



Rôle des ondes baroclines dans la variabilité basse fréquence

Ara Arakelian

► To cite this version:

Ara Arakelian. Rôle des ondes baroclines dans la variabilité basse fréquence. Physique [physics]. UPMC - Université Paris 6 Pierre et Marie Curie, 2013. Français. NNT : 2013PA066004 . tel-01467634

HAL Id: tel-01467634

<https://hal.science/tel-01467634>

Submitted on 16 Feb 2017

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

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

Université Pierre et Marie Curie
École doctorale des
Sciences de l'Environnement d'Île de France

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur

de l'Université Pierre et Marie Curie
Mention : Physique
Spécialité : Sciences de l'atmosphère

Soutenue par
Ara ARAKELIAN

Rôle des ondes baroclines dans la variabilité basse fréquence

préparée au Laboratoire de Météorologie Dynamique
soutenue le 22 février 2013

Jury :

<i>Présidente :</i>	Laurence PICON
<i>Rapporteurs :</i>	Gwendal RIVIÈRE Emily SHUCKBURGH
<i>Directeur :</i>	Francis CODRON Jean-Louis DUFRESNE
<i>Examineurs :</i>	Pablo ZURITA-GOTOR

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Atmosphère et moyennes latitudes	1
1.2	États moyens et jets des moyennes latitudes	1
1.3	Modes annulaires et variabilité basse fréquence	4
1.4	Ondes baroclines et transport de moment	6
1.4.1	Approche linéaire du flux de moment par les ondes	6
1.4.2	Vorticité et déferlements	7
1.4.3	Cycle du moment transporté par les ondes	9
1.5	Interactions ondes-écoulement moyen	11
1.6	Problématiques	11
I	Rétroactions entre mouvements du jet et ondes baroclines dans une géométrie idéalisée	15
2	Simulation de référence et diagnostics	17
2.1	La simulation de référence	18
2.1.1	Un modèle à géométrie simplifiée	18
2.1.2	Deux premiers mode de variabilité	19
2.1.3	Persistance	22
2.2	Diagnostics des ondes	24
2.2.1	Flux d’Eliassen-Palm	25
2.2.2	Décomposition en nombre d’onde et vitesse de phase	26
2.2.3	Vitesse de phase et latitude critique	28
2.2.4	Déferlement des ondes	28
3	Réponse des ondes à une modification de l’écoulement	31
3.1	Le guidage	31
3.1.1	La méthode de guidage	32
3.1.2	Guidage vers la climatologie, validation de la méthode	32
3.2	Huit simulations guidées	34
3.3	PC1 : Oscillation du jet autour de sa position moyenne	36
3.3.1	Flux et rétroaction	36
3.3.2	Spectres	37
3.3.3	Fréquence de déferlement	42
3.3.4	Conclusions	43
3.4	Partie haute et basse de la troposphère	43
3.5	Simulations transitoires	47
3.6	PC2 : Accélération et ralentissement du jet	52
4	Conclusions	57

II	Position et variabilité du jet, effet de la résolution du modèle de l'IPSL	59
5	Introduction	61
6	Variabilité du jet de l'hémisphère sud à différentes résolutions dans le modèle de l'IPSL	63
6.1	Contexte scientifique	63
6.2	Southern Hemisphere Jet Variability in the IPSL GCM at varying Resolutions .	65
6.2.1	Introduction	65
6.2.2	Model description	67
6.2.3	Methods	68
6.2.4	Summer season	70
6.2.5	Winter season	75
6.2.6	Conclusion	81
6.3	Conclusions	83
7	Dynamiques nord atlantique et extrêmes de température en Europe dans le modèle de l'IPSL : sensibilité à la résolution	85
7.1	Contexte scientifique	85
7.2	North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model: sensitivity to atmospheric resolution	87
7.2.1	Introduction	87
7.2.2	Model details and set of simulations	89
7.2.3	North-Atlantic weather regimes	90
7.2.4	European temperature extremes	102
7.2.5	Discussion	106
7.2.6	Conclusions	108
7.3	Conclusions	110
8	Conclusion	113
9	Conclusions et perspectives	115
9.1	Synthèses des résultats	115
9.1.1	Rétroactions entre mouvements du jet et ondes baroclines dans une géométrie idéalisée	115
9.1.2	Position et variabilité du jet, effet de la résolution du modèle de l'IPSL .	116
9.2	Perspectives	117
	Bibliographie	119

Introduction

Sommaire

1.1	Atmosphère et moyennes latitudes	1
1.2	États moyens et jets des moyennes latitudes	1
1.3	Modes annulaires et variabilité basse fréquence	4
1.4	Ondes baroclines et transport de moment	6
1.4.1	Approche linéaire du flux de moment par les ondes	6
1.4.2	Vorticité et déferlements	7
1.4.3	Cycle du moment transporté par les ondes	9
1.5	Interactions ondes-écoulement moyen	11
1.6	Problématiques	11

1.1 Atmosphère et moyennes latitudes

Les moyennes latitudes ont très tôt été un centre d'intérêt, probablement afin d'expliquer pourquoi les vents à ces latitudes sont des vents d'ouest alors qu'aux tropiques et aux pôles les vents sont d'est. Malgré les avancées de la science afin de développer des GCM représentant les trois dimensions de l'espace, la séparation de l'écoulement en deux parties distinctes reste un moyen de différencier les structures, les mécanismes et les échelles de temps mises en jeu dans la variabilité atmosphérique. La première partie de cette séparation est la moyenne zonale. La seconde partie concerne les anomalies autour de cette moyenne et c'est cette partie de l'écoulement qui définit les ondes d'échelle synoptique des moyennes latitudes, appelées ondes planétaires ou ondes de Rossby. Cette distinction reste aujourd'hui encore une approche intéressante et offre un aperçu de la complexité de ces phénomènes de grande échelle. De cette manière de présenter et penser la circulation atmosphérique découle une question : Quelle est l'interaction entre ces deux parties, autrement dit, l'interaction entre l'écoulement moyen et les ondes ?

A cette question dont des éléments de réponses seront fournis dans la première partie grâce à un GCM à géométrie simplifiée s'adjoint une autre question. Quelle est la fiabilité d'un GCM à reproduire l'écoulement moyen et les ondes ? Et puisque la résolution horizontale est liée à la représentation de ces ondes, la seconde partie se concentre principalement sur l'effet de la résolution.

1.2 États moyens et jets des moyennes latitudes

L'étude de l'interaction entre les ondes et le jet des moyennes latitudes a été et reste un centre d'intérêt d'étude. De nos jours c'est peut-être la position géographique de nombreux pays économiquement développés qui sont sous l'influence des phénomènes se produisant à ces latitudes qui explique en partie l'intérêt qui y est porté. Les moyennes latitudes restent une

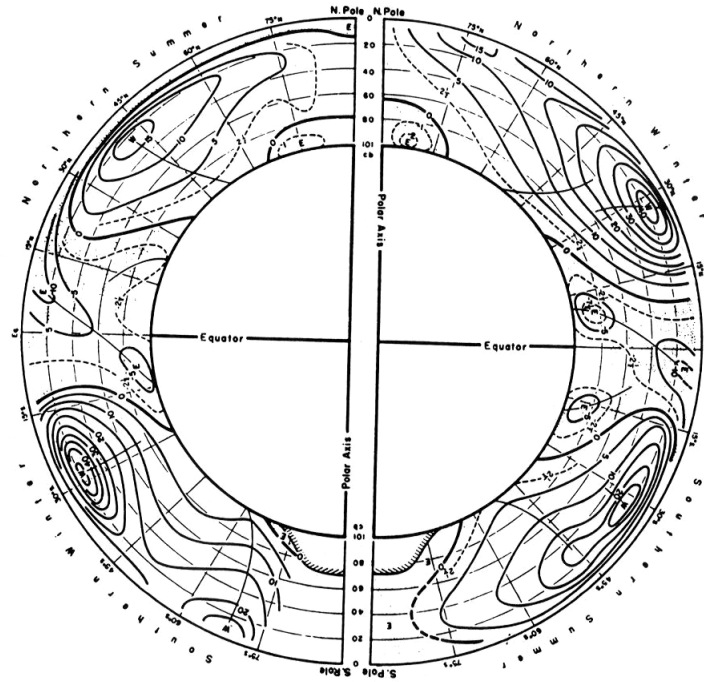


FIGURE 1.1 – Moyenne zonale des vents zonaux en fonction de la latitude et de la pression durant les saisons d’hiver et d’été dans les deux hémisphères (contours tous les 5 m s^{-1} , 200 hPa entre les lignes sur l’axe verticale). Issue de *Atmospheric Circulation Systems : Their Structure and Physical Interpretation* par Palmén et Newton, 1969, Elsevier

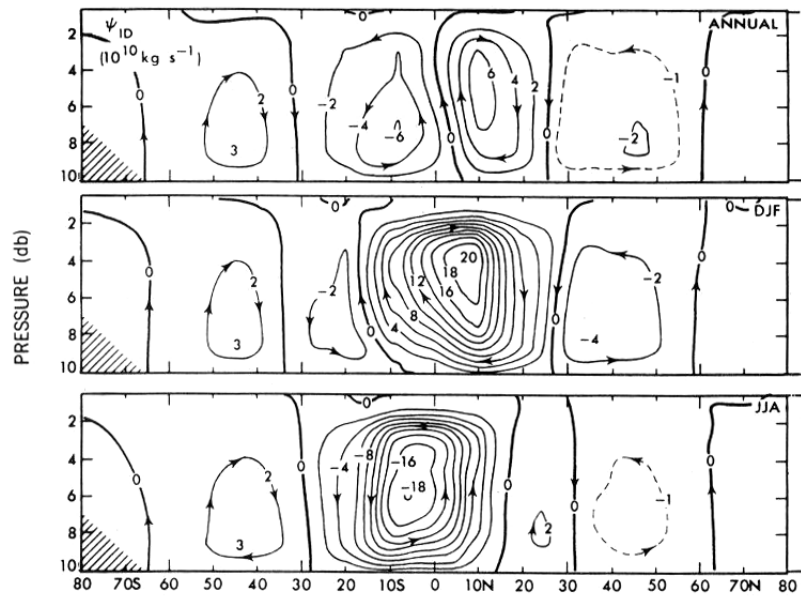


FIGURE 1.2 – Fonction de courant et son renversement durant les saisons d’hiver et d’été (contours tous les 10 Sverdrups. Issue de *The Physics of Climate* par Peixoto et Oort, 1992, American Institute of Physics.

zone géographique vaste où la structure de l'atmosphère présente une grande variabilité, des phénomènes de nature différente et donc d'une intéressante complexité.

En considérant l'ensemble du globe, il apparaît que la structure de l'atmosphère indique la présence d'un jet dans chacun des hémisphères se situant aux moyennes latitudes (figure 1.1). Cependant il existe des différences entre les jets des deux hémisphères, une variabilité en fonction de la saison et de la longitude considérée. Ces critères impliquent des différences à la fois en terme de position, d'intensité et de variabilité.

Malgré ces différences, ces jets des moyennes latitudes ont de grandes similarités. En effet, la localisation du jet dans la partie haute de l'atmosphère implique un fort gradient méridien de température, l'intensité maximale aux moyennes latitudes s'expliquant par l'équilibre du vent thermique. Ce maximum de vent se situe aux alentours de 200 hPa, altitude vers laquelle s'annule le gradient méridien de température. A ces maxima en altitudes correspondent des maxima en surface (traits fins de la figure 1.1). A plus hautes et basses latitudes se trouvent des vents d'est, comme par exemple les alizés dans la bande équatoriale. Au-dessus de ces vents d'est ou lorsque le vent zonal s'annule, un second maximum de vents est parfois visible en altitude aux alentours de 30°. Cette double structure est particulièrement visible dans l'hémisphère sud durant l'été austral, le jet y semble se scinder en deux de manière à former deux jets, l'un dit subtropical et l'autre subpolaire.

En dépit des similarités structurelles entre les deux hémisphères, certaines différences apparaissent lorsque les deux hémisphères sont attentivement observées durant la même saison. Près de la surface la présence de montagne et la modification de l'écoulement associée, les océans et les terres, leur alternance et leurs caractéristiques – température, rugosité, capacité thermique – sont autant de raisons qui peuvent expliquer les différences apparaissant dans la couche limite. Cependant les différences les plus notables apparaissent pour un même hémisphère lorsque sont considérées les deux saisons les plus contrastées que sont l'hiver et l'été. L'inclinaison de la Terre est à l'origine de cette différence puisqu'elle implique une différence d'ensoleillement, et donc d'énergie reçue, par les deux hémisphères. Expliquer les différences observées durant ces deux saisons par un simple problème de géométrie est impossible. Ce sont les processus dynamiques qui, via la redistribution de l'énergie, permettent d'expliquer ces diversités d'état moyen, autrement dit la variabilité saisonnière.

En considérant la moyenne zonale, les termes dominant de l'équilibre des forces près de la surface sont la force de Coriolis, résultant de mouvements latitudinaux, et la friction qui ralentit les vents zonaux. Dans les régions tropicales la friction de surface implique qu'en moyenne il existe un écoulement d'est de manière à ce que la Force de Coriolis associée à cet écoulement vienne contre balancer la force associée à la friction. Par conséquent, l'existence d'une force de friction orientée vers l'est dans la région tropicale où les vents de surface sont d'est nécessite, à l'état stationnaire, un écoulement orienté vers l'équateur, de manière à ce que la force de Coriolis équilibre les forces de friction. L'écoulement de retour a lieu près de la tropopause. Cette circulation tropical est appelé circulation, ou cellule, de Hadley. Aux moyennes latitudes, le même équilibre entre forces implique des vents méridionaux de sens opposés, structure appelée cellule de Ferrel. Il existe une troisième cellule, proche des pôles, de plus faible intensité. Ce sont ces structures qui sont soumises à une variabilité saisonnière, elle même associée à l'énergie solaire reçue (figure 1.2).

Associée à ces trois cellules, l'augmentation de la vitesse des vents zonaux avec l'altitude, expliquée par l'équilibre du vent thermique et le gradient méridien de température, est un élément important dans la compréhension et description de la circulation générale, puisqu'elle explique en partie la répartition de l'énergie entre les tropiques et les extratropiques.

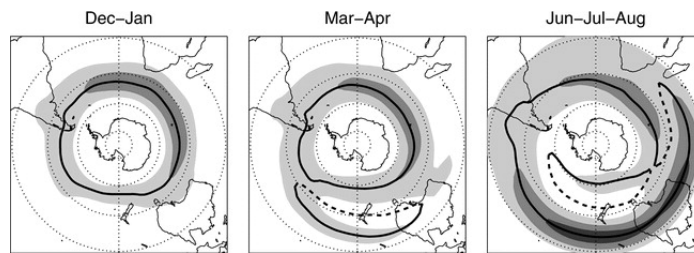


FIGURE 1.3 – Climatologie du vent zonal à 300 hPa pour décembre-janvier , mai-avril et juin-juillet-août (zone grisé à 20, 30 et 40 m s^{-1} , ligne noire continue et tireté pour le maximum et minimum de vent). [Figure 1 de Codron (2007)]

1.3 Modes annulaires et variabilité basse fréquence

Il existe une variabilité des structures atmosphériques aux moyennes latitudes de période supérieure à dix jours. Ces structures sont caractérisées par leurs grandes échelles spatiales et leur quasi-stationnarité, c'est à dire qu'elle ne se propage pas.

Ce type de variabilité observée dans l'hémisphère sud aux moyennes latitudes a une structure zonalement symétrique et verticalement cohérente, i.e., barotrope. Elle est du type mode annulaire, c'est à dire une structure dipolaire du vent zonal oscillant en latitude autour de la position moyenne du jet (figures 1.3 et 1.4). Les modes annulaires apparaissent comme étant le mode principal de variabilité atmosphérique pour les régions extratropicales dans les deux hémisphères, où ils sont nommés Mode Annulaire Austral – *Southern Annular Mode* ou SAM – et Mode Annulaire du Nord – *Northern Annular Mode* ou NAM.

Ces modes de variabilités privilégiés sont évalués en faisant l'analyse en composante principale (ACP) – ou *Empirical Orthogonal Function*, noté ensuite EOF – du vent zonal, du géopotiel ou de la pression de surface. Le NAM et SAM expliquent l'ordre de 20 à 30% de la variance totale de leurs hémisphères respectifs, selon l'altitude, la variable utilisée, la période de l'année ou encore les années considérées. En considérant les variables en fonction de leur latitude et longitude il apparaît que les modes suivants sont associés à des nombres d'onde de plus en plus grand.

Bien que ces modes de variabilité soient des modes empiriques car ils résultent d'une analyse statistique de données. Cependant ces modes apparaissent comme la réponse privilégiée à la diminution d'ozone du pôle sud et à l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre.

Les modes annulaires mis en évidence par ces méthodes statistiques décrivent une grande partie de la variabilité totale de l'écoulement atmosphérique. La variabilité du vent zonal associée à ce mode annulaire est une oscillation du jet autour de sa position , celle de la pression de surface traduit un déplacement de masse d'air entre les régions polaires et les moyennes latitudes. Ces oscillations sont par exemple, l'oscillation australe (OA) dans le cas du SAM, ou l'oscillation nord atlantique – *North Atlantic Oscillation* ou NAO – dans le cas de la variabilité associée à la région nord atlantique. Dans ce dernier cas le mode de variabilité n'est alors plus à proprement parlé un mode annulaire, mais reste une oscillation du jet autour d'un état moyen dans une région définie.

La différence d'intensité ou bien la distance entre l'état de l'atmosphère à un instant donné et l'état moyen peuvent être évaluées via diverses expressions choisies de manière pertinente donnant lieu à l'estimation d'une valeur, communément appelé indice, qui traduit cet écart. Dans le cas des modes annulaires et par convention, l'indice est défini comme positif lorsque le vent est déplacé vers le pôle et que la pression y diminue. Par exemple, la NAO a deux phases,

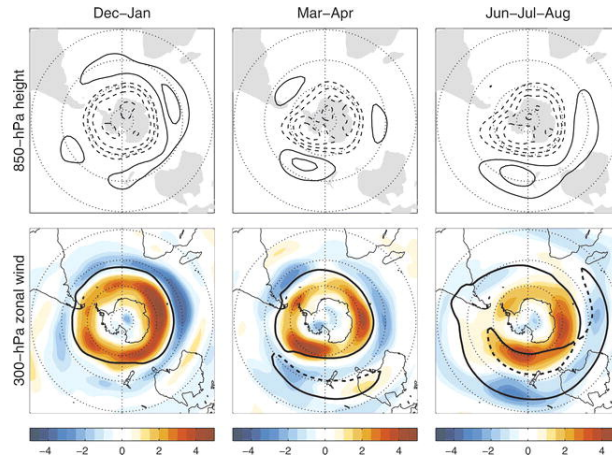


FIGURE 1.4 – Régression de la série temporelle mensuelle du SAM pour décembre-janvier , mai-avril et juin-juillet-août (en haut) sur le géopotiel à 850 hPa (contour tous les 10 m, éros omis) et (en bas) sur le vent zonal à 300 hPa (en m s^{-1}), ligne noire continue / tireté indique le maximum / minimum de vent zonal).[Figure 2 de Codron (2007)]

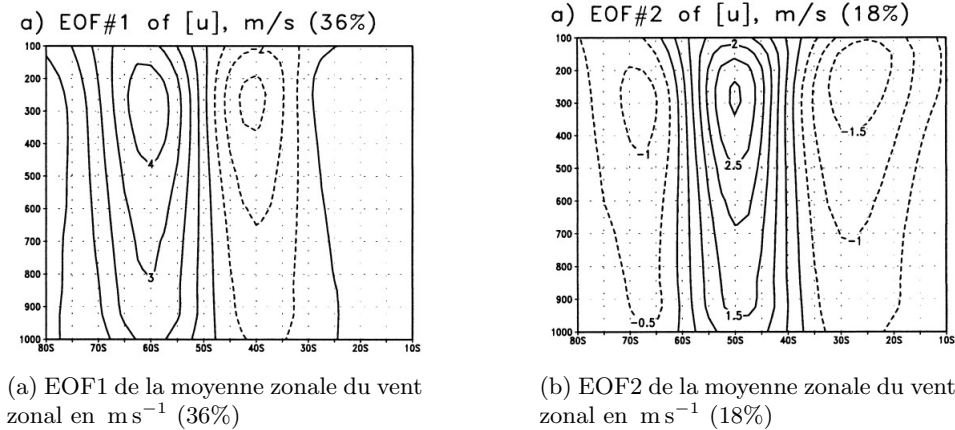


FIGURE 1.5 – EOF1 (1.5a) et EOF2 (1.5b) de la moyenne zonale du vent zonal. Le pourcentage de variance expliquée est indiquée dans les légendes respectives. [Figures 2 a) et 12 a) issues de Lorenz & Hartmann (2001)]

positive et négative, correspondant à une oscillation du jet autour de sa position moyenne, incliné du sud-ouest vers le nord-est.

Adopter un point de vue en moyenne zonale permet de ne pas voir apparaître d'onde lors du calcul des modes de variabilité qui suivent le mode annulaire. Sous cette condition, Lorenz & Hartmann (2001) ont montré que dans le cas de l'hémisphère sud, le pourcentage de variance expliquée par le mode annulaire atteint 36% et 18% de la variabilité totale pour le second mode. Ce second mode est associé à une variation de vitesse et d'étendue latitudinale du jet, accélération et resserrement dans le cas de la phase positive et décélération et élargissement dans le cas de la phase négative (figure 1.5b).

La variabilité que traduit le mode annulaire est cette variabilité basse fréquence qui ne peut être directement expliquée via la répartition de l'ensoleillement ou les phénomènes physiques,

telle que la gravité ou la vitesse de rotation. De même les caractéristiques de cette variabilité, telle que la persistance d'une phase, autrement dit d'un état donné, ne peuvent pas s'expliquer simplement via ces principes fondamentaux et c'est l'interaction ondes-écoulement qui en est la raison. L'écoulement peut à la fois créer des asymétries de température et de cisaillement et donc influencer sur les ondes ; et les ondes peuvent à leur tour transporter du moment d'une latitude à l'autre et influencer sur l'écoulement. Par exemple Lorenz & Hartmann (2001) ont montré que pour un décalage de quelques jours il existe une corrélation positive entre les séries temporelles associées à l'écoulement moyen et aux ondes transitoires.

L'indice zonal, qui quantifie la variation de l'écoulement, peut permettre d'estimer la persistance de l'indice zonal par le temps caractéristique de sa fonction d'autocorrélation – *e-folding time scale* – (Gerber *et al.*, 2008). Lorenz & Hartmann (2001, 2003) ont montré que le temps caractéristique typique de décorrélation de l'indice zonal est plus grand que celui associé à l'amortissement par friction à la surface. Plutôt que les mécanismes associés à la friction, c'est la réponse des ondes à une modification de l'écoulement qui explique le principal mode de variabilité. Les modes dominants expliquent la majorité de la variance et ont aussi la persistance la plus longue.

La réponse du climat est proportionnelle à la projection du forçage climatique sur le mode dominant de la variabilité climatique multipliée par l'échelle de temps de décorrélation de ce mode. Récemment, Ring & Plumb (2007, 2008) ont étudié cette relation dans un modèle atmosphérique simple et ont constaté que le mode annulaire est la réponse privilégiée à un forçage mécanique, thermique et dynamique. Cet élément d'explication se vérifie, la réponse est proportionnelle à la projection des forçages externes sur le mode annulaire, qui s'il est le plus instable, répondra le plus fortement.

1.4 Ondes baroclines et transport de moment

Les structures transitoires, d'échelle synoptique, de période inférieure à 10 jours et de structure barocline, sont responsables de la plus grande partie du transport de flux de chaleur et de moment aux moyennes latitudes.

1.4.1 Approche linéaire du flux de moment par les ondes

En altitude l'étude des ondes peut se faire en optant pour une approche linéaire afin de comprendre les phénomènes mis en jeu. Ces ondes se propagent zonalement, vers l'ouest par rapport à l'écoulement moyen, et vers l'est en se référant à un point fixe en surface. En considérant ces ondes comme des ondes planes se propageant la fonction de courant décrivant ces ondes d'est

$$\psi = A \cos(kx + ly - \omega t) \quad (1.1)$$

où A est une constante, k le nombre d'onde zonal, l le nombre d'onde méridien, et ω la fréquence de l'onde. Les composantes zonale et méridienne du vent deviennent

$$(u, v) = (-\partial_y \psi, \partial_x \psi) \quad (1.2)$$

La relation de dispersion des ondes de Rossby sur un β -plan est

$$\omega = uk - \frac{\beta k}{k^2 + l^2} = ck \quad (1.3)$$

où c est la vitesse de phase de l'onde,

$$c = u - \frac{\beta}{k^2 + l^2} \quad (1.4)$$

ce qui implique qu'il existe pour des ondes se propageant vers l'est deux solutions en fonction du signe de l .

Le flux de moment étant le produit des anomalies du vent zonal et méridien, il en vient que la moyenne zonale du flux est alors du même signe que $-kl$

$$[u^*v^*] = -A^2 \frac{kl}{2} \quad (1.5)$$

où $[\]$ indique la moyenne zonale et $*$ l'anomalie par rapport à la moyenne zonale.

Lorsque $kl > 0$ le flux de moment est dirigé vers le sud ($[u^*v^*]$ est alors négatif), et est dirigé vers le nord lorsque $kl < 0$ ($[u^*v^*]$ positif).

C'est la vitesse de groupe méridienne G_y de ces ondes qui permet de déterminer l'orientation, nord ou sud, du flux de moment.

$$G_y = \frac{2\beta kl}{(k^2 + l^2)^2} \quad (1.6)$$

La vitesse de groupe méridienne est donc du signe de kl , $kl > 0$ au nord de la source et $kl < 0$ au sud. Elle est de signe opposé au flux de moment. Le transport de moment est de sens opposé à celui des ondes. La source de ces ondes sont les moyennes latitudes et la région de dissipations celle dont est extrait le moment c'est à dire de part et d'autre de la latitude du jet (figure 1.6).

1.4.2 Vorticité et déferlements

L'approche de ces structures ondulatoires en utilisant la vorticité potentielle permet de compléter la description du comportement des ondes baroclines puisque cette approche est non linéaire. La vorticité potentielle est conservée tant que l'évolution se fait de manière adiabatique et qu'il n'y a pas de processus dissipatifs.

En altitude et à la latitude du maximum du jet, le gradient de vorticité potentielle est maximale puisque la vorticité potentielle est proportionnelle au gradient vertical de température potentielle $\partial_z \theta$, la vorticité absolue ζ et inversement proportionnelle à la densité du fluide ρ .

$$PV = \frac{\zeta}{\rho} \partial_z \theta \quad (1.7)$$

C'est cette évolution de la vorticité potentielle qui explique pourquoi les ondes ont tendance à se propager méridionalement, sans se dissiper ou déferler lorsqu'elles se situent autour de la latitude du maximum de vent zonal. De plus cette propagation tend à son tour à maintenir le gradient de vorticité potentielle et donc à ce que les ondes se propagent loin du jet.

Dans un écoulement à deux dimensions non divergent le flux de vorticité $v\zeta$ est lié au flux de moment

$$\zeta v = \frac{1}{2} \partial_x (v^2 - u^2) - \partial_y (uv) \quad (1.8)$$

En moyenne zonale la dérivé zonale est nulle pour une périodicité et donc $[\partial_x (v^2 - u^2)]$. En tenant compte de la non divergence du fluide, il en vient que par exemple $[\zeta v] = [\zeta][v] + [\zeta^*v^*] = [\zeta^*v^*]$. L'équation 1.8 devient donc

$$[\zeta^*v^*] = -\partial_y [u^*v^*] \quad (1.9)$$

En considérant l'équation de mouvement écrite alors sous la forme

$$\partial_t u = f v - \partial_x u^2 - \partial_y u v - \frac{1}{\rho} \partial_x p \quad (1.10)$$

où f est le paramètre de Coriolis tel que $f = 2\Omega \sin \phi$, où ϕ est la latitude, ρ la masse volumique et p la pression. La moyenne zonale l'équation précédente et l'égalité 1.9 permet d'écrire que

$$\partial_t [u] = -\partial_y [u^* v^*] = [\zeta^* v^*] \quad (1.11)$$

En coordonnées sphériques l'équation précédente devient

$$\partial_t [u] = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \partial_\phi ([u^* v^*] \cos^2 \phi) = [\zeta^* v^*] \cos \phi \quad (1.12)$$

où a est le rayon de la planète. Le membre central de l'égalité est le terme de forçage par les ondes. L'évolution temporelle de l'écoulement zonal $\partial_t [u]$ est donc directement liée au flux de vorticité et au forçage par les ondes qui est responsable du transport de moment.

Cependant lorsque $[u]$ n'est pas totalement uniforme, comme c'est le cas en s'éloignant de la latitude du jet, il vient qu'au-delà d'une certaine distance les ondes doivent se dissiper, le moment transporté par les ondes provenant de ces latitudes. En altitude, là où la friction ne peut être responsable de la dissipation, ce sont les déferlements, autrement dit des retournements de contours de vorticité, qui sont la cause de la dissipation. Cette dissipation est due à l'augmentation du nombre d'onde méridien l des ondes de Rossby qui peut être considérée comme une cascade vers des ondes d'échelle spatiale de plus en plus petite (Gerber & Vallis, 2007).

Pour un écoulement moyen $[u]$ les ondes associées aux anomalies du vent zonal, u^* , se propagent dans un milieu dont la vitesse relative est inférieure à la leur, c'est à dire si

$$u^* > [u] - c \quad (1.13)$$

Lorsque cette condition n'est plus vérifiée, les contours de vorticité "se retournent" jusqu'à déferler, processus irréversible qui extrait du moment à des latitudes plus au nord ou au sud du maximum du jet. Il apparaît donc la notion de latitude critique, lorsque $[u] = c$, au delà de laquelle les ondes "doivent" déferler. Cependant de façon plus réaliste cette latitude n'est qu'une estimation de la latitude de déferlement qui dépend , par exemple, de l'amplitude de l'onde également.

Durant les années 90, une partie des études portant sur les moyennes latitudes se sont focalisées sur la dynamique associée au déferlement des ondes de Rossby. Les déferlements de ces ondes dans les régions extratropicales en dessous de la tropopause sont également responsables de l'échange de masse d'air entre la troposphère et la stratosphère.   l'aide des observations et de simulations Thorncroft *et al.* (1993) ont proposé de définir quatre paradigmes pour les déferlements des ondes de Rossby planétaires ayant lieu dans la troposphère. Ces quatre paradigmes peuvent être résumés comme suit :

- Durant un  v nement anticyclonique de type LC1, un filament d'air stratosphérique s'étend en amont, i.e. plus à l'ouest et plus vers l' quateur, s'amincit tant qu'il est advecté anticycloniquement et est entouré de petits tourbillons secondaires.
- Durant un  v nement anticyclonique de type P2, une large extrusion d'air troposphérique s'enroule anticycloniquement sur elle-même, formant ainsi une structure anticyclonique "bloquante".

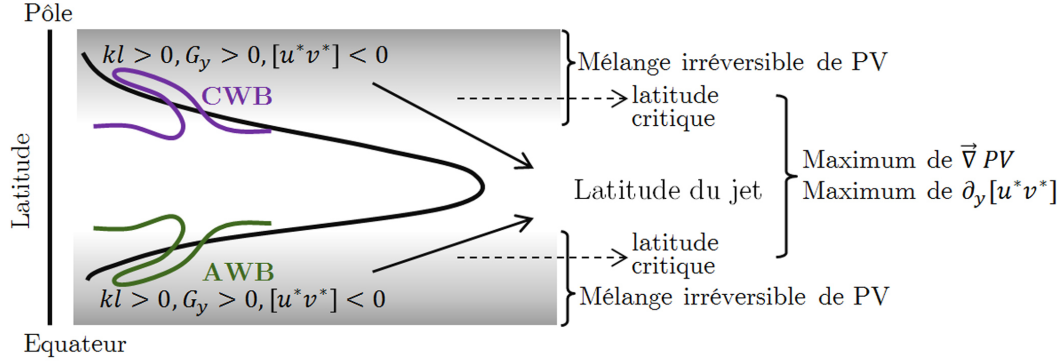


FIGURE 1.6 – Schéma récapitulatif du comportement des ondes en altitude sur lequel apparaît le profil de vent zonal moyen $[u]$ (ligne épaisse noire), les déferlements cycloniques et anticyclonique – *cyclonic wave-breaking* (CWB) et *anticyclonic wave-breaking* (AWB) – et le sens du transport de moment par les ondes (flèches).

- Durant un événement cyclonique du type P1, image symétrique par rapport à l’axe du jet du type LC1, un filament d’air troposphérique s’étend en amont et vers le pôle et s’amincit étant advecté cycloniquement.
- De la même manière, durant un événement cyclonique du type LC2, analogue au type P2, une excursion d’air stratosphérique inclinée vers l’aval s’enroule dans le sens cyclonique, formant éventuellement une structure cyclonique bloquante.

D’autre part, à l’aide d’un modèle utilisant les équations primitives, Akahori & Yoden (1997) ont abordé la question de l’effet de la variabilité basse fréquence de l’indice zonal, c’est à dire les variations associées au principal mode de variabilité de l’écoulement, sur le type de déferlement. Afin de différencier les déferlements anticycloniques (du côté équatorial du jet) et cycloniques (du côté polaire du jet) ils définirent un “indice de cycle de vie” correspondant à la latitude moyenne à laquelle un gradient de vorticité potentielle est identifié. En cherchant les correspondances entre cet “indice de cycle de vie” et l’indice zonal, ils montrèrent que lorsque le jet est déplacé vers le pôle les déferlements anticycloniques sont plus fréquents et que ce sont les déferlements cycloniques qui le sont lorsque le jet est déplacé vers l’équateur.

1.4.3 Cycle du moment transporté par les ondes

Considérer une échelle de temps courte, de l’ordre de la journée, permet d’identifier des structures de plus petites échelles spatiales. Ces structures sont qualifiées de transitoires puisqu’elles existent pendant de courte période de temps, de l’ordre de quelques jours, pendant laquelle elles se déplacent. Aux moyennes latitudes ce sont des structures dites baroclines qui trouvent leur origine dans le gradient de température qui existe dans les basses couches de l’atmosphère, ainsi que dans le cisaillement vertical du vent zonal ($\partial_z u$). De manière pratique, ces sources peuvent être estimées à l’aide d’une quantité nommée *Eady growth rate* σ .

$$\sigma = 0.3098 \frac{|f| |\partial_z u(z)|}{N} \quad (1.14)$$

avec N la fréquence de Brunt-Väisälä

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \partial_z \theta \quad (1.15)$$

Le gradient de température est maximum aux moyennes latitudes et le jet au sommet de la troposphère contribue au cisaillement vertical du vent. Il en vient que le flux de chaleur méridien, résultat du produit des anomalies de vent méridien et de température, indique les zones d'apparition de ces structures baroclines.

Ce type de sources à l'origine des ondes baroclines apparaissant aux moyennes latitudes. Ces ondes subissent une propagation verticale des perturbations, initiées dans les basses couches de la troposphère, et se propagent ensuite méridionalement. C'est une fois en altitude que les structures peuvent être qualifiées d'onde, puisqu'elles en acquièrent les caractéristiques en termes de propagation et d'oscillation.

Dans la troposphère une partie de la redistribution d'énergie est associée aux phénomènes dynamiques et plus particulièrement aux ondes baroclines pour les moyennes latitudes. L'approche linéaire de ces ondes permet de comprendre leurs principales caractéristiques. En altitude ces ondes transportent du moment (sections 1.4.1 et 1.4.2)

La propagation méridionale se fait majoritairement vers des latitudes plus basses, entraînant ainsi une transition vers une structure plus barotrope. Les modèles idéalisés suggèrent qu'il existe deux régions distinctes ; la première se situe aux moyennes latitudes, près de la surface, où les ondes naissent, se développent et se propagent verticalement ; la seconde en altitude où les ondes continuent de se propager et finissent par déferler dans les régions où la vitesse du vent est moindre. Cette approche simplifiée permet néanmoins de diviser le problème en deux parties correspondant aux deux régions décrites précédemment.

Dans le désir de comprendre les mécanismes mis en jeu durant les déferlements qu'ils décrivent, Thorncroft *et al.* (1993) ont montré que les simulations de Simmons & Hoskins (1980) qui mettent en évidence le cycle des ondes baroclines sont associées en fonction de leur nature "basique" ou "anormale" aux types de déferlement qu'ils décrivent eux-mêmes. Lorsqu'une onde atteint sa maturité, après 6 à 9 jours, c'est le flux de moment qui indique clairement la différence entre ces deux simulations. Le cas "basique" montre un flux de moment orienté vers le pôle, les ondes se propageant des moyennes latitudes vers l'équateur et convergeant aux niveaux des subtropiques. L'expérience "anormale" quant à elle indique un flux de moment vers l'équateur, les ondes restant aux hautes latitudes. Les deux expériences "basiques" diffèrent des "anormales" uniquement par le fait qu'il y ait un ajout de cisaillement cyclonique barotrope à l'écoulement. Il apparaît clairement que c'est cet écoulement, autrement dit l'état moyen, qui détermine si ce sont des déferlements anticycloniques ou bien cycloniques qui auront lieu. Cependant ces simulations n'indiquent nullement ni comment ni pourquoi ces différences modifient la variabilité de la troposphère dans un cas plus réaliste.

Lee & Feldstein (1996) se sont également penchés sur le déferlement des ondes dans le cas idéalisé d'une aqua-planète sur laquelle la circulation est dirigée par un forçage zonalement symétrique. Exploitant le lien entre le flux de moment et le déferlement mise en évidence par Thorncroft *et al.* (1993), ils établirent une relation entre la structure de l'indice de réfraction et le sens de la composante méridionale du flux d'Eliassen-Palm local. Ils montrèrent que lorsqu'aux moyennes latitudes se présente un "creux" dans lequel une propagation d'onde linéaire est possible, c'est à dire un indice de réfraction positif, alors le flux d'Eliassen-Palm est orienté préférentiellement vers le pôle. Lorsque la "cavité" est petite, le flux tend à être orienté vers l'équateur.

1.5 Interactions ondes-écoulement moyen

Afin de compléter la description du lien qu'il existe aux moyennes latitudes entre les ondes baroclines et l'écoulement décrites à travers la section 1.4.3, l'évolution de la moyenne zonale du vent zonal en tenant compte de l'effet des ondes, de la force de Coriolis $f[v]$ et des forçages résiduels, groupés dans le terme F , peut être décrite par l'équation du mouvement :

$$\partial_t[u] = -\frac{1}{a \cos^2\phi} \partial_\phi([u^*v^*]\cos^2\phi) + f[v] - F \quad (1.16)$$

Comme dans l'équation 1.12, le premier terme du membre de droite de 1.16 est le forçage par les ondes et traduit la convergence ou divergence du flux de moment transporté par les ondes.

En intégrant sur toute la hauteur de l'atmosphère, $\int_V$, l'équation 1.16 devient :

$$\int_V \partial_t[u] = \int_V -\frac{1}{a \cos^2\phi} \partial_\phi([u^*v^*]\cos^2\phi) + \int_V f[v] - \int_V F \quad (1.17)$$

En considérant une période suffisamment longue $\partial_t[u] \approx 0$; la non-divergence du vent implique que $\int_V f[v] \approx 0$. L'intégrale verticale du terme F est dominée par la friction dans la couche limite de surface qui peut être exprimée comme $F \approx \alpha_{\text{fric}} u_{\text{surf}}$ où α_{fric} est un coefficient de friction lié à la rugosité de la surface et u_{surf} le vent zonal sensible à cette friction. Finalement l'équation 1.17 s'exprime comme :

$$\int_V -\frac{1}{a \cos^2\phi} \partial_\phi([u^*v^*]\cos^2\phi) = \alpha_{\text{fric}} u_{\text{surf}} \quad (1.18)$$

L'équation 1.18 implique qu'une région de vents d'ouest en surface ($u_{\text{surf}} > 0$) correspond à une convergence de flux de quantité de mouvement par les ondes, ce qui compense la perte due à la friction.

Ces phénomènes peuvent également se concevoir d'une manière différente à partir des équations 1.12 et 1.17. Si l'évolution de la circulation entraîne l'apparition d'anomalie de vitesse zonale et méridienne (u^*, v^*), le transport de moment lié aux termes de divergence $-\partial_\phi([u^*v^*]\cos^2\phi)/(a\cos^2\phi)$ peut être intense à une latitude différence de celle du jet forçant les ondes à déferler alors à de plus haute ou basse latitude. Cela peut alors induire une accélération, ou décélération, de l'écoulement moyen à cette latitude et modifier le profil du vent zonal, ce qui se traduit par un déplacement du jet.

1.6 Problématiques

L'indice zonal est une mesure de l'intensité des vents d'ouest aux moyennes latitudes. Il permet de caractériser le mode dominant des vents zonaux extratropicaux pour des échelles de temps allant de l'intra-saisonier à l'interannuelles. La répartition spatiale associée à l'indice zonal présente une structure dipolaire autour d'une latitude, autrement dit le déplacement méridional du jet des moyennes latitudes (Hartmann & Lo, 1998; Lorenz & Hartmann, 2001, 2003; Codron, 2005, 2007). L'indice zonal correspond essentiellement au même phénomène que les modes annulaires ou oscillation nord atlantique (NAO), définis par le mode dominant de la hauteur du géopotentiel au-delà des tropiques. Les modèles simplifiés suggèrent que la structure spatiale de l'indice zonal, i.e., les modes annulaires, s'explique par la conservation du moment angulaire et le transfert de moment par les ondes baroclines (Wallace, 2000; Vallis *et al.*, 2004; Vallis & Gerber, 2008). Les anomalies observées de vents zonaux sont souvent plus persistantes

que les ondes baroclines (Feldstein & Lee, 1998; Hartmann & Lo, 1998). Différents modèles, de plus ou moins grande complexité, suggèrent que la persistance du vent zonal est probablement due à une rétroaction positive qui renforce les anomalies de vents (Robinson, 1994, 1996; Gerber & Vallis, 2007).

Gerber *et al.* (2008) ont constaté que le modèle du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) – modèle à cœur dynamique spectrale – présente différentes persistances de l’indice zonal lorsque les résolutions verticales et horizontales sont modifiées. La réponse du climat au forçage externe est même plus importante lorsque la configuration autorise une plus forte persistance. De même, Chan & Plumb (2009) ont constaté que la réponse du mode annulaire aux perturbations stratosphériques dépend de la persistance de l’indice zonal. Ces résultats peuvent avoir des implications considérables pour les modèles et leur projection du changement climatique futur : puisque les temps de décorrélation du mode annulaire des modèles participant au quatrième rapport d’évaluation du Groupe d’Experts Intergouvernemental sur l’évolution du Climat (AR4 du GIEC) sont généralement plus élevés que ceux dans les observations, le mode annulaire et les projections quantitatives futures doivent être prises avec prudence (Gerber *et al.*, 2008).

Toutefois, en raison de la complexité des interactions des ondes - écoulement mises en jeu, il n’y a pas de certitude quant à ce qui détermine la persistance de l’indice zonal. La propagation des ondes baroclines et l’emplacement de la latitude à laquelle elles sont absorbées sont importants pour la persistance du jet, dont la dénomination en anglais *eddy-driven jet* traduit la nature et le comportement. Comme l’a montré Robinson (2000), si les ondes se dissipent aux latitudes où elles sont générées, le flux de chaleur résultant provoque la diminution du gradient de température méridienne aux mêmes latitudes et fournit une rétroaction négative. A contrario, si les ondes se propagent et sont absorbées hors de la zone barocline, le transport de moment par ces ondes va induire une circulation résiduelle orientée vers la surface, qui est compensée par la friction en surface. Cela va provoquer le renforcement du gradient méridien de température dans la zone de génération des ondes et induire ainsi une rétroaction positive. En outre, Chen & Zurita-Gotor (2008) ont constaté que la phase positive du mode annulaire est accompagnée d’une augmentation de la vitesse de phase des ondes et d’un déplacement vers les pôles de la latitude d’absorption des ondes, ce qui peut contribuer à la rétroaction positive. De plus, Son *et al.* (2008) ont suggéré que la rétroaction peut dépendre de la décroissance barotropique des ondes baroclines et peut être affectée par le gradient de vorticité potentielle dans les régions subtropicales.

En utilisant des configurations idéalisées, le jet passe parfois d’un régime “jet unique” et à un régime “double jet” mais présente aussi une persistance excessivement longue (Gerber & Polvani, 2009; Chan & Plumb, 2009). En outre, la modification du mode dominant lorsque le modèle est perturbé est souvent accompagnée d’une modification de la structure climatologique, ce qui rend difficile l’identification et la compréhension de la relation de cause à effet entre variabilité et climatologie. Par exemple, Gerber & Vallis (2007) ou Son *et al.* (2008) ont conclu que le temps de décorrélation diminue à mesure que le jet se déplace vers les pôles, mais une telle relation n’apparaît pas lorsque la résolution du modèle est modifiée (Gerber *et al.*, 2008).

La variabilité basse fréquence, et donc la persistance des structures de grandes échelles, est associée à l’effet des ondes, et probablement à leur rétroaction positive puisque les modes annulaires sont les premiers modes de variabilité. Cependant puisque les ondes agissent sur l’écoulement et que l’écoulement agit sur les ondes, peut-on mettre en évidence cette rétroaction ? Peut-on expliquer pourquoi le mode annulaire est le mode dominant ? Si la rétroaction est positive, peut-on expliquer quelle est la modification subie par les ondes suite à une modification

de l'écoulement ? Le second mode de variabilité, accélération et décélération du jet, est-il lui aussi soumis à une rétroaction positive ?

La première partie de cette thèse se consacre donc à l'interaction entre ondes et écoulement moyen à l'aide du GCM développé au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique. Afin de simplifier l'étude de ces interactions complexes mettant en jeu différentes échelles spatiales et temporelles, le modèle est utilisé dans une configuration à géométrie idéalisée, testé via diverses méthodes, afin d'évaluer sa capacité à reproduire les structures et les interactions décrites précédemment. Une méthode permettant de découpler une partie de l'interaction entre ondes et écoulement est présentée et utilisée par la suite. Cette méthode, elle-même testée, sert à mettre en place un jeu de simulations qui permettront d'essayer de répondre aux questions précédentes.

La seconde partie s'attarde sur l'effet de la résolution. En effet, un GCM tend à reproduire la dynamique et la physique atmosphérique sous de nombreuses contraintes, l'une d'elle est la résolution utilisée. Il apparaît que la résolution puisse modifier la persistance des phénomènes de basses fréquences, probablement la variabilité elle-même, et peut-être même l'état moyen. La sensibilité à la résolution et la qualité de représentation de l'atmosphère par le modèle de l'IPSL sont évaluées à travers deux études. La première se consacre à l'hémisphère sud et à la représentation de l'état moyen en fonction de la résolution, et donc des biais associés, mais aussi du lien entre état moyen, variabilité saisonnière et réponse à une augmentation de concentration de CO_2 . La seconde étude s'attarde sur l'hémisphère nord et plus particulièrement sur la dynamique nord atlantique et les extrêmes de température en Europe, la section traitant des extrêmes de température n'étant pas le fruit de mon travail. Ma part de cette collaboration se situe au niveau de l'étude de la capacité du modèle à reproduire la position du jet lors de différents régimes de temps, calculée à partir de réanalyses, en fonction de la résolution.

Première partie

Rétroactions entre mouvements du jet et ondes baroclines dans une géométrie idéalisée

Simulation de référence et diagnostics

Cette première partie (I) se consacre à la réponse des ondes à une modification de l'écoulement moyen à basse fréquence. Ce premier chapitre (2) s'applique à décrire la simulation de contrôle, sa capacité à représenter les ondes et l'écoulement, ainsi que divers diagnostics. Le second chapitre (3) décrit l'outil de guidage et sa capacité à modifier l'écoulement moyen sans modifier les ondes. Il est par la suite consacré à la présentation des simulations guidées et des résultats obtenus quant à la réponse des ondes à un changement d'écoulement correspondant aux deux premiers modes de variabilité. Le dernier chapitre (4) conclut cette partie en synthétisant les principaux résultats.

Sommaire

2.1	La simulation de référence	18
2.1.1	Un modèle à géométrie simplifiée	18
2.1.2	Deux premiers mode de variabilité	19
2.1.3	Persistance	22
2.2	Diagnostics des ondes	24
2.2.1	Flux d'Eliassen-Palm	25
2.2.2	Décomposition en nombre d'onde et vitesse de phase	26
2.2.3	Vitesse de phase et latitude critique	28
2.2.4	Déferlement des ondes	28

Dans ce chapitre, c'est la mise en place d'une simulation de contrôle à géométrie simplifiée qui est présentée. Les deux premiers modes de variabilité sont calculés afin de rendre compte de la possibilité du mode à simuler les structures grandes échelles décrites dans le chapitre d'introduction. De plus, l'interaction entre ondes et écoulement moyen est estimée via des corrélations croisées et l'analyse complétée par une analyse des densités spectrales de puissance. Ce sont ensuite différents diagnostics qui sont introduits et utilisés afin de mettre en avant la structure et le comportement des ondes dans cette simulation de contrôle. C'est dans le chapitre suivant que seront employés les diagnostics précédents pour établir les liens et mécanismes de rétroactions des ondes sur l'écoulement.

Le modèle LMDz4, utilisé dans cette partie, est la composante atmosphérique (Hourdin *et al.*, 2006) du modèle couplé de l'IPSL, IPSL-CM4, utilisé pour l'AR4 du GIEC. La résolution horizontale du modèle la plus fréquemment utilisée est de $2,5^\circ$ en latitude et $3,75^\circ$ en longitude. Le modèle utilise sur la verticale une coordonnée hybride sigma-pression où la pression des niveaux du modèle est définie comme une fonction de la pression de surface p_s . Parmi les nombreuses paramétrisations physiques du modèle on peut citer le schéma radiatif, lié au spectre visible et infrarouge et donc à la couverture nuageuse ainsi que le schéma de nuage, lié aux paramétrisations de la couverture nuageuse et du contenu en eau du nuage et couplé au schéma de convection.

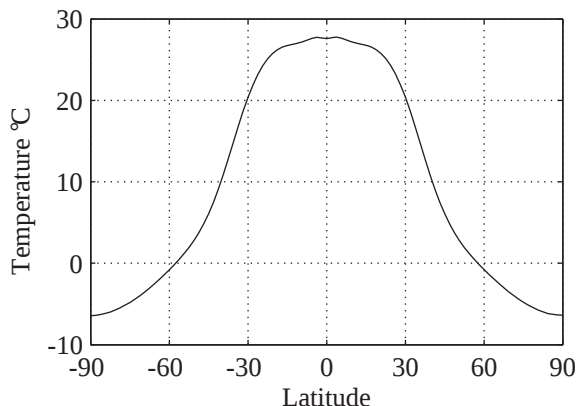


FIGURE 2.1 – Profil de SST utilisé de CTRL, identique quelque soit la longitude

2.1 La simulation de référence

2.1.1 Un modèle à géométrie simplifiée

LMDz est utilisé dans une configuration particulière. Dans le cadre de l'interaction ondes-écoulement, de nombreux facteurs peuvent influencer les ondes et les phénomènes de plus basses fréquences, il est alors intéressant de simplifier le système. En retirant les terres émergées, LMDz simule une aquaplanète. Les conditions de surface sont homogènes quelle que soit la longitude induisant une symétrie zonale.

Certaines études utilisant un modèle Terrestre analysent indépendamment les hémisphères, les régions et les saisons. Ces distinctions géographiques et temporelles sont nécessaires pour mettre en évidence les structures associées aux variabilités basses fréquences afin que le mode de variabilité principale soit représentatif d'une structure observable et non pas d'une structure résultant uniquement d'une statistique. Ce type de distinction autorise des études pertinentes de phénomènes physiques et de propositions de mécanismes (Lorenz & Hartmann, 2001, 2003; Codron, 2005, 2007)

Afin d'idéaliser les simulations, les paramètres astronomiques et orbitaux sont modifiés :

- excentricité nulle
- inclinaison nulle
- ensoleillement moyen constant, équivalent à celui de la Terre.

Ces modifications permettent de retirer toutes variations saisonnières et de considérer la climatologie comme réellement représentative de l'état moyen, et pas comme une représentation moyenne de plusieurs type de structures masquant probablement les mécanismes sous-jacents. Dans la pratique, l'ensemble des données issues de ce type de simulation est utilisable puisque quel que soit l'instant considéré le système est dans des conditions équivalentes.

Ces modifications apportées à LMDz peuvent sembler drastiques. Malgré tout un parallèle entre ce modèle aquaplanète et la Terre reste, dans une certaine mesure possible, tout particulièrement avec les structures apparaissant durant l'été de l'hémisphère sud qui ne présente pas de fortes variations de relief aux moyennes latitudes (décembre et janvier des figures 1.3 et 1.4).

LMDz étant un modèle à "maille finie" il est nécessaire de choisir une résolution à laquelle la première simulation, la simulation de contrôle – CTRL – et les suivantes seront réalisées. Les simulations présentées dans cette partie ont la même résolution, $1,875^\circ$ en latitude et $3,75^\circ$ en longitude et 19 niveaux verticaux ($96 \times 96 \times 19$). Cinq des niveaux verticaux se situent au-dessus

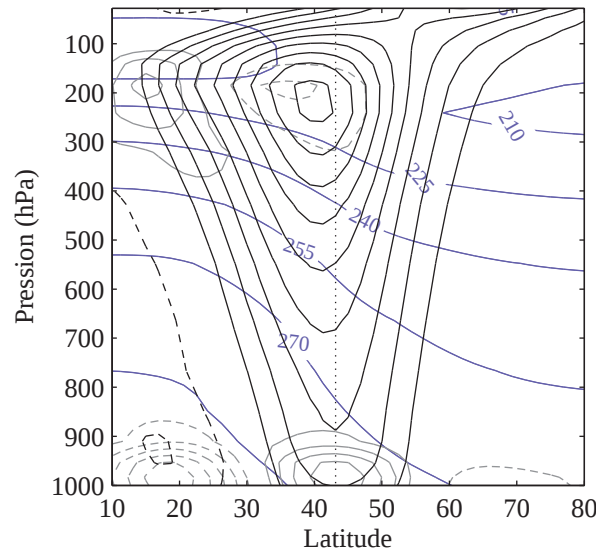


FIGURE 2.2 – Climatologie de CTRL, vent zonal (lignes noires, tous les 5 m s^{-1} , zéro omis), vent méridien (lignes grises, tous les 0.5 m s^{-1} , zéro omis) et température (lignes bleues, en $^{\circ}\text{C}$)

de 100 hPa et quatre en dessous de 900 hPa. Il est à noter qu’une simulation antérieure à toutes celles présentées par la suite a permis d’ajuster l’ensoleillement moyen afin que la température de l’océan – simulé par un *slab ocean* qui tient compte notamment de la diffusion horizontale et du *Ekman heat transport* – soit dans la bande tropicale proche de celle observée sur Terre.

Le profil de SST ainsi obtenu (figure 2.1) force la température océanique utilisée dans CTRL et dans l’ensemble des simulations du chapitre suivant. La simulation CTRL couvre une durée de 20 années, et la climatologie, autrement dit l’état moyen, est comparable à celle de l’été austral de l’hémisphère sud (figure 2.2).

2.1.2 Deux premiers mode de variabilité

Alors que la climatologie de CTRL paraît être proche de celle de l’été austral de l’hémisphère sud (quart inférieure gauche de la figure 1.1), qu’en est-il de la variabilité ? La variabilité de l’atmosphère peut être déterminée de manière statistique. Malgré la critique portant sur l’absence d’approche physique, il apparaît que les deux premiers modes de variabilité, i.e. les deux premiers EOFs, sont associées à des structures existantes.

La simulation CTRL, forte de ces 20 années, permet de calculer l’EOF1 ainsi que la composante principale (PC) associée. L’utilisation des sorties mensuelles, servant de filtre passe bas, ainsi que la pondération par la surface de la maille (cosinus de la latitude) permet de calculer l’EOF1 et la PC1, série temporelle centrée réduite, dont les valeurs supérieures et inférieures à un écart-type définissent les mois considérés comme mois de phase positive et négative respectivement.

Déterminer les EOFs se fait généralement à partir de la pression au sol ou bien du géopotential. La régression de la pression au sol sur la PC1 du vent zonal à 850 hPa a une structure annulaire, qui par convention est négative au pôle (figure 2.3a). Ce premier, et principal, mode de variabilité est le mode annulaire et décrit une oscillation de la position du jet autour de sa position moyenne. La symétrie zonale utilisée pour cette simulation de contrôle explique la très forte symétrie zonale de la régression obtenue (figure 2.3). La régression du vent zonal à

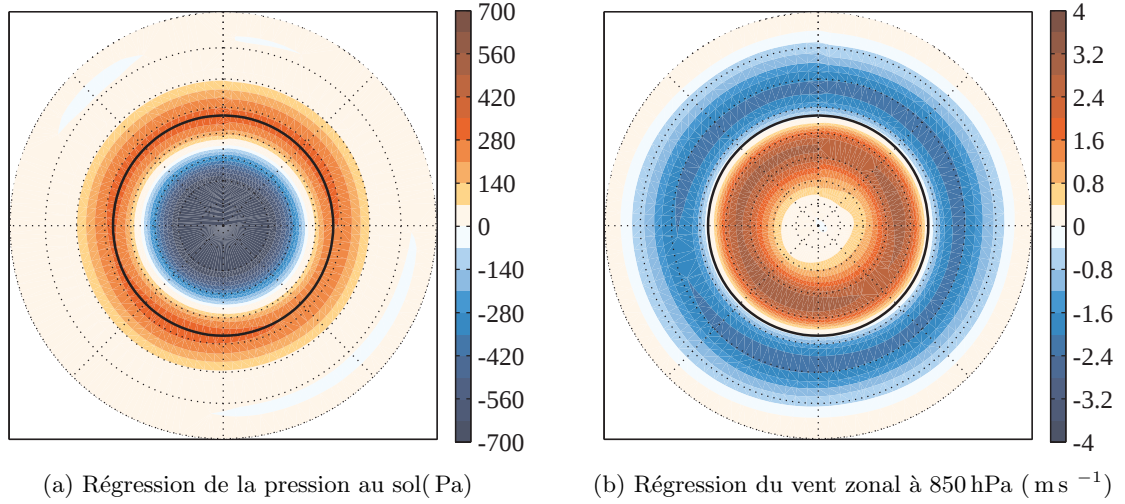


FIGURE 2.3 – Point de vue polaire de la régression de la pression au sol (2.3a) et du vent zonal à 850 hPa (2.3b) sur la composante principale de l'EOF1. Les cercles pointillés marquent les latitudes de 80, 60, 40 et 20°, et la ligne noire la latitude du vent zonal maximal à 850 hPa.

850 hPa sur la même composante principale (figure 2.3b) confirme que dans le cas de la simulation CTRL la variabilité associée à l'EOF1 est bien une oscillation du jet autour de sa position moyenne.

À partir des mois considérés comme positifs ou négatifs, c'est à dire dont la valeur est supérieure ou inférieure à un écart-type de la PC, il est possible de construire les vents zonaux et méridiens correspondant à ces deux phases (figure 2.4 a). La différence entre ces deux phases associées à ce premier mode de variabilité est une oscillation du jet autour de la latitude du maximum, et ce sur toute la hauteur de la troposphère.

Le second mode de variabilité est obtenu en calculant l'EOF2 et la PC2 à partir de la moyenne zonale du vent zonal à 850 hPa. En effet si le calcul des EOF 2 et 3 est fait à partir du vent zonal - variable fonction de la latitude, longitude et du temps - il apparaît alors que le second mode de variabilité est associé à des ondes de très grande échelle (nombre d'onde 1), les régressions du vent sur les PC 2 et 3 étant orthogonale entre elles. Les structures associées aux EOFs suivantes correspondent à des structures de nombre d'onde croissant. L'utilisation du vent zonal en moyenne zonale permet de retirer la composante longitudinale et donc de ne plus considérer les structures associées aux ondes comme étant les principaux modes de variabilité (figure 2.5). Dans ce cas, le second mode de variabilité est un affaiblissement accompagné d'un élargissement du jet, ou bien un renforcement et un resserrement du jet des moyennes latitudes (figure 2.4 b).

Malgré la géométrie simplifiée de ce modèle, les variabilités associées aux EOF1 et 2 dans CTRL (figure 2.4) sont proches de celles obtenues dans l'hémisphère sud à partir de réanalyses (figure 1.5 issue de par (Lorenz & Hartmann, 2001)). Le calcul des EOFs classe les structures en fonction de l'importance de leur variabilité; l'EOF1 représente une part plus importante de variabilité totale que l'EOF2, qui représente elle-même une part plus importante que celle de l'EOF3, etc ... Dans le cas de CTRL le premier mode calculé à partir de la pression au sol explique 48% de la variance totale, celui à partir du vent zonal à 850 hPa 37% et celui à 320 hPa 32%.

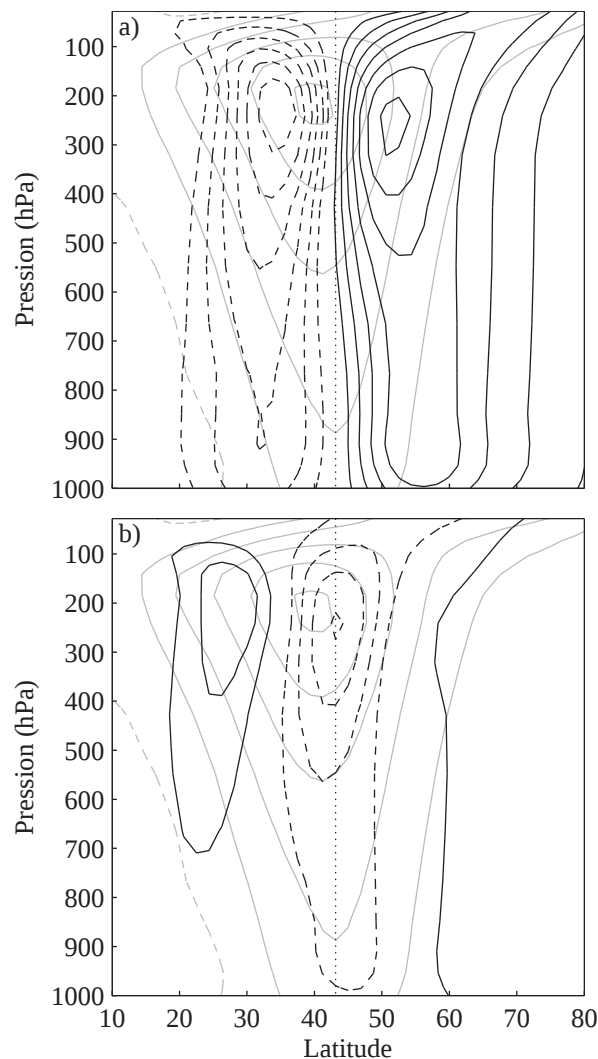


FIGURE 2.4 – Moyenne zonale de la différence entre les composites positif et négatif du vent zonal associé à a) l'EOF1 b) l'EOF2 (lignes noires tous les 1 m s^{-1} , zéro omis) et du vent zonal de la simulation de contrôle (lignes grises, tous les 1 m s^{-1} , zéro omis), la ligne tireté verticale indique la latitude du maximum de vent zonal à 850 hPa.

Sur Terre dans l'hémisphère sud la variance expliquée par l'EOF1 de la pression au sol atteint 35% environ. Les 48% atteint par le premier EOF peut s'expliquer par l'absence de saison et de topographie, c'est à dire les variations spatiales et temporelles, renforçant l'oscillation du jet autour de sa position comme mode de variabilité privilégié. L'utilisation de variables moyennées zonalement indique que les variances expliquées par l'EOF1 pour la pression au sol, le vent zonal à 850 hPa et 320 hPa sont de 90%, 79% et 77% respectivement et correspondent à une oscillation du jet autour de sa position moyenne. L'EOF2 qui représente respectivement 7%, 8% et 9% de la variance expliquée des variables citées précédemment, correspond à un affaiblissement ou à un renforcement du jet.

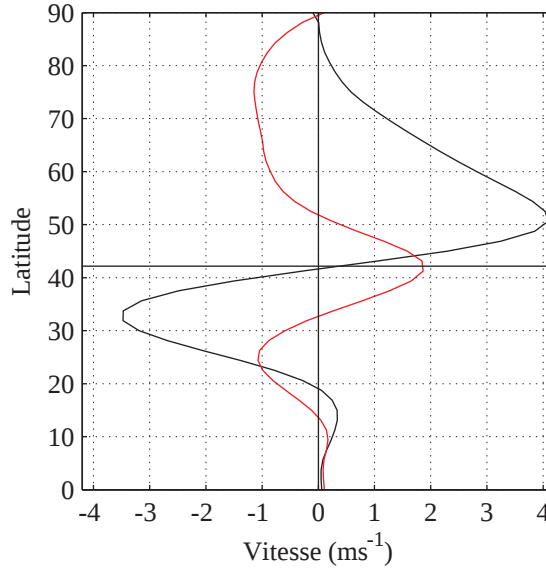


FIGURE 2.5 – Régression de la moyenne zonal du vent zonal à 320 hPa sur les deux premières composantes principales, composante principale (noir) et seconde composante (rouge), de la moyenne zonale du vent zonal à 850 hPa. La ligne horizontale noire indique la latitude du vent zonal maximal à 850 hPa.

2.1.3 Persistance

Puisque l'état moyen et la variabilité du modèle en configuration aquaplanète semblent correctement représentés, reste à savoir ce qu'il en est des ondes et de l'interaction ondes-écoulement. Afin de mettre en évidence le lien qui existe entre les ondes et la variabilité basse fréquence, le vent zonal à 850 hPa et le forçage par les ondes à 320 hPa de CTRL sont projetés sur le mode annulaire obtenu à partir du vent zonal à 850 hPa. Il en résulte deux séries temporelles à partir desquelles autocorrélations et corrélations croisées peuvent être calculées.

Par exemple, Gerber *et al.* (2008) déterminent l'autocorrélation $r_N(t)$ à partir de la projection de la pression, en la projetant sur sa régression sur la PC1 issue de son EOF1. Une représentation habituelle de l'autocorrélation est une fonction en pic, puisqu'elle est symétrique par rapport à un décalage nul, où elle est égale à un. En considérant uniquement la partie pour laquelle le décalage est positif, il devient alors possible de caractériser la pente de cette fonction décroissante, qui dans le cas de l'autocorrélation de la pression au sol ou du vent zonal à 850 hPa peut être approximé par une exponentielle décroissante. En ajustant une fonction du type e^{-t/τ_N} en cherchant à minimiser le carré des résidus de la différence entre ces deux fonctions – *root mean square* ou RMS – tant que $r_N(t) > e^{-1}$ Gerber *et al.* (2008) estiment la valeur de τ_N aux alentours de $33,1 \pm 3,2$ jours dans le cas de l'utilisation de leur modèle pseudo-spectrale en T42L20, et considèrent que cette valeur est satisfaisante pour un modèle représentant à la fois les hautes et basses fréquences.

Le temps caractéristique d'autocorrélation τ_N estimé pour CTRL atteint 58 jours avec cette méthode (figure 2.6). L'absence de topographie et de saison autorise l'existence d'onde de petit nombre d'onde zonale, ceci pouvant expliquer pourquoi $r_N(t)$ ne semble pas être une fonction exponentielle décroissante. Afin de se soustraire du problème qu'implique l'existence de ces ondes de très grande échelle spatiale, τ_N est estimé pour un décalage compris entre 0

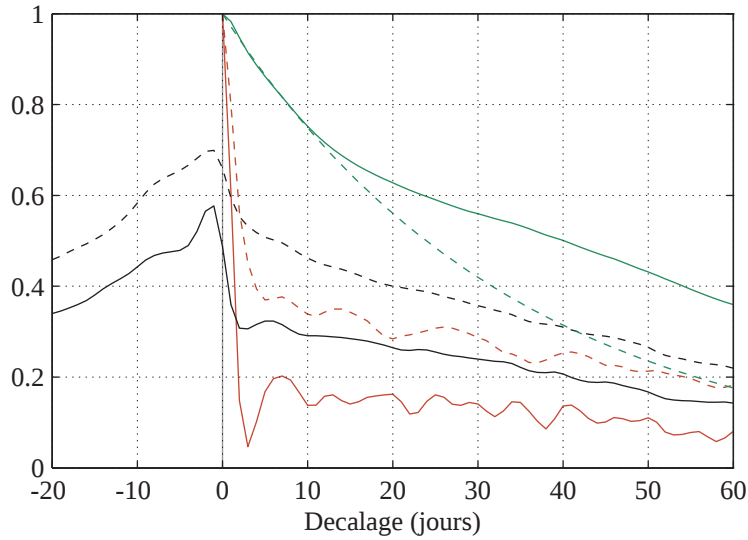


FIGURE 2.6 – Auto-correlation du vent zonal à 850 hPa (vert), du forçage par les ondes brute et filtré (rouge continu et tireté), e^{-t/τ_N} avec la valeur de τ_N estimée (vert tireté) et les corrélations croisées du forçage par les ondes brute et filtré avec le vent à 850 hPa (noir continu et tireté).

et 13 jours. Cette limite permet de retirer les phénomènes dont l'influence se fait au-delà de 2 semaines mais de prendre en compte les interactions entre ondes et variabilité basse fréquence. Les valeurs de τ_N obtenues sont alors de 38 jours dans le cas de la série temporelle obtenue à partir de la pression au sol et de 35 jours pour celle issue du vent zonal à 850 hPa (ligne verte tireté figure 2.6). L'échelle de temps de la variabilité basse fréquence semble donc cohérente à celle obtenue par ailleurs, même si la simplification du cas implique certains changements.

La variabilité basse fréquence semble donc être correctement représentée dans CTRL, reste la question de l'interaction entre ondes et écoulement sur cette aquaplanète. Comme l'ont montré Lorenz & Hartmann (2001, 2003) à partir des réanalyses NCEP – *National Centers for Environmental Prediction* –, la corrélation croisée entre les anomalies de vents et le forçage par les ondes indique que pour un décalage négatif, c'est à dire lorsque les ondes précèdent le vent, que le forçage de ces ondes conduit, i.e. dirige, les anomalies de vents. Pour un court décalage positif, donc lorsque c'est le vent qui précède les ondes, il apparaît que la corrélation devient négative, le vent ne dirigeant apparemment pas les ondes, ce qu'ils attribuent à un artefact liée au forçage par les ondes. Cependant à partir du sixième jour de décalage la corrélation devient significativement positive, impliquant qu'il existe statistiquement un effet du vent sur les ondes. De plus cette durée correspond à celle du cycle de vie ondes baroclines. Il est donc probable que les 6 premiers jours durant lesquels la corrélation est négative correspondent à l'interaction du vent avec des ondes existantes et que ce n'est qu'au-delà du sixième jour que l'effet des ondes influencées par le vent apparaissent et donc que la corrélation devient positive.

Dans le cas de CTRL, la corrélation croisée entre les séries chronologiques des anomalies de vent et du forçage par les ondes (figure 2.6) est positive pour des décalages négatifs, i.e. lorsque les ondes précèdent le vent, c'est à dire lorsque le forçage par les ondes conduit le vent zonal. Pour des décalages positifs, i.e. lorsque le vent précède les ondes, la corrélation croisée reste positive. Ceci implique que le vent zonal agit sur les ondes. Contrairement aux résultats décrits précédemment, il apparaît que dans le cas de CTRL, la corrélation est positive quel que soit le décalage.

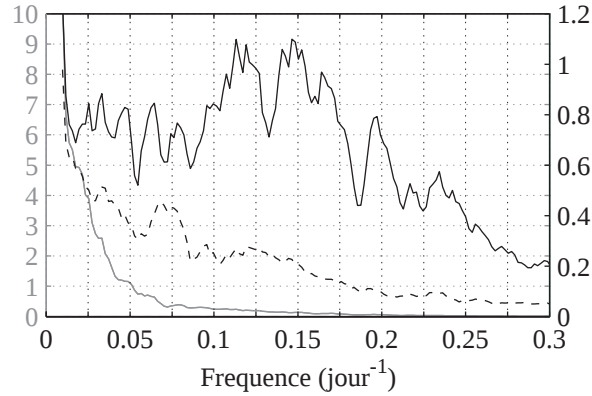


FIGURE 2.7 – Densité spectrale de puissance de la série chronologique du vent zonal à 850 hPa en $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ (gris) et celle du forçage par les ondes à 320 hPa non filtré et filtré en $\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{jour}^{-2}$ (noir continu et tireté)

La faible variabilité du vent zonal expliquant une valeur plus grande de τ_N dans CTRL est confirmée par la densité de puissance dominante du spectre du vent zonal à basses fréquences (figure 2.7). Les densités spectrales de puissance du forçage par les ondes non filtré et filtré – filtre de Lanczos, coupure à 10 jours, 41 poids i.e. filtre passe bas – indiquent l’importance des ondes dont les fréquences sont comprises entre 0,1 et 0,2 jour^{-1} . Cette différence majeure dans cette bande de fréquence permet de supposer que la corrélation croisée positive entre les ondes et le vent zonal existant pour des décalages positifs est associée aux ondes d’échelles synoptiques, i.e., les ondes baroclines des moyennes latitudes. Les densités spectrales de puissance indique donc l’effet des ondes sur l’écoulement et explique également pourquoi la corrélation croisée ne devient jamais négative, contrairement aux résultats obtenus à partir de réanalyses. Il est à noter toutefois qu’une diminution suivie d’une augmentation de la corrélation croisée est visible pour un décalage positif compris entre 0 et 10 jours, durée caractéristique du cycle de vie (section 1.4.3), dans le cas de l’utilisation de la série brute associée au forçage par les ondes et qu’elle ne l’est pas lorsque ces ondes sont filtrées. La simulation de contrôle, malgré les simplifications appliquées, semble représenter correctement l’interaction ondes-écoulement.

2.2 Diagnostics des ondes

La simulation CTRL semble à la fois représenter de manière correcte l’écoulement, la variabilité basse fréquence associée à cet écoulement et l’interaction entre les ondes et l’écoulement. L’effet de l’écoulement sur la formation des ondes peut impliquer la modification des régions sources de développement des ondes mais aussi de leur propagation à travers la troposphère. Il est donc nécessaire de posséder un ensemble d’outils, autrement dit de diagnostics, capable d’estimer l’activité des ondes et leur effet sur l’écoulement. Dans cette section ce sont le flux d’Eliassen-Palm, la décomposition en vitesse de phase angulaire et nombre d’onde et le calcul de la fréquence de déferlements qui sont en avant. Leur utilisation sur les ondes de la simulation CTRL permet à la fois de les introduire, puisqu’ils seront utilisés dans le chapitre suivant, et de tester si CTRL représente correctement les ondes.

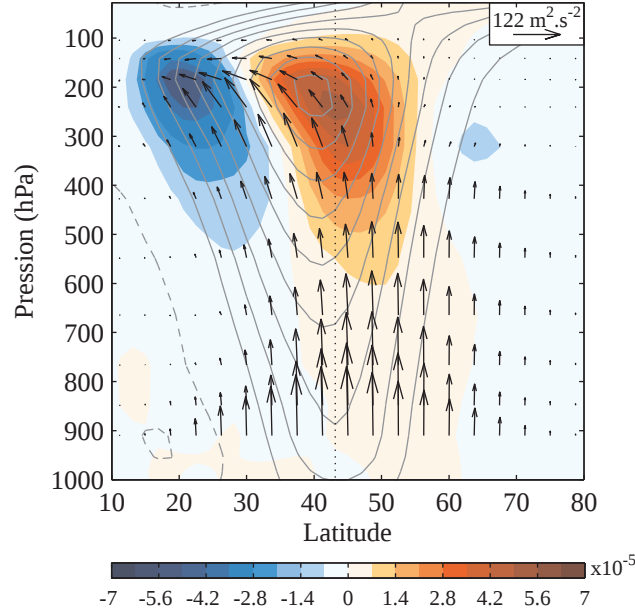


FIGURE 2.8 – Moyenne zonale et temporelle du vent zonal (lignes grises, tous les 5 m s⁻¹, zéro omis), du forçage par les ondes (couleurs) et du flux d’Eliassen-Palm (flèches). Sur cette figure, comme sur l’ensemble des figures représentant le flux d’EP, les composantes horizontales et verticales sont pondérées selon les conventions décrites par Edmon *et al.* (1980) afin de refléter visuellement la convergence ou divergence du flux d’EP.

2.2.1 Flux d’Eliassen-Palm

Le flux d’Eliassen-Palm (EP) est un diagnostic qui permet d’estimer la trajectoire des ondes dans le plan méridien et le transport de moment qui parcourt le chemin inverse. En coordonnées sphériques et pression le flux d’EP $\vec{\mathcal{F}}$ s’exprime comme :

$$\vec{\mathcal{F}} = (\mathcal{F}^\phi, \mathcal{F}^p) = \cos\phi \left(-[u^* v^*], \frac{f}{\partial_p[\theta]} [v^* \theta^*] \right) \quad (2.1)$$

et sa divergence dans le plan méridional est :

$$\nabla_\lambda \cdot \vec{\mathcal{F}} = \frac{1}{a \cos\phi} \partial_\phi (\mathcal{F}^\phi \cos\phi) + \partial_p \mathcal{F}^p \quad (2.2)$$

où $\mathcal{F}^\phi$ et $\mathcal{F}^p$ sont les composantes horizontale et verticale du flux, θ la température potentielle.

Il est à noter que les composantes horizontale et verticale du flux d’Eliassen Palm doivent être multipliées respectivement par la distance occupée par un radian de latitude et par celle occupée par un Pascal en altitude sur les figures afin que les vecteurs traduisent visuellement la divergence ou la convergence du flux (Edmon *et al.*, 1980). La composante horizontale du flux d’EP traduit le transport de mouvement par les ondes et la composante verticale est proportionnelle au transport de chaleur méridien. La moyenne temporelle de la composante verticale du flux d’EP est dirigée vers le haut explique que les ondes ne se dissipent pas de manière barocline mais qu’il existe un transfert vers un mode barotrope suivi d’une dissipation irréversible de ces ondes lorsqu’elles s’éloignent des moyennes latitudes. Ce cycle correspond à celui des ondes baroclines présentées dans la section 1.4.3.

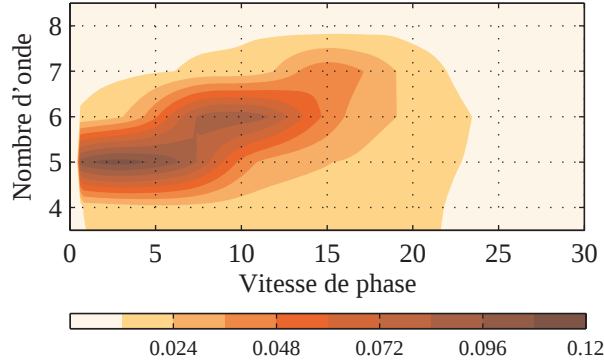


FIGURE 2.9 – Somme entre 25° et 65° du spectre du forçage par les ondes à 240 hPa en fonction du nombre d'onde et de la vitesse de phase de la simulation CTRL

Le flux d'EP de CTRL présente dans l'ensemble les mêmes caractéristiques que celle observées sur Terre. La composante verticale du flux est maximum aux alentours de 45° (figure 2.8), zone de divergence du flux, et correspond à la zone de développement des ondes.

La composante horizontale du flux d'Eliassen-Palm est liée au produit des anomalies du vent méridien et zonal, donc au forçage par les ondes. En altitude la zone située entre 200 et 400 hPa et 40° et 50° correspond à la fois à la diminution de la norme de la composante horizontale du flux d'EP et à l'intensification du forçage par les ondes. La quantité de mouvement amenée des subtropiques sert donc à accélérer le jet et, en moyenne, à le maintenir autour de cette position. Elle est ensuite dirigée vers le sol où la friction la dissipe. Le jet au niveau du sol se situe entre 40° et 45° de latitude, c'est à dire en dessous de la zone de forçage maximale, ce qui concorde avec ce que prévoit l'équation 1.18. Le terme $\mathcal{F}^\phi$ participant au calcul de la divergence du flux d'EP est $\frac{1}{a \cos \phi} \partial_\phi (\cos^2 \phi [u^* v^*])$, terme de forçage par les ondes lié au flux de vorticité $[\zeta^* v^*] \cos \phi$ et l'évolution de l'écoulement $\partial_t [u]$ dans le cas de l'approche linéaire exposée dans la partie 1.4.2.

Les deux composantes du flux d'EP ont des effets différents sur l'écoulement moyen. La composante horizontale agit de manière à extraire la quantité de mouvement des subtropiques et à la déposer, c'est à dire à accélérer l'écoulement, aux moyennes latitudes produisant ainsi un jet d'ouest. La composante verticale quant à elle agit de manière à réduire les vents d'ouest en altitude et transférer du moment vers la surface qui compense la friction au sol et produit près de la surface un courant d'ouest.

2.2.2 Décomposition en nombre d'onde et vitesse de phase

Les grandeurs d'intérêts telles que $u^* v^*$, $u^* v_y^*$, $(v^2)^*$, EKE – eddy kinetic energy – ou $v^* \theta^*$ peuvent être décomposées spectralement en fonction de la fréquence (ou de la vitesse de phase angulaire en ms^{-1}) et du nombre d'onde (ou de la longueur d'onde en km) à chaque latitude (Randel & Held, 1991; Chen & Held, 2007) afin de mieux évaluer l'interaction ondes-écoulement.

A une latitude fixée, une variable étant fonction de la longitude peut être décomposée par une transformée de Fourier en fonction du nombre d'onde. Par exemple à longitude λ et instant t fixés, la vitesse du vent zonal $u(\lambda, t)$ se décompose en

$$u(\lambda, t) = \sum_k \text{Re}[\tilde{U}_k(t) e^{ik\lambda}] \quad (2.3)$$

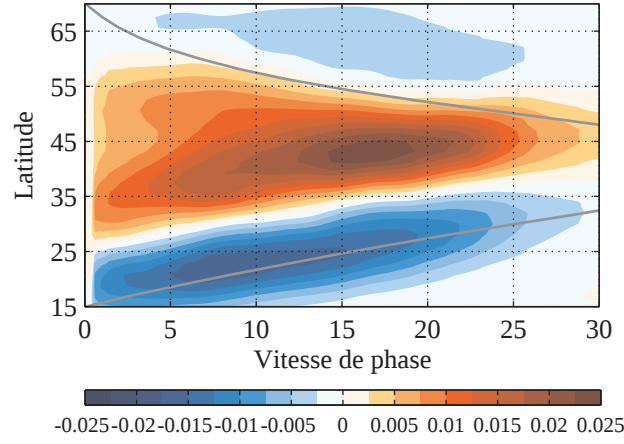


FIGURE 2.10 – Spectre du forçage par les ondes à 240 hPa en fonction de la latitude et de la vitesse de phase de la simulation CTRL. La ligne grise indique le profil de la vitesse du vent zonal à 240 hPa.

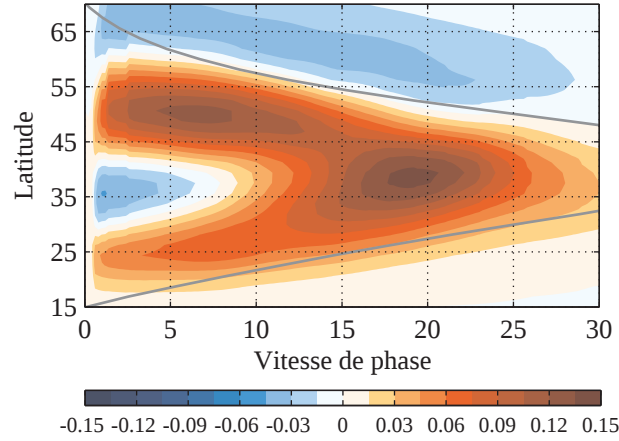


FIGURE 2.11 – Spectre de $v^*\theta^*$ à 850 hPa en fonction de la latitude et de la vitesse de phase de la simulation CTRL.

où les parties réelles et imaginaires de $\tilde{U}_k(t)$ sont respectivement les coefficients des cosinus et des sinus résultant de la décomposition. Ces deux parties, décomposées en nombre d'onde k , sont fonction du temps et de la latitude et peuvent à leur tour être décomposée en fonction du temps.

$$\text{Re}[\tilde{U}_k(t)] = \sum_{\omega} \text{Re}(\tilde{A}_{k,\omega} e^{i\omega t}) \quad (2.4)$$

$$\text{Im}[\tilde{U}_k(t)] = \sum_{\omega} \text{Re}(\tilde{B}_{k,\omega} e^{i\omega t}) \quad (2.5)$$

La décomposition des parties réelles et imaginaires de $\tilde{U}_k(t)$ fait apparaître leur propre partie réelle et imaginaire, $\tilde{A}_{k,\omega}$ et $\tilde{B}_{k,\omega}$, qui sont fonction du nombre d'onde et de la fréquence. La

densité cospectrale de puissance K peut être calculée avec

$$A = \text{Re}[\tilde{A}_{k,\omega}], \quad a = \text{Im}[\tilde{A}_{k,\omega}], \quad B = \text{Re}[\tilde{B}_{k,\omega}], \quad b = \text{Im}[\tilde{B}_{k,\omega}] \quad (2.6)$$

comme

$$K_{k,\pm\omega} = 2 [(A^v \pm b^v) (A^u \mp b^u) + (\pm a^v - B^v) (\mp a^u - B^u)] \quad (2.7)$$

Le spectre exprimé en fonction de la fréquence peut être transformé pour être exprimé en fonction de la vitesse de phase angulaire de manière à ce que la puissance totale soit conservée.

$$K_{k,\pm\omega} \Delta\omega = K_{k,\pm c} \Delta c \quad (2.8)$$

La majorité des ondes entre 25° et 65° ont pour nombre d'onde 5, 6, ou 7 (figure 2.9), les 6 et 7 devenant dominants entre 40° et 65° (non montré). La décomposition du forçage par les ondes à 240 hPa indique que les ondes dont la vitesse de phase angulaire est comprise entre 10 et 20 m s^{-1} sont majoritairement entre 35° et 55° (figure 2.10), ce qui correspond aux ondes de nombre d'onde 6 et 7. Le flux de chaleur (figure 2.11) met en évidence plus clairement les ondes dont le nombre d'onde 5 et les latitudes auxquelles naissent les ondes.

2.2.3 Vitesse de phase et latitude critique

Comme le laisse supposer l'approche linéaire (section 1.4.1) et le flux d'EP, les ondes transportent du moment des basses latitudes vers les moyennes et contribuent à maintenir le jet dans sa position. Ce transport est principalement lié à la propagation méridienne des ondes et donc à la partie haute de la troposphère. Cependant à des hautes altitudes il existe une région critique liée aux changements de vitesse de phase et vitesse d'écoulement et qui implique la latitude critique (équation 1.13). Alors que près de la surface la friction est la principale raison du dépôt de moment venant des subtropiques, dans la haute troposphère c'est le déplacement des ondes qui est lié à son extraction. Lorsque le nombre d'onde méridien devient grand la vitesse de groupe méridienne diminue jusqu'au processus irréversible de déferlement des ondes. La notion de latitude critique est liée à ce phénomène puisque lorsque le nombre d'onde méridien augmente, la vitesse de phase de l'onde augmente jusqu'à atteindre la vitesse du vent zonal.

Il est donc, selon la théorie linéaire (section 1.4.1 et équation 1.4) impossible qu'une onde passe au-delà de la latitude pour laquelle $c = u$. Dans le cadre de l'utilisation d'un GCM cette condition peut être atteinte soit lorsque la vitesse de phase de l'onde évolue soit lorsque c'est celle la vitesse de l'écoulement qui varie.

2.2.4 Déferlement des ondes

Lorsque les ondes s'éloignent de la latitude de leur source, leur nombre d'onde méridional augmente jusqu'à atteindre un point de non-retour dont il est question précédemment. La théorie linéaire prévoit que les ondes se brisent, autrement dit déferlent, lorsqu'elles atteignent leur latitude critique. Cette latitude est une bonne approximation et un outil utile pour la compréhension de l'interaction ondes-écoulement, mais il est également intéressant de savoir où les déferlements ont effectivement lieu. Puisque dans un modèle complet tel que LMDz la théorie linéaire ne s'applique pas exactement, l'approche non linéaire qu'autorise la détection des déferlements complète ces diagnostics.

La méthode de détection des déferlements d'onde est celle décrite dans Rivière (2009) et Rivière *et al.* (2010). À partir des données journalières et des composantes horizontales du vent pour chacun des niveaux du modèle, la vorticité absolue est calculée (contours tous les

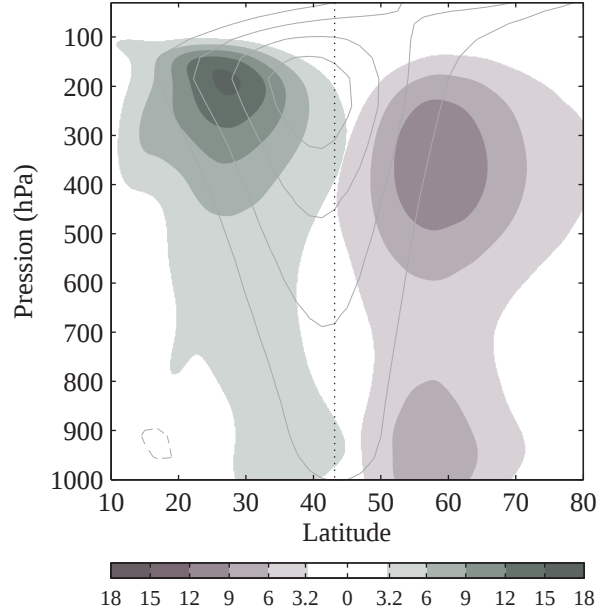


FIGURE 2.12 – Fréquence de déferlement anticyclonique et cyclonique de la simulation CTRL (en vert et violet respectivement)

$2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) permettent de déterminer où se situent les inversions et le sens des gradients de vorticité absolue, et donc où les déferlements anticycloniques – AWB – et cycloniques – CWB – ont lieu (section 1.4.2). Le nombre de déferlements divisé par le nombre de jours de la simulation permet ainsi de définir et de calculer la fréquence de déferlement.

Dans le cas de la simulation CTRL, il s'avère que dans la haute troposphère la fréquence de CWB est inférieure à celle des AWB et qu'il y a plus de CWB que de AWB près de la surface (figure 2.12). Ceci est cohérent avec l'importance du transport de moment par les ondes dans la partie supérieure de la troposphère et le cycle de vie des ondes baroclines proposé par Thorncroft *et al.* (1993).

Le comportement des ondes dans le cas de la simulation CTRL est proche du schéma précédent (figure 1.6) mais indique une symétrie dans le comportement des ondes du côté polaire et du côté équatorial, symétrie qui n'existe pas dans le cas de la simulation CTRL. Du côté polaire du jet la convergence de flux de moment – *momentum flux convergence* (MFC) – est négative, le produit du nombre d'onde méridien et zonal kl et la vitesse de groupe méridienne c_g sont positifs. Les isolignes de vorticité absolue sont orientées du nord-ouest au sud-est et indiquent des CWB. Aux alentours de la latitude de vitesse de vent maximale les ondes ne se dissipent pas et se propagent vers le côté équatorial du jet. C'est de ce côté que la MFC est positive et est plus forte que du côté polaire, les variations de forçage par les ondes sont plus fortes (figure 2.10), kl et c_g sont négatifs, les iso lignes de vorticité absolue sont orientées nord-est au sud-ouest et les déferlements majoritairement anticycloniques.

Réponse des ondes à une modification de l'écoulement

Sommaire

3.1	Le guidage	31
3.1.1	La méthode de guidage	32
3.1.2	Guidage vers la climatologie, validation de la méthode	32
3.2	Huit simulations guidées	34
3.3	PC1 : Oscillation du jet autour de sa position moyenne	36
3.3.1	Flux et rétroaction	36
3.3.2	Spectres	37
3.3.3	Fréquence de déferlement	42
3.3.4	Conclusions	43
3.4	Partie haute et basse de la troposphère	43
3.5	Simulations transitoires	47
3.6	PC2 : Accélération et ralentissement du jet	52

Le chapitre précédent a montré la capacité du modèle en configuration aquaplanète à simuler une atmosphère faisant apparaître les diverses composantes nécessaires à l'étude de l'interaction ondes-écoulement. Malgré la géométrie idéalisée utilisée, l'état moyen proche de celle de l'été austral terrestre, les structures spatiales associées au deux premiers mode de variabilité, et l'interaction entre les ondes d'échelle synoptique et variabilité basse fréquence sont présents. Les ondes ont des caractéristiques communes à celles observées sur Terre et mises en jeu dans la rétroaction ondes-écoulement moyen. Cette interaction est mutuelle, l'écoulement organise les ondes, et les ondes forcent l'écoulement. Dans ce chapitre un outil de "guidage" permet d'arrêter le forçage par les ondes et d'étudier quelle est la rétroaction des ondes lorsque l'écoulement est modifié.

3.1 Le guidage

Afin de comprendre la réponse des ondes à une modification de l'écoulement zonal, un ensemble de simulations est guidé vers différents états, correspondant à des variations de vents zonaux et méridiens construits à partir des composites de l'EOF1 et de l'EOF2 décrits dans la partie 2.1.2 (figure 2.4). Dans cette étude, l'effet du guidage se fait uniquement sur la moyenne zonale des variables guidées, i.e. les vents zonaux et méridiens. En chacun des points de la grille du modèle les variables ne sont pas guidées vers une valeur définie, mais modifiées afin que la moyenne zonale soit identique à celle du guidage, autrement dit c'est la moyenne zonale qui est guidée. Ce procédé de guidage permet de modifier l'écoulement sans entraver le développement et la propagation des ondes.

3.1.1 La méthode de guidage

L'outil de guidage de LMDz permet d'imposer l'évolution d'une ou de plusieurs variables : le vent zonal, le vent méridien, la température, la température potentielle, l'humidité, l'humidité relative et la pression de surface. L'équation typique de ce type de guidage est de la forme :

$$d_t X = \frac{1}{\tau} (X - X_g) \quad (3.1)$$

où X est la variable, à 3 ou 4 dimensions, obtenue en sortie du modèle, X_g est la variable vers laquelle X est guidé, et τ la constante de temps qui impose l'intensité du rappel de X vers X_g . La formulation de l'équation 3.1 est semblable à une équation caractéristique de phénomène de relaxation et peut être considérée comme telle.

Lorsqu'on cherche à guider la moyenne zonale l'équation du guidage s'exprime comme :

$$d_t[u] = \frac{1}{\tau} [u - u_g] \quad (3.2)$$

où u est le vent zonal, $[u]$ la moyenne zonale de u et u_g le vent zonal vers lequel est guidé u . La même équation s'applique pour le vent méridien lorsque celui-ci est guidé.

Il est important de noter que le fait de guider de la moyenne zonale des vents zonaux et méridien n'affecte pas directement les ondes mais seulement les vents et donc la position du jet. Le transport de moment et le flux de chaleur dont ces ondes sont responsables ne sont donc pas dus au guidage mais bien à la modification de l'écoulement.

Par la suite les différentes simulations sont guidées en imposant à la fois les vents zonaux et méridiens. La comparaison entre simulations pour lesquelles les deux composantes du vent sont guidées et celles où seul le vent zonal l'est, indique que guider le vent méridien est nécessaire lorsque le guidage tend vers un état très différent de celui de la simulation CTRL. Lorsque ce dernier n'est pas guidé et que le vent zonal utilisé diffère grandement de celui de CTRL la circulation méridienne tend à compenser le guidage de l'écoulement zonal en modifiant la température et par conséquent le flux de chaleur.

3.1.2 Guidage vers la climatologie, validation de la méthode

Pour valider la méthode de guidage et définir le temps de relaxation une première simulation est guidée vers la climatologie des vents horizontaux de CTRL. Cette simulation, nommée par la suite CLIM, couvre une durée de 10 années. Avec le temps de relaxation défini à 2 heures, les vents zonaux et méridiens sont identiques à ceux de la simulation de contrôle (deux premières colonnes de la première ligne du tableau 3.1. La distance entre les moyennes zonales de la climatologie de la température de ces deux simulations reste faible. Il en va de même pour l'énergie cinétique des ondes (EKE) dont la valeur relativement forte reste faible en comparaison aux autres simulations guidées.

Contrairement aux simulations non guidées vers la climatologie, il est apparu que dans le cas de CLIM, ne pas guider le vent méridien ou bien guider la température en plus des deux composantes du vent, n'implique pas de grande différence entre CTRL et CLIM. Lorsque le guidage se fait vers un état différent de CLIM, l'ajustement du champ de température implique une différence de moins de 2° aux moyennes latitudes dans la troposphère libre par rapport à CTRL ou CLIM, valeur proche de celle obtenue en déterminant les composites de températures associées aux différentes phases de la variabilité.

L'activité des ondes de CLIM est évaluée par le flux d'EP (figure 3.1), les fréquences de déferlement (figure 3.5) et les décompositions spectrales (figures 3.2, 3.3 et 3.4). Il apparaît que

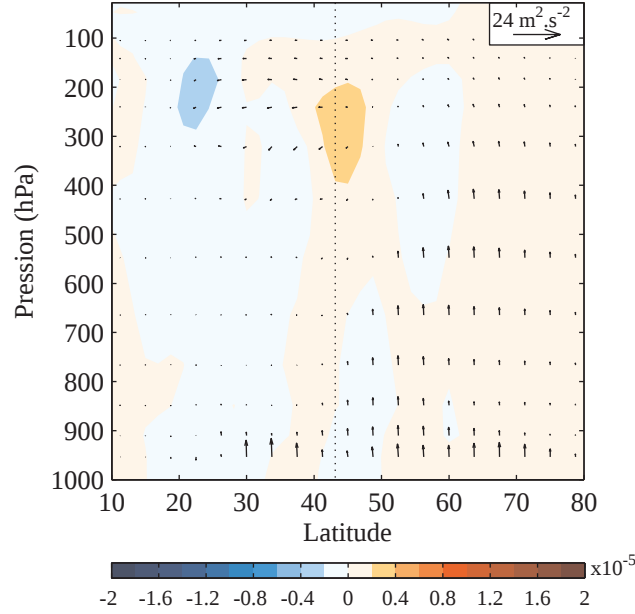
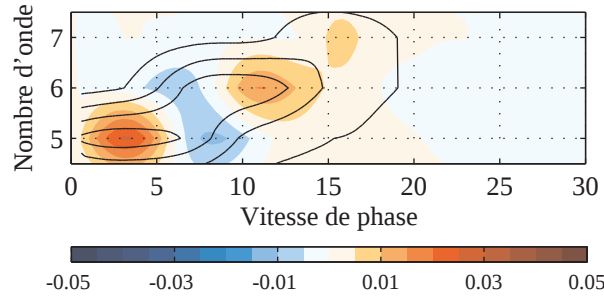


FIGURE 3.1 – Différence de CLIM et CTRL, flux d'EP (flèches), MFC (couleur)

FIGURE 3.2 – Différence du spectre de forçage par les ondes entre 25° et 65° à 240 hPa de CLIM et CTRL (couleur) et spectre de CLIM (contours tous les 0.012).

ces diagnostics d'ondes implique de faibles différences avec CTRL lorsqu'elles sont comparées aux simulations guidées vers divers états. La variation de masse est dans ce cas, comme dans tous les autres, extrêmement faible.

Le choix du temps de relaxation pour toutes les simulations guidées a été établi à 2 heures, permettant aux vents zonaux et méridiens de rester toujours proche de la situation vers laquelle ils sont guidés. Dans le cadre de l'étude préliminaire quant à la faisabilité de la méthode et de l'approche adoptée, il a été montré que dans le cas d'une résolution horizontale est deux fois plus faible ($48 \times 48 \times 19$) le guidage avec un temps de rappel de 6 heures donne des résultats semblables, que le modèle soit guidé vers sa climatologie ou vers d'autres états. Un autre groupe de simulations pour lequel le temps de rappel a été fixé à 30 minutes a montré le même type de comportement. Un guidage faible, utilisant une constante de temps de 4 jours, montre de faible différence quant à la structure des vents lorsque les simulations sont longues, mais autorise une plus large marge de manœuvre dans la variabilité de ces vents, et donc des ondes. Dans ce dernier cas il s'avère qu'en moyenne zonale l'écoulement de la simulation guidée n'est pas

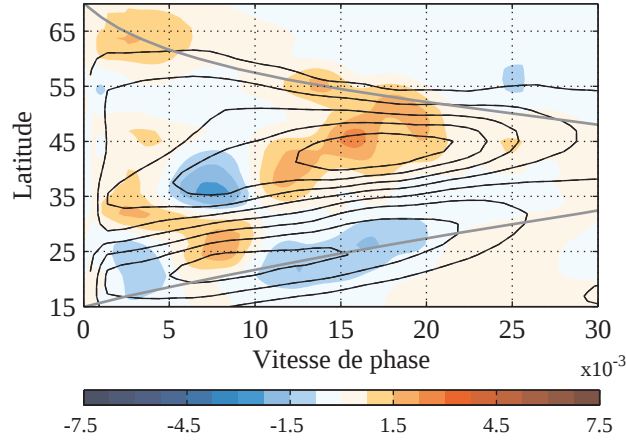


FIGURE 3.3 – Différence du spectre de forçage par les ondes à 240 hPa de CLIM et CTRL (couleur), spectre de CLIM (contours tous les 0.025) et moyenne zonale du vent zonal de CLIM (gris).

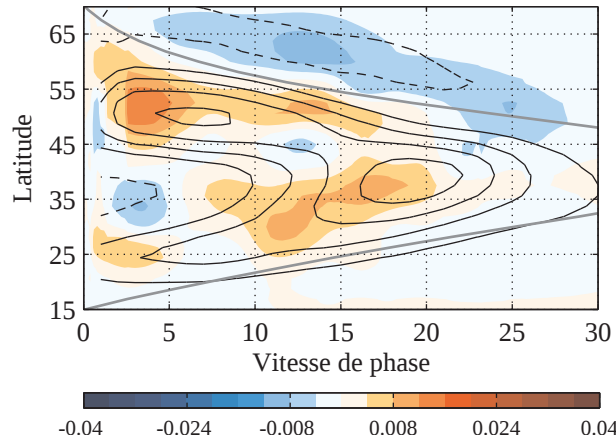


FIGURE 3.4 – Différence du spectre de $v^*\theta^*$ à 850 hPa de CLIM et CTRL (couleur), spectre de CLIM (contours tous les 0.015) et moyenne zonale du vent zonal de CLIM (gris).

exactement celui du guidage, il est donc nécessaire d'utiliser un temps de rappel plus court, ce qui explique le choix de τ à 2 heures.

Il est à noter que l'augmentation de la résolution, c'est à dire celle qui est utilisée dans cette étude, a permis de détecter et de corriger une anomalie de $(u^*v^*)_y$ apparaissant entre CLIM et CTRL. Cette anomalie était un dipôle situé entre 15° et 35° et 100 et 300 hPa. Cette correction fait disparaître le dipôle de forçage par les ondes mais fait apparaître une anomalie positive de $(u^*v^*)_y$ à 45° dans la troposphère libre (figures 3.1 et 3.3). Cette anomalie est néanmoins deux fois moins importante en termes d'amplitude que celle du dipôle apparaissant précédemment.

3.2 Huit simulations guidées

Puisque la simulation CTRL possède les caractéristiques nécessaires à l'étude de l'interaction ondes-écoulement moyen et que le guidage permet de modifier l'écoulement sans modifier les

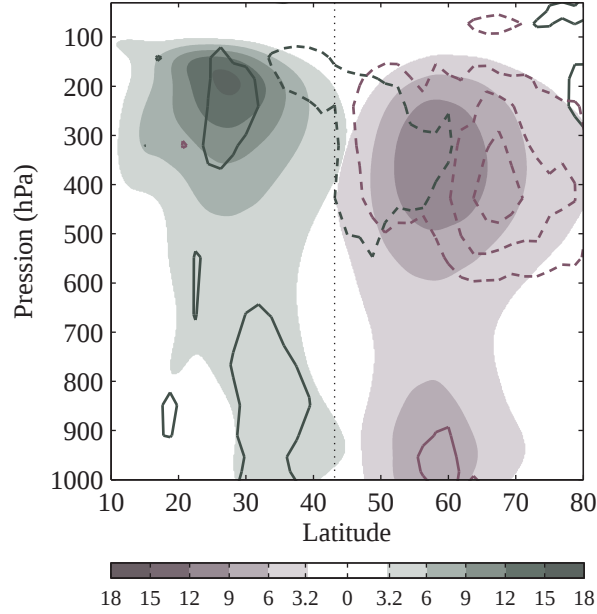


FIGURE 3.5 – Différence d’occurrence de AWB et CWB entre CLIM et CTRL (contours vert et violet, tous les 0.25%) et occurrence de AWB et CWB de CLIM (contours verts et violets, tous les 3%).

	u	v	T	EKE
CLIM	0.07	0.09	0.16	3.4
$PC1^\pm$	16.10	0.76	0.21	81.1
$PC2^\pm$	15.26	0.74	0.23	83.0

TABLE 3.1 – RMS des vents zonaux et méridien, de la température et de l’EKE entre CTRL et les simulations guidées entre 10° et 80° et sous 100 hPa. $PC1^\pm$ et $PC2^\pm$ correspondent à $(PC1^+ - PC1^-)/2$ et $(PC2^+ - PC2^-)/2$ respectivement (voir section 3.2 pour les définitions de $PC1^+$, $PC1^-$, $PC2^+$ et $PC2^-$).

ondes, il est alors possible de modifier l’écoulement afin d’observer la réponse des ondes via les différents diagnostics présentés dans le chapitre précédent. Afin de comprendre comment les ondes réagissent à une modification du vent définie par le guidage, huit simulations guidées sont mises en place. La quasi-totalité des conditions sont les mêmes que celle de CTRL, les seules différences entre ces simulations proviennent des vents zonaux et / ou méridiens. Le procédé décrit précédemment (section 3.1) est utilisé avec un temps de relaxation identique à CLIM, c’est à dire $\tau = -1/\alpha$ égale à 2 heures.

Le premier groupe de deux simulations est guidé vers les phases positives et négatives du mode de variabilité principale, en utilisant des vents zonaux et méridiens construits à partir des mois positifs et négatifs définis par la PC de l’EOF1, c’est à dire les mois dont la valeur de PC est supérieure et inférieure à un écart-type de la PC. Elles sont nommées $PC1^+$ et $PC1^-$.

Le deuxième groupe de quatre simulations utilise le vent méridien de CTRL moyenné zonalement et temporellement alors que le vent zonal diffère. Il est le résultat de la combinaison de celui de CTRL et des deux phases de l’EOF1.

La première simulation utilise le vent zonal de la phase positive dans la partie supérieure de

la troposphère, c'est à dire au-dessus du neuvième niveau – environ 427 hPa – et la moyenne de CTRL en dessous du quatrième niveau – environ 910 hPa – et une transition d'un état vers l'autre entre ces deux niveaux. La seconde simulation est semblable à la précédente, sauf que dans ce cas c'est la partie haute qui est guidée vers la moyenne de CTRL et la partie inférieure vers la phase positive, avec toujours une transition combinant les deux états entre ces deux niveaux. Ces deux simulations sont nommées $PC1_{up}^+$ et $PC1_{down}^+$. Les deux autres simulations de ce groupe sont semblables aux deux précédentes mais tendent vers la phase négative, elles sont nommées $PC1_{up}^-$ et $PC1_{down}^-$.

Les deux dernières simulations sont guidées avec les vents horizontaux correspondant aux composites associées à l'EOF2 et sont donc des phases d'affaiblissement et renforcement du jet (figure 2.4 b). Elles sont respectivement nommées $PC2^+$ et $PC2^-$.

Les différences principales entre CTRL et les simulations guidées, estimées par les méthodes des moindres carré (tableau 3.1), sont généralement dues au vent zonal et non au vent méridien. Le comportement des ondes est évalué par l'EKE. La RMS de l'EKE indique les différences de réponses des ondes entre les simulations. L'effet prépondérant du vent zonal est confirmé par des simulations pour lequel seul le vent zonal de $PC1^+$ ou $PC1^-$ est guidé (non montré). Malgré le fait que ces simulations indiquent que la réponse globale des ondes est la même il s'avère que guider le vent méridien est nécessaire afin de maintenir un flux de chaleur consistant.

Le premier effet du guidage est de changer l'état moyen, autrement dit dans ce cas à géométrie idéalisée, l'écoulement de l'atmosphère à toutes les longitudes. Puisque les ondes sont libres de répondre, elles peuvent maintenir, ou pas, cet état, autrement dit avoir une rétroaction positive ou négative.

3.3 PC1 : Oscillation du jet autour de sa position moyenne

Le premier mode de variabilité correspond à une oscillation du jet autour de sa position moyenne (figure 2.4 a). Par analogie à la variabilité observée sur Terre – SAM ou NAO – lorsque le vent se déplace vers le pôle, la situation est qualifiée de phase positive, et de phase négative lorsque le jet est déplacé vers l'équateur. La composante principale associée à l'EOF1, la PC1, qui a permis de construire le vent zonal de ces deux phases permet de construire également les vents méridiens associés à ces phases.

3.3.1 Flux et rétroaction

La figure 3.6 indique l'état vers lequel l'atmosphère est guidée et comment les ondes répondent. Que ce soit pour $PC1^+$ ou $PC1^-$ les ondes retirent du moment du lieu où le vent zonal est ralenti et en déposent là où le vent zonal est accéléré. Ce comportement correspond à une rétroaction positive.

Le jet est généré à des latitudes où il existe une source d'ondes baroclines, comme un fort cisaillement vertical ou un flux de chaleur important, les ondes puisent leur énergie dans l'énergie potentielle dont un proxy est la température potentielle. Bien qu'il soit clair dans CTRL que la maximum de flux de chaleur indique que la propagation des ondes trouve sa source dans la partie inférieure et se propagent vers la supérieure de l'atmosphère (ligne pointillée sur la figure 2.8), la différence de la composante verticale du flux d'EP entre $PC1^+$ ou $PC1^-$ avec CLIM n'explique pas le changement de comportement des ondes dans la partie supérieure de la troposphère. Ces différences montrent un changement dans les sources et les puits d'onde. Toutefois, les changements dans les niveaux les plus bas ne semblent pas affecter les niveaux

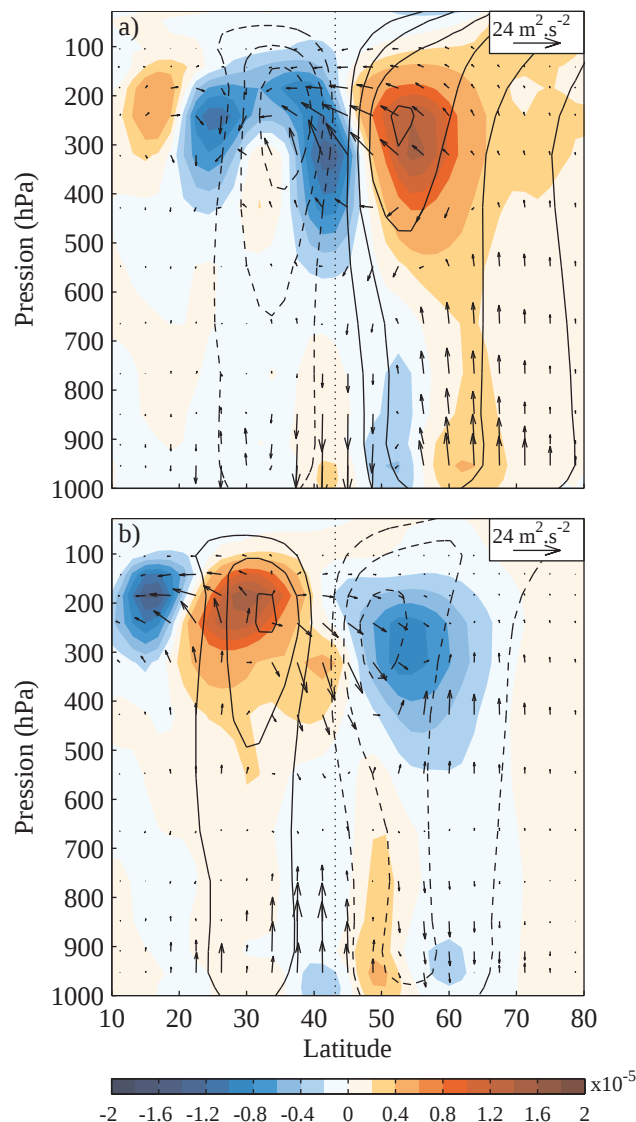


FIGURE 3.6 – Différence de a) $PC1^+$ et b) $PC1^-$ avec CLIM, flux d'EP (flèches), MFC (couleur) et moyenne zonale du vent zonal (contours continus et tiretés, intervalle de 2 m s^{-1} , zéro omis).

supérieurs puisque les différences sont presque nulles aux alentours de 600 hPa.

Cette faible différence indique que la modification de l'écoulement moyen change légèrement la localisation du maximum de source d'onde mais n'en change pas la phase de croissance. Les changements les plus importants ont lieu dans la partie supérieure de la troposphère.

3.3.2 Spectres

Pour évaluer la modification du comportement des ondes dans la troposphère supérieure le forçage des ondes est décomposé en fonction du nombre d'onde zonal et de la vitesse de phase zonale (section 2.2.2). Le forçage par les ondes de CTRL indique que quelle que soit la vitesse de phase les ondes se situant entre 35° et 55° aident à maintenir le jet en position (figure 3.7). Du coté équatorial la MFC est minimum lorsque $c = [u]$ quel que soit la latitude, ce qui confirme

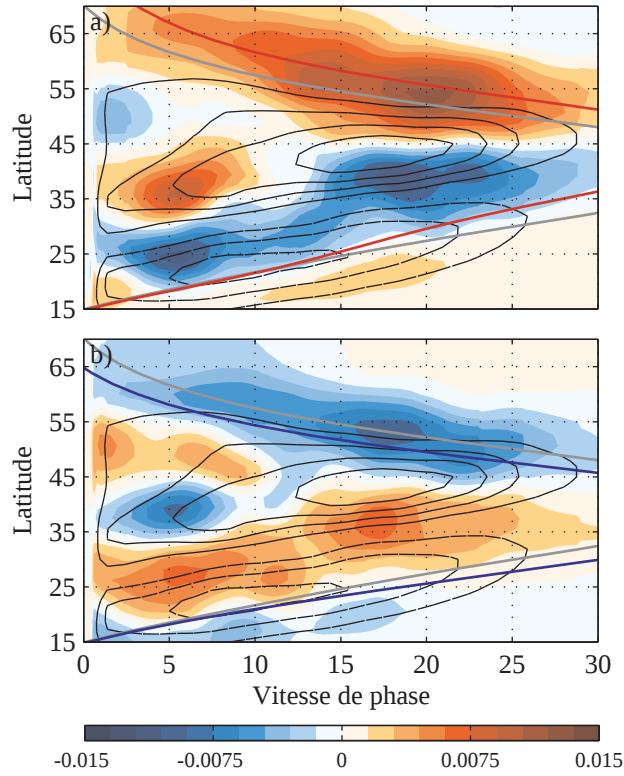


FIGURE 3.7 – Différence du spectre de forçage par les ondes à 240 hPa de a) $PC1^+$ et b) $PC1^-$ avec CLIM (couleur), spectre de CLIM (contour noir continu et tireté, pour positif et négatif, zéro omis) et moyenne zonale du vent zonal de CLIM (noir), $PC1^+$ (rouge) and $PC1^-$ (bleu).

l'approche linéaire servant à déterminer la latitude critique et sa viabilité à expliquer pourquoi les ondes ne se propagent pas à de plus basses latitudes.

Les différences des spectres de MFC à 240 hPa entre $PC1^+$ et $PC1^-$ avec CLIM montrent que la majorité des ondes qui contribuent à la rétroaction positive ont une vitesse de phase supérieure à 10 m s^{-1} . Dans le cas de $PC1^+$, le dipôle de MFC augmentant au nord et diminuant au sud, correspond à un renforcement du flux de moment à travers le jet. Dans le cas de $PC1^-$ la différence de flux de moment n'indique pas une inversion du flux mais diminution de son intensité et implique une accélération du côté équatorial et une décélération du côté polaire.

Les spectres représentant la vitesse de phase en fonction du nombre d'onde entre 25° et 65° (figure 3.8) indiquent que ce sont les ondes de nombre d'onde 5, 6 et 7 qui sont principalement responsables du transport de moment dans le cas de CTRL. Le guidage implique une augmentation de la vitesse de phase d'environ 5 m s^{-1} pour chacun de ces nombres d'onde dans le cas $PC1^+$, et une diminution dans le cas de $PC1^-$.

Le dipôle entre 25° et 40° à 5 m s^{-1} est associé au nombre d'onde 5. Dans le cas de $PC1^+$ le pic est suffisamment fort pour expliquer la structure de MFC observée aux alentours de 30° et 300 hPa (figure 3.6 a). Le cas de $PC1^-$ n'est pas le simple opposé de $PC1^+$ et en lieu et place du pic, la diminution n'est pas assez forte pour changer la structure de MFC. L'augmentation de la vitesse de phase des ondes de nombre d'onde 5 est associée à celle de la génération d'onde entre 25° et 35° au nord dans le cas $PC1^+$, et une diminution dans le cas de $PC1^-$. Ces comportements apparaissent dans le spectre de flux de chaleur à 850 hPa (figure 3.9) et dans la décomposition en nombre d'onde du forçage par les ondes (figures 3.10 e et 3.11 e).

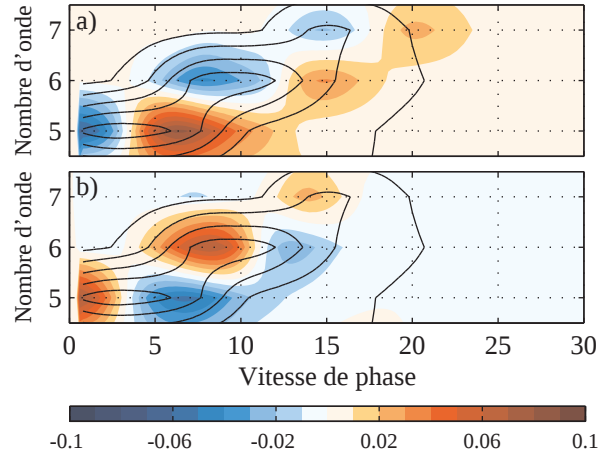


FIGURE 3.8 – Différence du spectre de forçage par les ondes entre 25° et 65° à 240 hPa de a) PC1⁺ et b) PC1⁻ avec CLIM (couleur) et spectre de CLIM (contours noirs).

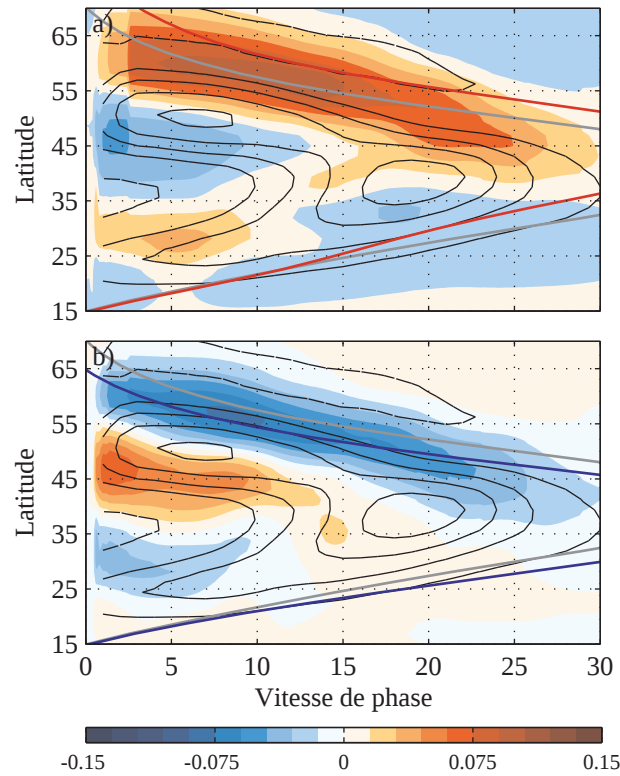


FIGURE 3.9 – Différence du spectre du flux de chaleur à 850 hPa de a) PC1⁺ et b) PC1⁻ avec CLIM (couleur) et spectre de CLIM (contour noir continu et tireté, pour positif et négatif, zéro omis) et moyenne zonale du vent zonal de CLIM (noir), PC1⁺ (rouge) and PC1⁻ (bleu).

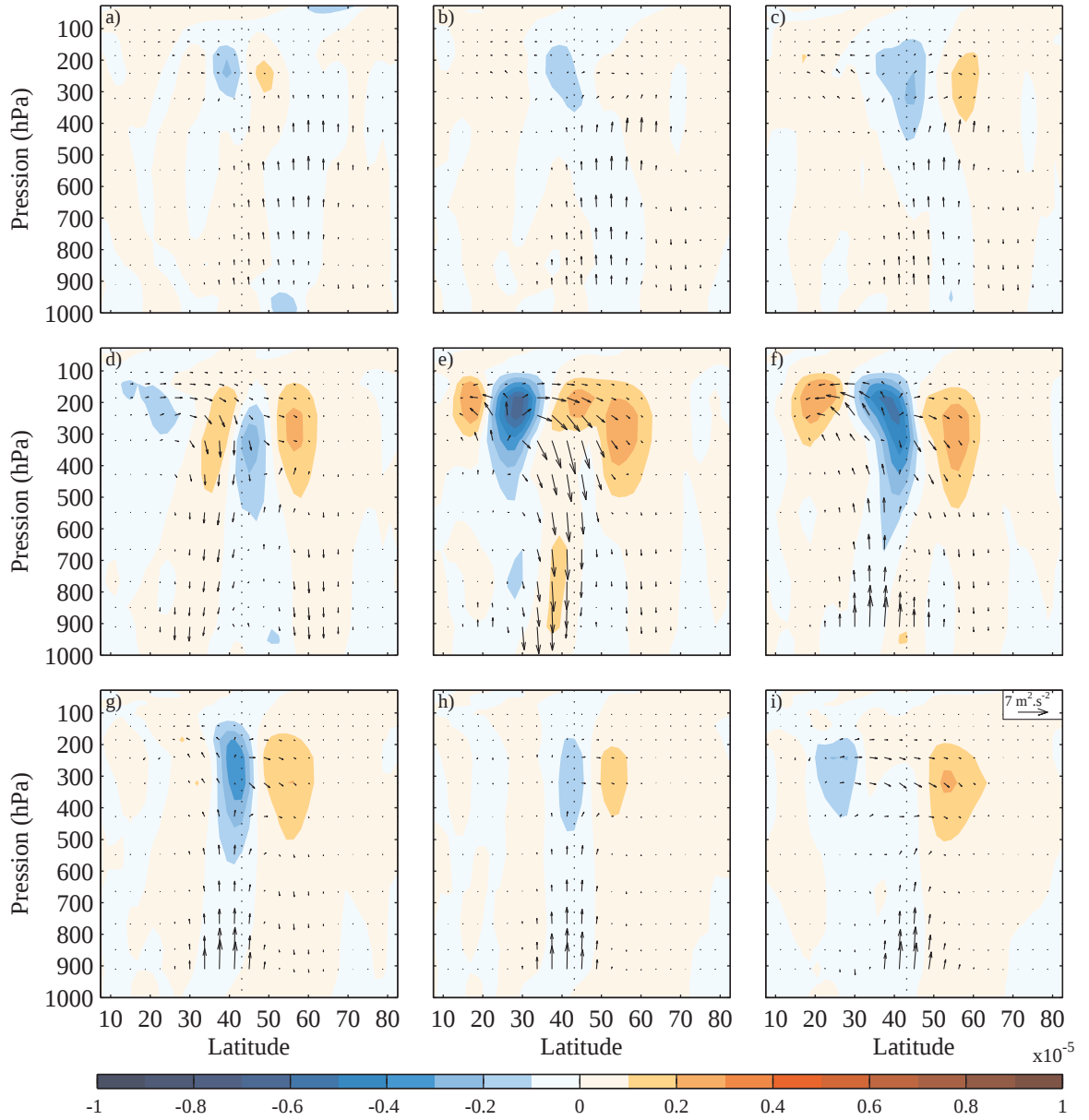
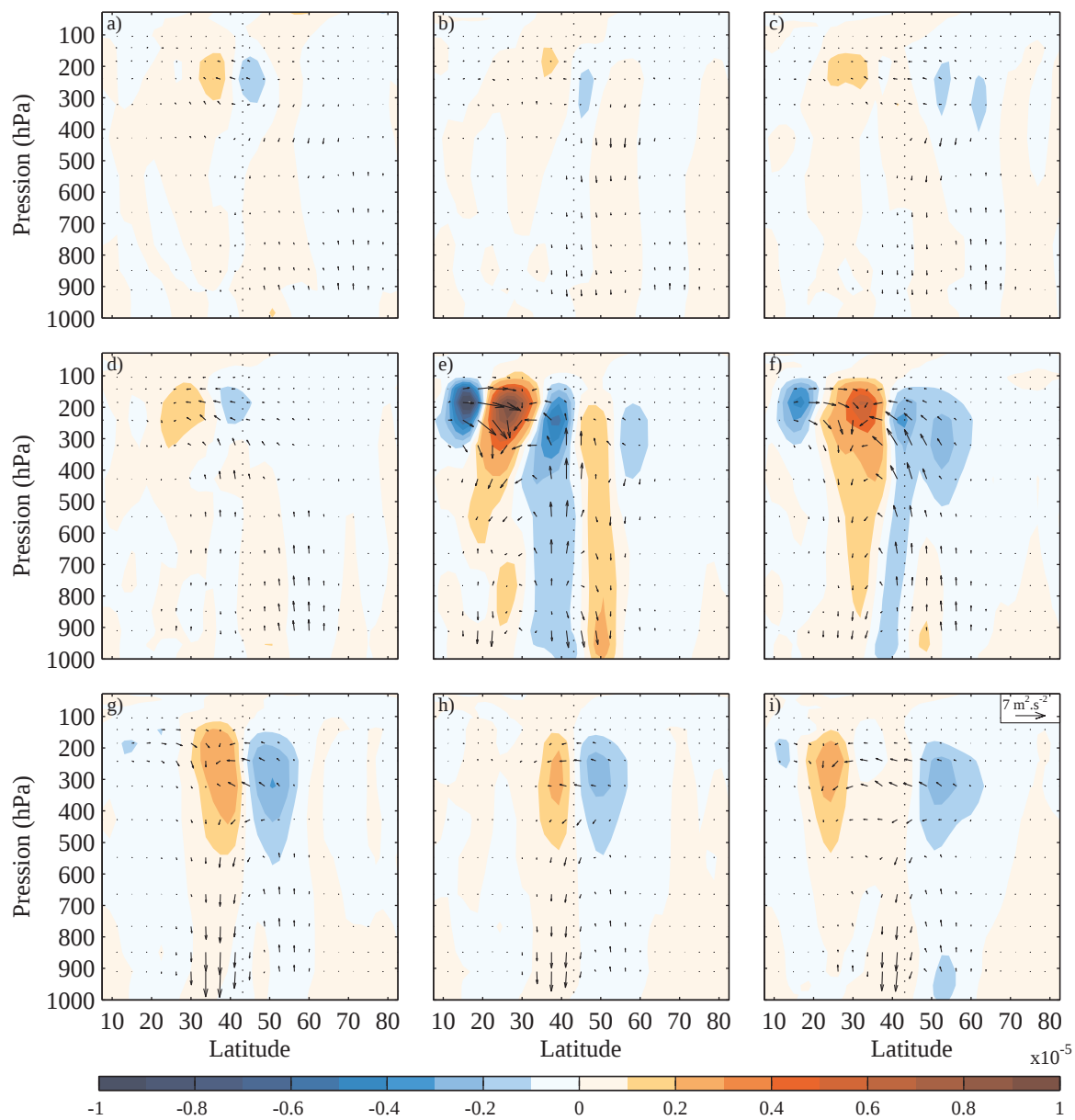


FIGURE 3.10 – a) à i) Différence par contribution de nombre d'onde de PC1^+ avec CLIM, flux d'EP (flèches), MFC (couleur) allant de 1 à 8 et la somme des nombres d'onde supérieurs.

La majeure partie de la variation de MFC en réponse au guidage implique les ondes de nombre d'onde 6 et 7, en particulier entre 35° et 60° nord (figures 3.10 f,g et 3.11 f,g). Autour de 45° les ondes de nombre d'onde 7 et vitesse de phase entre 15 et 25 m s^{-1} sont les principales contributrices de la variation de MFC (figure 3.7). À 240 hPa ces ondes ne sont pas perturbées par leur vitesse de phase car elles restent inférieures à celle du vent. Les ondes de nombre d'onde 6 dont la vitesse de phase est comprise entre 7 et 12 m s^{-1} sont situées quelques degrés autour de la latitude du maximum de vent zonal, et contribuent partiellement à la rétroaction positive.

Les vitesses des vents zonaux de ces simulations permettent de remarquer que les ondes de nombre d'onde 6 les plus rapides et celle de nombre d'onde 7 les plus lentes sont influencées par

FIGURE 3.11 – Identique à la figure 3.10 pour la différence de PC1⁻ avec CLIM.

la latitude critique puisque leur vitesse de phase varie. Lorsque le jet est déplacé vers le pôle, les ondes rencontrent leur latitude critique à une latitude plus haute du côté équatorial du jet. Ainsi, l'activité des ondes, i.e. la propagation des ondes, est en conséquence bloquée.

Du côté polaire les vitesses de vent zonal supérieures permettent l'existence d'onde et de rétroaction positive associée. De la même manière, lorsque le jet est déplacé vers l'équateur, la latitude critique est située à une latitude plus basse et la diminution de la vitesse du vent sur le flanc nord du jet, ces deux éléments permettent la propagation et la convergence de flux de moment du côté équatorial, indiquant à nouveau une rétroaction positive.

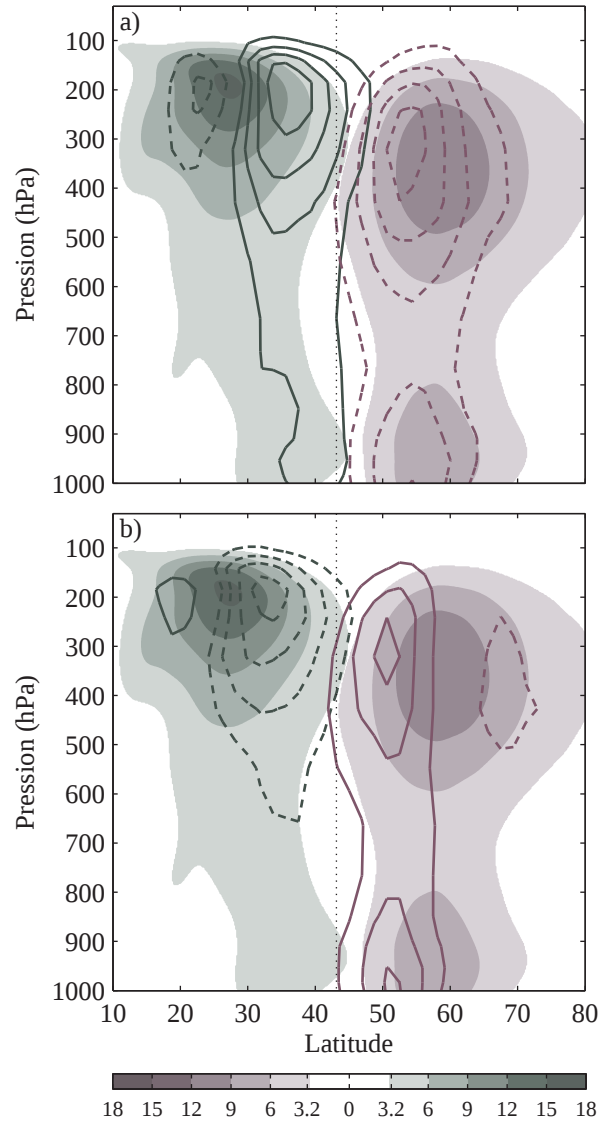


FIGURE 3.12 – Différence d'occurrence de AWB et CWB de a) PC1⁺ et b) PC1⁻ avec CLIM(contours vert et violet, intervalle tous les 1%, continu positif, tireté négatif) et occurrence de AWB and CWB de CLIM(contours verts et violets, intervalle tous les 3%).

3.3.3 Fréquence de déferlement

Pour confirmer la rétroaction positive associée au déplacement du jet autour de sa position moyenne, les différences de fréquence de déferlement entre PC1⁺ et PC1⁻ avec CLIM permettent d'estimer l'intensité des changements du comportement des ondes (figure 3.12).

Que ce soit dans le cas de la simulation PC1⁺ ou PC1⁻, le dipôle d'AWB du côté équatorial du jet met en évidence l'effet de la latitude critique. Dans le cas PC1⁺ l'activité des ondes est arrêtée à plus haute latitude, latitude à laquelle la fréquence d'AWB augmente. Du côté polaire du jet, CWB diminue ce qui indique que les ondes déferlent à des latitudes plus élevées ce qui est associé à une augmentation de la vitesse du vent.

Dans le cas PC1⁻, sur le flanc équatorial du jet le dipôle d'AWB indique que la diminution

de la vitesse de phase permet aux ondes de se propager plus loin avant d'atteindre la latitude critique et de déferler, la MFC associée est alors une accélération de ce côté de jet.

En revanche du côté polaire le dipôle de CWB confirme l'effet du guidage sur la latitude critique, provoquant des CWB à plus basse latitude associé à l'extraction de moment et la décélération du vent zonal.

3.3.4 Conclusions

Comparer les MFC et les déferlements permet de confirmer qu'à la latitude où la fréquence de déferlement diminue, la MFC augmente et que les ondes contribuent à accélérer le vent zonal. Une augmentation de l'occurrence de déferlement implique une diminution de la MFC et de la vitesse zonale du vent. Dans ces deux cas, la modification de la vitesse de phase et de la latitude critique semble changer le comportement des ondes et confirme la rétroaction positive des ondes sur l'écoulement.

Ces simulations guidées vers la phase positive ou négative montrent que le flux de chaleur n'est visiblement pas différent de celui de la simulation de contrôle dans la troposphère moyenne. Il semble que la rétroaction positive s'explique pas uniquement par une variation des sources d'onde, mais plutôt une modification de leur comportement dans la partie supérieure de la troposphère, hypothèse testée dans la section suivante.

Il y a donc une rétroaction positive sur le mode annulaire, qui se traduit par une modification du comportement des ondes, visible dans leurs propagations et leurs déferlements.

3.4 Partie haute et basse de la troposphère

Hartmann & Lo (1998), en utilisant la transformation eulérienne moyenne – *Eulerian transformation mean* (ETM) – sur l'équilibre du moment zonal, ont montré l'effet du flux de moment et du flux de chaleur par les ondes, qu'ils appellèrent respectivement effet de forçage barotrope et barocline. Ils montrèrent l'importance qu'a la composante barotrope dans la partie haute de la troposphère, tandis que la composante barocline permet une accélération d'ouest près de la surface et d'est près de la tropopause. La somme des deux effets, équivalent à la divergence du flux d'EP, est une structure dipolaire dans la partie supérieure de la troposphère, liée à l'effet barotrope et compensée par la circulation résiduelle.

Dans le cas des simulations $PC1^+$ et $PC1^-$, la modification du comportement des ondes dans la partie supérieure de la troposphère – partie semblable à l'effet de forçage barotrope – est plus importante que celle de la partie inférieure. En effet les ondes de nombre d'onde 5 apparaissant être liées au flux de chaleur – effet de forçage barocline – et affecter le côté équatorial du jet et non pas la latitude du jet. Guider le vent avec des anomalies correspondant aux phases positives et négatives, soit dans la partie supérieure soit dans la partie inférieure de la troposphère permet de vérifier le rôle de ces composantes.

La simulation $PC1^+_{up}$ (figure 3.13 a) montre la même structure de MFC que celle de $PC1^+$. La différence entre ces simulations vient du vent guidant qui a une structure plus barocline dans le cas de $PC1^+_{up}$. Les sources d'ondes près de la surface ainsi que leur propagation verticale sont plus intenses. Cependant la MFC du côté polaire du jet est quasiment identique à la fois en structure et en amplitude. Du côté équatorial du jet, une grande partie des ondes est arrêtée aux alentours de 25° et une plus petite partie autour de 45° . La rétroaction est toujours positive. La variation de MFC ne semble pas plus intense ni sur le flanc polaire du jet ni du côté équatorial de ce dernier. La zone où l'anomalie négative de MFC est plus forte est associée à une extraction

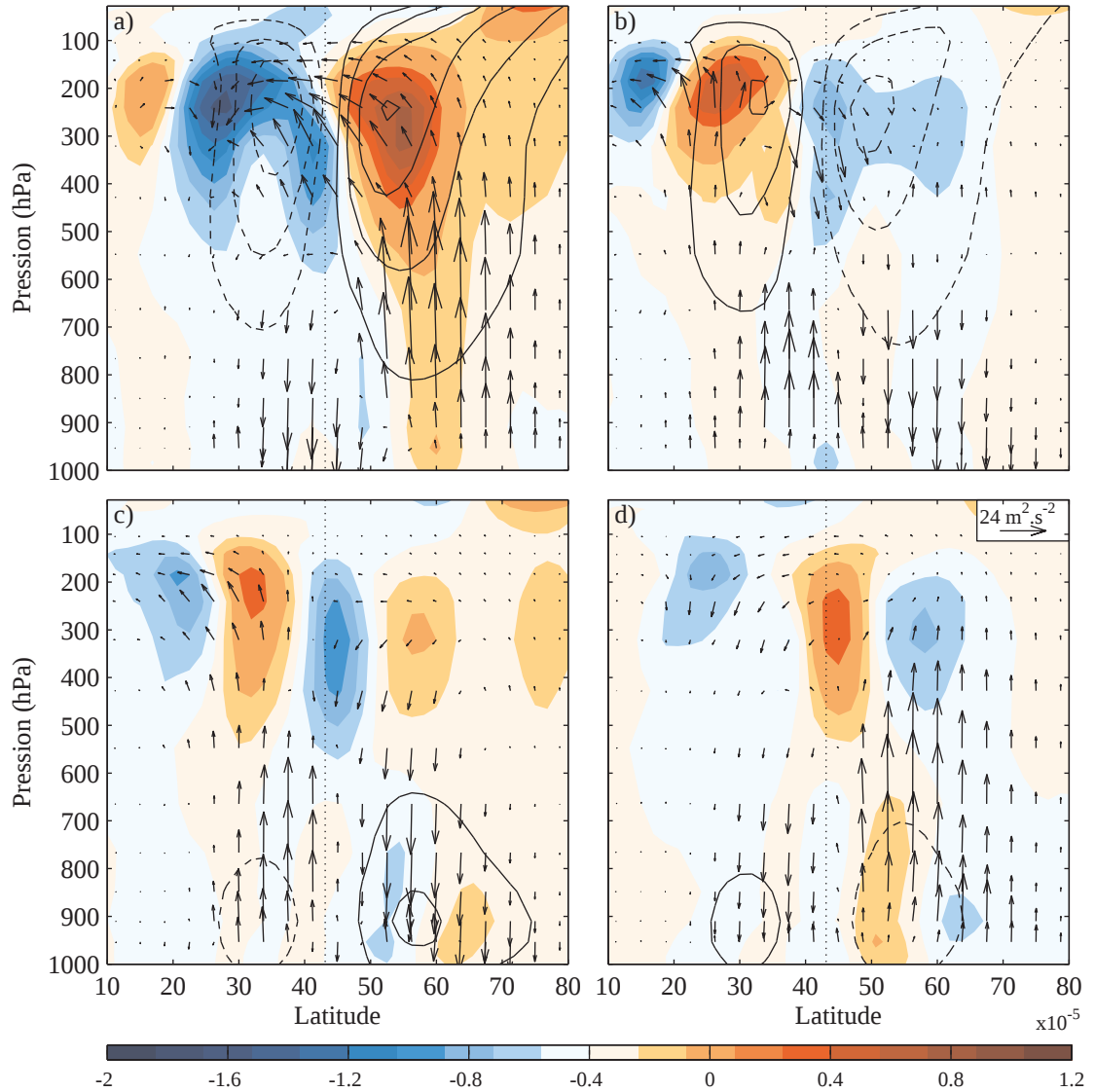


FIGURE 3.13 – Identique à la figure 3.6) pour les différence de a) $PC1_{up}^+$, b) $PC1_{up}^-$, c) $PC1_{down}^+$, d) $PC1_{down}^-$ avec CLIM.

plus intense de moment, mais pas à un forçage par les ondes plus fort, l'excès contribuant à accélérer le vent zonal à basse altitude du côté polaire, variation qui permettrait de revenir à un état plus barotrope si le vent n'était pas guidé. La décomposition du flux d'EP montre que l'excès d'ondes créé est associé au nombre d'onde 5 (figure 3.14 a), ce qui implique le flux de chaleur méridien et la latitude du minimum de MFC à 25° pour une vitesse de phase autour de 7 m s^{-1} (figure 3.7 a).

La simulation $PC1_{down}^+$ (figure 3.13 c) est guidée avec un vent zonal plus barotrope que $PC1^+$. Sur le flanc polaire, les anomalies positives du vent guidant sont associées à un flux de chaleur négatif, comportement cohérent avec un jet moins barocline. Cependant à la même latitude dans la partie supérieure de la troposphère la MFC est faible mais positive. La propagation de moment de façon méridienne ne semble pas sensible aux anomalies de vent en surface. Sur le flanc équatorial les anomalies négatives de vent implique un jet plus barocline, consistent

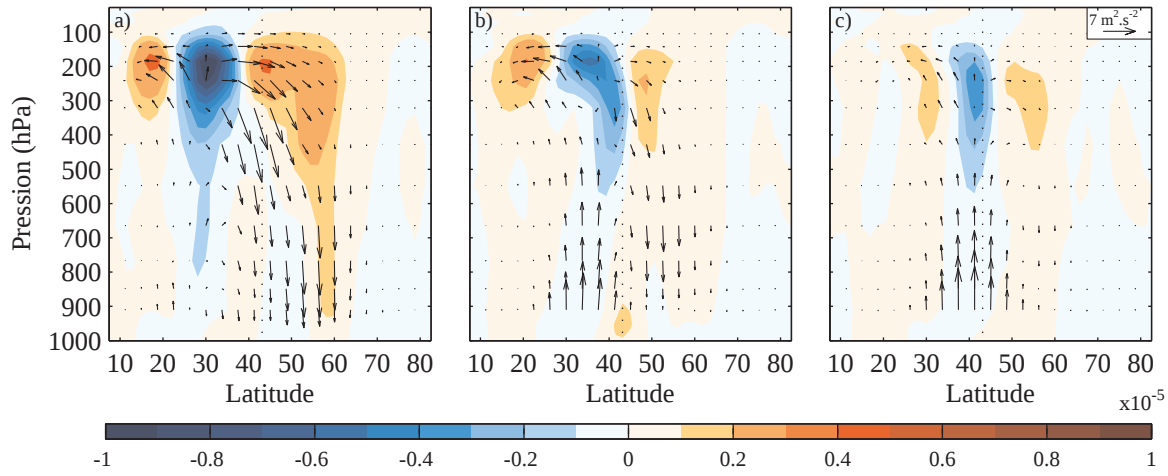


FIGURE 3.14 – a) à c) Différence par contribution de nombre d'onde de $PC1_{up}^+$ avec CLIM, flux d'EP (flèches), MFC (couleur) pour les nombre d'onde 5, 6 et 7.

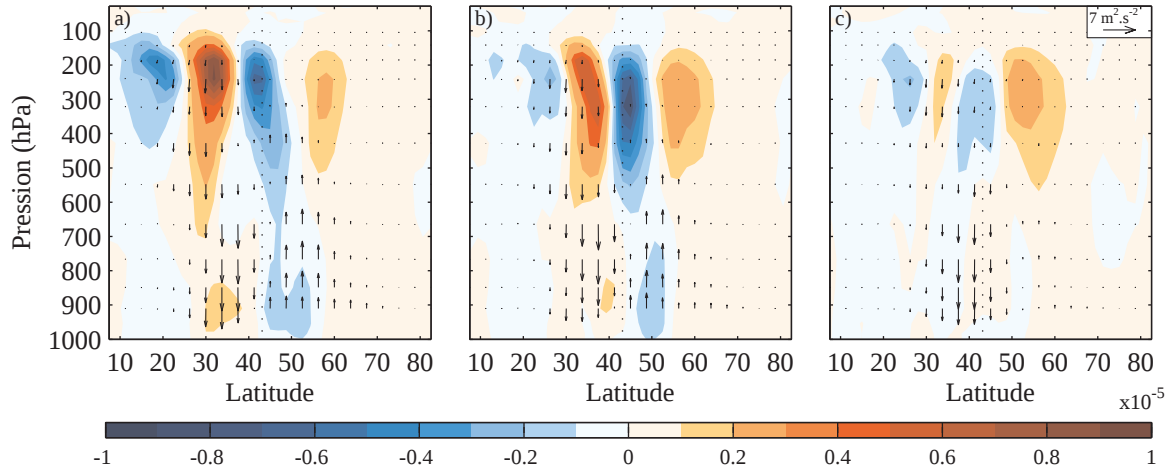
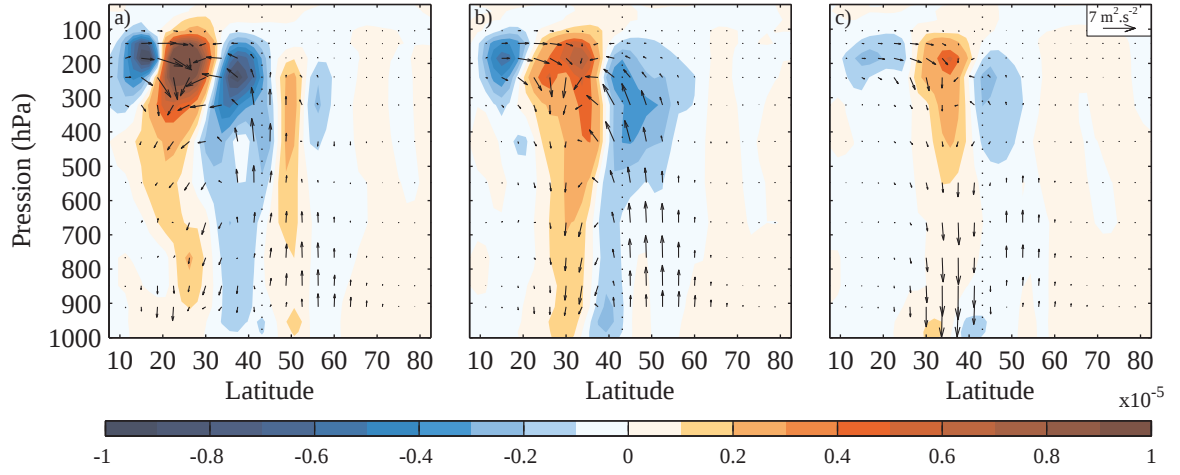
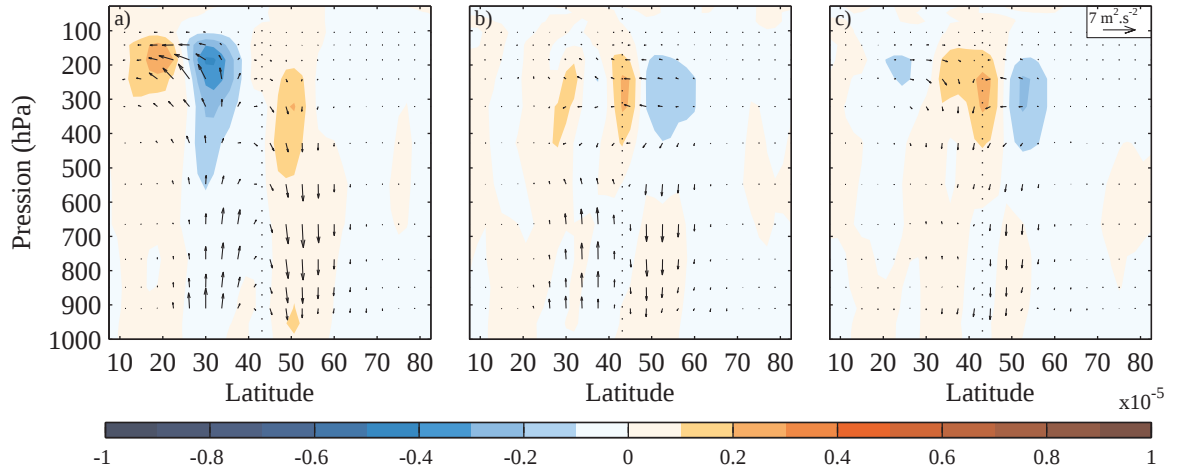


FIGURE 3.15 – Identique à la figure 3.14 pour la différence de $PC1_{down}^+$ avec CLIM.

avec un flux de chaleur plus intense. Ce flux de chaleur explique la MFC positive dans la partie supérieure de la troposphère et le dipôle de MFC apparaissant à 35° , et ne semble pas être le résultat de transport méridien de moment par les nombres d'onde 5, 6 ou 7 (figure 3.15). Ce guidage plus barotrope vers la phase positive semble avoir pour résultat une réponse des ondes qui tant à ralentir le jet et non le maintenir dans le déplacement dû au guidage, la rétroaction n'est pas positive mais négative.

Les simulations $PC1_{up}^-$ et $PC1_{down}^-$ (figure 3.13 b et d) confirment le rôle de la haute troposphère par rapport à la partie inférieure. Toutefois, certaines différences sont à noter. Lorsque les anomalies sont appliquées dans la partie haute de la troposphère, la MFC du côté équatorial ainsi que le dipôle autour de la latitude critique sont légèrement plus faibles que dans le cas de $PC1^-$. Il est plus faible et a une structure différente, décélérant le jet là où il est maximum et quasiment pas du côté polaire.

L'état plus barocline de $PC1_{up}^-$ par rapport à $PC1_{down}^-$ permet un flux de chaleur plus fort

FIGURE 3.16 – Identique à la figure 3.14 pour la différence de $PC1_{up}^{-}$ avec CLIM.FIGURE 3.17 – Identique à la figure 3.14 pour la différence de $PC1_{down}^{-}$ avec CLIM.

sur le flanc équatorial où le jet est accéléré. La MFC sur le côté polaire dans la troposphère haute de $PC1_{up}^{-}$ (figure 3.13 b) est principalement due aux nombres d'onde 6 et 7 (figure 3.16 b et c). Pour ces deux nombres d'onde l'absence de dipôle de MFC autour de 30° s'explique par la structure barotrope sur le côté équatorial, il est un puits d'ondes que dans le cas de $PC1^{-}$.

Sur le côté polaire du jet, les états les moins (plus) barotropes de $PC1_{down}^{+}$ ($PC1_{down}^{-}$) montrent que la source d'onde est la baroclinicité puisque sa variation met en évidence un faible dipôle dans la partie supérieure de la troposphère, provoquant l'accélération (décélération) du vent zonal. Cependant la baroclinicité n'explique pas pleinement la MFC et la rétroaction positive des ondes sur le jet lorsque le vent est guidé vers l'une des deux phases du mode principal de variabilité. Une plus forte baroclinicité permet de plus importants puits et sources d'onde, bien que la partie la plus importante des rétroactions est liée aux ondes dans la zone haute de la troposphère comme le montre $PC1_{up}^{+}$ et $PC1_{up}^{-}$. Les ondes de nombre d'onde 6 et 7 sont soumises à des accélérations et décélérations de leur vitesse de phase lorsque le jet est déplacé vers le pôle et l'équateur, respectivement. En outre, ce changement de comportement des ondes

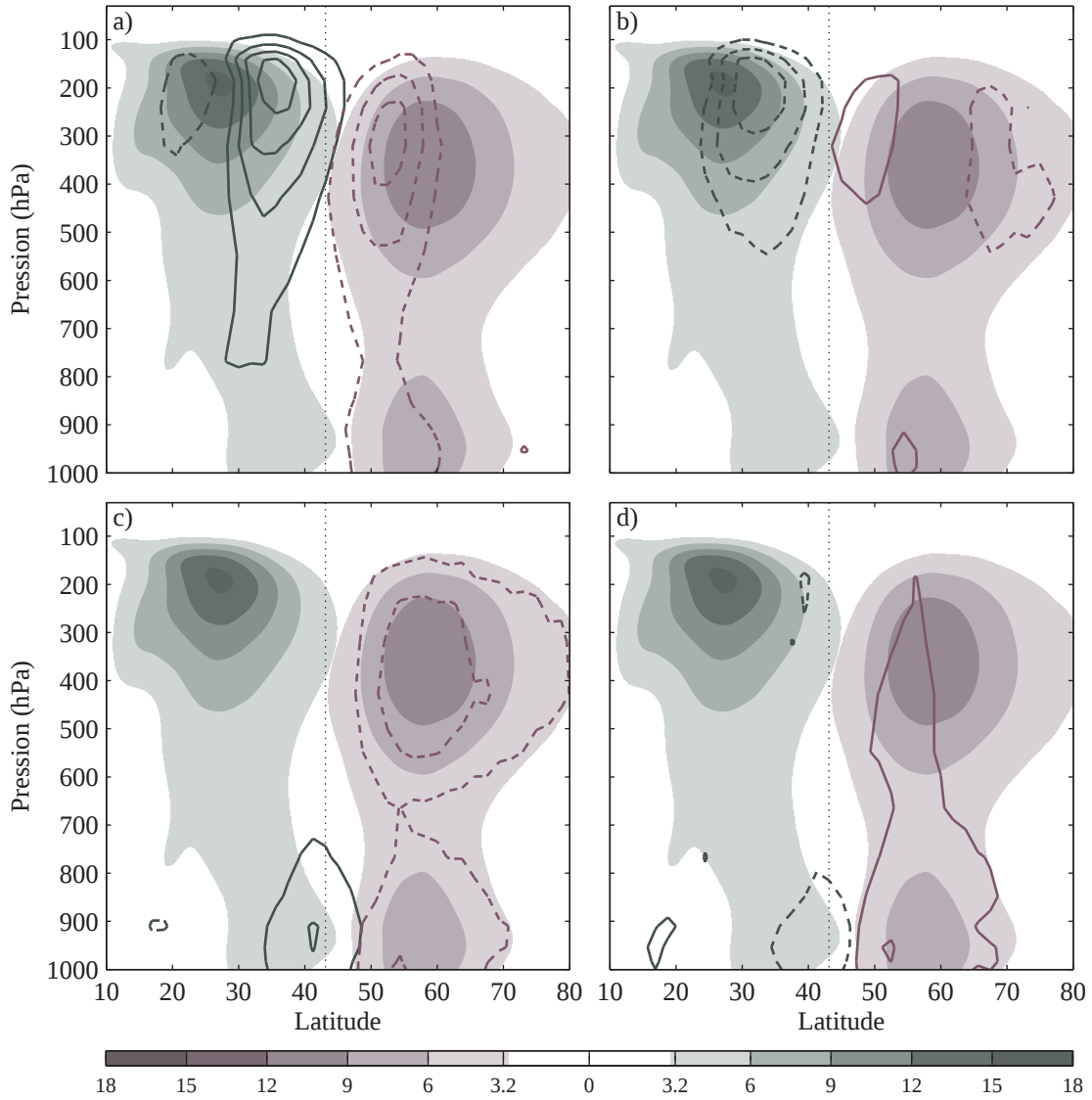


FIGURE 3.18 – Identique à la figure 3.6) pour les différences de a) $PC1_{up}^+$, b) $PC1_{up}^-$, c) $PC1_{down}^+$, d) $PC1_{down}^-$ avec CLIM.

est confirmé par la variation de fréquence de déferlement (figure 3.18). Les différents états vers lesquelles sont guidées l'atmosphère impliquent des modifications du comportement des ondes, et une rétroaction positive lorsque les vents zonaux en altitude sont ceux associés au premier mode de variabilité.

3.5 Simulations transitoires

Alors que la réponse des ondes est une rétroaction positive lorsque les vents horizontaux sont ceux associés aux deux phases du premier mode de variabilité, il apparaît le flux de chaleur n'ait pas un rôle aussi important que celui décrit par le cycle de vie des ondes. Cependant l'ensemble des six simulations précédentes représente une moyenne du comportement des ondes une fois

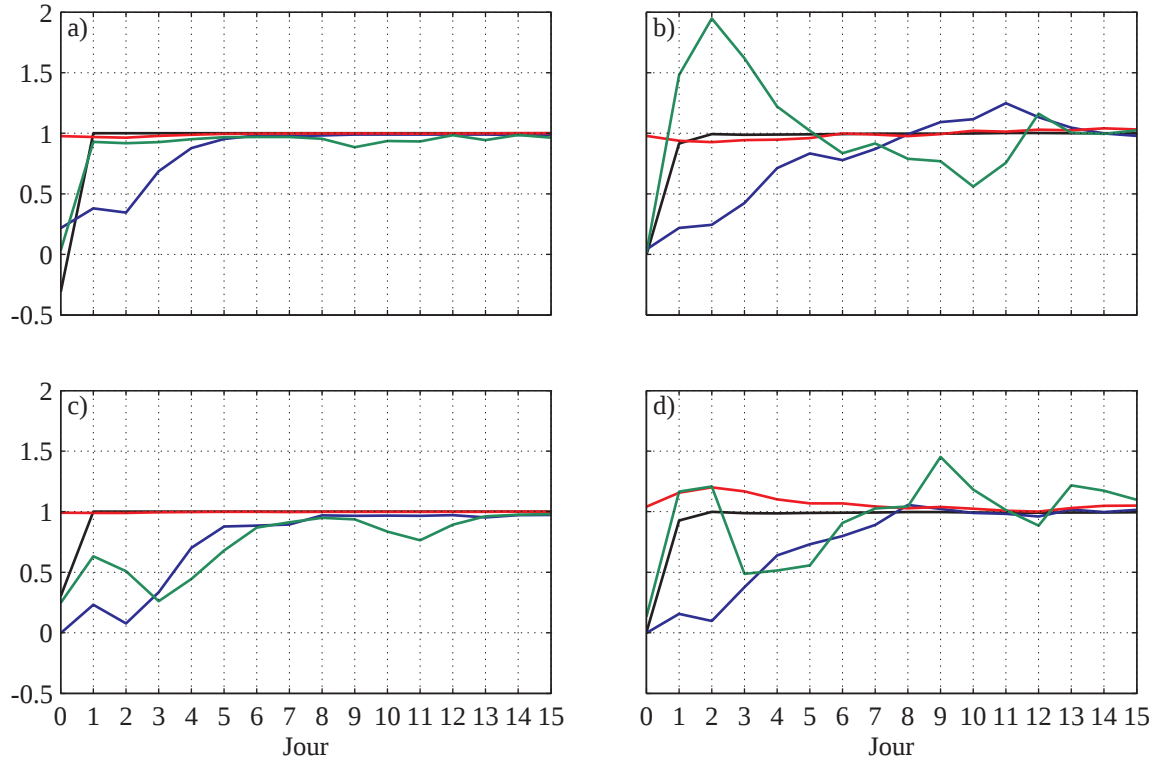


FIGURE 3.19 – a) et c) Corrélation, b) et d) projection entre 25 et 65° des moyennes zonales durant les quinze premiers jours des simulations TR^+ (a et b) et TR^- (c et d) sur l'état final du vent zonal (noir), du forçage par les ondes à 320 hPa (bleu), du forçage intégré sur toute la hauteur de l'atmosphère (rouge) et de $v^*\theta^*$ à 850 hPa (vert).

le guidage mise en place. Il est donc intéressant de vérifier si le développement des ondes est sensible au guidage et comment le flux de chaleur et de transport méridien réagissent à la suite du guidage.

La simulation de contrôle, CTRL, représente 20 années, autrement dit 240 mois, et donc d'un point de vue pratique à 240 états initiaux représentant un état quelconque de l'atmosphère indépendant les uns des autres. Deux séries de simulations ont pu être menées à partir de ces 240 fichiers initiaux. En effet pour chacune de ces deux séries, guidées vers la phase positive ou négative, 240 simulations d'un mois sont mises en place. Il est alors possible d'estimer la réponse moyenne de l'atmosphère au guidage à partir de ces ensembles de simulations. Ces simulations sont nommées transitoires puisque, contrairement à celles qui sont décrites dans la section 3.2 dont c'est le comportement moyen qui est étudié, c'est dans ce cas la transition de l'atmosphère dans un état quelconque vers un état guidé qui est étudié. Ces deux types de simulation sont nommés TR^+ et TR^- puisqu'elles sont guidées vers les composites positive et négative de l'EOF1. Pour chacun de ces 240 simulations le flux d'EP, le forçage par les ondes à 320 hPa, le forçage intégré verticalement, c'est à dire sur toute la hauteur de l'atmosphère, et $[v^*\theta^*]$ à 850 hPa, considéré comme proxy du flux de chaleur, qui sont calculés puis moyennés de manière à obtenir un mois moyen représentatif de la transition vers l'état de guidage.

Le forçage par les ondes ainsi que l'évolution du flux de chaleur durant les premiers jours de simulation permet de mettre en évidence le temps du cycle de vie des ondes baroclines

spécifiques aux moyennes latitudes. Pour les deux phases, la corrélation et la projection des différentes variables sur leur état final, i.e. celui atteint au bout du trentième jour ou celui des simulation $PC1^+$ et $PC1^-$, permettent de suivre le temps d'ajustement de l'atmosphère (figure 3.19). L'état initial, représenté par le jour zéro, rend compte de l'indépendance des états initiaux utilisés, puisque la corrélation ou la projection pour les deux types de simulation est proche de zéro. De plus, la décomposition en quatre groupe de 60 états initiaux consécutifs indique que les corrélations et projections restent proches de zéro également. Puisque les valeurs utilisées pour le calcul de corrélation et de projection sont des moyennes entre 25° et 65° , le forçage intégré est durant toute la durée de la simulation proche de celle de la fin de simulation, traduisant la conservation du moment total contenu dans l'atmosphère. Si la moyenne est calculée entre 35° et 55° (non montré) ni la corrélation ni la projection ne sont dès le début de la simulation égales aux valeurs finales.

Le forçage par les ondes à 320 hPa indique que la modification du comportement des ondes a lieu en environ 6 jours, durée au bout de laquelle il est quasiment identique, à la fois en termes de structure et d'intensité, à celui de leurs états finaux. La corrélation, i.e. la similitude de la structure des variables sans tenir compte de l'amplitude, et la projection, i.e. la similitude de l'amplitude, évoluent de pair et indique que les ondes se développent de manière à répondre au guidage. Au huitième jour le forçage devient identique à celui de l'état final.

Contrairement au forçage par les ondes qui subit une évolution lente, traduisant un développement des ondes en réponse au guidage, il apparaît que le flux de chaleur réagit plus brusquement, tout particulièrement dans le cas TR^+ . Il est probable que l'augmentation de la corrélation du flux de chaleur indique au premier jour un ajustement très rapide de manière à maintenir l'équilibre résultant du guidage. Cet ajustement se traduit par des projections égales, cas de TR^- , ou supérieures, cas de TR^+ , à un. Ce brusque ajustement exprime la réponse des sources d'onde au guidage qui diffère en fonction des deux cas présentés. Dans le cas de TR^+ , il semble que l'extrême réponse au premier jour suffise à ce que la structure du flux de chaleur soit celle de l'état final, son amplitude, par contre, devenant deux fois plus importante que celle de l'état final s'ajuste par la suite, en devenant même plus faible que l'état final entre le septième et douzième jour. Dans le cas TR^- , il apparaît que l'ajustement initial du flux de chaleur soit moins rapide à la fois en termes de structure et d'intensité mais qu'un second soit présent à partir du quatrième jour. Cette transition en deux temps dans le cas de TR^- ne semble pas modifier directement la corrélation et la projection du forçage à 320 hPa, mais doit jouer un rôle dans le développement des ondes qui doit donc différer dans ces deux cas.

La corrélation et la projection des variables discutées précédemment traduisent leurs structures et amplitudes moyennées dans la bande de latitude comprise entre 25° et 65° . Les calculs de corrélation et de projection dans un autre intervalle traduisent les ajustements spécifiques à ces zones (non montré). La représentation de la convergence du flux de moment et du flux d'EP en fonction de la latitude et de la pression pour les cas TR^+ et TR^- (figure 3.20 et 3.21 respectivement) permet d'observer la réponse de l'atmosphère spécifique à chaque zone. Les structures vers lesquelles tendent chacun de ces cas sont atteintes au bout du neuvième jour (non montré) et sont très proche des simulations $PC1^+$ et $PC1^-$ (figure 3.6).

Alors que le forçage par les ondes dans la partie haute de la troposphère est dans un état quelconque avant le premier jour (non montré), il apparaît au premier jour (figures 3.20 a et 3.21 une opposition de signe dans le quadripôle compris entre 25° et 70° , la valeur des maxima et minima s'intensifiant au second jour. Ce temps de réponse des ondes s'explique par le temps de réponse des ondes au guidage, les ondes préexistantes terminant leur cycle de vie. Alors que le troisième jour semble être une période de transition, le signal des ondes répondant au

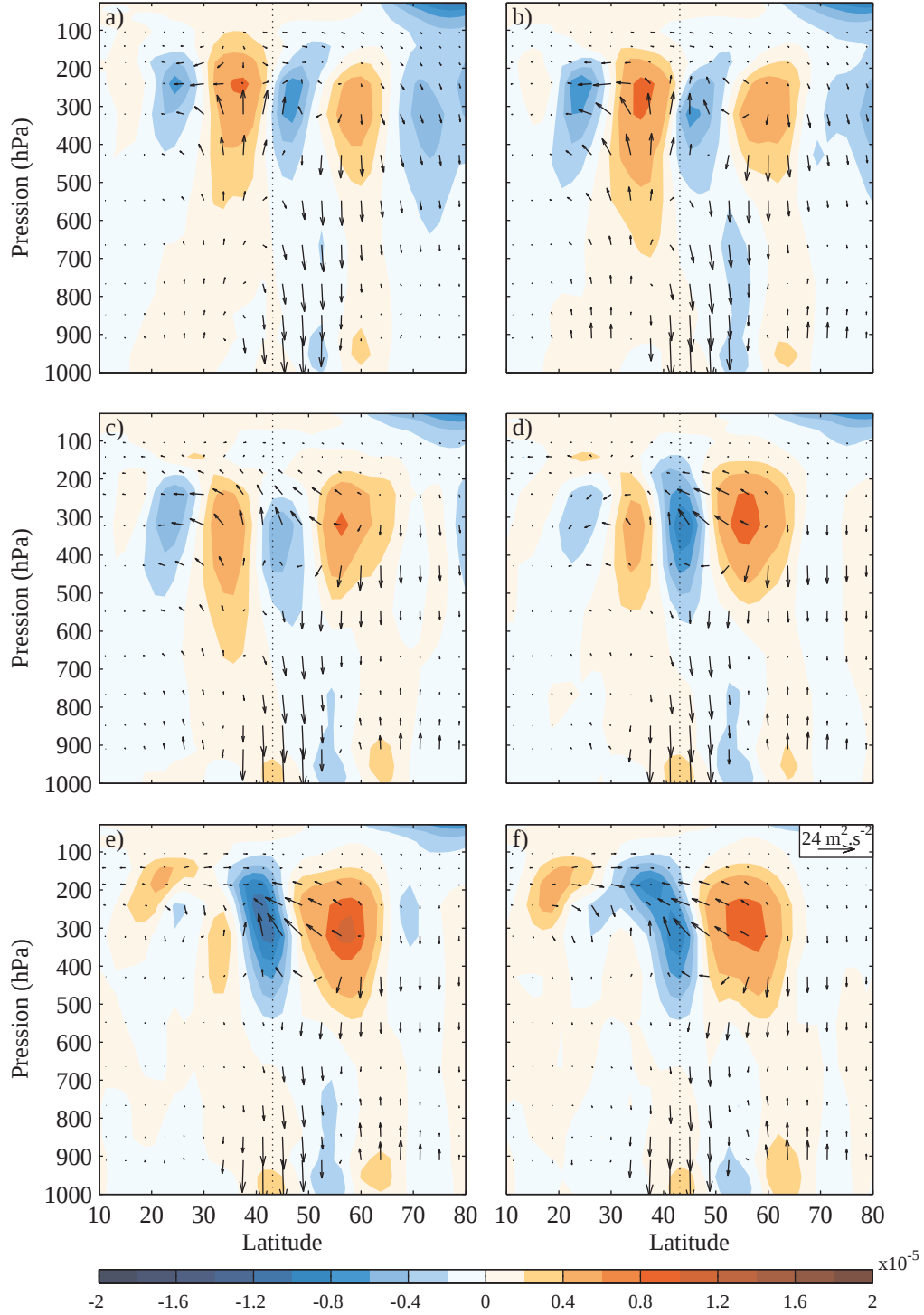


FIGURE 3.20 – a) à f) Différence du premier au sixième jour de TR^+ avec CLIM, flux d'EP (flèches), MFC (couleurs), la ligne en pointillée indique la position moyenne du jet.

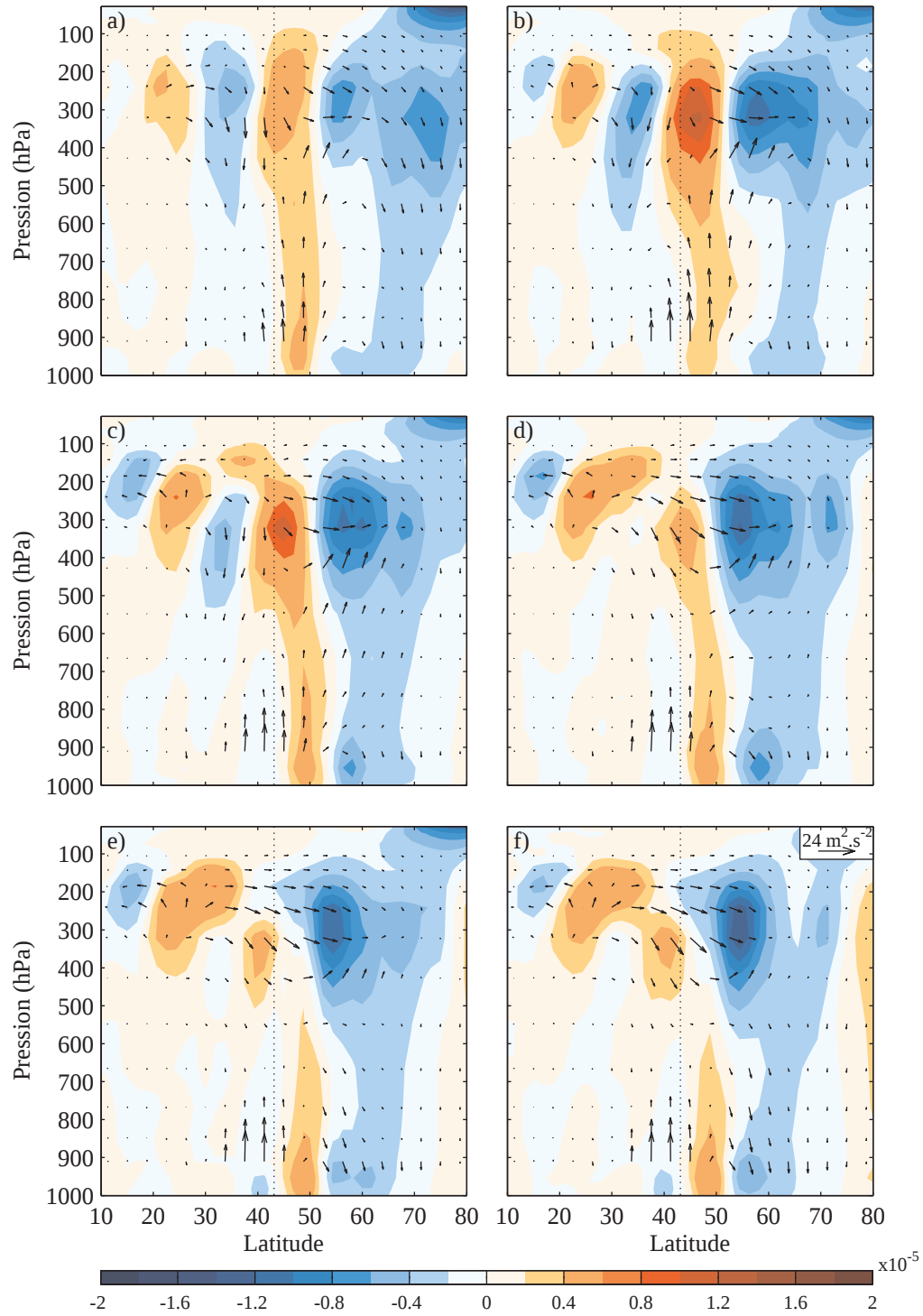


FIGURE 3.21 – a) à f) Différence du premier au sixième jour de TR⁻ avec CLIM, flux d'EP (flèches), MFC (couleurs), la ligne en pointillée indique la position moyenne du jet.

guidage apparaît plus clairement à partir du quatrième jour du côté polaire du jet, et explique la valeur de corrélation et projection à cette date pour les deux cas (figure 3.19). Dans le cas TR^+ , la structure dipolaire, dont le minimum de forçage se situe à la latitude du maximum du jet et le maximum autour de 60° , est clairement identifiable, mais n'a pas l'intensité atteinte après 10 jours de guidage. L'anomalie positive de forçage se situant dans la bande tropicale est visible. Le second maximum de dépôt de moment se situant aux niveaux des subtropiques n'a pas atteint son intensité finale. Cette différence au sixième jour peut s'expliquer par le temps d'ajustement des ondes en réponse à la modification de l'écoulement, le moment issu des tropiques contribuant dans un premier temps à décélérer le vent à 42° . Dans le cas de TR^- , il apparaît que la mise en place de la structure et de l'intensité du forçage soit plus longue. Cette différence provient probablement de la réponse moins rapide du flux de chaleur. En effet, en comparant la composante verticale du flux d'EP entre les cas TR^+ et TR^- , il apparaît que l'intensité de la réponse des sources d'onde est plus intense dans le cas TR^+ , même si le maximum et minimum d'anomalie, pour le cas TR^+ et TR^- respectivement, semble se déplacer de 50° vers de plus basse latitude. Alors que le déplacement de l'anomalie atteint 45° dans le cas TR^+ , le maximum d'anomalie dans le cas TR^- s'éloigne de sa latitude d'origine jusqu'à atteindre environ 40° . Cette différence de déplacement des anomalies forçage explique les différences de valeur de corrélation et projection obtenue dans ces deux cas (figure 3.19).

Finalement il apparaît que le rôle du flux de chaleur, et donc de la propagation verticale des ondes, soit sensible au guidage mais son ajustement rapide le rend peu visible une fois les ondes établies dans leur réponse au guidage. De plus la non symétrie entre les deux états opposés que sont les deux phases associées au premier mode de variabilité semble trouver sa source dans la différence de zone de formation des ondes et de la réponse des ondes. C'est cependant la réponse dans la partie haute de la troposphère et le transport de moment méridien par les ondes qui semble dans ce cas être responsable de la rétroaction positive mise en évidence.

3.6 PC2 : Accélération et ralentissement du jet

Les simulations $PC2^+$ et $PC2^-$ sont guidées via les vents zonaux et méridiens vers deux états qui sont l'affaiblissement et le renforcement du jet, variations associées au second mode de variabilité (section 2.1.2). La PC2 associée à l'EOF2 du vent zonal moyenné zonalement permet la création de vents méridiens et zonaux correspondant à ces états (figure 2.4 b). Les phases d'affaiblissement et de renforcement des vents zonaux sont de plus faibles amplitudes que les variations de vitesse mise en jeu pour les simulations $PC1^+$ et $PC1^-$, ce qui induit des flux d'EP et donc des MFC moins intenses (figure 3.22).

Dans le cas de la simulation $PC2^+$ (figure 3.22 a), l'extraction de moment a lieu là où le vent est accéléré c'est à dire aux alentours de 45° . Les ondes ne semblent pas être en mesure de se déplacer à des latitudes plus élevées. Le moment est déposé aux alentours de 25° , provoquant une accélération du vent là où le guidage tend à le ralentir. La rétroaction est donc négative. Même si le guidage autorise des ondes de plus grande vitesse de phase à la latitude du jet, cet arrêt empêche une MFC à cette même latitude. Cela provoque un ralentissement du vent par les ondes alors que le guidage tend à l'accélérer. Du côté polaire la faible extraction de moment à partir de la latitude du jet vers de plus hautes latitudes accélère faiblement le vent zonal.

La MFC dans le cas $PC2^-$ (figure 3.22 b) montre une structure différente du cas précédent, les deux guidages n'étant pas strictement opposés. Le moment est extrait des régions subtropicales et provoque un arrêt dans le transport de moment résultant en une accélération au niveau de la latitude du jet.

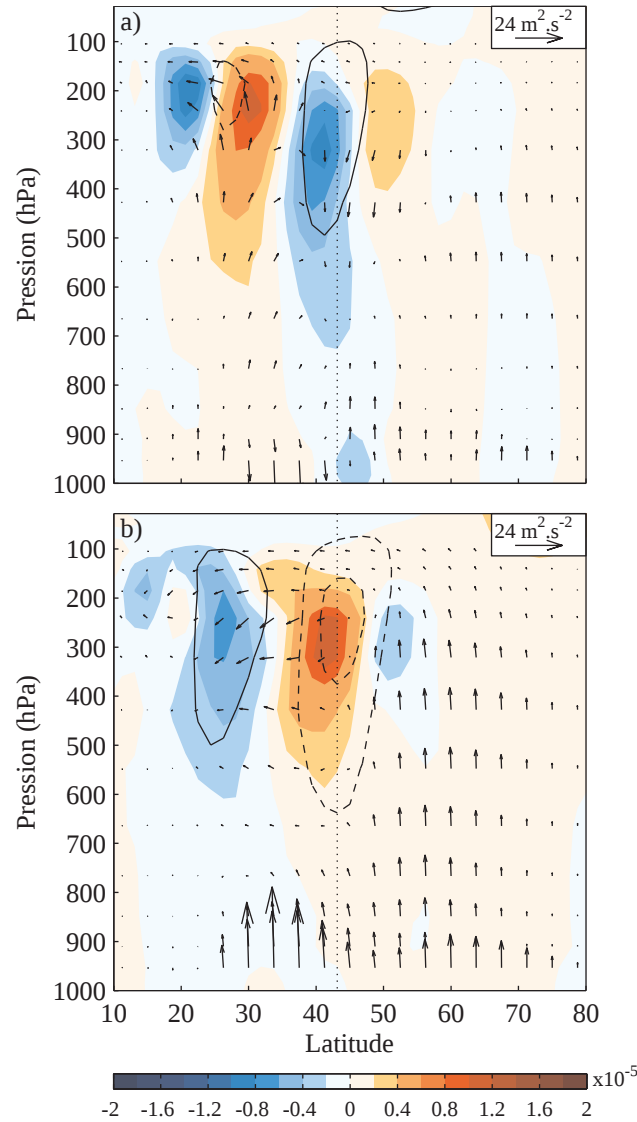


FIGURE 3.22 – Identique à la figure 3.6) pour les différence entre a) PC2⁺ et b) PC2⁻ avec CLIM.

Dans ces deux cas la MFC est maximum, ou minimum, à la latitude jet, là où le vent est ralenti ou accéléré par le guidage. Le forçage par les ondes tend donc à s'opposer au guidage, la rétroaction est négative. La décomposition en nombre d'onde des simulations PC2⁺ et PC2⁻ indique que les ondes de nombre d'onde 7 (majoritairement responsable de la rétroaction positive observée dans les cas précédents) ne sont que peu mis en jeu dans ces deux cas. Ce sont les ondes de nombres d'onde 4, 5 et 6 qui sont responsables de la rétroaction négative via le transport méridien de moment (figures 3.23 d, e, f et 3.24 d, e, f). Du côté équatorial, la modification de vitesse du vent implique une contrainte forte sur les ondes de nombre d'onde 5 dont la vitesse de phase est faible. Il est à noter que ce sont les ondes de nombre d'onde 5 qui permettent le renforcement ou l'affaiblissement du transport de moment vers la surface. La contribution de la MFC venant du côté polaire du jet est associée au nombre d'ondes 6 qui semble être légèrement influencée par la faible variation de la vitesse du vent. Ce sont les contributions de

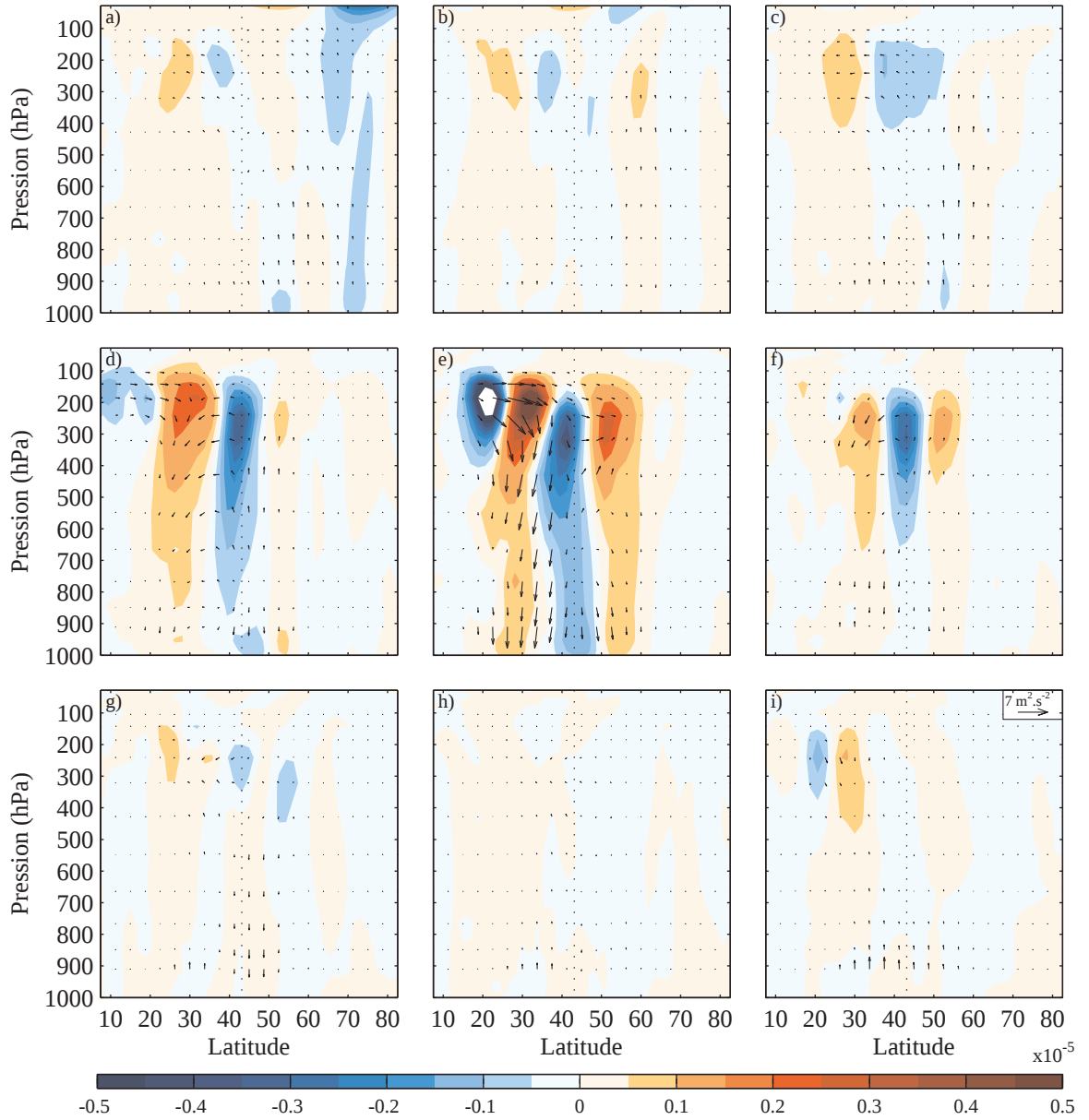
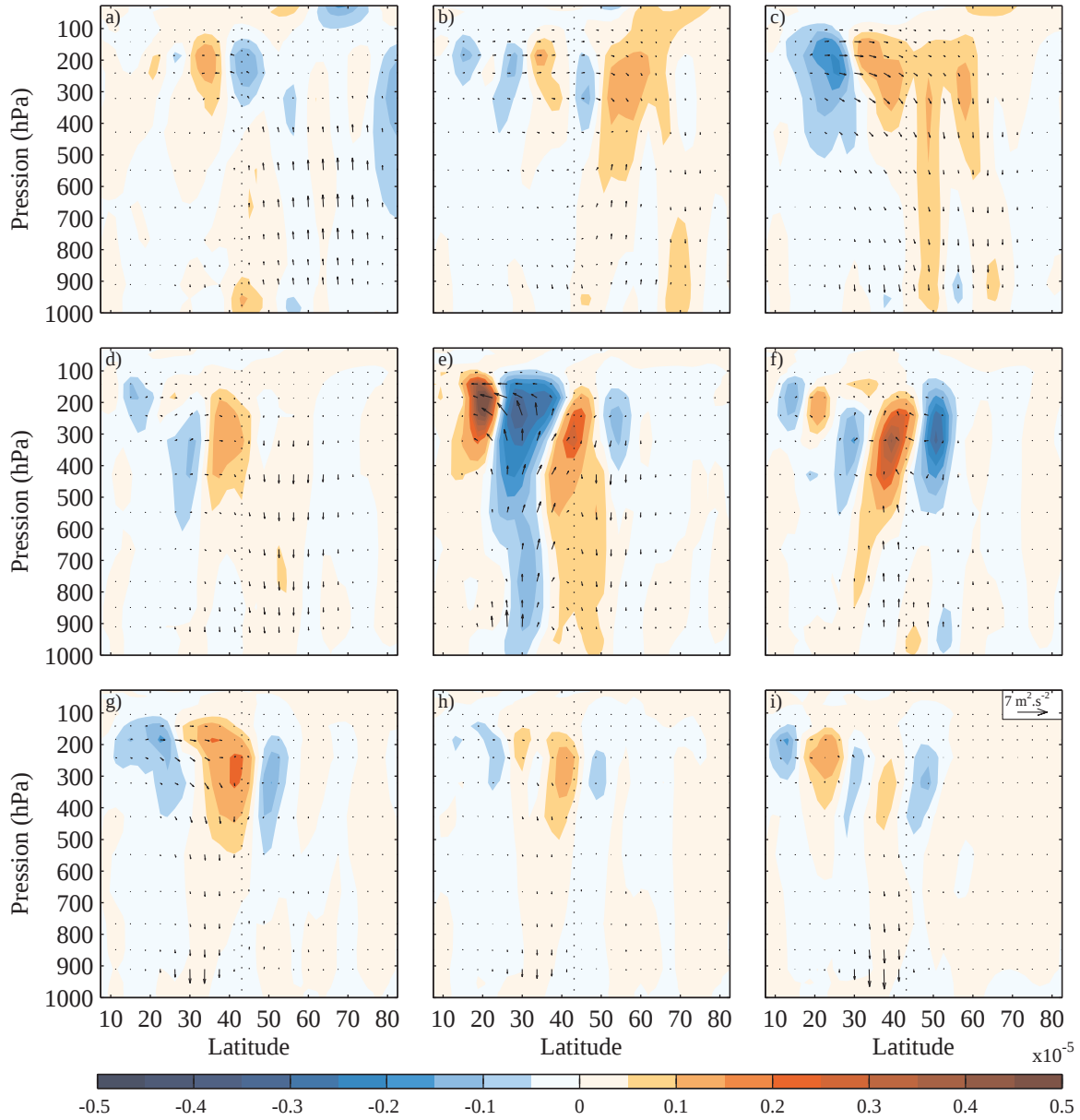


FIGURE 3.23 – Identique à la figure 3.10 pour la différence de PC2^+ avec CLIM.

ces deux nombres d'onde principalement qui se cumulent l'une à l'autre de manière à s'opposer au guidage et impliquent une rétroaction négative.

Ces comportements sont confirmés par les variations d'occurrence de déferlement en dessous de 550 hPa où elles sont négligeables et conformes aux faibles flux de chaleur près de la surface. Dans le cas de PC2^+ (figure 3.25 a) les occurrences de AWB sont renforcées au niveau des maximums de CLIM alors qu'elles sont réduites à la latitude du jet. Ce dipôle de AWB, comme pour PC1^- , permet le transport de moment à des latitudes plus élevées, mais, contrairement à PC1^- , l'occurrence de CWB diminue faiblement sur le flanc polaire ce qui rend le dépôt de moment possible. Dans le cas de PC2^- (figure 3.25 b) les modifications d'occurrence de AWB (augmentation à 25° , diminution à 35°) confirment l'extraction accrue du moment à 25° et le

FIGURE 3.24 – Identique à la figure 3.10 pour la différence de PC2⁻ avec CLIM.

dépôt plus important à 40°. Il apparaît que la diminution de AWB et de CWB à la latitude du jet contribuent à l'accélérer alors que le guidage tend à le ralentir.

Bien que les ondes dont le nombre d'onde est 5 restent le moyen privilégié de propager les ondes en altitude, la réponse des ondes à des changements de vents horizontaux semblables à ceux associés au second mode de variabilité est une rétroaction négative, cette dernière étant associée à une modification du comportement des ondes en altitude et du transport de moment méridien associé.

Que ce soit du côté polaire du jet, via les ondes de nombre d'onde 5, ou bien du côté équatorial, et les ondes de nombre d'onde 6, il apparaît que les déferlements d'onde ainsi que la MFC et leurs variations indiquent la prépondérance du rôle des ondes dans la partie haute de

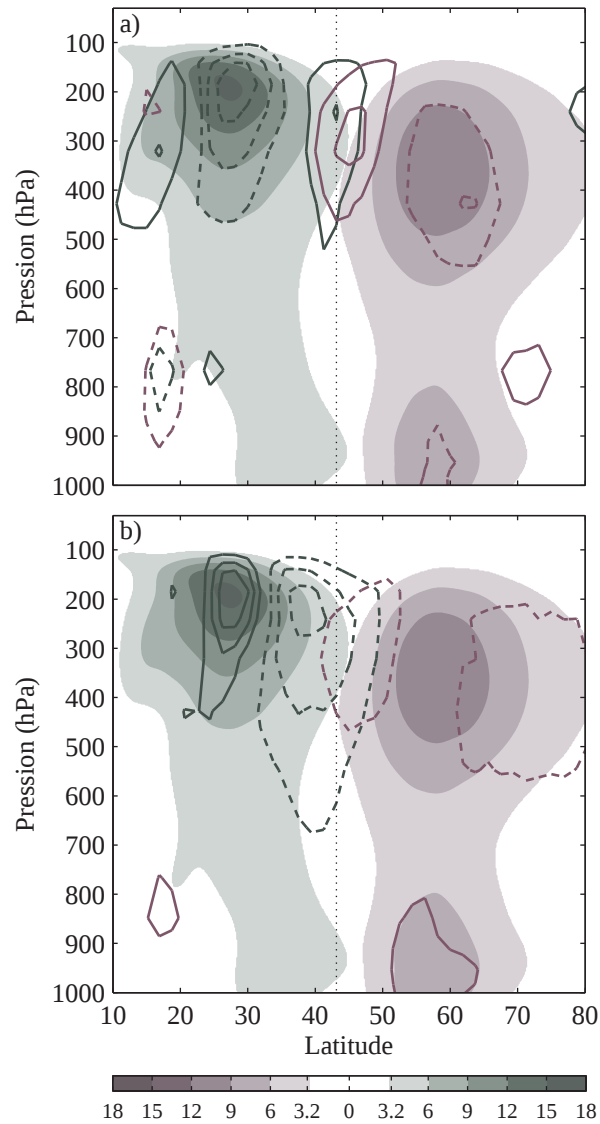


FIGURE 3.25 – Identique à la figure 3.12 pour les différence d'occurrence entre a) PC2⁺ et b) PC2⁻ avec CLIM(intervalle entre les contours tous les 0.5%).

la troposphère et dans le mise en place de la rétroaction négative liée au renforcement ou bien l'affaiblissement du jet.

Conclusions

Dans cette partie, les rétroactions des ondes sur l'écoulement zonal moyen dans un ensemble de simulations réalisées avec le modèle LMDz dans sa configuration aquaplanète ont été étudiées. À cette fin, huit simulations ont été utilisées ainsi qu'un ensemble de diagnostics basé à la fois sur des approches linéaires et non-linéaires.

Le premier chapitre a été consacré à la présentation et la validation du modèle à être utilisé dans une configuration à géométrie simplifiée du type aquaplanète en forçant la température de surface des océans. L'état moyen et la variabilité de ce modèle sont corrects, les deux premiers modes de la variabilité sont similaires à ceux observés sur Terre. Malgré la symétrie zonale entraînant un temps de décorrélation long, l'analyse spectrale du forçage par les ondes montre une rétroaction positive pour une courte période de temps. La forte valeur de corrélation croisée s'explique par la dominance des structures grande échelle.

Dans la chapitre suivant la méthode de guidage a été décrite. Guider la moyenne zonale permet de changer l'état moyen, sans agir sur le développement et la propagation des ondes, et en conséquence d'isoler leurs réponses. Ceci a été confirmé à l'aide d'une simulation guidée vers la climatologie de la simulation de contrôle, qui n'indique pas de différence notable avec cette dernière. Par ailleurs, les huit autres simulations dont les vents sont guidés vers différents états de la variabilité décrite dans la section précédente, sont réalisées. Ces huit simulations sont détaillées et analysées à travers le flux d'EP, les spectres de la vitesse de phase et nombre d'onde et les occurrences de déferlement.

La première constatation associée aux déplacements latitudinaux du jet est la rétroaction positive des ondes. Ceci est confirmé par le changement de comportement des ondes - propagation et déferlement - aux moyennes latitudes avec un effet de la latitude critique dans les subtropiques où les ondes de nombre d'onde 5 et 6 sont fortement influencées. La rétroaction positive concerne principalement la partie supérieure de la troposphère et les changements de vitesse de phase des ondes de nombre d'onde 6 et 7, responsables du transport de moment des subtropiques vers les moyennes latitudes.

Les simulations guidées vers des états correspondant à des situations plus ou moins baroclines confirment la rétroaction positive et le rôle important des nombres d'onde 6 et 7 dans la partie supérieure de la troposphère. Les situations plus baroclines augmentent l'activité des sources d'onde, principalement celle dont le nombre d'onde est 5. Que se soit du côté polaire ou équatorial du jet, l'augmentation de ces sources ne semble pas impliquer une rétroaction plus forte, l'excès de moment étant alors déposé de l'autre côté du jet, et pas à la latitude de son maximum. Cependant il est probable qu'un guidage vers un état plus barotrope, impliquant moins de développement et de déferlement d'onde, provoque un transport de moment méridien dans la partie supérieure de la troposphère qui ne correspond pas à une rétroaction positive, mais à une variation de la vitesse du jet.

Les simulations imposant un affaiblissement et élargissement, ou un renforcement et amincissement, du jet, c'est à dire les écoulements associés au second mode de variabilité, indiquent que les ondes provoquent une rétroaction négative, principalement due aux ondes de nombres

d'onde 5 et 6, et apporte la confirmation du rôle du comportement des ondes dans la partie supérieure de la troposphère.

Malgré le rôle prépondérant que jouent les ondes dans la réponse, positives ou négatives, dans la partie haute de troposphère sur la variabilité basse fréquence, le cycle de vie des ondes baroclines n'est pas remis en question.

Deuxième partie

Position et variabilité du jet, effet de la résolution du modèle de l'IPSL

Introduction

L'augmentation de la résolution permet, entre autres, que les ondes soient mieux résolues. Dans le cas des moyennes latitudes l'interaction ondes-écoulement implique l'importance du rôle des ondes dans la représentation de l'état moyen. La taille de ces structures d'échelle synoptique impliquées dans la circulation et la variabilité des moyennes latitudes est de l'ordre du millier de kilomètres, cette dimension impliquant une sensibilité à la résolution du GCM dont la résolution se situe aux alentours de la centaine de kilomètres aux moyennes latitudes pour de nombreux modèles. De ce fait, cette partie (II) se consacre à l'effet de la résolution. Le chapitre suivant (6) s'applique à étudier le lien qui existe entre résolution, état moyen, variabilité et réponse à l'augmentation de la concentration de CO₂. Le troisième chapitre (7) s'attarde sur la relation entre position latitudinale du jet et régimes de temps en fonction de la résolution. L'ensemble des résultats sont récapitulés dans le dernier chapitre de cette partie (8).

Depuis quelques années, les GCM intègrent des composantes de plus en plus complexes qui traduisent des processus précis et voient leur résolution augmenter. Dans le cas du modèle de l'IPSL ce sont les composantes atmosphériques (LMDZ - Hourdin *et al.* (2006)), océanique (NEMO-OPA - Madec *et al.* (1997)) incluant la glace de mer (NEMO-LIM - Fichefet & Maqueda (1999)) et le modèle de surface (ORCHIDEE - Krinner *et al.* (2005)) qui sont couplées (OASIS - Valcke (2006)) afin de faire des simulations globales prenant compte de l'évolution de chacune de ces composantes. De plus, la résolution du modèle atmosphérique a augmenté à la fois horizontalement et verticalement. Les simulations du troisième exercice du Programme d'Intercomparaison de Modèles Couplés — *Coupled Model Intercomparison Program* (CMIP) - sont effectuées en utilisant une résolution horizontale correspondant à une grille de 96 × 71 et 19 niveaux verticaux (version IPSL-CM4 - Marti *et al.* (2005)), alors que les simulations définies pour CMIP5 (version IPSL-CM5A - Dufresne *et al.* (2011)) sont faites en utilisant de plus fines résolutions, deux résolutions horizontales, 96 × 96 et 144 × 142, et 39 niveaux verticaux. C'est dans le cadre de cet exercice qu'a été mené un grand nombre de simulations à l'aide du modèle IPSL-CM4v2, c'est à dire une amélioration de la version IPSL-CM4, et dont l'ensemble couvre une large gamme de résolution qui correspond à divers types de simulations, SST forcée, océan couplé et réponse à l'augmentation de la concentration de CO₂.

Alors que la variabilité atmosphérique au-dessus des océans de l'hémisphère sud est dominée par une fluctuation méridienne du jet autour de sa position moyenne, le SAM, il apparaît que ce dernier a également un fort impact sur les océans, et domine souvent la réponse des forçages externes régionaux tel que l'augmentation de la concentration de CO₂, la diminution de la concentration d'ozone au-dessus du pôle sud, ou encore la réponse au phénomène El Niño. Comme l'indique le chapitre 1 et le suggère la partie I, la prédominance du SAM est due en partie à la rétroaction positive due au transport de moment par les ondes.

La plupart des GCM partage le même biais de représentation de la moyenne et de la va-

riabilité de l'atmosphère au-dessus des océans de l'hémisphère sud. Le jet se situe trop vers l'équateur, et est par conséquent plus barocline, et le mode annulaire est trop persistant, ces deux points semblant liés. Les modèles participant à l'exercice CMIP3 dont le jet est trop vers l'équateur présentent également un SAM trop persistant ou une plus forte rétroaction (Barnes & Hartmann, 2010b; Kidston *et al.*, 2010). Une rétroaction plus forte va de pair avec une plus forte réponse aux forçages externes tel que l'augmentation de CO_2 . Cette relation entre la latitude du jet et la persistance du SAM est également observée dans le cas d'utilisation de modèle à cœur dynamique (Gerber & Vallis, 2007) lorsque d'autres paramètres varient, mais la cause de cette relation reste encore débattue. Barnes & Hartmann (2010b) proposent une explication impliquant un changement de propagation méridien et de déferlements d'ondes dans la partie haute de la troposphère. Une autre théorie (Robinson, 2006) se focalise sur la localisation des sources d'ondes en surface qui serait sensible à une plus forte baroclinicité du jet (Chen & Plumb, 2009). En plus de la position trop équatoriale du jet, qui est alors plus barocline, et de la forte rétroaction, un GCM complet peut inclure d'autre biais affectant la dynamique des ondes.

Dans le cas de l'hémisphère nord et plus particulièrement la région nord atlantique, cette variabilité a été décrite telle que l'alternance entre les états privilégiés de la dynamique atmosphérique au-dessus de l'Atlantique Nord, autrement dit, par régimes (Vautard, 1990) qui résultent des multiples solutions stationnaires des équations de la dynamique (Legras & Ghil, 1985; Charney & DeVore, 1979). Certaines études indiquent que la résolution horizontale a une part de responsabilité dans la sous-estimation du nombre d'épisode de blocage (D'Andrea *et al.*, 1998; Matsueda *et al.*, 2009) car une trop faible résolution échoue à reproduire les ondes de petite échelles nécessaires au maintien de la situation de blocage.

Un diagnostic, employé dans les deux chapitres suivants, permet de déterminer les fluctuations du jet de l'hémisphère sud en évaluant la position de la latitude du jet à partir de données journalières. La latitude du jet est calculée à l'aide du vent zonal à 850 hPa, niveau représentatif du jet et qui n'est pas trop influencée par les paramétrisations physiques de la couche limite. Le vent est d'abord moyenné zonalement pour une zone étendue en longitude, filtrant par la même occasion les structures d'échelles synoptiques, puis interpolées sur une grille de latitude commune de $1/2^\circ$. La latitude de la position du jet est alors considérée comme le centre de la bande de latitude dans laquelle la vitesse du vent est supérieure à la vitesse maximale moins 1 m s^{-1} . Cette méthode supprime les maxima locaux éventuels situés hors du centre de la bande où le jet est le plus rapide, mais les résultats sont similaires si la latitude brute de la vitesse maximale du vent est utilisée. La densité de probabilité de position, lissée en réduisant la grille à une précision de 1° , permet de représenter les positions privilégiées du jet et donc sa variabilité.

Cette méthode est donc utilisable à la fois sur un hémisphère entier ou au-dessus d'une zone géographique étendue zonalement, comme le sont l'hémisphère sud et la région nord atlantique, qui sont les objets des deux chapitres suivants.

Variabilité du jet de l'hémisphère sud à différentes résolutions dans le modèle de l'IPSL

Sommaire

6.1	Contexte scientifique	63
6.2	Southern Hemisphere Jet Variability in the IPSL GCM at varying Resolutions	65
6.2.1	Introduction	65
6.2.2	Model description	67
6.2.3	Methods	68
6.2.3.1	Figure plotting conventions	68
6.2.3.2	Daily jet position	68
6.2.3.3	Southern Annular Mode	68
6.2.4	Summer season	70
6.2.4.1	Jet variability	70
6.2.4.2	Response to CO ₂ increase	74
6.2.5	Winter season	75
6.2.5.1	Jet variability	78
6.2.5.2	Response to CO ₂ increase	80
6.2.6	Conclusion	81
6.3	Conclusions	83

6.1 Contexte scientifique

Alors que de nombreuses études (citées dans le chapitre 5) se sont focalisées sur une analyse du SAM en considérant l'ensemble de l'année, il s'avère que le SAM montre une variabilité saisonnière, à la fois par sa structure et la réponse des ondes (Codron, 2007; Watterson, 2007; Barnes & Hartmann, 2010a). Durant l'été, la climatologie et la structure du SAM sont zonale-ment plus uniformes, cette dernière étant une fluctuation du jet autour de sa position moyenne. De plus la rétroaction observée est plus forte en cette saison. En hiver, les écarts à la symétrie zonale sont plus importants et plus forts; particulièrement au-dessus de l'océan Pacifique où la variabilité associée au premier mode de variabilité est un basculement entre deux positions distinctes, plutôt qu'une oscillation autour de sa position moyenne. La rétroaction des ondes est plus faible et conscrit à une plus petite portion de latitude.

Cette étude est complémentaire aux précédents articles basés sur des analyses multi-modèles mettant en avant le biais que la plupart partage dans leur représentation de l'état moyen et

de la variabilité. Le jet situé trop vers l'équateur, le mode annulaire trop persistant, une plus forte corrélation et réponse aux forçages externes sont autant de facteurs qui peuvent expliquer ces biais. Ces facteurs, liés entre eux, peuvent révéler les biais des modèles mais aussi mettre en évidence les mécanismes expliquant à la fois les biais mais surtout le lien entre les différents facteurs.

Dans ce chapitre où un seul modèle est utilisé les variations associées au nombre de modèles sont évidemment nulles mais les changements entre les simulations sont mieux contrôlés. Ainsi l'étendue des états moyens, i.e., la latitude moyenne du jet, des simulations utilisées correspond à celle couverte dans les études multi-modèles. De plus une étude plus précise des modifications de circulation liées aux variations saisonnières et aux structures longitudinales a été menée.

Ce chapitre explore l'impact de la résolution horizontale du modèle de l'IPSL quant à la relation entre le changement d'état moyen, apporté par l'augmentation de celle-ci, avec la variabilité saisonnière ou avec la réponse à l'augmentation de concentration de CO_2 . La position du jet dans l'hémisphère Sud est étudiée à travers un ensemble de simulations utilisant le modèle LMDZ4 dans sa version IPSL-CM4v2, sous cinq résolutions et selon trois types, SST forcée, océan couplé et sous l'effet d'une augmentation de CO_2 . Les deux objectifs de cet article sont les suivants :

- Évaluer l'amélioration liée à l'augmentation de la résolution en se basant sur les biais de la représentation de l'état moyen et de la variabilité.
- Utiliser les changements d'état moyen pour étudier la relation entre l'état moyen avec la variabilité et la réponse à l'augmentation de CO_2 .

L'article est organisé comme suit : la section 6.2.2 présente les simulations qui sont analysées et la section 6.2.3 les méthodes d'analyse. Les résultats sont ensuite présentés dans la section 6.2.4 et 6.2.5 pour les saisons d'été et d'hiver respectivement. Les conclusions sont présentées dans la section 6.2.6 et rappelées à la fin de ce chapitre.

6.2 Southern Hemisphere Jet Variability in the IPSL GCM at varying Resolutions

ARA ARAKELIAN AND FRANCIS CODRON¹

*Laboratoire de Météorologie Dynamique
Université Pierre et Marie Curie-Paris 6; CNRS
Paris, France*

ABSTRACT

Fluctuations of the Southern Hemisphere eddy-driven jet are studied in a suite of experiments with the LMDZ4 atmospheric GCM with varying horizontal resolution, both in coupled mode and with imposed SSTs. The focus is on the relationship between changes in the mean state brought by increasing resolution, and the intraseasonal variability and response to increasing CO₂ concentration.

In summer, the mean jet latitude moves poleward when the resolution increases in latitude, converging towards the observed one. Most measures of the jet dynamics, such as skewness of the distribution or persistence timescale of jet movements, exhibit a simple dependence on the mean jet latitude and also converge to the observed values. In winter, the improvement of the mean state biases with resolution is more limited.

In both seasons, the relationship between the dominant mode of variability — the SAM — and the mean state remains the same as in observations, except in the most biased winter simulation. The jet fluctuations — latitude shifts or splitting — just occur around a different mean position. Both the model biases and the response to increasing CO₂ project strongly on the SAM structure. No systematic relation between amplitude of the response and characteristics of the control simulation was found, possibly due to changing dynamics or impacts of the physical parameterizations with different resolutions.

6.2.1 Introduction

The atmospheric variability over the Southern Ocean is dominated at timescales longer than a week by zonally-symmetric meridional fluctuations of the jet, a structure known as the Southern Annular Mode (SAM). The SAM also has a large impact on the ocean (Sen Gupta & England, 2006), and often dominates the regional response to external forcings such as greenhouse gas increase, ozone depletion (Gillett *et al.*, 2003; Perlwitz *et al.*, 2008; Son *et al.*, 2010) or El Niño (L’Heureux & Thompson, 2006).

This prominence of the SAM is thought to be due in part to a positive feedback with the momentum transport by eddies. In a zonally-averaged, vertically-integrated picture, changes in the convergence of eddy momentum fluxes force the fluctuations of the jet, which are then damped by surface friction or other mechanisms. Following the notations from Lorenz & Hartmann (2001), the evolution of an index $z(t)$ of the zonal-mean jet variability such as the SAM can be written as:

1. *Corresponding author address:* A. Arakelian, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Jussieu boîte 99, F-75252 Paris, France; E-mail: aalmd@lmd.jussieu.fr

$$\partial_t z = m - z/\tau \quad (6.1)$$

Where τ is a damping timescale approximating the impacts of surface friction and other processes, and m is an index of the forcing of z by eddy momentum fluxes. If the eddies are partially organized by changes in the mean flow, a positive feedback will result if they respond in a way that reinforces the mean-flow changes. In its simplest form, the eddy forcing m can then be decomposed into

$$m = \tilde{m} + bz \quad (6.2)$$

Where b is a feedback coefficient and $\tilde{m}$ is the fraction of m that is independent of z , usually modeled as a random process. The presence of b will increase the variance of z at low frequencies, and also amplify the response to an external forcing: adding a stationary forcing F to the right-hand side of equation (6.1), the stationary response becomes

$$\bar{z} = F \frac{\tau}{1 - b\tau} \quad (6.3)$$

If the damping timescale is the same for all modes of variability, the modes with a stronger feedback b will then be prominent in the response, even if the initial forcing projects on several modes.

Most atmospheric general circulation models share the same biases in their representation of the mean state and variability over the Southern Ocean: the mean jet is located too much equatorward, and the SAM is too persistent. Both seem related: models from the CMIP3 database that have the most equatorward jet also tend to have the most persistent SAM — or strongest eddy feedback (Barnes & Hartmann, 2010b; Kidston *et al.*, 2010). Consistently with the relation (6.3), they also have the strongest response to an external forcing such as a CO₂ increase. This relation between the jet latitude and the SAM persistence was also observed in dynamical core models (Gerber & Vallis, 2007) when varying different parameters, but its cause is still debated. Barnes & Hartmann (2010b) proposed an explanation involving changes in the meridional propagation and breaking of waves at upper levels. An alternative theory (Robinson, 2006) focuses on the location of near-surface eddy source regions, which could be more influenced by a more baroclinic jet (Chen & Plumb, 2009). In full GCMs at least, both the equatorward position and the strong feedback could also be caused by a third unknown model bias, affecting for example the wave dynamics or the diabatic heating.

While many of the previously quoted studies of the SAM analyse the whole year, the SAM in fact exhibits a seasonal variability, both in its structure and in the observed eddy feedback (Codron, 2007; Watterson, 2007; Barnes & Hartmann, 2010a). In summer, the climatology is more zonally uniform, and so is the SAM structure, which represents meridional wandering of the zonal-mean jet. Observed feedbacks are strongest in this season. In winter, departures from zonal symmetry are stronger; in particular over the Pacific ocean the SAM-related variability is a see-saw between two distinct positions of the jet, instead of a meridional meandering. The eddy feedback is also weaker and confined to a restricted range of longitudes.

This paper analyses the variability of the Southern Hemisphere jet in a series of simulations with the LMDZ4 atmospheric general circulation model with varying horizontal resolution, both in coupled and atmosphere-only configurations. The objectives are twofold:

- Assess how much the model biases in the representation of the mean-state and variability improve with increased resolution.

- Use the resulting mean-state changes to study the relations between the mean state, the variability, and the response to increased CO₂.

This study complements previous ones that used multi-model databases: there is less model variety, but the changes between simulations are better controlled. The range of mean states covered, as measured by the mean jet latitude, is similar in both cases. We also check in a more detailed way the seasonality and the zonal structure of the circulation changes.

The paper is organized as follows: section 6.2.2 presents the simulations that will be analysed, and section 6.2.3 the analysis methods. The results are then presented in section 6.2.4 for the summer season, and section 6.2.5 for winter.

6.2.2 Model description

The simulations used in the paper are described in greater detail in Hourdin *et al.* (2012b). They all use an identical version of the LMDZ4 atmospheric general circulation model, with 19 levels on the vertical but with varying horizontal resolution. LMDZ4 was the atmospheric component of the IPSL-CM4 coupled GCM (Marti *et al.*, 2010) that participated in the CMIP3 experiment, coupled with the ORCHIDEE land-surface model (Krinner *et al.*, 2005) and the NEMO-ORCA2 oceanic GCM. The physical parameterizations are described in Hourdin *et al.* (2006); they are identical in all the simulations and there was no retuning of parameters. The parameterizations are not however “scale-aware”, and could behave somewhat differently at different resolutions; for example precipitation tends to be more spatially concentrated at higher resolutions.

The dynamical part of the code is based on a finite-difference formulation of the primitive equations on a longitude-latitude Arakawa C-grid. The lowest resolution uses 96 points in longitude by 71 points in latitude, yielding a resolution of 3.75° by 2.5°. This resolution was used in the IPSL-CM4 coupled GCM for the CMIP3 experiment. The number of points is then increased alternatively in latitude and in longitude, up to a doubling of the initial resolution. The complete set of configurations used is 96 × 71, 96 × 95, 144 × 95, 144 × 142 and 192 × 142. In addition to the resolution itself, the only changes between the different simulations are the decrease in the dynamical time-step with increasing resolution, and a decrease of the horizontal dissipation timescale for the two highest resolutions. Both changes were shown in experiments with the LMDZ dynamical-core to have a much smaller impact than the resolution itself (Guemas & Codron, 2011).

In the first series of experiments, the observed AMIP SSTs (Hurrell *et al.*, 2008) from 1950-2007 are prescribed as a boundary condition over the oceans. These simulations will be identified by the prefix LMDZ4-. In a second series, the LMDZ4 model is coupled to the NEMO ocean GCM. The same set of horizontal resolutions as in the first series is used in the atmosphere, but the ocean model does not vary: the only change is a slightly lower oceanic albedo at the lowest resolution to compensate for a global cold bias; we checked that it does not change our results. The concentration of greenhouse gases, the solar forcing and aerosols are kept constant at present-day values. A period of 100 years is analysed in each coupled simulation; the global radiative balance is close to zero in all simulations at the beginning of the analysis period. The coupled simulations will have the prefix CM4-.

Finally, in 4 cases an additional coupled simulation is performed in which the atmospheric concentration of CO₂ increases by 1% per year, everything else being kept constant. The 1%CO₂ simulations start on a January 1st of the corresponding coupled simulation and last for 80 years. The last 40 years are analyzed; the CO₂ concentration over that period has been multiplied by an average of 1.8.

To compare the GCM simulations with observations, we use the NCEP-NCAR reanalyses dataset (Kalnay *et al.*, 1996), from 1979 through 2010. Using the longer — but less reliable — record from 1958 doesn't change the results. The global climate produced by these simulations is studied in Hourdin *et al.* (2012b).

6.2.3 Methods

6.2.3.1 Figure plotting conventions

To help distinguish between the different types of simulations and resolutions, the following conventions are adopted for figures that display the results from several simulations at once:

- The colors give the resolution in latitude, from 71 points (black) to 95 (blue) and 144 (red) points. The NCEP reanalysis is always in green.
- For a given resolution in latitude, simulations with the same number of points in longitude, e.g. 96×95 , are in continuous lines or closed symbols. The ones with more points in longitude, e.g. 144×95 , are in dashed lines or open symbols.
- Last, for scatterplots the simulations with imposed observed SSTs are denoted by squares, the coupled ones by circles, and the $1\%CO_2$ by triangles.

6.2.3.2 Daily jet position

Fluctuations of the Southern Hemisphere jet are measured using the daily jet latitude. The jet latitude is computed using the zonal wind at 850 hPa, a level which is representative of the eddy-driven jet and is not too much influenced by the physical parameterizations in the boundary layer. The wind is first zonally-averaged, thereby providing a filter for the eddies, then interpolated on a common $1/2^\circ$ latitude grid. The latitude of the zonal-mean jet is then taken as the center of the latitude band in which the wind speed is faster than the maximum speed minus 1 m s^{-1} . This method removes possible local maxima located off the center of the broader jet, but the results are similar if using the raw latitude of the maximum wind speed.

As an example of the statistics obtained on the daily jet latitude, the year-round probability density functions (PDF) for the imposed-SST simulations are shown on figure 6.1a, together with that from the NCEP reanalysis. One degree-wide boxes were used to smooth the PDF and reduce noise. The peaks of the distributions move poleward with increasing resolution, especially in latitude (change of color black-blue-red). Figure 6.1b then shows for each simulation the variance of the distribution versus the jet latitude (defined as the mean of the distribution). There is a steady increase of the variance when the jet moves poleward, getting closer to the observed value. Coupled simulations lie on the same line as the ones with imposed-SSTs, but with a jet shifted equatorward for a given resolution. As shown later however, this annual-mean figure masks different behaviors in the winter and summer seasons.

6.2.3.3 Southern Annular Mode

The Southern Annular Mode (SAM) is used to represent the dominant Southern Hemisphere mid-latitude variability when the use of the zonal-mean jet latitude is less appropriate or when information on the zonal structure is needed. It is defined here as the first EOF of the monthly 850-hPa zonal wind in the Southern Hemisphere, after weighting by the square-root of latitude but without prior zonal averaging. By convention, the positive phase of the SAM corresponds to negative pressure anomalies over the South Pole, or a poleward-shifted jet.

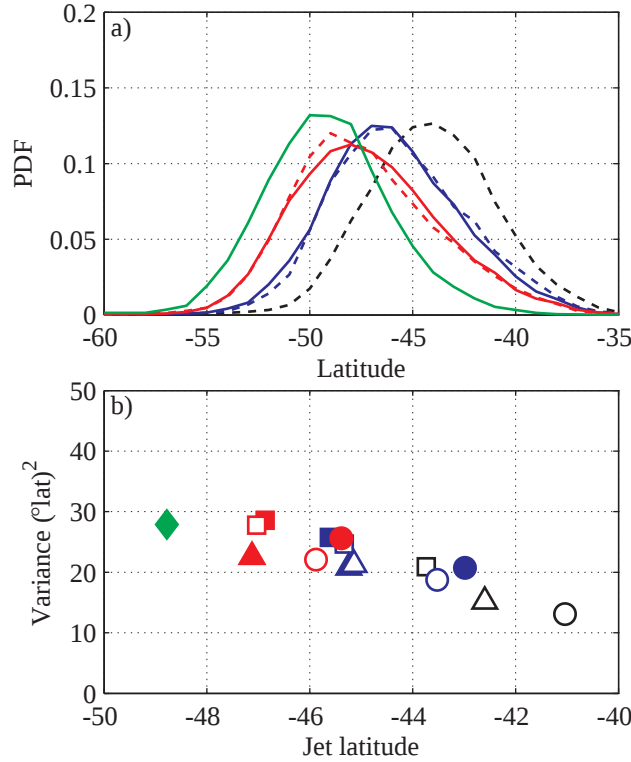


Figure 6.1 – Top (a): distribution of the daily latitude of the jet for the whole year, in the imposed-SST simulations and the NCEP data. Bottom (b): scatter plot for all the simulations and the NCEP data, of the variance of the jet latitude distribution versus the mean jet latitude (mean of the distribution). Plotting conventions are as follows: NCEP data are in green. Other colors show the resolution in latitude: 71 points (black), 95 points (blue), or 142 points (red). Simulations with the same number of points in latitude and longitude are in continuous lines (a) or closed symbols (b); simulations with more points in longitude are in dashed lines (a) or open symbols (b). Coupled simulations have circle symbols (triangles for 1%CO₂), imposed-SST simulations have square ones.

A daily SAM index can be constructed by projecting onto the SAM structure the daily 850-hPa wind anomalies from the seasonal cycle. A daily index of the eddy-forcing of the SAM is also computed, by first computing the meridional convergence of eddy momentum flux MFC:

$$\text{MFC} = -\frac{1}{a \cos^2 \varphi} \partial_{\varphi} (u^* v^* \cos^2 \varphi) \quad (6.4)$$

Where φ is the latitude, a is the radius of the Earth, and the star denotes the wind departure from its zonal mean. The momentum flux convergence at the 200-hPa level (the level of its climatological maximum) is then projected on the structure of the SAM 850-hPa zonal-wind anomalies to obtain the eddy-forcing index m .

6.2.4 Summer season

The summer (December-January-February) season is the period when the Southern Hemisphere mid-latitude flow is closest to zonal symmetry, for the mean circulation as well as the storm tracks. Moreover, in the absence of a strong Hadley cell, the jet is close to being purely eddy-driven. The climatological summer zonal winds at the 850 and 200 hPa levels are shown on figure 6.2a: there are only small variations in longitude, and the two jets lie on top of each other. The Southern Hemisphere summer season is therefore a good test bed for theories of the variability of eddy-driven jets.

The distribution of the daily jet latitude for the summer months is shown on figure 6.3 for the imposed-SST simulations. The distribution is shifting poleward for each increase in latitudinal resolution (change of color), reaching the observed latitude for the highest (142 points) resolution. When the resolution in longitude is increased instead, there is very little change in the latitude or shape of the distribution. This behavior holds for all the simulations, as seen on figure 6.4 which shows the mean summer jet latitude as a function of the resolution in latitude. The jet steadily moves poleward with increasing resolution for each type of simulation, with a more equatorward location for a given resolution in the coupled simulations (squares) than with imposed SSTs (circles). The 1%CO₂ (triangles) are at intermediate positions, shifted poleward compared to the corresponding coupled simulation. The position of the jet in the complete set of simulations spans eight degrees of latitude.

The reasons for this behavior were explored by Guemas & Codron (2011) using an idealized Held & Suarez (1994) setup with the LMDZ4 dynamical core. They found that the latitude shift could be attributed to a general increase in wave activity, with larger eddy momentum fluxes pushing the jet poleward, a behavior previously observed by Held & Philipps (1993) at lower resolutions. With an increase of the resolution in longitude, the increase in wave activity was accompanied by an increased tendency for poleward propagation of the waves, which prevented a jet shift. With the full GCM, the jet tends to also move slightly poleward when increasing the resolution in longitude, especially in coupled simulations. This change in the model behavior may be linked to a warming of the Tropics in the full GCM, possibly caused by the physical parameterizations (Hourdin *et al.*, 2012b).

According to figure 6.4, the simulations closest to observations are the high-resolution, imposed-SST ones with 142 points in latitude (red squares), which have almost the same zonal-mean jet distribution as NCEP. A map of the associated summer-mean zonal wind is shown on figure 6.2b: it is indeed very close to the observed one. For comparison, the winds from the CM4-96×71 simulation (open black circle on figure 6.4) are shown on figure 6.2c. They are clearly different, with a jet that is too narrow and too strong at 200 hPa, and located at a lower latitude.

6.2.4.1 Jet variability

More statistics of the jet variability in the different simulations are shown on figure 6.5. The horizontal axis is in all cases the mean latitude of the jet. The daily jet latitude is used as a basic index, but a daily SAM index would yield the same results: in all simulations as in observations, the summer SAM represents to first order a shift of the jet around its mean position (not shown).

The variance of the distribution (figure 6.5a) shows only little spread around the observed value with no systematic tendency (the vertical scale is the same for variance plots in summer, winter and whole year). The skewness (figure 6.5b) is negative for the most equatorward jets (i.e.

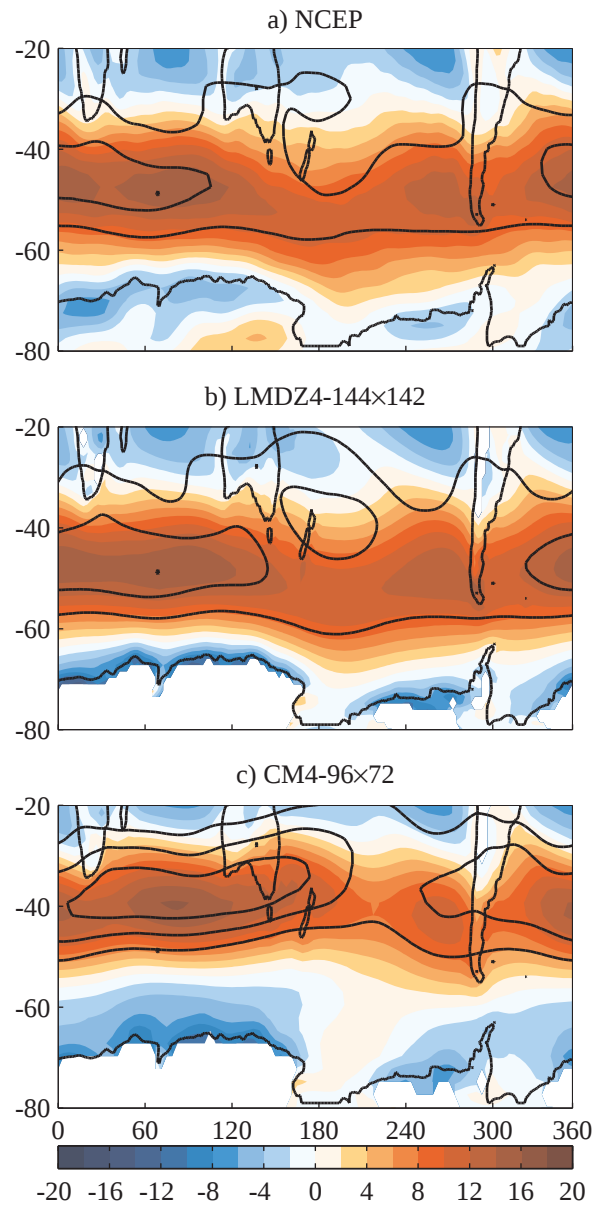


Figure 6.2 – Mean summer (DJF) zonal wind over the Southern Ocean, at 850 hPa (color) and 200 hPa (contours at 22, 32 and 42 m s⁻¹). (a, top) NCEP , and simulations LMDZ4-144×142 (b, middle) and CM4-96×72 (c, bottom).

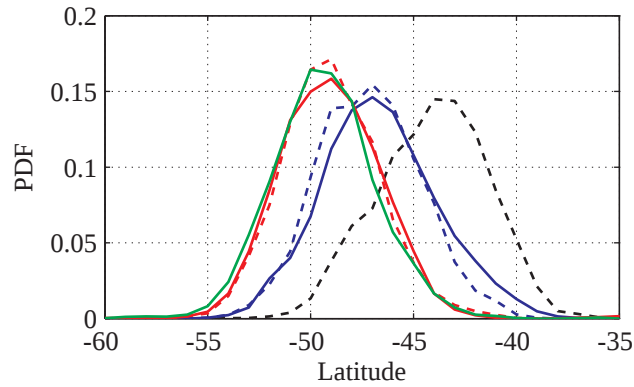


Figure 6.3 – Distribution of the daily jet latitude for imposed-SST simulations and NCEP data (green) in summer (DJF).

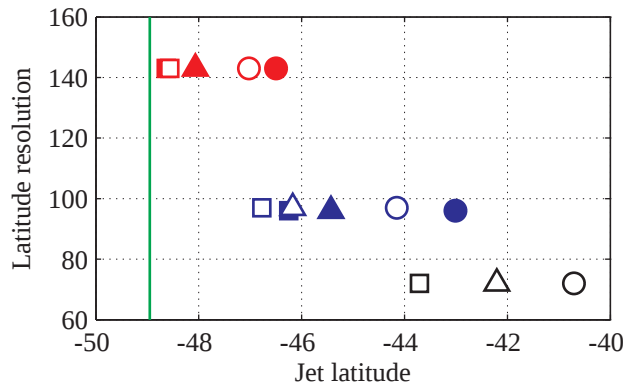


Figure 6.4 – Scatterplot for all the simulations of the mean summer jet latitude versus the resolution in latitude. Circles are coupled simulations, squares are imposed-SST simulations. The green line marks the latitude of the observed (NCEP) jet.

skewed towards poleward positions), then increases towards the observed value of zero when the jet moves poleward. This could suggest the existence of a barrier against jet movements deep into the subtropics. The mean speed of the jet at 850-hPa, taken each day at its actual latitude, is shown on figure 6.5c. It increases slightly when the jet moves poleward, and is overestimated by 0.5 m s^{-1} at the highest resolutions.

The decorrelation timescale of jet movements is shown on figure 6.5e. It was computed by fitting the lagged auto-correlation function of the daily jet latitude with an exponential over the first 10 days. The timescale decreases with the jet latitude, converging towards the observed value as observed by Kidston *et al.* (2010) and Barnes *et al.* (2010). Note that the range of latitudes covered here is the same as for all the CMIP3 models they used.

Only two simulations display a systematically lower timescale than expected given their jet latitude: they are the coupled simulations with a larger number of points in longitude than in latitude (open circles). The reason for this behavior is unclear, but a distinct feature of these simulations is a very strong cold bias in the mid-latitude SSTs compared to the tropical ones,

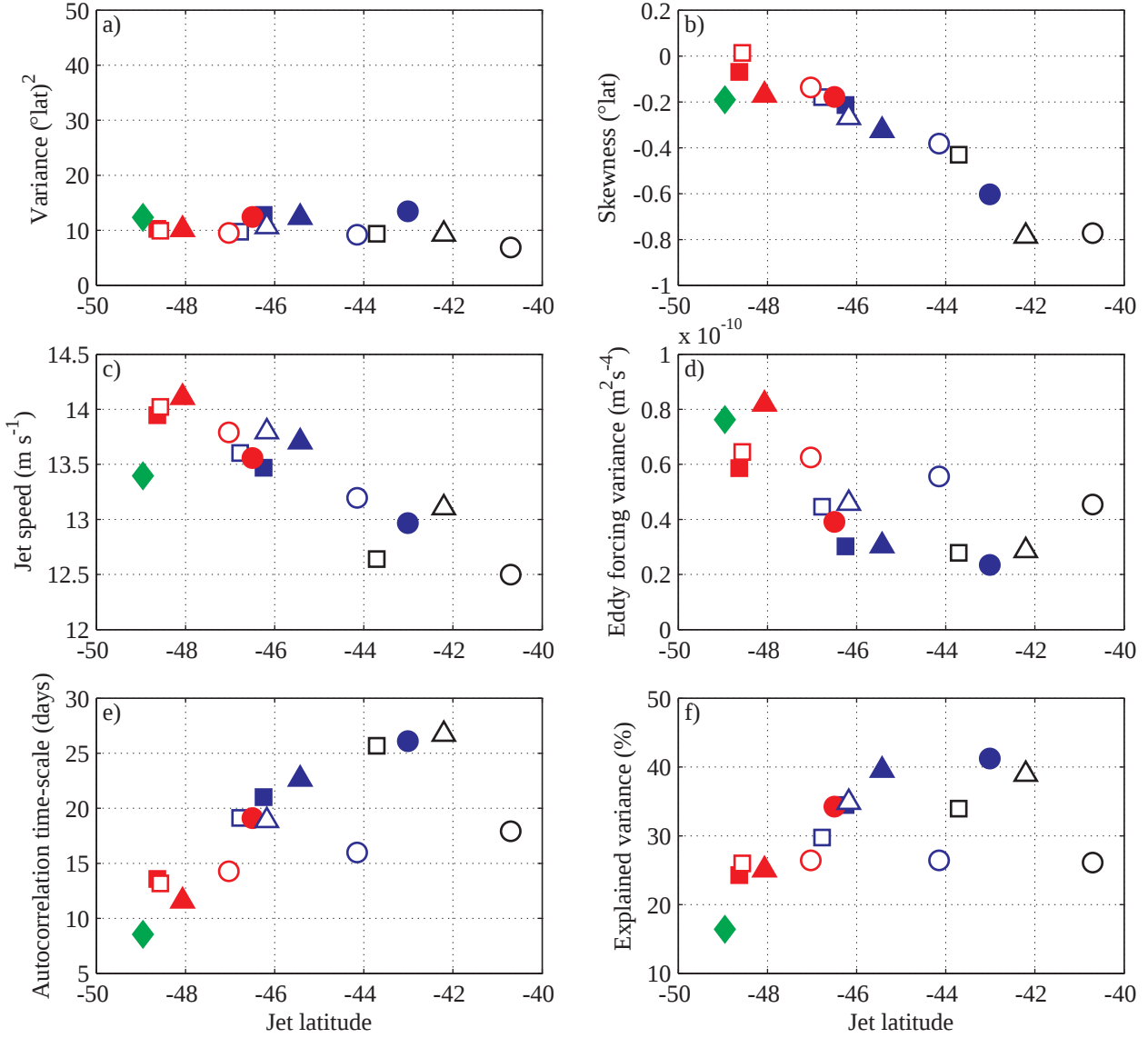


Figure 6.5 – Scatterplots of different characteristics of the summer jet and its variability, plotted for each simulation versus the mean latitude of the jet. (a) variance and (b) skewness of the distribution; (c) mean speed of the jet; (d) variance of the eddy-forcing of the SAM m (see text); (e) autocorrelation timescale of the daily fluctuations in the jet latitude; (f) variance explained by the first EOF of the 850-hPa monthly-mean zonal wind (the SAM). NCEP is shown as a green diamond, otherwise for each type of symbol the resolution uniformly increases from black to blue to red colors. The detailed symbol meanings are given in section 6.2.3.1 and in the legend of figure 6.1.

which is reduced when the number of points in latitude is larger (Hourdin et al, submitted). Perhaps the strong subtropical SST gradient has an anchoring effect which could prevent long excursions of the jet (Sampe *et al.*, 2007).

The monthly variance explained by the SAM (figure 6.5f) behaves exactly as the timescale of jet movements, decreasing from up to 40% down to the observed 15%. This is expected if the timescale of other modes of variability does not change with resolution: the mode with the longer timescale will then become more prominent at lower frequencies. The results on figure 6.5f suggest this effect dominates the changes of explained variance.

Despite a factor of two spread of the timescale or explained monthly variance, the variance of the daily jet latitude changes very little between the simulations. This apparent discrepancy can be resolved by looking at the variance of the eddy forcing m (figure 6.5d): the variance of m increases with the jet latitude, perhaps reflecting the increase in wave activity observed by Guemas & Codron (2011). Again using the notations from Lorenz & Hartmann (2001), the frequency spectrum ZZ^* of the SAM index z can be written as:

$$ZZ^* = \frac{\tilde{M}\tilde{M}^*}{\omega^2 + (\tau^{-1} - b)^2} \quad (6.5)$$

Where $\tilde{M}\tilde{M}^*$ is the variance spectrum of the random component $\tilde{m}$ of the eddy forcing m (which is supposed to be close to white), ω the frequency, τ the damping timescale and b the eddy feedback coefficient. The SAM or jet latitude variance can thus be increased either by increasing the eddy feedback b , which will act at lower frequencies (periods longer than the decorrelation timescale, $\omega \ll (\tau^{-1} - b)$), or the random eddy forcing $\tilde{M}$, which will act equally at all frequencies. For monthly values, the changes of the eddy feedback dominate, but for the total variance a compensation seems to be occurring as the jet moves poleward in the different simulations, with decreasing feedback (and timescale) but increasing random forcing. This compensation also occurs in the two coupled simulations with short timescales (open circles): they both have a larger total eddy forcing, and a similar variance. It is not clear whether this compensation is an intrinsic property of the flow. The jet movements could be limited to a range of latitudes by external factors, such as the width of the baroclinic zone, but the jet position varies with resolution, and its range of movements is not constant in other seasons.

6.2.4.2 Response to CO₂ increase

The four 1%CO₂ simulations show a systematic poleward shift of the summer jet compared to the control coupled simulation at the same resolution (figure 6.4). The amplitude of this shift was found by Kidston *et al.* (2010) and Barnes & Hartmann (2010b) to be correlated in CMIP3 models to both the initial latitude of the mean jet and the timescale of the annular mode. These two quantities are themselves correlated in CMIP3 models, with equatorward jets having more persistent fluctuations and a stronger response to CO₂. In our coupled simulations however, the timescale alternatively increases and decreases when the jet moves poleward (figure 6.5e). It is thus possible to estimate which is the best predictive variable for the response to increased CO₂.

This jet shift between control and 1%CO₂ simulations is shown on figure 6.6 as a function of either the initial jet latitude or the timescale of jet fluctuations in the control simulation. No systematic relation appears: in each case, three out of four simulations reproduce the annual-mean behavior observed in CMIP3 models of larger response for low latitude or long timescale, with a different outlier. We tried using the latitude of the mean jet instead of the mean latitude,

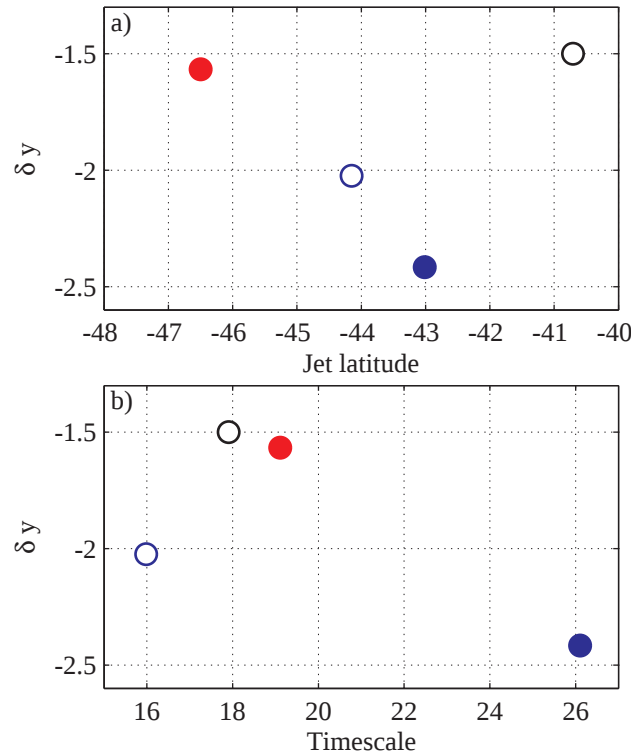


Figure 6.6 – Differences δy in the mean jet latitude between 1%CO₂ and control simulations, as a function of (top) the latitude of the jet, and (bottom) the timescale of jet fluctuations in the corresponding control simulation.

or the explained variance instead of the decorrelation timescale. The fit can be improved to some extent with the “right” pick, but the basic conclusion remains. The largest change comes from using the SAM timescales from the simulations with increased CO₂, which behave very differently from the control ones (figure 6.5e); the results are then similar to using the jet latitude.

Even with versions of the same model differing only in horizontal resolution, the relationships between jet latitude, variability timescale, and amplitude of the response to CO₂ forcing are thus not straightforward. A possible explanation lies in the “forcing” of the annular mode (term F in equation 6.3). A different projection of the response to CO₂ increase onto the annular mode structure could yield different amplitudes of the response (Ring & Plumb, 2008) at different resolutions. The mean temperature changes between the CO₂ and control simulations are almost independent of resolution (Hourdin *et al.*, 2012b). The spatial correspondence between the warming pattern and the jet position could also have an influence, but it is difficult to measure directly.

6.2.5 Winter season

In winter (June-July-August), the distribution of the latitude of the zonal-mean jet evolves in a different way with resolution (figure 6.7a): the poleward movement of the distribution mean is much less pronounced than in summer and stops well short of the observed one, but

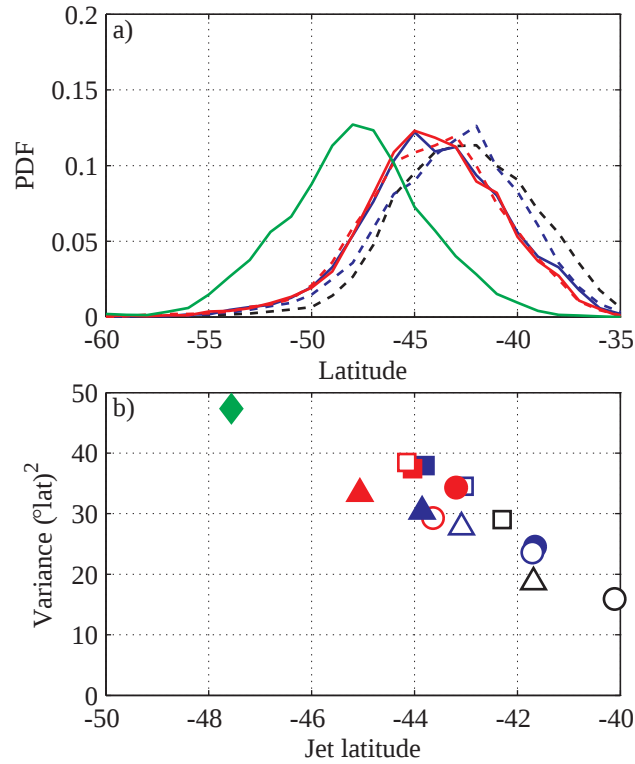


Figure 6.7 – Top: distribution of the daily latitude of the jet for the winter months (JJA), in the imposed-SST simulations and the NCEP data. Bottom: scatter plot for all the simulations and the NCEP data, of the variance of the jet latitude distribution versus the mean jet latitude (mean of the distribution).

the variance of the jet position increases rapidly instead of being quasi-stationary (figure 6.7b). It seems that the variance would reach the observed one if the simulated jet position were extrapolated. The corresponding plot for the whole year (figure 6.1) is thus misleading as it averages two opposite behaviors : large shifts with near-constant variance in summer and small shifts with increasing variance in winter.

Taking the zonal mean may however mask important features of the winter jet variability, as departures of the mean state from zonal symmetry are larger in this season and the mean jet is not everywhere at the same latitude. Figure 6.8a shows the mean winter 850-hPa and 200-hPa zonal winds over the Southern Ocean. Compared to the summertime circulation, a strong subtropical jet appeared at the upper level, centered over the Indian and western Pacific oceans. The surface jet is strongest over the Atlantic and Indian oceans at 45-50°S, where it lies under the upper-level jet. It then becomes progressively weaker and moves south to 60°S in the Pacific. At the same longitudes, a secondary maximum appears to the north, located on the poleward flank of the subtropical jet.

As in summer, the wind simulated by two extreme simulations is shown on figure 6.8b,c. Unlike in summer, despite some improvement with the higher resolution strong biases remain. Both simulations have a too strong subtropical jet and too weak mid-latitude jet. Close to the surface, the jet is located too much equatorward in the Indian ocean and extends too far eastward, while in the Pacific the two extrema are well located but the wind speed is too strong

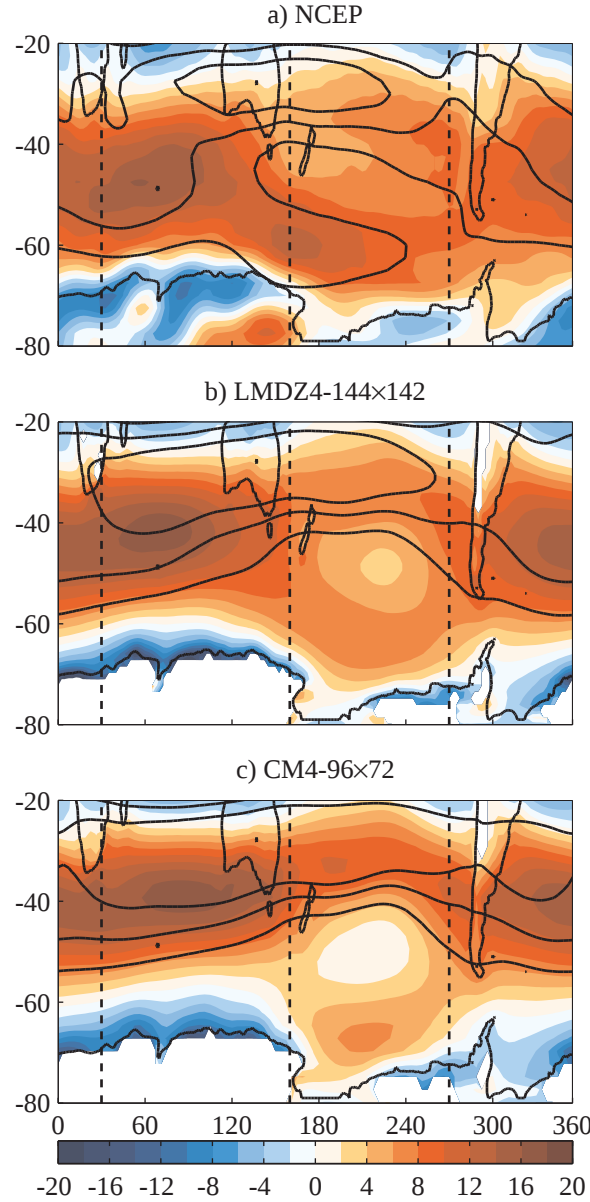


Figure 6.8 – Mean winter (JJA) zonal wind over the Southern Ocean, at the 850-hPa level (color) and 200-hPa level (contours at 22, 32 and 42 ms^{-1}). (a, top) NCEP , and simulations LMDZ4-144x142 (b, middle) and CM4-96x72 (c, bottom).

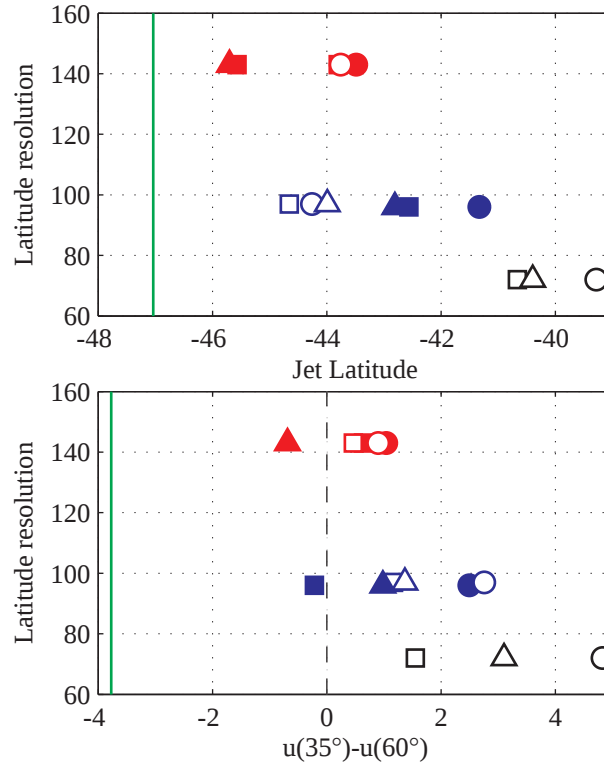


Figure 6.9 – Scatterplot for all the simulations in winter (JJA) of the resolution in latitude versus (top) the mean jet latitude in the Indian ocean sector, and (bottom) the difference between the wind speed at 35°S and 60°S in the Pacific sector. Circles are coupled simulations, squares are imposed-SST simulations. The green line marks the observed (NCEP) value.

at the equatorward maximum and too weak at the poleward one.

To separate the different behaviors of the jet at different longitudes, we now focus on the two sectors delineated by dashed lines on figure 6.8: the Indian sector, characterized by a single strong eddy-driven jet, and the Pacific sector, where the jet splits in two. The mean jet latitude in the Indian sector is shown on figure 6.9a for all the simulations. As in summer, there is a general poleward shift tendency, but here no simulation reaches the observed position. The jet in simulations with increased CO₂ is also always displaced poleward. In the Pacific sector, the positions of the two jets are stationary in different simulations, but their speed changes with resolution. We thus show (figure 6.9b) the differences between the mean wind speeds at 35°S and 60°S, which are the peak positions of the subtropical and mid-latitude jets. As for the Indian sector, there is some improvement with resolution, but the subtropical jet remains too strong — and the mid-latitude one too weak — compared to observations even at the highest resolution.

6.2.5.1 Jet variability

We now check the influence of these mean-state biases on the simulation of the dominant variability, represented here by the SAM to capture the zonal structure. Zonal-mean composites of the 850-hPa zonal wind over each sector for the NCEP data are shown on figure 6.10a,b, for

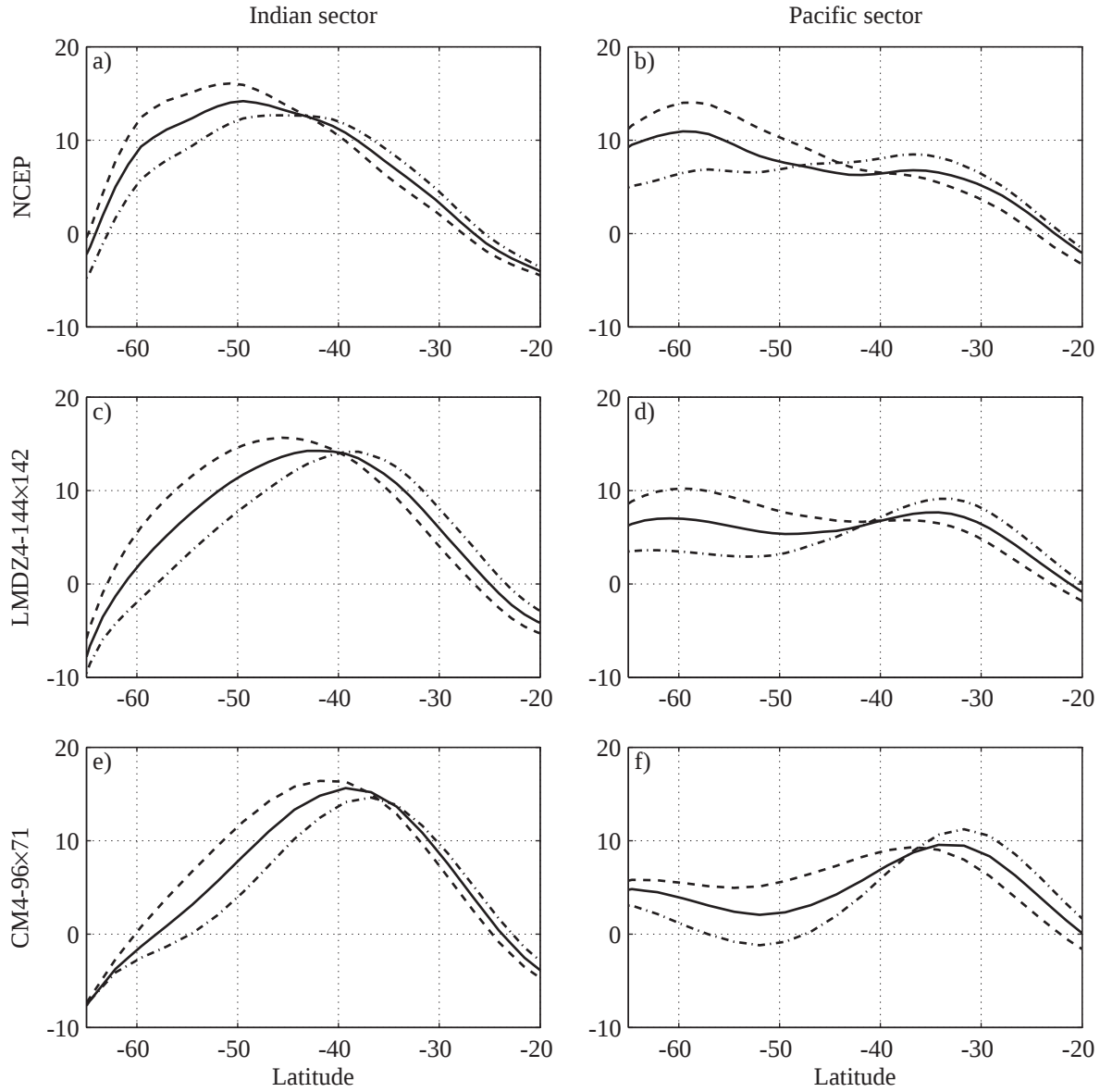


Figure 6.10 – Zonal averages of the 850-hPa zonal wind over the Indian (left) and Pacific (right) sectors for winter (JJA): mean wind (continuous), and composites of the positive (dashed) and negative (dot-dashed) SAM phases. NCEP (top), LMDZ4-144 $\times$ 142 simulation (middle), CM4-96 $\times$ 71 simulation (bottom).

the winter-mean state as well as for the positive and negative phases of the SAM (months in which the SAM index is larger than one standard deviation are used). Over the Indian sector, the SAM is a latitude shift of the jet, with a slight strengthening in the poleward position. Over the Pacific sector, there is no change in the positions of the jet extrema at 35° and 60°S, but an opposite change in amplitude, the poleward jet being much stronger in the positive phase, the subtropical one slightly stronger in the negative phase. This see-saw behavior of the SAM in the Pacific was observed by Codron (2007), who also showed that it was well correlated with jet shifts over the Indian sector.

The next panels of figure 6.10 show the same composites for the LMDZ4-144×142 and CM4-96×71 simulations. For the first one (figure 6.10c,d), the SAM composites look very similar to the observed ones: in the Indian ocean the SAM is a pure jet shift, but around a latitude that is located equatorward of the observed one. In the Pacific, the SAM is a see-saw between the two observed locations, but with a relative amplitude that is always too strong at the equatorward position. While the mean state of the LMDZ4-144×142 simulation is very close to a negative phase of the observed SAM, the simulated variability around that mean state thus resembles the observed one. In the second simulation (figure 6.10e,f), the mean biases are even stronger, with a jet equatorward of 40°S in the Indian ocean and an extremely weak and poorly located poleward maximum in the Pacific. As a result, while the SAM is still a jet shift in the Indian ocean, it becomes more a fluctuation of the subtropical jet over the Pacific: the observed relation between dominant variability and mean state is here partially lost.

6.2.5.2 Response to CO₂ increase

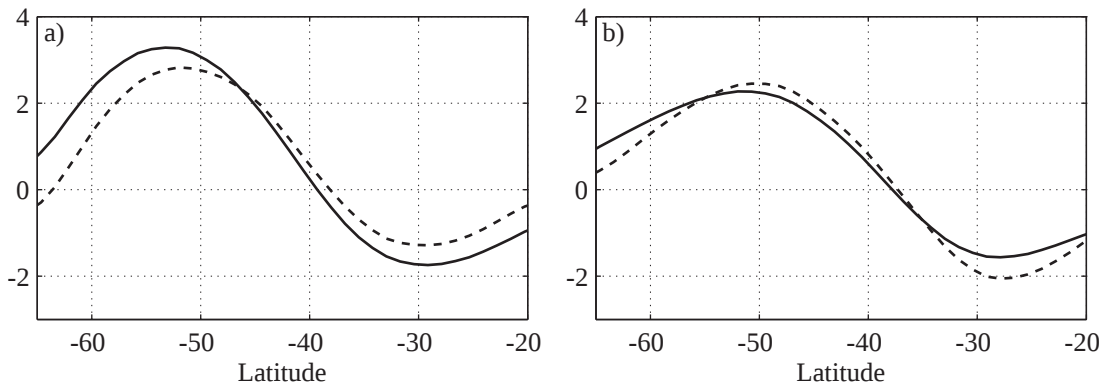


Figure 6.11 – Zonal wind at the 850-hPa level in winter (JJA): regression on the SAM index (continuous line), and difference between the 1%CO₂ and control simulations (dashed line). Zonal averages over the Indian (top) and Pacific (bottom) sectors. The resolution used is 96×96 points.

The coupled simulations with increased CO₂ display a systematic poleward jet shift over the Indian sector, and a relative strengthening of the midlatitude jet over the Pacific sector, as can be seen on figure 6.9. From the results of the previous section, this behavior yields a tendency towards the positive phase of the SAM in both sectors. To judge how well the response to CO₂ increase projects on the SAM structure, figure 6.11 compares the regression on the 850-hPa wind on the SAM index to the difference between 1%CO₂ and control simulations. The 96×96

resolution is shown, but others behave similarly. The response to the CO₂ increase is shifted slightly poleward — perhaps because it is compared to the control SAM structure — but the two are otherwise very similar; the surface wind response to CO₂ increase thus projects very strongly on the SAM, including the zonal asymmetries.

6.2.6 Conclusion

A consistent set of experiments was completed with the LMDZ general circulation model at varying horizontal resolutions, both with imposed SSTs at the surface and coupled with an oceanic GCM. Additional experiments with increased CO₂ were also performed in the latter case. The range of simulated positions of the surface winds over the Southern Ocean is of the same order as the one covered by the CMIP3 models, and larger than either the response to CO₂ increase or intraseasonal variability.

The response of the mid-latitude circulation to increasing resolution was studied for the two extreme summer (DJF) and winter (JJA) seasons. In summer, the mean circulation is almost zonally uniform and the low-frequency variability is dominated by latitude shifts of the zonal-mean jet. In winter, the zonal asymmetries are stronger, and the dominant mode of variability (the SAM, defined by the first EOF) has a more complex relation with the mean state: it changes from a latitude shift of the jet to a see-saw between two preferred positions in the Pacific.

The main conclusions for both seasons are summarized below:

- The changes of the simulated circulation as the resolution increases project strongly on the SAM. In summer, the jet moves poleward, especially with increased resolution in latitude, and reaches the observed position with the highest resolution. In winter, the simulated winds also improve, but the changes — poleward shift in the Indian sector, stronger mid-latitude jet in the Pacific — remain too small to bring the model in line with observations.
- The dominant variability in each simulation displays the same relationship with the mean state as observed: jet shifts in summer, and a Pacific see-saw in winter. This remains true even for mean state biases larger than the typical internal variability, except in one case when the Pacific mid-latitude winter jet completely disappears.
- The detailed statistics of jet fluctuations in summer display in most simulations a simple dependence on the mean jet latitude. They improve steadily with resolution and converge to the observed ones for the best simulations. The dynamics underlying the variability, as measured by the autocorrelation timescale or eddy forcing, behave similarly with a progressive rebalancing of the eddy feedback and random forcing components when the mean jet moves polewards.
- The response to transient CO₂ increase also projects strongly on the SAM structure, including in the winter Pacific sector. No systematic relationship between the amplitude of the response and the control mean state or variability could be obtained; but there is a tendency towards larger jet shifts in summer with an equatorward jet or more persistent annular mode. The statistical significance with only 4 simulations is however weak.

In summer, it thus seems that doubling the original resolution in latitude is enough to get a very realistic simulation of the Southern Hemisphere jet, including details such as the timescale or higher moments of the jet fluctuations. It could be that in summer, both the mean jet position and its variability are determined by eddy-mean flow interactions, so that resolving the dominant baroclinic waves is both necessary and sufficient.

In winter however, the same increase in resolution doesn't bring as much benefit. Eddy-mean

flow interactions are probably not as dominant in that season, and the influence of the tropics is much stronger; indeed the Pacific sector, where the subtropical jet is strongest, arguably shows the least improvement. Biases in tropical heating for example, may have a strong influence on the mid-latitudes; but they are more dependent on the model physics and thus will not necessarily improve with horizontal resolution.

Acknowledgment

We thank the two anonymous reviewers for their constructive remarks that helped improve the paper. We would also like to thank Marie-Alice Foujols who performed all the simulations used in this paper, and Virginie Guemas who helped in the preliminary analysis. The simulations were run at the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique (IDRIS).

6.3 Conclusions

Cet article a permis d'étudier la réponse de la circulation aux moyennes latitudes à l'augmentation de la résolution durant deux saisons, l'été (DJF) et l'hiver (JJA) à l'aide de trois ensemble de simulations, SST forcé, océan couplé et augmentation de la concentration de CO₂. Durant l'été, la circulation est quasiment zonalement uniforme et la variabilité basse fréquence est dominée par une oscillation du jet autour de sa position moyenne. Durant l'hiver, les anomalies à la moyenne zonale sont plus fortes et le premier mode de variabilité a une relation plus complexe avec l'état moyen : elle passe d'une oscillation à un basculement entre deux positions préférentielles au-dessus du pacifique. Il est à remarquer que les positions du jet estimées par le maximum de vents en surface couvre la même gamme de latitude que celle estimée à partir des simulations CMIP3, et est plus grande que celle liée à la réponse à l'augmentation du CO₂ ou celle de la variabilité saisonnière.

Les principales conclusions pour les deux saisons peuvent être synthétisées comme suit :

- Les changements de circulation lorsque la résolution augmente se projettent sur le SAM. Durant l'été, le jet se déplace vers le pôle – particulièrement lorsque c'est la résolution en latitude qui augmente – jusqu'à atteindre la position de celle des observations pour la résolution la plus élevée. Durant l'hiver, les améliorations – que ce soit le déplacement vers le pôle dans le secteur indien ou le renforcement du jet dans celui du pacifique – restent cependant trop faible pour atteindre les structures et les variabilités des observations.
- Malgré les biais parfois plus grand que la variabilité elle-même, le mode dominant de chacune des simulations indiquent la même relation avec l'état moyen que celle des observations : durant l'été une oscillation du jet et en hiver un basculement entre deux positions au-dessus du Pacifique, excepté pour une simulation pour laquelle, durant l'hiver, le jet aux moyennes latitudes disparaît.
- L'étude détaillée des statistiques associées à la fluctuation du jet durant l'été montre que la majorité des simulations ont une dépendance simple à la position moyenne du jet. Ces statistiques progressent avec l'augmentation de résolution et convergent vers celle obtenu à partir des observations. La dynamique sous-jacente à la variabilité, estimée par le temps d'autocorrélation ou le forçage par les ondes, progresse également vers les observations, via un équilibre entre forçage et forçage aléatoire de ces ondes lorsque le jet est situé vers le pôle.
- La réponse à l'augmentation de la concentration de CO₂ se projette fortement sur la structure du SAM, y compris durant l'hiver dans le secteur pacifique. Il n'apparaît pas de relation systématique entre l'amplitude de la réponse et l'état moyen ou la variabilité de la simulation de référence ; mais il existe une tendance à un plus fort déplacement du jet en été lorsque le jet se situe vers l'équateur ou alors lorsque le mode annulaire est plus persistant. La significativité statistique utilisant uniquement 4 couples de simulations reste cependant faible.

C'est ainsi que durant l'été il semble que doubler la résolution latitudinale est suffisant pour obtenir une représentation correcte du jet dans l'hémisphère sud, le temps d'autocorrélation et les différents moments tendant vers ceux des observations. Il se pourrait que durant l'été, la position et la variabilité du jet soient déterminées par l'interaction ondes - écoulement impliquant que la résolution utilisée permet de simuler les ondes baroclines dominantes nécessaires et suffisantes à la représentation correcte de la circulation.

Durant l'hiver, la même augmentation de résolution n'apporte pas autant de bénéfice. L'interaction ondes - écoulement n'est probablement pas le mécanisme dominant durant cette saison

et l'influence des tropiques est plus forte. Au-dessus du secteur pacifique, où les jets subtropicaux sont les plus forts, les améliorations sont le moins notables. Les biais de chauffage aux tropiques peuvent avoir une forte influence sur les moyennes latitudes. Cependant ces biais sont dépendants de la physique du modèle et peuvent ne pas être sensible à l'augmentation de la résolution horizontale impliquant l'absence d'amélioration observées.

Dynamiques nord atlantique et extrêmes de température en Europe dans le modèle de l'IPSL : sensibilité à la résolution

L'article composant ce chapitre est issu d'une collaboration entre Julien Cattiaux, Benjamin Quesada, Francis Codron, Robert Vautard, Pascal Yiou et moi même. La méthode permettant de déterminer la densité de probabilité de position du jet en fonction de la latitude est ma contribution à la coopération ayant eu lieu pour écrire cet article, l'analyse des régimes et l'article en lui-même par Julien Cattiaux et les extrêmes de températures par Benjamin Quesada. Il m'a semblé particulièrement intéressant d'étudier le lien entre les positions qu'occupent le jet et les régimes de temps.

Sommaire

7.1	Contexte scientifique	85
7.2	North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model : sensitivity to atmospheric resolution	87
7.2.1	Introduction	87
7.2.2	Model details and set of simulations	89
7.2.3	North-Atlantic weather regimes	90
7.2.3.1	Methodology	90
7.2.3.2	Preferred positions of the jet stream	91
7.2.3.3	Centroids	92
7.2.3.4	Between- and within-class main features	95
7.2.4	European temperature extremes	102
7.2.5	Discussion	106
7.2.6	Conclusions	108
7.3	Conclusions	110

7.1 Contexte scientifique

La variabilité intra-saisonnière à inter-annuelle de la circulation atmosphérique au-dessus de l'océan nord atlantique a souvent été décrite comme une alternance entre un nombre limité de régime préférentiel. Une telle discrétisation est justifiée par la multi-modalité de la position du jet. Ce chapitre se focalise sur la sensibilité de la dynamique nord atlantique et les températures extrêmes en Europe et leur représentation à travers les deux résolutions de la version IPSL-CM5A et les cinq résolutions issues d'une version intermédiaire IPSL-CM4v2.

Une représentation correcte de ces régimes, en considérant à la fois leurs structures spatiales mais aussi leurs persistances, est essentielle afin que les GCM puissent correctement simuler la variabilité climatique et les changements à long termes. De plus, les températures extrêmes en Europe sont généralement associées à une persistance exceptionnelle de l'un des régimes. Doblas-Reyes *et al.* (1998) ont montré que les trajectoires des tempêtes nord atlantique durant l'hiver ainsi que les situations de blocages sont significativement améliorées lors du passage d'une résolution T63 à T106. L'ensemble des huit simulations utilisées dans cet article englobe le même intervalle et laisse espérer qu'il soit possible de différencier la position du jet, les régimes de temps et les températures extrêmes entre ces simulations.

À l'effet de la résolution horizontale se joint celui de la résolution verticale, i.e. le nombre de niveaux résolus par les modèles. Cette dernière s'avère avoir un effet considérable sur la dynamique troposphérique (Roeckner *et al.*, 2006) puisque le couplage stratosphère - troposphère est mieux simulé. Les processus stratosphériques identifiés à partir d'observations semblent en effet avoir un rôle déterminant dans la variabilité extra-tropicale de la troposphère (Baldwin & Dunkerton, 1999), y compris pour les régimes (Baldwin & Dunkerton, 2001).

À travers la préparation de l'exercice CMIP5 et l'exercice lui-même, c'est l'étude de la sensibilité du modèle aux résolutions verticales et horizontales utilisées qui est évaluée. Cette évaluation est fondée sur la comparaison entre le modèle de l'IPSL à ces différentes résolutions et deux jeux d'observations. Elle se base sur la capacité du modèle à représenter la position du jet au-dessus de l'océan nord atlantique, les régimes de temps et les extrêmes de températures. Dans cet article les caractéristiques du modèle de l'IPSL sont examinées à partir de la distribution de la position du jet, les régimes de temps de l'atlantique nord et les températures extrêmes et tout particulièrement les liens qui existent entre ces trois composantes.

Après une introduction (7.2.1), l'article détaille les données utilisées, simulations et réanalyses (7.2.2). La dynamique de nord atlantique et sa sensibilité à la résolution est discutée dans la partie 7.2.3 en analysant la position latitudinale et les régimes. La représentation des vagues de chaleur et des périodes de froid sont décrites dans la partie 7.2.4. La discussion et les conclusions sont finalement présentées dans les sections 7.2.5 et 7.2.6. La conclusion de ce chapitre (7.3) revient sur ma contribution à cet article en apportant un diagnostic supplémentaire basé sur la distance entre les distributions de position du jet simulées par le modèle et les données NCEP.

7.2 North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model: sensitivity to atmospheric resolution

JULIEN CATTIAUX, BENJAMIN QUESADA, ARA ARAKELIAN, FRANCIS CODRON, ROBERT VAUTARD AND PASCAL YIOU.¹

ABSTRACT

The variability of the European climate is mostly controlled by the unstable nature of the North-Atlantic dynamics, especially in wintertime. The intra-seasonal to inter-annual fluctuations of atmospheric circulations has often been described as the alternation between a limited number of preferential weather regimes. Such discrete description can be justified by the multi-modality of the latitudinal position of the jet stream. In addition, seasonal extremes in European temperatures are generally associated with an exceptional persistence into one weather regime. Here we investigate the skill of the IPSL model to both simulate North-Atlantic weather regimes and European temperature extremes, including summer heat waves and winter cold spells. We use a set of eight IPSL experiments, with six different horizontal resolutions and the two versions used in CMIP3 and CMIP5. We find that despite a substantial deficit in the simulated poleward peak of the jet stream, the IPSL model represents weather regimes fairly well. A significant improvement is found for all horizontal resolutions higher than the one used in CMIP3, while the increase in vertical resolution included in the CMIP5 version tends to improve the wintertime dynamics. In addition to a recurrent cold bias over Europe, the IPSL model generally overestimates (underestimates) the indices of winter cold spells (summer heat waves) such as frequencies or durations. We find that the increase in horizontal resolution almost always improves these statistics, while the influence of vertical resolution is less clear. Overall, the CMIP5 version of the IPSL model appears to carry promising improvements in the simulation of the European climate variability.

7.2.1 Introduction

The variability of climate in the mid-latitudes, whose chaotic nature drives the daily weather, originates from the baroclinic instability created by strong equator-to-pole temperature gradients. It is particularly strong in winter, both when considering inter-annual and intra-seasonal fluctuations. This variability has been described, in several large regions and at a hemispheric scale, as the alternation of the atmosphere between preferred states of the North-Atlantic atmospheric dynamics, or weather regimes (Vautard, 1990), which result from the existence of mul-

1. J. Cattiaux

(1) IPSL/LSCE, Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

(2) Meteo-France/CNRM, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France

julien.cattiaux@meteo.fr

B. Quesada, R. Vautard, P. Yiou

IPSL/LSCE, Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

A. Arakelian, F. Codron

IPSL/LMD, Unité mixte Ecole Polytechnique-CNRS-ENS-UPMC, 75005 Paris, France

multiple stationary solutions in the dynamics equations (Legras & Ghil, 1985; Charney & DeVore, 1979). In Europe, temperature extremes are often associated with an exceptional persistence of one particular weather regime. For example heat waves of summers 1976 and 2003 were characterized by persistent blocking anticyclones (Schär *et al.*, 2004; Cassou *et al.*, 2005), and the cold episode of winter 2009/10 by a persistent negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO) (Cattiaux 2010, Seager 2010). The correct representation of such regimes, their spatial patterns and persistence properties is therefore essential for a global climate model (GCM) to properly simulate climate variability and its long term changes.

In recent years, GCMs have been incorporating more and more complex components with higher and higher resolutions. In particular, since its first version, the IPSL model has incorporated more comprehensive atmospheric (LMDZ, Hourdin *et al.* (2006)) and oceanic models (NEMO) — including both ocean (NEMO-OPA, Madec *et al.* (1997)) and sea-ice (NEMO-LIM, Fichefet & Maqueda (1999)) models — and included a surface model (ORCHIDEE, Krinner *et al.* (2005)). All components are synchronized using the OASIS coupler (Valcke, 2006). In addition, the resolution of its atmospheric model has been increasing in both horizontal and vertical directions. In particular, simulations designed for the Third Phase of the Coupled Model Intercomparison Program (CMIP3) were based on a 96×71 horizontal grid and 19 vertical levels (IPSL-CM4 version, Marti *et al.* (2005)), while simulations designed for CMIP5 (IPSL-CM5A version, Dufresne *et al.* (2011)) use two finer grids (96×96 and 144×142) and 39 vertical levels. These changes require careful investigations and diagnostics. In this paper we investigate the sensitivity of the North-Atlantic dynamics and the European temperature extremes to both horizontal and vertical atmospheric resolution, from the IPSL-CM5A version and an intermediate version IPSL-CM4v2 described in Section 7.2.2.

The typical horizontal size of North-Atlantic circulation patterns is of the order of 1000 km, so that their representation is likely to be sensitive to GCM resolutions (typically of the order of hundred km at mid-latitudes in current models). For instance, some studies suggest that horizontal resolution is responsible for the underestimation of blockings episodes (D'Andrea *et al.*, 1998; Matsueda *et al.*, 2009), because large resolutions fail to reproduce small-scale eddies necessary to the maintenance of larger-scale blockings. In particular, Doblas-Reyes *et al.* (1998) show that both North-Atlantic wintertime storm tracks and blockings were significantly improved when increasing the resolution from T63 to T106. Here we use a set of experiments with resolutions encompassing this interval, so that we can expect differences in both North-Atlantic weather regimes and associated European temperatures.

In addition to the horizontal grid, the vertical resolution has been showed to substantially affect the simulation of the tropospheric dynamics in climate models (e.g., Roeckner *et al.*, 2006), which mostly results from a better representation of the stratosphere-troposphere coupling. From observations, stratospheric processes are indeed suspected to play a demonstrable role on the intra-seasonal variability of the extratropical tropospheric climate (Baldwin & Dunkerton, 1999), including weather regimes (Baldwin & Dunkerton, 2001). For instance OuzEAU *et al.* (2011) showed that the simulation of the winter 2009/10 negative NAO was significantly improved when nudging the stratospheric dynamics towards reanalyses.

This paper is structured as follows. Section 7.2.2 provides details on model experiments and both reanalysis and observational dataset used for comparison. The sensitivity of North-Atlantic dynamics to model resolution is discussed in Section 7.2.3 from the analysis on both jet stream and weather regimes. Section 7.2.4 focuses on the representation of summertime heat waves and wintertime cold spells over Europe, while a discussion and some conclusions are provided in Sections 7.2.5 and 7.2.6.

Table 7.1 – Description of the set of experiments.

Short name	Model Version	Atmospheric Horizontal Resolution	p-magic	Vertical Levels	CO2 (ppm)
C4-96×71	CM4v2	96 × 71 (3.7° × 2.5°)	0.02	19	348
C4-96×71p	CM4v2	96 × 71 (3.7° × 2.5°)	0.01	19	348
C4-96×96	CM4v2	96 × 96 (3.7° × 1.875°)	0.02	19	348
C5-96×96	CM5A	96 × 96 (3.7° × 1.875°)	0.02	39	~320
C4-144×96	CM4v2	144 × 96 (2.5° × 1.875°)	0.02	19	348
C4-144×142	CM4v2	144 × 142 (2.5° × 1.25°)	0.02	19	348
C5-144×142	CM5A	144 × 142 (2.5° × 1.25°)	0.02	39	~320
C4-192×142	CM4v2	192 × 142 (1.875° × 1.25°)	0.02	19	348

7.2.2 Model details and set of simulations

We use two different versions of the IPSL coupled model. The first one is IPSL-CM4v2, an intermediate version between IPSL-CM4 and IPSL-CM5A, respectively used for CMIP3 and CMIP5. The second one is IPSL-CM5A. Both versions are composed of the LMDZ atmospheric model, the NEMO ocean model at 2° resolution, and the ORCHIDEE land- surface model.

For the CM4v2 version, the experiments presented in this paper only differ in their atmospheric component: the dynamical core of LMDZ uses finite-difference schemes on a latitude-longitude grid, for which five different horizontal resolutions are used (Table 7.1). The lowest resolution has 96 points in longitude and 71 in latitude (experiment C4-96×71) and was used in IPSL-CM4 for CMIP3. The four other resolutions are respectively 96×96, 144×96, 144×142 and 192×142. This set-up allows a discrimination between longitudinal and latitudinal sensitivities: only longitudinal (latitudinal) resolution is increasing from C4-96×96 to C4-144×96 and C4-144×142 to C4-192×142 (C4-96×71 to C4-96×96 and C4-144×96 to C4-144×142). The time step for the dynamics is changed between the experiments following the resolution in longitude, in order to respect numerical stability criteria. The timescale for the horizontal diffusion at the lowest resolved scale is also lowered for the two experiments with the highest resolutions. All other parameters are unchanged between these five experiments.

The lowest-resolution simulation in this set-up (C4-96×71) is colder at the surface than the others by an average of 1.5° C, which could influence the simulation of some climatic features. In order to test this influence, a second sensitivity experiment (C4-96×71p) was performed at this resolution by changing the surface albedo, which is a sensitive parameter for global temperature. For this experiment the parameter p-magic is deliberately tuned from 0.02 to 0.01, in order to bring the global-mean temperature to the same level as the other resolutions.

For each experiment, we use a control simulation run over 1860–1959 with greenhouse gases concentrations fixed at 1960 level (in particular CO₂ at 348 ppm). No historical runs were available. As a 50-year period is sufficient for our study, we extract daily outputs of both geopotential height at 500mb (Z500) and daily mean temperature over 1910–1959. This choice is arbitrary but not crucial since chronology is unimportant in such control simulations.

In addition to CM4v2 control experiments, this study uses outputs of historical runs performed with the CM5A version (Table 7.1), at the two resolutions retained for the climate simulations of CMIP5: C5-96×96 (conventionally named IPSL-CM5A-LR) and C5-144×142 (IPSL-

CM5A-MR). The essential difference between the CM4v2 and CM5A versions is the vertical discretization in the atmosphere: CM4v2 uses 19 hybrid sigma-pressure levels on the vertical, as in CM4, whereas the CM5A version uses 39 levels and has a better resolved stratosphere. Thus, even if some physical parameterizations and/or settings have been changed between CM4v2 and CM5A, one can consider that comparing C4-96×96 vs. C5-96×96 and C4-144×142 vs. C5-144×142 discriminates the influence of the vertical resolution. In order to ease such comparison, we decided to use the period 1910–1959 of CM5A historical runs, which provides a relatively constant CO₂ level (~320 ppm), close to the 348 ppm of the CM4v2 control runs.

Reference fields are the geopotential height at 500 hPa (Z500) dataset provided by the NCEP/NCAR reanalysis (hereafter NCEP, Kistler *et al.* (2001)) and the daily mean temperature of the ECA&D in-situ measurements (Klein-Tank *et al.*, 2002), interpolated on a regular $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid (E-OBS dataset, Haylock *et al.* (2008)). For consistency with model runs, a 50-year subset is considered and both NCEP Z500 and E-OBS temperatures are extracted over 1960–2009. The sensitivity of observed North-Atlantic weather regimes to the choice of the reference period is tested by comparing the 1960–2009 NCEP daily Z500 to the 1910–1959 Z500 provided by the 20th Century Reanalysis V2 (20CR, Compo *et al.* (2011)). Although recent and not of large use so far, the 20CR reanalysis has been shown in fair agreement with NCEP (among other former reanalyses) for representing the wintertime North-Atlantic circulations over their period of overlap (1948–2006) (Ouzeau *et al.*, 2011). Since assimilated data over this region do not change much over the whole 20CR period (1871–2006, see Compo *et al.* (2011)), the 20CR Z500 over 1910–1959 can be considered as reliable.

7.2.3 North-Atlantic weather regimes

7.2.3.1 Methodology

Weather regimes (Vautard, 1990) are generally obtained by performing clustering algorithms on a circulation variable (such as Z500) (Michelangeli *et al.*, 1995), and the analysis of their occurrence frequency and/or persistence provides a synthetic and discrete description of the complex atmospheric dynamics. This description assumes an underlying multi-modality of the probability density function (PDF) of the atmospheric circulation, or at least areas in phase space where atmospheric trajectories “like to stay”. Indications for such behavior in the North-Atlantic sector have been provided by Michelangeli *et al.* (1995) or Woollings *et al.* (2010) (among others), even if recently discussed in (e.g.) Christiansen (2007).

Given the annual cycle of North-Atlantic atmospheric circulations, we separate here summertime (May to September) from wintertime (November to March) weather regimes. We restrain Z500 fields to the North-Atlantic domain, defined as 90° W– 30° E/ 20° – 80° N. For each season, the computation of weather regimes of either a reanalyzed or modeled 50-year Z500 field comprises two major steps:

1. n centroids are obtained by applying a clustering algorithm on the k first Empirical Orthogonal Functions (EOFs, von Storch & Zwiers (2001)) of daily Z500 anomalies. In our case we use the k-means algorithm (Michelangeli *et al.*, 1995) with $n = 4$ classes, after selecting $k = 14$ EOFs which carry at least 80 % of variance. Anomalies are obtained by removing the 50-year climatology of the raw Z500 field.
2. each day is placed in the class whose centroid is the closest to the day’s Z500 anomaly in terms of minimal Euclidean distance. In the end, each class contains a distribution of daily Z500 anomalies, that can be described at first order by its mean (hereafter “class center”). Class centers and centroids generally differ, because centroids are computed on

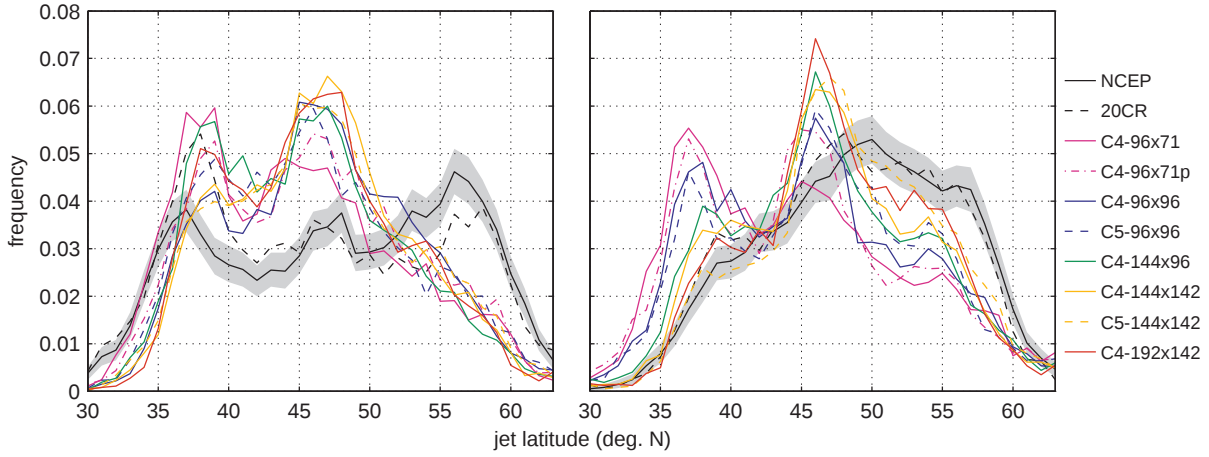


Figure 7.1 – (Left) Winter and (Right) summer PDFs of the daily latitude of the 850-hPa jet (see text for details), for both reanalyses (black) and IPSL experiments (colors). For NCEP, 95%-confidence intervals obtained from bootstrap procedures are indicated (gray shadings).

the first 14 principal components while centers are obtained in the full N dimensional field.

This methodology has been used in a couple of recent studies, including Cassou *et al.* (2005) and Cassou (2008) from which the names of both summertime and wintertime weather regimes are picked for our study (see Section 7.2.3.3).

Our approach to compare weather regimes from IPSL experiments with reanalysis can be decomposed as follows:

1. we compute centroids for each experiment and reanalysis, and thus obtain $n = 4$ centroids for each experiment and each season;
2. we test whether reanalysis centroids can be identified with those obtained from IPSL experiments;
3. we classify each experiment and reanalysis among reanalysis centroids taken as a common reference, which is justified if the previous condition is verified;
4. we compare the main features of each regime between IPSL experiments and reanalysis, which is relevant when using common centroids.

The performance of this approach is presented in Section 7.2.3.3 and Section 7.2.3.4. We first start by investigating the multi-modality issue in the atmospheric circulation, by prior analyzing in the PDF of the position of the jet stream in Section 7.2.3.2 based on the diagnostics performed in Woollings *et al.* (2010).

7.2.3.2 Preferred positions of the jet stream

We compute the latitudinal position of the jet in the North Atlantic by first zonally averaging the 850-hPa zonal wind between 75° W and 15° E for each day. The latitude of the jet is then taken as the center of the latitude band where the wind speed is greater than the maximum speed minus 1 m s^{-1} . The 850-hPa level was chosen as it is representative of the eddy-driven jet and not influenced by the subtropical jet.

PDFs of daily jet latitudes in winter and summer months are shown in Figure 7.1 for both reanalyses and IPSL simulations, together with the 95%-confidence interval for NCEP reanalysis, computed by a bootstrap procedure with 1000 realizations (gray shadings). In winter, the observed PDF displays a trimodal structure, as shown by Woollings *et al.* (2010). The observed poleward peak, located between 55-60° N, is absent in all simulations. The other two peaks are present in the model, albeit with overestimated frequencies (by compensation of the poleward deficiency). The increase in horizontal resolution tends to reduce (enhance) the equatorward (middle) peak, but has little effect on the poleward deficit. The CM5A version seems to shift the equatorward peak towards lower latitudes, which improves the fit with the observed PDF.

In summer, the observed PDF presents a fairly flat distribution with only a single maximum near 50° N. The IPSL model exhibits a spurious peak around 35-40° N at lowest horizontal resolutions, which progressively disappears as both horizontal and vertical resolutions increase. In contrast to winter, this low-latitude decrease is compensated by increased occurrences of the jet at both mid- (around 45° N) and high (above 60° N) latitudes. The simulation of the summer PDF thus generally improves with (i) horizontal resolution and (ii) transition between CM4v2 and CM5A, except in the 45-50° N latitude band where it becomes overestimated.

7.2.3.3 Centroids

Centroids obtained from NCEP daily Z500 anomalies over 1960–2009 are presented in top panels of Figures 7.2 (winter) and 7.3 (summer). In winter we find the regimes recently used e.g. in Cattiaux *et al.* (2010) and described in Cassou (2008): the Blocking (BL), characterized by a strong anticyclone over Scandinavia, the two phases of the NAO (NAO– and NAO+), and the Atlantic Ridge (AR) bringing cold air masses from the Arctic over Europe. In summer, the atmospheric dynamics is less intense and only the negative phase of the NAO can be clearly identified from the clustering algorithm. We thus find the regimes described in Cassou *et al.* (2005): the Atlantic Low (AL) characterized by a deep trough over the ocean, the Blocking (BL), which can be considered as a reminiscence of the summer NAO+, the NAO– and the Atlantic Ridge (AR). In the following the centroid of the i^{st} NCEP regime ($i \in 1..4$) will be denoted by C_i^0 (“0” standing for “reference”).

The same procedure of centroids computation is performed for each of IPSL-CM4v2 and IPSL-CM5A experiments over 1910-1959. For each model m , the centroid of the j^{st} regime is denoted by C_j^m ($j \in 1..4$). We now test if all observed centroids C_i^0 can be clearly identified among IPSL centroids C_j^m .

In order to answer this question, NCEP centroids are bilinearly interpolated to each of IPSL resolutions, and the similarity between all C_i^0 and C_j^m is tested from their coefficient of explained spatial variance E (hereafter E -value), which is given for two vectors x and y of same size by

$$E(x, y) = 1 - \frac{\sigma^2(y - x)}{\sigma^2(x)} \quad (7.1)$$

where σ^2 stands for variance. The E -value tests both positions and amplitudes of the principal centers of action, which is necessary and sufficient for characterizing large-scale circulation (van Ulden & van Oldenborgh, 2006). Here, this metrics is a compromise between a spatial correlation which only tests their position, and a Euclidean distance which depends on vector size (i.e. horizontal resolution). We nevertheless verified that replacing E -value with spatial correlation or Euclidean distance in the following procedure does not change our results (not shown).

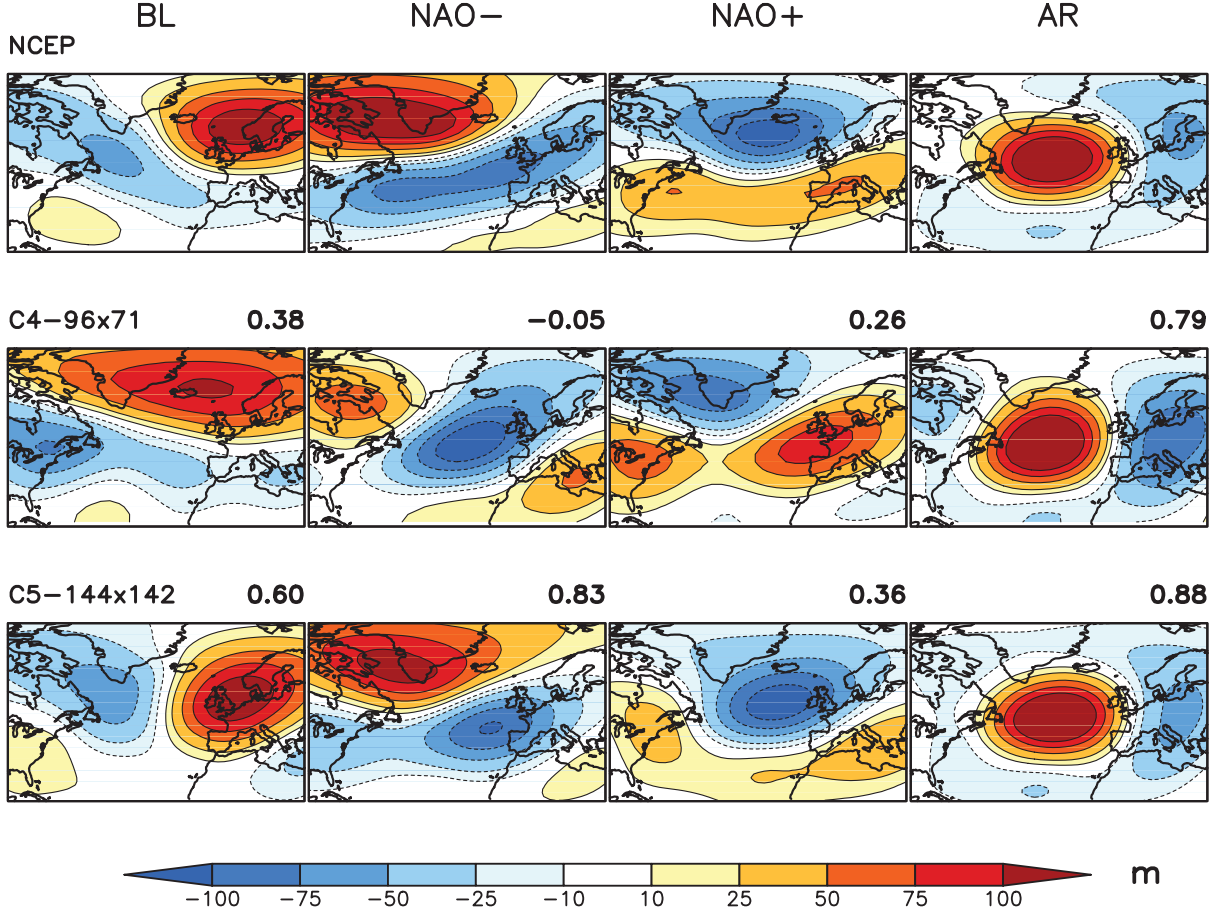


Figure 7.2 – (Top) Winter centroids obtained from NCEP Z500 clustering: Blocking (BL), NAO–, NAO+ and Atlantic Ridge (AR). (Middle) Same for the C4-96×71 experiment. (Bottom) Same for the C5-144×142 experiment. For both IPSL experiments, centroids are sorted relative to NCEP ones (see details in text), and E -values with NCEP centroids are indicated.

Computing E -values of all pairs of C_i^0 and C_j^m gives a 4×4 matrix (noted E^m) where

$$E_{ij}^m = 1 - \frac{\sigma^2(C_j^m - C_i^0)}{\sigma^2(C_i^0)} \quad (7.2)$$

Each C_i^0 is identified with one of the four C_j^m by looking at the maximum value of the i^{st} row of E^m . If all these per-row maxima occur in distinct columns, then each C_i^0 corresponds to one C_j^m and we say that NCEP centroids are well-represented by the experiment. Else, NCEP centroids are said to be misrepresented by the experiment. The significance of this procedure was tested by generating 1000 realizations of two independent random processes (A and B) with spatio-temporal characteristics similar to Z500 maps, and applying the clustering algorithm to each A and B . Even if randomly generated, we found that $\sim 10\%$ of A centroids could be identified among B ones. This roughly means that our identification procedure is significant at the 10%-level.

All E^m matrices are gathered in Table 7.2. According to our identification procedure, centroids are found to be well represented for all experiments in winter. This is illustrated in Figure 7.2 for two of the experiments used in CMIPs, i.e. C4-96×71 (CMIP3, middle row) and

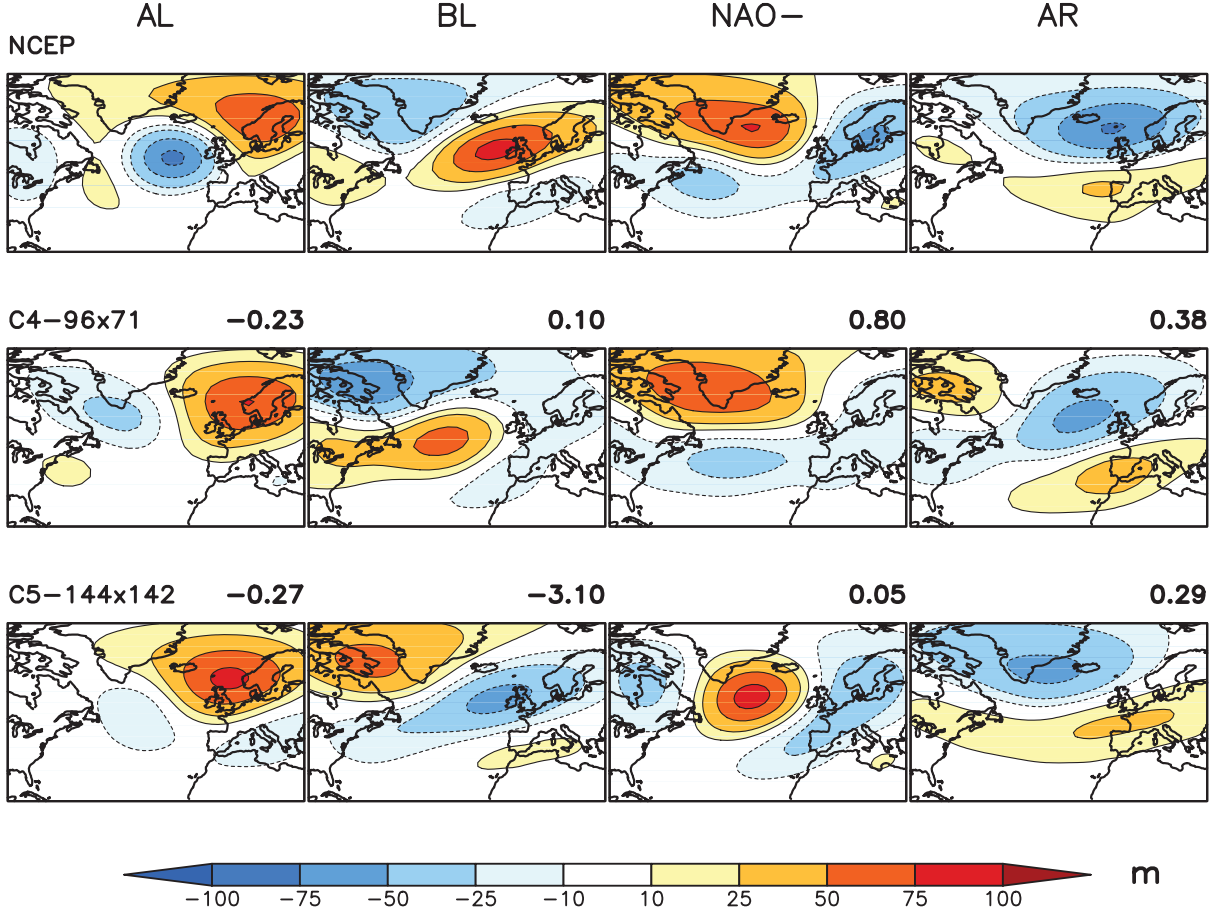


Figure 7.3 – Same as Figure 7.2 for summer. Centroids are respectively: Atlantic Low (AL), Blocking (BL), NAO- and Atlantic Ridge (AR).

C5-144×142 (CMIP5, bottom row). Despite slight differences in structures and/or amplitudes of patterns, all centroids can be visually and numerically identified to NCEP ones.

In summer, centroids are well represented for all experiments except C5-144×142 (Table 7.2), which may seem surprising since this experiment is one of the closest to observations in simulating the PDF of the jet position (Section 7.2.3.2). This misrepresentation may be due to an unstable choice between BL and NAO-, which leads here to a combination or mixture of the two. More precisely, while both AL and AR can be identified among C5-144×142 centroids, the two other centroids resembles to (i) the opposite to NCEP BL and (ii) the mean between NCEP BL and NAO- (Figure 7.3, bottom). The question whether this occurs for physical reasons or is a mathematical artifact of the clustering algorithm would require further investigation. For all other experiments, simulated centroids can be visually and numerically identified to NCEP ones, as illustrated for C4-96×71 in Figure 7.3 (middle).

The procedure is also applied to 20CR centroids (Table 7.2). NCEP centroids can be identified among 20CR centroids, indicating the robustness of the weather regimes method to changes of reanalysis dataset and/or computational periods. In addition, even if E_{ii}^m values (i.e. on the diagonal of E^m matrices) are generally higher for 20CR than for IPSL, the weak difference between IPSL and 20CR E -values suggests that the departure between IPSL and NCEP centroids is of the same order than the multi-decadal variability of observed centroids.

Table 7.2 – E^m matrices of cross E -values between model and NCEP centroids, for both winter and summer seasons and all 20CR reanalysis and IPSL experiments. The C4-96×71p experiment is omitted for convenience. The identification procedure would have given similar results with other metrics, such as spatial correlation or Euclidean distance (not shown).

Winter																
	20CR				C4-96×71				C4-96×96				C5-96×96			
BL	0.02	-0.76	-0.59	0.51	0.38	-1.22	-0.43	-1.07	0.27	-2.48	-0.6	-0.51	-1.05	0.32	-0.46	-1.54
NAO-	-0.68	-1.62	0.73	-0.84	-0.74	-0.05	-4.1	-1.24	-3.69	-3.02	0.13	-0.4	-1.18	-3.31	0.66	-1.85
NAO+	0.39	0.32	-0.75	-0.92	-2.07	-0.54	0.26	-0.92	-0.45	-0.09	-0.62	-1.47	-1.01	-0.34	-1.88	0.37
AR	-1.33	0.22	0.1	-0.13	-1.32	-2.17	-1.18	0.79	-1.31	-1.1	-2.1	0.67	0.84	-1.15	-1.31	-2.71
	C4-144×96				C4-144×142				C5-144×142				C4-192×142			
BL	-1.48	-1	0.62	-1.32	-2.2	-0.91	0.25	-0.35	-0.8	0.6	-1.36	-1.25	-1.17	0.23	-1.23	-1.12
NAO-	-1.62	-1.87	-3.14	0.23	-1.95	-1.08	-3.35	0.25	0.83	-3.15	-1.72	-1.91	-0.77	-2.88	-0.21	-3.24
NAO+	-0.28	-0.96	-0.74	-1.38	0.1	-1.18	-0.4	-1.63	-1.8	-0.57	0.36	-1.06	-1.58	-0.74	-0.61	-0.31
AR	-3.09	0.73	-1.71	-1.01	-2.6	0.82	-1.14	-1.94	-0.95	-1.82	-2.68	0.88	0.61	-0.6	-1.64	-3.54
Summer																
	20CR				C4-96×71				C4-96×96				C5-96×96			
AL	-0.71	-0.56	-0.19	0.45	-0.83	-0.23	-1.94	-0.81	-0.89	-1.62	-1.26	-0.06	-0.05	-1.41	-1.45	-1.74
BL	-0.06	-0.69	0.63	-1.13	-1.84	0.07	0.1	-3	-2.31	0.37	-1.93	-0.89	-1.12	-1.24	-3.36	0.38
NAO-	0.5	-0.93	-1.14	0.16	0.8	-2.99	-1.82	-1.73	0.68	-1.59	-2.77	-1.59	-2.43	-3.67	0.36	-1.14
AR	-0.53	0.73	-0.51	-0.4	-1.61	-2.03	-0.42	0.38	-1.03	-0.74	0.67	-2.77	-3.1	0.44	-0.82	-1.09
	C4-144×96				C4-144×142				C5-144×142				C4-192×142			
AL	-1.39	-0.07	-1.91	-0.66	-2.62	0.09	-0.69	-0.93	-0.54	-1.73	-0.27	-1.96	-1.49	-1.53	0.05	-1.14
BL	-1.22	-3.27	-0.37	0.46	0.07	-0.15	-2.43	-1.7	-3.1	-0.67	-0.22	-0.75	-2.65	-0.48	-2.46	0.64
NAO-	0.71	-1.05	-3.12	-2.02	-1.13	-2.06	0.65	-2.96	-0.07	-3.9	-1.75	0.05	-1.64	0.1	-0.14	-3.06
AR	-0.9	-0.53	0.34	-2.51	-1.01	-2.38	-0.79	0.68	-0.37	0.29	-2.72	-1.31	0.8	-1.7	-1.36	-0.86

7.2.3.4 Between- and within-class main features

Class centers In order to compare weather regimes between all experiments and reanalyses in terms of frequency of occurrences and persistence only, daily classifications — second step of weather regimes computation (Section 7.2.3.1) — need to be performed relative to common centroids. Conclusions drawn in Section 7.2.3.3 justifies the use of NCEP centroids. A similar choice is made in this issue by Cattiaux *et al.* (2012).

However, with this procedure, within-class distributions of Z500 anomalies, i.e. the four subsets of the total distribution of Z500 anomalies conditionally to each regime, may differ from one experiment to another (Rust *et al.*, 2010). At the first order, this can be tested by comparing the means of within-class Z500 distributions, hereafter referred to as “class centers”. Similarly to Figure 7.2 (7.3), Figure 7.4 (7.5) illustrates the winter (summer) class centers obtained for NCEP (top panels), C4-96×71 (middle panels) and C5-144×142 (bottom panels). By construction, NCEP class centers have very similar patterns as NCEP centroids, albeit more pronounced since class centers consider the whole Z500 distribution while centroids are computed in the reduced EOFs phase space (~ 80 % of the total Z500 variance). By construction also, IPSL class centers are closer to NCEP ones than centroids are, albeit some differences in spatial patterns can be observed. For instance the IPSL low (high) pressure system of the winter

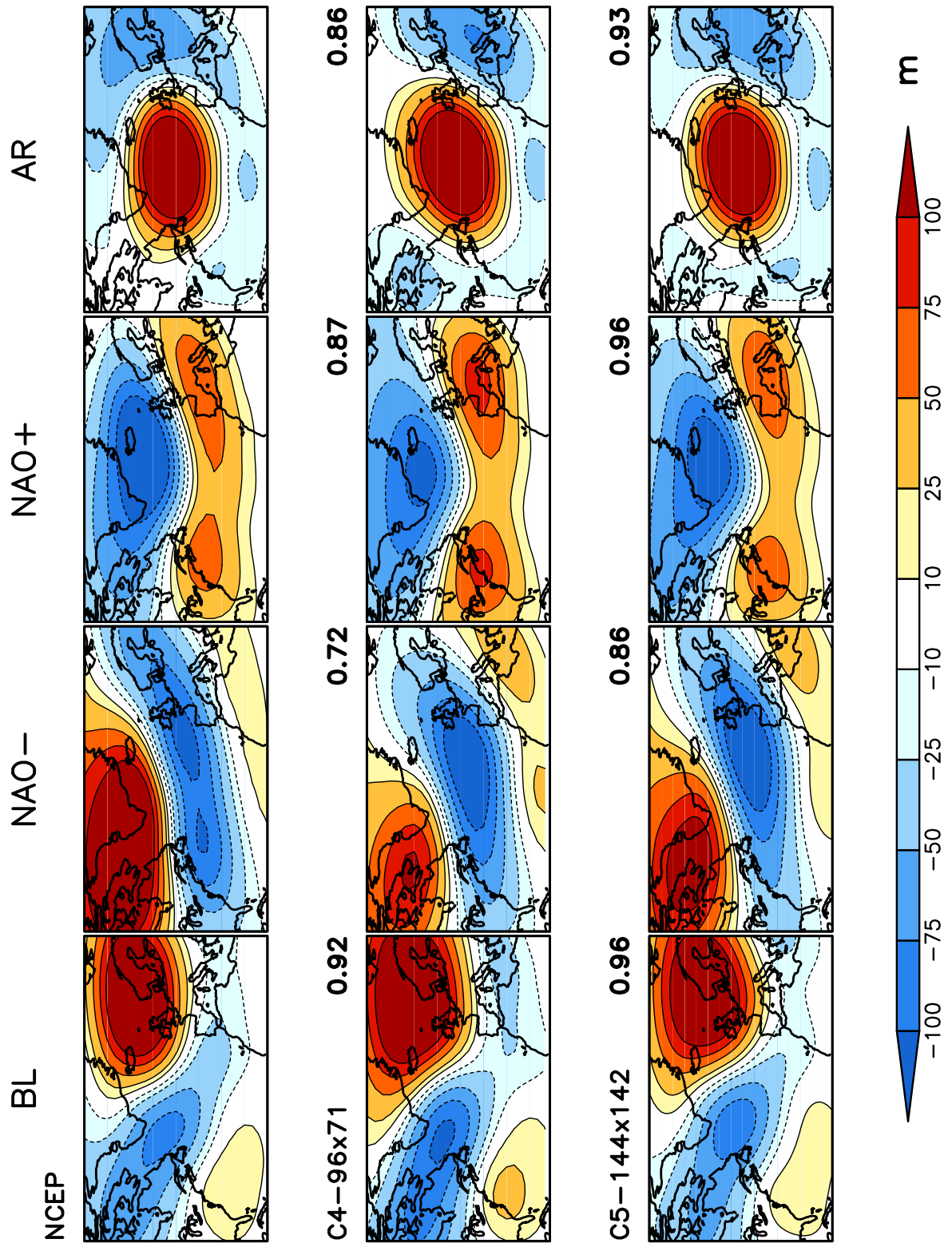


Figure 7.4 – Winter class centers obtained after classifying daily Z500 wrt. NCEP centroids (see details in text). (Top) NCEP, (middle) C4-96 $\times$ 71 and (bottom) C5-144 $\times$ 142. For both IPSL experiments, *E*-values with NCEP class centers are indicated.

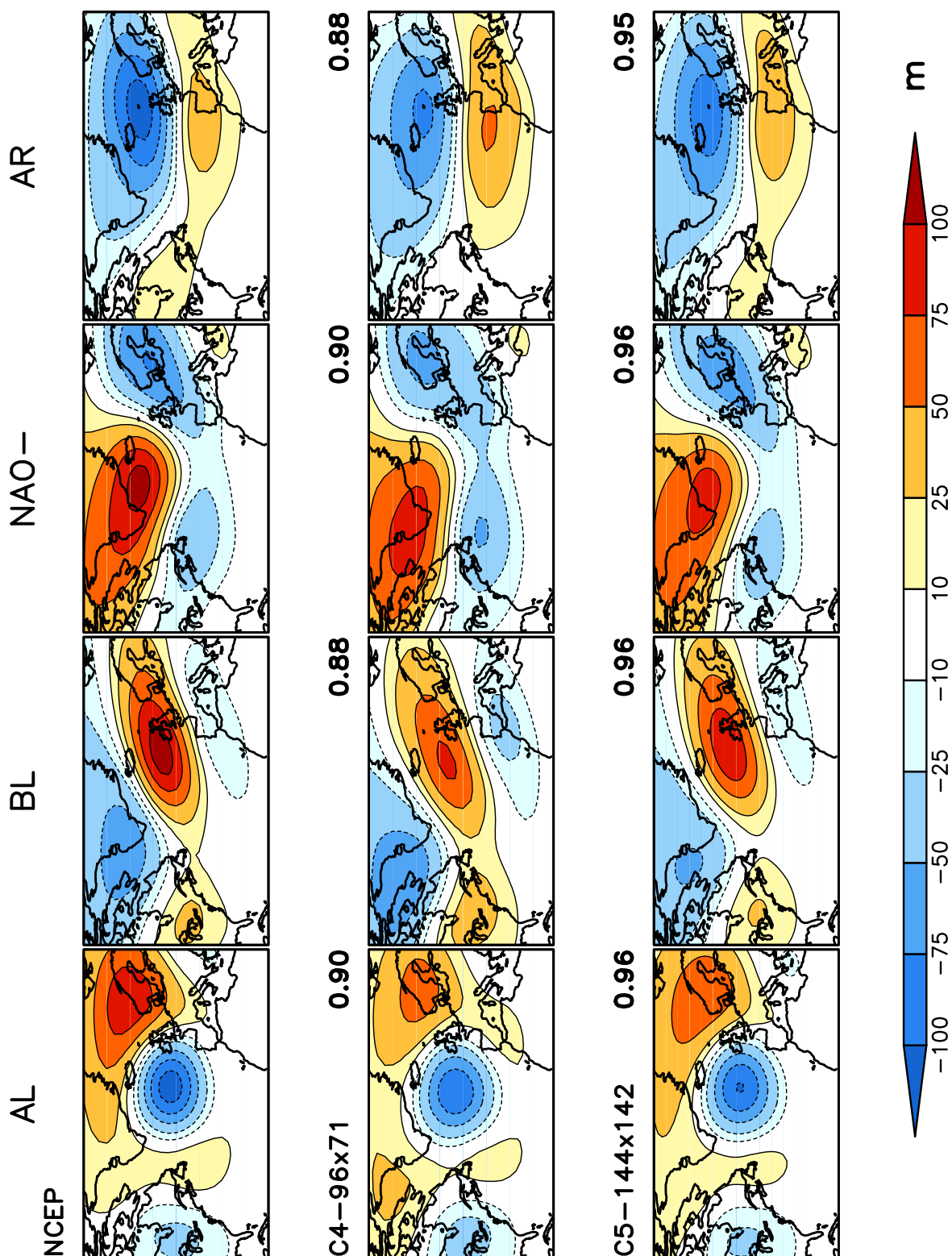


Figure 7.5 – Same as Figure 7.4 for summer.

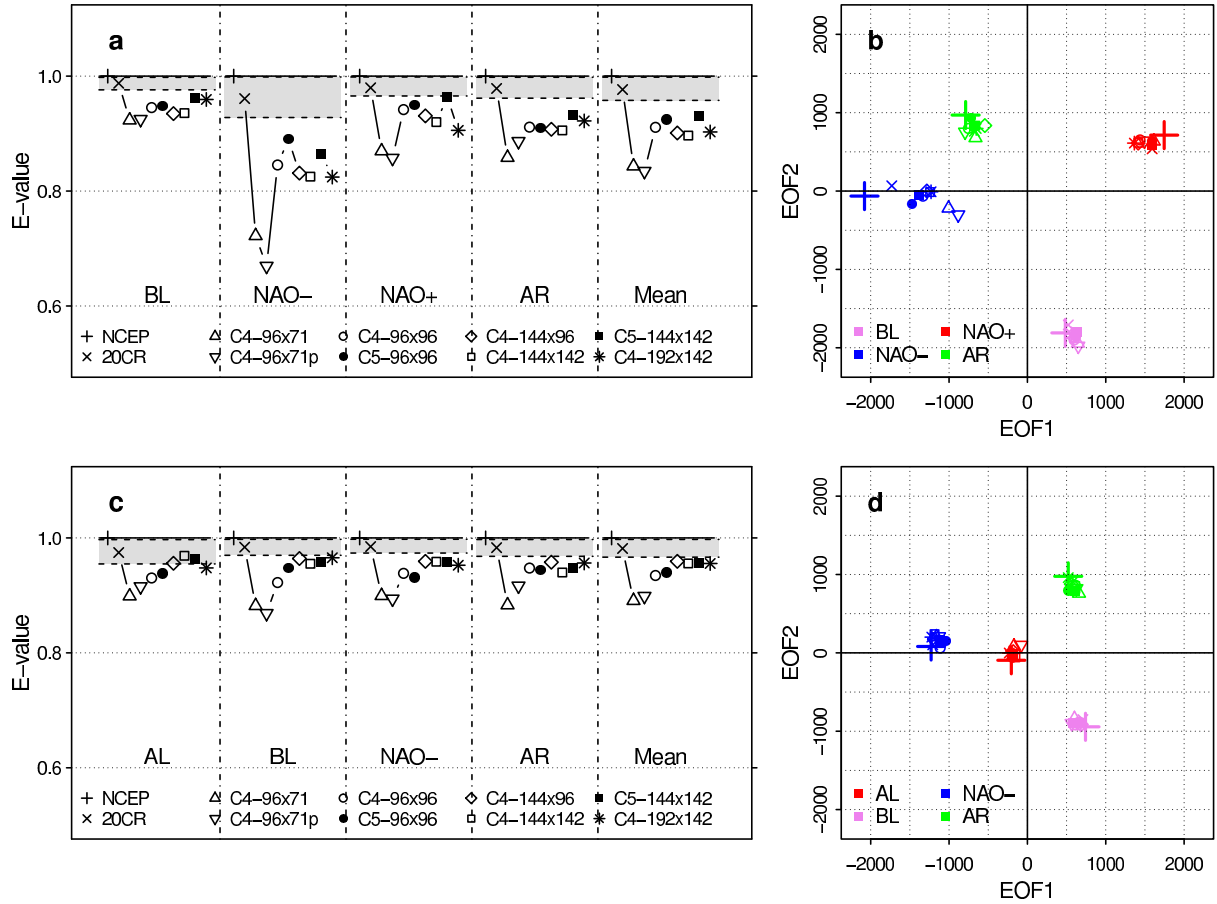


Figure 7.6 – (a) E -values between all winter class centers and NCEP ones, with mean values added in the rightmost panel. (b) Projections of all winter class centers in the space defined by the first two EOFs of NCEP daily winter Z500 anomalies. (c–d) Same as (a–b) for summer.

NAO– does not extend as much over Scandinavia (Greenland) as for NCEP. In addition, IPSL class centers are generally less pronounced than NCEP ones, especially in summer.

In order to better quantify such differences, Figure 7.6a,c gathers all E -values computed between class centers obtained for each experiment and NCEP ones, respectively for winter and summer. 20CR class centers have the highest E -value with NCEP ($E = 0.98$ on average for both seasons), which suggests that no major change occur in within-class daily circulations between 1910–1959 and 1960–2009. In order to estimate the uncertainty in E -values due to the observed variability, a bootstrap procedure is applied over days used to compute class centers of NCEP and 20CR. This provides a 95%-confidence interval for the distribution of the E -value between two class centers derived from observations (gray shadings in Figure 7.6a,c), and we consider that two Z500 distributions whose class-center E -values fall into this interval are equivalent. In addition, in order to visually illustrate differences in class centers, we project them onto the orthogonal base defined by the first two EOFs of the NCEP Z500 distribution (Figure 7.6b,d). In particular, this verifies that NAO regimes mainly project onto the first EOF (x-axis) of the total Z500 distribution. In this reduced 2D-space, 20CR class centers appear very close to NCEP ones, which is consistent with their high E -values.

In winter, C4-96×96 (C4-96×71p) presents the highest (lowest) E -value of IPSL-CM4v2

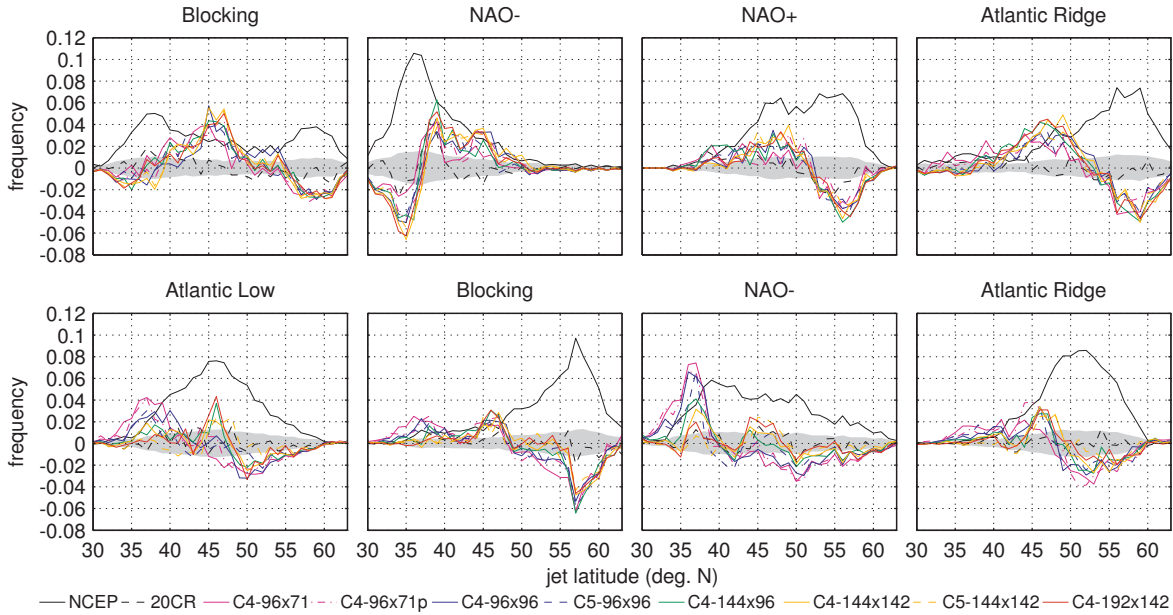


Figure 7.7 – PDFs of the daily latitude of the North-Atlantic jet, for days falling in the (top) winter and (bottom) summer regimes. NCEP reanalyses are in absolute values (solid black), and 20CR (dashed black) and IPSL experiments (colors, see legend) are represented as differences relative to NCEP. Gray shadings encompass non-significant differences at a 5% level. All PDFs have been normalized to an integral of 1 for each different regime.

experiments with an average of $E = 0.91$ ($E = 0.83$, Figure 7.6a). The poorest agreement between IPSL-CM4v2 and NCEP occurs for the NAO– class center, especially for experiments at lowest resolution (C4-96×71 and C4-96×71p). This is particularly illustrated in Figure 7.6b, where all experiments significantly depart from the NCEP NAO– class center. IPSL-CM5A shows a substantial improvement in the representation of winter class centers compared to IPSL-CM4v2 at same horizontal resolutions, especially for the NAO– regime. As the main improvement between both versions lies in the increased vertical resolution (from 19 to 39 levels), this could suggest a crucial role of a better-resolved troposphere and/or stratosphere in the simulation of the wintertime NAO. The latter is consistent with findings of previous studies (Baldwin & Dunkerton, 2001; Roeckner *et al.*, 2006).

Similarities between simulated and NCEP class centers are greater in summer. Again, both experiments at the lowest horizontal resolution present the poorest scores ($E = 0.89$ and $E = 0.90$). All other experiments with both IPSL-CM4v2 and IPSL-CM5A have very close E -values, even reaching the 95%-confidence band of observations. Overall, the best representation is found for C4-144×96 ($E = 0.96$). No major change arises from the transition between CM4v2 and CM5A versions.

Conditional position of the jet Another way to check the simulation of different regimes is to look at the jet stream position. PDFs of the jet latitude are displayed in Figure 7.7 conditionally to the days falling into each of the different regimes. Differences with NCEP are shown to emphasize the structure of errors for each regime; the total NCEP distribution with its 95%-confidence interval is added for reference.

In winter, the PDF during the NAO– regime clearly occupies the equatorward peak of

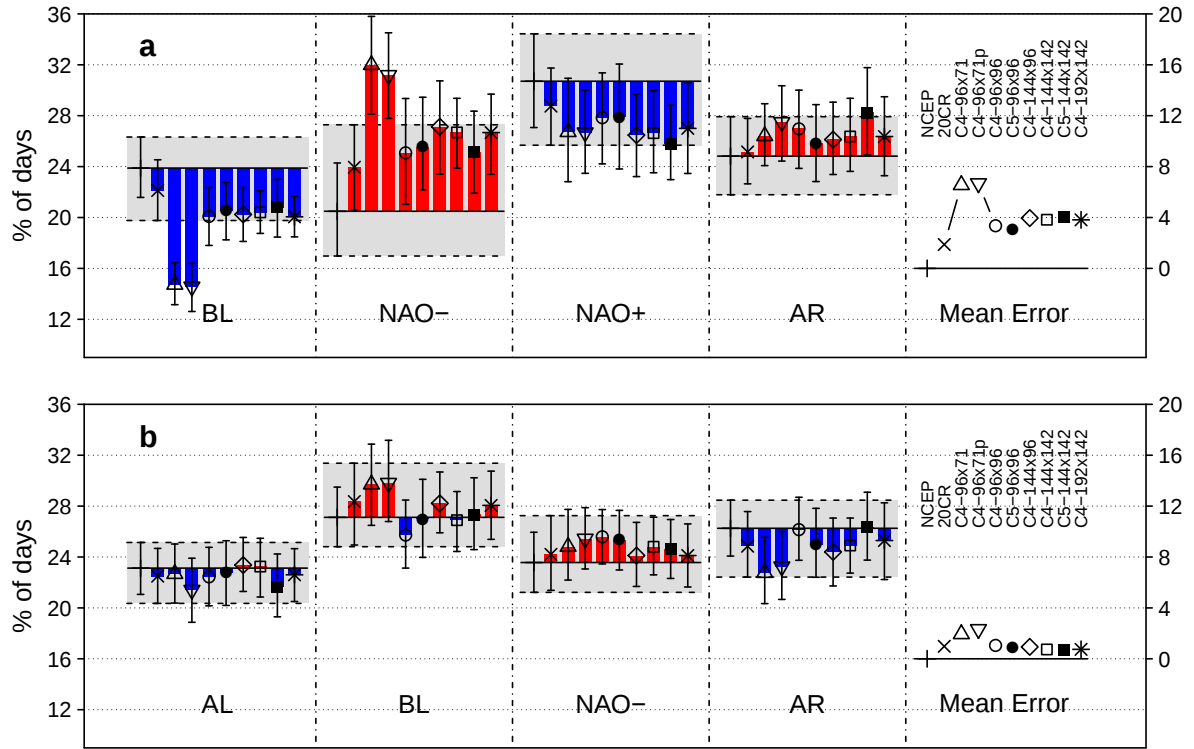


Figure 7.8 – (a) Winter and (b) summer mean seasonal frequencies of occurrence of each weather regime, in %. Reference levels are taken from NCEP, and 95%-confidence intervals obtained from bootstrap procedures are indicated. Mean errors, defined as the mean of absolute differences relative to NCEP over the four regimes, are indicated in rightmost panels.

the total observed PDF (Figure 7.1). This feature remains true in every simulation, albeit with a generalized poleward shift of the peak, which appears as a dipolar anomaly of the distributions in Figure 7.1. Such finding suggests an underestimation of the NAO– amplitude by the IPSL model, which is consistent with the weak projection of the NAO– onto the first EOF of NCEP (Figure 7.6b). For the other regimes, the model misses the contribution of the poleward peak and overestimates the jet occurrence in the mid-latitudes, especially for the AR regime. The global structure of geopotential anomalies is well simulated in that case (Figure 7.4), but despite positive wind anomalies at high latitudes, the IPSL wind maximum remains south of the observed one.

In summer, the general shape of the PDF is improved with resolution for all regimes. In the NAO- and AL regimes, the spurious subtropical peak (35–40° N) progressively disappears. The frequency of jet positions at latitudes higher than 50° N also increases with resolution; it remains significantly underestimated in the BL and, to a lesser extent, AL regimes, but is close to the 95%-confidence interval of observed frequency in the other two. The only feature that deteriorates with resolution is the excess frequency of the jet around 45° N, which appears in all regimes but is most prominent in AL.

Occurrence Figure 7.8 compares seasonal frequencies of occurrence of each weather regime, defined as the percentage of days attributed to each class per season. For each experiment or reanalysis, a bootstrap procedure is applied over years in order to estimate 95%-confidence

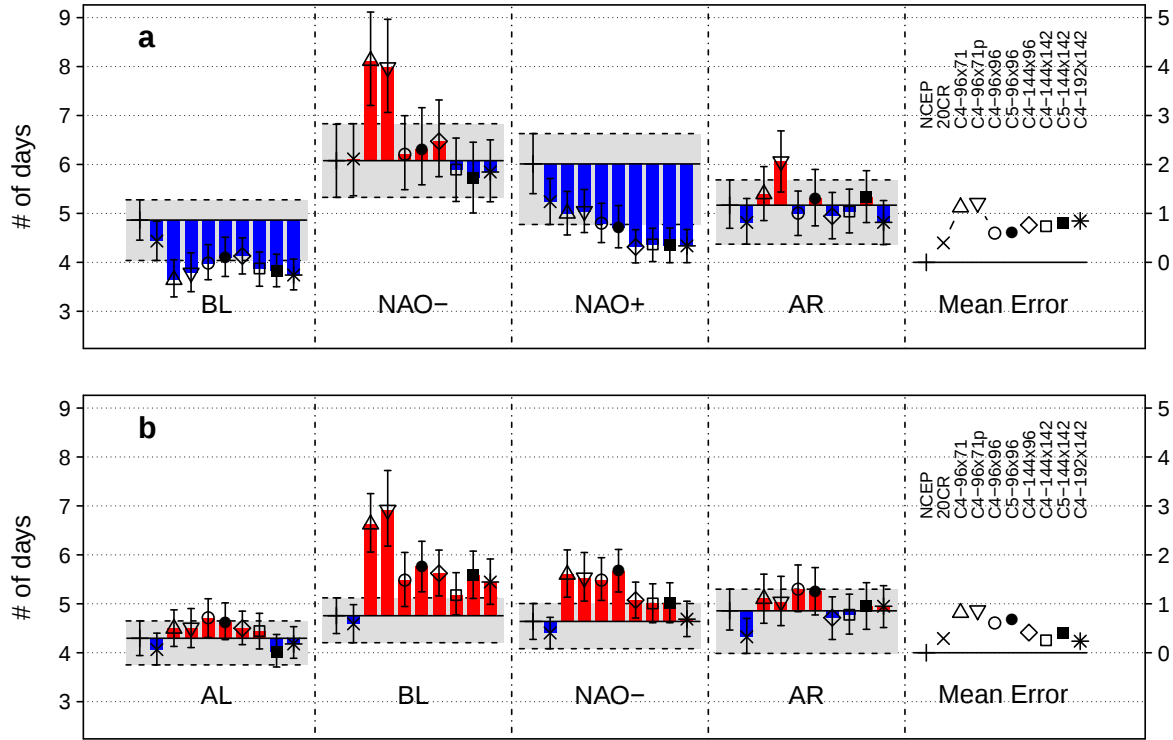


Figure 7.9 – (a) Winter and (b) summer mean persistences of each weather regime, in number of days. Reference levels are taken from NCEP, and 95%-confidence intervals obtained from bootstrap procedures are indicated. Mean errors, defined as the mean of absolute differences relative to NCEP over the four regimes, are indicated in rightmost panels.

intervals for mean frequencies. The 1980s–1990s were characterized by anomalously high (low) occurrences of NAO+ (NAO–) in winter (e.g., Scaife *et al.*, 2007), which could induce a bias if comparing NCEP with IPSL-CM4v2 control experiments or IPSL-CM5A 1910–1959 historical runs. The 20CR reanalysis used over the period 1910–1959 gives an estimation of such multi-decadal variations in observed frequencies of weather regimes. Overall we consider that the uncertainty of the observed occurrences is encompassed by both NCEP and 20CR confidence intervals (see gray shadings in Figure 7.8).

In winter all IPSL-CM4v2 experiments over- (under-) estimate the mean occurrences of NAO– and AR (BL and NAO+). However, statistically significant departures are only found for C4-96×71 and C4-96×71p in BL and NAO – regimes. Such departures could be related to a shift of NAO– class centers towards BL ones (Figure 7.6b). On average over all regimes, the four highest-resolved experiments have equivalent occurrences, that are closer to 20CR than C4-96×71 and C4-96×71p. In summer all IPSL-CM4v2 experiments simulate fairly well the regimes occurrences, despite a generalized slight (and non-significant) over- (under-) estimation for NAO– (AR). Again, both C4-96×71 and C4-96×71p exhibit the highest mean error, while all other horizontal resolutions are very close to NCEP/20CR. For both seasons, no major difference is observed between versions CM4v2 and CM5A at same resolutions.

Persistence Figure 7.9 compares persistences of each weather regime, defined as the mean number of consecutive days attributed to a given class for all episodes in that class. Again,

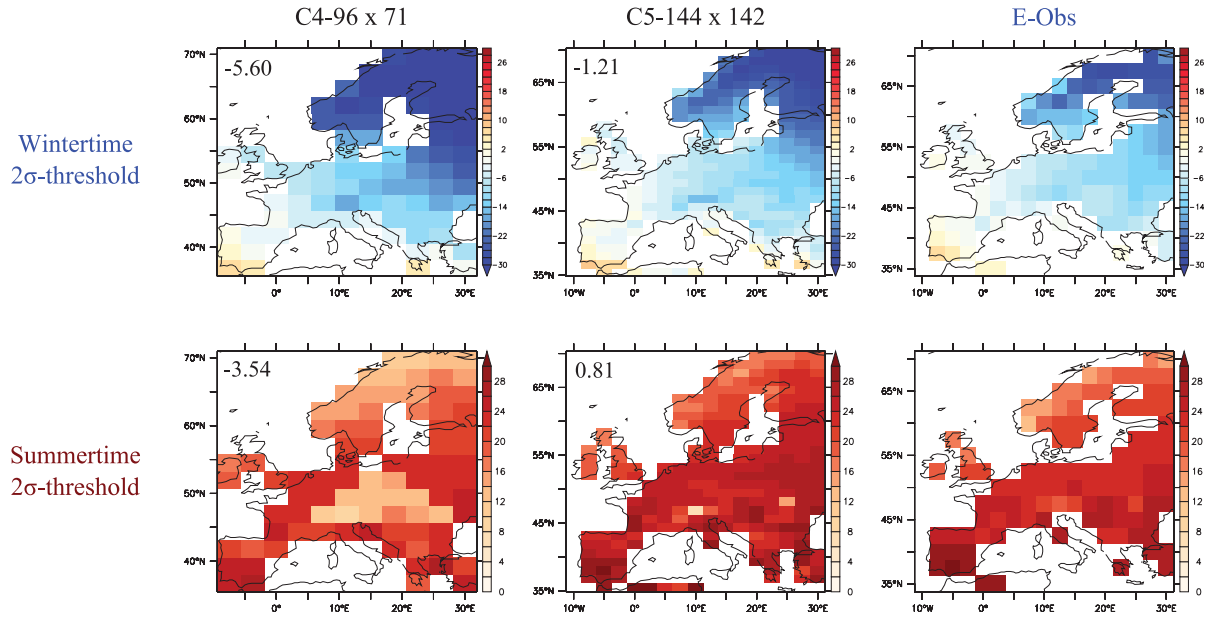


Figure 7.10 – (Top) Wintertime and (bottom) summertime 2σ -threshold temperature values for both C4-96 $\times$ 71 and C5-144 $\times$ 142 experiments and E-OBS observations. Units: $^{\circ}$ C. Spatial averages of biases relative to E-OBS are indicated.

a bootstrap procedure is applied in order to estimate uncertainties of mean values, and we consider that both NCEP and 20CR confidence intervals encompass the uncertainty for observed persistences.

In winter IPSL biases on persistence are related to biases on occurrence (Figure 7.8b): excess (deficit) in NAO– and AR (BL and NAO+) persistence. In particular C4-96 $\times$ 71 and C4-96 $\times$ 71p simulate on average 2-day longer NAO– episodes than NCEP/20CR, which is statistically significant. Interestingly, the increase in horizontal resolution tends to reduce the persistence of the winter NAO+, so that the three highest- resolved experiments significantly underestimate the observed average. On average over all regimes, the lowest two resolutions exhibit the strongest mean error, while the four other experiments have relatively equivalent biases. In summer all experiments tend to produce more persistent episodes than observed, especially for NAO– and BL regimes. Again C4-96 $\times$ 71 and C4-96 $\times$ 71p have the largest departures from reference, with in particular more than two days above average for BL. C4-144 $\times$ 96, C4-144 $\times$ 142 and C4-192 $\times$ 142 present the closest persistences to 20CR. As for occurrences, the CM5A version shows no significant improvement in regime persistences.

7.2.4 European temperature extremes

In this section, the ability of each IPSL-CM4v2 and IPSL-CM5A (low resolution) experiment to simulate cold/heat waves over continental Europe is assessed through the computation of several statistical indices of frequency, duration and intensity. As evidenced in this issue, all IPSL experiments used here exhibit a cold bias over Europe when compared to E-OBS observations (Menut *et al.*, 2012; Hourdin *et al.*, 2012a). If extreme events are defined in relation to fixed thresholds, this would lead to a systematic overestimation (underestimation) of cold (heat) waves. In order to explore the model variability in its own climate, we thus choose to define

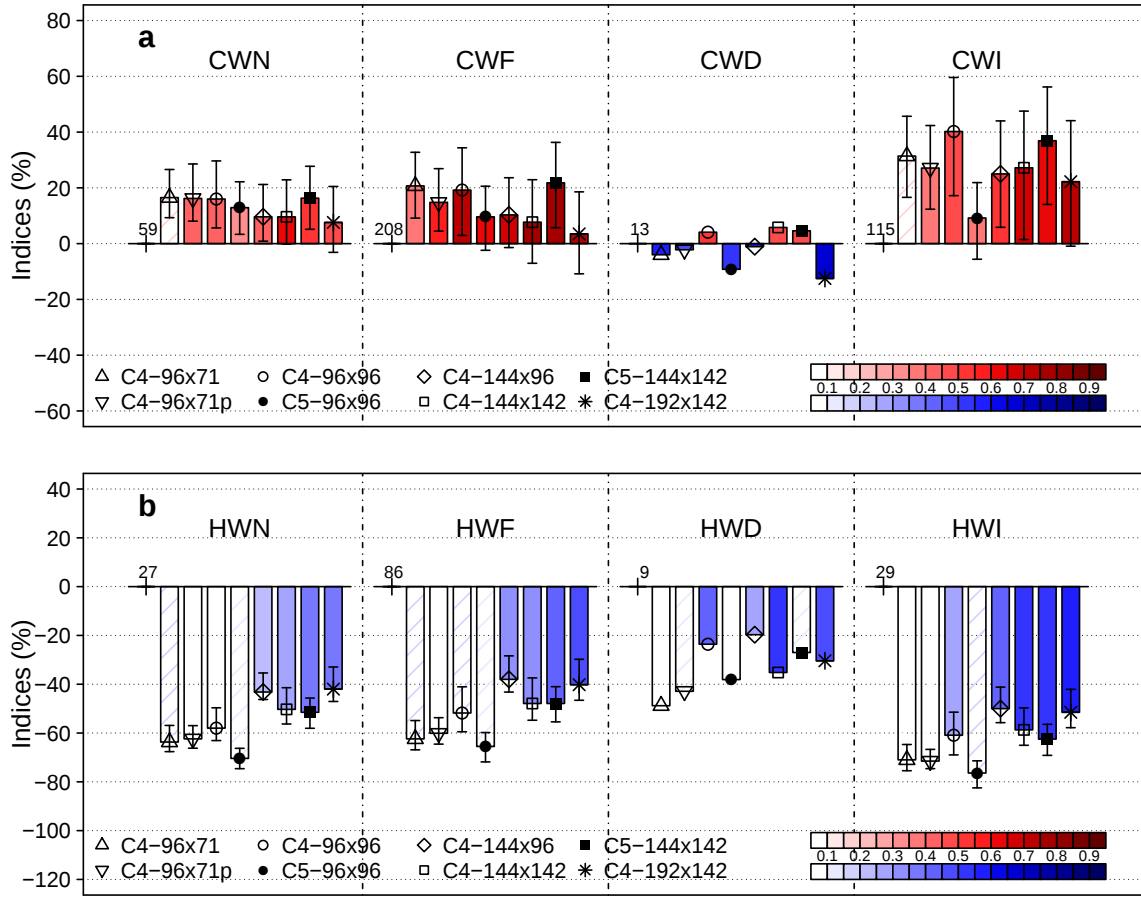


Figure 7.11 – (a) Wintertime cold waves and (b) summertime heat waves indices, averaged over Europe and represented as departures in % from E-OBS values. Indices are total number of waves (CWN/HWN), total number of extreme days (CWF/HWF), maximum duration (CWD/HWD) and total intensity (CWI/HWI). Red (blue) stands for positive (negative) departures, and 95%-confidence intervals calculated with bootstrap are reported on each bar (except for CWD/HWD which are single maxima values). E-OBS raw values are explicitly indicated. The intensity of the filling color represents the spatial correlation value between respective IPSL and E-OBS index maps, see color bar in bottom-right corner. Hatches indicate non-significant correlations ($p\text{-value} > 0.05$).

extremes as departures in standard deviations (σ) from the mean climatology of the considered experiment.

For each experiment and each grid point, we define a cold (heat) wave as a wintertime (summertime) event of two or more consecutive days during which the local daily mean surface air temperature is at least 2σ below (above) the corresponding wintertime (summertime) temperature distribution. Such definition is also used by Vavrus *et al.* (2006) to select persistent extreme events (2 days and 2σ -filter) and coherent values in terms of socio-economic impacts. The temperature thresholds in Kelvin, obtained from the 2σ -departures from the mean, are shown in Figure 7.10 for E-OBS and two of the IPSL experiments used in CMIP3 and CMIP5. Due to the generalized cold bias of the model simulations, the temperature thresholds are on spatial average colder than E-OBS ones for both seasons, especially for the lowest resolution

(96×71).

Various cold and heat waves indices were selected and calculated for each grid point (inspired from Beniston (2007)) to describe the behavior of temperature variability. Here, the following indices describing cold/ heat wave characteristics are:

- CWN/HWN (Cold/Heat-Wave Number): total number of cold/heat waves events over the whole period (i.e 1960–2009 for E-OBS, 1910–1959 IPSL simulations).
- CWF/HWF (Cold/Heat-Wave Frequency): total number of days in cold/heat waves events.
- CWD/HWD (Cold/Heat-Wave Duration): duration in days of the longest cold/heat wave over the whole period.
- CWI/HWI (Cold/Heat-Wave Intensity): sum of σ -levels exceeding the 2σ -threshold over all days involved in cold/heat waves events.

To compare adequately these indices from model simulations of different resolutions, we bilinearly interpolate both E-OBS observations and model outputs on a regular intermediate $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid. All index- computations are weighted by both grid-point surface and time-series length (IPSL-CM4v2 is based on a 360-day calendar and IPSL-CM5A on a 365-day calendar). Figure 7.11 summarizes these calculations for cold and heat waves indices indicating relative errors, i.e. departures in % from E-OBS values (with 95%-confidence intervals), as well as spatial correlations with E-OBS patterns. Confidence intervals are estimated with a 1000- realization bootstrap procedure on years, except for the maximum-duration index (CWD/HWD) which is by definition a single value. Spatial correlations are obtained with a Pearson's product moment correlation test on a 5 % significance level. In general, for a given resolution, cold waves characteristics are better simulated than heat wave ones, for both correlation coefficient and relative error. Moreover, IPSL experiments overestimate the number of wintertime cold waves CWN (+13 % on average) and largely underestimate those of summertime heat waves HWN (−55 % on average) compared to E-OBS (see also Figures 7.12 and 7.13). Note that HWN even reaches zero at some grid points in Central Europe. Fair results are obtained in the simulation of CWF, notably for the two simulations with the two highest resolutions (C4-192×142, C4-144×142 and C5-144×142) for which highest correlation coefficients among indices (0.73, 0.79 and 0.77 respectively) are obtained as well as a low relative error except for CM5 (+4 %, 8 % and 21 % respectively). However, poor results are obtained with the simulation of HWF: spatial correlations lower than 0.5 and relative errors, on average over all experiments, of −52 %. All experiments overestimate the total intensity of cold waves CWI (+27 % on average) and underestimate those of heat waves HWI (−55 % on average). Finally, maximal duration of heat waves are underestimated by about 33 % while this index seems well simulated for cold waves.

Nevertheless, two groups of model resolution can be distinguished: “middle-to-high” resolutions (C5-96×96 , C4-144×142, C4-192×142) that give fair results characterized by significant correlation coefficient and low relative error especially for cold waves, in opposition to “low-to-middle” resolutions (C5-96 ×96, C4-96×71 , C4-96×71 p, C4-96×96) with both low spatial correlation coefficient (even non-significant for heat waves) and high relative error. The transition from CM4v2 to CM5A version gives mixed results. For the 96×96 horizontal grid, CM5A significantly improves the simulation of cold waves characteristics but degrades results for heat waves (Figure 7.11). For the higher 144×142 resolution, CM5A tends to increase the overestimation of cold waves, but gives similar heat-wave indices as CM4v2. Eventually, it is worth noting that C4-96×71 and C4-96×71p give very similar results in such extreme indices, despite a strong reduction of mean biases in C4-96×71p (tuning of ocean albedo parameter). Overall, this lowest resolution (used in CMIP3) exhibits the poorest agreement with E-OBS, especially

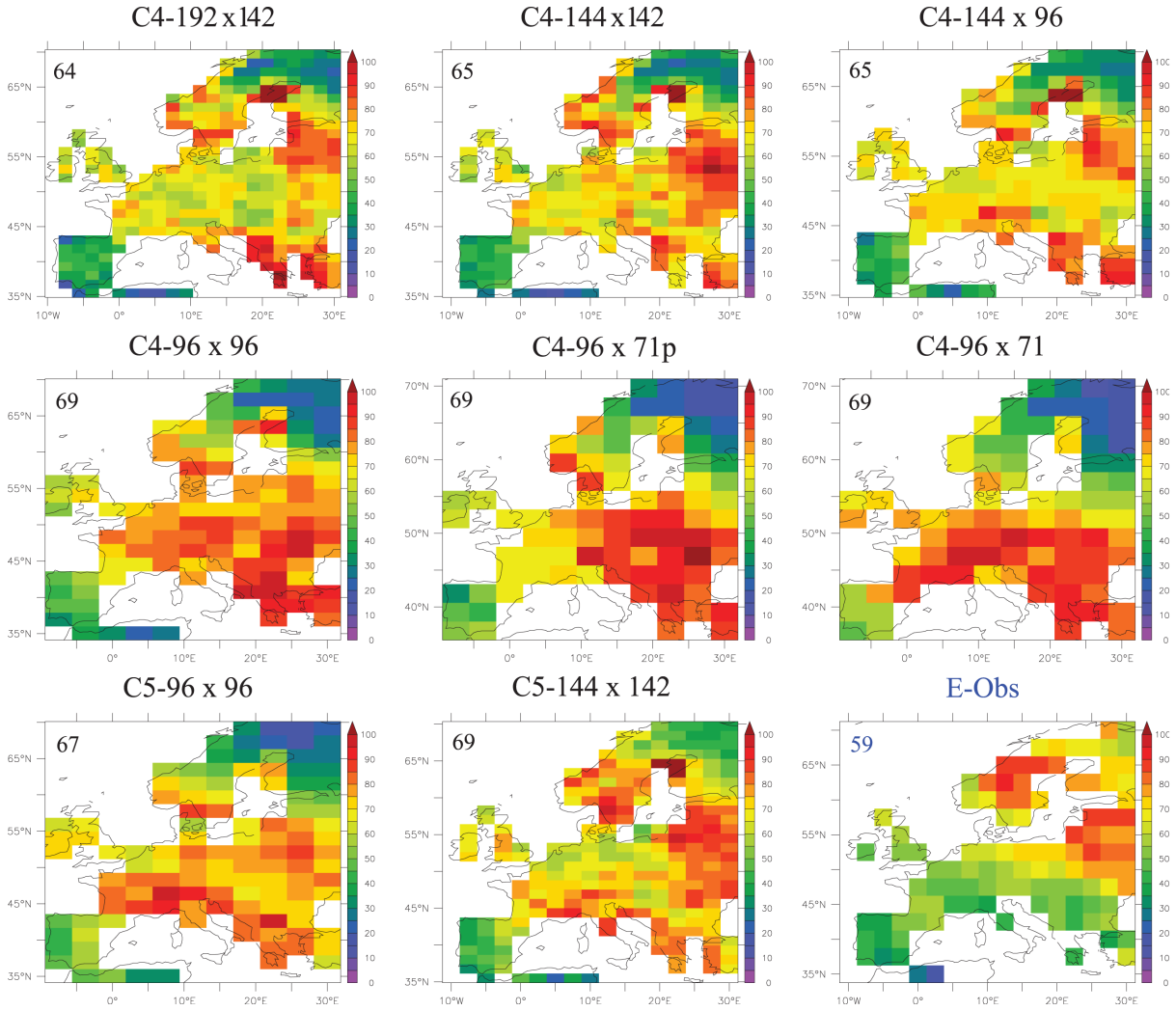


Figure 7.12 – Wintertime cold-wave number (CWN) in all IPSL experiments and E-OBS observations. Spatial averages are indicated in top-left corners.

for spatial correlations.

In order to investigate spatial distribution of cold/heat-wave characteristics, patterns of number of cold waves (CWN) are shown for each experiment and E-OBS in Figure 7.12. The focus on CWN is motivated since this index symbolizes a concrete societal issue, in both present-day and climate change contexts. Significant spatial correlation coefficients (0.44–0.69) are obtained with resolutions C4-192×142, C4-144×142 and C5-144 ×142. The lowest relative error is obtained with the highest resolution (C4-192×142). However, inadequate patterns are found with poorer resolutions (C4-96×96 , C4-96×71p, C4-96×71, C5-96×96) with much higher values than E-OBS in Central and Southeastern Europe. In particular the position of the maximum number of cold waves located in Northwestern Russia and Baltic Sea borders (E-OBS), already evidenced by Vavrus *et al.* (2006), is captured by the highest three resolutions but not by the others.

Figure 7.13 is similar to Figure 7.12 but for total number of summertime heat waves (HWN). As previously mentioned, IPSL model simulations highly underestimate the presence of heat

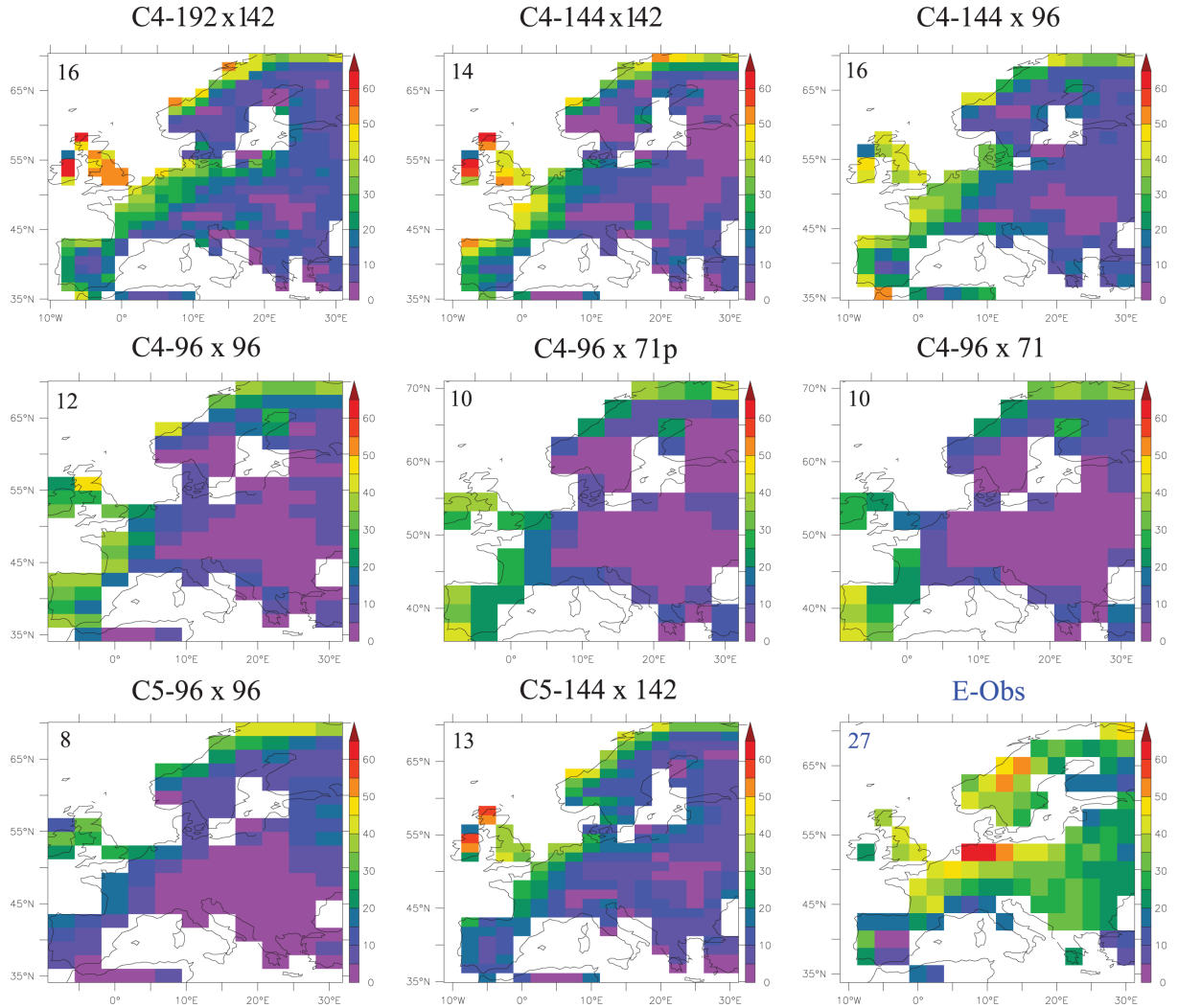


Figure 7.13 – Same as Figure 7.12 for summertime heat-wave number (HWN).

waves although slightly better correlation coefficient and relative error are obtained with better resolutions. In general, patterns of heat waves are inadequately simulated by all the resolutions as confirmed by poor statistical results in Figure 7.11.

7.2.5 Discussion

In this section we discuss the link between large-scale dynamics (Section 7.2.3) and temperature extremes (Section 7.2.4), in order to understand why increasing horizontal and/or vertical resolution causes improvements in the representation of some variables but not necessarily in others. This link is made in Figure 7.14: for each grid point, we find the wintertime/summertime regime with the highest relative frequency of occurrence over days of cold/heat waves, defined as the frequency over cold/hot days only divided by the frequency over all days, as done by Yiou & Nogaj (2004). This provides a spatial information about regimes which are the most important for the representation of temperature extremes.

In the observations, we find that wintertime cold waves are mostly associated to (i) NAO–over Northern Europe (above 45° N), (ii) AR over Spain, and (iii) BL over Central to South-

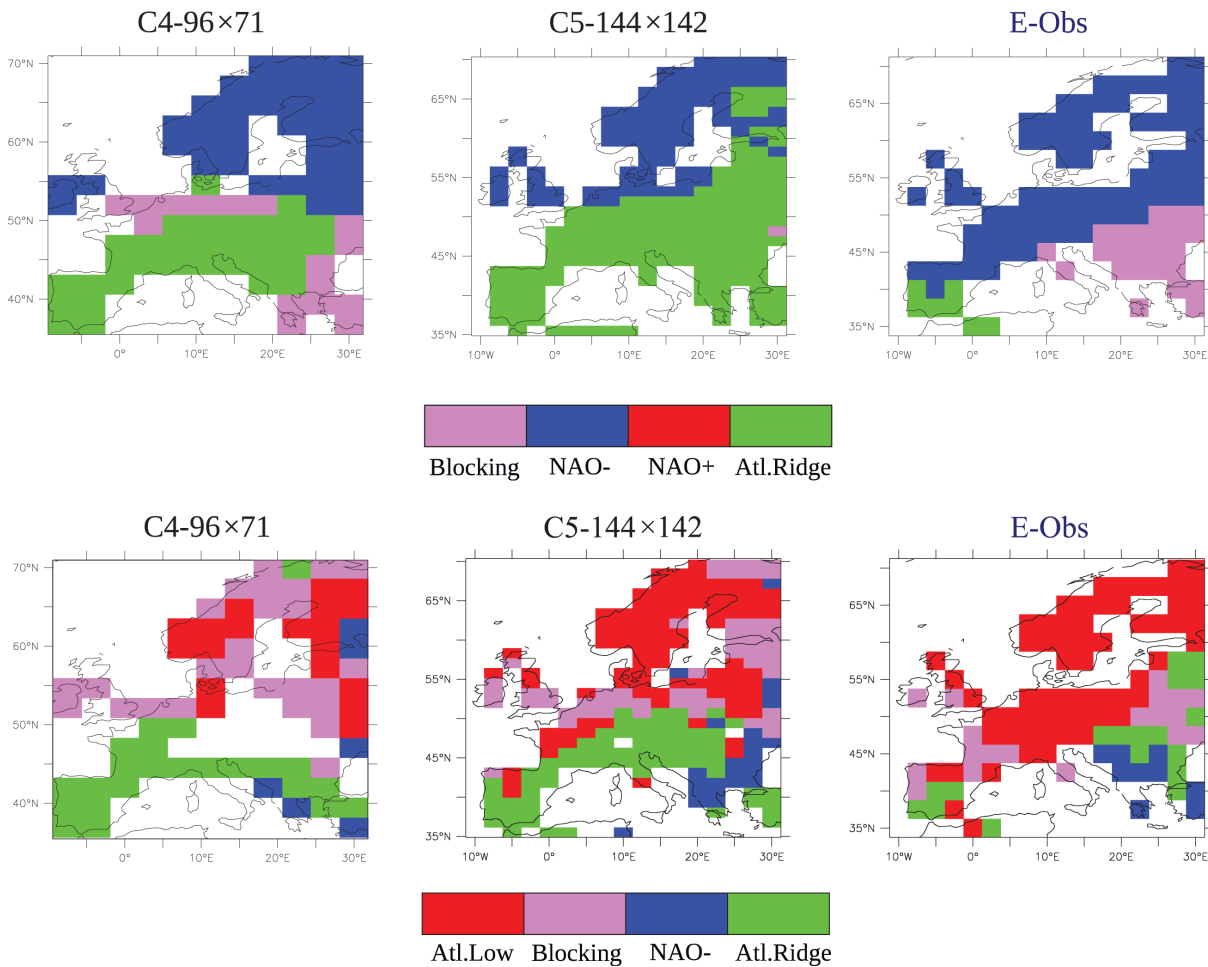


Figure 7.14 – (Top) Predominant wintertime weather regime associated with cold waves, defined at each grid point as the regime with the highest relative frequency over days of cold waves, for both C4-96 $\times$ 71 and C5-144 $\times$ 142 experiments and E-OBS observations. (Bottom) Same for summertime regimes and heat waves.

Western Europe (Figure 7.14, top), which is consistent with Cattiaux *et al.* (2012). Only the two IPSL experiments used for CMIP3 and CMIP5 are shown for convenience, but for all resolutions the IPSL model tends to overestimate the influence of the AR regime, which shifts the area of NAO– influence above 50° N. The influence of BL is also underestimated, depending on the experiment, but no clear signal arises with increasing resolution. The general overestimation of cold waves by the IPSL model (Figure 7.11), resulting from an overestimated wintertime intra-seasonal variability, can therefore be linked to the overestimation of both winter NAO– and AR frequencies (Figure 7.8). The better simulation of both structure and frequency of the winter NAO– by high horizontal resolutions (Figures 7.6 and 7.8) directly improves the representation of cold waves over Scandinavia (Figure 7.12). Below 50° N, since the influence of the resolution on the AR regime is less pronounced, the reduction of the cold-wave overestimation is somewhat limited. Overall, this can explain why spatial features of cold waves are improved with increasing horizontal resolution, while such an improvement is less clear on spatially-averaged indices. However, the representation of weather regimes hardly explains the changes in wintertime cold spells between CM4v2 and CM5A versions of the IPSL model. These changes are therefore

suspected to arise from non-dynamical processes, and their understanding is left for future studies.

The link between large-scale dynamics and temperature extremes is generally weaker in summer. We find that heat waves are mostly associated with both AL and BL over most of Europe, AR in Spain and AR and NAO– in South- Western Europe. For the IPSL model at low resolutions, due to the small number of hot days (even zero in Central Europe), maps of the preferred regime for heat waves are somewhat noisy (Figure 7.14, bottom). Higher resolutions tend to increase the number of heat waves and improve the fit with observations in Figure 7.14, even if the AR influence is overestimated over Central Europe (as in winter). Thus, contrarily to wintertime, the better representation of summertime temperature extremes by highest resolutions (both spatial features and spatially-averaged indices, Figures 7.11 and 7.13) seems rather linked to an improvement of the association with the large-scale dynamics than to an improvement of large-scale features themselves. In addition, the generalized high underestimation of heat waves seems hardly attributable to biases in weather regimes. It rather denotes a systematic underestimation of the summertime variability by the IPSL model, which is likely to be caused by soil processes or radiative feedbacks (clouds, aerosols).

7.2.6 Conclusions

In this paper we have investigated the influence of the atmospheric resolution in the simulation of North-Atlantic dynamics and European temperature extremes by the IPSL model. For that purpose we have used both IPSL-CM4v2 experiments with five different horizontal resolutions and 19 vertical levels and two IPSL-CM5A experiments with 39 vertical levels.

The first part was dedicated to the evaluation of the North-Atlantic dynamics in IPSL model by using a weather- regime approach. Since this approach relies on the multi-modality of the North-Atlantic jet stream, we first tested such multi-modality in IPSL experiments. We have found that IPSL jet stream is on average located southward of the observed one for both seasons. In winter the IPSL model misses the 58° N peak of the observed trimodal distribution of the jet stream position, and the balance between 38° N and 46° N peaks is improved by resolution increase. In summer the resolution increase tends to improve the fit between simulated and observed jet stream positions. Despite these biases in jet stream positions, the observed weather regimes can be identified in IPSL circulation clusters, which indicates that IPSL experiments fairly reproduce the alternation between the preferred states of the atmospheric dynamics. However some differences are observed in intra-regime distributions, especially at the lowest resolution where both occurrence and persistence of the winter NAO– regime are overestimated, but its mean intensity underestimated. Overall, a threshold effect appears between the 96×71 resolution and all others. The CM5A version tends to improve the representation of winter regimes, suggesting a crucial role of a high-resolved stratosphere for representing wintertime dynamics. These results indicate that IPSL simulations designed for CMIP5 will show higher skills for North-Atlantic dynamics than the CMIP3 runs.

The second part addresses the issue of the representation of European temperature extremes by the IPSL model. We find that indices of winter cold spells (summer heat waves), such as frequency or intensity, are overestimated (underestimated) for all experiments. In winter the overestimation of cold extremes may be linked to the overestimation of NAO– and AR occurrence. In summer the large underestimation of warm extremes seems hardly attributable to errors in large-scale circulation since weather regimes are generally well captured by the model, but should rather result from systematic biases in the representation of local processes, including soil moisture or cloud feedbacks. For both seasons, the increase in horizontal resolution usually

contributes to a better representation of extreme statistics. In particular, the better-represented orography for higher resolutions significantly improves spatial patterns of all indices. Interestingly, the horizontal resolution seems to have a stronger influence on temperature extremes than the correction of the mean temperature bias, so that the horizontal grid used in CMIP3 generally leads to the poorest agreement with observed indices. However the transition between CM4v2 and CM5A versions do not necessarily improve extreme temperature statistics, which may seem particularly surprising for the winter seasons since (i) weather regimes appear better simulated and (ii) the influence of the large-scale circulation on European temperatures is stronger. The latter suggests that regional processes that modulate temperature extremes have been modified between CM4v2 and CM5A versions. Further investigation, including sensitivity experiments to land parameters, or statistical breakdown methodologies such as presented in Cattiaux *et al.* (2012), could allow to discriminate the respective contributions of large-scale circulation and regional physical mechanisms to biases in temperature extremes.

Acknowledgment

The authors thank the two anonymous reviewers for helpful comments and are grateful to S. Denvil and I. Musat who provided data of IPSL experiments. J. C. thanks A. Ribes and D. Saint-Martin for helpful discussions. NCEP data are provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, USA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). 20CR data are provided by the NOAA/DOE/OBER, USA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/). E-OBS data are provided by the EU-FP6 project ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com>) and uses data of the ECA&D project (<http://eca.knmi.nl>).

7.3 Conclusions

Cet article a permis l'exploration de l'influence de la résolution sur la dynamique nord atlantique et les températures extrêmes dans des simulations utilisant le modèle de l'IPSL. Dans ce but deux groupes de simulations ont été utilisées, le premier correspond à cinq simulations à 19 niveaux verticaux et de résolutions horizontales différentes (version IPSL-CM4v2), le second groupe se composant de deux simulations à 39 niveaux verticaux utilisant une version plus récente du modèle (version IPSL-CM5A).

La première partie a été dédiée à la représentation de la dynamique nord atlantique du modèle de l'IPSL en se basant sur la densité de probabilité de position du jet (ma contribution) et l'approche des régimes de temps. Puisque cette approche repose sur la multi-modalité de la position du jet. Cette position a été dans un premier temps testée dans les simulations utilisant le modèle de l'IPSL. Il apparaît que le jet se situe généralement plus vers l'équateur que sa position déterminée à partir des observations pour les deux saisons étudiées. Durant l'hiver le modèle de l'IPSL "manque" le pic à 58° N de la distribution tri-modale de la position du jet. Avec l'augmentation de la résolution, l'occurrence de la position du jet des deux autres pics s'améliore, l'un diminuant et l'autre augmentant. Durant l'été l'augmentation de la résolution tend à améliorer la concordance entre les positions du jet simulées et observées. Malgré les biais de position, les régimes sont identifiables indiquant la capacité du modèle à reproduire l'alternance entre les états privilégiés de la dynamique atmosphérique. Cependant certaines différences restent notables au sein des distributions intra-régime, tout particulièrement pour les plus basses résolutions pour lesquelles l'occurrence et la persistance du régime NAO- durant l'hiver sont sur-estimées alors que son intensité moyenne est sous-estimée. De manière générale, un effet de seuil semble exister entre la résolution 96×71 et les autres. La version CM5A du modèle de l'IPSL améliore la représentation des régimes d'hiver, probablement à cause du rôle de la stratosphère mieux résolue et de son impact sur la dynamique durant cette saison. Ces résultats indiquent que les simulations effectuées dans le cadre de l'exercice CMIP5 ont une meilleure capacité à reproduire la dynamique nord atlantique que celle de CMIP3, cette amélioration étant très probablement due à l'augmentation de résolution horizontale et verticale.

Afin de compléter l'estimation de la capacité des deux versions du modèle à reproduire la position du jet, estimée par la méthode décrite dans le chapitre 5, un diagnostic complémentaire a été effectué. Les PDFs de la latitude du jet obtenues pour les différentes résolutions et les observations (figure 7.1) mettent en évidence les positions privilégiées et la variabilité associée, comme les deux pics révélés pour le modèle en hiver au lieu de trois observées dans les réanalyses. La figure 7.7 montre les différences de distribution de chacun des modèles avec les réanalyses NCEP / NCAR, ces distributions étant celles d'un régime donné elles ont généralement une forme plus simple, souvent un pic unique. Les disparités entre modèles et réanalyses permettent de mettre en évidence ces différences fondamentales et parfois systématiques, par exemple le dipôle apparaissant durant l'hiver dans le cas de la phase NAO- qui traduit un décalage de la position du jet quelle que soit la version du modèle et la résolution utilisée. Afin de compléter ces résultats, les erreurs quadratiques moyennes entre les distributions des différentes simulations et celle de NCEP / NCAR ont été calculées, mais non intégrées à la version finale de l'article, car redondantes avec *E-values* des panneaux a et c de la figure 7.6.

Les RMS montrent que durant l'été il y a une amélioration sur les deux ailes de la distribution (figures 7.16 et 7.17). L'amélioration liée à l'augmentation de résolution du côté polaire est partiellement diminuée par le pic central situé autour de 45° et ce quel que soit le régime considéré. Durant l'hiver, il n'apparaît que peu de différence entre les simulations (figure 7.15).

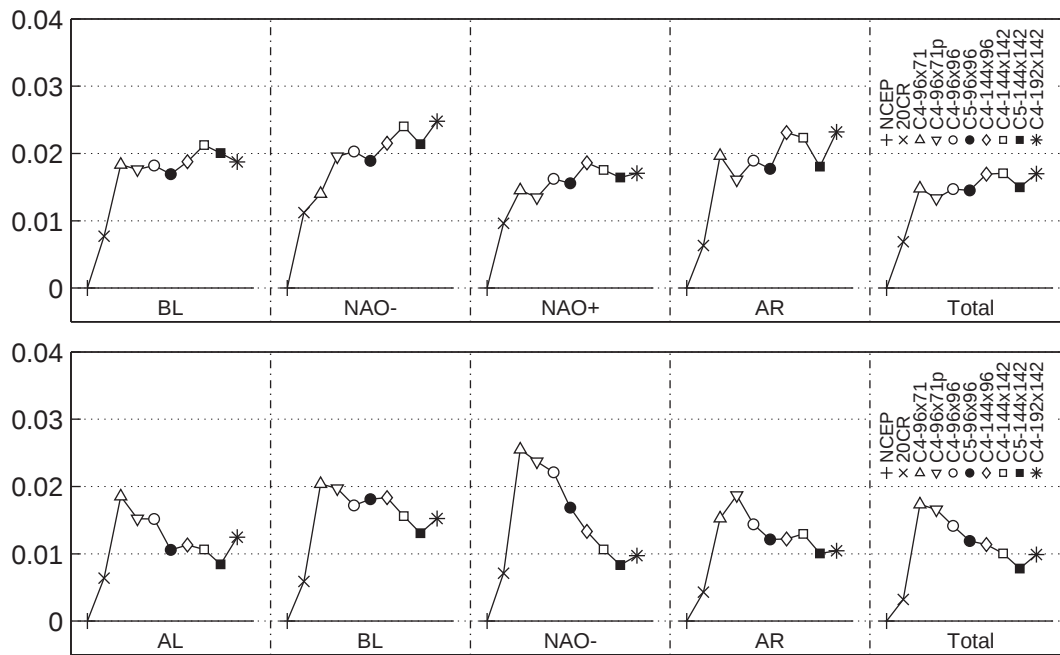


FIGURE 7.15 – RMS entre les distributions de 20CR et des huit simulations et la distribution de NCEP pour la bande de latitude comprise entre 30° et 65° N pour les quatre régimes en hiver (haut) et en été (bas).

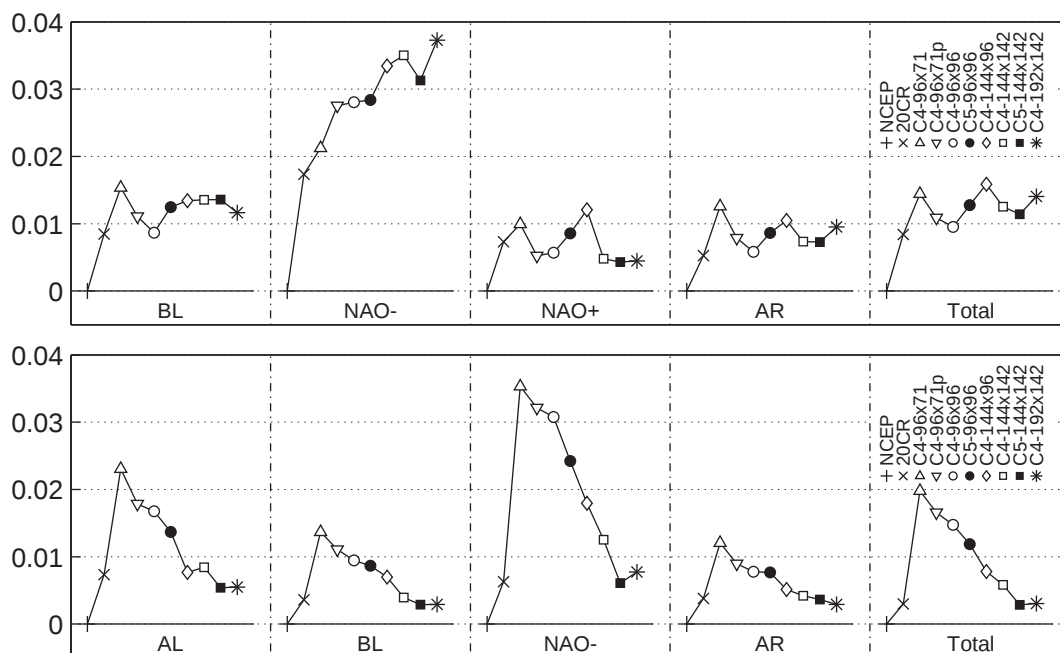


FIGURE 7.16 – Identique à la figure 7.15 pour la bande la latitude comprise entre 30° et 43° N.

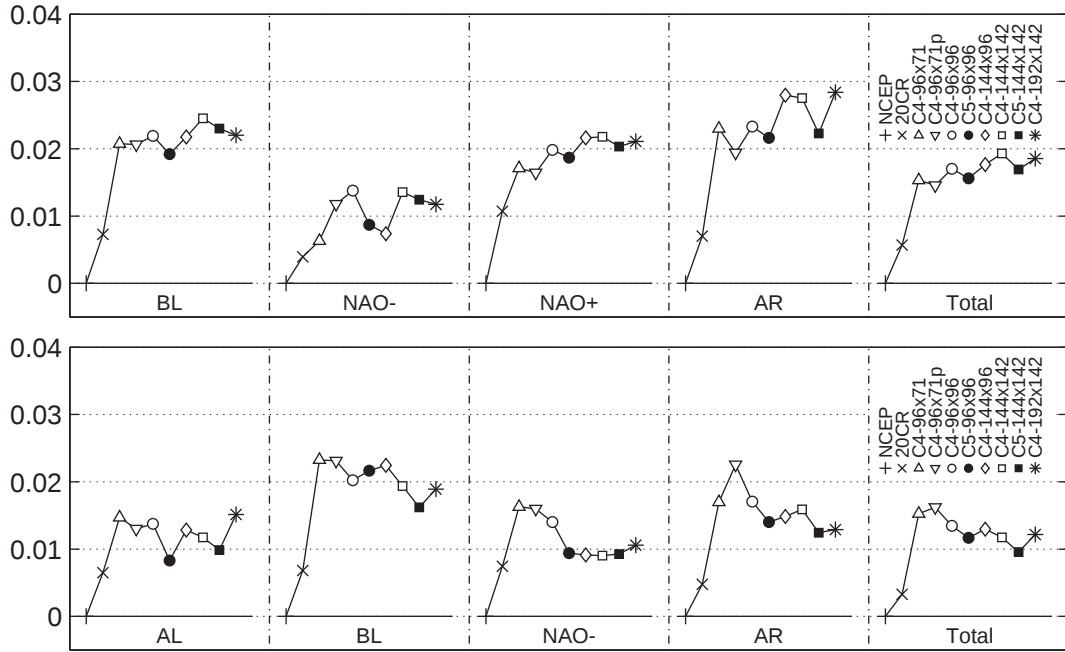


FIGURE 7.17 – Identique à la figure 7.15 pour la bande la latitude comprise entre 43° et 65° N.

L'amélioration aux hautes latitudes n'est pas apparente, et la qualité de l'ajustement de la distribution à celle observée est stable. Durant cette saison la très forte détérioration de la représentation de la position du jet lors du régime NAO- n'est pas due à une mauvaise simulation de la variabilité par le modèle mais à un décalage en latitude de celle du jet entre les réanalyses NCEP et les simulations, décalage représenté par le dipôle sur les différences de distribution (figure 7.7). Finalement durant l'hiver, bien que des changements aient lieu, il y a compensation entre les améliorations et dégradations de la position du jet qui ne permet pas une amélioration globale comme pour l'été. L'intervalle de confiance à 95%, obtenu par bootstrap, a été déterminé pour chaque RMS entre simulations et réanalyses mais non représentée.

La seconde partie s'est attardée sur la question de la représentation des températures extrêmes en Europe par le modèle de l'IPSL. Pour toutes les simulations, durant l'hiver, la sur-estimation des extrêmes froids est probablement liée à celle des occurrences des régimes NAO- et AR. Durant l'été la sous-estimation des extrêmes chauds semble être très probablement associée aux erreurs de circulation grande échelle puisque les régimes semblent être bien représentés par le modèle, mais peut-être aussi résulter d'erreurs systématiques dans la représentation de processus locaux. Pour les deux saisons, l'augmentation de la résolution horizontale contribue généralement à une meilleure représentation des extrêmes et des statistiques associées. Fait intéressant, la résolution horizontale semble avoir une plus forte influence sur les températures extrêmes que la correction du biais de température moyenne, de sorte que la grille utilisée pour CMIP3, 96 × 71, provoque le plus grand désaccord avec les observations. Cependant, la transition de la version CM4v2 vers CM5A n'améliore pas nécessairement les statistiques des températures extrêmes, ce qui peut paraître d'autant plus surprenant durant les saisons hivernales puisque les régimes semblent mieux simulés et que l'influence de la circulation grande échelle sur la température en Europe est plus forte. Ce dernier point suggère que les processus régionaux qui influent sur les températures extrêmes ont été modifiés entre la version CM4v2 et CM5A du modèle.

Conclusion

L'effet de la résolution sur la dynamique de la circulation aux moyennes latitudes a été étudié à l'aide du modèle de l'IPSL dans les deux cas.

Le chapitre 6 explore la qualité de représentation de la moyenne et de la variabilité du jet atmosphérique dans l'hémisphère sud en s'attardant sur les saisons d'été et d'hiver et en différenciant deux zones géographiques durant l'hiver austral.

Durant l'été, la latitude moyenne du jet se déplace vers les pôles lorsque la résolution augmente en latitude, convergeant vers la valeur observée. La majorité des diagnostics visant à quantifier la dynamique, tel que le skewness de la distribution ou le temps caractéristique associé à la persistance du jet, montre une dépendance directe à la latitude moyenne du jet ainsi qu'une convergence vers les valeurs observées. En hiver, la diminution des biais avec l'augmentation de la résolution n'est pas aussi évidente.

Durant les deux saisons, la relation entre le principal mode de variabilité, i.e., le mode annulaire austral, et l'état moyen reste la même que celle des observations, excepté pour la plus biaisée des simulations durant l'hiver. Les fluctuations du jet – oscillation en latitude ou basculement entre deux positions – se produisent autour de positions différentes. Les biais du modèle ainsi que la réponse à une augmentation de la concentration de CO₂ se projettent sur la structure du mode annulaire. Il n'apparaît pas clairement une relation systématique entre l'amplitude de la réponse et les spécificités des simulations, ceci étant probablement due à une modification de la dynamique ou bien à un effet des paramétrisations de la physique lié à la variation de résolution.

Le chapitre 7 quant à lui explore la dynamique nord atlantique. L'étude de l'impact direct dû aux modifications de résolution se traduit à la fois par une évolution de l'occurrence de la position du jet, des régimes mais aussi des extrêmes de températures.

Malgré la mise en évidence d'un important déficit vers le pôle dans les distributions de position du jet, le modèle de l'IPSL représente assez bien les régimes de temps. Une amélioration significative est mise en évidence pour l'ensemble des simulations dont la résolution horizontale est supérieure à celle utilisée durant l'exercice CMIP3.

L'augmentation de la résolution verticale utilisée durant l'exercice CMIP5 tend à améliorer la dynamique en hiver grâce à la stratosphère mieux résolue et de l'interaction entre stratosphère-troposphère. En plus d'un biais froid récurrent au-dessus de l'Europe, le modèle de l'IPSL surestime (sous-estime) généralement les indices associés aux périodes de froid d'hiver (vagues de chaleur estivales) tant d'un point de vue de la fréquence que de la durée. Il apparaît que l'augmentation de la résolution horizontale améliore presque toujours ces caractéristiques, tandis que l'effet de la résolution verticale est moins évident. La représentation de la variabilité du climat européen semble, dans l'ensemble, être améliorée pour les simulations utilisant la version CMIP5 du modèle de l'IPSL.

Il apparaît finalement que l'augmentation de la résolution améliore la représentation de l'état moyen et de la variabilité par le modèle, ces améliorations étant fonction de la région géographique et de la saison considérée. Lorsque la résolution est basse, particulièrement celle utilisée lors de l'exercice CMIP3, i.e. 96×71 , états moyens et variabilités sont très éloignés de

ceux estimés à l'aide de réanalyses, et cela que ce soit dans l'hémisphère sud ou au-dessus de la région nord atlantique. Cependant l'augmentation de résolution ne permet pas une amélioration systématique, mettant ainsi en avant la nécessité de mieux comprendre les mécanismes sous-jacents à la dynamique des moyennes latitudes afin de pouvoir à terme les intégrer au GCM.

Conclusions et perspectives

9.1 Synthèses des résultats

Ce travail de thèse s'est attaché à étudier le rôle des ondes baroclines dans la variabilité basse fréquence ainsi qu'à l'effet de la résolution sur ces deux types de structures, de périodes et d'échelles de temps différentes.

9.1.1 Rétroactions entre mouvements du jet et ondes baroclines dans une géométrie idéalisée

Dans un premier temps, c'est la réponse des ondes à une modification de l'écoulement qui nous a intéressé.

L'interaction réciproque entre les ondes et l'écoulement moyen rend la compréhension des mécanismes sous-jacents complexe. L'outil de guidage du modèle LMDz, testé et validé, permet de modifier l'état moyen correspondant à la phase positive ou négative d'un mode de variabilité. La constante de temps permet de maintenir l'écoulement et d'observer la réponse des ondes à cette modification. L'utilisation d'un modèle à géométrie simplifiée du type aquaplanète permet de s'affranchir des contraintes qu'impose la présence des continents, des contrastes terre-mer, et des variabilités spécifiques à certaines zones géographiques. Il est à noter que contrairement à certaines études précédentes menées à l'aide de modèle simplifié, c'est un GCM complet qui est utilisé, et seul la géométrie est simplifiée. L'ensoleillement moyen constant permet de maintenir une symétrie zonale.

À travers un ensemble de dix simulations, nous avons pu mettre en évidence les rétroactions et les caractéristiques de la réponse des ondes. Pour le premier mode de variabilité, c'est à dire un déplacement méridien du jet, la rétroaction des ondes est positive. A l'aide de plusieurs diagnostics, nous avons pu établir que les changements de flux de moment sont dus à une modification de la propagation au niveau du jet. Lorsque le jet se déplace vers le pôle, phase positive, la propagation est alors plus importante vers le pôle. La longueur d'onde des ondes de nombre d'onde 5, 6 et 7 augmente ainsi que leur vitesse de phase. Il y a dans ce cas plus de déferlements anticyclonique et moins de cycloniques, ces variations étant, du côté équatorial en particulier, en accord avec une variation de la latitude de déferlement des ondes.

Les simulations transitoires mettent en évidence le rôle du flux méridien dans la mise en place de la réponse des ondes à une modification de l'écoulement. La réponse des ondes pour l'ensemble de quatre simulations guidées de manière plus ou moins baroclines reste cohérente. Le guidage par une structure plus barocline renforce la réponse positive décrite précédemment.

La réponse des ondes dans le cas du guidage vers un écoulement correspondant au second mode de variabilité est une rétroaction négative. Les variations de vitesses de vent s'accompagnent d'un élargissement ou amincissement du jet et donc d'une modification de la latitude critique, autorisant un apport de moment plus ou moins important.

Finalement, ces travaux suggèrent que le mécanisme de rétroaction est un changement de la direction de propagation des ondes ou de leur déferlement, principalement causé par les

anomalies de vent en altitude. Comme l'ont été montré à l'aide de modèle simple de précédentes études c'est la conservation de moment angulaire et le transport de moment par les ondes baroclines qui sont responsables des modes annulaires (Wallace, 2000; Vallis *et al.*, 2004) et les anomalies de vents celle de la rétroaction positive dans le cas du premier mode variabilité (Robinson, 1994, 1996). Il est intéressant de noter que l'utilisation d'un modèle complet fait ressortir un ensemble de propositions de causes cherchant à expliquer la prépondérance du premier mode de variabilité, que ce soit par les anomalies de vents en altitude, l'augmentation de la vitesse de phase des ondes (Chen & Zurita-Gotor, 2008), du déplacement vers les pôles de la latitude d'absorption et des variations de propagations méridionales (Son *et al.*, 2008). En cas de plus forte baroclinicité des anomalies de vents zonaux, le changement de position des sources peut contribuer à l'effet mis en évidence par ces simulations. La rétroaction négative induite par le second mode de variabilité met en jeu la latitude critique des ondes, et probablement le gradient de vorticité potentiel (Robinson, 2000).

9.1.2 Position et variabilité du jet, effet de la résolution du modèle de l'IPSL

Par la suite c'est l'effet de la résolution sur la représentation de l'état moyen et le lien avec la variabilité et la réponse à un forçage extérieur, une augmentation de la concentration, de CO_2 . Cette étude a été possible grâce à l'existence d'un ensemble de simulations à diverses résolutions et réalisées avec LMDz pour préparer l'exercice CMIP5. Passant d'une résolution de 96×71 à 192×142 , en augmentant alternativement la résolution en latitude puis longitude pour trois type de simulation, SST forcée, océan couplé et augmentation de CO_2 .

Durant l'été, l'effet de la résolution peut être synthétisé comme suit :

- L'augmentation de résolution provoque la convergence du modèle vers les observations, donc vers le pôle, ceci s'accompagne d'une diminution du temps d'autocorrélation.
- Une forte résolution corrige le biais systématique commis en cas d'utilisation d'une résolution trop faible.
- Le jet est, à résolution égale, situé plus correctement, c'est à dire plus vers le pôle dans les simulations non couplées.
- La variabilité est fonction de la latitude moyenne et pas du type de simulations ni de la résolution.
- La rétroaction des ondes est surestimée et la variance est quasiment identique quelle que soit la résolution. L'augmentation du forçage total est compensée par la diminution de la rétroaction.

Durant l'hiver, l'amélioration liée à l'augmentation de résolution n'est que partielle. Si l'état moyen est correctement représenté, sa relation avec la variabilité est visible. Cependant pour la plus basse résolution qui correspond au plus grand biais, l'état moyen et la variabilité change du tout au tout au-dessus de l'océan indien. De plus la mauvaise représentation de l'état moyen se projette sur le mode principal de variabilité, élément à prendre en compte dans le cadre des projections futures (Gerber *et al.*, 2008).

Une collaboration nous a permis de compléter cette étude sur l'effet de la résolution en utilisant encore une fois les simulations réalisées dans le cadre de CMIP5 et de CMIP5 lui-même. Un classement en régimes de temps au-dessus de l'océan nord-atlantique nous a donné la possibilité de comparer la distribution de la position du jet à ces régimes. Durant l'hiver le pic de distribution au sud correspond à la phase NAO-. Cependant il apparaît que le modèle, durant les trois autres régimes en hiver et les quatre d'été, échoue à simuler correctement la position du jet et ce malgré les améliorations qu'apporte l'augmentation de résolution.

Finalement que ce soit dans l'hémisphère sud ou au-dessus de la zone nord atlantique, ces

deux études montre que la position simulée du jet est améliorée durant l'été lorsque la résolution augmente, probablement à cause de la meilleure représentation des ondes et de l'interaction ondes-écoulement.

Dans le cas de l'hémisphère sud l'écoulement moyen est proche de celui décrit dans la première partie, on peut alors penser que l'interaction ondes-écoulement est suffisamment bien simulée. Il apparaît que le temps de décorrélation diminue avec le déplacement du jet vers le pôle (Gerber & Vallis, 2007; Son *et al.*, 2008) et cela malgré le changement de résolution. Lorsqu'il est déplacé vers l'équateur, la persistance ainsi que la rétroaction ont tendance à augmenter (Barnes & Hartmann, 2010b). Puisque la position du jet est plutôt bien représentée durant l'été au-dessus de la zone nord atlantique, on peut penser que l'interaction ondes-écoulement telle qu'elle est simulée par le modèle est suffisante.

Durant l'hiver, les améliorations dues à l'augmentation de résolution ne permettent pas d'atteindre la qualité de représentation obtenue durant les étés respectifs des deux hémisphères. La très basse résolution échoue à reproduire l'état moyen. Les résolutions supérieures laissent apparaître malgré tout des différences dans les deux cas présentés. L'échec de représentation peut venir de la complexité des situations à simuler : le doublement du jet dans le cas de l'hémisphère sud, les structures des régimes de temps dans le cas nord atlantique, un manquement dans les mécanismes l'interaction ondes-écoulement, l'échec à reproduire des ondes de petite échelles nécessaire (D'Andrea *et al.*, 1998) ou bien l'absence d'un autre processus non considéré dans ces deux études.

9.2 Perspectives

Les principaux résultats de cette thèse laissent entrevoir de nombreuses perspectives dont les principales sont évoquées ci dessous.

Le guidage dans une région limitée en longitude

La propagation des ondes vers l'est ne fait aucun doute. La distance parcourue par ces perturbations peut être estimée. Mais l'interaction ondes-écoulement peut masquer l'effet d'une variation de l'écoulement sur une région distante. En utilisant toujours un modèle aquaplanète et en guidant l'écoulement vers l'une des phases du premier mode de variabilité, nous pourrions peut-être mettre en évidence les processus expliquant le temps de persistance des modes de variabilités.

L'effet de la surface

Le rôle des conditions de surface semble important, l'utilisation d'un modèle aquaplanète indique un rôle peu important de la basse troposphère probablement dû à la faible friction. Il a été montré à l'aide de modèle simplifié que des perturbations de la surface influent sur la propagation des ondes et donc de leurs influences sur l'écoulement. Il serait intéressant de pouvoir utiliser un GCM complet, faisant intervenir l'ensemble des processus physiques simulés, mais suffisamment simplifiés afin d'estimer l'influence de la surface.

Ainsi l'effet de la présence d'un continent sous le jet peut être évalué, de même que celle du front de SST. Ces structures influenceront la friction ou le gradient de température en surface et provoqueront des modifications des sources d'ondes et très probablement de l'écoulement. L'orientation de ces structures, choisi de forme géométrique simple pour commencer, peut être modifiée, pour représenter une barrière comme la cordillère des Andes ou les montagnes Rocheuses, ou un courant comme le Gulf Stream.

La combinaison du guidage dans une région spatialement limitée et de l'effet de la surface

En combinant les deux phénomènes précédemment décrits, un grand nombre de possibilité de cas d'étude apparaît. Par exemple, il serait possible de tester si le continent nord américain et / ou l'inclinaison du Gulf Stream sont suffisants pour reproduire les régimes de temps observés dans la région nord Atlantique. Si ce n'est pas le cas, il serait possible de déterminer quelle part de la variabilité ces zones expliquent. Un autre cas serait celui de l'hémisphère sud durant l'hiver où le jet et sa position au-dessus de l'océan indien, sous l'influence de l'Australie pourrait expliquer la variabilité observée dans la zone pacifique. La limitation de ces cas pourrait être due à une mauvaise représentation des ondes et de la variabilité basse fréquence par les modèles et leurs interactions avec les forçages externes.

Les paramétrisations physiques

En approfondissant l'étude des mécanismes dus aux forçages par les ondes afin d'établir les mécanismes mis en jeu dans chacune des régions à chacune des saisons, il serait possible d'identifier les interactions entre processus physiques et dynamiques, afin d'améliorer soit l'un soit l'autre dans les GCM.

Effet de la résolution

Les capacités de calcul numérique sont en constante progression. L'augmentation de la résolution semble résoudre en partie les problèmes de représentation des ondes et par conséquent la variabilité de l'écoulement. Deux questions se posent, une forte augmentation peut-elle résoudre certains problèmes et si l'augmentation ne le peut pas quelles sont les approches possibles. Une meilleure représentation des mécanismes au sein des GCM est alors nécessaire, ainsi que peut-être un changement des paramétrisations adaptées à ces nouvelles résolutions.

Bibliographie

- Akahori, K. & Yoden, S., 1997 : Zonal flow vacillation and bimodality of baroclinic eddy life cycles in a simple global circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2349–2361. (Cité en page 9)
- Baldwin, M. & Dunkerton, T., 1999 : Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937–30946. (Cité en pages 86 et 88)
- , 2001 : Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584. (Cité en pages 86, 88 et 99)
- Barnes, E. A. & Hartmann, D. L., 2010a : Dynamical feedbacks of the southern annular mode in winter and summer. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2320–2330. (Cité en pages 63 et 66)
- , 2010b : Testing a theory for the effect of latitude on the persistence of eddy-driven jets using CMIP3 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L15801. (Cité en pages 62, 66, 74 et 117)
- Barnes, E. A., Hartmann, D. L., Frierson, D. M. W. & Kidston, J., 2010 : Effect of latitude on the persistence of eddy-driven jets. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L11804. (Cité en page 72)
- Beniston, M., 2007 : Entering into the “greenhouse century” : Recent record temperatures in Switzerland are comparable to the upper temperature quantiles in a greenhouse climate. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L16710. (Cité en page 104)
- Cassou, C., 2008 : Intraseasonal interaction between the Madden–Julian oscillation and the north atlantic oscillation. *Nature*, **455**, 523–527. (Cité en pages 91 et 92)
- Cassou, C., Terray, L. & Phillips, A., 2005 : Tropical atlantic influence on european heat waves. *J. Climate*, **18**, 2805–2811. (Cité en pages 88, 91 et 92)
- Cattiaux, J., Quesada, B., Arakelian, A., Codron, F., Vautard, R. *et al.*, 2012 : North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model : sensitivity to atmospheric resolution. *Clim. Dynam.*, **Special Issue, in press**. (Cité en pages 95, 107 et 109)
- Cattiaux, J., Vautard, R., Cassou, C., Yiou, P., Masson-Delmotte, V. *et al.*, 2010 : Winter 2010 in Europe : A cold extreme in a warming climate. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L20704. (Cité en page 92)
- Chan, C. & Plumb, R., 2009 : The response to stratospheric forcing and its dependence on the state of the troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66** (7), 2107–2115. (Cité en page 12)
- Charney, J. & DeVore, J., 1979 : Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1205–1216. (Cité en pages 62 et 88)
- Chen, G. & Held, I. M., 2007 : Phase speed spectra and the recent poleward shift of southern hemisphere surface westerlies. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21805. (Cité en page 26)
- Chen, G. & Plumb, R. A., 2009 : Quantifying the eddy feedback and the persistence of the zonal index in an idealized atmospheric model. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3707–3720. (Cité en pages 62 et 66)

- Chen, G. & Zurita-Gotor, P., 2008 : The tropospheric jet response to prescribed zonal forcing in an idealized atmospheric model. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2254–2271. (Cité en pages 12 et 116)
- Christiansen, B., 2007 : Atmospheric circulation regimes : Can cluster analysis provide the number ? *J. Climate*, **20**, 2229–2250. (Cité en page 90)
- Codron, F., 2005 : Relation between annular modes and the mean state : Southern hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 320–330. (Cité en pages 11 et 18)
- , 2007 : Relations between annular modes and the mean state : Southern hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3328–3339. (Cité en pages 4, 5, 11, 18, 63, 66 et 80)
- Compo, G., Whitaker, J., Sardeshmukh, P., Matsui, N., Allan, R. *et al.*, 2011 : The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 1–28. (Cité en page 90)
- D’Andrea, F., Tibaldi, S., Blackburn, M., Boer, G., Déqué, M. *et al.*, 1998 : Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979–1988. *Clim. Dynam.*, **14**, 385–407. (Cité en pages 62, 88 et 117)
- Doblas-Reyes, F., Déqué, M., Valero, F. & Stephenson, D., 1998 : North Atlantic wintertime intraseasonal variability and its sensitivity to GCM horizontal resolution. *Tellus A*, **50**, 573–595. (Cité en pages 86 et 88)
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O. *et al.*, 2011 : Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model with an emphasis on changes between CMIP3 and CMIP5. *Clim. Dynam.*, **Special Issue**, in press. (Cité en pages 61 et 88)
- Edmon, H. J., Hoskins, B. J. & McIntyre, M. E., 1980 : Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2600–2616. (Cité en page 25)
- Feldstein, S. & Lee, S., 1998 : Is the atmospheric zonal index driven by an eddy feedback ? *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3077–3086. (Cité en page 12)
- Fichefet, T. & Maqueda, M., 1999 : Modelling the influence of snow accumulation and snow-ice formation on the seasonal cycle of the Antarctic sea-ice cover. *Clim. Dynam.*, **15**, 251–268. (Cité en pages 61 et 88)
- Gerber, E. & Polvani, L., 2009 : Stratosphere-troposphere coupling in a relatively simple agcm : The importance of stratospheric variability. *Journal of Climate*, **22**, 1920–1933. (Cité en page 12)
- Gerber, E. P. & Vallis, G. K., 2007 : Eddy–Zonal flow interactions and the persistence of the zonal index. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3296–3311. (Cité en pages 8, 12, 62, 66 et 117)
- Gerber, E. P., Voronin, S. & Polvani, L. M., 2008 : Testing the annular mode autocorrelation time scale in simple atmospheric general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1523–1536. (Cité en pages 6, 12, 22 et 116)
- Gillett, N., Zwiers, F., Weaver, A. & Stott, P., 2003 : Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, **422**, 292–294. (Cité en page 65)
- Guemas, V. & Codron, F., 2011 : Differing impacts of resolution changes in latitude and longitude on the midlatitudes in the LMDZ atmospheric GCM. *J. Climate*, **24**, 5831–5849. (Cité en pages 67, 70 et 74)

- Hartmann, D. L. & Lo, F., 1998 : Wave-Driven zonal flow vacillation in the southern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1303–1315. (Cité en pages 11, 12 et 43)
- Haylock, M., Hofstra, N., Klein Tank, A., Klok, E., Jones, P. *et al.*, 2008 : A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, D20119. (Cité en page 90)
- Held, I. M. & Phillipps, P. J., 1993 : Sensitivity of the eddy momentum flux to meridional resolution in atmospheric GCMs. *J. Climate*, **6**, 499–507. (Cité en page 70)
- Held, I. M. & Suarez, M. J., 1994 : A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 1825–1830. (Cité en page 70)
- Hourdin, F., Foujols, M., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J. *et al.*, 2012a : Climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model : impact of the LMDZ atmospheric grid resolution. *Clim. Dynam.*, **Special Issue**, in press. (Cité en page 102)
- Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L. *et al.*, 2012b : Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Clim. Dynam.*, **Special Issue**, in press. (Cité en pages 67, 68, 70 et 75)
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F. *et al.*, 2006 : The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dynam.*, **27**, 787–813. (Cité en pages 17, 61, 67 et 88)
- Hurrell, J. W., Hack, J. J., Shea, D., Caron, J. M. & Rosinski, J., 2008 : A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the community atmosphere model. *J. Climate*, **21**, 5145–5153. (Cité en page 67)
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D. *et al.*, 1996 : The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–472. (Cité en page 68)
- Kidston, J., Dean, S. M., Renwick, J. A. & Vallis, G. K., 2010 : A robust increase in the eddy length scale in the simulation of future climates. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L03806. (Cité en pages 62, 66, 72 et 74)
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G. *et al.*, 2001 : The NCEP/NCAR 50-year reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 247–268. (Cité en page 90)
- Klein-Tank, A., Wijngaard, J., Konnen, G., Bohm, R., Demaree, G. *et al.*, 2002 : Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, **22**, 1441–1453. (Cité en page 90)
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J. *et al.*, 2005 : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, **19**, 33. (Cité en pages 61, 67 et 88)
- Lee, S. & Feldstein, S., 1996 : Two types of wave breaking in an aquaplanet GCM. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 842–857. (Cité en page 10)

- Legras, B. & Ghil, M., 1985 : Persistent anomalies, blocking and variations in atmospheric predictability. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 433–471. (Cité en pages 62 et 88)
- L’Heureux, M. L. & Thompson, D. W. J., 2006 : Observed relationships between the El Nino-Southern Oscillation and the extratropical Zonal-Mean circulation. *J. Climate*, **19**, 276–287. (Cité en page 65)
- Lorenz, D. J. & Hartmann, D. L., 2001 : Eddy–Zonal flow feedback in the southern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3312–3327. (Cité en pages 5, 6, 11, 18, 20, 23, 65 et 74)
- , 2003 : Eddy–Zonal flow feedback in the northern hemisphere winter. *J. Climate*, **16**, 1212–1227. (Cité en pages 6, 11, 18 et 23)
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M. & Levy, C., 1997 : Ocean general circulation model reference manual. *LODYC Technical Report*, **3**, 91pp. (Cité en pages 61 et 88)
- Marti, O., Braconnot, P., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S. *et al.*, 2005 : The new IPSL climate system model : IPSL-CM4. *Note du Pôle de Modélisation*, **26**, 1288–1619. (Cité en pages 61 et 88)
- Marti, O., Braconnot, P., Dufresne, J., Bellier, J., Benshila, R. *et al.*, 2010 : Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Clim. Dynam.*, **34**, 1–26. (Cité en page 67)
- Matsueda, M., Mizuta, R. & Kusunoki, S., 2009 : Future change in wintertime atmospheric blocking simulated using a 20-km-mesh atmospheric global circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D12114. (Cité en pages 62 et 88)
- Menut, L., Tripathi, O., Colette, A., Vautard, R., Flaounas, E. *et al.*, 2012 : Evaluation of regional climate simulations for air quality modelling purposes. *Clim. Dynam.*, **Special Issue**, **in press**. (Cité en page 102)
- Michelangeli, P., Vautard, R. & Legras, B., 1995 : Weather regimes : Recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1237–1256. (Cité en page 90)
- Ouzeau, G., Cattiaux, J., Douville, H., Ribes, A. & Saint-Martin, D., 2011 : European cold winter of 2009/10 : How unusual in the instrumental record and how reproducible in the Arpege-Climat model? *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L11706. (Cité en pages 88 et 90)
- Perlwitz, J., Pawson, S., Fogt, R. L., Nielsen, J. E. & Neff, W. D., 2008 : Impact of stratospheric ozone hole recovery on antarctic climate. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08714. (Cité en page 65)
- Randel, W. J. & Held, I. M., 1991 : Phase speed spectra of transient eddy fluxes and critical layer absorption. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 688–697. (Cité en page 26)
- Ring, M. J. & Plumb, R. A., 2007 : Forced annular mode patterns in a simple atmospheric general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3611–3626. (Cité en page 6)
- , 2008 : The response of a simplified GCM to axisymmetric forcings : Applicability of the Fluctuation–Dissipation theorem. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3880–3898. (Cité en pages 6 et 75)
- Rivière, G., 2009 : Effect of latitudinal variations in Low-Level baroclinicity on eddy life cycles and Upper-Tropospheric Wave-Breaking processes. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1569–1592. (Cité en page 28)

- Rivière, G., Laine, A., Lapeyre, G., Salas-Mélia, D. & Kageyama, M., 2010 : Links between rossby wave breaking and the north atlantic Oscillation–Arctic oscillation in Present-Day and last glacial maximum climate simulations. *J. Climate*, **23**, 2987–3008. (Cité en page 28)
- Robinson, W. A., 1994 : Eddy feedbacks on the zonal index and Eddy–Zonal flow interactions induced by zonal flow transience. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2553–2562. (Cité en pages 12 et 116)
- , 1996 : Does eddy feedback sustain variability in the zonal index? *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3556–3569. (Cité en pages 12 et 116)
- , 2000 : A baroclinic mechanism for the eddy feedback on the zonal index. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 415–422. (Cité en pages 12 et 116)
- , 2006 : On the Self-Maintenance of midlatitude jets. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2109. (Cité en pages 62 et 66)
- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S. *et al.*, 2006 : Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Climate*, **19**, 3771–3791. (Cité en pages 86, 88 et 99)
- Rust, H., Vrac, M., Lengaigne, M. & Sultan, B., 2010 : Quantifying Differences in Circulation Patterns Based on Probabilistic Models. *J. Climate*, **23**, 6573–6589. (Cité en page 95)
- Sampe, T., Nakamura, H., Goto, A. & Ohfuchi, W., 2007 : Significance of a midlatitude SST frontal zone in the formation of a storm track and an eddy-driven westerly jet. *J. Climate*, **23**, 1793–1814. (Cité en page 74)
- Scaife, A., Folland, C., Alexander, L., Moberg, A. & Knight, J., 2007 : European climate extremes and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **21**, 72–83. (Cité en page 101)
- Schär, C., Vidale, P., Luethi, D., Frei, C., Haeberli, C. *et al.*, 2004 : The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, **427**, 332–336. (Cité en page 88)
- Sen Gupta, A. & England, M. H., 2006 : Coupled Ocean–Atmosphere–Ice response to variations in the southern annular mode. *J. Climate*, **19**, 4457–4486. (Cité en page 65)
- Simmons, A. J. & Hoskins, B. J., 1980 : Barotropic influences on the growth and decay of nonlinear baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1679–1684. (Cité en page 10)
- Son, S., Gerber, E. P., Perlwitz, J., Polvani, L. M., Gillett, N. P. *et al.*, 2010 : Impact of stratospheric ozone on southern hemisphere circulation change : A multimodel assessment. *J. Geophys. Res.*, **115**, D08107. (Cité en page 65)
- Son, S., Lee, S., Feldstein, S. B. & Ten Hoeve, J. E., 2008 : Time scale and feedback of Zonal–Mean–Flow variability. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 935–952. (Cité en pages 12, 116 et 117)
- Thorncroft, C. D., Hoskins, B. J. & McIntyre, M. E., 1993 : Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 17–55. (Cité en pages 8, 10 et 29)
- Valcke, S., 2006 : OASIS3 User Guide. *PRISM Support Initiative*, **3**, 68. (Cité en pages 61 et 88)

- Vallis, G. K. & Gerber, E. P., 2008 : Local and hemispheric dynamics of the north atlantic oscillation, annular patterns and the zonal index. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **44**, 184–212. (Cité en page 11)
- Vallis, G. K., Gerber, E. P., Kushner, P. J. & Cash, B. A., 2004 : A mechanism and simple dynamical model of the north atlantic oscillation and annular modes. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 264–280. (Cité en pages 11 et 116)
- van Ulden, A. & van Oldenborgh, G., 2006 : Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **6**, 863–881. (Cité en page 92)
- Vautard, R., 1990 : Multiple weather regimes over the North Atlantic- Analysis of precursors and successors. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2056–81. (Cité en pages 62, 87 et 90)
- Vavrus, S., Walsh, J., Chapman, W. & Portis, D., 2006 : The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming. *International Journal of Climatology*, **26**, 1133–1147. (Cité en pages 103 et 105)
- von Storch, H. & Zwiers, F., 2001 : *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press. (Cité en page 90)
- Wallace, J., 2000 : North atlantic oscillatio / annular mode : Two paradigms-one phenomenon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 791–805. (Cité en pages 11 et 116)
- Watterson, I. G., 2007 : Southern Annular modes simulated by a climate Model : Patterns, mechanisms, and uses. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3113–3131. (Cité en pages 63 et 66)
- Woollings, T., Hannachi, A. & Hoskins, B., 2010 : Variability of the north atlantic eddy-driven jet stream. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 856–868. (Cité en pages 90, 91 et 92)
- Yiou, P. & Nogaj, M., 2004 : Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic : When and where. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L0702. (Cité en page 106)

Role of baroclinic eddies in the low-frequency variability

Abstract : Midlatitude baroclinic eddies, synoptic disturbances period from 2 to 10 days, interact on the low-frequency variability, period longer than ten days. For these periods atmospheric circulation variability is dominated by quasi-stationary structures of large spatial scale, as are the North Atlantic Oscillation (NAO) and Southern Oscillation (AO).

On one side, momentum transport by eddies is balanced with surface friction and keeping the jet around its position, but on the other, the mean flow organizes these eddies.

To understand why annular modes seem to be dominant low-frequency variability, eddy feedbacks to a change of zonal mean flow are studied. Resolution effect on the representation of eddies and variability is explored.

At first these interactions are studied using nudged simulations allowing isolate properly the response of baroclinic eddies and momentum flux. The change of eddy propagation allows to highlight the involved mechanisms. It appears a positive feedback in the case of latitudinal jet shift, and negatively to a jet speed variation without latitudinal shift.

In a second part, a set of simulations with the IPSL model at varying resolution was used to assess biases of mean state and variability representation but also to highlight the relations between the mean state, the variability, and the response to increased CO₂.

Résumé :

Aux moyennes latitudes les ondes baroclines, perturbations synoptiques de période allant de 2 à 10 jours, interagissent sur la variabilité basse fréquence de période supérieure à une dizaine de jours. Pour ces périodes la variabilité de la circulation atmosphérique est dominée par des structures quasi-stationnaires de très grande échelle spatiale, comme le sont l'oscillation nord-atlantique (NAO) et l'oscillation australe (OA).

D'un côté le transport de moment par les ondes s'équilibre avec la friction en surface et maintient le jet autour de sa position, mais de l'autre, l'écoulement moyen organise ces ondes.

Afin de comprendre pourquoi les modes annulaires semblent être la forme de variabilité basse fréquence privilégiée, la réponse des ondes à une modification de l'écoulement a été étudiée. L'effet de la résolution sur la représentation des ondes et de la variabilité est également exploré.

Dans un premier temps ces interactions sont étudiées au moyen de simulations guidées qui permettent d'isoler proprement la réponse des ondes baroclines et leurs flux de moment à des variations du jet. Le changement de propagation des ondes permet de mettre en évidence les mécanismes mis en jeu. Il apparaît une rétroaction positive dans le cas d'un déplacement du jet en latitude, et négative lors d'une variation de la vitesse du jet sans déplacement latitudinale.

Dans un second temps, un ensemble de simulations réalisées avec le modèle de l'IPSL à différentes résolutions a permis d'évaluer les biais de représentation de l'état moyen et de la variabilité mais aussi de mettre en évidence la relation entre état moyen, la variabilité et la réponse à une augmentation de CO_2 .
