établit à partir de novembre, significatif seulement à partir de décembre, et qui apparaît donc après le dipôle sur l'Europe. On observe un autre dipôle dans la région Atlantique Nord en

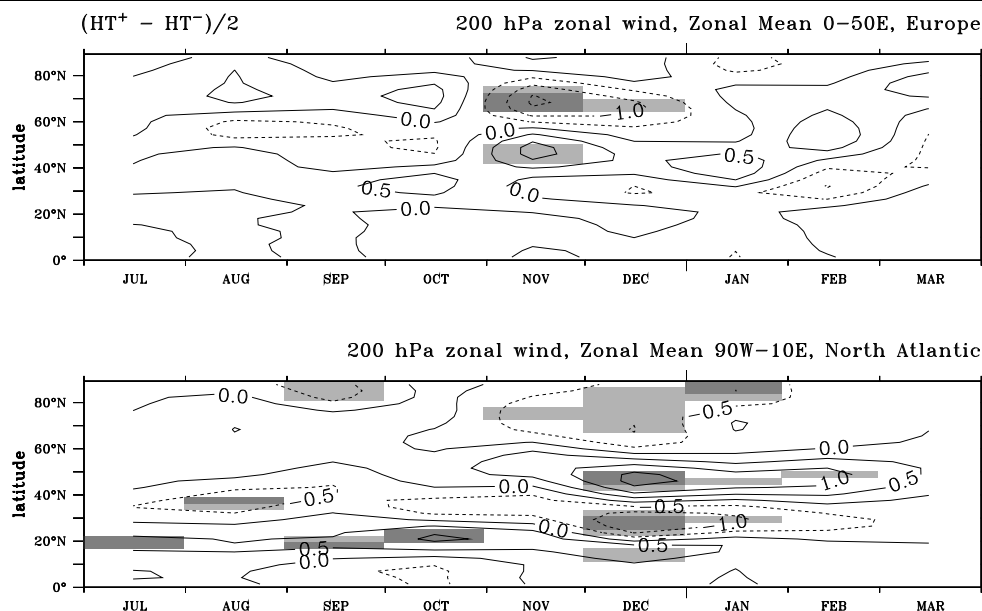


FIG. 3.8 – Réponse linéaire moyenne mensuelle de vent zonal à 200 hPa  $(HT^+ - HT^-)/2$  dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 0.5 m.s<sup>-1</sup>. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

dessous de 40°N, composé d’une accélération vers 20°N et d’une décélération entre 30°N et 40°N. Ces anomalies peuvent être interprétées comme un déplacement vers le Sud de l’entrée du courant Jet Atlantique Nord, en réponse (par la relation du vent thermique) à la diminution du gradient méridien de température vers 30°N dans le cas HT<sup>+</sup>. Ces anomalies semblent en effet être liées en particulier au forçage fer à cheval puisqu’elles persistent de juillet à décembre dans la réponse linéaire à HT<sup>+</sup> et HT<sup>-</sup>, et comme nous le verrons par la suite dans la réponse à H<sup>+</sup> et H<sup>-</sup>.

Ceci suggère donc que le courant jet de l’Atlantique Nord vers 40-50°N (zone où le jet est en partie guidé par les perturbations synoptiques ou “eddy driven jet”) est perturbé en réponse à ces anomalies, à la fois en son extrémité Est (sortie du jet, zone Europe), et en son entrée dès l’automne. Notons à partir de décembre un renforcement important du jet entre 40 et 60°N cohérent avec le forçage tripolaire qui accentue le gradient méridien dans la zone intergyre. La diminution du vent zonal à 200 hPa en Europe vers 70°N est associée à un dipôle de Z500 cohérent avec le ralentissement du vent d’ouest. Les mêmes modifications du vent, significatives un mois plus tard dans l’Atlantique Nord, correspondent cette fois à un dipôle de Z500 cohérent avec l’accélération du vent d’Ouest à 50°N. La partie subtropicale du jet est quant à elle immédiatement modifiée par le forçage fer à cheval, mais ceci ne semble pas être associé tout au moins de façon synchrone à une anomalie de circulation grande échelle extratropicale.

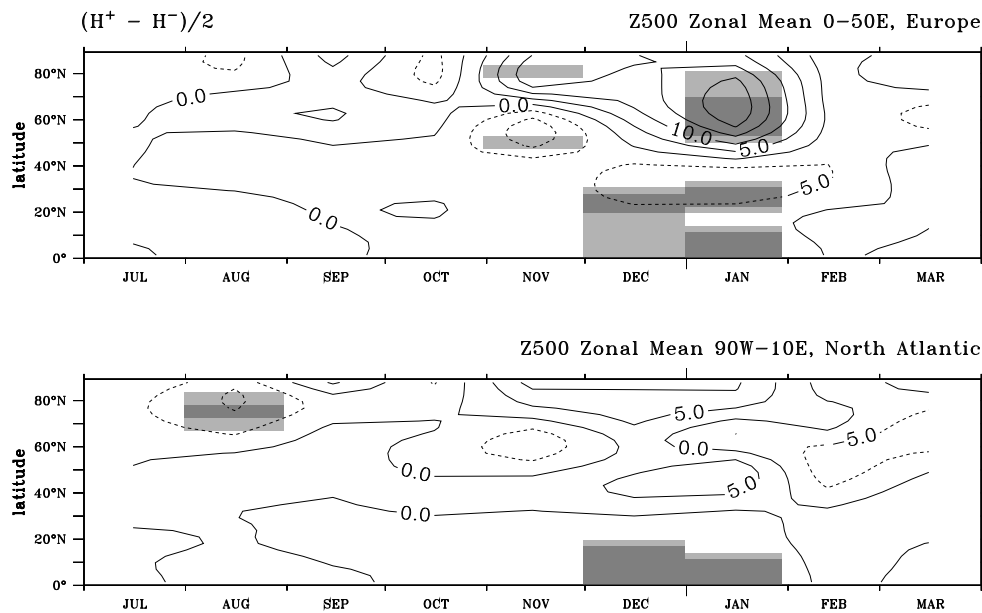


FIG. 3.9 – Réponse linéaire moyenne mensuelle de géopotential à 500 hPa  $(H^+ - H^-)/2$  dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 5m. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

Ce résultat suggère que les anomalies fer à cheval puis tripôle dans l'Atlantique peuvent induire une anomalie de circulation atmosphérique sur l'Europe en début d'hiver. Cette réponse est associée à des fluctuations de l'extrémité Est du courant Jet, et donc susceptible d'impliquer une modification des tourbillons transitoires et de leur rétroaction sur la circulation grande échelle, suggérée par l'accélération de la partie "eddy driven" du Jet sur l'ensemble du bassin Atlantique Nord.

On constate sur la fig. 3.9, qu'un forçage de type fer à cheval uniquement, suivi en hiver des SST climatologiques, induit en novembre le même type d'anomalie de circulation sur l'Europe. Cependant dans ce cas, celle-ci est suivie en décembre et janvier d'une réponse encore plus significative avec une importante anomalie anticyclonique (20 m environ) centrée sur 65°N, dans le cas d'une anomalie de SST de type  $H^+$ . La réponse linéaire moyenne sur l'Europe en vent zonal à 200 hPa (fig. 3.10) se traduit en décembre, janvier et février, par une accélération significative du vent en haute troposphère vers 30°N, et une décélération à 40°N. Cette dernière est associée à l'anomalie de Z500 de la fig. 3.9 tandis que l'anomalie positive correspond à une légère accélération du jet Nord Africain entre 20°N et 30°N, de l'ordre de 3%. En moyenne sur la région Atlantique Nord, la réponse linéaire en vent zonal à 200 hPa donne une structure semblable à celle observée dans le cas du forçage fer à cheval puis tripôle. Cependant ici, cette structure n'est pas

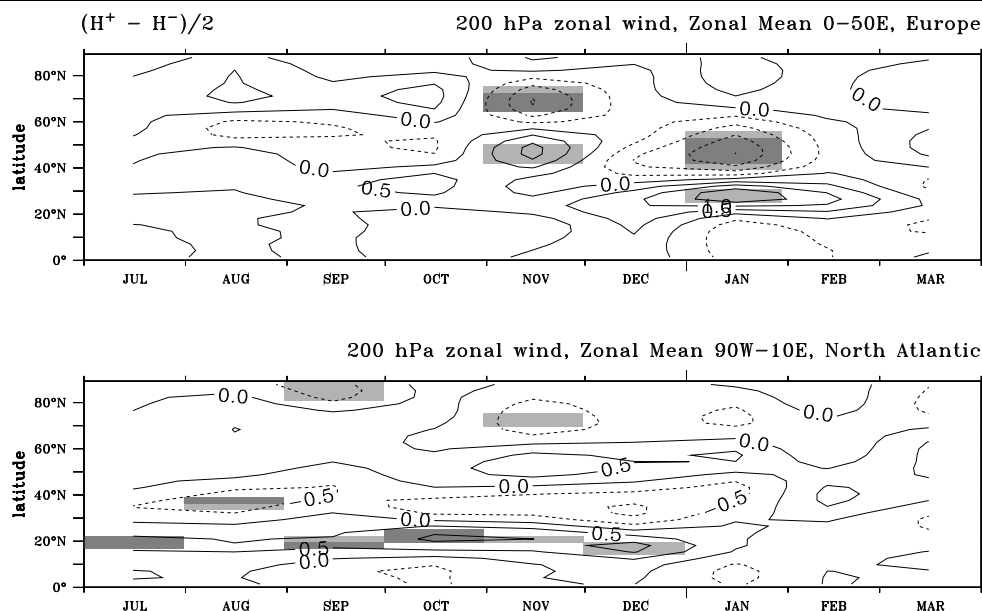


FIG. 3.10 – Réponse linéaire moyenne mensuelle de vent zonal à 200 hPa  $(H^+ - H^-)/2$  dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 0.5 m.s<sup>-1</sup>. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

significative en décembre, janvier et février, car le renforcement de la partie “eddy driven” du jet n’apparaît pas. De même, on constate que la réponse en Z500 sur l’Atlantique Nord (fig. 3.9) n’est pas non plus significative.

On peut faire l’hypothèse que l’anomalie anticyclonique sur l’Europe en décembre, janvier et février est issue du renforcement de l’anomalie de Z500 initialement apparue vers 70°N en novembre dans le cas  $H^+$  (et qui apparaît également dans le cas  $HT^+$ ). Cette anomalie en s’amplifiant se propage vers le sud et est associée au déplacement également vers le sud de l’anomalie initiale de renforcement du Jet Nord Atlantique. La seule différence entre le cas  $HT^+$  et le cas  $H^+$  étant le forçage de type tripôle en décembre janvier et février, ceci suggère que le forçage tripôle contrarie la propagation vers le sud de l’anomalie de Z500. En revanche, le renforcement du “eddy driven” jet à 50°N dans l’Atlantique Nord dans le cas  $HT^+$  semble essentiellement due au forçage de type tripôle, puisqu’on ne l’observe pas dans le cas  $H^+$ .

Nous nous intéressons à présent à la structure verticale des réponses significatives dans les deux types d’expériences d’ensemble. Dans le premier type d’expérience, où le forçage est de type fer à cheval puis tripôle, la réponse de Z500 en moyenne zonale significative de décembre est équivalente barotrope sur l’Europe ainsi que sur le bassin Atlantique Nord, comme on peut le constater fig. 3.11. On remarque dans les deux régions la signification

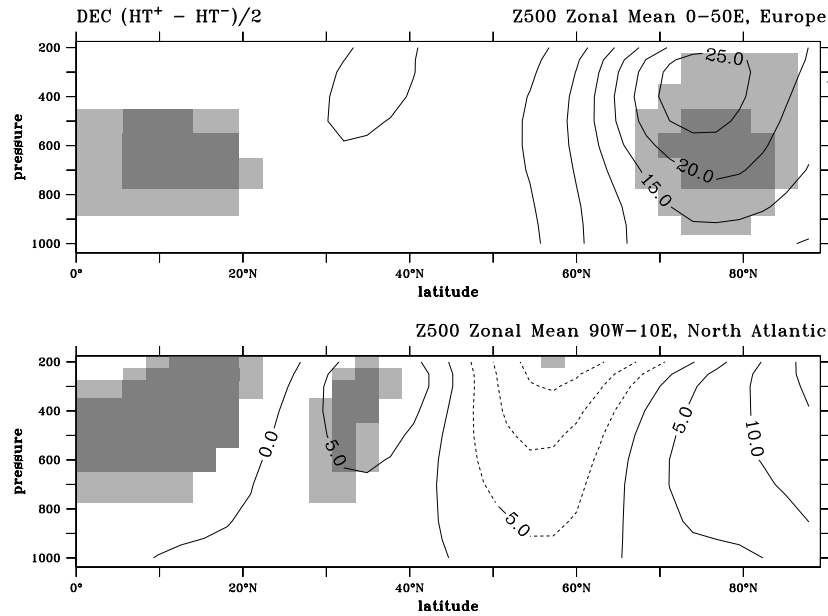


FIG. 3.11 –  $(HT^+ - HT^-)/2$  Réponse linéaire de hauteur géopotentielle en décembre, dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 5 m. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

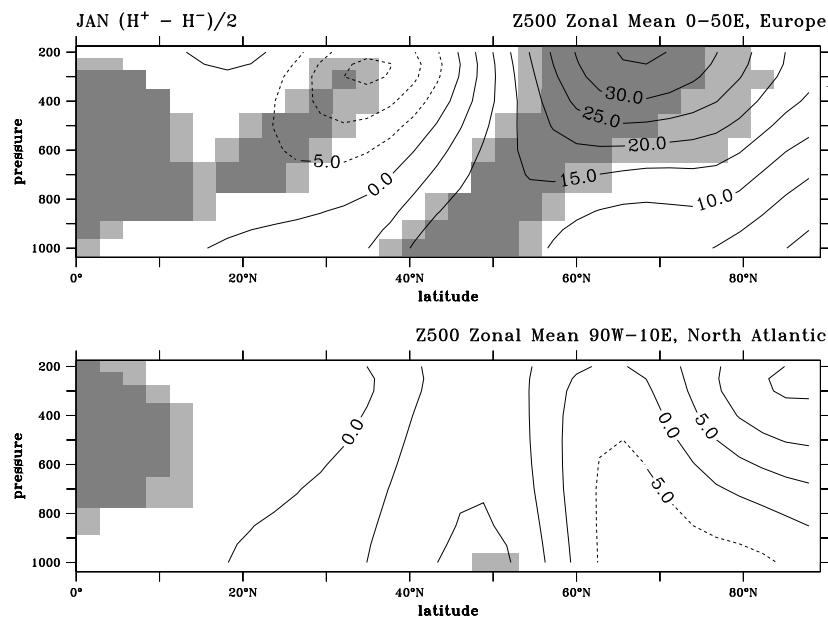


FIG. 3.12 –  $(H^+ - H^-)/2$  Réponse linéaire de hauteur géopotentielle en janvier, dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 5 m. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

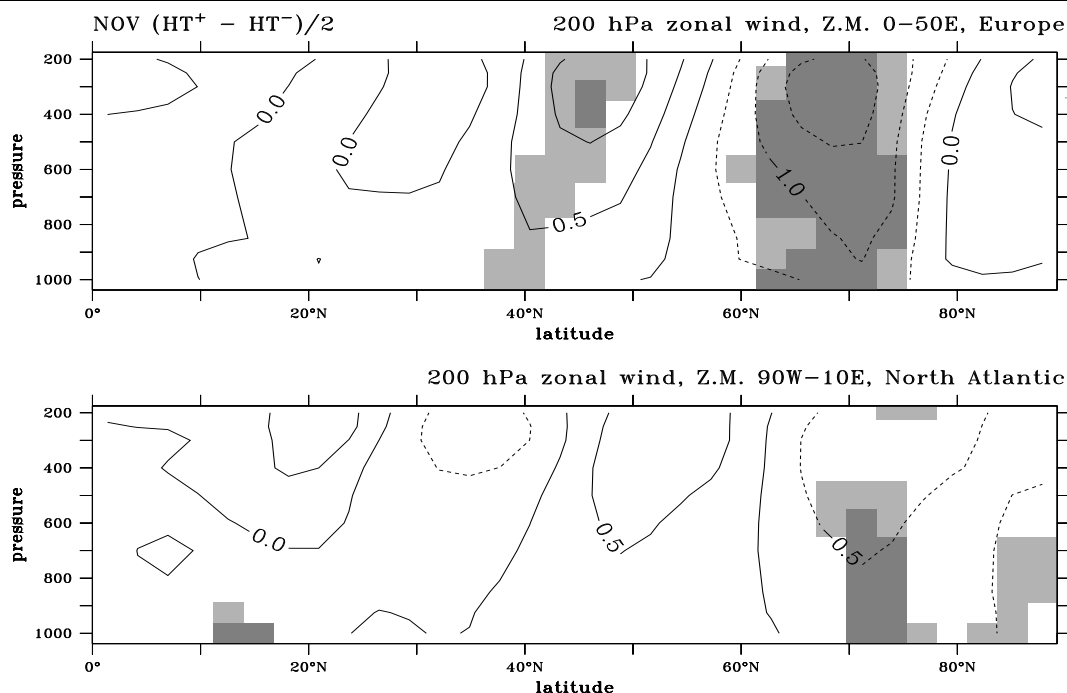


FIG. 3.13 –  $(HT^+ - HT^-)/2$  Réponse linéaire de vent zonal en novembre, dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 0.5 m.s<sup>-1</sup>. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

statistique dans les régions tropicales. Dans les basses latitudes, le champ de hauteur géopotentielle n'est pas pertinent pour décrire la circulation atmosphérique, du fait de la faible valeur du paramètre de Coriolis. Cependant, nous avons déjà remarqué la modification du jet subtropical entraînée par le forçage fer à cheval et cette signification suggère une influence importante des branches subtropicales des anomalies de SST.

Dans les ensembles où le forçage est de type fer à cheval uniquement, la réponse significative de janvier (fig. 3.12) est de forte amplitude et également équivalente barotrope. On observe toutefois un décalage en latitude avec l'altitude, tel que le dipôle cyclone (au sud) anticyclone (au nord) en réponse à une anomalie fer à cheval chaude est centré vers 30-40°N en surface et vers 50°N en haute troposphère soit près de 10° plus au Nord.

La structure verticale de la réponse linéaire  $(HT^+ - HT^-)/2$  en vent zonal pour les mois de novembre (fig. 3.13) et décembre (fig. 3.14) fait apparaître une décélération du vent sur toute la hauteur de la troposphère entre 60°N et 70°N dans les régions Atlantique Nord et Europe. Ce ralentissement correspond à l'anomalie de vent géostrophique associée à l'anomalie de Z500 visible également en novembre et décembre. En novembre une accélération du vent zonal est sensible sur tout la colonne en Europe entre 40°N et 50°N. Celle-ci est essentiellement significative en haute troposphère, correspondant au renforcement du cou-



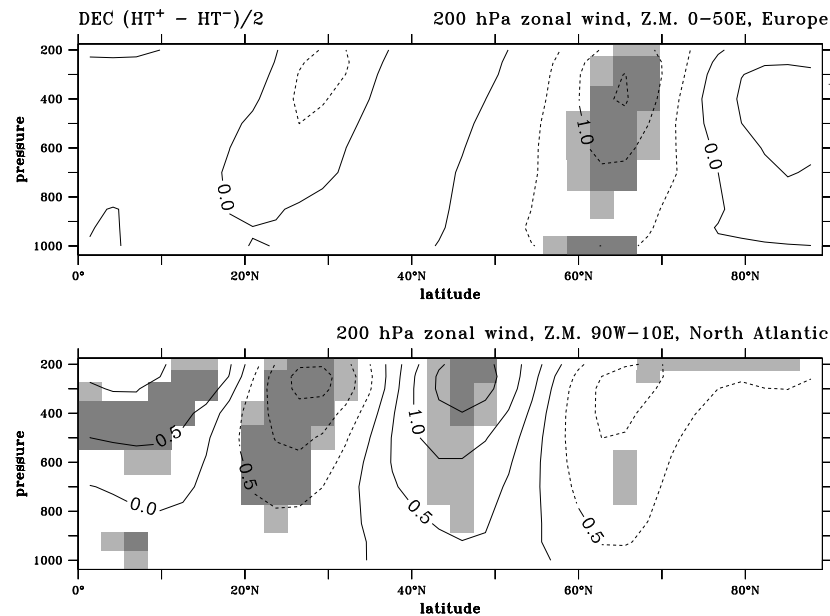


FIG. 3.14 –  $(HT^+ - HT^-)/2$  Réponse linéaire de vent zonal en décembre, dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 0.5 m.s<sup>-1</sup>. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

rant jet. En décembre, c'est sur la région Atlantique Nord qu'on observe une accélération dans la même zone et en altitude, mais cette fois accompagnée de modifications du vent en haute troposphère en dessous de 30°N (dues au forçage de type tripôle).

La réponse linéaire  $(H^+ - H^-)/2$  en vent zonal de novembre est similaire à celle de  $(HT^+ - HT^-)/2$  (fig 3.13) et n'est donc pas montrée ici. Au mois de janvier (fig. 3.15) la réponse en vent zonal sur l'Europe est cohérente avec les modifications du vent géostrophique correspondant à l'anomalie de circulation de la fig. 3.12. La réponse en vent zonal est déplacée vers le Nord avec l'altitude. On observe un ralentissement sur toute la colonne à 40°N associée à l'anomalie de Z500 et une accélération du jet Nord Africain en Altitude. L'analyse des profils verticaux de vent est donc cohérente avec les hypothèses formulées lors de l'analyse de l'évolution temporelle des réponses linéaires aux deux types d'ensembles.

La structure spatiale de la réponse linéaire  $(HT^+ - HT^-)/2$  en moyenne saisonnière NDJ<sup>10</sup> et DJF (fig. 3.16) est un train d'onde semblant émaner des tropiques et s'étaler jusqu'en Sibérie. La partie moyennes latitudes du train d'onde se projette sur le mode Est Atlantique. En revanche on constate que la réponse linéaire en termes d'activité des tourbillons synoptiques transitoires ou STA<sup>11</sup> est de faible amplitude et très peu

<sup>10</sup>Novembre Décembre Janvier

<sup>11</sup>Storm Track Activity : Z500 filtré 2,2-6 jours

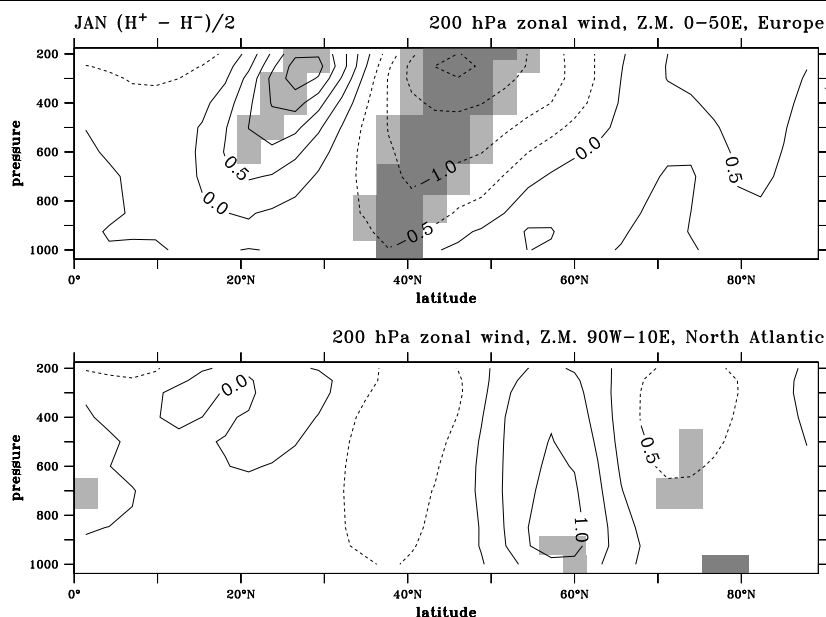


FIG. 3.15 –  $(H^+ - H^-)/2$  Réponse linéaire de vent zonal en janvier, dans la région Europe (moyenne zonale 0-50°E, panneau supérieur) et Atlantique Nord (moyenne zonale 90°W-10°E, panneau inférieur), contours tous les 0.5 m.s<sup>-1</sup>. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

significative, probablement du fait de l'asymétrie spatiale de la réponse en fonction du signe du forçage que nous montrerons par la suite. La réponse en Z500 et en STA en DJF pour ce même type de forçage possède les mêmes caractéristiques spatiales qu'en NDJ, mais on constate que l'amplitude de la réponse est plus importante à cette saison. Le forçage de type tripôle induit une réponse linéaire significative en termes de modification de la route dépressionnaire Atlantique Nord. On constate en DJF une divergence non négligeable des anomalies de vecteur d'Eliassen Palm à l'endroit de l'anomalie positive de STA, suggérant un renforcement de la circulation d'Ouest grande échelle. Par ailleurs, cette anomalie de circulation correspond bien au vent géostrophique induit par l'anomalie de Z500. On peut également noter que l'anomalie positive de STA se situe au nord de l'anomalie positive de Z500, et coïncide donc avec la partie méridionale de l'anomalie négative du dipôle de Z500 de la figure 3.16 c.

Dans le cas du forçage H<sup>+</sup> et H<sup>-</sup>, la réponse linéaire du modèle en Z500 et STA est très faible en NDJ comme en DJF. Sur la fig. 3.17, on peut observer des structures de grande échelle cohérentes et significatives dans la réponse en Z500, ce qui n'est pas le cas de la réponse en STA qui par conséquent n'est pas montrée dans ce cas. Dans ces expériences les anomalies de SST disparaissent au 15 décembre pour laisser place à des SST climatologiques, ce qui peut expliquer cet affaiblissement, notamment de la réponse

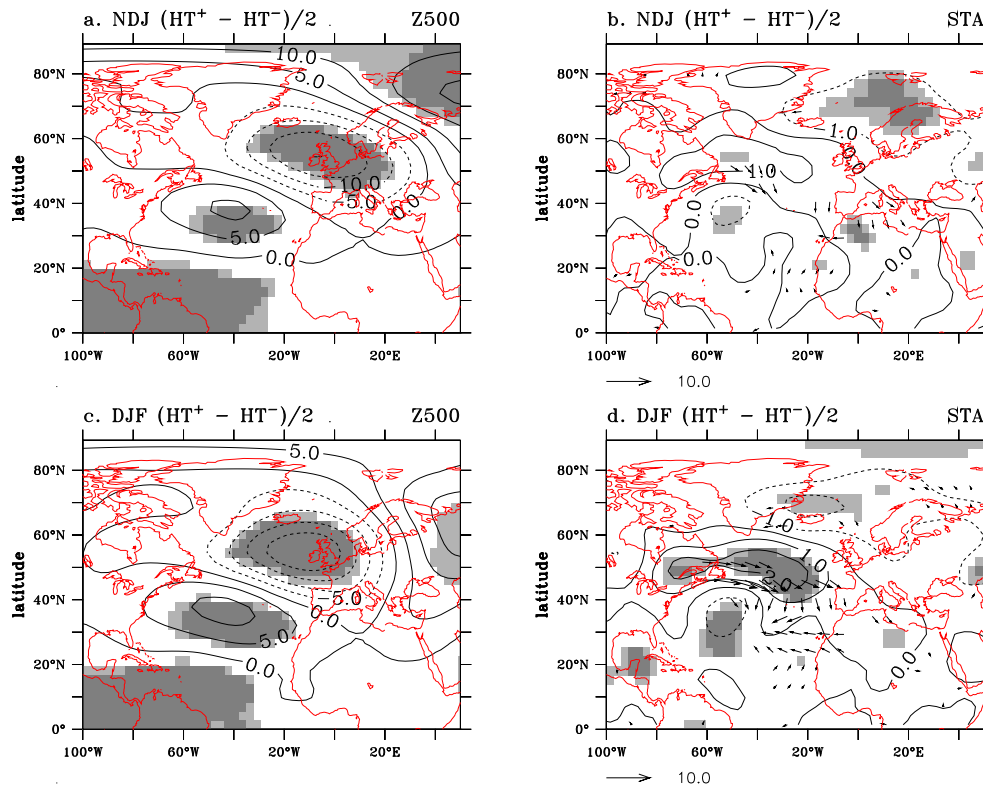


FIG. 3.16 – Réponse linéaire saisonnière moyenne  $(HT^+ - HT^-)/2$  sur la région Atlantique Nord Europe de Z500 (contours tous les 5m) et STA (contours tous les 1m) en NDJ, respectivement a et b, et en DJF, respectivement c et d. La réponse en vecteurs d'Eliassen Palm dépassant le seuil de significativité 90% avec un test de student est superposée à la réponse en STA. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

en STA qui semble très sensible au forçage d'hiver fig. 3.16.

La réponse linéaire  $(H^+ - H^-)/2$  en NDJ et DJF paraît de type ondulatoire, formant un arc depuis les côtes Est de l'Amérique du Nord au dessus de l'Atlantique Nord jusqu'au Moyen-Orient. Bien que d'amplitude très faible, cette réponse est également cohérente avec la relation linéaire observée dans les réanalyses NCEP. On obtient en effet une anomalie de Z500 anticyclonique sur l'Europe en DJF qui, bien que située trop au nord, est associée à des anomalies de SST de type fer à cheval en ASO<sup>12</sup>. Le peu d'amplitude de cette réponse peut être lié à la faiblesse des anomalies associées de STA. Les anomalies de SST d'hiver semblent avoir un rôle très important dans l'apparition de ces anomalies de STA qui permettent l'amplification de la réponse de Z500, alors que les anomalies de type fer à cheval d'été semblent induire une onde quasi-stationnaire correspondant à la réponse observée. Dans la partie suivante, nous étudions l'asymétrie de la réponse en fonction du signe de l'anomalie de SST pour les deux types de forçage afin de mieux évaluer le rôle

<sup>12</sup>août septembre octobre

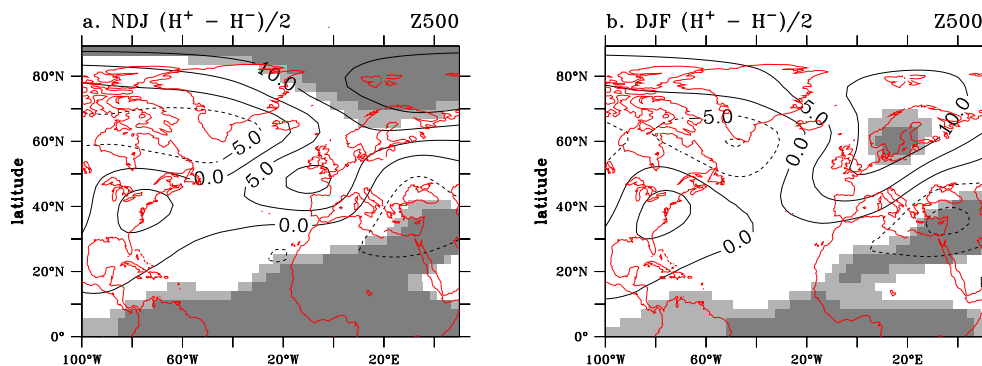


FIG. 3.17 – Réponse linéaire saisonnière moyenne  $(H^+ - H^-)/2$  sur la région Atlantique Nord Europe de Z500 (contours tous les 5m) en NDJ, a et en DJF, b. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

des tourbillons transitoires et des ondes quasi-stationnaires dans chacun des cas.

### b. Asymétries spatiales et processus transitoires

Les moyennes d'ensemble des différentes simulations sont maintenant comparées avec la climatologie de la simulation de contrôle C, afin d'estimer la partie non linéaire de la réponse. Nous commentons par la suite les saisons NDJ et DJF où le signal est le plus significatif, et où l'on observe la transition entre les forçages de type fer à cheval et tripôle. On constate qu'en NDJ les structures spatiales des réponses moyennes de la composante zonalemment asymétrique du Z500 aux forçages  $HT^+$  et  $HT^-$  (respectivement fig. 3.18 a et b) se projettent sur la partie linéaire de la réponse (fig. 3.16 a). Dans le cas où l'on prescrit une anomalie chaude au large de Terre Neuve ( $HT^+$ ) en particulier, on retrouve un dipôle de Z500 sur l'Atlantique Nord, avec une anomalie de circulation anticyclonique entre 20 et 40°N et une anomalie cyclonique entre 40 et 60°N. Cette dernière n'est cependant pas significative. La réponse à  $HT^+$  sur l'intégralité de la région Atlantique Nord Europe semble être de type ondulatoire, avec un train d'onde en direction du Nord-Est s'étendant de l'Amazonie à la mer de Barents.

Dans le cas du forçage  $HT^-$ , on observe une réponse également de type ondulatoire mais de plus grande amplitude associée à une modification significative des vecteurs de Plumb, suggérant l'implication d'une onde quasi-stationnaire. Une anomalie cyclonique semble initier une onde qui se propage sur l'Europe, en direction du nord est. On observe en parallèle une anomalie cyclonique au dessus de l'est de l'Afrique du Nord.

Pour les deux polarités du forçage fer à cheval puis tripôle, on observe une augmentation de l'activité des tourbillons transitoires dans les régions situées au Nord des anomalies anticycloniques (fig. 3.18 c et d). Dans le cas  $HT^+$ , le maximum de l'anomalie positive de

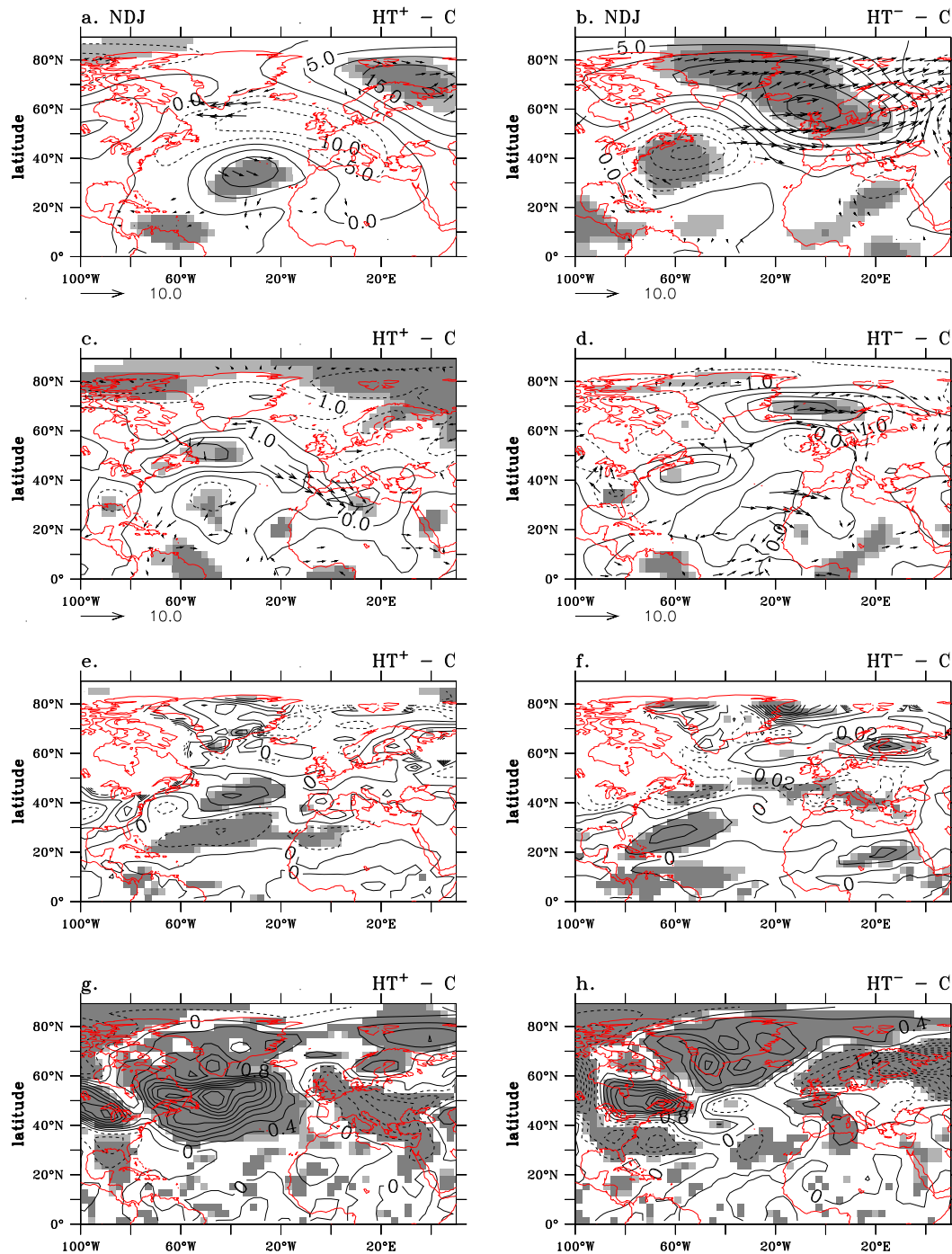


FIG. 3.18 – Réponse en NDJ de  $HT^+$ , a., et  $HT^-$ , b., par rapport à C en Z500 zonalemment asymétrique, contours tous les 5 m, et vecteurs de Plumb significatifs à plus de 90% ( $m^2 \cdot s^{-2}$ ). c. et d. réponses respectives en STA, contours tous les 1m, et vecteurs d'Eliassen-Palm significatifs à plus de 90% ( $m^2 \cdot s^{-2}$ ). e. et f. réponses respectives en  $\sigma_{BI}$  ( $jours^{-1}$ ), et g. et h. réponses respectives en  $\overline{v'T'}$ , contours tous les 0,4  $K \cdot m \cdot s^{-1}$ . La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

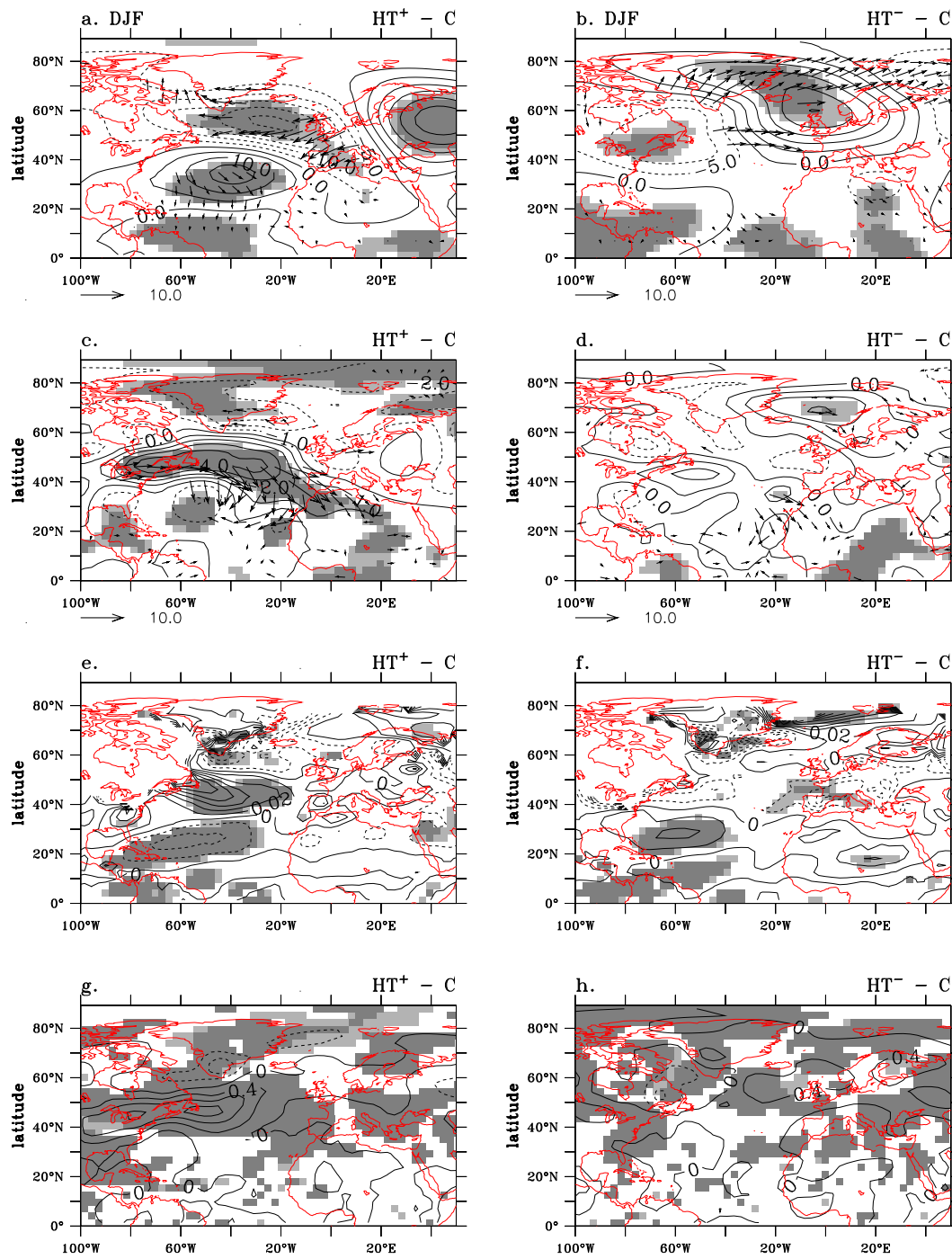


FIG. 3.19 – Même chose que fig. 3.18, pour la saison DJF.

STA se trouve à l'ouest du bassin vers  $50^{\circ}\text{N}$ , et dans le cas  $\text{HT}^-$  l'anomalie positive s'étend de l'Islande à la Scandinavie, ainsi qu'au sud de Terre Neuve. Associées à ces anomalies de routes dépressionnaires, on observe l'augmentation de leur rétroaction sur la circulation moyenne (caractérisée par la divergence des vecteurs d'Eliassen Palm superposés).

La réponse au forçage  $\text{HT}^+$  en termes de modification du taux de croissance maximum des instabilités baroclines  $\sigma_{BI}$  (fig. 3.18 e) consiste essentiellement en un dipôle significatif cohérent avec la réponse en STA. Une augmentation (diminution) vers  $40^{\circ}\text{N}$  ( $25^{\circ}\text{N}$ ) à l'ouest du bassin correspond au renforcement (affaiblissement) de l'activité des tourbillons transitoires entre  $40$  et  $60^{\circ}\text{N}$  puis en aval (au milieu du bassin entre  $20$  et  $30^{\circ}\text{N}$ ). Le forçage  $\text{HT}^-$  (fig. 3.18 f) induit de façon symétrique un dipôle de  $\sigma_{BI}$  presque identique mais de signe opposé, et situé un peu plus près des côtes Nord Américaines tout comme la réponse en Z500. De plus on constate une augmentation de la baroclinicité entre l'Islande et la Scandinavie en réponse à  $\text{HT}^-$ , associée à l'anomalie de STA observée au même endroit. Le transport de chaleur vers le pôle par les tourbillons transitoires (fig. 3.18 g et h) répond aux forçages  $\text{HT}^+$  et  $\text{HT}^-$  par un dipôle sur l'Europe. Dans le cas  $\text{HT}^+$ , la réponse se traduit par une augmentation du transport de chaleur sur la Scandinavie et une diminution sur le reste de l'Europe. En revanche, sur l'ouest de la région Atlantique Nord, la réponse consiste en un renforcement du transport de chaleur vers le Nord au dessus de  $40^{\circ}\text{N}$  dans les deux cas  $\text{HT}^+$  et  $\text{HT}^-$ . La structure des anomalies dans le cas de la réponse à  $\text{HT}^+$  sont proches des signatures en température de surface de la phase positive du mode Est Atlantique (Cassou, 2001).

La réponse de Z500 en DJF possède les mêmes caractéristiques spatiales qu'en NDJ, comme on peut le constater fig. 3.19. On note cependant que l'amplitude et la signification statistique de la réponse à  $\text{HT}^+$  est plus importante à cette saison, et qu'il existe une nette asymétrie dans la réponse en STA,  $\sigma_{BI}$  et transport de chaleur par rapport au signe du forçage, avec une amplitude plus forte également dans le cas d'un forçage  $\text{HT}^+$ . Le renforcement de la route dépressionnaire est accompagné dans ce cas d'une rétroaction plus importante sur la circulation grande échelle qu'en NDJ, comme le montre l'organisation des vecteurs d'Eliassen Palm. La réponse ondulatoire plus forte qu'en NDJ dans le cas du forçage  $\text{HT}^+$  semble donc être associée à des processus d'interaction avec les tourbillons transitoires. Dans le cas du forçage  $\text{HT}^-$ , la réponse en Z500 est de plus faible amplitude en DJF qu'en NDJ et la réponse des différents diagnostics d'activité des routes dépressionnaires est très faible. Dans le cas du forçage  $\text{HT}^+$ , l'anomalie anticyclonique située en NDJ sur la Scandinavie est à présent plus au Sud, et l'anomalie cyclonique a migré vers le Nord en se renforçant significativement. Ce type de réponse semble être dû au forçage de type tripôle avec une anomalie subtropicale froide et une anomalie chaude le long du Gulf Stream. Ces anomalies de SST semblent induire des anomalies de

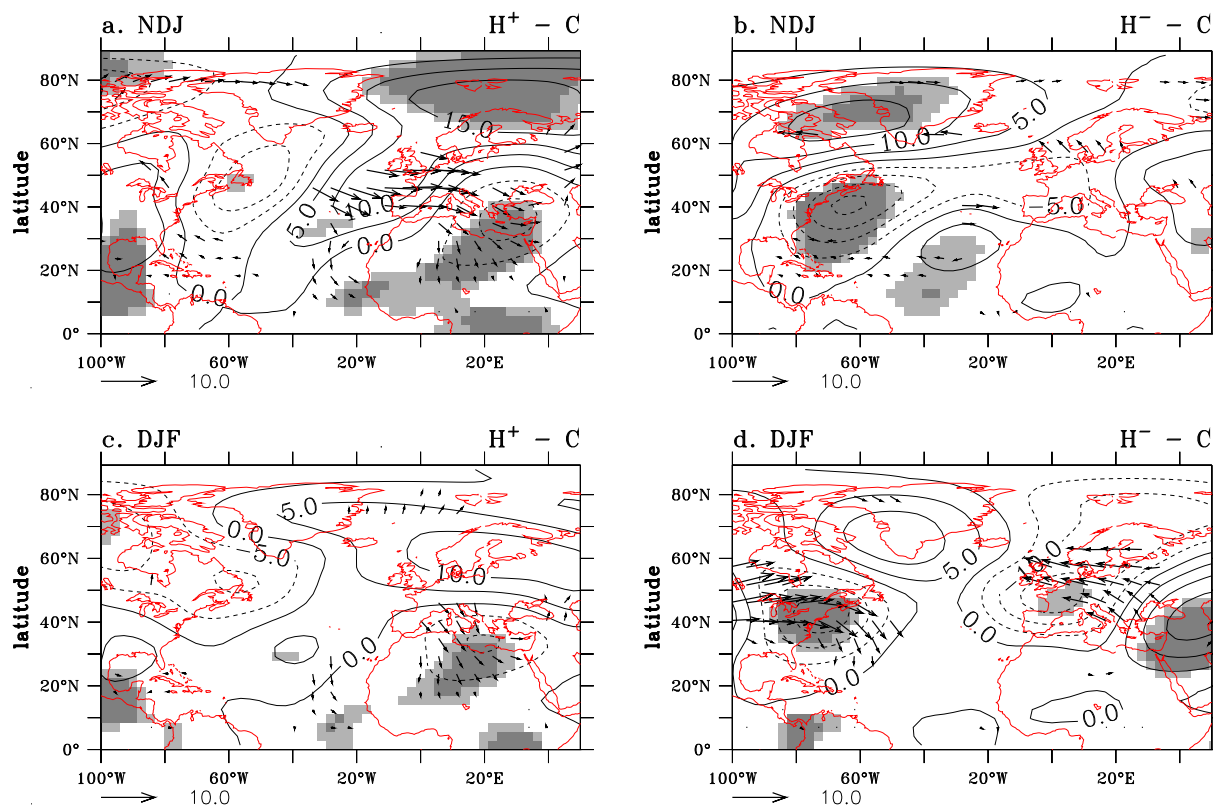


FIG. 3.20 – Réponse en NDJ de  $H^+$ , a., et  $H^-$ , b., par rapport à C en Z500 zonalement asymétrique, contours tous les 5 m, et vecteurs de Plumb significatifs à plus de 90% ( $m^2.s^{-2}$ ). Réponse des mêmes champs en DJF de  $H^+$ , c., et  $H^-$ , d. La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7

tourbillons transitoires susceptibles d'amplifier et maintenir une anomalie de circulation atmosphérique proche du mode Est Atlantique. L'asymétrie spatiale de cette réponse peut expliquer le peu d'ampleur de la réponse linéaire approchée.

L'anomalie de circulation grande échelle zonalement asymétrique en réponse au forçage  $H^+$  en NDJ résulte de la propagation d'une onde planétaire quasi-stationnaire d'Ouest en Est, comme on peut le constater dans l'organisation des vecteurs de Plumb fig. 3.20 a. La réponse au forçage  $H^-$  paraît ondulatoire également mais se propageant des subtropiques vers le Groënland. On peut faire l'hypothèse que cette onde est initiée par la partie subtropicale chaude de l'anomalie fer à cheval dans ce cas. L'onde générée en réponse à  $H^+$  est associée à une légère déviation vers le Nord de la route dépressionnaire Atlantique Nord (non montrée). La relation linéaire trouvée dans les réanalyses prévoit une anomalie anticyclonique plus centrée sur l'Europe dans le cas  $H^+$ . On trouve ici une anomalie anticyclonique faible et sur l'Europe de l'ouest, augmentée d'une très forte anomalie aux hautes latitudes. Le manque de signification de l'anomalie anticyclonique sur l'Europe



peut être liée à la trop grande zonalité de la circulation sur cette région dans le modèle, impliquant que la route dépressionnaire n'est pas suffisamment déviée vers le Nord pour renforcer et maintenir une anomalie anticyclonique de Z500 sur toute l'Europe.

La réponse en STA au forçage de type  $H^-$  n'est pas associée à une réponse significative en divergence des vecteurs d'Eliassen Palm. Les réponses en transport de chaleur et baroclinicité sont faibles et ne sont donc pas montrées ici.

En DJF (fig. 3.20 c et d), la réponse en Z500 est faible mais cohérente avec la relation linéaire des réanalyses NCEP, entre le forçage de type  $H^-$  et la phase négative de la NAO, avec une anomalie cyclonique sur l'Europe. Dans le cas  $H^+$  une anomalie anticyclonique persiste sur le nord de l'Europe mais n'est pas significative, alors que l'anomalie cyclonique sur l'Afrique de Nord a persisté, probablement du fait de la perturbation du jet Nord Africain observée sur la fig. 3.10.

On note donc qu'aucune des deux réponses déphasées aux deux polarités du forçage ne semble être renforcée ou maintenue par des anomalies de STA dans ce cas. En revanche, même si l'anomalie anticyclonique sur l'Europe est trop au Nord, la réponse est en conformité avec la relation statistique observée, avec dans le cas  $H^+$  une anomalie anticyclonique sur l'Europe et dans le cas d'un forçage opposé une structure à l'échelle du bassin de type NAO négative. On peut donc conclure de la comparaison des deux types d'ensemble HT et H que la réponse en termes d'anomalie de tourbillons transitoires qui semble permettre le maintien et le renforcement de la réponse européenne au fer à cheval dans les observations est induite par le forçage d'hiver DJF. En revanche ce même forçage hivernal de type tripôle semble modifier la réponse au fer à cheval pour la rendre moins conforme aux relations observées dans les réanalyses. Cet effet peut provenir d'une réponse de la circulation moyenne au forçage de type tripôle qui n'a pas forcément la même importance dans la réalité où c'est principalement l'atmosphère qui force l'océan. Une autre hypothèse est que la réponse en STA induite dans le modèle par le forçage tripôle ne renforce pas correctement l'anomalie sur l'Europe à cause de la mauvaise représentation de la sortie du Jet dans le modèle.

Dans la suite, nous décrivons la réponse du modèle aux différents types de forçage à l'aide d'une classification en régimes de temps et d'une analyse spectrale spatio-temporelle. Ces deux outils nous permettent d'analyser la réponse avec deux points de vue différents, à des échelles inférieures au mois, et d'affiner ainsi notre analyse.

### 3.2.3 Réponse à l'échelle intrasaisonnière

#### a. Changements dans l'occurrence des régimes de temps

Les phénomènes de l'échelle synoptique à planétaire dans l'atmosphère sont contraints par la circulation générale atmosphérique et les caractéristiques régionales telles que le relief et les conditions de surface. Ainsi, dans une région donnée, certains états particuliers ont une probabilité importante de se produire, et l'on constate des pics dans la fonction densité de probabilité des différentes variables d'état de l'atmosphère. Ces événements typiques sont appelés régimes de temps et peuvent être extraits à différentes échelles de temps (généralement journalière ou mensuelle). Ils caractérisent les états les plus probables dans une région donnée et comme le proposent Corti *et al.* (1999), on peut faire l'hypothèse que la variabilité du climat dans cette région se traduit par un changement de répartition des états mensuels autour de ces pics, sans que de nouveaux pics apparaissent. Vautard (1990) montre 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. Comme le montrent Farrara *et al.* (2000) entre autres, la réponse moyenne aux différents types de forçage peut donc être interprétée comme le changement de fréquence d'occurrence des régimes de temps journaliers intrinsèques du modèle. Nous utilisons ici l'algorithme de classification non hiérarchique des *k-means*, introduit par Michelangeli *et al.* (1995). Les états de pression de surface journaliers sur la région Atlantique Nord sont classés en minimisant la distance quadratique à des états de référence appelés centroïdes et déterminés de façon aléatoire. Cette opération est réalisée 100 fois et la classification retenue est celle dont la corrélation est maximale avec les 99 autres. La méthode est détaillée dans l'article présenté dans la partie 3.3 et dans la thèse de Christophe Cassou (2001). Pour quatre centroïdes, les composites de pression de surface sur la région Atlantique Nord sont la phase positive (fig. 3.21 a), et la phase négative (fig. 3.21 b) de la NAO, ainsi que les phases positive et négative du mode Est-Atlantique, respectivement fig. 3.21 c et d.

L'analyse en clusters est réalisée pour les deux périodes de données journalières OND et DJF afin d'examiner la réponse obtenue en automne et en hiver en fonction des différents forçages. On peut voir fig. 3.22 les fréquences d'occurrence des 4 premiers régimes selon lesquels on peut classer les données des simulations, suivant les résultats du test de l'indice de classifiabilité défini par Michelangeli *et al.* (1995). On note que ce test indique que l'on peut également classer en 6 régimes. Comme le proposent Farrara *et al.* (2000), les différences entre ces pourcentages lorsque les anomalies de pression de surface classées sont définies par rapport aux moyennes temporelles de chaque ensemble, donnent une estimation de la marge d'erreur, ou encore de la variabilité inter-ensemble en termes

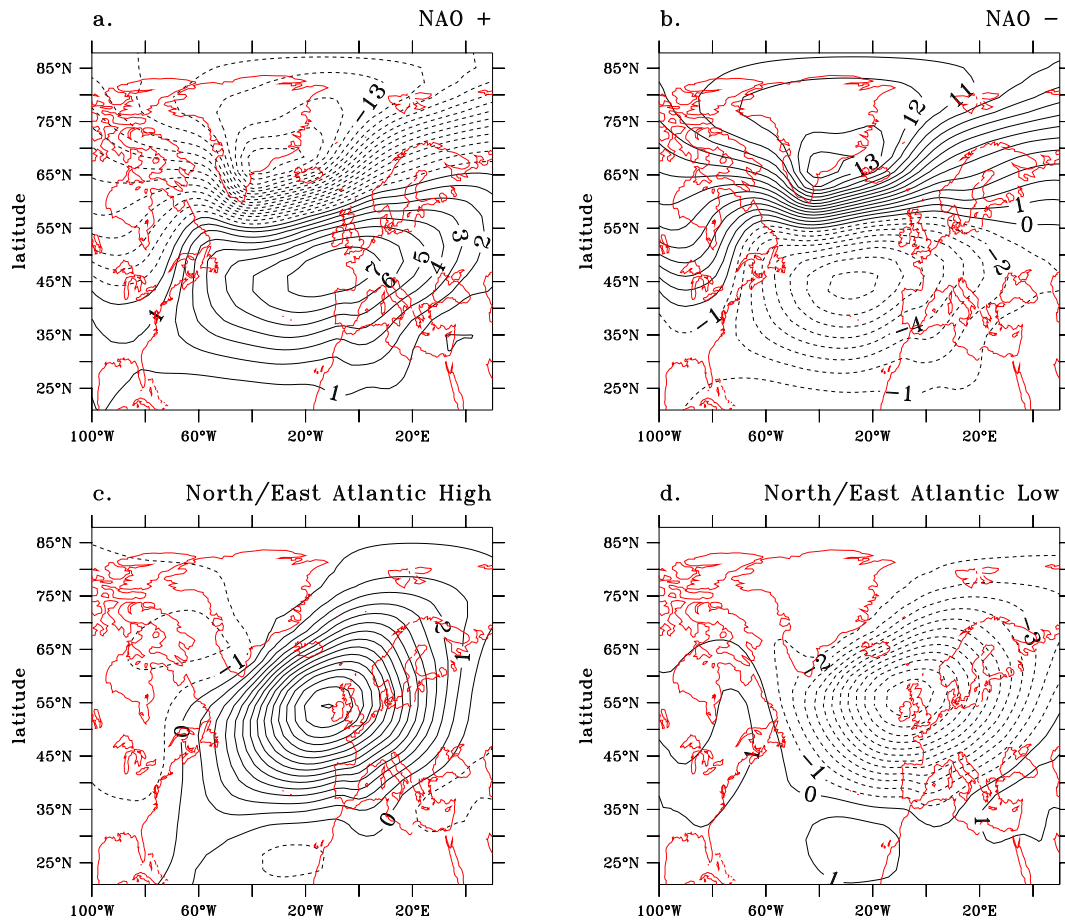


FIG. 3.21 – Composites de pression de surface (hPa) correspondant à la classification des valeurs journalières des simulations  $H^+$ ,  $H^-$  et C en DJF selon quatre régimes de temps : phases positive et négative de la NAO (a et b) et phases positive et négative du mode Est Atlantique (c et d).

d'occupation des différents régimes. On constate que cette marge (panneau de droite) ne dépasse pas 2% dans la première classification en OND pour les expériences  $HT^+$ ,  $HT^-$  et C. Si la classification est à présent effectuée sur des anomalies de chaque simulation par rapport à la moyenne du contrôle, la réponse moyenne peut être interprétée par le changement des fréquences d'occurrence des régimes intrinsèques par rapport à la simulation de contrôle. Les pourcentages obtenus dans ce cas sont représentés sur le panneau de gauche de la fig. 3.22 et montrent que les réponses aux différents types de forçages ne sont pas très significatives en OND car la différence de pourcentages entre les deux polarités du forçage et la simulation de contrôle pour un régime donné ne dépasse pas ou peu la marge d'erreur.

On constate une légère modification de la fréquence d'occurrence des deux phases de la NAO dans le cas du forçage  $HT^-$ , avec une apparition plus fréquente de la phase NAO

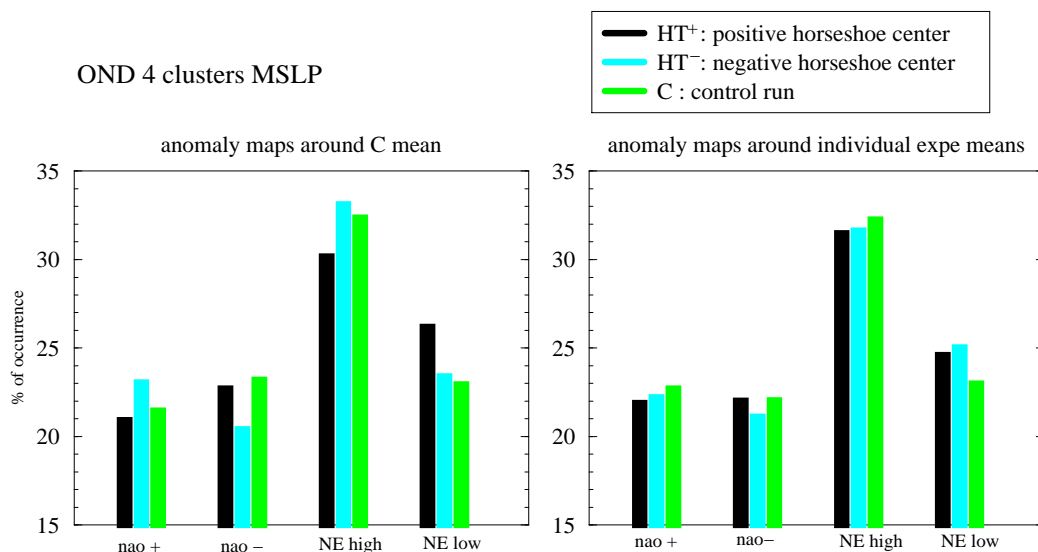


FIG. 3.22 – Pourcentages d’occupation en Octobre Novembre Décembre des régimes NAO positif et négatif, Atlantique Nord Est positif et négatif dans les deux ensembles  $HT^+$  et  $HT^-$  et dans la simulation de contrôle C. Panneau de gauche les anomalies classées sont calculées par rapport à la moyenne temporelle de C, panneau de droite, les anomalies d’un ensemble donné sont calculées par rapport à la moyenne temporelle de cet ensemble

positive et une diminution de la fréquence d’occurrence de la phase négative. La réponse moyenne ne s’interprète donc pas en termes de modification de la fréquence d’occurrence des régimes NAO puisque celle-ci ne se projette fortement sur aucune des deux phases de l’oscillation, mais plus sur les régimes Est Atlantique. Ce résultat montre la complexité des interactions entre échelles temporelles. Dans le cas d’un forçage  $HT^+$ , les pourcentages des régimes Est Atlantique varient, avec une augmentation de la fréquence d’occurrence de la phase négative et une diminution de la phase positive. Ceci est donc plus cohérent avec la réponse moyenne, qui se projette bien sur la phase négative du mode Est Atlantique dans le cas d’un forçage  $HT^+$ .

La réponse en OND des expériences  $H^+$  et  $H^-$  (non montrée) n’est pas du tout significative par rapport à la marge d’erreur. Ceci suggère que les réponses aux forçages de type HT sont essentiellement dues en OND au forçage de type tripôle apparaissant en décembre. En DJF, la réponse aux forçages  $HT^+$  et  $HT^-$  est nettement plus claire, comme on le constate fig. 3.23. La marge d’erreur pour la phase positive de la NAO est alors d’environ 1% et l’augmentation de l’occurrence de ce régime dans le cas  $HT^-$  dépasse cette marge. Toujours dans le cas d’un forçage  $HT^-$ , la fréquence d’occurrence de la phase négative de la NAO est diminuée significativement. Les fréquences d’occurrence des deux régimes NAO sont très peu modifiées dans le cas d’un forçage  $HT^+$ , mais on note une légère tendance inverse à la réponse à  $HT^-$ . La réponse moyenne de la fig. 3.19 ne s’interprète donc

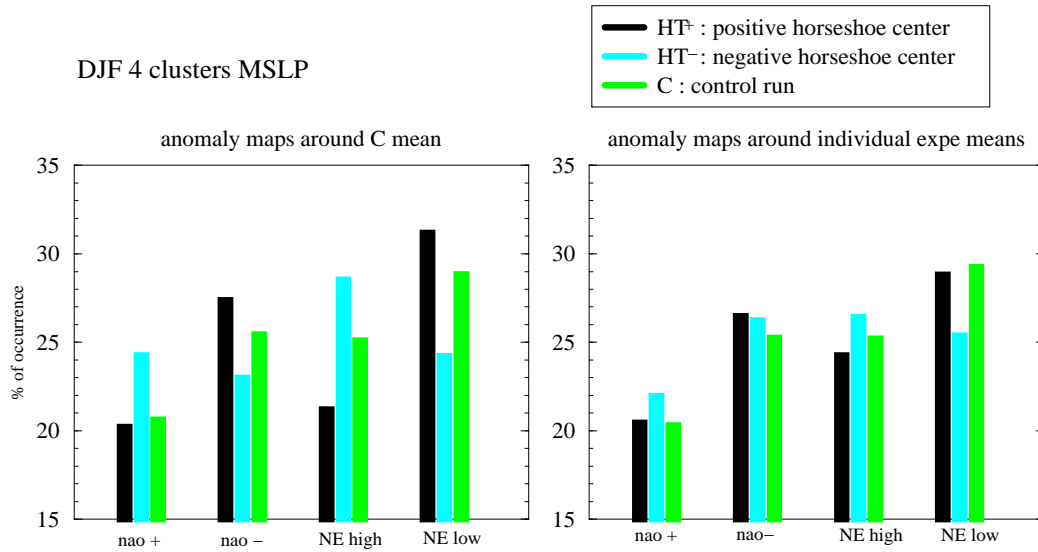


FIG. 3.23 – Même chose que fig. 3.22 en Décembre Janvier et Février pour les expériences HT<sup>+</sup>, HT<sup>-</sup> et C

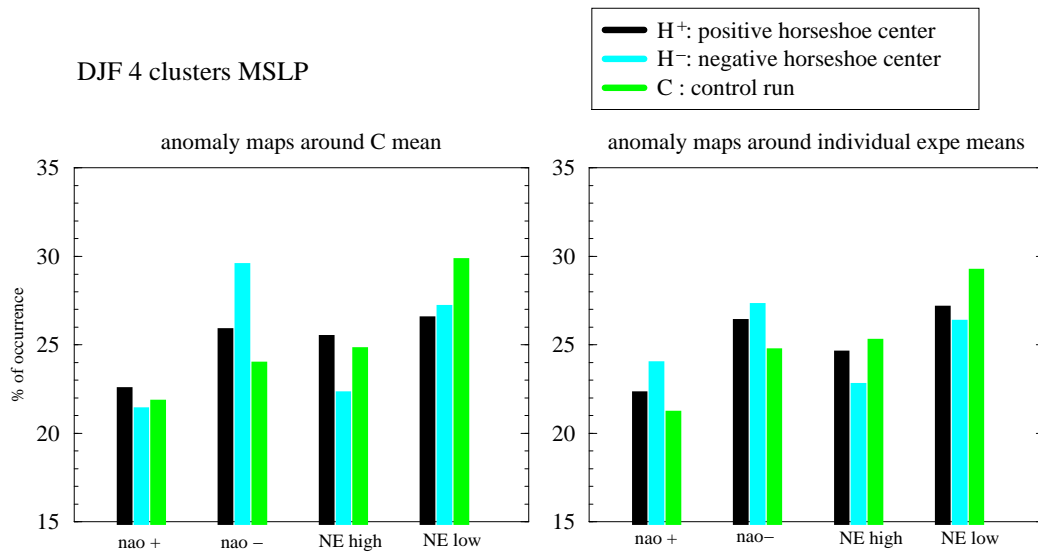


FIG. 3.24 – Même chose que fig. 3.22 en Décembre Janvier et Février pour les expériences H<sup>+</sup>, H<sup>-</sup> et C

pas facilement en termes de changement de fréquence d'occurrence des régimes NAO. En revanche celle-ci est plus en accord avec les changements observés dans les fréquences d'occurrence des régimes Est Atlantique en phase positive et négative. On observe effectivement en réponse au forçage  $HT^+$  une anomalie cyclonique entre le Groënland et le Royaume Uni qui peut s'interpréter par l'augmentation de la phase négative du mode Est Atlantique, et dans le cas d'un forçage  $HT^-$ , on observe une anomalie anticyclonique au même endroit qui peut être interprétée par l'augmentation significative de la fréquence d'occurrence de la dorsale Est-Atlantique.

Dans le cas des forçages de type H, les réponses moyennes de DJF peuvent être interprétées plus facilement en termes de modification des fréquences d'occurrence des régimes NAO. En effet la réponse moyenne de DJF en Z500 à un forçage de type  $H^-$  que l'on peut voir fig. 3.20 d peut être interprétée par l'augmentation significative du régime correspondant à la phase négative de la NAO que l'on observe fig. 3.24, panneau de gauche. De plus on constate que les fréquences des autres régimes ne sont pas modifiés significativement dans cette expérience, et que dans l'expérience  $H^+$  aucune modification significative n'est visible, conformément au peu de signification de la réponse moyenne à ce type de forçage. La réponse à l'échelle intrasaisonnière semble donc jouer un rôle dans la différence entre les réponses aux divers types de forçage. La réponse moyenne à l'échelle saisonnière aux forçages de type fer à cheval  $H^-$  en DJF peut être interprétée de façon directe par un changement de fréquence d'occurrence du régime journalier correspondant à la phase négative de la NAO. Le forçage tripôle en décembre, janvier et février induit une réponse moyenne interpretable par un changement de fréquence d'occurrence des régimes journaliers correspondant au mode Est Atlantique. Cependant, l'existence de relation complexes entre échelles temporelles peut aboutir au fait que ces réponses moyennes sur la saison ne sont pas forcément interpretable en termes de changement de fréquence des régimes journaliers. Comme le montrent Kageyama *et al.* (1999), la présence d'une oscillation basse fréquence peut expliquer que la variabilité ne puisse pas être décrite par une classification en régimes de temps. Par la suite nous explorons les aspects ondulatoires de la réponse à l'échelle intrasaisonnière afin de mieux comprendre cette différence entre les réponses aux forçages de type HT et H.

## b. Analyse spectrale spatio-temporelle du Z500

Définissons à présent  $q(\lambda, t)$ , champ longitude-temps (en jours) de Z500 défini pour chaque latitude  $\phi$  dans la région de  $20^\circ N$  à  $80^\circ N$ , et de  $90^\circ E$  à  $90^\circ W$ . La variance de  $q(\lambda, t)$  peut-être décomposée selon l'équation 3.1 afin d'isoler sa composante transitoire et zonalemment asymétrique  $\overline{q'^*2}$  (dernier terme du membre de droite). Celle-ci représente la variance des tourbillons transitoires atmosphériques (dans ce cas à toutes les échelles tem-

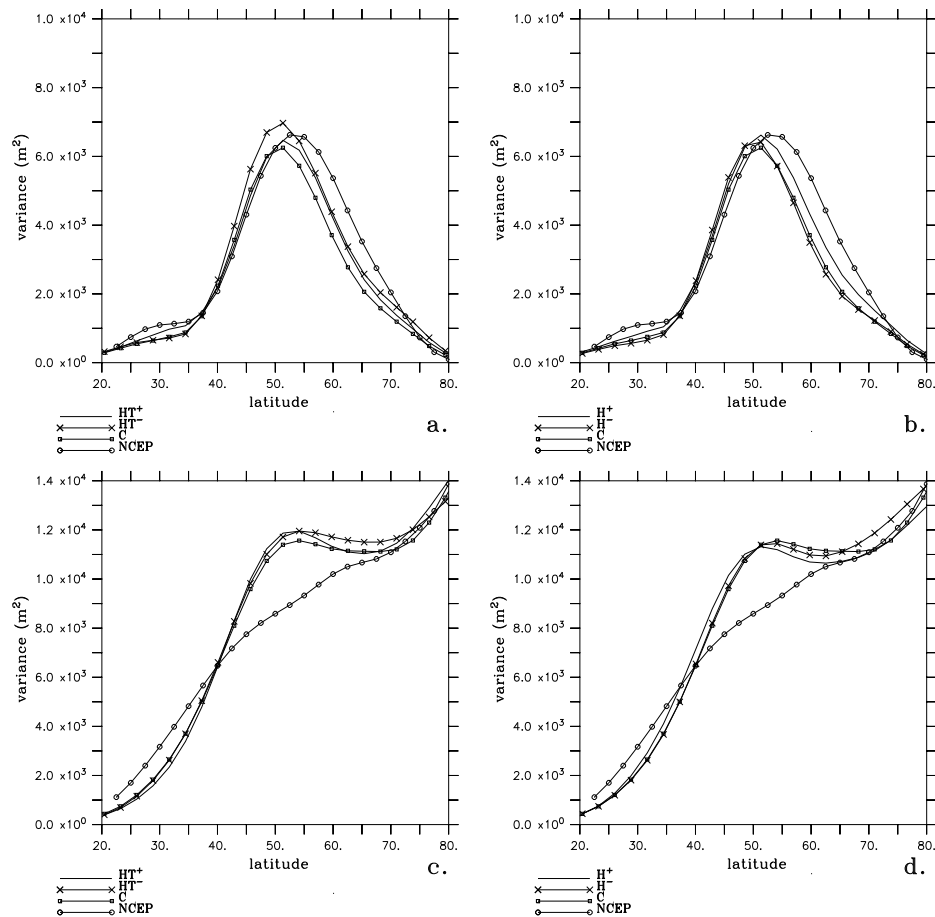


FIG. 3.25 – Variance zonale des ondes stationnaires climatologiques en octobre, novembre, décembre, janvier et février dans les réanalyses NCEP (cercles) et la simulation de contrôle C (carrés), a. pour les expériences HT<sup>+</sup> (ligne) et HT<sup>-</sup> (croix), et b. les expériences de type H<sup>+</sup> (ligne) et H<sup>-</sup> (croix). Variance temporelle de la moyenne zonale pour les mêmes données en octobre, novembre, décembre, janvier et février, c. et d.

porelles, contrairement à la RMS filtrée 2,2-6 jours qui représente uniquement l'activité des tourbillons synoptiques). Le premier terme est la moyenne spatio-temporelle, le second représente la variance zonale des ondes stationnaires climatologiques et le troisième la variance temporelle de la moyenne zonale. Ces deux derniers termes sont représentés en fonction de la latitude sur la fig. 3.25, pour les expériences de sensibilité aux SST des moyennes latitudes et pour la simulation de contrôle C et les réanalyses NCEP.

$$\overline{[q^2]} = \overline{[\bar{q}]^2} + \overline{[q'^*2]} + \overline{[q]'^2} + \overline{[q' * 2]} \quad (3.1)$$

La variance est en premier lieu décomposée sur la période moyenne ONDJF<sup>13</sup>. On constate fig. 3.25 a et b, que la variance zonale des ondes stationnaires atteint un maximum de

<sup>13</sup>octobre, novembre, décembre, janvier, février

l'ordre de  $7000 \text{ m}^2$  et situé vers  $50^\circ\text{N}$  pour toutes les simulations. Le forçage de type  $\text{HT}^-$  induit cependant une augmentation sensible de cette variance. Ce maximum est légèrement décalé vers le Sud par rapport aux réanalyses NCEP ( $55^\circ\text{N}$ ). Sur la période moyenne DJF ( fig. 3.26 a et b) la sous-estimation de l'amplitude du maximum de variance des simulations par rapport aux réanalyses est plus marquée, et l'on observe que le forçage augmente cette variance de façon plus significative dans les expériences de type  $\text{HT}^-$ , mais également dans les expériences de type  $\text{H}^+$ . Doblas-Reyes *et al.* (2001) montrent que le modèle ARPEGE sous-estime ce terme par rapport aux réanalyses de l'ECMWF, avec un décalage comparable en latitude.

La variance temporelle de la moyenne zonale en fonction de la latitude est représentée pour ONDJF sur la fig. 3.25 c et d. On remarque que toutes les simulations ont tendance à surestimer la variance vers  $50^\circ\text{N}$  par rapport aux réanalyses NCEP, alors qu'en DJF strictement celle-ci est sous-estimée par rapport aux réanalyses, impliquant que le flux zonal moyen est trop persistant, comme cela est souligné par Doblas-Reyes *et al.* (2001). Si l'on se reporte à la fig. 3.6 c et d, on constate effectivement que les fluctuations du vent en moyenne zonale sur la région Atlantique Nord sont plus importantes à  $50^\circ\text{N}$  sur la période OND dans la simulation C que dans les réanalyses. A l'inverse, en DJF les fluctuations sont sous-estimées, notamment en ce qui concerne la migration du courant jet vers le sud en décembre et janvier.

Nous nous intéressons à présent au caractère ondulatoire de la partie transitoire de la variance  $[\overline{q'^*2}]$ . L'analyse spectrale spatio-temporelle de ce terme nous permet d'évaluer quels types d'ondes atmosphériques peuvent entrer en jeu dans la réponse aux différents types de forçage et en particulier de mieux analyser le rôle des ondes quasi-stationnaires et synoptiques dans le mécanisme de réponse suggéré au chapitre 2. On peut en effet observer grâce à cette analyse des changements de variance dans des domaines spatio-temporels qui correspondent aux échelles de phénomènes atmosphériques connus, mais on obtient également des informations sur le caractère propagatif ou stationnaire de ces ondes. Cependant, il existe plusieurs méthodes pour discriminer les ondes propagatives et stationnaires qui sont toutes assez controversées, comme cela est souligné dans Von Storch et Zwiers (1999). Nous interpréterons donc ces résultats avec prudence. Nous utilisons ici la méthode proposée par Pratt (1976) et décrite plus en détail dans la partie 3.3. Nous commentons par la suite la variance totale, propagative et stationnaire sur la période ONDJF, afin de détecter une éventuelle réponse ondulatoire aux forçages de type H et HT. La variance est intégrée dans les domaines spectraux des ondes planétaires (de nombre d'onde  $k=1$  et de période supérieure à 10 jours) et synoptiques (de nombre d'onde  $k=2$  à 4 et de période comprise entre 2,8 et 5 jours environ). Le domaine spectral  $k=2$  et de période supérieure à dix jours semble correspondre à l'échelle de la réponse moyenne du



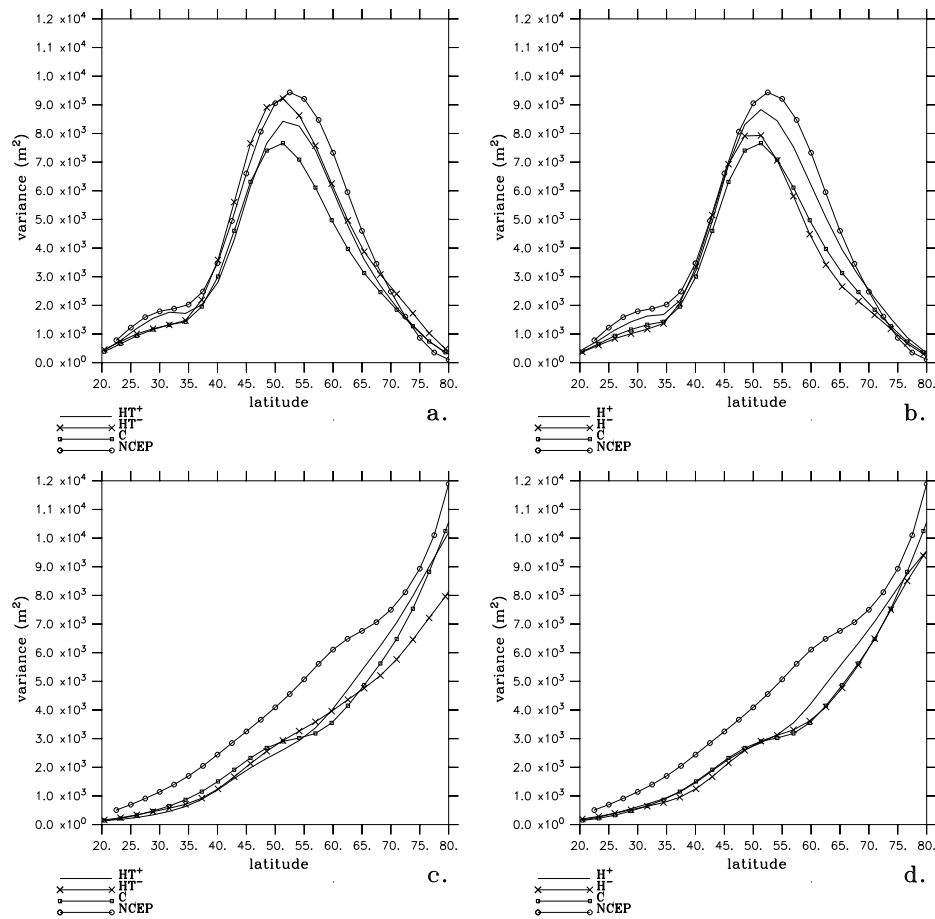


FIG. 3.26 – Même chose que fig. 3.25 mais pour les mois de décembre janvier et février.

modèle comme nous le verrons par la suite.

On observe que la variance totale associée aux ondes d'échelle planétaire fig. 3.27 a et b est sous estimée dans toutes les simulations par rapport aux réanalyses NCEP. Le maximum de variance est situé vers  $65^\circ N$ , un peu plus au nord que dans les réanalyses. On remarque une diminution de l'amplitude de ce maximum dans le cas d'un forçage  $HT^+$ . Cette différence est en partie expliquée par la variance des ondes stationnaires dans la même expérience fig. 3.27 c. Dans les réanalyses on observe une diminution locale de la variance vers  $45^\circ N$ , que l'on ne retrouve pas dans la simulation de contrôle. Doblas-Reyes *et al.* (2001) montrent que le partitionnement entre variance propagative et stationnaire ne se fait pas de la même façon dans le modèle et dans les observations, probablement en raison du biais de trop grande zonalité qui influe sur la représentation des ondes stationnaires et du jet. On voit que dans le modèle le forçage augmente la variance des ondes quasi-stationnaires vers  $45^\circ N$ , notamment dans le cas des expériences  $H^+$  et  $H^-$ . Ce résultat est donc cohérent avec la génération d'ondes quasi-stationnaires longitudinales

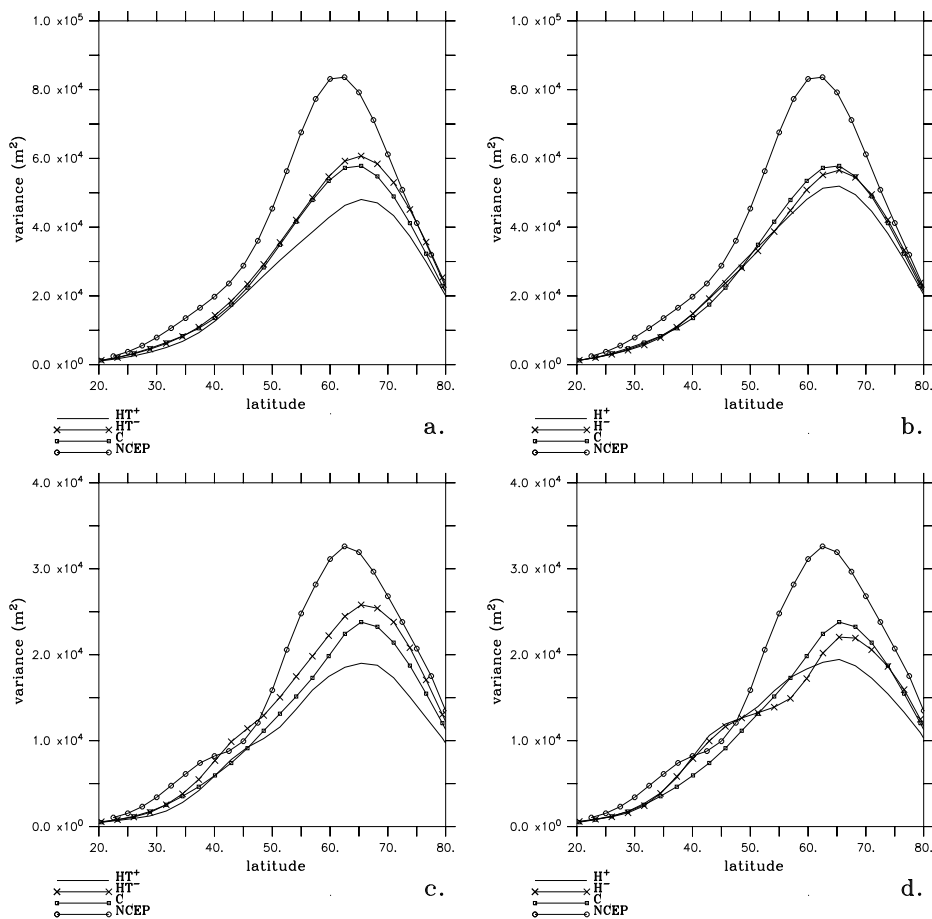


FIG. 3.27 – Variance totale des ondes planétaires en octobre, novembre, décembre, janvier et février dans les réanalyses NCEP (cercles) et la simulation de contrôle C (carrés), et pour a. les expériences HT<sup>+</sup> (ligne) et HT<sup>-</sup> (croix), et b. les expériences de type H<sup>+</sup> (ligne) et H<sup>-</sup> (croix). Variance des ondes planétaires quasi-stationnaires pour les mêmes données c. et d.

en réponse au forçage de type H. En contrepartie on observe donc une augmentation par rapport à C (en valeur absolue) de la variance des ondes propagatives vers l'ouest (indiquée par la variance négative) dans la même région en latitude fig. 3.28 a et b. On peut faire l'hypothèse que le forçage HT<sup>-</sup> tend à réduire le biais du modèle par rapport aux observations, avec une variance plus réaliste de l'onde rétrograde vers 50°N. En effet la réponse moyenne consiste en une anomalie anticyclonique en sortie du jet, réduisant donc la zonalité dans cette région. L'augmentation de la variance de l'onde rétrograde peut également expliquer le fait que la réponse moyenne ne soit pas interprétable en termes de régimes de temps, comme le suggèrent les travaux de Kageyama *et al.* (1999).

La variance des ondes synoptiques propagatives, représentant environ 90% de la variance totale dans ce domaine spatio-temporel (non montrée), augmente de façon non négligeable

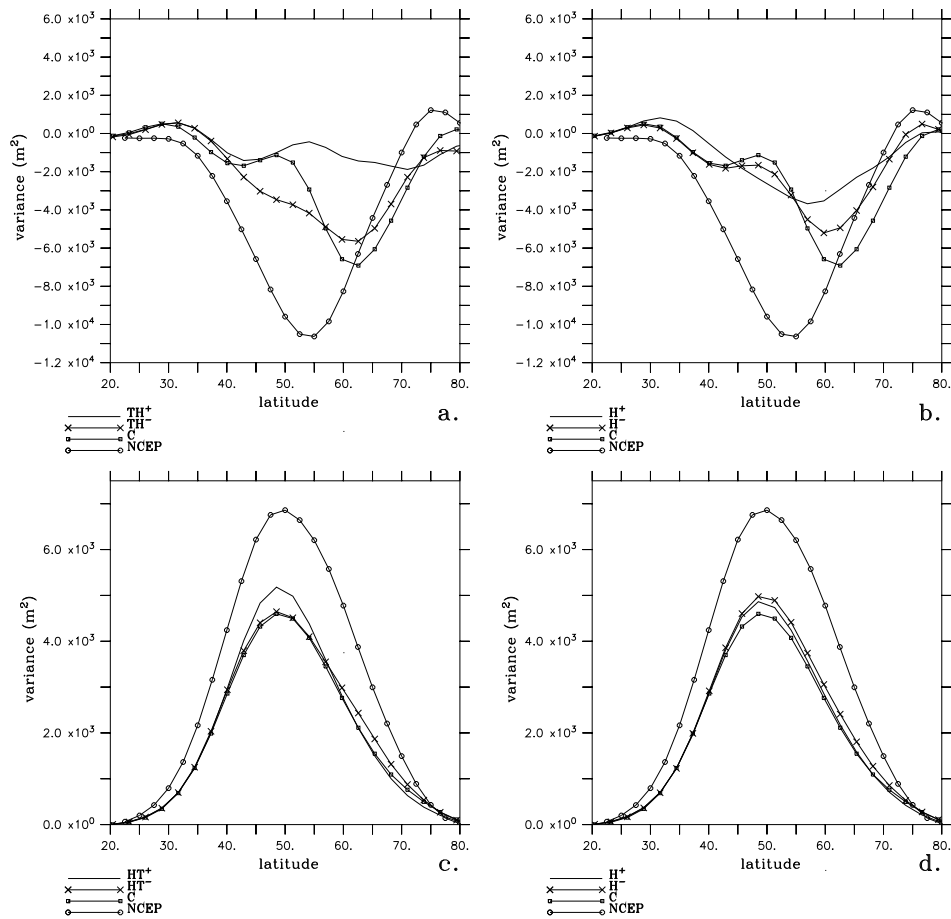


FIG. 3.28 – Variance des ondes planétaires propagatives en octobre, novembre, décembre, janvier et février dans les réanalyses NCEP (cercles) et la simulation de contrôle C (carrés), et pour a. les expériences  $HT^+$  (ligne) et  $HT^-$  (croix), et b. les expériences de type  $H^+$  (ligne) et  $H^-$  (croix). Variance des ondes synoptiques propagatives pour les mêmes données c. et d.

dans les simulations  $HT^+$  par rapport aux simulations  $HT^-$  et au contrôle. Les simulations  $H^+$  et  $H^-$  voient toutes deux une augmentation de cette variance par rapport au contrôle, sans différence significative entre les deux signes du forçage. On peut déduire de ce résultat que le forçage fer à cheval, quel que soit son signe, implique une légère augmentation des ondes baroclines par rapport à la simulation de contrôle. Le forçage tripôle en DJF semble induire dans  $HT^+$  et  $HT^-$  des réponses asymétriques par rapport à C. On observe en effet une forte augmentation de l'activité des ondes baroclines dans le cas d'un forçage  $HT^+$ , et aucun changement dans le cas  $HT^-$ . En revanche, si l'on compare ces réponses avec celles des simulations de type H, on constate une augmentation de l'activité barocline due au tripôle dans  $HT^+$  (par rapport à  $H^+$ ), et une diminution dans  $HT^-$  (par rapport à  $H^-$ ). Ce résultat suggère l'importance des ondes baroclines dans l'asymétrie de la réponse au

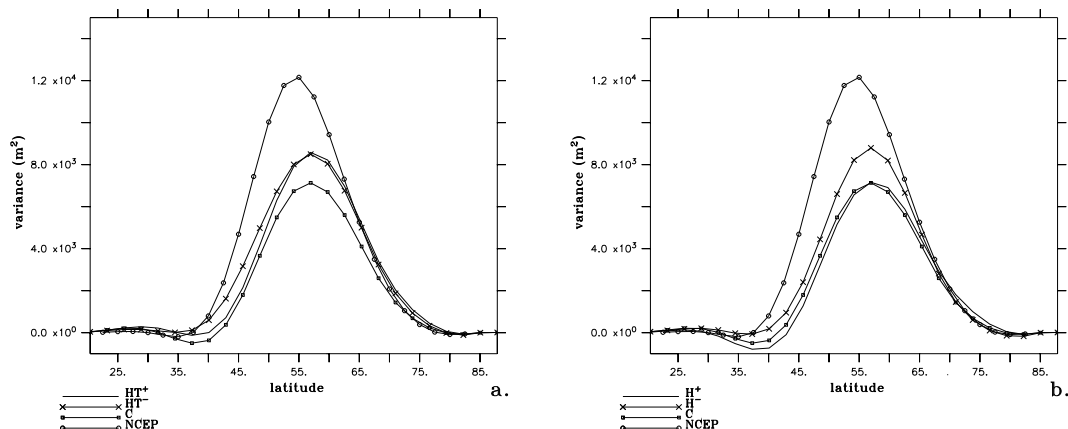


FIG. 3.29 – Variance des ondes propagatives pour  $k=2$  et de période supérieure à 10 jours en octobre, novembre, décembre, janvier et février dans les réanalyses NCEP (cercles) et la simulation de contrôle C (carrés), et pour a. les expériences HT<sup>+</sup> (ligne) et HT<sup>-</sup> (croix), et b. les expériences de type H<sup>+</sup> (ligne) et H<sup>-</sup> (croix).

forçage de type HT en fonction du signe des anomalies de SST.

Le spectre de la variance transitoire propagative en ONDJF est à présent intégré dans le domaine  $k=2$  et pour les périodes supérieures à 10 jours (fig. 3.29). Cette échelle spatio-temporelle semble plus adaptée pour décrire les réponses ondulatoires moyennes de type ondes de Rossby observées fig. 3.19 et 3.20. Alors que dans HT<sup>+</sup> et HT<sup>-</sup>, on observe des anomalies de variance d'égale intensité indiquant une propagation vers l'Est entre 55 et 60°N, on remarque que dans le cas des forçages de type fer à cheval la variance ne diffère significativement de la simulation de contrôle que pour l'ensemble H<sup>-</sup>. Ce résultat est cohérent avec la signification de la réponse ondulatoire à H<sup>-</sup> en DJF observée fig. 3.20 d.

### 3.2.4 Influence de l'amplitude du forçage

Comme nous l'avons mentionné précédemment, la partie subtropicale des anomalies de SST prescrites joue certainement un rôle dans la mise en place d'une réponse de type ondulatoire à l'échelle du bassin. Dans les expériences forcées réalisées dans le cadre du projet européen PREDICATE, les anomalies de type fer à cheval prescrites au modèle ARPEGE ont une amplitude plus importante notamment dans les tropiques, comme on peut le constater fig. 3.30.

Les anomalies mensuelles de SST prescrites dans ces simulations sont également déterminées à l'aide d'analyses MCA déphasées, selon la méthode mise au point par Claude Frankignoul et Mark Rodwell. La SST mensuelle est ici systématiquement en avance de 3 mois sur le mois central du champ de Z500 moyenné sur trois mois. Les structures spatiales obtenues sont de deux types, dont l'un est le mode fer à cheval de la fig. 3.30, prescrit de

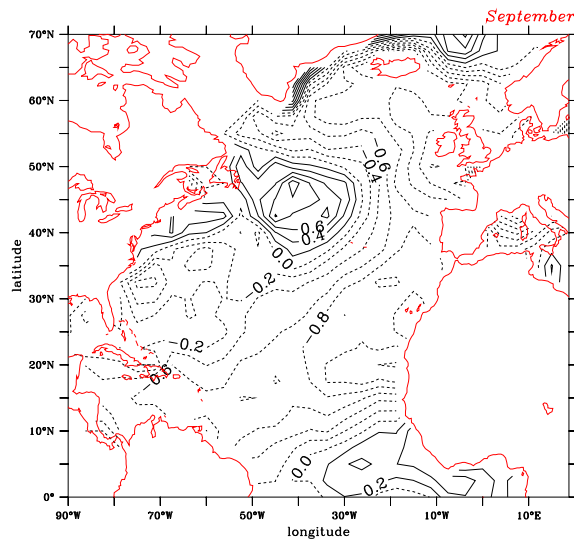


FIG. 3.30 – Forçage en SST (contour tous les 0.2 K) des simulations du projet PREDICATE. Ici pour le mois de septembre, les forçages mensuels de septembre à février ont une structure comparable.

septembre à mars. Une simulation de 20 ans est effectuée pour chaque polarité du forçage, qui seront appelées ici  $A^+$  (forçage de la fig. 3.30) et  $A^-$  (forçage de signe opposé).

La réponse linéaire moyenne  $(A^+ - A^-)/2$  en Z500 se projette sur une phase positive de la NAO en DJF et en JFM, comme on peut le constater fig. 3.31. Ce résultat est cohérent avec la relation linéaire trouvée dans les observations. La réponse prend la forme d'un train d'onde partant des tropiques et se propageant en direction du nord-est en NDJ, puis du nord-ouest en DJF et JFM. Ces deux dernières réponses sont associées à des anomalies de STA très fortes et significatives, qui sont cohérentes avec un renforcement de ces anomalies de circulation basse fréquence. Cette réponse linéaire a la même structure que la réponse moyenne à  $H^-$  en NDJ, i.e. lorsque la branche subtropicale de l'anomalie fer à cheval est chaude. On peut faire l'hypothèse que la réponse plus significative obtenue dans ce cas est due en partie à l'amplitude des anomalies de SST prescrites, plus forte ici notamment pour la branche subtropicale du fer à cheval. On note également la présence d'une anomalie à l'équateur de type "Niño Atlantique", qui comme nous le verrons par la suite, induit également une réponse ondulatoire se projetant sur NAO aux moyennes latitudes. La réponse la plus significative est obtenue en JFM, suggérant un rôle important de l'anomalie fer à cheval pendant l'hiver, notamment à travers la modification de la route dépressionnaire.

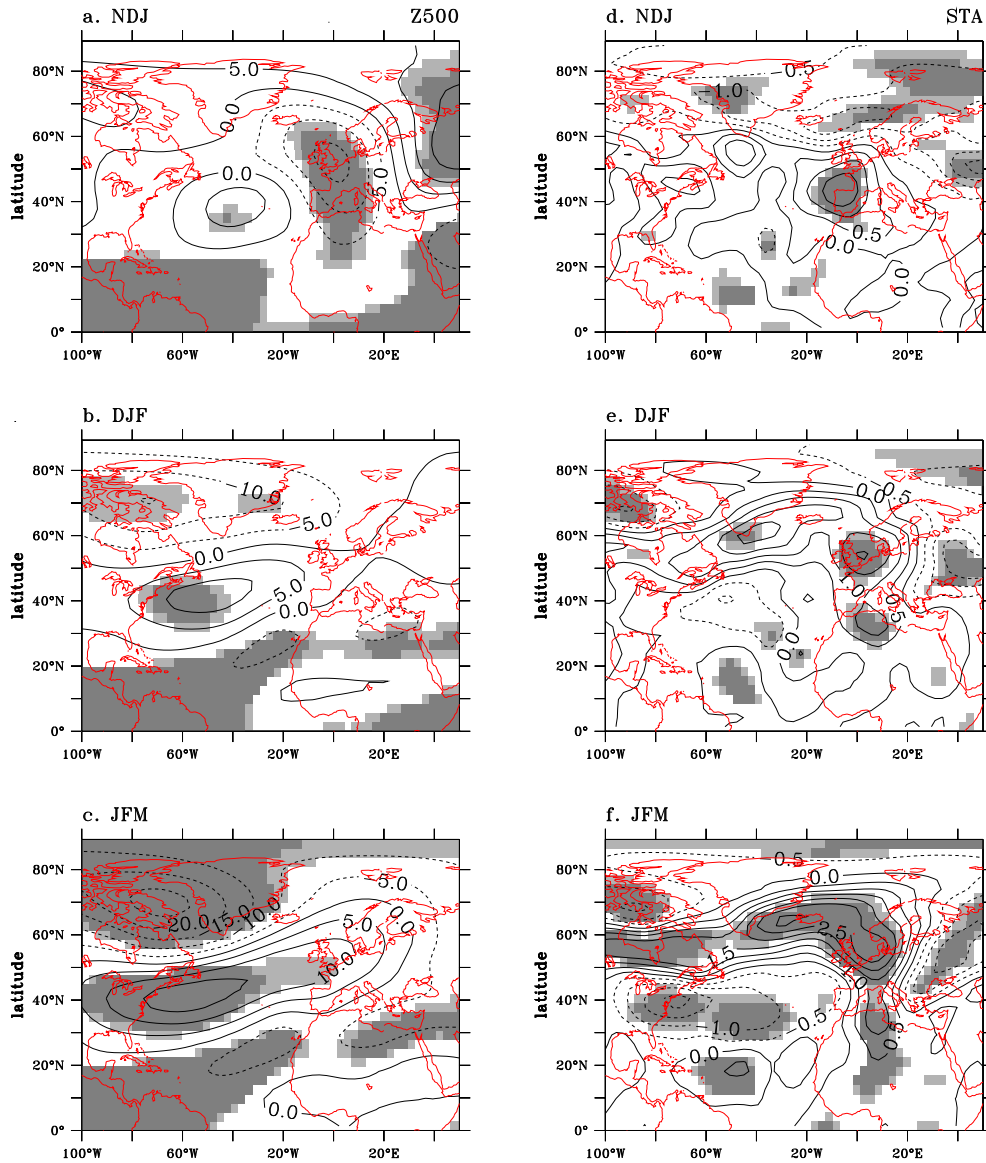


FIG. 3.31 – Réponse linéaire moyenne  $(A^+ - A^-)/2$  de Z500 (contours tous les 5 m) en NDJ (a), DJF (c) et JFM (e), et de STA (contours tous les 0,5 m) en NDJ (b), DJF (d) et JFM (f). La signification statistique est définie comme à la fig. 3.7.

### 3.2.5 discussion

Les expériences de sensibilité que nous avons réalisées (et dont les résultats sont récapitulés tableau 3.1) montrent que **le modèle ARPEGE reproduit la relation linéaire** trouvée dans les réanalyses entre les anomalies de SST d'été de type fer à cheval et la circulation grande basse-fréquence d'hiver dans la région Atlantique Nord Europe. On obtient une anomalie de Z500 anticyclonique (cyclonique) sur le Nord de l'Europe en novembre, décembre et janvier en réponse à une anomalie de SST de type fer à cheval avec partie centrale chaude (froide) prescrite de juillet à novembre. La réponse est cependant plus faible et située plus au nord que l'anomalie de Z500 observée sur l'Europe. La réponse linéaire en vent zonal suggère que la réponse persistante de Z500 obtenue sur l'Europe en DJF malgré l'absence de forçage en SST peut être due à l'interaction de cette structure avec le jet Nord Africain.

Cette réponse hivernale linéaire est équivalente barotrope et peut être interprétée en termes de changements de fréquence d'occurrence des régimes journaliers de pression de surface. Cette analyse souligne également l'**asymétrie** de la réponse qui semble plus forte et plus significative dans le cas d'une anomalie fer à cheval froide en son centre, dont la **branche subtropicale** est chaude. Dans ce cas la réponse se projette bien sur la phase négative de la NAO et on observe une augmentation de la fréquence d'occurrence du régime correspondant.

Lorsque l'on prescrit une anomalie de SST de type tripôle en hiver à la suite des anomalies fer à cheval, on observe une augmentation de l'activité des tourbillons transitoires, et parallèlement une augmentation de la variance propagative des ondes d'échelle synoptique. **La rétroaction des perturbations synoptiques** sur la circulation moyenne semble alors jouer un rôle dans l'amplitude et la **signification de la réponse** dans la région Atlantique Nord Europe. Le renforcement de la réponse hivernale par les tourbillons transitoires semble être lié au **forçage hivernal en SST**. La **forme et la position** des anomalies prescrites est très importante, puisque les résultats obtenus en prescrivant l'anomalie fer à cheval ou l'anomalie tripôle en hiver sont très différents. De même l'**amplitude des anomalies de SST** semble jouer un rôle.

En DJF, la réponse atmosphérique est de type ondulatoire pour les deux polarités du forçage, et apparaît plus significative que dans le cas d'un forçage fer à cheval uniquement. Cette réponse se projette essentiellement sur le mode **Est Atlantique**. Cette réponse peut être interprétée en termes de changements de fréquence d'occurrence des régimes correspondant au mode Est Atlantique, dont la phase positive représente également le phénomène de blocage. Cependant, ce dernier régime ne présente pas de période de persistance de plus de 5 jours dans aucun des membres des expériences de sensibilité (ou des

années de l'expérience de contrôle). On sait que la trop grande zonalité d'ARPEGE nuit à la représentation du blocage ce qui induit peut-être ce manque de persistance. On constate également que la nature ondulatoire de la réponse implique qu'on ne doit pas interpréter hâtivement la réponse moyenne en termes de changement de fréquence d'occurrence des régimes de temps.

Ces résultats suggèrent cependant que la réponse aux anomalies de SST moyennes latitudes est liée au phénomène de **blocage**. En effet, comme le rappellent Ghil et Childress (1987) nombre d'auteurs suggèrent que le blocage est lié à des interactions non-linéaires entre l'onde planétaire rétrograde et les ondes libres dans l'hémisphère Nord. Nakamura *et al.* (1997) montrent que dans l'Atlantique Nord c'est surtout suite à la propagation d'un train d'onde de type Rossby que l'on observe l'apparition d'un blocage, et que les tourbillons transitoires jouent un rôle moins important que dans le Pacifique. Dans notre cas, lorsque le tripôle n'est pas prescrit en hiver et que l'on observe peu de rétroaction des tourbillons transitoires, il apparaît en DJF (fig. 3.20 c.) une réponse très proche du blocage décrit par Michelangeli et Vautard (1998) (leur fig. 1 a. et c.). Ces derniers suggèrent que les précurseurs possibles du blocage dans l'Atlantique Nord sont une onde rétrograde à l'échelle planétaire et un train d'onde à l'échelle synoptique qui traverse l'Atlantique. Ces deux phénomènes sont observés en réponse au forçage  $H^+$ .

Ces réponses de type **ondulatoire** semblent dans tous les cas provenir des régions **sub-tropicales**. Les perturbations du courant jet subtropical Atlantique sont en effet sources d'onde de Rossby, comme le montrent notamment Hoskins et Ambrizzi (1993). Dans la suite, nous étudions les résultats des expériences d'ARPEGE où sont prescrites des anomalies de SST tropicales observées en automne. Nous décrivons à cette occasion les processus de génération d'ondes de Rossby ayant lieu dans les tropiques. Nous verrons également l'importance des échanges de chaleur à l'interface océan-atmosphère pour l'établissement d'une réponse significative aux moyennes latitudes, notamment grâce à la rétroaction des tourbillons transitoires. Ces résultats suggèrent que la faible amplitude et les décalages en latitude observés dans les réponses aux expériences fer à cheval et tripôle peuvent en partie s'expliquer par le fait que ces échanges n'y sont pas modélisés.



	Circulation basse fréquence		Renforcement par STA		Changement fréquence régimes
	OND	DJF	OND	DJF	DJF
<b>HT<sup>+</sup></b>	<i>onde</i> E bassin S → N	<i>onde</i> centre bassin S → NE	oui (faible)	oui	NE low ↑ / NE high ↓
<b>HT<sup>-</sup></b>	<i>onde</i> W bassin W → E	<i>onde</i> W bassin arc SW → NE	oui (faible)	non	NE low ↓ / NE high ↑ NAO + ↑ / NAO - ↓
<b>H<sup>+</sup></b>	<i>onde</i> W → E	non	oui (faible)	non	non
<b>H<sup>-</sup></b>	<i>onde</i> SE → N	<i>onde</i> arc SW → E	non	non	NAO - ↑
$\frac{\mathbf{HT}^+ - \mathbf{HT}^-}{2}$	<i>onde</i> SW → NE	<i>onde</i> SW → NE	non	oui (faible)	
$\frac{\mathbf{H}^+ - \mathbf{H}^-}{2}$	<i>onde</i> arc W → NE	<i>onde</i> arc W → E	non	non	
$\frac{\mathbf{A}^+ - \mathbf{A}^-}{2}$	<i>onde</i> SW → NE	<i>onde</i> SE → N <i>type NAO +</i>	oui		

TAB. 3.1 – Tableau récapitulatif des résultats des expériences de sensibilité moyennes latitudes

### 3.3 Influence des anomalies de SST d'automne dans l'Atlantique tropical.

Article par M. Drévillon, C. Cassou and L. Terray, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, sous presse.

#### 3.3.1 Article : Model study of the wintertime atmospheric response to autumn tropical Atlantic sea-surface-temperature anomalies.

##### Abstract

Lead-lag Maximum Covariance Analysis (MCA) between NCEP reanalysis sea-surface-temperature (SST) and 500 hPa geopotential height fields shows that autumn tropical Atlantic SST anomalies are significantly linked with the following winter North Atlantic Oscillation (NAO). The ability of the Météo-France Atmospheric General Circulation Model (AGCM) ARPEGE to reproduce this relationship is tested, by forcing it with autumn tropical SST anomalies derived from lead-lag MCA analysis results. The autumn SST forcing induces a strong wave-like simultaneous response in October-November. The occurrence of the autumn weather regimes is also affected, in agreement with the significant spatial correlation of the midlatitude part of the wave response with the NAO pattern. By coupling the model with a slab ocean in the midlatitudes, we show that the thermal coupling between the ocean and the atmosphere allows a better representation of the midlatitude part of the response. A negative autumn tropical SST anomaly triggers an interaction between the midlatitude SST, the low frequency circulation and the storm track activity, which reinforces and maintains a positive phase of the NAO until winter.

##### a. Introduction

In order to investigate the origins of winter climate variability in the North Atlantic Europe (hereafter NAE) region and to further improve climate prediction, many studies have focused on the influence of either midlatitude or tropical Atlantic sea surface temperature (SST) on low frequency atmospheric variability. Since the study of Bjerknes (1964), it is generally admitted that the principal midlatitude SST mode called “tripole” varies synchronously with the North Atlantic Oscillation (NAO). The former comprises latitudinal band anomalies of the same polarity in the subtropics and south of Greenland, and a central anomaly of opposite polarity. The latter is the principal atmospheric variability mode and is defined by a surface pressure seesaw between Iceland and the Azores. Cayan

(1992) shows that the NAO drives the SST tripole through surface heat flux exchanges. The question of the winter feedback of these SST anomalies on the atmosphere is controversial as it is much smaller than the strong atmospheric forcing of the ocean surface, and thus cannot be distinguished (Frankignoul, 1985). Recently Czaja and Frankignoul (1999) identified a relationship between a horseshoe shaped summer SST anomaly in the North Atlantic ocean (central anomaly at  $40^{\circ}N$  circled to the east with the opposite polarity anomaly) and the next winter NAO using Maximal Covariance Analysis (MCA) analysis, which gives spatial structures in each field that covary in time. This lagged relationship induces predictability in the NAE region at the seasonal scale (Rodwell and Folland, 2002). Mechanisms that can be responsible for this relationship are suggested in Drévilion et al. (2001), where it is argued that the initial anticyclonic anomaly response to the horseshoe is maintained and amplified by the storm-track activity, resulting into an atmospheric mode that closely resembles the NAO pattern.

A part of atmospheric NAE variability can also be linked to tropical and south Atlantic SST. As in Czaja and Frankignoul (2002), we perform here a lead-lag MCA between the NCEP tropical ( $20^{\circ}S$  to  $20^{\circ}N$ ) Atlantic SST and the Atlantic ( $20^{\circ}S$  to  $70^{\circ}N$ ) 500 hPa geopotential height (hereafter Z500) and find a significant covariance between an East equatorial SST variability pattern in autumn and the next winter NAO (Fig. 3.32). Czaja and Frankignoul (2002) show that the action of this tropical pattern on the low frequency atmospheric variability in the North Atlantic region is significant, although weaker than that of the horseshoe pattern. Anomalous SST in the eastern tropical Pacific induce northeastward propagating atmospheric Rossby waves that can alter the extratropical atmospheric circulation (see Trenberth et al., 1998). The same type of mechanism could play a role in the observed tropical Atlantic SST impact on the North Atlantic region atmosphere. As proposed by Sardeshmukh and Hoskins (1988) SST anomalies in the tropics can result in anomalous low level convergence leading to a modification of convection and thus of the local Hadley circulation. Rossby waves can then be induced by vorticity convergence in the subsiding branch of the Hadley cell. In his review of the interaction between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation, Lau (1997) emphasizes the critical importance of air-sea coupling in the midlatitudes in amplifying the extratropical response to tropical SST anomalies. Hoerling and Ting (1994) demonstrate the importance of the transient eddies organization in maintaining the North Pacific midlatitude atmospheric response to El Niño events, which has the spatial structure of the Pacific North American (PNA) teleconnection pattern. Watanabe and Kimoto (1999) prescribe a December-January-February (DJF) tropical Atlantic anomaly (resembling the autumn SST anomaly which covaries with the NAO in the observations) to an AGCM coupled with a mixed layer model in the midlatitudes. They show that the response clo-

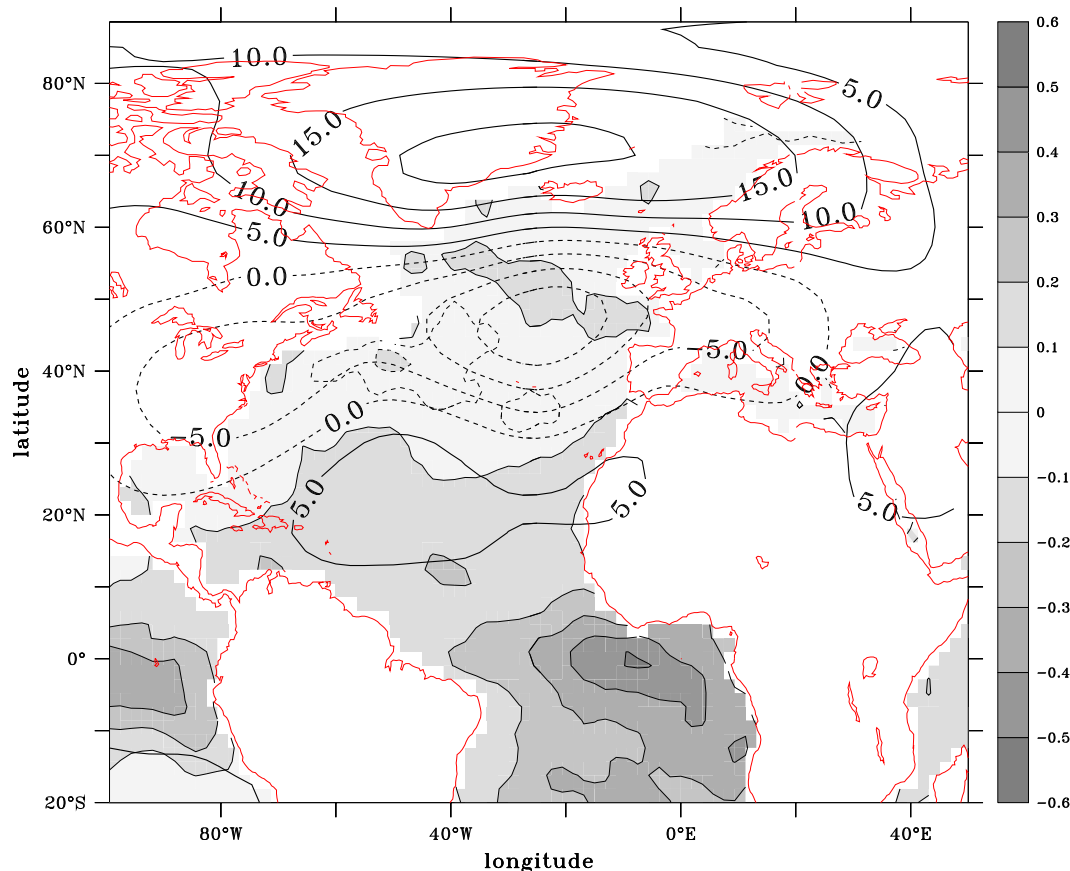


FIG. 3.32 – Lagged MCA heterogeneous patterns of mean September-October-November (SON) SST (grey levels, thin contours every 0.1 deg. C) and mean November-December-January (NDJ) Z500 (thick contours every 5 m), negative values are dashed for both fields. The square covariance fraction of the structures is 68.9 %, (significant at the 92 % level with respect to a Monte Carlo test) and the correlation coefficient between the MCA time series is 0.53 (signification 88 %).

sely looks like the NAO pattern and demonstrate with a baroclinic linear model that the transient eddy processes are important in stabilizing the response. The equatorial SST anomaly in the Eastern part of the Atlantic basin corresponds to the spatial pattern of the second EOF of SST variability in the tropical Atlantic, and is not correlated in time with El Niño or the horseshoe pattern. Zebiak (1993) suggest that it is part of an “Atlantic El Niño” phenomenon, as a reduction of the Atlantic easterly trade winds is observed when the anomaly is positive, as can be seen in the Pacific during El Niño events. Sutton et al. (2000) using the optimal filtering technique in an ensemble of forced simulations, found that fluctuations of SST in the tropical Atlantic are likely to influence the tropical atmospheric variability, especially during the mean season September-October-November (SON).

The aim of the present study is to assess with various sensitivity experiments the capability of an AGCM to reproduce the observed statistical lagged relationship between the autumn tropical SST anomaly and the next winter NAO. The numerical experiments then allow us to better investigate the physical processes that can induce this link, and especially the role played by the transient eddies in the midlatitudes. The observed autumn tropical SST structure, varying in time from September to November, is prescribed to the AGCM coupled or not with a slab ocean model in the midlatitudes. Ensembles of simulations are made that allow us to study the atmospheric response to this SST anomaly, the impact of thermal coupling at the atmosphere-ocean interface on the spatial structure and the persistence of the atmospheric response is discussed.

In section b. the two different model designs are described, and briefly validated. The physical diagnostics as well as the statistical analyses to be performed on the sensitivity experiments are detailed. The autumn atmospheric response for each set of ensemble experiments is described in section c.. Mechanisms that can be responsible for the low frequency response to tropical SST forcing, and the modulation of this response at midlatitudes are examined. The winter atmospheric response is described in section d.. The principal conclusions of this study are given in section e..

## **b. Model experiments and analysis tools**

### **Model presentation**

The ARPEGE Integrated Forecasting System (IFS) AGCM, jointly developed by Météo-France and the European Center for Medium range Weather Forecast (ECMWF), is described in Dequé et al. (1994). ARPEGE is a spectral model with truncation T63 for the description of the dynamics. The model was run here with 31 levels on the vertical, the physical and dynamical fields are displayed on a 2.8x2.8 degrees horizontal grid. This configuration of the model is resolving the synoptic scale transient eddies, and correctly simulates the NAE region winter climate variability at the intraseasonal (Doblas-Reyes et al., 1998, 2001) and interannual time scale (Cassou and Terray, 2001). A first control simulation (hereafter called C) is done by integrating ARPEGE for 30 years with prescribed climatological NCEP SST.

The same version of ARPEGE can be coupled with a slab ocean mixed layer model in the North Atlantic basin (here between  $25^{\circ}N$  and  $60^{\circ}N$  with  $10^{\circ}$  buffer zones in latitude). This allows the thermal coupling to take place in the model between the ocean and the atmosphere in the North Atlantic region. The oceanic mixed layer model has a seasonally varying depth, which can play an important role in the representation of climate variability by the model and a flux correction is applied to avoid the temperature drift. This flux

correction can be considered as a compensation to the absence of advection of heat in the mixed layer model. A 30-year long control simulation (hereafter  $C_{ML}$ ) is thus performed with this second model configuration, with the oceanic mixed layer in the midlatitudes and climatological SSTs everywhere else.

These two control simulations will serve as references to study the impact of prescribing different SST anomalies in both configurations of the model.

### **Preliminary validation of the control simulations**

If the atmospheric internal variability spatial structures are not correctly reproduced by the model, its response to prescribed SST anomalies can be distorted (Peng and Robinson, 2001). In order to make a short validation of the two model configurations, we describe here the first EOF of autumn October-November (ON) and winter January-February (JF) mean 500 hPa geopotential height (hereafter referred to as Z500) in C and  $C_{ML}$ , and in the NCEP reanalysis dataset. The observed autumn NAO (Fig. 3.33(a)) has a wave like spatial structure, arching northeastward and ending with an anticyclonic anomaly over Scandinavia. The first autumn EOF of C (Fig. 3.33(b)) depicts a zonal atmospheric circulation over the Atlantic and western Europe. The first autumn mode of  $C_{ML}$  (Fig. 3.33(c)) displays spatial structures of variability that more closely resemble the observed. The superimposed Plumb vectors in fig. 3.33(a), (b) and (c), are obtained by regressing the mean ON Plumb vectors on the temporal coefficient of the EOF (40 years for the NCEP dataset and 30 for C and  $C_{ML}$ ). They show stationary wave activity fluxes associated with the mode, which happen to be better represented in  $C_{ML}$  than in C with respect to the NCEP reanalysis, especially in the Eastern part of the basin. In Fig 3.33(a) a flux anomaly is directing wave activity energy southwest from the British Isles, which can also be found, but shifted westward, in Fig. 3.33(c). The Icelandic low is underestimated for both C and  $C_{ML}$ . JF NAO dipoles (Fig. 3.33(e) and (f)) and shifted to the northwest with respect to the observed one (Fig. 3.33(d)), and the amplitude of the Azores high is overestimated in the control experiments. This results in a northwestward shift of the maximum horizontal pressure gradient. The associated wave energy flux is more zonally oriented than in the observations. The East Atlantic ridge (second mode, not shown), consisting of a strong anticyclonic anomaly in the center of the North Atlantic basin, is underestimated in amplitude. These misrepresentations may be due to the zonality of the Northern Hemisphere westerly flow in ARPEGE, introducing biases in the climatological stationary waves (Doblas-Reyes et al., 1998) and a too strong Pacific-Atlantic connection implying Pacific North America Teleconnection (PNA) extension over Europe (Cassou and Terray, 2001). The reader is invited to refer to these two articles for a comprehensive validation of ARPEGE. The biases described here, which are shared by other AGCMs

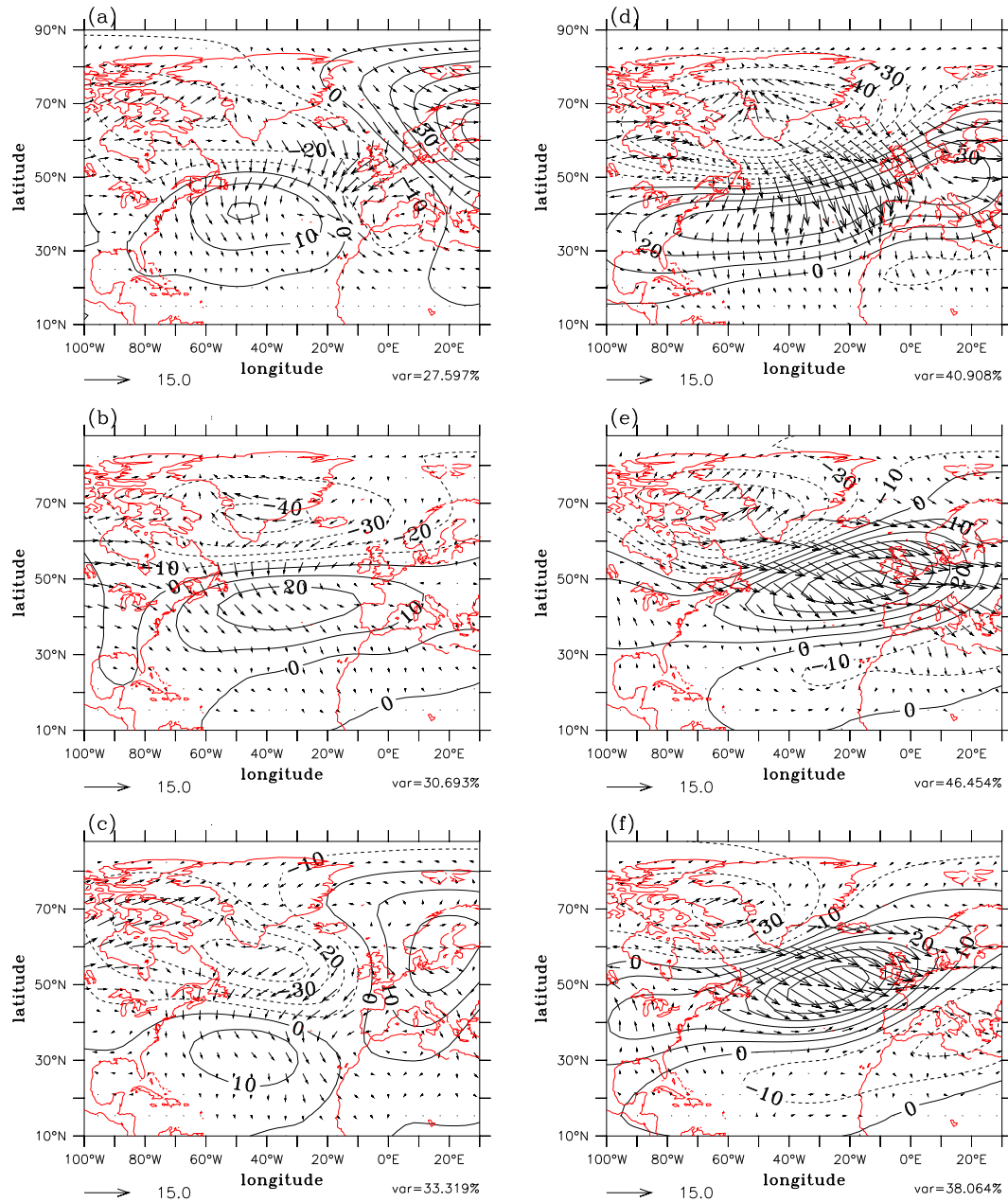


FIG. 3.33 – First EOF spatial patterns of mean October-November (ON) Z500 and mean January-February (JF) Z500, (a) and (d) for the NCEP/NCAR reanalysis dataset, (b) and (e) for C, and (c) and (f) for  $C_{ML}$ . The contour interval is 10 m. Plumb vectors  $\mathbf{F}$  ( $m^2 \cdot s^{-2}$ ) regressed on the corresponding time series are superimposed. The percentage of variance explained by the structures is indicated for each one of them in the lower right corner.

like NCAR CCM3 (Hurrell et al.,1998), will be taken into account when discussing the model's response to SST anomalies.

### **Sensitivity experiments**

The sensitivity of ARPEGE to the autumn tropical SST anomaly is assessed by performing ensembles of atmospheric simulations, forced with monthly varying SST anomalies. The length of these integrations is 9 months (from July to March). The prescribed anomalous SST patterns are derived as follows. For the autumn forcing patterns, NCEP monthly SST maps of September, October and November are separately regressed upon the time series (not shown) of the MCA SST pattern of fig. 3.32. The September  $20^{\circ}S$ - $20^{\circ}N$  SST forcing pattern obtained is displayed in fig. 3.34(a), the October and November maps are not shown as the main features of the anomaly are persistent.

For the winter forcing patterns, NCEP monthly SST maps of December, January and February are regressed upon the time series of the North Atlantic (from  $0^{\circ}N$  to  $70^{\circ}N$ ) tripole obtained by a synchronous MCA between Z500 and SST in the North Atlantic domain. The tripolar forcing structure is displayed here for December (fig. 3.34(b)), the main features of the January and February patterns being similar. The sign of the tripole is chosen here as if this midlatitude SST anomaly was resulting from surface heat flux exchanges between the atmospheric response to the preceding autumn tropical SST anomaly, and the North Atlantic oceanic mixed layer. Therefore, in the case of a positive (negative) tropical SST anomaly in autumn, the following tripole consists in a positive (negative) basin wide subtropical SST anomaly in the  $0 - 20^{\circ}N$  latitude band, a negative (positive) anomaly between  $20^{\circ}N$  and  $40^{\circ}N$  and a positive (negative) anomaly to the North, from the Labrador Sea and Newfoundland to the Irish coasts.

For the remaining months, no SST anomalies are prescribed. The daily SST values used to force the ARPEGE model are obtained through linear interpolation in order to smooth the transition between the monthly mean SST anomalies. Those SST patterns are used to force ensembles of 15 simulations (called members), which are made independent by varying their initial atmospheric conditions (different days at the beginning of July, taken from the C simulation). The atmospheric response to the forcing is obtained by averaging the members, which filters out most of the atmospheric chaotic behaviour.

We performed four different ensembles of atmospheric simulations. The tropical (from September fig. 3.34(a) to November) and then midlatitude (from December fig. 3.34(b) to February) SST time varying forcing is added to the NCEP climatological SST for a first ensemble. Another ensemble of the same length is performed for the opposite polarity of the forcing, in order to estimate the linearity of the response. For convenience, these ensemble experiments will hereafter be referred to as respectively P (Positive equa-



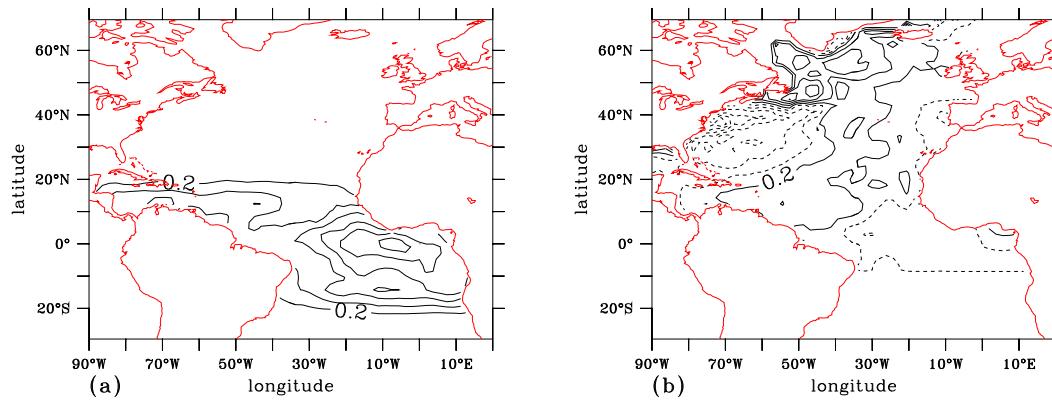


FIG. 3.34 – (a) SST forcing pattern of September, and (b) of December, contours every 0.2 K.

torial anomaly followed by positive/negative/positive tripole) and N (Negative equatorial anomaly followed by negative/positive/negative tripole).

A second set of 15-member ensembles of 9 months long (from July to March) is obtained by integrating ARPEGE coupled with the mixed layer model in the North Atlantic and forced by NCEP climatological SSTs everywhere else, as described in b. b. In September, October, and November the tropical SST anomalies (September forcing displayed in fig. 3.34(a)) are added to the climatological SST. No SST anomaly is prescribed in the North Atlantic basin in winter as the coupling with the slab ocean takes place in this region. A positive ensemble of coupled sensitivity experiments (hereafter  $P_{ML}$ ) and a negative one ( $N_{ML}$ , opposite sign of the forcing) are then performed.

### Defining and analyzing the response

#### – Linear and non-linear response

The linear part of the sensitivity experiments response to the SST forcing can be estimated in a simple way.  $\langle L \rangle = (\langle P \rangle - \langle N \rangle)/2$  gives the part of the response which is symmetric with respect to the sign of the forcing. The brackets which denote here the ensemble mean will be omitted in the following sections. The mixed layer coupled sensitivity experiment linear response will also be estimated by  $\langle L_{ML} \rangle = (\langle P_{ML} \rangle - \langle N_{ML} \rangle)/2$ . The non-linear part of the response can be estimated by computing the departures from the corresponding control simulations, like  $\langle P \rangle - \langle C \rangle$  or  $\langle P_{ML} \rangle - \langle C_{ML} \rangle$ .

#### – Frequency wavenumber spectral analysis

Following the method of Doblas-Reyes et al. (2001), a frequency-wave number spectral analysis or space-time spectral analysis, developed by Hayachi (1971), is applied to our experiments Z500 field. In addition to classical spectral analysis, this method allows

us to assess the contributions of travelling and standing waves to the total space time transient variance of the Z500 field. The Z500 field is first separated into longitude ( $90^{\circ}W-90^{\circ}E$ ) time (in days, depending on the season studied) series for each latitude of the atmospheric grid from  $20^{\circ}N$  to  $80^{\circ}N$ . The zonal and time mean are subtracted and, by means of a Fourier transform along the longitudes, the remaining space-time transient series are expanded into zonal Fourier coefficients, thus varying with latitude and time. For each latitude, the space-time spectra and crossspectra are obtained by a classical spectral analysis of the Fourier coefficients. These are then used following the method of Pratt (1976) to separate the standing waves and the propagating waves variances. A thorough description of the method and its limitations is given in Von Storch and Zwiers (1999), and a detailed comparison of ARPEGE results with the observations is done by Doblus-Reyes et al. (2001).

– *Cluster analysis*

One way to consider the non-linear and high frequency response to the various types of forcings of our sensitivity experiments is to adopt the weather regimes approach. Weather regimes are usually defined as peaks in the probability density function (PDF) of the phase space of climate. The hypothesis can be made that a modification of the climate mean state or variability due to an external forcing will result in a change in the amplitude of these peaks, or in the preferred transitions between them (Corti et al., 1999). Under this hypothesis, one should observe more or less occurrences of pre-existing weather regimes in response to a SST forcing, rather than the appearance of new ones. Thus the response of the model can be studied by comparing the frequencies of occurrence of the principal weather regimes between the various sensitivity experiments. Daily maps of Sea Level Pressure (SLP) of the various sensitivity experiments are classified into weather regimes following the k-means method described in Michelangeli et al. (1995). Classification is performed on the first ten principal components of the anomalous daily SLP maps, by minimizing the quadratic distance to a specific number of arbitrarily pre-determined centroids. For this specific number, the classification is performed a hundred times with a different set of arbitrarily determined centroids, in order to test the robustness of the cluster partition. The partition retained is the one that correlates best with the 99 others. A classificability index is based on the latter correlation coefficient computed for different numbers of centroids, the optimal number of centroids (or clusters, or regimes) being given by its highest value.

Either a change in the mean response or a change in variability can be interpreted in terms of a modification of frequency of occurrence of the intrinsic weather regimes of the model. In order to estimate the change in the mean response that can be accounted for the regime occurrence changes, we follow here the method described in Farrara et

al. (2000). For each set of three ensembles (forced P, N, and C, or coupled with slab ocean  $P_{ML}$ ,  $N_{ML}$  and  $C_{ML}$ ) anomalous daily maps of SLP with respect to the corresponding control ensemble mean are classified together with the k-means algorithm. Note that the classifications of the two kinds of ensembles give the same regimes (that are spatially correlated at more than 0.9). The differences in the frequency of occurrence of a specific regime between the ensembles of one kind are considered significant if they largely exceed the sampling error margin given by the “within-ensemble variability”. The latter is obtained by subtracting to the original SLP daily maps the mean of the relevant ensemble. Then for each set of three ensembles, these new anomalous SLP maps are classified together with the k-means algorithm. The maximum difference in the frequency of occurrence of a specific weather regime between the positive, negative and control ensemble of one kind then quantifies the “within-ensemble variability” of the regime.

### Diagnostic of the physical processes of the response

The Rossby Wave Source (RWS) derived from the vorticity equation is defined by Sardeshmukh and Hoskins (1988) as

$$RWS = -\overline{\mathbf{v}_\chi \cdot \nabla(\zeta + f)} - \overline{(\zeta + f)D}, \quad (3.2)$$

where  $\mathbf{v}_\chi$  is the divergent part of the 200 hPa wind,  $\zeta$  is the relative vorticity,  $f$  the Coriolis parameter and  $D$  the divergence at 200 hPa. RWS quantifies the vorticity source induced by low level convergence and upper level divergence associated to an anomalous heating in the tropics.

The Plumb vector  $\mathbf{F}$ , defined in Plumb (1985), is a diagnostic tool for the three-dimensional stationary wave activity. It is derived from a locally applicable conservation relation for quasi-geostrophic waves on a zonal flow, and here computed like in Fraedrich et al. (1993). An anomalous divergence (convergence) of the  $\mathbf{F}$  vectors depicts a region of creation (dissipation) of an anomalous quasi-stationary wave.  $\mathbf{F}$  is also perpendicular to the wave front of stationary waves.

The synoptic scale transient eddies activity, hereafter referred to as Storm Track Activity (STA), is defined following Hoskins and Valdes (1990) by  $\sqrt{z'^2}$ , where  $z$  is the 500 hPa geopotential height, and the prime refers to bandpass (2.2-6 days) filtered daily data. The Eliassen-Palm vector  $\mathbf{E}$  gives a description of the transient eddy forcing upon the local time mean flow. Following Trenberth (1986) its zonal and meridional components are defined respectively by the momentum flux of the transient eddies  $-\overline{u'v'}$ , and  $1/2(\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$ , where  $u$  and  $v$  are the bandpass filtered zonal and meridional components of the wind at 200 hPa. The divergence of  $\mathbf{E}$  depicts the eddy-induced accelerations of the zonal wind

due to barotropic processes. In the barotropic case,  $\mathbf{E}$  is in the direction of the group velocity of the transient eddies relative to the local time mean flow.

Low level baroclinicity (here at 700 hPa) is quantified by the Eady baroclinic instability growth rate maximum

$$\sigma_{BI} = 0.31f \left| \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \right| N^{-1}, \quad (3.3)$$

where  $f$  is the Coriolis parameter,  $\mathbf{u}$  the zonal wind, and  $N$  the frequency of Brunt-Väisälä (or buoyancy frequency), as in Hoskins and Valdes (1990).

### c. Modelled atmospheric response to the autumn SST anomaly in the tropical Atlantic

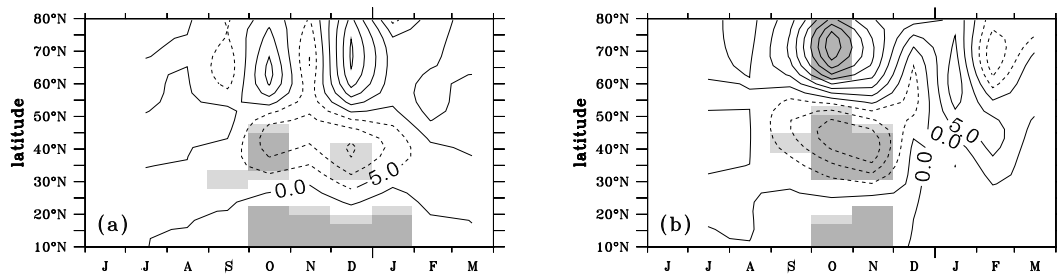


FIG. 3.35 – Latitude-time diagram of the Z500 linear response (a)  $L$  and (b)  $L_{ML}$  averaged in the  $100^{\circ}W$ - $30^{\circ}W$  longitude band. Contour interval 5 m. Statistical significance of the response is assessed with a two-tailed t-test with  $o(60)$  degrees of freedom, as the variance is estimated with all the experiments of one type (forced or coupled). Significant regions over the 95% level are shaded in dark grey, and over 90% in light grey.

The  $30^{\circ}W$ - $100^{\circ}W$  averaged latitude time diagram of the Z500 linear response is displayed in Fig. 3.35. For both types of sensitivity experiments, a statistically significant large scale response takes place in October and November. It is worth noting that the  $L_{ML}$  response is stronger and more persistent at the high latitudes, whereas the  $L$  response seems to disappear in November and reappear later in December and January, and stays significant in the subtropics from October to January. In the present section, we study the mean ON atmospheric response, and in section d. the JF atmospheric response. We choose these two specific two-month averages in order to study separately the respective influences of the tropical SST structure and of the midlatitude SST tripole.

#### **A wave like October-November atmospheric response**

The mean ON Z500 response spatial structure (Fig. 3.36) exhibits a wave like structure that is resembling the model NAO dipole in ON, in both  $L$  and  $L_{ML}$  (respectively Figs. 3.33(b) and (c)). This structure is in conformity with what we could expect from the

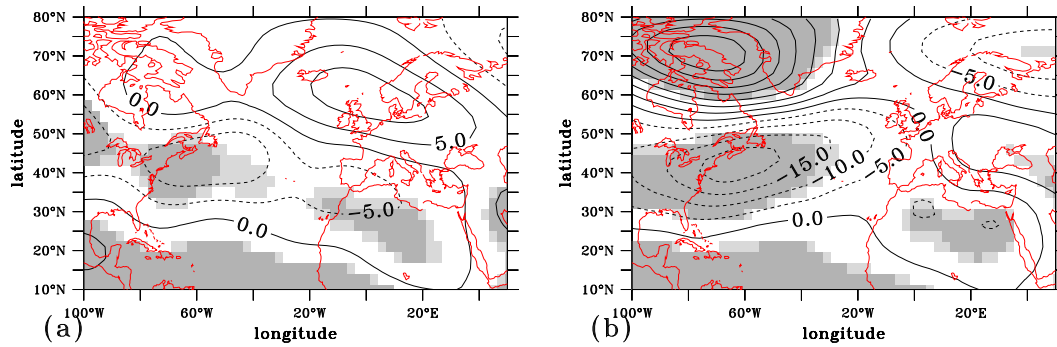


FIG. 3.36 – Spatial structure of the Z500 linear response in ON for (a) L and (b)  $L_{ML}$ . Contour interval 5 m. Statistical significance shading as in Fig. 3.35.

observed linear relationship of Fig. 3.32, with a zonal average negative anomaly at  $45^{\circ}N$  and a positive one at  $70^{\circ}N$ . The stronger amplitude of the  $L_{ML}$  response is notable here, especially in the mid and high latitudes, west of  $20^{\circ}W$ . Moreover, the  $L_{ML}$  response over Europe bears the opposite sign than in the western part of the Atlantic basin, which is matching the Fig. 3.33(c) northeastward tilted autumn NAO. Nevertheless, the significant part of the  $L_{ML}$  Z500 wave train seems to be confined to the western part of the basin, and a cyclonic anomaly can be observed over North Africa in both L and  $L_{ML}$  responses, which is not a NAO signature according to Fig. 3.33. In both types of simulations the vertical structure of the response to a positive SST anomaly consists of a baroclinic ridge in the tropics, a barotropic low at  $40^{\circ}N$  and a barotropic ridge at  $70^{\circ}N$  (not shown) consistent with a Rossby wave propagating meridionally from the Tropics. We also notice that the  $L_{ML}$  response is stronger and significant at all levels in the midlatitudes. In ON, the whole tropical subtropical band high level atmospheric response displays a pair of ridges straddling the Equator (not shown). The maximum of the southern hemisphere ridge is located near  $80^{\circ}W$  over Peru, and the ridge itself extends over the South Atlantic until the West African coasts. The northern hemisphere ridge is maximum near  $80^{\circ}W$  too, over the Caribbean sea and extends more into the African continent. In ON, a local Hadley cell ascending branch is located near  $5^{\circ}S$  and  $80^{\circ}W$ .

Hoskins and Ambrizzi (1993) show that the winter DJF response of a barotropic model to a forcing localized at the equator and  $90^{\circ}W$  (near the ascending branch of the Hadley cell) is a northeastward wave propagating in this particular direction due to the wave guide properties of the North Atlantic jet stream. In our case, the wave train is shorter and an anomalous low is found over the Gulf of Alaska. These differences might be due to the different spatial structures of the ON teleconnections, and different properties of the jet stream and Hadley cell at this season. Pacific teleconnections may also be excited in the model by the perturbation of the Walker circulation, overestimated by ARPEGE.

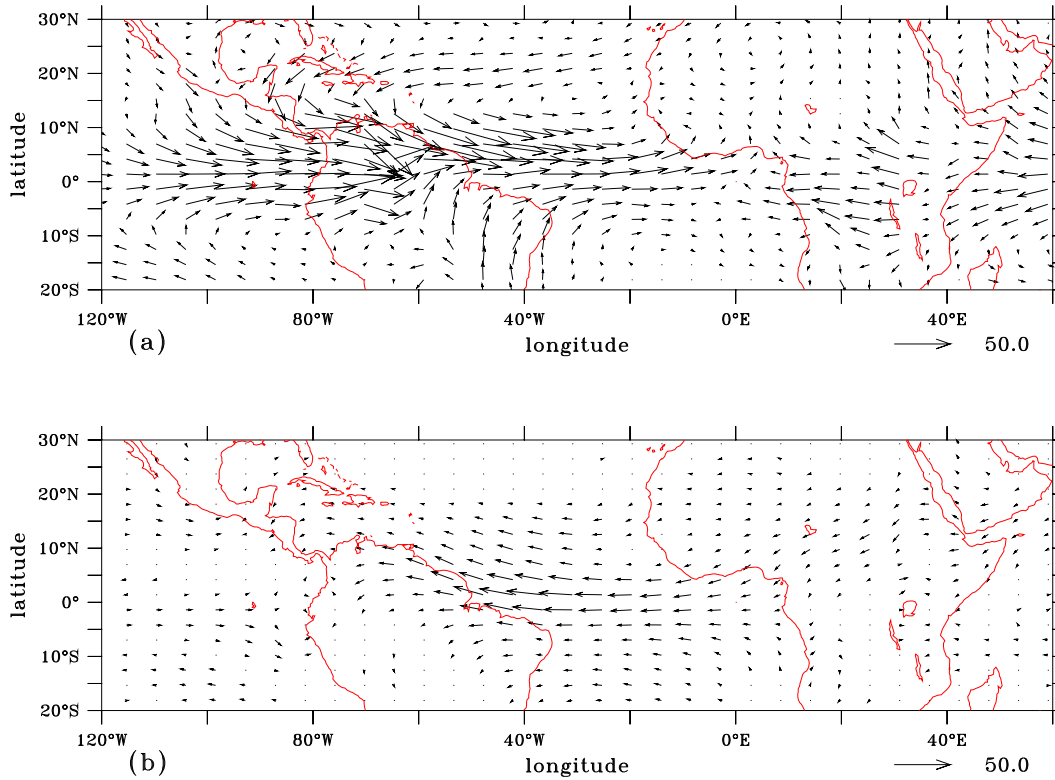


FIG. 3.37 – ON (a) low level (850 hPa) transport of mean  $C_{ML}$  temperature by the anomalous  $L_{ML}$  wind  $\langle \mathbf{v}_{L_{ML}} \cdot t_{C_{ML}} \rangle$  ( $K.m.s^{-1}$ ), and (b) low level transport of anomalous  $L_{ML}$  temperature by the mean  $C_{ML}$  wind  $\langle \mathbf{v}_{C_{ML}} \cdot t_{L_{ML}} \rangle$  ( $K.m.s^{-1}$ ).

We will focus here on the Atlantic region wave.

Consistent with Hoskins and Ambrizzi (1993), an anomalous convergence of heat actually takes place in ON in our experiments, which is located in the Amazon region, at the equator and between 40°W and 80°W, as can be seen in Fig. 3.37. It is associated with anomalous moisture convergence in the same region (not shown). The low level (850 hPa) transport of heat is dominated by the transport of mean temperature by the anomalous wind  $\langle \mathbf{v}_{L_{ML}} \cdot T_{C_{ML}} \rangle$  (Fig. 3.37(a)) but the transport of anomalous temperature by the mean easterly flow  $\langle \mathbf{v}_{C_{ML}} \cdot T_{L_{ML}} \rangle$  (Fig. 3.37(b)) also plays a non negligible role. The addition of these two terms reinforces the convergence of heat over the Amazon region. This low level anomalous convergence induces an amplification of convection and of upper level divergence. The local Hadley cell is thus altered and anomalous advection of vorticity by the divergent wind can initiate a Rossby wave. In order to determine if a Rossby wave is forced in the Caribbean Sea region in our sensitivity experiments, RWS as defined in section b. is computed for both L and  $L_{ML}$ . A dipole of RWS is appearing in Fig. 3.38. between 80°W and 100°W corresponding to anticyclonic forcing between 5°N and 20°N and to a cyclonic forcing between 20°N and 30°N, consistent with the L

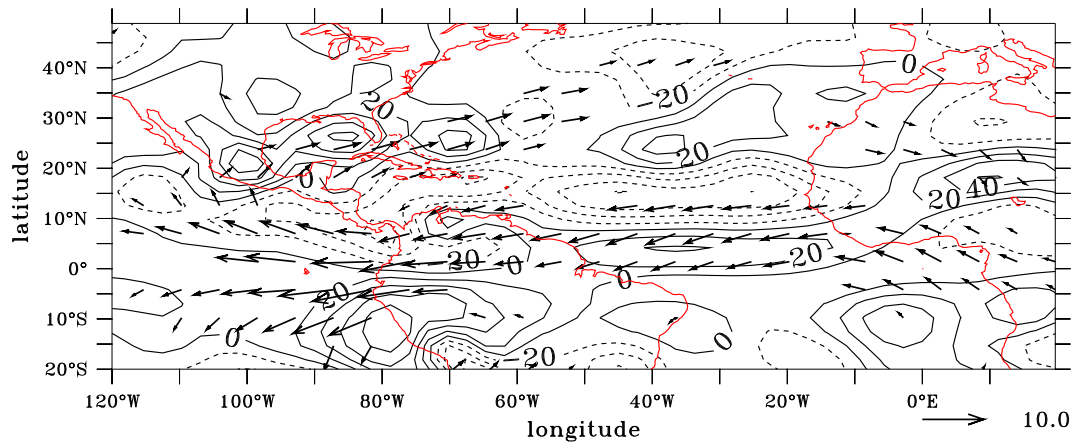


FIG. 3.38 – ON Rossby Wave Source (RWS) at 200 hPa for  $L_{ML}$ . Contour interval is  $20 \cdot 10^{-11} \text{s}^{-2}$  and negative values are dashed. Anomalous  $L_{ML}$  wind significant at the 90% level is superimposed.

and  $L_{ML}$  atmospheric response of Fig. 3.36. The negative anomaly above central America corresponds to advection of vorticity by the anomalous divergent wind. The 200 hPa wind anomaly depicts an acceleration driven by the anticyclonic anomaly. The northern part of the RWS dipole is essentially due to anomalous vortex stretching by the divergence  $-\overline{(\zeta + f)D}$  from Eq. 3.2, which is important for the stabilization of the wave response in the midlatitudes as pointed out by Qin and Robinson (1993).

A mechanism can be proposed following Tyrrell et al. (1996) which involves the local Hadley cell emanating from the Amazon region, where strong convection takes place. Enhanced convection in the lower latitude part of the local Hadley cell induces advection of vorticity by the anomalous divergent wind in the higher latitude subsiding branch of the cell. In this area the Rossby source term is large due to stretching of the absolute vorticity. Then this large resulting RWS causes the propagation of a Rossby wave from the region of the downward branch of the Hadley cell. The region being the entry of the North Atlantic jet stream, the upper level wave can then be driven northeastward by the jet.

This propagating Rossby wave or its influence on the midlatitude circulation may be distinguished in the ON  $L_{ML}$  space time spectrum of the Z500 variance, as defined in section b.. The differences between the spectra of the  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  experiments are essentially due to planetary scale waves, of period larger than 10 days and of wave numbers  $k=1-3$  (not shown). The planetary scale propagating waves variances in  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  can be computed for all latitudes by integrating the propagating variance spectra in the relevant wave numbers and periods ( $k=1$  and periods from 6.6 to 61 days). The latitude/variance diagram obtained is displayed in Fig. 3.39. The preliminary observation

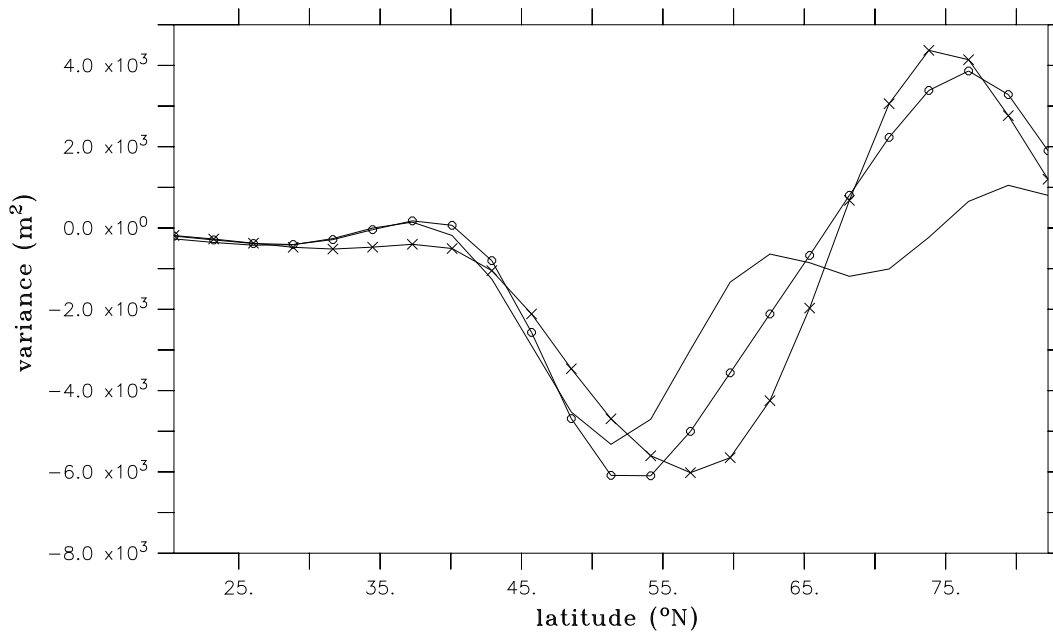


FIG. 3.39 – ON propagating waves variance ( $m^2$ ) integrated in the region  $k=1$  and  $t=6.6$  to 61 days of the respective spectrum for  $P_{ML}$  (crosses),  $N_{ML}$  (circles) and  $C_{ML}$  (solid line). Negative sign indicates westward propagation

can be made that  $C_{ML}$  variance of the westward travelling planetary scale waves between  $30^\circ N$  and  $75^\circ N$  is well simulated with respect to the ECMWF reanalysis shown in Doblas-Reyes et al. (2001). Both  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  display more variance in the high latitude than in  $C_{ML}$ , signature of eastward propagating waves. In  $P_{ML}$  with respect to  $C_{ML}$ , the westward travelling waves variance is enhanced between  $52^\circ N$  and  $65^\circ N$ , and reduced to the south between  $40^\circ N$  and  $52^\circ N$ , shifting the variance maximum about  $10^\circ$  northward. This shift of the longitudinal waves is consistent with the stronger boreal winter local Hadley cell in response to the warm tropical SST anomaly. It is also consistent with a westward propagating wave response to the tropical forcing in ON. The negative equatorial SST anomaly forcing also induces an enhancement of the propagating waves variance in the extratropics between  $47^\circ N$  and  $65^\circ N$ , in  $N_{ML}$  with respect to  $C_{ML}$ . The integration of the spectra for  $k=2$  (not shown), shows more propagating and stationary waves variance enhancement in  $P_{ML}$  than in  $N_{ML}$  with respect to  $C_{ML}$ , suggesting more propagating wave activity in general in the warm SST forcing case.

Non linear planetary scale wave/wave interactions as defined by Kao and Lee (1977) may explain the amplitude differences of the propagating variance maxima in  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  with respect to  $C_{ML}$ . The interaction of propagating planetary scale waves with the stationary waves or with the basic flow can reduce or enhance the westward propagating wave variance. In particular, it has been observed that when the basic flow is more zonal



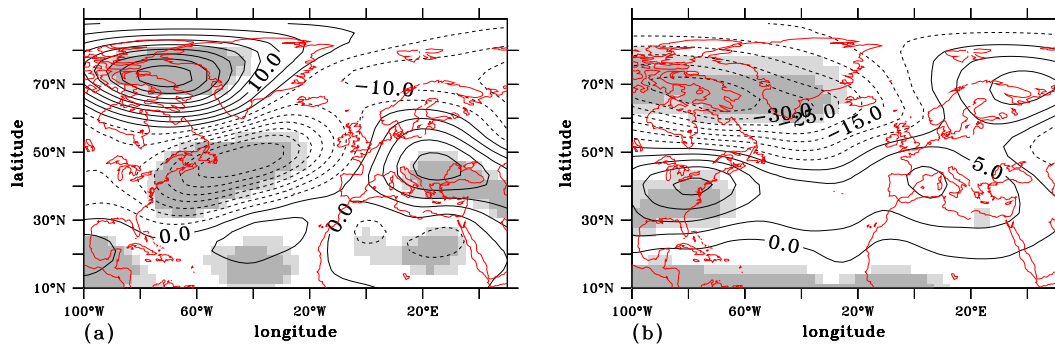


FIG. 3.40 – ON Z500 response in (a)  $P_{ML} - C_{ML}$  and (b)  $N_{ML} - C_{ML}$ . Contour interval 0.2 °C. Statistical significance shading as in Fig. 3.35.

the variance of the westward propagating planetary scale waves is reduced (Doblas-Reyes, personal communication). It can thus be inferred from Fig. 3.39 that in the case of a zonally asymmetric large scale response like in Fig. 3.36(b), the westward propagating planetary scale wave variance of the model can be enhanced. Those findings confirm the wave like nature of the response and the non-linear interactions of the wave like response with the stationary waves or the mean flow. Those interactions are associated with an asymmetrical response in wave variance, with respect to the sign of the forcing.

We can conclude at this stage that the mean ON linear response is significant in both type of experiments and amplified in  $L_{ML}$ . The model response well reproduces the observed linear relationship between the equatorial SST mode and the NAO, though it is not persisting significantly until NDJ. The wave response is stronger and more significant in  $L_{ML}$ , which suggests that a positive feedback is taking place in  $L_{ML}$  with respect to L. This feedback can be due to the thermal coupling with the slab ocean in the midlatitudes, which is the only difference between the experiments. This coupling could reinforce the middle and high latitude atmospheric circulation anomalies initiated by the wave response to the tropical SST anomaly. To investigate this possible feedback, as well as the asymmetry of the wave variance response, we now focus on the midlatitude response to positive or negative autumn tropical SST anomaly respectively in  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$ , with respect to the  $C_{ML}$  control experiment. The ON  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  Z500 responses (respectively Fig. 3.40(a) and (b)) are both statistically significant at large scales. Their spatial structures are quite symmetrical with respect to the sign of the SST forcing in the western part of the North Atlantic, and over the Labrador sea. On the contrary both responses have the same sign over Europe and the Mediterranean sea, and the  $N_{ML}$  response is not statistically significant in this region. The  $P_{ML}$  Z500 response spatial structure is a northwestward arching wave, originating in the central tropical Atlantic, over the prescribed warm SST anomaly. The  $N_{ML}$  Z500 response is closer to the observed (Fig. 3.33(a)) and modelled

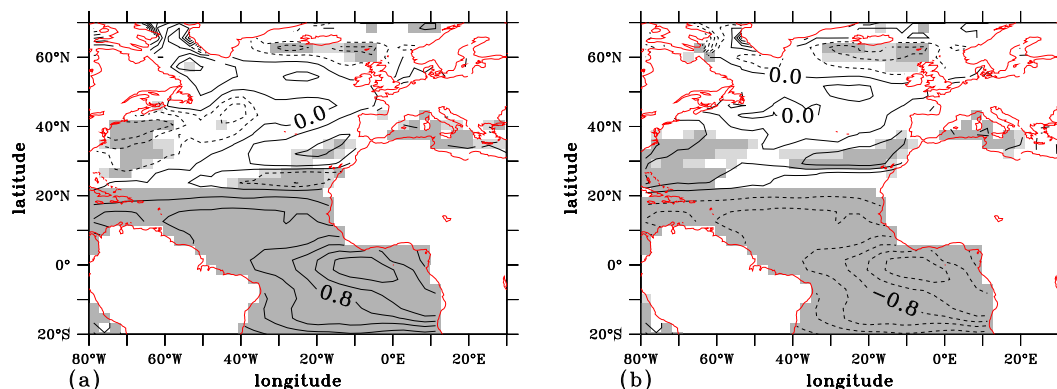


FIG. 3.41 – ON surface temperature response in (a)  $P_{ML} - C_{ML}$  and (b)  $N_{ML} - C_{ML}$ . Contour interval  $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Statistical significance shading as in Fig. 3.35.

(Fig. 3.33(c)) NAO pattern at this season, than the  $P_{ML}$  response. As can be seen in Fig. 3.41, the surface heat flux exchanges between the atmospheric response to the equatorial SST anomaly, and the midlatitude mixed layer induce SST anomalies in the extra-tropics in ON. These anomalies are symmetrical with respect to the tropical SST forcing only in the western part of the Basin between 20 and  $40^{\circ}\text{N}$ . In  $P_{ML}$ , the  $40^{\circ}\text{N}$  low induces a negative latent heat flux anomaly (not shown) meaning that the ocean loses heat, and thus a cold SST anomaly. In  $N_{ML}$  a positive downward latent heat flux anomaly warms up the mixed layer on a latitudinal band ( $20^{\circ}\text{N}$  to  $40^{\circ}\text{N}$ ). In the next section, we examine the asymmetrical response in the midlatitudes in detail, and especially assess if it can be interpreted in terms of weather regimes changes. We then examine local atmospheric physical processes, like transient eddy processes that can interact with the mean flow and modulate the response, and see if they can play a role in this asymmetry.

### Asymmetrical modulation of the response in the midlatitudes

#### *An asymmetrical high frequency response*

As the midlatitude part of the response is equivalent barotropic, we choose to study the high frequency and asymmetrical response at the surface, doing a weather regime analysis on the SLP. The frequency of occurrence of the intrinsic NAE sector daily SLP weather regimes of the model are thus estimated in the different ensembles with a cluster classification of the SLP daily maps, as explained in section b.. The composite SLP maps of the weather regimes obtained in every case are displayed in Fig. 3.42. SLP maps of the various experiments are thus classified into positive and negative phases of the NAO, and of the East Atlantic mode (respectively North/East Atlantic ridge and low).

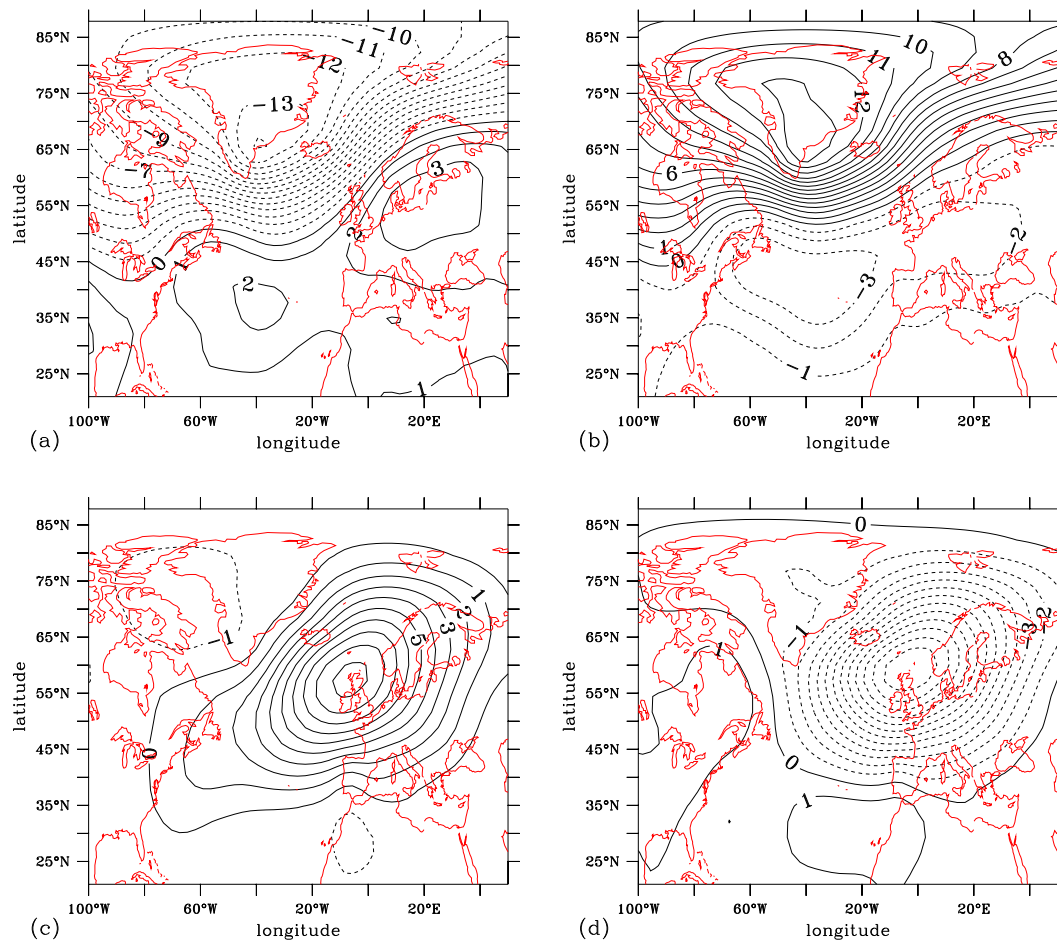


FIG. 3.42 – ON SLP daily maps composites of the daily weather regimes k-means classifications of the various experiments (here  $P_{ML}$ ,  $N_{ML}$  and  $C_{ML}$  classified together). Contour interval 1 hPa. (a) Positive NAO regime, (b) Negative NAO regime, and North East Atlantic (c) ridge and (d) low regimes

The percentages of occurrence of the four regimes of Fig. 3.42 are displayed in Fig. 3.43 (a) for P, N, and C classified together. The only significant response is the reduction of the frequency of occurrence of the negative NAO regime in N, which is larger than the error margin of about 5%. The mean linear part of the Z500 response to the N forcing can be estimated by the opposite of the Fig. 3.36 (a) pattern, and thus should be close to a positive phase of the NAO. Although weak, the NAO regimes occurrence changes in response to the N SST forcing (less negative and more positive phases) are thus consistent with the mean linear response. Changes in the North/East Atlantic ridge (N/E ridge) occurrences are negligible, whereas there is a strong enhancement of the percentage of occupation of the North/East Atlantic Low (N/E Low) regime in P, and more significantly in N with respect to C. The latter is difficult to interpret as the N/E Low and the Negative NAO

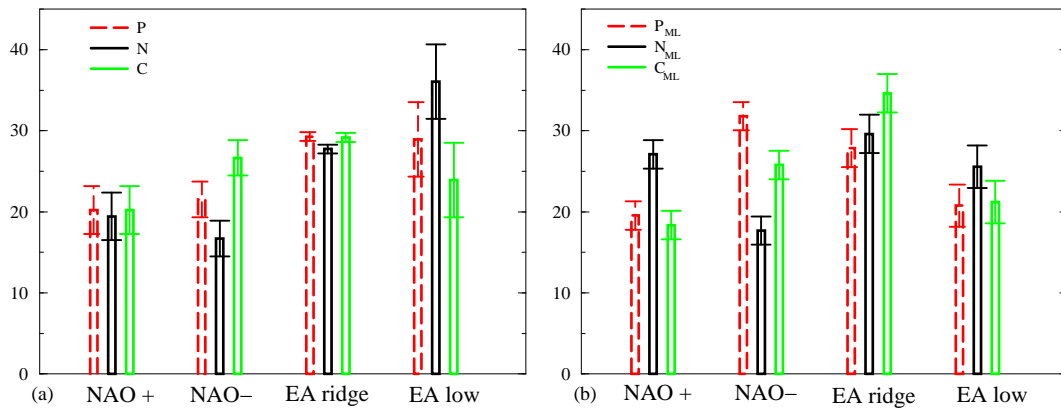


FIG. 3.43 – Percentages of daily occurrences in ON of the different regimes displayed in Fig. 3.42, (a) in the P, N and C experiments classified together, and (b) in the  $P_{ML}$ ,  $N_{ML}$  and  $C_{ML}$  ensembles classified together. The classification method and computation of the error bars are described in section b..

phase are both spatially correlated with the linear response.

The  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  responses in terms of change of frequency of occurrence of the NAO phases (Fig. 3.43 (b)) are clearer than the P and N forced ensembles responses. The changes of percentages of occurrence of the NAO regimes in  $N_{ML}$  are nearly twice the error margin of about 5%. Consistent with the linear response of Fig 3.36 (b), the positive NAO regime occurrence increases as that of the negative decreases in  $N_{ML}$ . In  $P_{ML}$ , the NAO regimes occurrence is not significantly different from the  $C_{ML}$  ones. The occurrence of the N/E ridge and low regimes is not significantly changed in both  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  with respect to  $C_{ML}$ .

We have seen in Fig. 3.40 that the spatial structure of the  $N_{ML}$  mean Z500 response with respect to the control simulation  $C_{ML}$  was closer to the NAO pattern than the  $P_{ML}$  response. The  $N_{ML}$  mean response can thus be interpreted as resulting from an asymmetrical high frequency response in terms of change in the frequency of occurrence of the NAO weather regimes. The  $P_{ML}$  forcing was shown to induce more propagating wave activity than  $N_{ML}$ , consistent with the arching wave structure of the  $P_{ML}$  Z500 response (Fig. 3.40(a)). This propagating nature could explain that the  $P_{ML}$  mean response can not be interpreted clearly by a change in the frequencies of occurrence of the regimes. Another important point is that the mean response together with the weather regime interpretation are much clearer in the case of a thermal coupling in the midlatitudes. In the case of a negative SST forcing in the tropics, a positive SST anomaly appears in the mixed layer at  $40^{\circ}N$ . This SST anomaly is likely to reinforce the SST gradient off Newfoundland, and the hypothesis can be made that it interacts with the atmospheric mean circulation and transients, and strengthens a positive phase of the NAO.

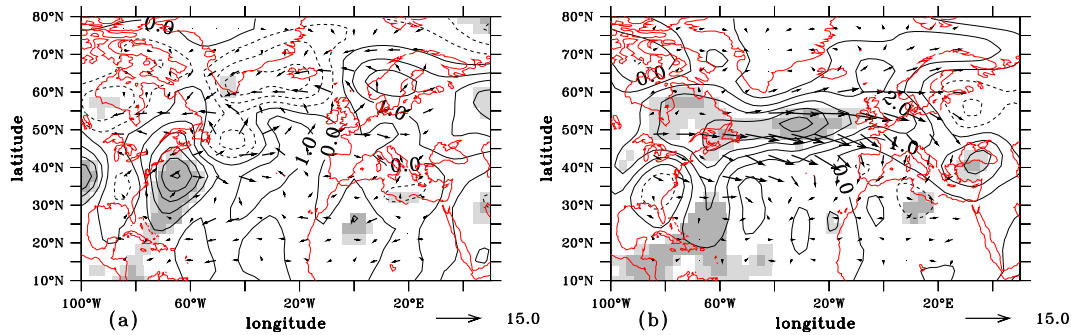


FIG. 3.44 – ON Storm Track Activity  $\sqrt{z'^2}$  response (Contour interval 1 m) and regressed Eliassen Palm vector  $\mathbf{E}$  response ( $m^2 \cdot s^{-2}$ ) in (a)  $P_{ML} - C_{ML}$  and (b)  $N_{ML} - C_{ML}$ . Statistical significance shading as in Fig. 3.35.

#### *An asymmetrical response in transient eddy activity in the coupled ensembles*

In section c., a frequency wave number spectral analysis on the sensitivity experiments Z500 fields points out the planetary scale waves activity induced by the equatorial SST forcing in ARPEGE. Differences of propagating waves variance of smaller amplitude are also captured at higher frequencies, in the synoptic domain (periods from 3 to 5 days,  $K=2-4$ ). The comparison between synoptic propagating variance of the forced and coupled sensitivity experiments shows that synoptic waves variance is enhanced in both  $N_{ML}$  and  $P_{ML}$ , while in P and N there is no significant change with respect to the control C (not shown).

The spatial structure of the associated perturbation of the synoptic activity can be observed in the STA  $L_{ML}$  response (not shown), and more clearly in  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  anomalies of STA with respect to  $C_{ML}$  displayed in Fig. 3.44. In  $P_{ML}$  the maximum of STA is located between  $25^\circ N$  and  $45^\circ N$  east of the North American coasts, with a secondary maximum downstream to the northeast, near  $50^\circ N$ . Conversely in  $N_{ML}$  the  $50^\circ N$  STA is enhanced and there is a reduction of activity on the  $20^\circ N-45^\circ N$  latitude band. This northward shift is consistent with the signature of a positive phase of the NAO, the synoptic weather systems movement being connected with the westerly mean flow. These anomalous transient eddies are thus likely to reinforce the low frequency anomalous circulation induced in  $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  by the Z500 responses of Fig. 3.40. The low frequency geostrophic circulation is reinforced in  $P_{ML}$  near  $40^\circ N$  and northeastward downstream, by means of convergence of transient eddy momentum, as diagnosed by the divergence of the regressed  $\mathbf{E}$  vector in Fig. 3.44(a) (see section b. for the interpretation of the  $\mathbf{E}$  vectors). In  $N_{ML}$ , the divergence of the  $\mathbf{E}$  vectors is clearer and stronger, and is localized off Newfoundland and downstream near  $50^\circ N$ , as can be seen in Fig. 3.44(b).

This transient eddy anomalous activity is linked with changes in baroclinicity, as can be

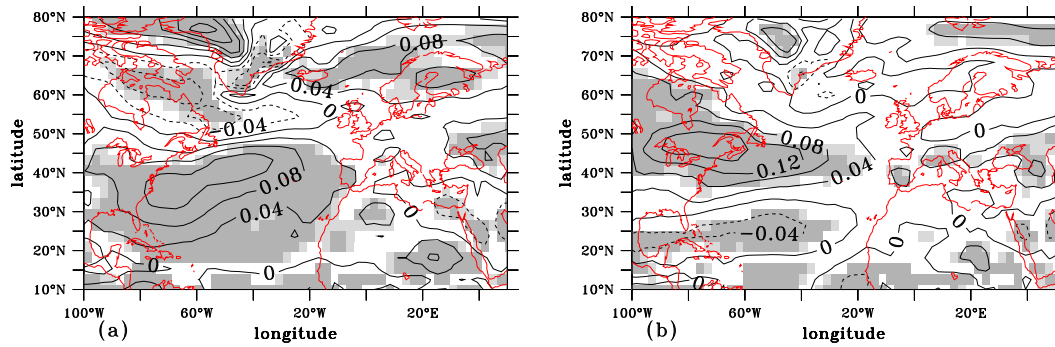


FIG. 3.45 – ON Eady growth rate of baroclinic instabilities  $\sigma_{BI}$  response in (a)  $P_{ML} - C_{ML}$  and (b)  $N_{ML} - C_{ML}$ . Contour interval  $0.04 \text{ day}^{-1}$ . Statistical significance shading as in Fig. 3.35.

seen in the Eady growth rate of baroclinic instabilities  $\sigma_{BI}$   $P_{ML}$  and  $N_{ML}$  anomalies (Fig. 3.45). The spatial asymmetries of the  $\sigma_{BI}$  responses are consistent with the STA response. A local increase of  $\sigma_{BI}$  takes place for both signs of the forcing in the western part of the basin, with more eastward extension of the anomalies in Fig 3.45(a) for the  $P_{ML}$  forcing. In this ensemble, the baroclinicity is enhanced in the western part of the basin between  $25^{\circ}N$  and  $50^{\circ}N$  and reduced over the  $50^{\circ}N$  to  $60^{\circ}N$  latitude band, suggesting a slight southward shift of the baroclinicity maximum. In  $N_{ML}$ , a northward shift can be seen, with a reduction of baroclinicity between  $20^{\circ}N$  and  $30^{\circ}N$ , and a positive anomaly between  $35^{\circ}N$  and  $55^{\circ}N$ . Those changes in baroclinicity are linked to the different SST anomalies that are generated in the oceanic mixed layer in Fig. 3.37, but are also associated with spatial asymmetries in the wind shear changes (not shown). Consistent with Peng et al. (1995), we suggest that the asymmetry in the midlatitude response may be in part explained by the climate mean state particularities of ON, where the strong climatological SST gradient near  $50^{\circ}N$  induces a local baroclinicity maximum, together with the North Atlantic “eddy-driven” jet stream. The latter is slightly shifted North of its later winter position and thus increases the zonal wind shear near  $50^{\circ}N$ . A second wind shear maximum is situated near  $15^{\circ}N$ , associated with the subtropical jet stream. In the  $P_{ML}$  ensemble, the 200 hPa zonal wind is enhanced between  $20^{\circ}N$  and  $40^{\circ}N$  (not shown), consistent with Fig. 3.44 (a), and with the  $L_{ML}$  200 hPa zonal wind linear response of Fig. 3.38. In  $N_{ML}$ , the zonal wind response is a positive anomaly in the North Atlantic over a latitude band near  $50^{\circ}N$  and a negative one at  $20^{\circ}N$  (not shown), consistent with Fig. 3.44 (b) and an enhancement of the “eddy-driven” jet stream. As can be seen in Fig. 3.41, the SST gradient is reinforced in  $P_{ML}$  near  $25^{\circ}N$ , whereas in  $N_{ML}$  it is near  $50^{\circ}N$ . These diagnostics all together show that a strong interaction takes place near  $50^{\circ}N$  in  $N_{ML}$  between the transient eddies, the eddy driven jet and the mid and high latitude part of the wave response, and the oceanic

mixed layer. This interaction is concomitant with the asymmetry of the high frequency midlatitude response. In  $P_{ML}$ , an interaction between the subtropical jet, the transient eddies and the SST gradient is also diagnosed, but is not associated with a strengthening of the mid high latitude atmospheric circulation.

Consistent with the results of Peng and Whitaker (1999), these results suggest that the transient eddies can be a major factor in the modulation of the response depending on the background state. Walter et al. (2001) also show that shifting poleward or equatorward the position of the cold (warm) SST anomaly with respect to an idealized storm-track induces an enhancement (reduction) of the response. This kind of spatial asymmetry might also have an influence here.

#### d. Mean January-February modelled response to the midlatitude SST

In order to confirm the Czaja and Frankignoul (2002) hypothesis, we now focus on the winter JF delayed response to the autumn tropical SST anomaly. As the JF atmospheric and mixed layer (in the coupled case) responses are only significant in the case of a negative anomaly in the tropics, we do not show the  $P_{ML}$  and  $P$  insignificant responses and restrict our following comments to the  $N_{ML}$  and  $N$  responses.

The  $N_{ML}$  midlatitude SST anomaly that can be seen in ON (Fig. 3.41(b)) persists until JF (Fig. 3.46(a)) with its maximum shifted south from  $30^{\circ}N$  to  $25^{\circ}N$ . As first seen in Fig. 3.35(b), the JF  $L_{ML}$  Z500 linear response is not statistically significant. However, the  $N_{ML}$  atmospheric response with respect to  $C_{ML}$  (Fig. 3.46(b)) is a significant latitudinal dipole close to a positive phase of the observed NAO, with a very strong and significant cyclonic anomaly centered south of greenland at  $40^{\circ}W$  and  $60^{\circ}N$ , slightly south of the observed. However, this structure is more zonal and shifted to the south compared to the model NAO as defined for JF by the first EOF of  $C_{ML}$  (Fig. 3.33(e)). The mean JF Z500 response in the forced ensembles  $P$  and  $N$  with respect to the control simulation  $C$ , can be interpreted as the model instantaneous response to either signs of the winter SST tripole. The Z500 response to the tripole with a positive central anomaly ( $N$  ensemble) is significant in JF and has comparable amplitude and features than the  $N_{ML}$ , but with more penetration into the European continent. This asymmetry in both coupled and forced ensembles explains that we do not see any significant response in  $L$  or  $L_{ML}$  in JF in Fig. 3.35. Although neither  $N_{ML}$  nor  $P_{ML}$  significant response in STA can be noticed in JF (not shown), the 200 hPa wind response in the  $N_{ML}$  ensemble in Fig. 3.46 (b) is consistent with a strengthening of the eddy driven jet stream. On the contrary we have seen that there is a significant STA response in ON in the coupled model, especially in the case of a negative anomaly in the tropics (Figs. 3.44, 3.45). The hypothesis can thus be maintained that in  $N_{ML}$ , an anomalous interaction between the transient eddies and the mean flow

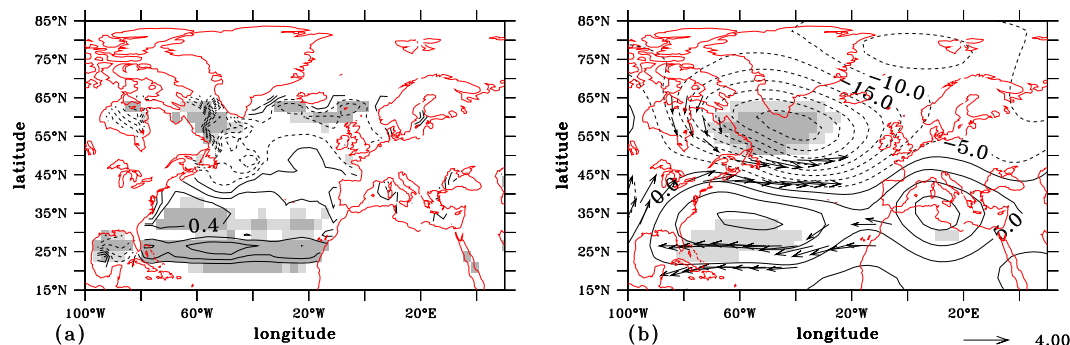


FIG. 3.46 –  $N_{ML} - C_{ML}$  JF (a) SST response (contour interval  $0.2^{\circ}C$ ), and (b) Z500 response (contour interval 5 m, shading as in Fig. 3.35) with superimposed 200hPa wind response ( $m.s^{-1}$ ) if significant at more than 90%.

takes place in ON, that can play a role in the persistence of the SST anomaly in the mixed layer. Both the SST anomaly in the mixed layer and the anomalous atmospheric circulation are persistent only when associated with a significant anomalous transient eddy activity response. These results all together suggest that the interaction between the three is important to reproduce the observed response. We also obtain a structure resembling the observed response to the tropical anomaly by forcing with the tripole SST anomaly in winter, and only in the N case, which suggests that the JF atmosphere is sensitive to this type of forcing. Terray and Cassou (2002) suggest that the subtropical part of the tripole can play an important role in this sensitivity.

### e. Conclusions

The midlatitude atmospheric and oceanic mixed layer responses to an observed autumn tropical Atlantic SST anomaly are studied with a set of model experiments. A Rossby wave arching from central America and the Caribbean Sea to the NAE region is observed in the ARPEGE AGCM mean autumn (ON) synchronous response to the SST anomaly. The tropical Atlantic positive SST forcing initiates an anomalous convergence of heat and humidity in the Amazon region that reinforces convection and thus induces divergence in altitude. This anomalous divergence alters the local Hadley circulation and anomalous vorticity is advected to the North. Associated perturbations of the jet stream near the subsiding branch of the Hadley cell then induce a Rossby wave ending in a cyclonic anomaly over the North Atlantic basin. Comparison between sensitivity experiments, with and without coupling of ARPEGE with a North Atlantic oceanic mixed layer suggests that the air-sea coupling plays an important role in the maintenance and amplification of the response at the middle and high latitudes. Thermal coupling allows the atmospheric wave like response to the tropical SST forcing to imprint SST anomalies in the North



Atlantic. In the case of a negative SST anomaly in the tropics, the wind shear anomalies associated with the wave response, together with the SST anomaly induced in the mixed layer, are likely to induce more baroclinicity in a region that is critical for the development of synoptic perturbations. The negative anomaly in the tropics thus triggers an interaction between the oceanic mixed layer, the storm track activity and the mean wave like response which is close to the positive phase of the NAO in the midlatitudes. Moreover, a weather-regime analysis shows that the mean autumn response in this case can be interpreted in terms of changes in the frequency of occurrence of the model's intrinsic regimes, as the positive (negative) NAO phase occurs far more (less) often. An important result of this study is that in the case of a negative tropical SST anomaly the SST and Z500 responses persist until winter (January February). The midlatitude part of the atmospheric winter response then resembles the positive phase of the NAO at this season. Despite its non-linear nature, this lagged response is consistent with the linear statistical link found by Czaja and Frankignoul (2002) between the autumn SST anomaly and the winter NAO. The asymmetry of the response is connected with the seasonal particularities of the atmospheric background flow and thus, considering the model biases, might be model dependent. Although the number of members is suitable for tropical SST sensitivity studies to tropical SST anomalies, it might not be enough to extract the midlatitude atmospheric response in the case of an atmosphere/ocean thermal coupling in the midlatitudes. An intercomparison between different model sensitivity studies to these anomalies is thus needed for a confirmation of these results, as well as to better understand the processes. Especially the link between the SST anomaly and the jet stream perturbations could be investigated. They might be linked together by a local Hadley cell perturbation as proposed here, but as suggested by Held et al. (1989) anomalous upper level subtropical transients in response to the tropical SST anomaly might also induce the subtropical jet stream fluctuations.

### 3.3.2 Résumé de l'article

Des analyses de sensibilité du modèle ARPEGE à des anomalies de SST dans l'Atlantique tropical apparaissant en automne montrent que le modèle reproduit de façon correcte une relation statistique observée entre ces anomalies et la NAO du début de l'hiver suivant. Ces expériences numériques permettent d'évaluer la réponse linéaire à ces anomalies de SST, ainsi que la réponse en termes de régimes de temps par rapport à une expérience de contrôle. La partie asymétrique de la réponse atmosphérique peut être approchée par la différence de la moyenne de chaque expérience et la moyenne du contrôle. L'analyse de ces réponses, notamment dans des expériences où ARPEGE est couplé à une couche de mélange océanique, met en évidence l'importance des routes dépressionnaires dans le

mécanisme qui permet à l'océan Atlantique tropical d'agir sur la circulation atmosphérique d'hiver.

Czaja et Frankignoul (2001) observent à l'aide d'une analyse MCA déphasée une relation linéaire entre la SST tropicale d'automne (SON) et la NAO de l'hiver suivant (NDJ) (voir chapitre 2. La réponse linéaire synchrone (octobre et novembre, ON) du modèle à l'anomalie de SST tropicale d'automne présente une structure spatiale proche de la NAO, et se trouve renforcée en amplitude et persistance lorsqu'on couple le modèle ARPEGE avec une couche de mélange océanique qui permet les échanges de flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère. Cette réponse équivalente barotrope, renforcée dans la partie moyenne et hautes latitudes par la présence de la couche de mélange, semble être liée à l'apparition dans cette dernière d'anomalies de SST et à l'augmentation de l'activité des tourbillons synoptiques transitoires. En effet, conformément aux résultats de Okumura *et al.* (2001) l'anomalie de circulation atmosphérique induite par le forçage tropical permet l'apparition à la surface de la couche de mélange d'anomalies de SST susceptibles d'avoir une influence en retour sur cette réponse. La couche de mélange dans les moyennes latitudes a pour effet de stabiliser la réponse atmosphérique, et Watanabe et Kimoto (1999) montrent que les tourbillons transitoires sont en grande partie responsables de ce phénomène.

La réponse en ON peut également être interprétée en termes de modification de fréquence d'occurrence des régimes de temps intrinsèques du modèle par rapport à une simulation de contrôle. On observe l'augmentation de la fréquence d'occurrence du régime correspondant à la phase positive de la NAO en ON dans le cas d'une anomalie de SST froide prescrite dans les tropiques en SON.

La réponse en Z500 déphasée d'hiver (janvier et février, JF) à une anomalie *froide* dans les tropiques, s'inscrit dans une structure spatiale grande échelle bien définie de type NAO positive. Cette réponse atteint le niveau de signification 95 % dans les moyennes latitudes (au regard d'un test de student bilatéral), contrairement au cas d'une anomalie chaude dans les tropiques. Cette asymétrie de la réponse semble être due en grande partie aux interactions non linéaires entre ondes quasi-stationnaires et ondes synoptiques aux moyennes latitudes. L'activité des tourbillons transitoires est modifiée dans des régions différentes suivant le signe de l'anomalie tropicale et en réponse aux anomalies de SST induites dans la couche de mélange aux moyennes latitudes. De plus, les phénomènes de croissance des ondes baroclines et de rétroaction des tourbillons transitoires sur le flux moyen sont très non-linéaires, impliquant que le maintien ou l'amplification de la réponse en Z500 par modification des tourbillons transitoires soit asymétrique. Dans le cas d'une anomalie chaude dans les tropiques, le gradient de température est renforcé dans la couche de mélange vers 20°N et l'on observe une augmentation de l'activité synoptique en aval.

Dans le cas d'une anomalie froide c'est vers  $50^{\circ}\text{N}$  que le gradient de température est renforcé, l'activité synoptique renforcée également en aval pouvant augmenter et maintenir jusqu'en hiver la réponse synchrone de type NAO positive. La position géographique de l'anomalie de gradient de température par rapport à l'anomalie de cisaillement de vent à la saison ON est un facteur important dans l'asymétrie de la réponse. Le cisaillement de vent est plus important à cette saison vers  $50^{\circ}\text{N}$ , lié à la position du courant jet, impliquant plus de tourbillons en aval. Une anomalie de cisaillement, mais de plus faible amplitude, apparaît vers  $20^{\circ}\text{N}$  dans le cas d'une anomalie chaude dans les tropiques. Les tourbillons synoptiques induits par ce maximum local de baroclinicité ne semblent pas avoir d'influence sur le maintien d'une réponse significative en Z500.

Le fait que la réponse significative dans le cas d'une anomalie froide soit également interprétable en tant que changement de fréquence d'occurrence du régime NAO positive suggère l'importance des interactions d'échelle dans l'apparition de cette réponse, et dans son maintien. Peng et Robinson (2001) montrent que la rétroaction des tourbillons, permettant que la réponse à des anomalies de SST dans les moyennes latitudes soit équivalente barotrope, n'est possible que si le modèle possède des centres d'actions bien définis à l'endroit de la réponse initiale en Z500. Ces résultats sont donc dépendants du modèle, et de ses biais dans la représentation de la variabilité.

## Synthèse

### Questions :

Les relations statistiques détectées au chapitre 2

- anomalie de SST d'été (JASO) moyennes latitudes et circulation atmosphérique d'hiver (NDFJ) région NAE.
- anomalie de SST tropicale d'automne (SON) et circulation atmosphérique d'hiver (NDJ) région NAE.

sont elles reproduites par le modèle ARPEGE ?

Quels mécanismes physiques peuvent jouer un rôle d'après cette étude de modélisation ?

Les résultats obtenus dans le cas des SST moyennes latitudes sont récapitulés sur la Fig. 3.47.

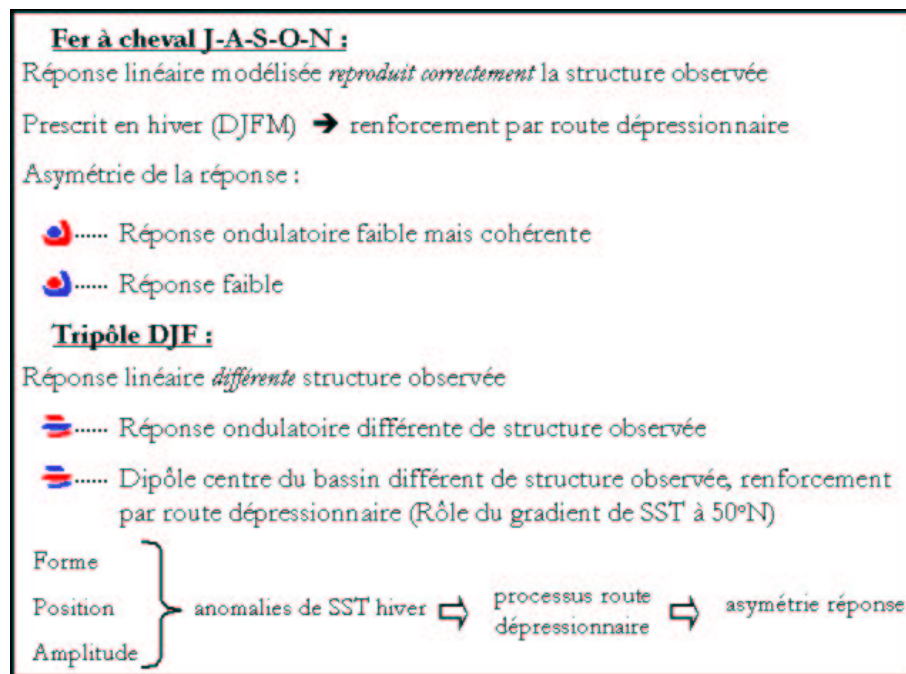


FIG. 3.47 – résultats des expériences de sensibilité aux anomalies de SST moyennes latitudes

Processus physiques qui entrent en jeu :

- La **position** des anomalies par rapport au jet stream, ainsi que leur **forme** et leur **intensité** jouent un rôle, notamment sur l'apparition d'une interaction entre la circulation atmosphérique et les tourbillons transitoires. Cela joue sur l'asymétrie de la réponse du modèle.

- Des **interactions d'échelles complexes** apparaissent lors de l'étude de la réponse en terme de changement de fréquence d'apparition des régimes de temps journaliers (question : quelle est l'influence de la réponse journalière sur la réponse saisonnière ?)

Les résultats des expériences de sensibilité aux SST tropicales d'automne sont résumés par le schéma de la Fig. 3.48. Une anomalie de SST froide centrée sur l'équateur induit une réponse atmosphérique ondulatoire en direction du Nord Est se propageant depuis l'Amérique centrale vers la région NAE. Cette réponse est synchrone et symétrique.

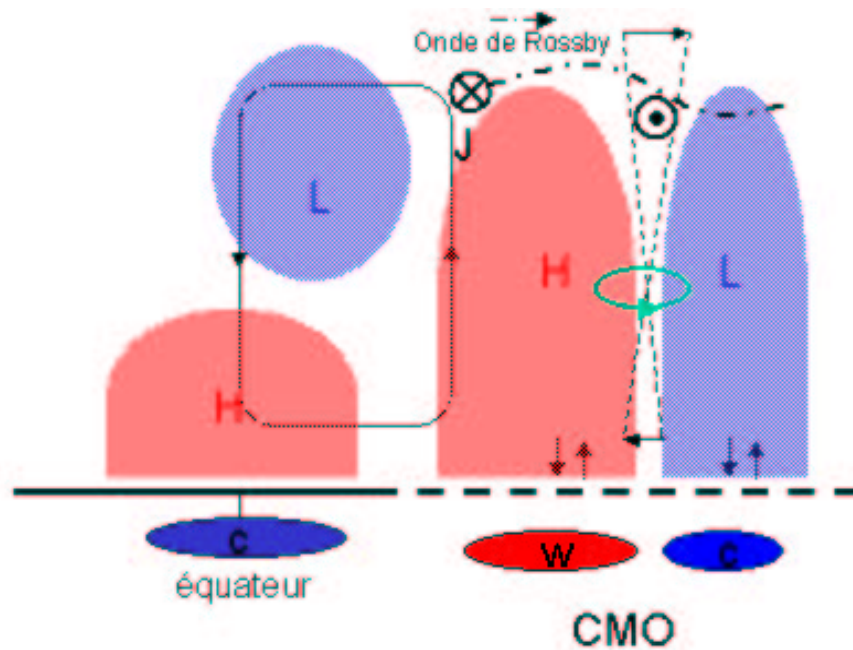


FIG. 3.48 – Coupe verticale de l'atmosphère, de l'équateur (à gauche) vers le Nord (à droite). Les anomalies positives (négatives) de SST ou hauteur géopotentielle sont en rouge (bleu). Les anomalies négatives de SST à l'équateur induisent une perturbation de la cellule de hadley locale qui en sa branche descendante perturbe le jet Stream (flèche vers le fond). L'onde de Rossby générée est barotrope dans les moyennes latitudes. La perturbation subséquente du jet subpolaire (flèche vers le lecteur) induit un cisaillement vertical du vent, qui avec le renforcement du gradient horizontal de SST , induit une anomalie d'activité des transitoires (flèche verte) qui maintient l'anomalie de circulation atmosphérique. Parallèlement le couplage thermique couche de mélange/atmosphère maintient les anomalies de SST.

Processus impliqués dans la réponse ondulatoire :

- Dans le cas d'une anomalie de SST chaude, une **convergence d'humidité et de chaleur** dans la région Amazonienne perturbe la **cellule de Hadley locale**.

- Les **perturbations du Jet Stream** au niveau de la branche descendante de la cellule induisent l'onde de Rossby.

Dans le cas d'une anomalie de SST froide l'anomalie de circulation atmosphérique (NAO positive) se maintient jusqu'en hiver.

Processus impliqués dans le maintien de la réponse aux moyennes latitudes :

- La **position** des anomalies par rapport au jet stream, ainsi que leur **forme** et leur **intensité** jouent un rôle, notamment sur l'apparition d'une interaction entre l'anomalie de SST, la circulation atmosphérique et les tourbillons transitoires. Cela joue encore dans ce cas sur l'asymétrie de la réponse du modèle.
- Des **interactions d'échelles complexes**. La réponse à l'anomalie froide est interprétable comme l'augmentation de la fréquence d'occurrence du régime "NAO positive".

### **Conclusions :**

Bien que les réponses D'ARPEGE aux anomalies soient non linéaires, les relations statistiques du chapitre 2 sont vérifiées. Les processus physiques impliqués sont associés au couplage entre les anomalies de SST, la circulation atmosphérique et les tourbillons transitoires. La forme, position et intensité des anomalies de SST modulent l'apparition de perturbations de ce couplage, les interactions d'échelles entrent en jeu dans l'apparition d'une réponse à l'échelle saisonnière.

# Chapitre 4

## Interactions océan-atmosphère et changement climatique

Dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence des liens entre la SST d'été et d'automne dans l'Atlantique et la circulation atmosphérique d'hiver. Nous avons décrit les mécanismes physiques pouvant être à l'origine de ces relations observées, et effectué des expériences numériques permettant de mieux comprendre et décrire ces mécanismes. Nous avons constaté que le modèle ARPEGE en mode forcé reproduit correctement la réponse de l'atmosphère à des anomalies de SST dans l'Atlantique tropical, et que la réponse à des anomalies de SST d'été aux moyennes latitudes est moins forte mais cohérente avec le lien observé.

Le couplage des modèles de circulation générale atmosphérique et océanique permet d'améliorer la représentation des mécanismes physiques de la variabilité du climat, de l'échelle saisonnière à multi-décennale. Nous allons déterminer dans ce chapitre si les mécanismes physiques que nous avons étudiés à l'échelle saisonnière sont reproduits lorsque l'atmosphère et l'océan peuvent interagir, et quelle importance ils peuvent avoir dans le cadre du changement climatique lié à l'augmentation des gaz à effet de serre.

Nous étudions dans ce chapitre les résultats de deux simulations couplées océan-atmosphère de Météo France, réalisées par le Groupe de Modélisation Grande Échelle et Climatologie du CNRM<sup>1</sup> en collaboration avec le CERFACS. Les deux simulations utilisées sont d'une durée de 150 ans. Dans la première, les concentrations des gaz à effet de serre sont fixées à leurs valeurs de 1950 (simulation de contrôle) et dans la seconde (simulation de scénario) elles évoluent au cours du temps (valeurs observées jusqu' à la fin du vingtième siècle, puis selon le scénario SRES-B2 du GIEC<sup>2</sup>). Le gaz carbonique n'atteint le double de sa

---

<sup>1</sup>Centre National de Recherche Météorologiques

<sup>2</sup>Groupement Inter-gouvernemental pour l'Étude du Climat

concentration préindustrielle que vers la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. Dans une première partie nous décrivons succinctement ces expériences, puis dans la partie 4.2 nous étudions les résultats d'analyses MCA déphasées effectuées sur la simulation de contrôle avec le même protocole expérimental qu'au chapitre 2. Nous étudions ensuite (partie 4.3) les effets du forçage anthropique sur la variabilité de la circulation atmosphérique basse-fréquence et des routes dépressionnaires dans les données de la simulation de scénario.

## 4.1 Description des expériences couplées

Les simulations de contrôle (SC3) et de scénario (SG1) utilisées dans ce chapitre sont décrites en détail par Royer *et al.* (2002). Le modèle de circulation atmosphérique est ARPEGE-Climat, dans la même version que pour nos précédentes expériences de sensibilité mais avec cette fois 45 niveaux sur la verticale, dans le but d'améliorer la résolution dans la stratosphère (où l'on observe le maximum de concentration d'ozone). ARPEGE est couplé à l'aide du coupleur OASIS développé au CERFACS (Terray *et al.*, 1995) à OPAG, le modèle de circulation océanique développé au LODYC (Madec *et al.*, 1997), où l'évolution de la banquise est calculée par le modèle de glace GELATO (Salas y Melia, 2001). Les échanges de chaleur, d'eau douce et de quantité de mouvement à la surface des océans sont effectués toutes les 24 heures. Un modèle de photochimie de l'atmosphère (MOBIDIC) est utilisé pour calculer et mettre à jour (tous les 10 ans) la concentration de l'ozone en fonction des modifications et de la composition chimique produites par l'activité économique, et des statistiques de transport atmosphérique calculées sur les 10 ans précédents. Les concentrations des aérosols soufrés liés à l'activité industrielle sont également remises à jour périodiquement.

### 4.1.1 Représentation de la variabilité

Afin de pouvoir commenter les relations déphasées obtenues par analyse MCA dans la simulation SC3, nous effectuons une courte validation préliminaire de cette simulation en termes de représentation de la variabilité climatique aux moyennes latitudes. La structure spatiale de NAO (première EOF de Z500) pour la saison DJF est présentée fig. 4.1 a. On constate que les centres d'action du mode sont décalés vers l'ouest du bassin Atlantique Nord pour la simulation SC3. L'anomalie cyclonique du dipôle représentant la NAO du modèle est notamment centrée sur l'entrée de la mer du Labrador. Le pourcentage de variance expliquée est d'environ 40 %, et donc du même ordre de grandeur que dans les observations. Le second mode (fig. 4.1 c) correspond au mode Est Atlantique, expliquant lui aussi un pourcentage de variance (environ 20 %) proche de celui des observations. Les



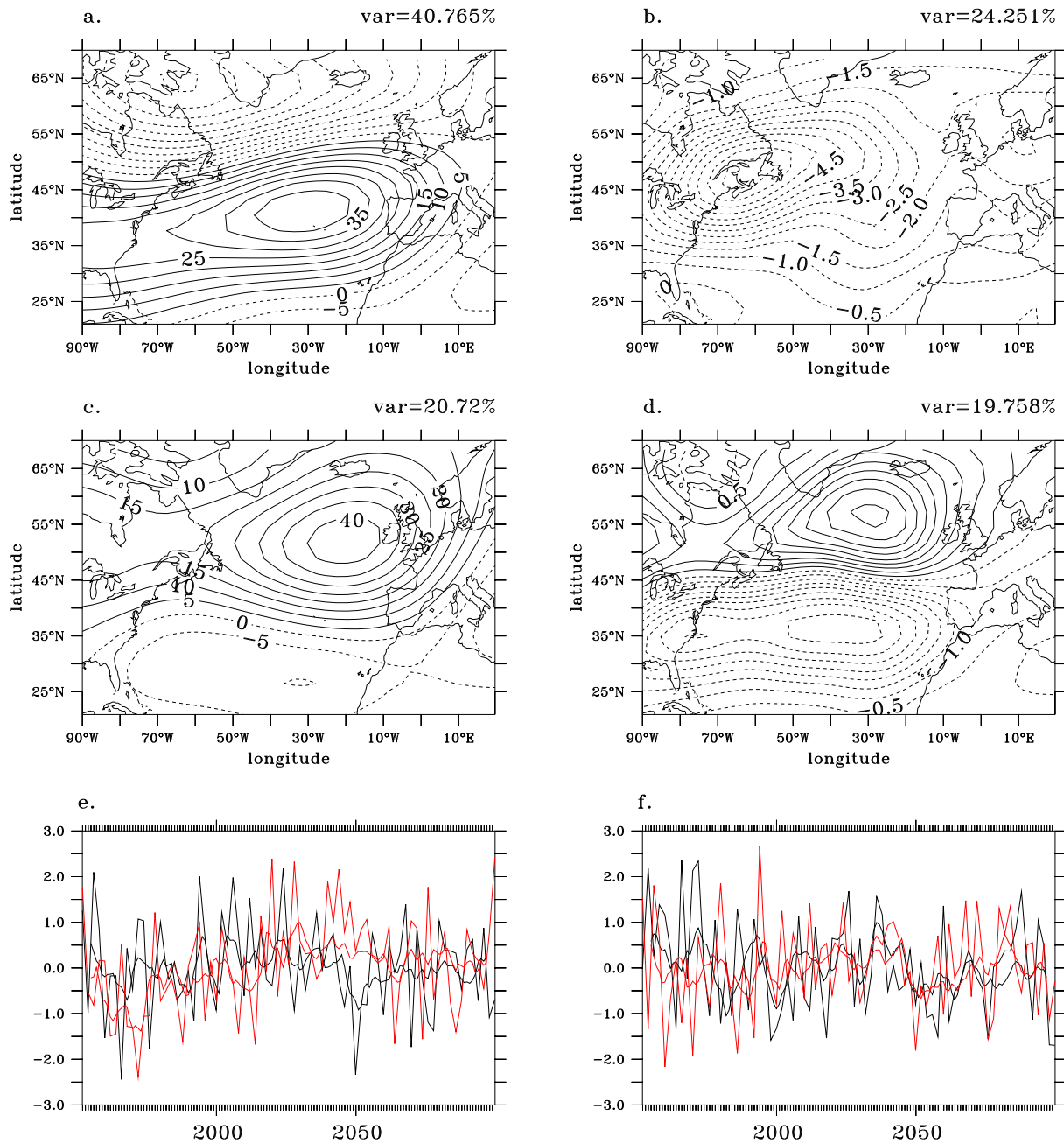


FIG. 4.1 – Panneau de gauche, première et seconde EOF de Z500 (a et c) pour les 150 hivers (DJF) de la simulation SC3, contours tous les 5 m. Première (courbes noires, dont une moyenne glissante sur 6 ans) et seconde (courbes rouges, dont une moyenne glissante sur 6 ans) composante principale associée (e). Panneaux de droite, première et seconde EOF de STA (b et d) pour les 150 hivers (DJF) de la simulation SC3, contours tous les 0,5 m. Première (courbes noires, dont une moyenne glissante sur 6 ans) et seconde (courbes rouges, dont une moyenne glissante sur 6 ans) composante principale associée (f). Les variances expliquées sont indiquées pour chaque mode dans la partie supérieure droite.

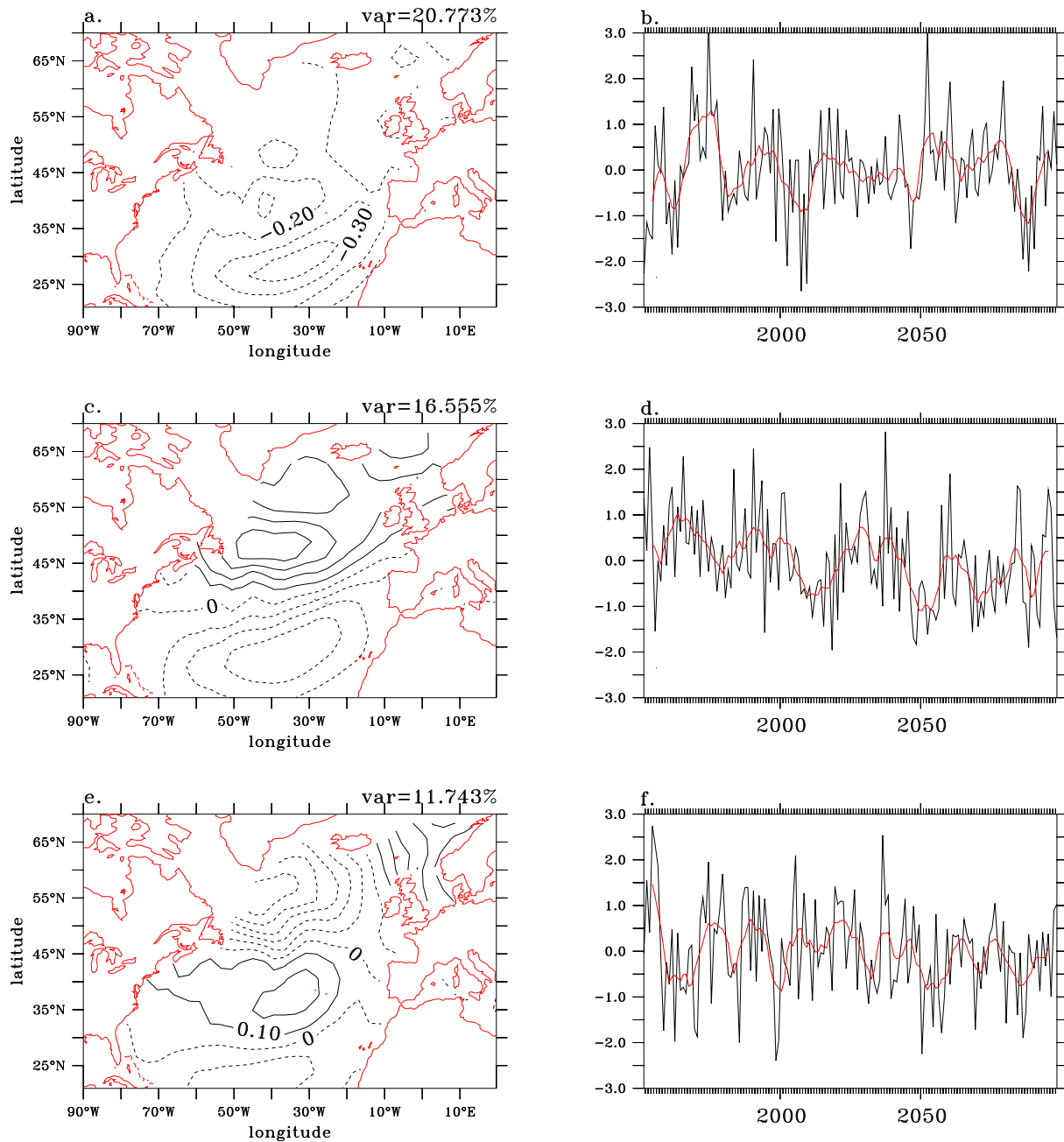


FIG. 4.2 – Première EOF (a) et composante principale (b) de SST Atlantique Nord pour les 150 saisons ASO de la simulation SC3. Seconde (c et d) et troisième (e et f) EOF et composantes principales. Des moyennes glissantes sont superposées aux composantes principales (courbes grises). Les variances expliquées sont indiquées pour chaque mode dans la partie supérieure droite.

évolutions temporelles de ces deux structures sont représentées pour les 150 ans de la simulation sur la fig. 4.1 e, et présentent des fluctuations multidécennales marquées.

Les deux premiers mode de variabilité des routes dépressionnaires du modèle couplé sont représentés fig. 4.1 b et d. On constate que cette variabilité est également bien représentée, puisque l'on trouve deux modes dont les structures spatiales ressemblent aux deux premiers modes des observations, et expliquant un pourcentage de variance du même ordre de grandeur (20 %), comparable également aux pourcentages des modes observés. Le premier mode traduit les fluctuations en amplitude d'une route dépressionnaire dont le maximum est centré sur Terre Neuve, le second mode représente les variations de position latitudinale de la route dépressionnaire. Les composantes principales associées sont également sujettes à des variations à très basse fréquence, comme on peut le constater fig. 4.1 f.

Les trois premiers modes de SST (sans la tendance) pour la saison ASO sont représentés sur la fig. 4.2. On constate que les trois modes se projettent sur le mode fer à cheval des observations. Le premier mode correspond aux fluctuations de la branche subtropicale qui semble donc décorrélée de la partie centrale.

### 4.1.2 Pré-traitement des données de SC3 pour l'analyse MCA

Une tendance quadratique est calculée en chaque point de grille pour les 150 ans de données mensuelles de SST comme pour les données troposphériques de la simulation (voir fig. 4.3). Cette tendance est retirée des données mensuelles puis celles ci sont normalisées par l'écart type moyen sur la région d'étude. Les analyses MCA déphasées sont ensuite réalisées sur des moyennes de 3 mois, comme au chapitre 2.

On constate que la tendance ôtée en moyenne sur la région NAE aux champs de Z500 et SST (figures 4.5 et 4.4) est importante. Cette forte amplitude provient essentiellement de l'Atlantique Nord, au nord de 40°N, région proche du maximum de la tendance qui se situe en Mer du Labrador. Comme l'expliquent Royer *et al.* (2002), cette tendance dans la simulation de contrôle est une conséquence de l'excès de rayonnement solaire absorbé par l'océan aux hautes latitudes, lié à la représentation des nuages bas dans l'atmosphère. Nous nous intéressons ici à la région océanique 20°N-70°N, et les points glacés sont ôtés. La dérive est faible en moyenne sur l'Atlantique tropical (non montrée).

Les analyses en MCA déphasée réalisées sur les 150 ans de la simulation sont très coûteuses en temps de calcul. Nous choisissons ici de les effectuer sur les 100 dernières années uniquement, période la plus stable de la simulation SC3, ce compromis permettant de réduire le coût du calcul tout en gardant un grand nombre de degrés de liberté.

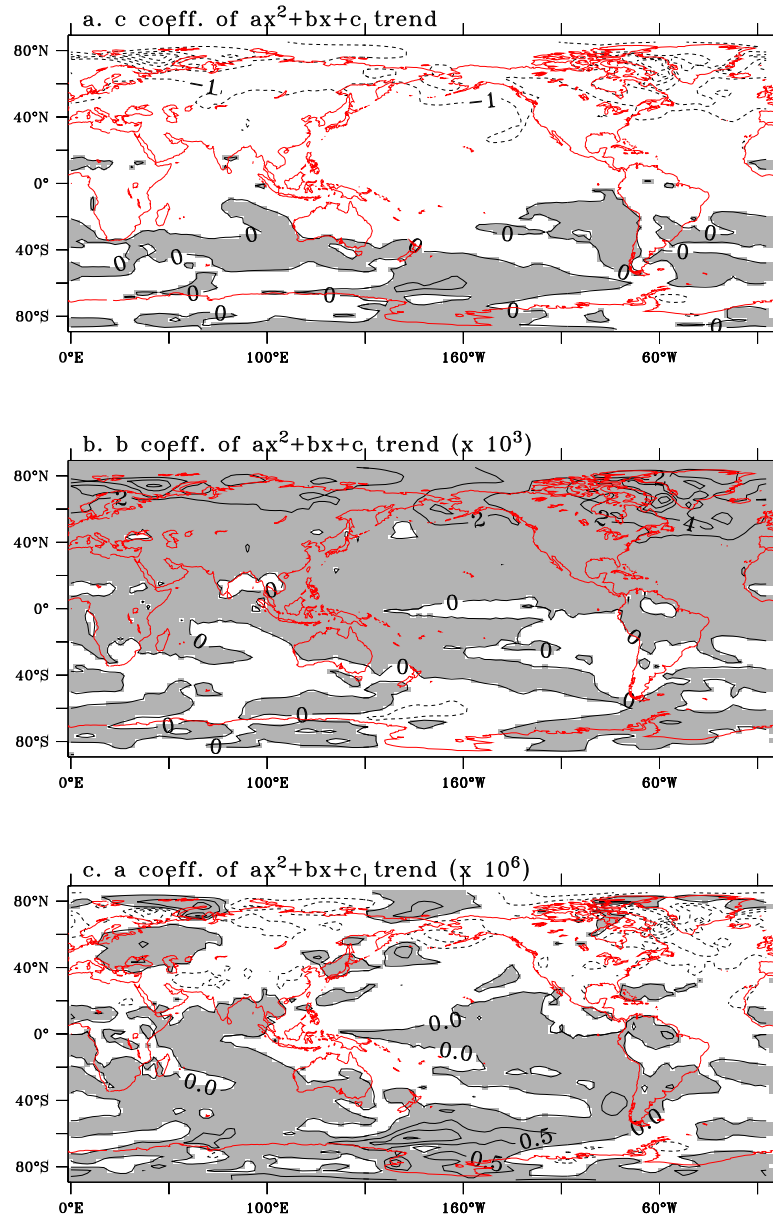


FIG. 4.3 – Cartes des coefficients de la tendance quadratique de température de surface retirée aux données SC3. (a) ordonnée à l'origine  $c$  (contours tous les 1 K), (b) coefficient directeur de la tendance linéaire  $b$  multiplié par un facteur  $10^3$  (contours tous les  $2 \cdot 10^{-3} \cdot K \cdot mois^{-1}$ ), (c) coefficient de la parabole  $a$  multiplié par un facteur  $10^6$  (contours tous les  $0,5 \cdot 10^{-6} \cdot K \cdot mois^{-2}$ ). Les valeurs positives sont grisées et les valeurs négatives en tiretés.

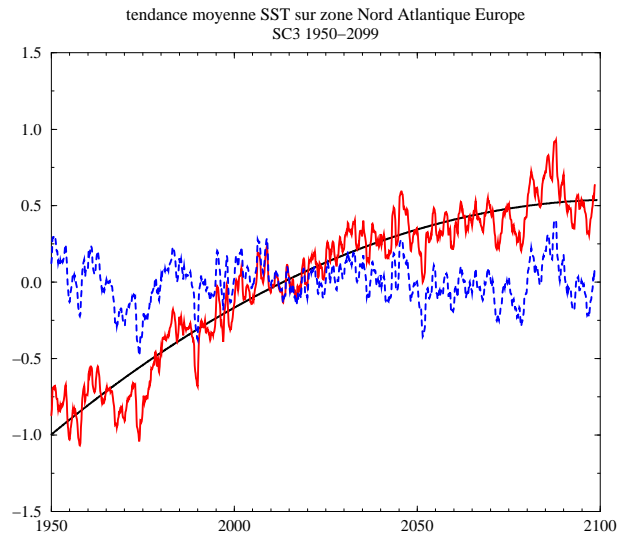


FIG. 4.4 – En moyenne sur la région Atlantique Nord Europe ( $100^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\text{N}$ - $70^{\circ}\text{N}$ ), tendance (en noir) des données mensuelles de température de surface de SC3 sur toute la période 1950-2099 (en rouge). Les données moins la tendance sont représentées en tiretés bleus.

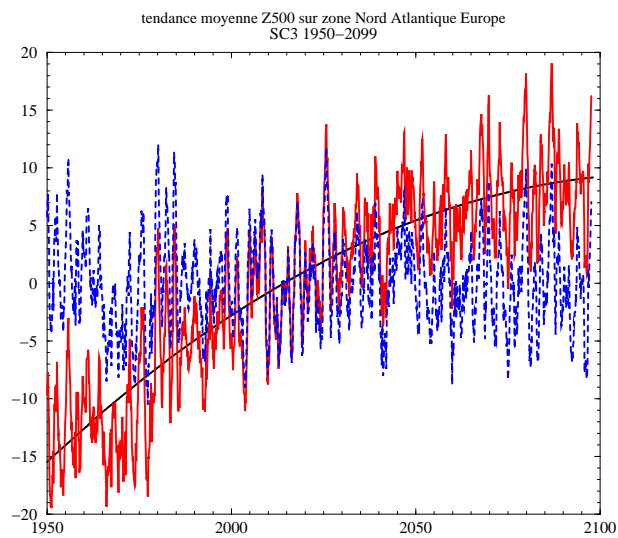


FIG. 4.5 – Même chose que fig 4.4 pour les données de Z500.

## 4.2 Relations déphasées entre la SST et la circulation atmosphérique dans le modèle couplé

### 4.2.1 Liens océan-atmosphère aux moyennes latitudes

Comme on peut le constater sur la fig 4.6, on observe dans le modèle couplé une relation déphasée entre la SST et le Z500 comparable avec celle des observations. Dans la simulation couplée, un mode de SST d'été (JAS) ressemblant au fer à cheval des observations covarie significativement avec une anomalie de circulation basse fréquence du début de l'hiver suivant (OND). Les corrélations entre les coefficients d'expansion des modes de SST et de Z500 ne sont significatives qu'à partir de lag -2, i.e. quand la SST est en avance de 2 mois sur l'atmosphère. On note que l'amplitude de l'anomalie de SST est comparable à celle trouvée dans les analyses sur les données NCEP, tandis que l'anomalie de Z500 est plus faible<sup>3</sup>. La structure spatiale de cette dernière projetée sur la NAO du modèle couplé (fig. 4.1). Les centres d'action de cette anomalie sont décalés vers l'ouest du bassin Atlantique Nord, se projetant également sur la téléconnexion Pacifique Nord Américaine (PNA). L'anomalie de SST quant à elle se projette également sur les modes principaux du modèle (fig. 4.2).

Les résultats de l'analyse MCA déphasée entre le STA de OND et la SST (fig 4.7) montrent que les relations entre la route dépressionnaire et la SST, comme dans les données des réanalyses NCEP ne sont pas capturées de façon significative par une analyse linéaire telle que la MCA. On ne trouve pas de covariance significative pour aucun déphasage, même si les structures spatiales sont cohérentes avec la relation déphasée trouvée entre le Z500 et la SST. Le mode en question montre une augmentation de l'activité de la route dépressionnaire Atlantique Nord vers 50°N, au niveau et en aval d'une augmentation du gradient de SST. L'anomalie de SST associée à cette augmentation de gradient est constituée d'une anomalie positive entre 25°N et 45°N environ, et presque encerclée d'une anomalie froide, ressemblant à la structure en fer à cheval.

Les évolutions temporelles des modes covariants SST/Z500 et SST/STA à lag -2 sont représentées sur la fig 4.8. Les deux séries de SST ont un spectre de type bruit rouge, avec un pic à la fréquence 2,2 (SST/Z500) et 2,4 ans (SST/STA). On retrouve des pics en fréquence vers 2,5 ans dans les spectres des deux séries atmosphériques, ainsi qu'un aux alentours de 3 ans (3,2 pour Z500/SST et 2,9 et 3,7 pour STA/SST). Ces dernières fréquences, ainsi que la projection de l'anomalie de Z500 sur la PNA suggèrent un lien

---

<sup>3</sup>On note que les centres d'actions des structures spatiales hétérogènes des champs atmosphériques montrés ici sont significatives à 95 %. Ces zones de significativité ne sont pas indiquées sur les figures par souci de lisibilité.

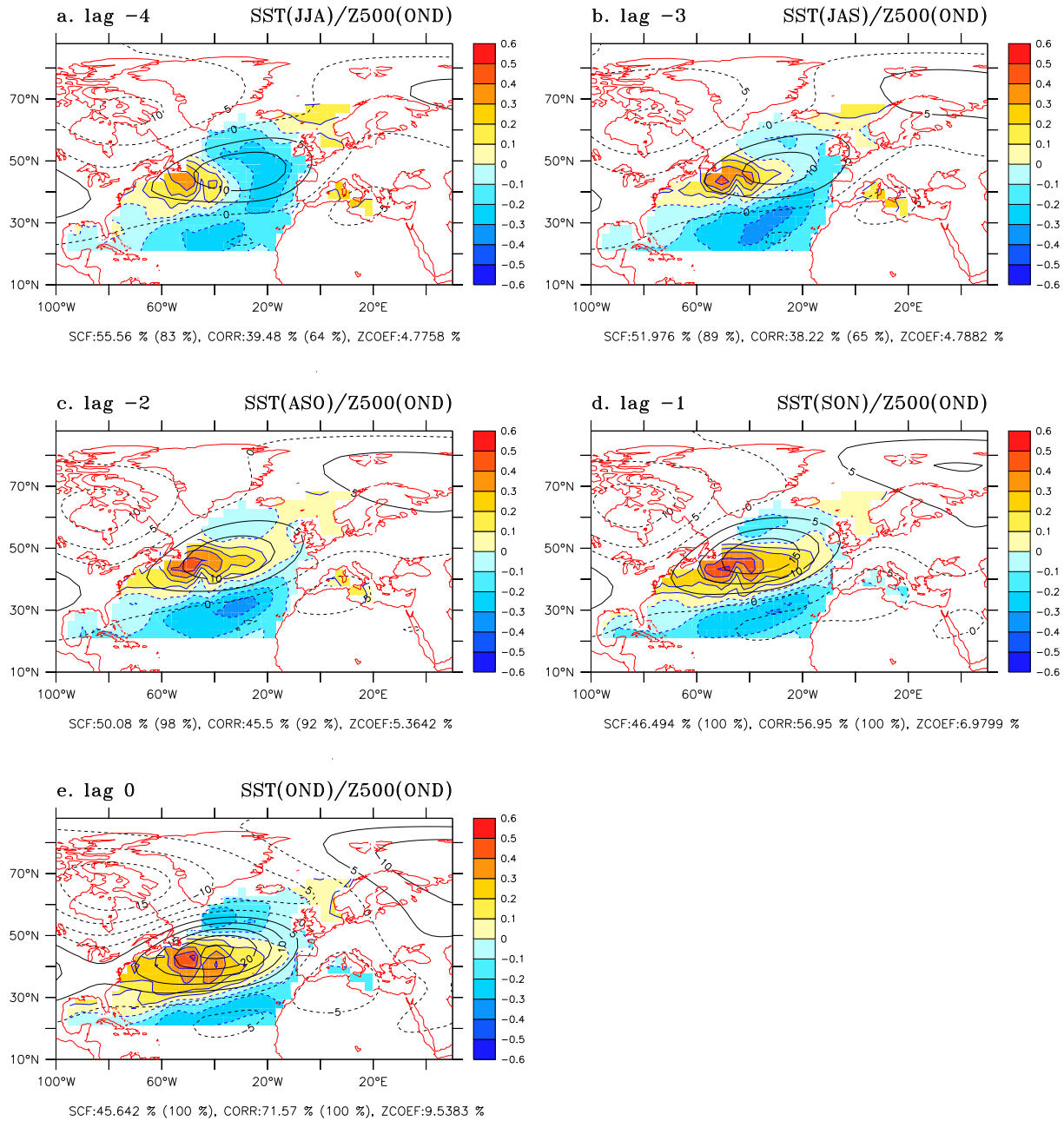


FIG. 4.6 – Structures spatiales de MCA entre la hauteur géopotentielle à 500 hPa de OND (contours tous les 5 m) et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (contours tous les 0.1 K) en avance de (a) 4 mois, (b) 3 mois, (c) 2 mois, (d) 1 mois, et (e) Z500 et SST en phase. Les valeurs négatives sont en tiretés.

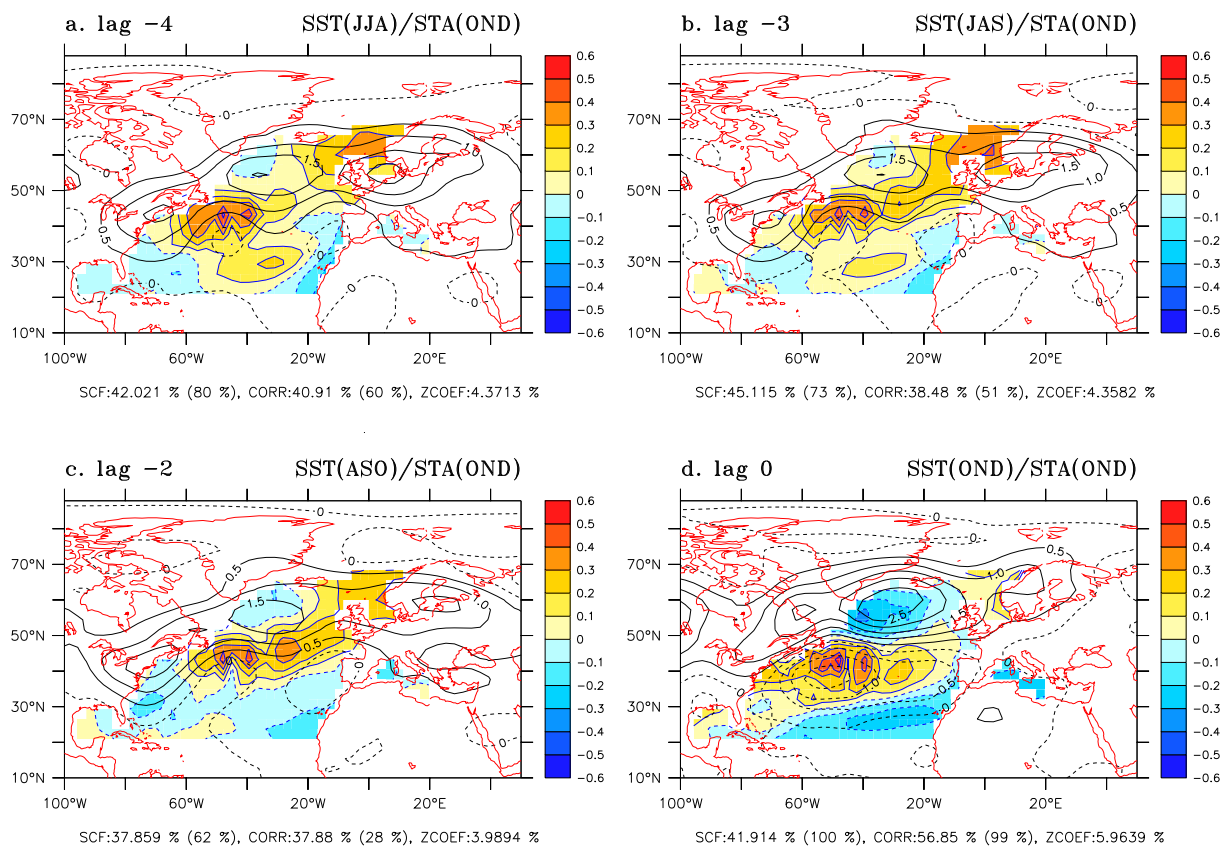


FIG. 4.7 – Structures spatiales de MCA entre le STA de OND (contours tous les 0.2 m) et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (contours tous les 0.1 K) en avance de (a) 4 mois, (b) 3 mois, (c) 2 mois, (d) 1 mois, et (e) Z500 et SST en phase. Les valeurs négatives sont en tiretés.

avec l'ENSO.

L'influence de ce phénomène sur la circulation atmosphérique basse fréquence aux moyennes latitudes du bassin Atlantique est surestimée dans le modèle (voir Cassou et Terray, 2001b). Nous avons par conséquent effectué les mêmes analyses MCA en retirant des champs atmosphériques la partie linéairement associée à l'indice Niño 3<sup>4</sup>. Les résultats obtenus sont très peu différents et ne sont donc pas montrés ici. Ceci suggère que cette relation déphasée est principalement due à des mécanismes physiques locaux excitant des modes internes de circulation atmosphérique (tels la NAO), sans qu'il y ait de corrélation évidente avec ENSO. Ce résultat est cohérent avec les observations effectuées au chapitre 2.

La simulation couplée nous permet ici de tester les hypothèses avancées aux chapitres 2 et 3 sur la persistance des anomalies de SST d'été jusqu'en hiver, où elles peuvent

<sup>4</sup>Indice défini à partir de la SST du Pacifique moyennée dans la boîte 150°W-90°W, 5°S-5°N



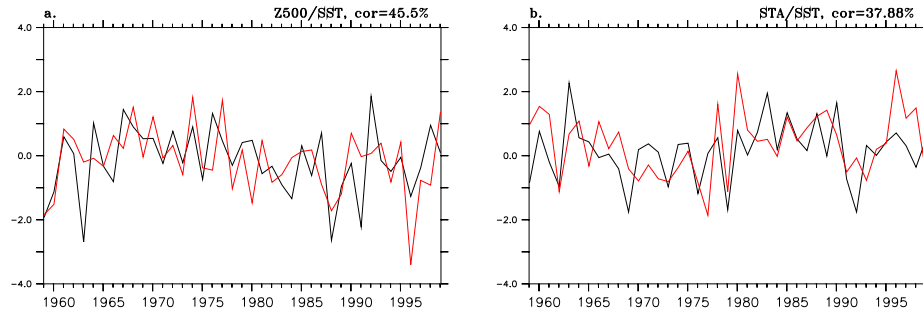


FIG. 4.8 – Scores de MCA, pour les données de SC3 et la période 2000-2099, (a) entre le Z500 (courbe noire) et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (courbe rouge) en avance de 2 mois, (b) entre le STA (courbe noire) et la SST Atlantique Nord 20°N-70°N (courbe rouge) en avance de 2 mois.

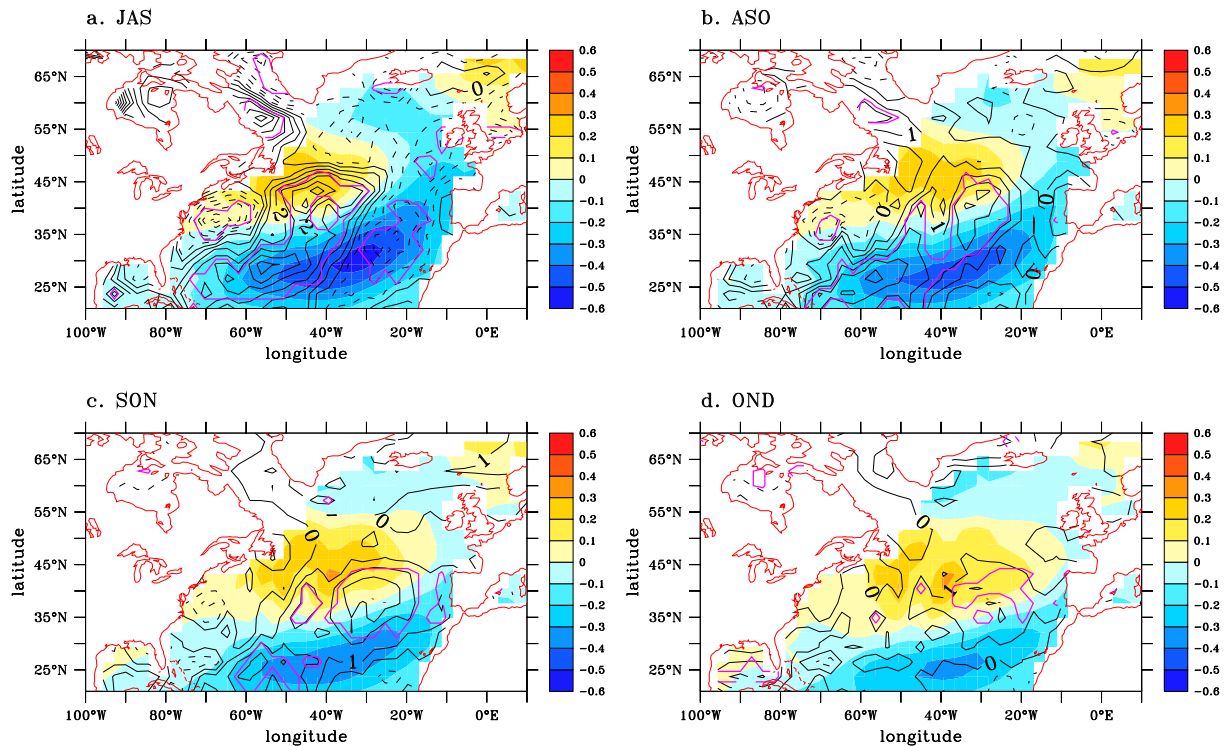


FIG. 4.9 – Régressions déphasée sur les scores de MCA de la SST de Juillet-Aout-Septembre (JAS) des flux de chaleur radiatifs nets en surface (solaire + infra-rouge, contours tous les 1  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) et de la SST (couleurs, K) de (a) JAS , (b) ASO, (c) SON, et (d) OND (en phase avec le Z500). Les valeurs négatives sont en tiretés, et signifient que l’océan perd de la chaleur. Les valeurs des flux sont entourées d’un trait violet lorsque la régression est significative à plus de 95 % au regard d’un test de Student.

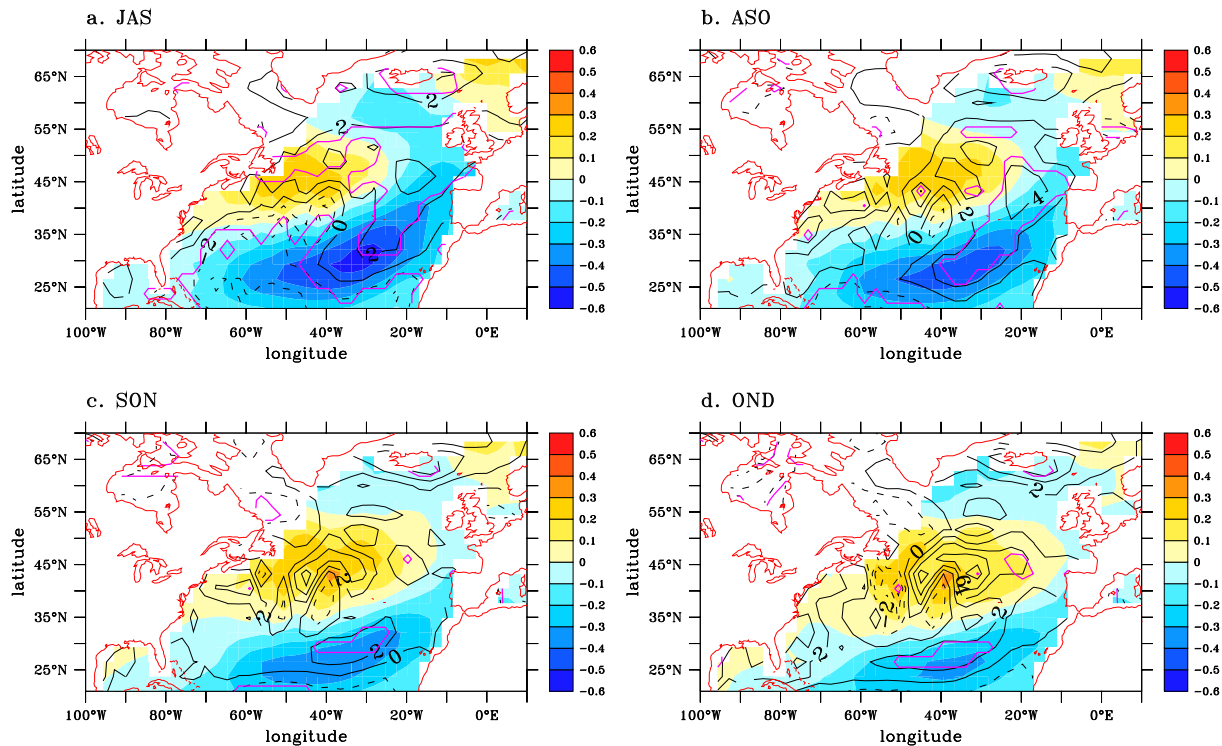


FIG. 4.10 – Régressions déphasée sur les scores de MCA de la SST de Juillet-Aout-Septembre (JAS) des flux de chaleur turbulents en surface (chaleur latente + sensible, contours tous les  $2 \text{ W.m}^{-2}$ ) et de la SST (couleurs, K) de (a) JAS , (b) ASO, (c) SON, et (d) OND (en phase avec le Z500). Les valeurs négatives sont en tiretés, et signifient que l’océan perd de la chaleur. Les valeurs des flux sont entourées d’un trait violet lorsque la régression est significative à plus de 95 % au regard d’un test de Student.

influencer la circulation atmosphérique. Les anomalies de flux de chaleur net en surface, associées de façon déphasée à la structure de SST d’été issue de la MCA, nous permettent de déterminer quels processus permettent la création des anomalies de SST d’été dans le modèle couplé. Il est également possible d’observer si l’atmosphère exerce une rétroaction sur ces structures et de déterminer son signe. On constate en premier lieu sur la fig. 4.9 que les flux radiatifs et en grande partie le flux solaire (non montré) contribuent à créer l’anomalie de SST en JAS (fig. 4.9 a). L’amplitude de ces anomalies de flux de chaleur est cependant faible (de l’ordre de  $4 \text{ W.m}^{-2}$ ). Par la suite, on constate qu’ils tendent à déplacer l’anomalie positive centrale vers l’est en ASO, SON et OND. Si ces anomalies sont significatives, leurs amplitudes sont cependant très faibles, de l’ordre de 1 ou  $2 \text{ W.m}^{-2}$ , jusqu’à  $0,5 \text{ W.m}^{-2}$  en OND.

On constate sur la fig. 4.10 a et b, que les flux turbulents ont un rôle moteur au nord de  $40^\circ\text{N}$  sur l’anomalie positive de SST en JAS, et tendent à l’atténuer ensuite au sud de cette même latitude. Cependant cette rétroaction est très faible, de l’ordre de 2 à 4

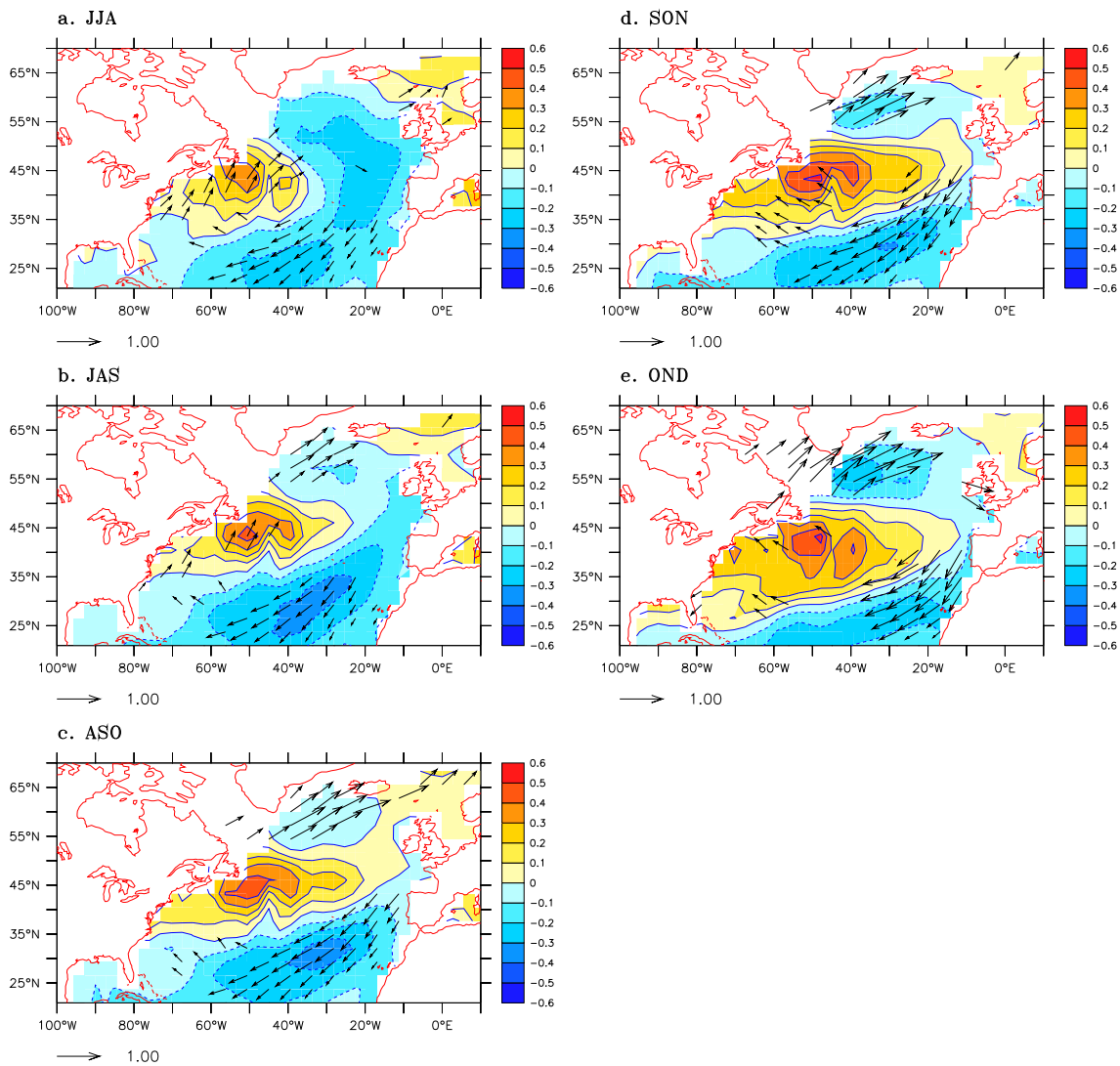


FIG. 4.11 – Régressions synchrones du vent en surface ( $\text{m.s}^{-1}$ ) sur les scores de MCA de la SST (couleurs, contours tous les 0,1 K) en avance de (a) 4 mois (JJA), (b) 3 mois (JAS), (c) 2 mois (ASO), (d) 1 mois (SON) sur le Z500, et (e) en phase (OND) avec le Z500. Les valeurs négatives de SST sont en tiretés. Les vecteurs ne sont tracés que lorsque la régression est significative à plus de 95 % au regard d'un test de Student.

$\text{W.m}^{-2}$ . Les flux ont un faible rôle moteur en JAS et ASO sur l'anomalie froide au sud de  $30^\circ\text{N}$ , et ils atténuent fortement la branche nord et est de l'anomalie froide encerclant l'anomalie chaude, en particulier en SON et OND entre 20 et  $30^\circ\text{N}$ . À partir de ASO, les zones où la régression est significative sur la partie centrale positive de l'anomalie sont peu nombreuses et la structure spatiale obtenue est assez bruitée. La structure des flux entre 25 et  $45^\circ\text{N}$  laisse deviner en SON et OND le début de la formation d'une anomalie de SST de type tripôle avec en OND un noyau positif significatif le long de la côte est du continent Nord Américain, et un noyau négatif à  $40^\circ\text{N}$  et  $50^\circ\text{W}$  qui va dans le sens d'une atténuation du maximum de l'anomalie positive à cet endroit.

Les régressions du vent en surface sur les scores de SST sur la fig. 4.11, peuvent expliquer le flux de chaleur latente tendant à amortir l'anomalie chaude au sud de  $45^\circ\text{N}$ . On observe en effet une anomalie significative de vent de surface en JJA et JAS en provenance du sud ouest au dessus de cette région. Les conditions semblent réunies pour que l'océan délivre de l'énergie à l'atmosphère sous forme de chaleur latente. Au nord du bassin, au delà de  $50^\circ\text{N}$ , l'anomalie de vent de surface semble s'intensifier à mesure que l'on se rapproche de l'hiver. Parallèlement en SON et OND, l'anomalie de SST froide s'amplifie à cet endroit. La partie subtropicale du fer à cheval semble liée à une accélération significative des Alizés. Comme le suggèrent Venske *et al.* (1999), le fait que ces anomalies de vent ne sont pas liées à des anomalies significatives de flux de chaleur turbulent peut être dû à leur passage sur une anomalie froide, qui entraîne moins de dégagement de chaleur latente. On observe donc une faible rétroaction positive dans ce cas. En SON et OND, les vents de surface correspondent à la circulation géostrophique associée à l'anomalie de Z500 de OND de la fig. 4.6. On peut supposer que l'anomalie de SST positive centrale est peu amortie par la circulation atmosphérique car située en dessous de l'anomalie positive de Z500, qui dévie le vent vers le nord et correspond au renforcement de l'anomalie froide au sud du Groënland.

La dynamique océanique, notamment l'advection horizontale d'anomalies de SST (voir Verbrugge et Reverdin, 2001), et le pompage d'Ekman peuvent également jouer un rôle dans la simulation couplée sur la variabilité interannuelle des anomalies de SST. Il sera donc intéressant d'analyser en détail dans de prochaines études, le rôle de la dynamique océanique sur cette variabilité et le mécanisme que nous avons mis en évidence.

Ces analyses mettent donc en évidence le fait que le couplage océan-atmosphère joue un rôle dans la relation entre le mode de SST d'été et la circulation atmosphérique d'hiver. En effet la structure atmosphérique associée à l'anomalie de SST d'été dans le modèle couplé n'est pas du même type que la réponse atmosphérique en mode forcé aux anomalies de SST d'été observées. Le mode propre atmosphérique qui est excité dépend de la forme et de la position des anomalies de SST, qui peuvent ici être modifiées par les flux atmosphériques

mais également par la dynamique océanique.

### 4.2.2 Liens océan tropical-atmosphère extratropical

Comme dans les données des réanalyses NCEP, on trouve dans la simulation couplée SC3 une relation déphasée significative entre la SST d'automne (ASO, SON) de la région 20°S-20°N de l'Atlantique, et le Z500 de la région Atlantique Nord Europe du début de l'hiver suivant (NDJ). Des covariances significatives sont également détectées entre les SST d'automne et le Z500 des saisons OND et DJF, mettant en évidence une forte influence des tropiques dans le modèle couplé. La structure de l'anomalie de SST d'automne covariant ici avec la NAO du modèle est différente des observations en ce qu'elle ne présente pas de maximum au niveau de l'équateur. On obtient ici deux anomalies de même signe de part et d'autre de l'équateur, de signe négatif dans le cas d'une anomalie de circulation atmosphérique hivernale de type NAO positive. Le lobe de l'anomalie situé dans la partie subtropicale de l'Atlantique Nord est également présent dans la structure issue des réanalyses, et suggère une influence de la branche subtropicale du tripôle de SST.

Les résultats de la même analyse MCA déphasée pour les champs de SST et STA sont exposés sur la fig. 4.13. On constate qu'une augmentation du STA prenant place vers 50°N en NDJ, covarie significativement avec une structure de SST à partir de JAS. Cette dernière se projette sur la structure covariant avec la NAO de l'hiver suivant, et possède également des pôles de même signe de part et d'autre de l'équateur. Ces pôles sont négatifs dans le cas d'une anomalie de circulation atmosphérique de type NAO positive. Les scores des analyses MCA à lag -2 entre la SST et le Z500 et entre la SST et le STA sont représentés sur la fig. 4.14. Quelques fréquences significatives apparaissent dans les spectres de ces séries temporelles qui sont dans les deux cas pour la SST 2,5 et 3,2 ans. On retrouve également ces fréquences dans les spectres des séries temporelles atmosphériques. La fréquence 3,2 ans suggère que les modes covariants trouvés ici peuvent être liés au phénomène ENSO simulé par le modèle. On retrouve ces fréquences en ôtant des données atmosphériques la partie linéairement liée à ce phénomène, comme nous l'avions fait précédemment pour les études MCA aux moyennes latitudes. Ceci suggère soit que l'ENSO influe peu sur cette relation, soit que cette influence s'effectue par le biais de la variabilité de la SST tropicale, soit encore que cette influence est non-linéaire. Les observations montrent que cette influence est probablement non linéaire, et que la variabilité de la région NAE est plus sensible aux événements La Niña (voir Cassou et Terray, 2001a).

Ces analyses montrent que les mécanismes permettant l'influence de ces anomalies de SST sur la circulation atmosphérique d'hiver dans la région NAE sont reproduits par le modèle couplé. Elles montrent également que le modèle couplé semble reproduire les mécanismes

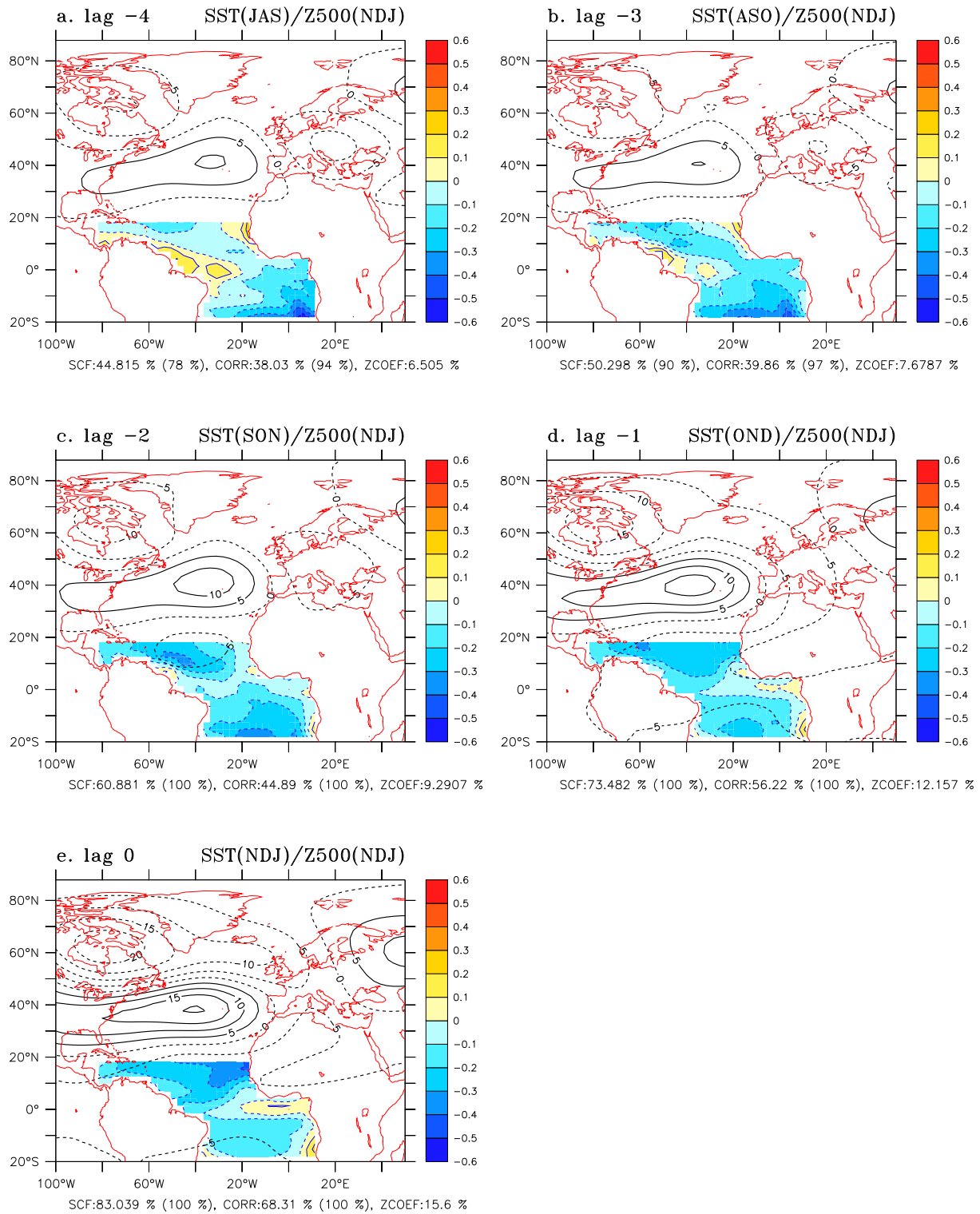


FIG. 4.12 – Structures spatiales de MCA entre la hauteur géopotentielle à 500 hPa de NDJ (contours tous les 5 m) et la SST tropicale 20°S-20°N (contours tous les 0.1 K) en avance de (a) 4 mois, (b) 3 mois, (c) 2 mois, (d) 1 mois, et (e) Z500 et SST en phase. Les valeurs négatives sont en tiretés.

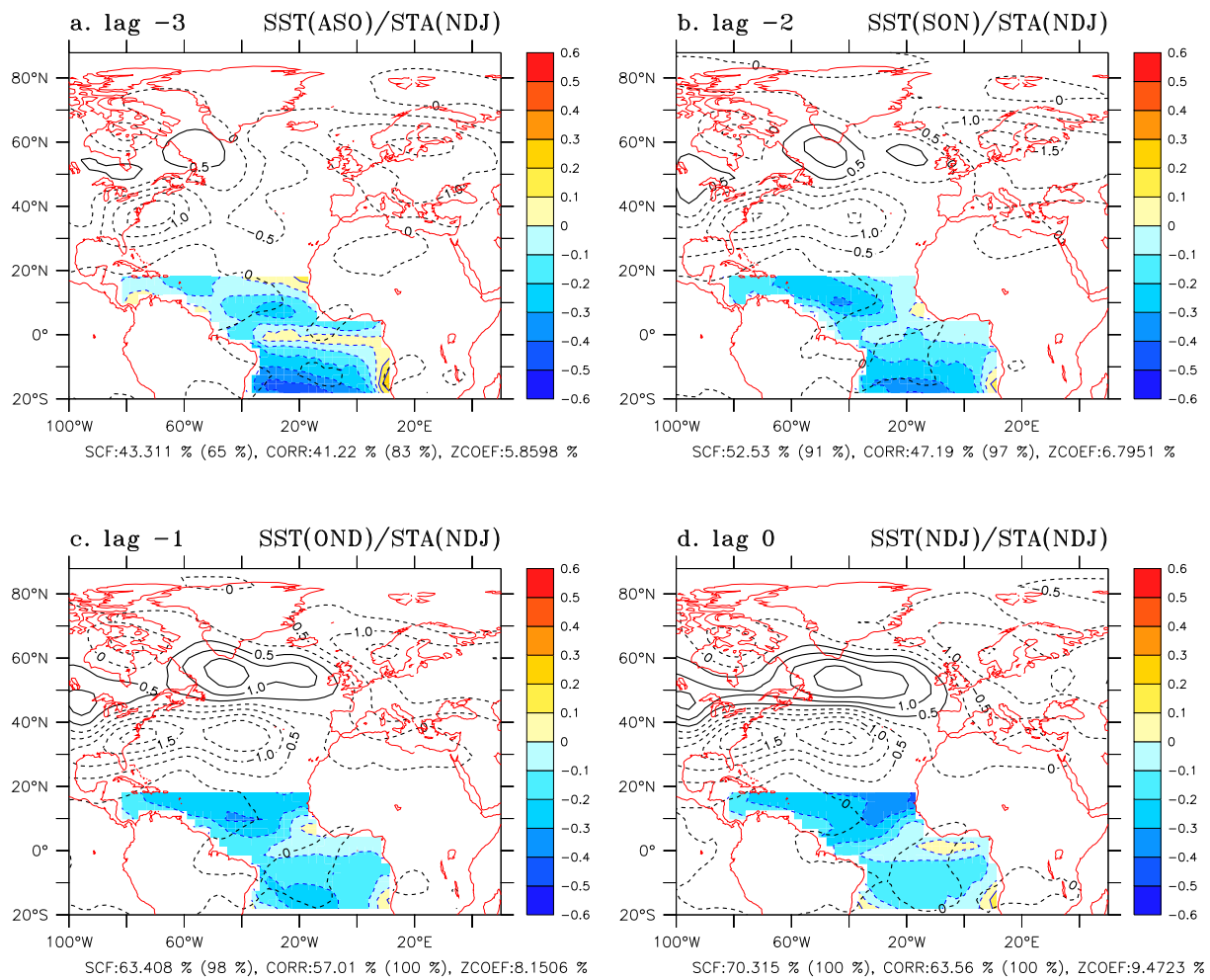


FIG. 4.13 – Structures spatiales de MCA entre le STA de NDJ (contours tous les 0.2 m) et la SST tropicale 20°S-20°N (contours tous les 0.1 K) en avance de (a) 4 mois, (b) 3 mois, (c) 2 mois, (d) 1 mois, et (e) Z500 et SST en phase. Les valeurs négatives sont en tiretés.

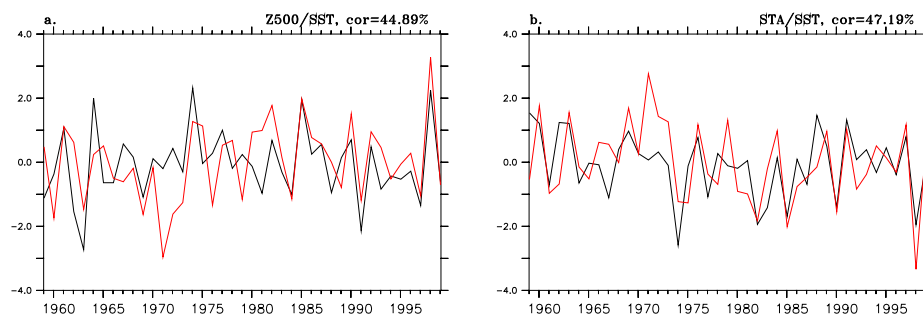


FIG. 4.14 – Scores de MCA, pour les données de SC3 et la période 2000-20099, (a) entre le Z500 (courbe noire) et la SST tropicale 20°S-20°N (courbe rouge) en avance de 2 mois, (b) entre le STA (courbe noire) et la SST tropicale 20°S-20°N (courbe rouge) en avance de 2 mois.

physiques à l'origine de la création d'anomalies de SST qui ressemblent aux structures observées, et susceptibles d'avoir une influence sur l'atmosphère aux moyennes latitudes. Dans le cas forcé, la réponse du modèle atmosphérique se projetait sur l'anomalie observée mais pas sur la NAO du modèle. Le fait que la structure spatiale de l'anomalie de Z500 de la simulation couplée se projette bien sur la NAO du modèle, suggère que le couplage océan-atmosphère avec la dynamique océanique est important pour la reproduction de ces mécanismes. Ceci suggère que l'advection océanique horizontale, par exemple, peut jouer un rôle dans l'existence de ces relations déphasées. Ces questions devront faire l'objet d'études plus poussées sur les interactions d'échelle entre les mécanismes permettant l'influence de l'océan des moyennes latitudes à l'échelle saisonnière, et la variabilité décennale liée à la variabilité océanique.

Nous choisissons, dans la dernière partie de cette thèse, d'aborder la question des interactions avec les fluctuations très basse fréquence. Nous disposons en effet de la simulation SG1 qui nous permet d'évaluer dans la partie suivante l'impact du changement climatique dû au forçage anthropique sur les liens entre la variabilité de la circulation basse fréquence et des routes dépressionnaires.

## **4.3 Influence de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre.**

### **4.3.1 Réponse moyenne au forçage anthropique**

Afin de pouvoir commenter les changements dans la variabilité atmosphérique induits par le forçage anthropique, il nous faut examiner dans un premier temps la réponse moyenne de la simulation de scénario. La différence entre le Z500 climatologique d'hiver (DJF) de SG1 et de SC3, ainsi que la même différence pour le champ de STA sont représentées sur la fig. 4.15. On constate une augmentation importante de Z500 sur les 150 ans, visible en différents centres d'action de la variabilité de l'hémisphère Nord. Les centres d'action de la NAO voient notamment une augmentation moyenne de 15 à 20 m vers 50°N et d'environ 30 m au pôle, ce qui est cohérent avec un réchauffement de l'hémisphère Nord en réponse à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre. L'activité des routes dépressionnaires Atlantique et Pacifique est également augmentée d'environ 2,5 m pour l'Atlantique et 3 m pour le Pacifique. Dans ce bassin en particulier, on observe un dipôle correspondant à un déplacement vers le Nord de la route dépressionnaire moyenne. Ces changements sont en accord avec ceux observés dans d'autres simulations de scénario.



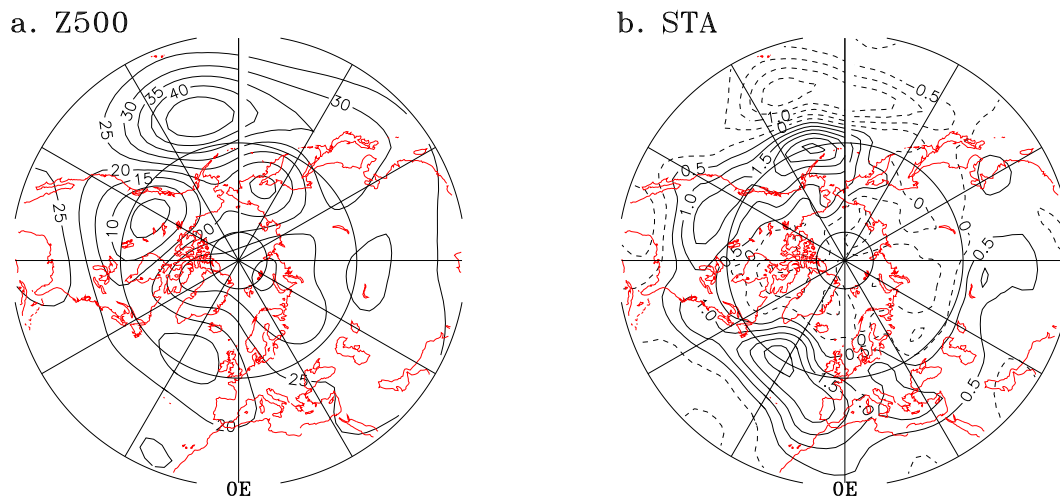


FIG. 4.15 – Différence entre les moyennes des 150 hivers (DJF) de SG1 et SC3 pour les champs de Z500 (a), contours tous les 5 m, et STA (b), contours tous les 0,5 m.

### 4.3.2 Changements de la variabilité basse fréquence et des routes dépressionnaires

De nombreuses simulations couplées de scénario mettent en évidence une augmentation de l'activité des routes dépressionnaires en rapport avec l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre, comme le mentionnent Ulbrich et Christoph (1999). Ces derniers montrent que dans leur simulation de scénario, les centres d'actions de la NAO se déplacent progressivement vers le nord-est. Ce résultat est cohérent avec une augmentation progressive de STA dans le nord-est du bassin Atlantique Nord et une meilleure association des variabilités interannuelles de la NAO et de STA. En effet, Rogers (1997) montre que le mode principal de variabilité des routes dépressionnaires est associé à des centres d'action de la circulation basse fréquence situés dans l'Arctique, donc au nord-est de l'Atlantique.

Les centres d'action de la NAO dans la simulation SG1 sont matérialisés pour trois périodes distinctes de 40 ans sur la fig. 4.16. On constate que ces centres sont situés au même endroit, voire plus à l'ouest dans les deux premières périodes de SG1 par rapport à ceux des mêmes périodes dans la simulation de contrôle. Un léger décalage vers le nord-est apparaît dans la dernière période de 40 ans de SG1, que l'on note à la position du point rouge matérialisant le maximum de l'anomalie anticyclonique à cette période. Une autre manifestation de ce décalage est la position de l'anomalie de gradient de pression qui pour la troisième période de SG1 est au dessus des Iles Britanniques, alors que pour les autres périodes et la simulation de contrôle il se situe au dessus de la Manche.

On note que les composantes principales du mode de STA traduisant le déplacement

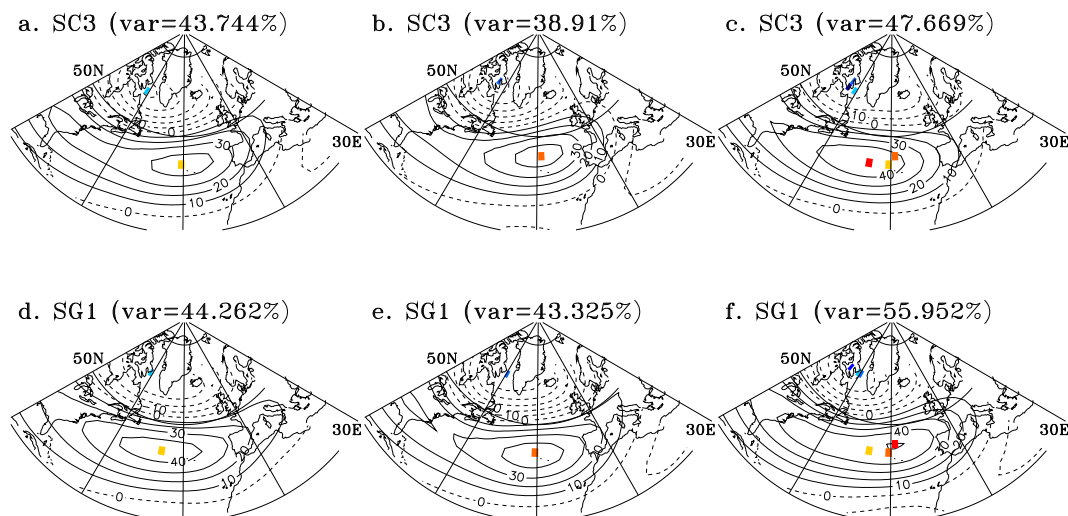


FIG. 4.16 – 1<sup>ère</sup> EOF de Z500 pour les hivers (DJF) de 3 périodes de 40 ans des simulations de contrôle et de scénario. Période de 1951 à 1990 pour SC3 (a) et SG1 (d), période de 2001 à 2040 pour SC3 (b) et SG1 (e), période de 2051 à 2090 pour SC3 (c) et SG1 (f). Les variances expliquées par chacun des modes sont entre parenthèses, les points de couleur représentent les maxima des centres d'action (du plus clair au plus foncé : de la première à la troisième période).

latitudinal de la route dépressionnaire (non montrées) sont corrélées avec la NAO pour les 2 premières périodes avec un coefficient de 0,7, et un coefficient de 0.8 pour la troisième période. Ces corrélations sont significatives à 99 % avec un test de student à 39 degrés de liberté. Dans la simulation SG1, la corrélation avec la NAO est plus faible dans la première période avec un coefficient de 0,33 (non significatif) et 0,6 dans la deuxième période (significatif). En revanche, dans la troisième période le coefficient vaut 0,9 et est significatif, suggérant une variabilité conjointe de la NAO et de la route dépressionnaire Atlantique qui peut être liée à un déplacement des centres d'action de la NAO.

Les régressions du champ hivernal (DJF) de STA sur les composantes principales des trois périodes pour les deux simulations sont représentées sur la fig. 4.17. On constate que la NAO est associée dans tous les cas à un dipôle méridien significatif de STA (augmentation au nord de 45°N et diminution au sud), correspondant au déplacement vers le nord de la route dépressionnaire Atlantique Nord. On constate que l'augmentation au nord est de plus forte amplitude dans la simulation SG1, pour les trois périodes et spécialement pour la dernière période. Dans ce cas, l'anomalie d'activité des tourbillons transitoires pénètre plus au nord-est dans la mer de Norvège.

Ces résultats sont cohérents avec ceux de Ulbrich et Christoph (1999), cependant l'augmentation de l'activité transitoire, de même que le décalage des centres d'action est moins important que dans leur simulation de scénario. Ceci peut venir du fait que leur simula-

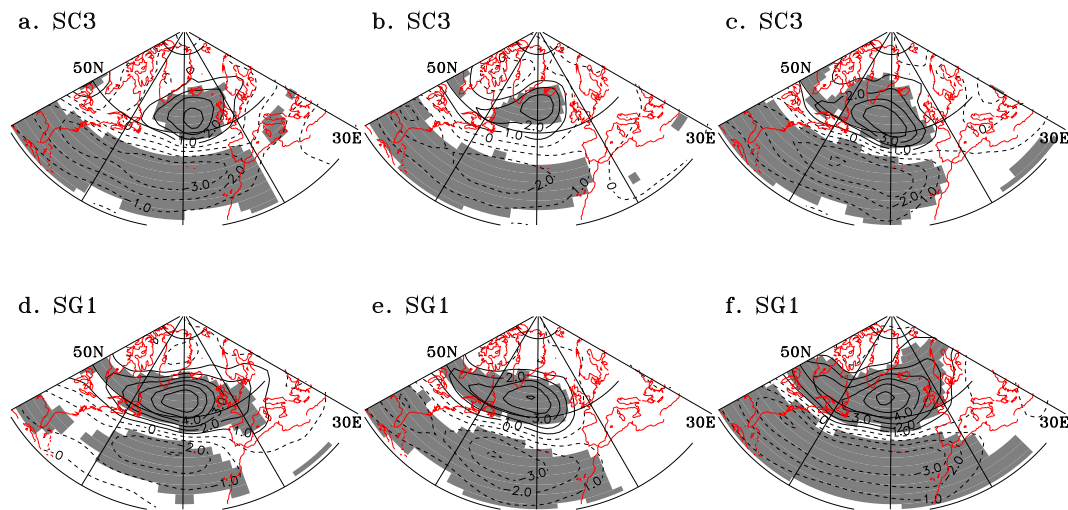


FIG. 4.17 – Régression des champs de STA (contours tous les 1 m) sur les composantes principales des EOF de la fig. 4.16 pour les hivers (DJF) de 3 périodes de 40 ans des simulations de contrôle et de scénario. Période de 1951 à 1990 pour SC3 (a) et SG1 (d), période de 2001 à 2040 pour SC3 (b) et SG1 (e), période de 2051 à 2090 pour SC3 (c) et SG1 (f).

tion est plus longue, et qu'ils observent les décalages les plus importants à partir de 150 ans de simulation environ.

Les champs de vent en surface en DJF sont également régressés sur les composantes principales des EOF de la fig. 4.16. On constate sur la fig. 4.18 une augmentation significative du vent en surface au niveau du détroit de Fram pour la troisième période de SG1. Ces anomalies de vent vont dans le sens d'une diminution de l'export de glace de l'Arctique vers l'Atlantique Nord. Lu et Greatbatch (2002) observent qu'une signature opposée sur l'export de glace est associée au décalage récent vers l'est des centres d'action de la NAO observée. Le décalage vers l'ouest de la NAO du modèle est trop important pour que l'on puisse observer cet impact.

L'apport d'eau douce par le détroit de Fram influence la circulation thermohaline, et donc la variabilité très basse fréquence dans l'océan. Ainsi, il est important d'améliorer la représentation des modes de variabilité basse fréquence atmosphérique et des mécanismes associés à l'échelle saisonnière, dans le but de simuler les mécanismes physiques pouvant être à l'origine de changements climatiques à très basse fréquence. La variabilité de la région NAE aux très longues échelles de temps est donc le fruit d'interactions avec les fluctuations aux échelles de temps inférieures. Nous le constatons également dans la partie suivante à travers une étude des changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps sur la région NAE.

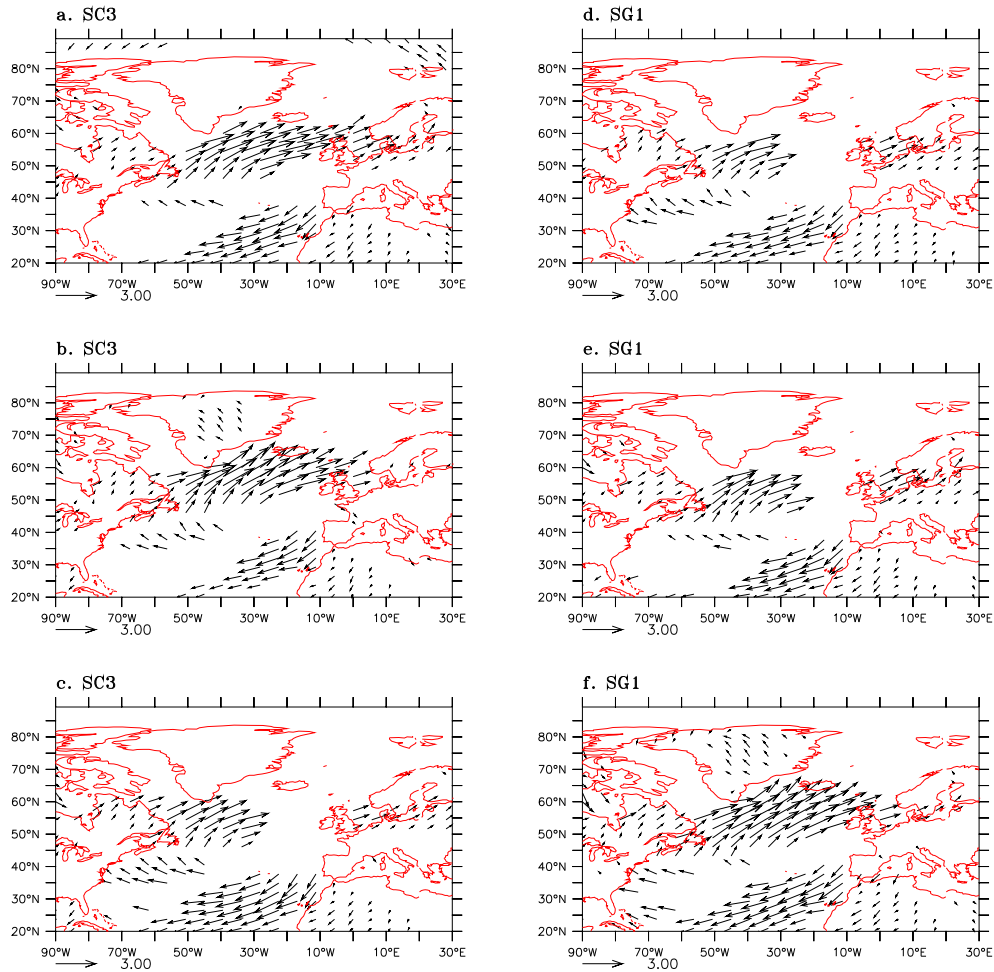


FIG. 4.18 – Régression des champs de vent en surface ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) sur les composantes principales des EOF de la fig. 4.16 pour les hivers (DJF) de 3 périodes de 40 ans des simulations de contrôle et de scénario. Période de 1951 à 1990 pour SC3 (a) et SG1 (d), période de 2001 à 2040 pour SC3 (b) et SG1 (e), période de 2051 à 2090 pour SC3 (c) et SG1 (f).

### 4.3.3 Étude en régimes de temps

Nous déterminons dans cette partie si la réponse moyenne au forçage par augmentation de la concentration des gaz à effet de serre peut être interprétée par un changement des fréquences d'occurrence des régimes intrinsèques du modèle couplé. Nous classons ensemble les cartes journalières de SLP des deux expériences pour 70 hivers (DJF, de 2029 à 2098) avec la méthode des k-means, déjà décrite et utilisée au chapitre 3. Cet échantillon de 70 hivers fait partie de la période la plus stable de la simulation de contrôle, et nous avons vérifié que résultats obtenus en classant séparément chaque expérience pour 150 hivers sont cohérents avec les résultats décrits ici. Les composites de SLP pour 4 régimes sont représentés sur la fig. 4.19. On obtient comme en mode forcé des structures spatiales qui se projettent sur les phases positive et négative de la NAO (fig. 4.19 a et b) et du mode Est Atlantique (fig. 4.19 c et d).

Selon la méthode décrite au chapitre 3, on effectue un premier classement des anomalies journalières calculées pour chaque expérience par rapport à la moyenne de ses données journalières d'hiver, puis un second classement où les anomalies sont des déviations par rapport à la moyenne des données journalières d'hiver de la simulation de contrôle SC3. Les pourcentages de nombre de jours par hiver (DJF) résidant dans chacun des régimes sont reportés sur la fig. 4.20, en moyenne sur les 70 ans et pour chaque expérience et chaque type de classement.

On constate en premier lieu que la marge d'erreur définie à l'aide du classement des anomalies des expériences individuelles est faible pour tous les régimes (moins de 1%). La simulation SG1, dans le cas du classement des anomalies par rapport à la moyenne de SC3, voit une augmentation de 3 à 4 % de la fréquence d'occurrence du régime correspondant à la phase positive de la NAO, parallèlement à une diminution du même ordre de grandeur de l'occurrence du régime NAO moins. Les pourcentages des régimes Est Atlantique ne sont pas modifiés.

La réponse moyenne en Z500 de la fig. 4.15, qui se traduit dans l'Atlantique Nord par une anomalie anticyclonique à l'échelle du bassin, peut donc s'interpréter comme une augmentation de la fréquence d'occurrence du régime correspondant à la phase positive de la NAO. L'évolution temporelle sur les 70 hivers (DJF) des pourcentages d'occurrence des 4 régimes est représentée sur la fig. 4.21.

La courbe rouge décrivant l'évolution de la fréquence d'occurrence du régime correspondant à la NAO positive dans SG1 possède une tendance quadratique significative décrivant une augmentation progressive, et une forte augmentation vers la fin de la simulation. On note qu'à ce moment les amplitudes des fluctuations de cette fréquence d'occurrence dans SG1 sont plus importantes et dépassent l'écart-type des fluctuations du même pourcentage dans le contrôle SC3.

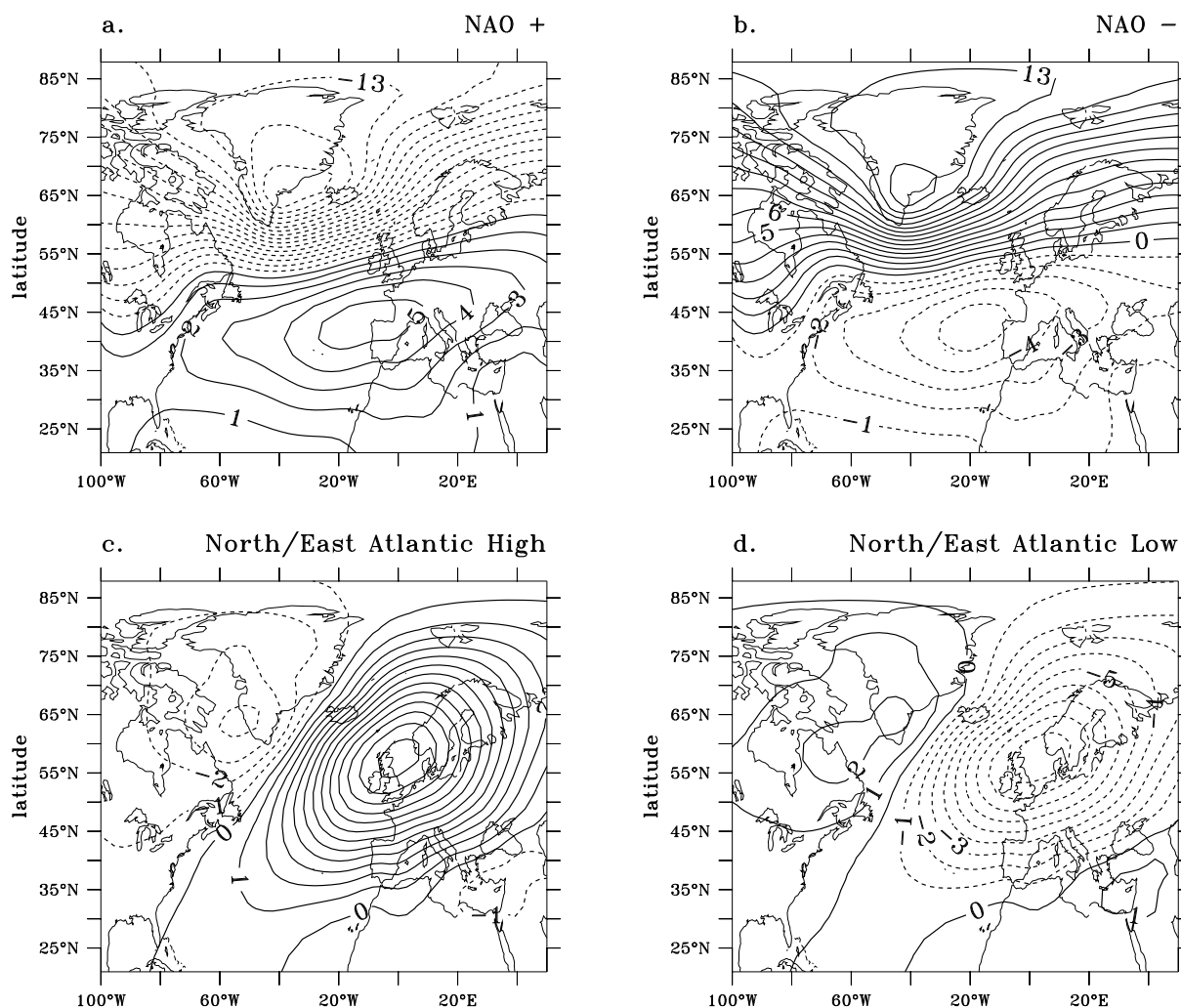


FIG. 4.19 – Composites de SLP journalières (contours tous les 1 hPa) pour les expériences SG1 et SC3 classées ensemble, pour les hivers (DJF) de la période 2029-2098, des régimes correspondant aux phases positives et négatives de la NAO (a et b) et du mode Est Atlantique (c et d). Les valeurs négatives sont en tiretés.

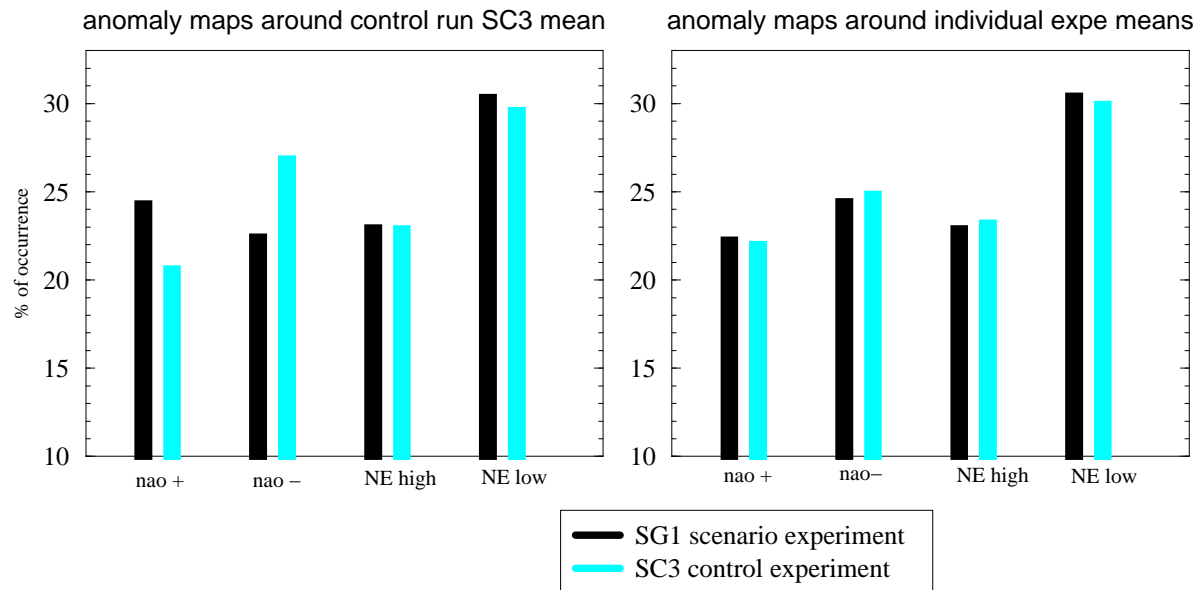


FIG. 4.20 – Pourcentages d’occurrence des régimes de temps de la fig. 4.19. Panneau de gauche, les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne du contrôle SC3, panneau de droite les anomalies sont calculées dans chaque expérience par rapport à sa moyenne propre.

D’après le test de l’indice de classifiabilité, il est également possible de classer les cartes de SLP journalières des deux expériences en 5 régimes. Les composites de SLP correspondants (fig. 4.21) sont identifiés grossièrement aux régimes de SLP observés par Vautard (1990), et un régime supplémentaire ici nommé “West Blocking” (WBL) qui se projette sur la phase négative de la NAO. La dorsale Atlantique (AR<sup>5</sup>) se projette sur la phase positive de la NAO. Le régime Blocking ou Blocage (BL) se projette sur la phase positive du mode Est Atlantique et le régime Anticyclone Groënlandais (GA<sup>6</sup>) ainsi que le régime zonal (ZO) sur la phase négative du mode Est Atlantique.

L’évolution temporelle des pourcentages d’occurrence des régimes de la fig. 4.22 est décrite sur la fig. 4.23. On constate la cohérence entre l’augmentation de la fréquence d’occurrence du régime AR sur la fin de la période de 70 ans, et l’augmentation observée du régime se projetant sur la phase positive de la NAO obtenue pour un classement en 4 régimes. La fréquence d’occurrence du régime ZO a également tendance à augmenter, ce qui peut être relié à la structure spatiale de la réponse moyenne en STA. Celle-ci consiste en une augmentation de STA sur le bassin Atlantique Nord, ainsi que sur la péninsule Ibérique et l’Afrique du Nord.

<sup>5</sup>en anglais “Atlantic Ridge”

<sup>6</sup>en anglais, “Greenland Anticyclone”

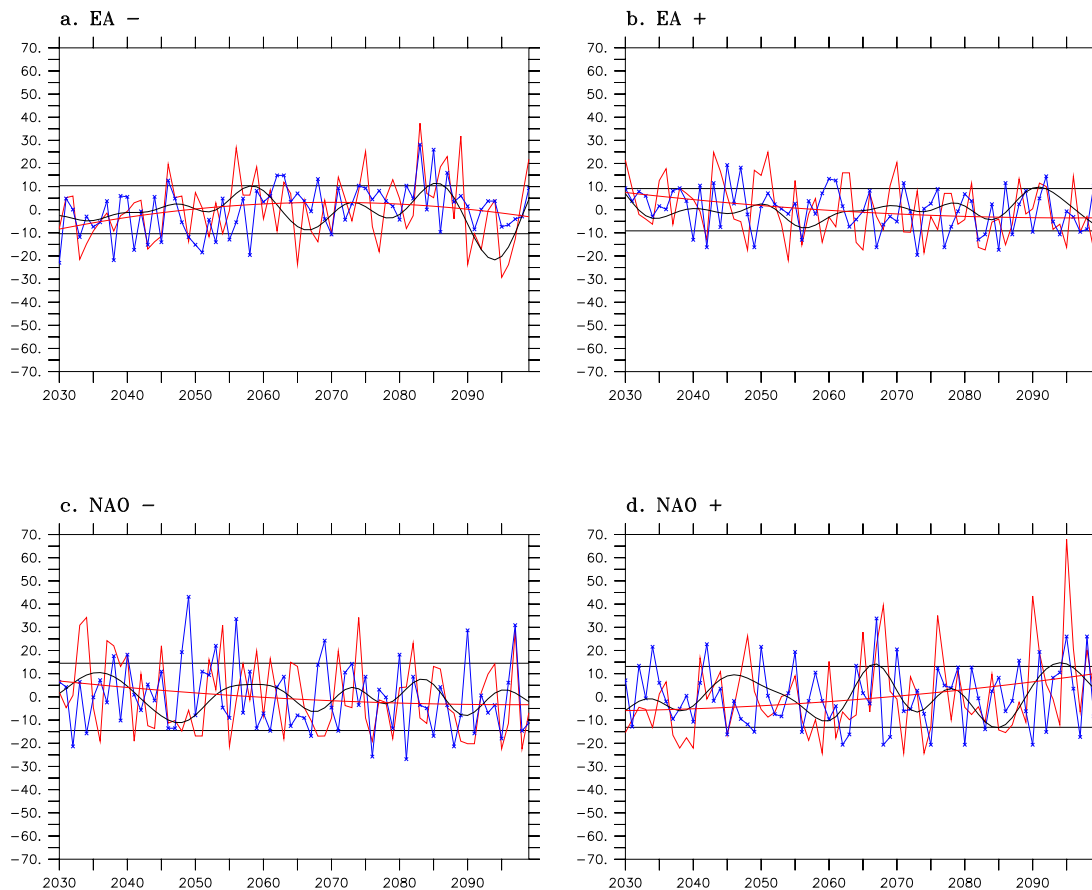


FIG. 4.21 – Évolution temporelle dans SG1 du pourcentage d'occurrence des régimes décrits fig. 4.19, pour les hivers (DJF) de la période 1950-2099 (courbe rouge). La tendance d'ordre 3 est surperposée (en rouge) ainsi que l'évolution temporelle filtrée basse-pass avec une fréquence de coupure de dix ans (courbe noire). L'évolution du pourcentage d'occurrence du régime dans SC3 est superposé (en bleu, croix). L'intervalle en ordonnées délimité par les droites noires correspond à  $\pm$  l'écart type de la courbe bleue.

Nous avons constaté, en divisant la simulation SG1 en 3 périodes, que la variabilité très basse fréquence du modèle couplé influe sur les liens entre la variabilité des routes dépressionnaires et la variabilité de la circulation atmosphérique basse-fréquence. On ne note pas dans la simulation de scénario SG1 l'apparition de nouveaux régimes, ou d'impossibilité de classer les cartes de SLP lorsque l'on sépare la simulation en périodes de 40 ans. Cette constatation est cohérente avec le fait que les centres d'actions ne se décalent pas assez vers l'est pour que l'on observe un nouveau régime climatique, qui pourrait être associé à des impacts différents sur la route dépressionnaire, ou la circulation thermohaline à très basse fréquence, via l'exportation de glace par le détroit de Fram.

L'augmentation de STA trouvée ici en réponse à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre est en accord avec les résultats de Ulbrich et Christoph (1999) et



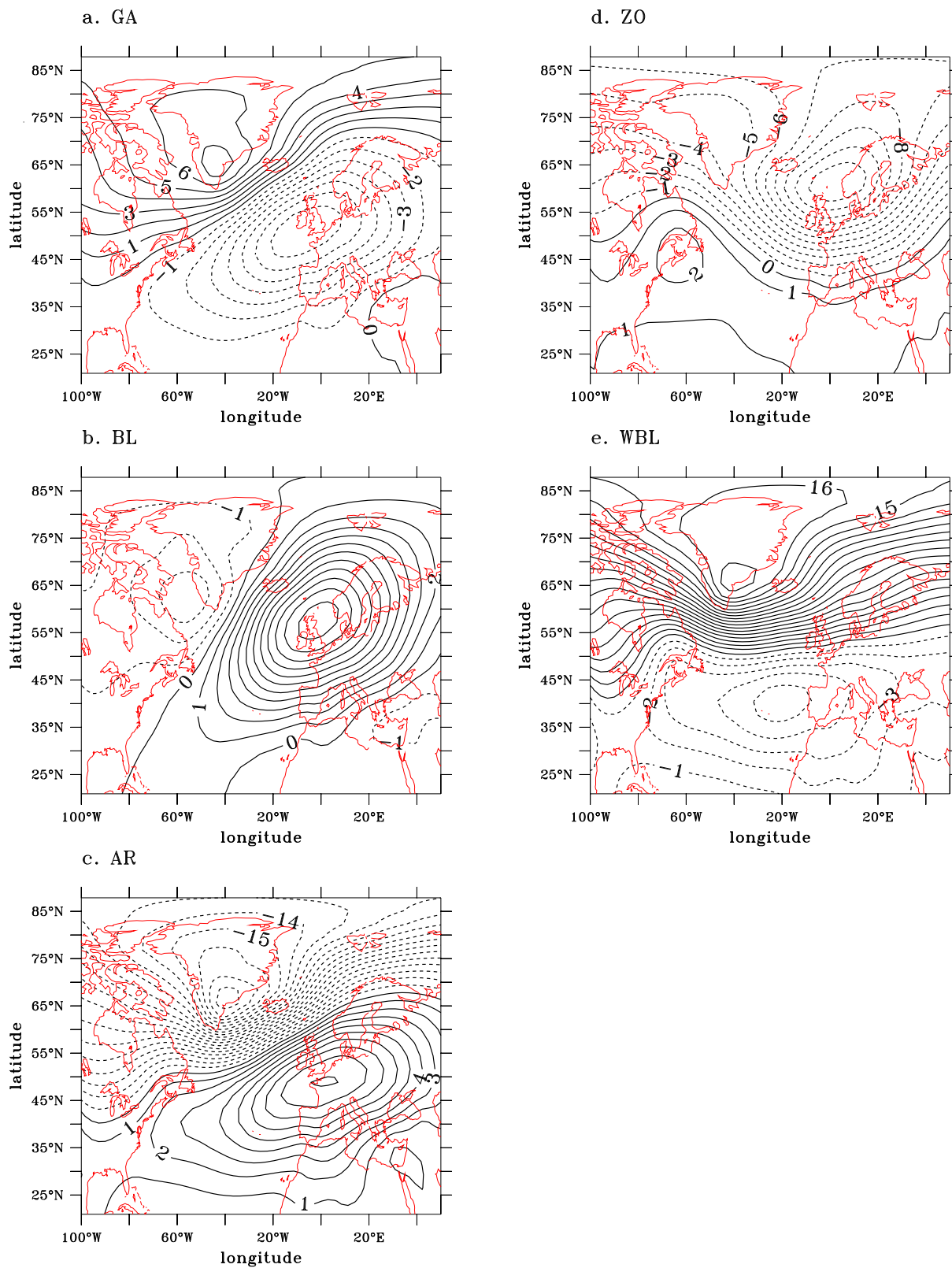


FIG. 4.22 – Composites de SLP journalières (contours tous les 1 hPa) pour les expériences SG1 et SC3 classées ensemble, pour les hivers (DJF) de la période 2029-2098, des régimes (a) Greenland Anticyclone, (b) Blocking, (c) Atlantic Ridge, (d) Zonal, (e) West Blocking (voir Vautard, 1990)

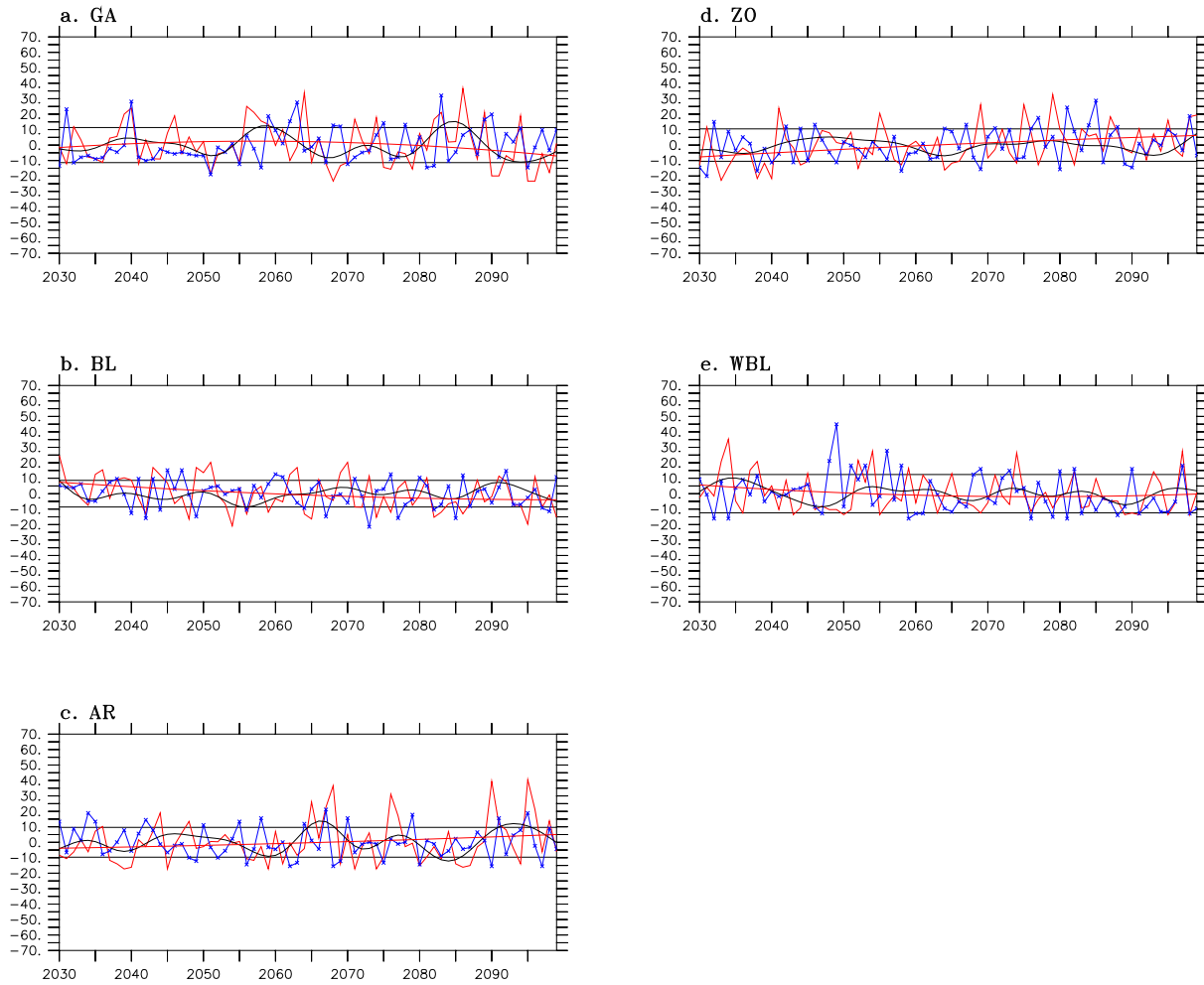


FIG. 4.23 – Même chose que fig. 4.21, mais pour les 5 régimes décrits fig. 4.22

Carnell *et al.* (1996). L'amplitude plus faible de cette réponse et du décalage des centres d'action de la NAO peut être due au fait que l'expérience n'est pas assez longue, ou aux différences entre les modèles couplés. Dans les simulations que nous avons étudiées ici, la représentation de la stratosphère est plus complète. Les modes de circulation stratosphériques peuvent avoir une influence sur la variabilité de la région NAE comme l'on montré Perlwitz et Graf (1995). Cette relation possible pourra faire l'objet d'études complémentaires avec les données des simulations SC3 et SG1.



# Conclusions et perspectives

Dans cette thèse, nous nous sommes attachés à décrire les mécanismes physiques à l'échelle saisonnière pouvant être à l'origine de liens observés à différentes échelles de temps entre la SST, les routes dépressionnaires et la circulation atmosphérique basse-fréquence sur la région Atlantique Nord et Europe.

L'étude des liens statistiques existant dans les observations entre ces différents champs climatiques, au chapitre 2, nous a menés à faire l'hypothèse de l'existence d'une réponse de la circulation atmosphérique hivernale à des anomalies de SST apparaissant en été dans l'Atlantique Nord, selon un mécanisme tel que celui proposé par Fraedrich *et al.* (1993). Dans le cas d'une anomalie de SST en forme de fer à cheval chaude en son centre apparaissant en été, et qui persiste jusqu'en début d'hiver, une anomalie de Z500 est initiée sur l'Europe par le biais d'une perturbation de l'onde stationnaire. La modification associée de la route dépressionnaire Atlantique, dont l'activité augmente sur le nord de l'Europe, entraîne le maintien et le renforcement de cette anomalie anticyclonique. Dans le cas d'une anomalie de type fer à cheval froide en son centre, la réponse de l'atmosphère se projette sur une phase négative de la NAO, et les changements associés de routes dépressionnaires sont localisés sur le bassin Atlantique Nord. L'asymétrie spatiale de l'anomalie de circulation atmosphérique qui suit une polarité ou l'autre de l'anomalie de SST peut être due aux processus non linéaires inhérents aux routes dépressionnaires. L'analyse MCA déphasée détecte une relation linéaire entre la SST et l'activité des routes dépressionnaires qui n'est pas significative, probablement en raison de la forte composante asymétrique des anomalies de circulation atmosphérique associées à ces anomalies de SST.

Une perspective de cette partie de notre étude est d'étudier les mécanismes atmosphériques à l'origine de changements de la variabilité hivernale basse fréquence, et liés à des anomalies de SST d'été, à l'aide de méthodes non linéaires telles que la classification en régimes de temps. Cette étude est réalisée par Cassou *et al.* (2002), qui montrent que dans les réanalyses NCEP le régime correspondant à la phase négative de la NAO est associé, l'été précédant, à un mode de SST de type fer à cheval, avec une anomalie froide au centre. Le régime NAO positive est quant à lui associé à une structure de SST d'été reflétant l'augmentation du gradient méridien de SST à 50°N. Les mécanismes physiques

associés à ces relations sont respectivement la modification de la cellule de Hadley locale et l'augmentation de l'activité des tourbillons transitoires.

Dans les réanalyses NCEP, on peut également détecter une relation déphasée entre une anomalie de SST dans l'Atlantique tropical en automne, et la NAO de l'hiver suivant. Dans ce cas, nous avons trouvé une relation significative aux mêmes déphasages entre l'anomalie de SST tropicale et un mode de variabilité de la route dépressionnaire Atlantique cohérent avec la NAO.

Afin de tester l'hypothèse de mécanisme faite au chapitre 2, et de mieux comprendre quels processus physiques sont à l'origine de ces influences possibles de l'océan Atlantique sur la circulation atmosphérique basse fréquence de la région NAE, nous avons réalisé dans un premier temps des simulations avec le modèle de circulation générale ARPEGE-Climat en mode forcé. La réponse atmosphérique à des anomalies de SST prescrites est examinée à l'aide de méthodes originales telles que les changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps intrinsèques du modèle, et l'analyse spectrale spatio-temporelle. Cette dernière méthode permet de quantifier la variance associée aux diverses échelles de temps des phénomènes ondulatoires atmosphériques. Elle permet également de séparer les ondes propagatives des ondes stationnaires.

L'hypothèse d'une réponse ondulatoire aux anomalies de SST d'été aux moyennes latitudes est confirmée, de même que son caractère asymétrique. Cependant, la structure spatiale de la réponse sur l'Europe n'est pas identique à l'anomalie observée, mais est plus faible et située plus au nord. Le renforcement de l'anomalie de circulation sur l'Europe par l'activité de la route dépressionnaire ne se fait que dans le cas d'un forçage en SST hivernal suffisant, et la forme et position des anomalies de SST prescrites semblent jouer un rôle très important. En effet, des anomalies de SST hivernales de forme tripôlaire induisent un renforcement par des modifications de la route dépressionnaire, mais l'anomalie de circulation ainsi amplifiée ne se projette pas sur la NAO, mais plutôt sur le mode Est Atlantique. D'autre part la réponse dans ce cas est peu significative sur l'Europe. La réponse à des anomalies de SST hivernales de type fer à cheval se projette en revanche très bien sur la NAO, et semble particulièrement sensible à l'amplitude de la branche subtropicale de ces anomalies.

Cette étude en mode forcé montre donc bien l'importance du phasage entre les anomalies de SST et le cycle saisonnier des routes dépressionnaires. Ces résultats montrent également l'importante non-linéarité de la réponse, liée aux processus transitoires et aux interactions entre échelles. Ainsi, la réponse moyenne à l'échelle saisonnière n'est pas toujours interprétable en termes de changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps.

Des études de sensibilité avec des modèles atmosphériques simples du type modèle de

routes dépressionnaires, et modèle linéaire barocline (voir Peng et Whitaker, 1999) pourront être menées de façon complémentaire. Ces études permettront d'analyser plus en détail les processus atmosphériques à l'origine de la réponse du GCM commentée ici.

L'influence des anomalies de SST d'automne dans l'Atlantique tropical a également été étudiée au chapitre 3, à l'aide du modèle ARPEGE en mode forcé puis couplé avec une couche de mélange océanique aux moyennes latitudes. La réponse du modèle est également ondulatoire dans ce cas, puisque le transport de chaleur et d'humidité entraîne une perturbation de la cellule de Hadley locale, qui induit au niveau de sa branche subsidente des perturbations du jet subtropical. Ces dernières sont à l'origine d'une onde de Rossby se propageant en direction du nord-est, qui est fortement renforcée aux moyennes latitudes par la route dépressionnaire dans le cas du couplage avec la couche de mélange. On a alors montré que les anomalies de SST formées dans la couche de mélange par la réponse ondulatoire à l'anomalie tropicale, induisent cette réponse en STA qui peut renforcer la circulation aux moyennes latitudes. Ceci se traduit également par une réponse significative en termes de régimes de temps. Cette réponse est asymétrique et n'est significative que dans le cas d'une anomalie froide dans les tropiques induisant une phase positive de la NAO. Ce résultat suggère à nouveau l'importance de la structure spatiale des anomalies de SST pour le renforcement de la réponse par les tourbillons transitoires.

La relation observée est donc bien reproduite par le modèle dans le cas d'anomalie de SST tropicale d'automne, et si l'on permet à l'atmosphère d'échanger des flux de chaleur avec l'océan. Cependant, la réponse est fortement asymétrique, alors qu'une analyse MCA dans les observations détectait une relation linéaire entre la modification de la route dépressionnaire et l'anomalie de SST d'automne. Les anomalies de SST qui apparaissent dans la couche de mélange aux moyennes latitudes peuvent être à l'origine de cette asymétrie. Cette asymétrie est probablement réelle, mais la bonne représentation des anomalies de SST est limitée par la trop grande simplicité du modèle océanique, qui n'inclue pas la dynamique océanique. Il nous a donc semblé nécessaire d'étudier ces mécanismes dans une simulation couplée complète.

Dans le chapitre 4, nous avons étudié les résultats de simulations couplées océan-atmosphère réalisées avec le modèle couplé OPA-ARPEGE. Nous avons retrouvé des relations déphasées entre la SST et le Z500 qui rappellent celle des observations, suggérant que le modèle couplé est capable de produire des anomalies de SST d'été et d'automne susceptibles d'influencer une anomalie de circulation atmosphérique d'hiver comparable à la NAO.

Nous avons étudié les flux de chaleur nets en surface correspondant aux anomalies de SST d'été, afin de déterminer la rétroaction de l'atmosphère sur ces anomalies dans le modèle

couplé. Les flux de chaleur radiatifs semblent permettre l'apparition de l'anomalie d'été de type fer à cheval en JJA et JAS, et les flux de chaleur turbulents tendent à amortir la partie est de l'anomalie, et à favoriser une propagation vers l'est de la partie centrale. Ces résultats sont cohérents avec ce que nous avons suggéré au chapitre 2 en analysant les flux des données COADS associés aux anomalies de SST d'été observées. Comme perspective de cette partie de l'étude, il serait intéressant d'effectuer cette même analyse pour les anomalies tropicale d'automne, ainsi que de regarder en détail les rétroactions atmosphériques, mais aussi les processus océaniques qui peuvent être responsable de la formation de ces anomalies. Les anomalies tropicales notamment ne correspondent pas à un mode de SST observé.

Les processus océaniques pourront notamment être étudiés à l'aide de simulations où la résolution du modèle océanique est plus importante. Cela permettra d'étudier l'impact de la résolution océanique sur la modélisation de ces mécanismes et de déterminer l'échelle spatiale qu'il est nécessaire de représenter explicitement afin de décrire de façon réaliste l'influence de la méso-échelle océanique sur la STA.

Dans la dernière partie de cette thèse, nous avons abordé la question de l'impact du changement climatique sur les mécanismes de variabilité atmosphérique à l'échelle saisonnière. On constate notamment que l'interaction entre la variabilité des routes dépressionnaires et de la circulation basse fréquence est modifiée par le forçage anthropique. On observe une plus grande corrélation entre la NAO et le second mode de STA dans la dernière période de la simulation de scénario, associée à un léger déplacement des centres d'action de la NAO vers le nord-est de l'Atlantique. Cependant, ces fluctuations sont faibles en comparaison des décalages trouvés dans des simulations de scénario réalisées avec d'autres modèles.

Une étude en régimes de temps montre que le régime correspondant à la phase positive de la NAO (ou Atlantic Ridge) a une fréquence d'apparition plus importante dans la dernière partie de la simulation de scénario. Cette constatation est en accord avec le léger décalage des centres d'action de la NAO, ainsi qu'avec la différence moyenne de Z500 entre l'expérience de scénario et le contrôle.

Lu et Greatbatch (2002) montrent que l'augmentation depuis la fin des années 70 de la corrélation entre le premier mode de STA de Rogers (1997) et la NAO, du fait du décalage de ses centres d'action vers l'est, est associée à une augmentation de la corrélation avec l'export de glace par le détroit de Fram. Ainsi on observe une modification de la structure de la NAO sur la période la plus récente des observations, avec des impacts climatiques différents sur la région NAE à différentes échelles. Dans la simulation de scénario que nous avons étudiée, les centres d'actions ne se décalent pas assez vers l'est pour que l'on observe un nouveau régime climatique. L'étude du changement à très basse-fréquence



des mécanismes de variabilité saisonnière et intrasaisonnière pourrait être réalisée sur des simulations couplées plus longues, comme celles réalisées par le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement.

Tout au long de cette thèse on a constaté que les interactions entre échelles semblent jouer sur les mécanismes de la variabilité saisonnière dans la région NAE. Des études complémentaires devront être menées pour mieux comprendre les relations entre les changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps et la variabilité basse-fréquence, des échelles décennales à séculaires. Les transitions entre régimes n'ont pas été abordées dans cette thèse. Ces dernières permettent cependant d'expliquer une partie de la variabilité et une meilleure détection de ces transitions pourrait permettre de mieux comprendre les interactions d'échelles. Des méthodes statistiques permettant d'analyser les propagations d'anomalies telles que les EOF complexes pourront être utilisées afin d'étudier les transitions entre régimes et leur lien avec la variabilité.

Le rôle joué par les routes dépressionnaires dans les changements de la variabilité climatique pourra être examiné dans de futures études à l'aide de méthodes de détection des routes des cyclones telles le "tracking". Cette méthode est en effet plus adaptée pour observer les changements de fréquences de cyclones dans l'Arctique notamment. Comme le montrent Blender *et al.* (1997), les traces de cyclones peuvent s'organiser en régimes de circulation, ce qui permettra d'analyser également dans ce cas l'interaction entre l'échelle synoptique et l'échelle mensuelle à saisonnière.

Ces études ont un impact important sur l'amélioration de la prévision climatique aux échelles de temps courtes (saisonnière et intrasaisonnière) comme aux échelles de temps plus longues, décennales à séculaires. L'analyse des interactions d'échelles pourra également être menée dans le cadre de l'étude des climats du passé, notamment pour mieux comprendre leur rôle dans les changements abrupts tels les effondrements de la circulation thermohaline.



# Annexe A

## Analyse de Covariance Maximale

L'analyse de covariance maximale est décrite notamment par Von Storch et Zwiers (1999), et consiste à utiliser la *décomposition en valeur singulières* pour trouver les vecteurs gauches et droits de la *matrice de covariance* entre deux champs, deux jeux de modes de chaque champ qui maximisent donc cette covariance. Nous définissons ici ces notions en nous basant sur les ouvrages de Bresch (1998), et Von Storch et Zwiers (1999).

### A.4 Décomposition d'une matrice en valeurs singulières

Une matrice réelle  $\mathbf{A}$  de dimension  $(N,P)$  peut être factorisée par l'application d'une décomposition en valeurs singulières :

$$\mathbf{A} = \mathbf{G}\hat{\mathbf{S}}\mathbf{D}^T \quad (\text{A.1})$$

où  $\mathbf{G}$  est une matrice réelle  $(N,N)$  et  $\mathbf{D}$  une matrice réelle  $(P,P)$ .

La matrice réelle  $\hat{\mathbf{S}}$  de dimension  $(N,P)$  est définie de la façon suivante :

$$\hat{\mathbf{S}} = \begin{cases} \begin{pmatrix} \mathbf{S} \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} & \text{si } N > P, \\ \mathbf{S} & \text{si } N = P, \\ (\mathbf{S} \mathbf{0}) & \text{si } N < P. \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

où  $\mathbf{S}$  est une matrice diagonale  $\in \mathbb{R}^{\min(N,P) \times \min(N,P)}$ . Les éléments diagonaux  $\sigma_i$  de  $\mathbf{S}$  sont des réels positifs ou nuls appelés *valeurs singulières*. Les valeurs singulières non nulles sont au nombre de  $R$  qui est le rang de la matrice  $\mathbf{A}$ , avec  $R \leq \min(N,P)$ , et sont ordonnées par convention de la façon suivante :

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_R \geq \sigma_{R+1} = \dots = \sigma_{\min(N,P)} = 0$$

Les  $R$  premiers vecteurs colonne des matrices  $\mathbf{G}$  et  $\mathbf{D}$  sont uniques, sauf dans le cas où deux valeurs singulières sont identiques, et sont respectivement appelés vecteurs singuliers gauches ( $\mathbf{g}_k$ ) et vecteurs singuliers droits ( $\mathbf{d}_k$ ).  $\mathbf{G}$  et  $\mathbf{D}$  étant des matrices orthogonales, les  $\mathbf{g}_k$  et  $\mathbf{d}_k$  forment deux jeux de vecteurs orthonormés respectivement dans  $\mathbb{R}^N$  et  $\mathbb{R}^P$ .

## A.5 Décomposition de la matrice de covariance croisée

Soit deux séries temporelles d'observations de champs scalaires, appelés *gauche*  $x(n_i, t_l)$  et *droit*  $y(p_j, t_l)$  sur  $N$  ( $P$ ) points spatiaux  $n_i$  ( $p_j$ ) à  $T$  pas de temps  $t_l$ . Soient  $\mathbf{X}$  et  $\mathbf{Y}$  les matrices d'observations de taille respective  $T \times N$  et  $T \times P$  dont les éléments sont  $X_{li} = x(n_i, t_l) - \bar{x}(n_i)$  et  $Y_{lj} = y(p_j, t_l) - \bar{y}(p_j)$ , la matrice de covariance croisée est alors définie comme :

$$\mathbf{C}_{xy} = \frac{1}{T-1} \mathbf{X}^T \mathbf{Y} \quad (\text{A.3})$$

une matrice symétrique de dimension  $N \times P$  dont les éléments sont positifs et représentent la covariance croisée entre les séries temporelles des deux champs. Le facteur multiplicatif  $1/(T-1)$  sera omis dans la suite des calculs. Le but de l'analyse est de trouver des combinaisons linéaires des données  $\mathbf{X}\mathbf{a}_k$  et  $\mathbf{Y}\mathbf{b}_k$  (avec  $k=1, \dots, \min(N,P)$ ) dont la covariance est maximale, avec la contrainte que les  $N$  vecteurs  $\mathbf{a}_k$  et les  $P$  vecteurs  $\mathbf{b}_k$  soit orthogonaux :

$$\mathbf{a}_i^T \mathbf{a}_j = \mathbf{b}_i^T \mathbf{b}_j = \delta_{ij} \quad (\text{A.4})$$

La solution est trouvée en décomposant la matrice  $\mathbf{C}_{xy}$  en valeurs singulières. On obtient alors  $\mathbf{C}_{xy} = \mathbf{G}\hat{\mathbf{S}}\mathbf{D}^T$  dont les valeurs singulières  $\sigma_k$  représentent la covariance croisée de  $\mathbf{X}\mathbf{g}_k$  et  $\mathbf{X}\mathbf{d}_k$ . On peut montrer que les solutions  $\mathbf{g}_k$  et  $\mathbf{d}_k$  sont respectivement les vecteurs  $\mathbf{a}_k$  et  $\mathbf{b}_k$  recherchés. Les champs de données réels peuvent donc être décomposés en ces vecteurs singuliers de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \mathbf{x}(t) &\approx \sum_{k=1}^N \alpha_k(t) \mathbf{a}_k \\ \mathbf{y}(t) &\approx \sum_{k=1}^P \beta_k(t) \mathbf{b}_k \end{aligned} \quad (\text{A.5})$$

où

$$\begin{aligned} \alpha_k(t) &= \mathbf{x}(t) \mathbf{a}_k^T \\ \beta_k(t) &= \mathbf{y}(t) \mathbf{b}_k^T \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

sont les coefficients d'expansion (également appelés *scores*) des vecteurs gauche et droit respectivement. On présente généralement ces scores sous la forme de séries temporelles adimensionnées, tandis que les vecteurs sont de la dimension des champs correspondants. A la première valeur singulière (maximale) correspond un couple de vecteur gauche et droit, c'est à dire une structure spatiale caractéristique de chaque champ, pour lequel la covariance entre les scores  $\alpha_k(t)$  et  $\beta_k(t)$  est maximale. Le pourcentage de covariance expliqué par chacun des N couples de modes (ou *modes covariants*) est appelé "fraction de covariance au carré" (SCF<sup>7</sup>) et est obtenu à partir des valeurs singulières au carré<sup>8</sup>. Par exemple pour le mode  $k$  :

$$SCF_k = \frac{\sigma_k^2}{\sum_{l=1}^N \sigma_l^2} \quad (\text{A.7})$$

Les deux structures spatiales du mode covariant  $k$ ,  $\mathbf{a}_k$  et  $\mathbf{b}_k$ , sont appelées les cartes "homogènes". Les cartes "hétérogènes" sont obtenues en calculant la projection du score d'un champ sur les observations de l'autre champ. Si l'analyse permet de détecter une relation linéaire entre les deux champs, les structures spatiales que l'on montre doivent préserver cette linéarité. Pour ce faire on choisit le score d'un champ et l'on calcule les projections sur les matrices des observations des deux champs. On obtient alors une carte homogène et une carte hétérogène.

## A.6 Spécificités des analyses effectuées

### A.6.1 Normalisation des données

Les séries temporelles de données dont on veut trouver les modes covariants sont normalisées par l'écart-type climatologique mensuel moyen sur la région géographique d'étude, de façon à filtrer le cycle saisonnier de la variance. Les analyses MCA sont ensuite réalisées sur des moyennes de 3 mois.

### A.6.2 Déphasage temporel des matrices d'observations

Dans cette thèse nous effectuons l'analyse de covariance maximale en déphasant un champ par rapport à l'autre lors de la construction de la matrice de covariance croisée, comme cela est décrit par Czaja et Frankignoul (2001), et De Coëtlogon (2001). En déphasant par exemple la matrice d'observations  $\mathbf{X}$  du temps  $\tau$  ( $x(n_i, t_l - \tau) - \bar{x}(n_i)$ ), on obtient la décomposition suivante :

---

<sup>7</sup>Squared Covariance Fraction

<sup>8</sup>les valeurs singulières au carré sont les valeurs propres de la matrice de covariance  $\mathbf{C}$

$$\begin{aligned}\mathbf{x}(t - \tau) &\approx \sum_{k=1}^N \alpha_k(t - \tau) \mathbf{a}_k \\ \mathbf{y}(t) &\approx \sum_{k=1}^N \beta_k(t) \mathbf{b}_k\end{aligned}\tag{A.8}$$

### A.6.3 Signification statistique

Afin d'évaluer la robustesse des résultats des analyses (covariance au carré, et corrélation des scores), nous utilisons une méthode de type Montecarlo (voir par exemple Venegas et al., 1996). Le test consiste, par exemple pour la covariance, à effectuer l'analyse MCA entre un des deux jeux de données, et un champ artificiel obtenu en permutant aléatoirement les échéances temporelles de l'autre jeu de données, puis de comparer la covariance obtenue avec le résultat de l'analyse sur les données non permutes (cas réel supposé physique). En réalisant cette opération un grand nombre de fois (dans notre cas 100 fois), et en comptant les cas où la covariance est plus importante dans le cas réel que dans le cas artificiel, on obtient une estimation de la probabilité que le résultat ne soit pas dû au hasard. La permutation tient compte de la persistance intrinsèque du champ grâce à la méthode de *bootstrapping*, qui consiste à permuter des blocs d'échéances temporelles dont la longueur est déterminée par l'échelle de temps de cette persistance. Cette dernière méthode, décrite notamment par Wilks (1997), accroît la rigueur du test. Dans cette thèse nous réalisons des analyses MCA déphasées entre la SST et les champs atmosphériques de Z500 et STA. Nous permutons ici les indices temporels des séries atmosphériques, et utilisons des blocs de 4 ans pour tenir compte de l'autocorrélation maximum observée de la NAO. Les résultats sont presque identiques en permutant les séries océaniques, avec des blocs de 3, 4 ou 8 ans, ce qui confirme la robustesse des signaux obtenus.

Les structures spatiales présentées dans cette thèse sont les cartes homogènes pour la SST et hétérogènes pour les champs atmosphériques. La signification statistique des projections ou "régressions" effectuées pour le calcul des cartes hétérogènes n'est pas montrée ici, mais il a cependant été vérifié que les anomalies atmosphériques commentées sont bien significatives à 95 % au regard d'un test de Student.

# Bibliographie

- Alexander M. A., Bladé I., Newman M., Lanzante J. R., Lau N.-C., et Scott J. D.**, (2001), The atmospheric bridge : the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans, *J Clim.* submitted.
- Andrews D. G. et McIntyre M. E.**, (1976), Planetary waves in horizontal and vertical shear : The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration, *J Atmos Sci*, **33**, 2031–2048.
- Barnston A. G. et Livezey R. E.**, (1987), Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Mon Weather Rev*, **115**, 1083–1126.
- Barsugli J. J. et Battisti D. S.**, (1998), The basic effects of atmosphere-ocean thermal coupling on midlatitude variability, *J Atmos Sci*, **55**, 477–493.
- Bjerknes J.**, (1964), Atlantic air-sea interactions, *Adv. Geophys.*, **10**, 1–82.
- Blackmon M. L.**, (1976), A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the northern hemisphere, *J Atmos Sci*, **33**, 1607–1623.
- Bladé I.**, (1997), The influence of midlatitude Ocean-Atmosphere coupling on the low frequency variability of a GCM : part I : No tropical SST forcing, *J Climate*, **10**, 2087–2106.
- Blender R., Fraedrich K., et Lunkeit F.**, (1997), Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic, *Q J R Meteorol Soc*, **123**, 727–741.
- Bougeault P. et Sadourny R.**, (1999), *Dynamique de l'atmosphère et de l'océan*, École polytechnique, Palaiseau, France.
- Bougeault P.**, (1985), A simple parameterization of the large scale effects of deep cumulus convection, *Mon Wea Rev*, **113**, 2108–2121.
- Branstator G.**, (1995), Organization of storm track anomalies by recurring low frequency circulation anomalies, *J Atmos Sci*, **52**, 207–226.
- Bresch D. N. et Davies H. C.**, (2000), Covariation of the mid-tropospheric flow and the sea surface temperature of the North Atlantic : A statistical analysis, *Theoretical and Applied Climatology*, **65**, 197–214.
- Bresch D. N.**, (1998), *Coupled flow and SST patterns of the North Atlantic*, thèse, Swiss Federal Institute of Technology (ETH). No. 12878.

- Bretherton C. S., Smith C., et Wallace J. M.**, (1992), An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data, *J Clim*, **5**, 541–560.
- Carnell R. E., Senior C. A., et Mitchell J. F. B.**, (1996), An assessment of measures of storminess : simulated changes in northern hemisphere winter due to increasing CO<sub>2</sub>, *Clim Dyn*, **12**, 467–476.
- Cassou C. et Terray L.**, (2001a), Dual Influence of Atlantic and Pacific SST anomalies on the North Atlantic/Europe Winter Climate, *Geophys Res Lett*, **28**, 3195–3198.
- Cassou C. et Terray L.**, (2001b), Oceanic forcing of the wintertime low frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector : a study with the ARPEGE model, *J Climate*, **14**, 4266–4291.
- Cassou C., Drévilion M., Terray L., Deser C., et Hurrell J.**, (Soumis, 2002), On the connection between the winter North Atlantic Oscillation phase and the preceding summer North Atlantic sea surface temperature, *Journal of Climate*.
- Cassou C.**, (2001), *Rôle de l'océan dans la variabilité basse fréquence de l'atmosphère sur la région Nord Atlantique-Europe*, thèse, Université Paul Sabatier. 280 pp.
- Cayan D.**, (1992), Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans : driving the sea surface temperature, *J Phys Oceanogr*, **22**, 859–881.
- Cessi P.**, (2000), Thermal feedback on wind stress as a contributing cause of climate variability, *Journal of Climate*, **13**, 232–244.
- Chang E. K. M. et Orlanski I.**, (1993), On the dynamics of a storm track, *J Atmos Sci*, **50**, 999–1015.
- Chen W. Y.**, (1982), Fluctuations in northern hemisphere 700 mb height field associated with the Southern Oscillation, *Mon Weather Rev*, **110**, 808–823.
- Christoph M., Ulbrich U., et Haak U.**, (1995), Faster determination of the intraseasonal variability of storm tracks using Murakami's recursive filter, *Mon Weather Rev*, **123**, 578–581.
- CLIVAR** , (1998), World climate research program, tech. rep., WMO. auteur : CLIVAR scientific steering group.
- Corti S., Molteni F., et Palmer T. N.**, (1999), Signature of recent climate change in frequencies of natural circulation regimes, *Nature*, **398**, 799–802.
- Crépin F.**, (2001), Influence de l'océan Atlantique Nord sur la variabilité atmosphérique : une nouvelle approche conceptuelle à l'aide du modèle ARPEGE couplé à une couche de mélange océanique, tech. rep., École Nationale de la Météorologie. note de travail : 1397.
- Czaja A. et Frankignoul C.**, (1999), Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation, *Geophys Res Lett*, **26**, 2969–2972.
- Czaja A. et Frankignoul C.**, (sous presse, 2001), Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation, *J Climate*.



- Da Silva A. et Young C.**, (1994), Atlas of Surface Marine Data. U. S. Department of Commerce, *National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.*
- De Coëtlogon G.**, (2001), *Variabilité décennale en Atlantique Nord : ré-émergence des anomalies de température de surface océanique et interaction océan-atmosphère grande échelle.*, thèse, Université Paris 6. 189 pp.
- Déqué M., Drevetton D., Braun A., et Cariolle D.**, (1994), The climate version of the ARPEGE/IFS : a contribution to the french community climate modelling, *Clim Dyn*, **10**, 249–266.
- Déqué M.**, (1997), Ensemble size for numerical seasonal forecasts, *Tellus*, **49A**, 74–86.
- Doblas-Reyes F. J., Dequé M., Valero F., et Stephenson D. B.**, (1998), North Atlantic wintertime intraseasonal variability and its sensitivity to GCM horizontal resolution, *T*, **50A**, 573–595.
- Doblas-Reyes F. J., Pastor M. A., Casado M. J., et Déqué M.**, (2001), Wintertime westward-travelling planetary scale perturbations over the Euro-Atlantic region, *CDM*, **17**, 811–824.
- Douville H.**, (1998), Validation and sensitivity of the global hydrological budget in stand-alone simulations with the ISBA land surface scheme., *Clim Dyn*, **14**, 151–171.
- Drévillon M., Terray L., Rogel P., et Cassou C.**, (2001), Mid latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP Reanalysis, *Climate Dynamics*, **18**, 331–344.
- Eliassen A. et Palm E.**, (1961), On the transfert of energy in mountains waves, *Geophys. Publ.*, **3**, 1–23.
- Farrara J. D., Mechoso C., et Robertson A. W.**, (2000), Ensembles of AGCM two-tier predictions and simulations of the circulation anomalies during winter 1997-1998, *MWR*, **128**, 3589–3604.
- Fraedrich K., Bantzer C., et Burkhardt U.**, (1993), Winter climate anomalies in Europe and their associated circulation at 500 hPa, *Clim Dyn*, **8**, 161–175.
- Frankignoul C., Müller P., et Zorita E.**, (1997), A simple model of the decadal response of the ocean to stochastic wind forcing, *J Phys Oceanogr*, **27**, 1533–1546.
- Frankignoul C., Czaja A., et L’Heveder B.**, (1998), Air-Sea feedback in the North Atlantic and Surface Boundary Conditions for Ocean models, *J Clim*, **11**, 2310–2324.
- Frankignoul C.**, (1985), Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes, *Rev Geophys*, **23**, 357–390.
- Ghil M. et Childress S.**, (1987), *Topics in Geophysical Fluid Dynamics : Atmospheric Dynamics, dynamo theory and climate dynamics*, Springer-Verlag. 485 pp.
- Hall N. M. J., Hoskins B. J., Valdes P. J., et Senior C. A.**, (1994), An assessment of measures of storminess : simulated changes in northern hemisphere winter due to increasing CO<sub>2</sub>, *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, **120**, 1209–1230.

- Hayachi Y.**, (1971), A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral analyses, *J Meteorol Soc Jap*, **49**, 125–128.
- Held I. M., Lyons S. W., et Nigam S.**, (1989), Transients and the Extratropical Response to El Niño, *J Atmos Sci*, **46**, 163–174.
- Hilmer M. et Jung T.**, (2000), Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export, *Geophys Res Let*, **27**, 989–992.
- Hoerling M. P. et Ting M.**, (1994), Organization of extratropical transients during El Niño, *J Climate*, **7**, 745–766.
- Holopainen E. O.**, (1999), *The life cycles of extratropical cyclones*, American Meteorological Society, ch. Cyclone climatology and its relationship to planetary waves, 89–99. 359 pp.
- Hoskins B. J. et Ambrizzi T.**, (1993), Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow, *J Atmos Sci*, **50**, 1661–1671.
- HOSKINS B. J. ET PIERCE R. P., éd., (1983), *Large Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, Academic Press, London. 397 pp.
- Hoskins B. J. et Valdes P. J.**, (1990), On the existence of storm-tracks, *J Atmos Sci*, **47**, 1854–1864.
- Hoskins B. J., James I. N., et White G. H.**, (1983), The shape, propagation and mean flow interaction of large scale weather systems, *J Atmos Sci*, **40**, 1595–1612.
- Hoskins B. J.**, (1983), *Large-scale dynamical processes in the atmosphere*, Academic Press, ch. Modelling of the transient eddies and their feed-back on the mean flow, 169–199.
- Hurrell J. W. et van Loon H.**, (1997), Decadal variations in climate change associated with the North Atlantic Oscillation, *Clim. Change*, **36**, 301–326.
- Hurrell J. W., Hack J. J., Boville B. A., Williamson D. L., et Kiehl J. T.**, (1998), The dynamical simulation of the NCAR Community Climate Model Version 3 (CCM3), *J Climate*, **11**, 1207–1244.
- Hurrell J. W.**, (1995a), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676–679.
- Hurrell J. W.**, (1995b), Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter, *J Atmos Sci*, **52**, 2286–2301.
- Iwasaka N. et Wallace J. M.**, (1995), Large scale air sea interaction in the Northern Hemisphere from a view point of variations of surface heat flux by SVD analysis, *J Meteorol Soc Japan*, **73**, 781–794.
- Joly A. et al.**, (1997), The fronts and Atlantic Storm-track experiment (FASTEX) : scientific objectives and experimental design, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1917–1940.
- Kageyama M., D'Andrea F., Ramstein G., Valdes P., et Vautard R.**, (1999), Weather regimes in past climate atmospheric general circulation model simulations, *Clim Dyn*, **15**, 773–793.

- Kalnay E. et al.**, (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull Am Meteorol Soc*, **77**, 437–4721.
- Kao S. K. et Lee H. N.**, (1977), The non-linear interactions and maintenance of the large-scale moving waves in the atmosphere, *J Atmos Sci*, **34**, 471–485.
- Kushnir Y., Robinson W. A., Bladé I., Hall N. M., Peng S., et Sutton R.**, (2001), Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies : synthesis and evaluation, *J Clim*. submitted.
- Kushnir Y.**, (1994), Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions, *J Clim*, **7**, 141–157.
- Lau N.-C. et Nath M. J.**, (1994), A modelling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system, *J Clim*, **7**, 1184–1207.
- Lau N.-C. et Nath M. J.**, (1996), The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical pacific ENSO events to extratropical SST anomalies, *J Clim*, **9**, 2036–2056.
- Lau N.-C.**, (1988), Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern, *J Atmos Sci*, **45**, 2718–2743.
- Lau N.-C.**, (1997), Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation, *Bull.Amer.Meteor.Soc.*, **78**, 21–33.
- Lindzen R. S. et Farrel B.**, (1980), A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities, *J Atmos Sci*, **37**, 1648–1654.
- Louis J. F., Tiedke M., et Geleyn J. F.**, (1982), A short history of the operational PBL parameterization at ECMWF, Proc. ECMWF Workshop on planetary boundary layer parameterization, Tech. Rep. 59-80, ECMWF, Reading, United Kingdom.
- Lu J. et Greatbatch R. J.**, (2002), The changing relationship between the NAO and northern hemisphere climate variability, *Geophys Res Let.* à paraître.
- Madec G., Delecluse P., Imbard M., et Levy C.**, (1997), OPA version 8.0 Ocean General Circulation Model Reference Manual, *LODYC int. rep. 97/04*, pp. 141.
- Michelangeli P. A. et Vautard R.**, (1998), The dynamics of Euro-Atlantic blocking onsets, *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, **124**, 1045–1070.
- Michelangeli P. A., Vautard R., et Legras B.**, (1995), Weather regime recurrence and quasi stationnarity, *J Atmos Sci*, **52**, 1237–1256.
- Morcrette J. J.**, (1990), Impact of changes to the radiative transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model, *Mon Wea Rev*, **118**, 847–873.
- Murakami M.**, (1979), Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area, *Mon Wea Rev*, **107**, 994–1013.
- Nakamura H., Nakamura M., et Anderson J. L.**, (1997), The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation, *Mon Wea Rev*, **125**, 2074–2093.

- Namias J.**, (1964), Seasonal Persistence and Recurrence of European Blocking during 1958-1960, *Tellus*, **16**, 394-407.
- Noilhan J. et Planton S.**, (1989), A simple parametrization of land surface processes for meteorological models, *Mon Wea Rev*, **117**, 536-549.
- Norris J. R.**, (2000), Interannual to interdecadal variability in the storm track, cloudiness, and sea surface temperature over the summertime North Pacific, *J Clim*, **13**, 422-430.
- Okumura Y., Xie S.-P., Numaguti A., et Tanimoto Y.**, (2001), Tropical Atlantic air-sea interaction and its influence on the NAO, *Geophys Res Let*, **28**, 1507-1510.
- Orlanski I.**, (1998), Poleward Deflection of Storm Tracks, *J Atmos Sci*, **55**, 2577-2602.
- Palmer T. N. et Sun Z.**, (1985), A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the North West Atlantic and the atmospheric general circulation, *Q J R Meteorol Soc*, **111**, 947-975.
- Peixoto J. et Oort A. H.**, (1992), *Physics of Climate*, American Institute of Physics. 520pp.
- Peng S. et Fyfe J.**, (1996), The coupled patterns between sea level pressure and sea surface temperature in the midlatitude North Atlantic, *J Clim*, **9**, 1824-1839.
- Peng S. et Robinson W. A.**, (2001), Relationships between atmospheric internal variability and the responses to an extratropical SST anomaly, *J Climate*, **14**, 2943-2959.
- Peng S. et Whitaker J.**, (1999), Mechanisms determining the atmospheric response to mid-latitude SST anomalies, *J Clim*, **12**, 1393-1408.
- Peng S., Mysak L. A., Ritchie H., Derome J., et Dugas B.**, (1995), The differences between early and midwinter responses to sea surface temperature anomalies in the northwest Atlantic, *J Clim*, **8**, 137-157.
- Peng S., Robinson W. A., et Hoerling M. P.**, (1997), The modeled atmospheric response to midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states, *J Climate*, **10**, 971-987.
- Perlwitz J. et Graf H.**, (1995), The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere winter, *J Climate*, **8**, 2281-2295.
- Peterson K. A., Greatbatch R. J., Lu J., Lin H., et Derome J.**, (2002), Hincasting the NAO using diabatic forcing of a simple AGCM, *Geophys Res Let.* à paraître.
- Plumb R. A.**, (1985), On the three-dimensional propagation of stationary waves, *J Atmos Sci*, **42**, 217-229.
- Pratt R. W.**, (1976), The interpretation of space time spectral quantities, *J Atmos Sci*, **33**, 1060-1066.
- Qin J. et Robinson W. A.**, (1993), On the Rossby wave source and the steady linear response to tropical forcing, *J Atmos Sci*, **50**, 1819-1823.
- Ratcliffe R. A. S. et Murray R.**, (1970), New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long range forecasting, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 226-246.

- Ricard J. L. et Royer J. F.**, (1993), A statistical cloud scheme for use in AGCM, *Ann. Geophysicae*, **11**, 1095–1115.
- Robertson A. W., Mechoso C. R., et Kim Y. J.**, (2000), The influence of Atlantic Sea Surface Temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation, *J Climate*, **13**, 122–138.
- Rodwell M. J. et Folland C. K.**, (sous presse, 2002), Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*
- Rogers J. C.**, (1990), Patterns of low frequency sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies, *J Clim*, **3**, 1364–1379.
- Rogers J. C.**, (1997), North Atlantic variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe, *J Clim*, **10**, 1635–1647.
- Royer J.-F., Cariolle D., Chauvin F., Déqué M., Hu R. M., Planton S., Rascol A., Ricard J.-L., Salas Y Melia D., Sevault F., Simon P., Somot S., Tyteca S., Terray L., et Valcke S.**, (2002), Simulation des changements climatiques au cours du XXI<sup>e</sup> siècle incluant l’ozone stratosphérique (Simulation of climate changes during the 21st century including stratospheric ozone), *C. R. Geoscience*, **334 (3)**, 147–154.
- Salas Y Melia D.**, (2001), A global, coupled sea-ice-ocean model, *Ocean Modelling*. à paraître.
- Sardeshmukh P. D. et Hoskins B. J.**, (1988), The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence, *J Atmos Sci*, **45**, 1228–1251.
- Schubert M., Perlwitz J., Blender R., Fraedrich K., et Lunkeit F.**, (1998), North Atlantic cyclones in CO<sub>2</sub>-induced warm climate simulations : frequency, intensity, and tracks, *Clim Dyn*, **14**, 827–837.
- Sciremammano Jr F.**, (1979), A suggestion for the presentation of correlations and their significance levels, *J Phys Oceanogr*, **9**, 1273–1276.
- Serreze F., Carse F., Barry R. G., et Rogers J. C.**, (1997), Icelandic low cyclone activity : climatological features, linkage to the NAO and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation, *J Climate*, **10**, 453–464.
- Sutton R. T., Jewson S. P., et Rowell D. P.**, (2000), The elements of climate variability in the tropical Atlantic region, *J Climate*, **13**, 3261–3284.
- Sutton R. T., Jewson S. P., et Rowell D. P.**, (2002), The North Atlantic Oscillation - What role for the ocean ?, *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, 89–100.
- Terray L. et Cassou C.**, (2002), Tropical Atlantic sea surface temperature forcing of the interannual climate variability over the North Atlantic Europe region, *J Climate*. à paraître.
- Terray L., Thual O., Belamari S., Déqué M., Dandin P., Delecluse P., et Lévy C.**, (1995), Climatology and interannual variability simulated by the ARPEGE-OPA coupled model, *Clim Dyn*.
- Trenberth K. et Hurrell J.**, (1994), Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Clim Dyn*, **9**, 303–319.

- Trenberth K. E., Branstator G. W., Karoly D., Kumar A., Lau N.-C., et Ropelewski C.**, (1998), Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *J Geophys Res*, **103**, 14291–14324.
- Trenberth K. E.**, (1986), An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics, *J Atmos Sci*, **43**, 2070–2087.
- Tyrrell C. G., Karoly D. J., et McBride J. L.**, (1996), Links between tropical Convection and variations of the Extratropical Circulation during TOGA-COARE, *J Atmos Sci*, **53**, 2735–2748.
- Ulbrich U. et Christoph M.**, (1999), A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing, *Clim Dyn*, **15**, 551–559.
- Van Loon H. et Rogers J. C.**, (1978), The seesaw in winter temperature between Greenland and Northern Europe, part I : general description, *Mon Wea Rev*, **106**, 296–310.
- Vautard R.**, (1990), Multiple weather regimes over the north Atlantic : analysis of precursors and successors, *Mon Wea Rev*, **118**, 2056–2081.
- Venegas S. A., Mysak L. A., et Straub D. N.**, (1996), Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the south Atlantic, *Geophys Res Let*, **23**, 2673–2676.
- Venske S., Allen M. R., Sutton R. T., et Rowell D. P.**, (1999), The atmospheric response over the North Atlantic to decadal changes in Sea Surface Temperature, *J Climate*, **12**, 2562–2584.
- Verbrugge N. et Reverdin G.**, (2001), Contribution of horizontal advection to the interannual variability of sea surface temperature in the North Atlantic, *J Phys Oceanogr.* soumis.
- Von Storch H. et Zwiers F. W.**, (1999), *Statistical analysis in climate research*, Cambridge university press. 484 pp.
- Wallace J. M. et Gutzler D.**, (1981), Teleconnections in the geopotential height fields during the Northern Hemisphere winter, *Mon Wea Rev*, **109**, 784–812.
- Wallace J. M., Smith C., et Bretherton C. S.**, (1992), Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies, *J Clim*, **5**, 561–576.
- Walter K., Luksch U., et Fraedrich K.**, (2001), A response climatology of idealized midlatitude thermal forcing experiments with and without a storm track, *J Climate*, **14**, 467–484.
- Watanabe M. et Kimoto M.**, (1999), Tropical-extratropical connection in the Atlantic atmosphere-ocean variability, *Geophys Res Let*, **26**, 2247–2250.
- Watanabe M. et Kimoto M.**, (2000), Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic : A positive feedback, *Q J R Meteorol Soc*, **126**, 3343–3369.
- Wilks D. S.**, (1997), Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields, *J Clim*, **10**, 65–82.
- Zebiak S. E.**, (1993), Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region, *J Climate*, **6**, 1567–1586.

---

**Zhang Y., Norris J. R., et Wallace J. M.**, (1998), Seasonality of large-scale atmosphere-ocean interaction over the north pacific, *J Clim*, **11**, 2473–2481.