

DEA Océanologie, météorologie et environnement

Université Pierre et Marie Curie - PARIS 6
École doctorale Sciences de l'environnement

Rapport de stage

(Avril - juin 2003)

Rôle de la mer Méditerranée dans le climat de son pourtour

Luc GENTIAL

Laboratoires d'accueil :

Laboratoire de météorologie dynamique, Paris
Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, Gif-sur-Yvette

Encadrants :

Masa Kageyama (LSCE)
Laurent Li (LMD)

Option :

A - Dynamique de l'océan et de l'atmosphère

1 Introduction

1.1 Le pourtour méditerranéen, une zone fragile

Le pourtour méditerranéen s'organise autour de la mer éponyme pour s'étendre d'une part de la péninsule ibérique à la Turquie et d'autre part du Proche-Orient au Maroc. C'est une région qui marque une transition entre un climat chaud et sec au sud et un climat doux et humide au nord ; pour la caractériser, les géographes ont défini un climat dit méditerranéen.

La zone est par ailleurs très peuplée et rassemble des pays très développés et/ou dont la ressource en eau est rare. Elle est donc très vulnérable aux incidents climatiques, aussi bien du point de vue des conséquences économiques que sanitaires. Si le passé l'a mis en évidence, par exemple avec les longues périodes de sécheresse qui ont affecté le sud de l'Espagne et le Maroc, il s'avère que la région pourrait être de surcroît très affectée par le changement climatique. L'étude du climat de cette région constitue donc un enjeu de société important.

1.2 Le projet Medwater et le programme GICC

Dans un contexte de changement climatique de nature anthropique, une partie de la communauté scientifique française du climat s'est associée au sein du projet Medwater, qui vise à étudier et à prédire la variabilité du bilan hydrique du bassin méditerranéen et à évaluer les conséquences économiques pour les pays limitrophes (notamment la France, l'Espagne, l'Italie et la Tunisie).

Ce projet est soutenu par le programme GICC¹, mis en place par le Ministère de l'écologie et du développement durable (MEDD) et la Mission interministérielle de l'effet de serre (MIES), et qui constitue le volet "Impacts" du dispositif national de recherche sur l'atmosphère et le climat.

1.3 La mer Méditerranée : un rôle dans le climat ?

La mer Méditerranée est un petit bassin à l'échelle du globe puisqu'elle ne représente que 2,51 millions de km², soit 1% de la superficie des océans ou encore cinq fois la superficie de la France. Son impact sur le climat peut donc sembler dérisoire au premier abord. Cependant, des études tendent à prouver le contraire. On peut citer Rowell (2003), qui a montré que la saison des pluies au Sahel était influencée de manière significative par des anomalies de température de la surface des eaux de la Méditerranée.

Il est donc pertinent de s'intéresser au rôle de la mer Méditerranée dans le système *climat*, d'autant plus que le changement climatique pourrait se traduire par une modification de la circulation des eaux du bassin.

Notre étude est donc à placer dans ce contexte, au travers de la question suivante : si la mer Méditerranée se réchauffe ou se refroidit, quelles conséquences cela a-t-il sur le climat et en particulier sur le développement des dépressions, qui apportent les précipitations ?

1.4 Organisation de notre travail

Dans le cadre du projet Medwater et pour répondre à la question précédente, nous nous sommes proposés de réaliser une expérience de sensibilité de l'atmosphère aux températures de la

¹GICC : Gestion et impacts du changement climatique

surface, plus communément appelées SST pour *sea surface temperature*, de la mer Méditerranée. Pour cela, nous avons eu recours à la modélisation numérique du climat. La description du modèle d’atmosphère utilisé fera l’objet d’une première partie.

À l’aide de celui-ci, nous avons effectué deux types de simulations.

D’une part, une simulation de contrôle, d’une durée de 10 ans, nous permettra d’étudier rapidement la climatologie du modèle, dont la version utilisée n’avait pas encore été éprouvée. Une attention toute particulière sera apportée à la représentation du *storm-track* (que l’on peut traduire par route dépressionnaire) Nord-Atlantique, principal responsable des précipitations qui alimentent en eau les pays méditerranéens en hiver. Les résultats, accompagnés d’une présentation de la zone dépressionnaire et des diagnostics dont j’ai développé les calculs, seront exposés dans la section 3.

D’autre part, 128 simulations courtes nous donneront accès à la sensibilité du modèle d’atmosphère aux SST ; la moitié d’entre elles a été perturbée tandis que les autres font office de contrôle. L’analyse des résultats de cette expérience fera l’objet de la partie 5. La réponse de l’atmosphère sera étudiée à travers le développement des anomalies de géopotential au-dessus et en aval de la région où l’anomalie est imposée.

Entre temps, la section 4 détaillera l’élaboration de l’anomalie imposée. Nous pouvons d’ores et déjà annoncer que cette perturbation est issue d’une étude de la variabilité récente des températures des eaux de surface de la Méditerranée. Cependant, elle aurait très bien pu être obtenue d’une manière différente, par exemple à partir de la variabilité simulée par un modèle couplé océan-atmosphère.

Enfin, les perturbations atmosphériques étant plus fortes et plus fréquentes durant les mois d’hiver (décembre, janvier et février) et pour rester cohérent avec les études menées jusqu’ici, nous avons étudié cette saison de façon privilégiée.

2 Intérêt de la modélisation et présentation du modèle

Pour appréhender notre problème, la modélisation du climat est un outil de choix car elle permet des expériences les plus réalistes possibles aussi bien que des expériences de sensibilité, où l’on étudie l’impact d’un champ donné des conditions aux limites sur l’atmosphère.

Le modèle utilisé est LMDZ, un modèle de circulation générale atmosphérique développé notamment au Laboratoire de météorologie dynamique et qui est pourvu d’un zoom qui permet d’atteindre sans coût prohibitif des résolutions de l’ordre de 50 km, ici sur la région méditerranéenne.

Pour être plus précis, nous avons installé le modèle LMDZOR, qui associe à la très récente version 3.3 de LMDZ le modèle SECHIBA pour les processus de surface. Notre modèle d’atmosphère est ainsi exactement le même que celui du modèle couplé océan-atmosphère-végétation de l’IPSL². Nous forçons ce modèle d’atmosphère par la moyenne climatique des températures de l’océan et la couverture de glace de mer données par le projet AMIP pour notre simulation de contrôle.

Nous avons fait tourner le modèle en résolution 144x108, c’est-à-dire avec 144 points de grille en longitude et 108 en latitude. Une fois ce nombre de mailles imposé, nous avons ajusté le zoom sur la région méditerranéenne. Pour pouvoir réutiliser nos simulations dans le cadre d’autres études en cours, nous avons choisi de centrer le zoom sur le bassin parisien (latitude 49,

²Institut Pierre-Simon Laplace

longitude 2) plutôt que sur la mer, avec un facteur de grossissement 3 dans les deux directions et une forme en sinus de la latitude. Par conservation du nombre de points de grille dans les deux directions, les mailles sont relâchées à distance du bassin parisien, et notamment aux antipodes, c'est-à-dire au nord de la Nouvelle-Zélande. La figure 2.1 présente la grille ainsi construite. On remarquera que la résolution reste fine le long des bandes de latitudes ou de longitudes émanant du centre du zoom.

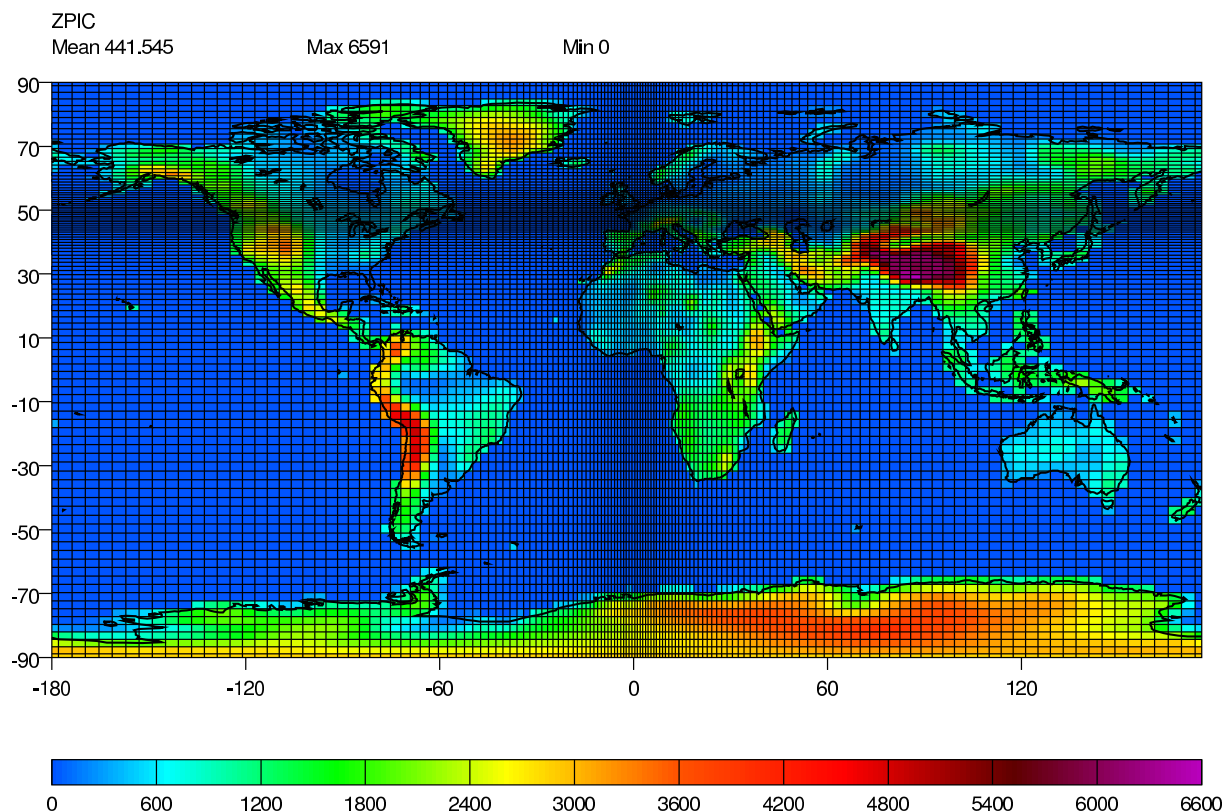


FIG. 2.1 – La grille utilisée et l'altitude maximale du sol dans chaque maille.

Outre une amélioration certaine du tracé des continents et des types de surfaces dans la région où la résolution est haute par rapport aux antipodes, les choix d'une haute résolution et de l'application d'un zoom offrent une meilleure représentation des zones montagneuses ceinturant la mer Méditerranée. En effet, l'orographie du modèle est construite par interpolation, sur la grille définie plus haut, d'une carte du relief planétaire à très haute résolution. Ainsi, en ce qui concerne les Alpes, la variable ZPIC, représentant l'altitude maximale du sol dans la maille, dépasse la valeur de 2940 m à l'extrémité est de la Suisse et ZMEA, qui rend compte de l'altitude moyenne du sol dans la maille, atteint à ces mêmes endroits 1948 m (cf. figure 2.2). Notre modèle peut ainsi mieux prendre en compte les caractéristiques locales qui conditionnent forcément le climat de la région.

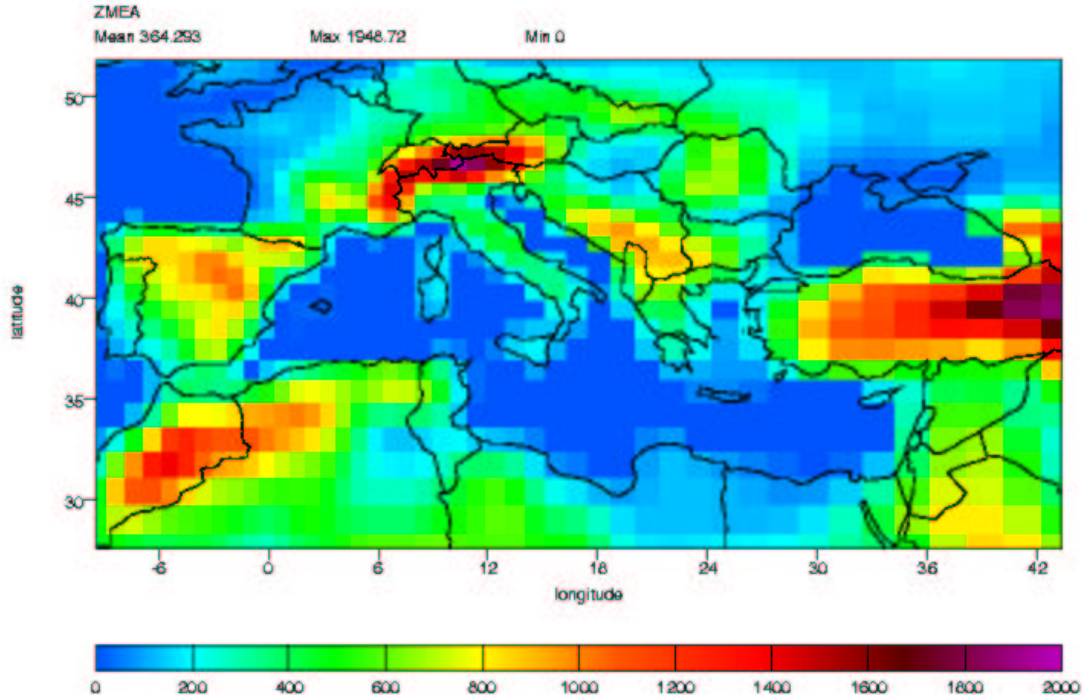


FIG. 2.2 – Altitude moyenne du sol pour les mailles du bassin méditerranéen.

3 Climatologie de l'Atlantique Nord : zones dépressionnaires et rétroaction des tourbillons sur l'écoulement moyen

La zone Méditerranée - et notamment sa partie européenne - se trouve aux moyennes latitudes et à proximité de l'océan Atlantique Nord. Cette situation la soumet donc aux perturbations cycloniques venant de l'océan et qui sont responsables de l'essentiel des précipitations hivernales que nous connaissons.

Ces systèmes dépressionnaires se développent principalement en hiver dans des régions appelées *zones de passages dépressionnaires* ou encore *rails des tempêtes*, et en anglais *storm-tracks*. Elles sont caractérisées par une variabilité forte des grandeurs météorologiques telles que la hauteur du géopotential à 500 hPa, sur des échelles de temps allant de quelques jours à une semaine. Elles sont également le lieu d'intenses transports turbulents d'énergie et de quantité de mouvement.

L'étude des zones de passages dépressionnaires porte donc sur la partie turbulente de l'écoulement. Il existe deux approches dans l'étude de ces zones particulières. La première, principalement lagrangienne, consiste à mettre en place un suivi dans le temps des perturbations afin de déterminer leurs comportements typiques. La seconde est, au contraire, essentiellement eulérienne et

considère l'effet des passages dépressionnaires pris dans leur ensemble. Elle utilise les moments statistiques calculés en chaque point pour caractériser la variabilité des variables météorologiques en ce point. C'est cette dernière méthode que nous avons choisie pour le présent travail.

3.1 La zone dépressionnaire Nord-Atlantique

Dans cette partie, nous présenterons la zone dépressionnaire Nord-Atlantique et les mécanismes en jeu. Pour cela, nous nous baserons essentiellement sur la climatologie du modèle LMDZ issue de notre simulation de contrôle. C'est par ailleurs l'occasion d'analyser le comportement du modèle vis-à-vis du storm-track Nord-Atlantique. Nous nous appuierons donc également sur des observations et des réanalyses du centre européen. Un petit nombre de comparaisons avec la climatologie d'une version précédente du modèle permettra enfin de mettre en évidence les progrès effectués.

Le storm-track Nord-Atlantique est une zone de passages dépressionnaires bien observée et certainement bien documentée. C'est elle qui va nous intéresser car elle est située en amont de la zone Méditerranée vis-à-vis du vent moyen. Celui-ci est un courant d'ouest qui atteint son intensité maximale vers 200 hPa. Il représente la branche Nord-Atlantique du *jet-stream*, un courant confiné dans la haute troposphère et sur une bande de latitudes étroite autour de 35°N. Le jet-stream doit son existence au différentiel de chauffage entre l'équateur et le pôle Nord. En effet, ce différentiel induit un gradient méridien de température qui, par la relation du vent thermique, équivaut à un cisaillement vertical du vent zonal. Comme celui-ci est forcément faible à la surface, l'existence du jet stream peut être liée au gradient méridien de température.

La figure 3.1 présente, pour la région Atlantique Nord - Méditerranée, le vent zonal moyen sur la surface isobare 250 hPa. Comme la plupart des figures qui vont suivre, cette carte est issue de notre simulation longue de contrôle. La moyenne est effectuée sur les mois de décembre, janvier et février des dix dernières années d'une simulation de 11 ans ; la première année de la simulation n'a pas été retenue pour laisser le temps au modèle de s'ajuster.

Le trait principal de cette carte réside dans l'existence d'une zone d'intensité maximale du vent zonal, sur la côte Est de l'Amérique du Nord. De plus, le courant-jet est encore très fort sur l'extrémité occidentale de l'Europe. On parle respectivement des régions d'entrée et de sortie du jet.

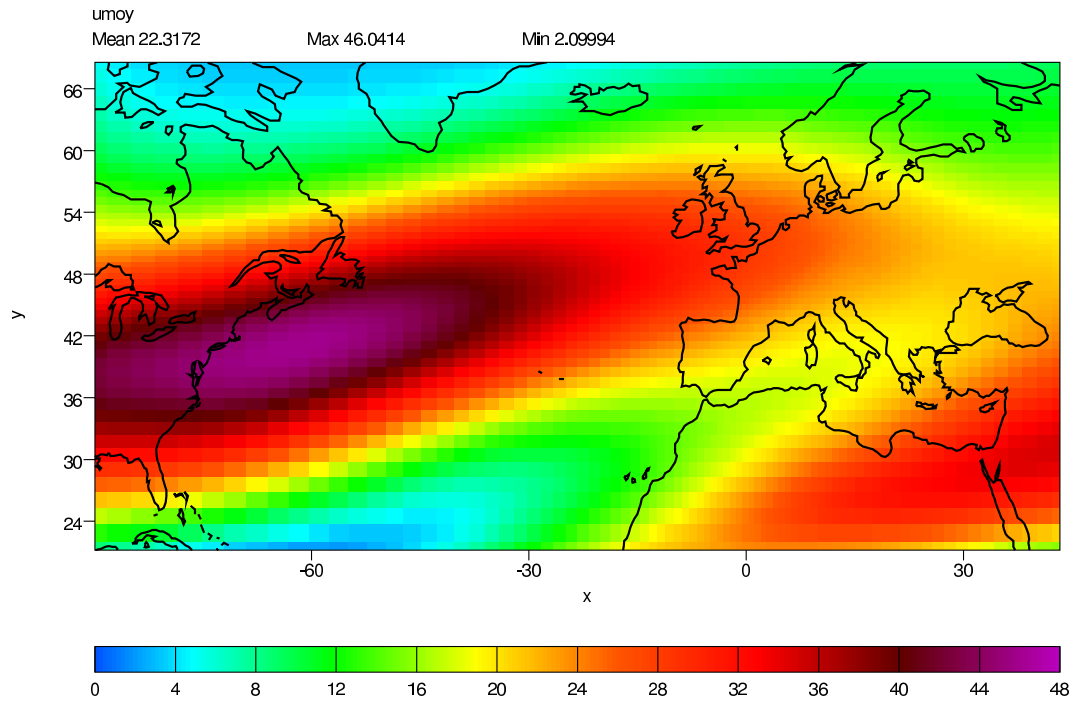


FIG. 3.1 – Vitesse zonale moyenne, en m.s^{-1} , à 250 hPa pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation.

Une autre variable météorologique, très utilisée en climatologie, est la hauteur du géopotiel à 500 hPa, c'est-à-dire l'altitude de cette surface isobare. Sa moyenne est présentée sur la figure 3.2. Un calcul simple montre que sa valeur est proportionnelle à la température moyenne de la couche située entre la surface et la surface de pression 500 hPa, ce qui explique pourquoi sa structure est principalement zonale. Cependant, la figure fait apparaître une bande de fort gradient traversant d'ouest en est toute la zone Atlantique.

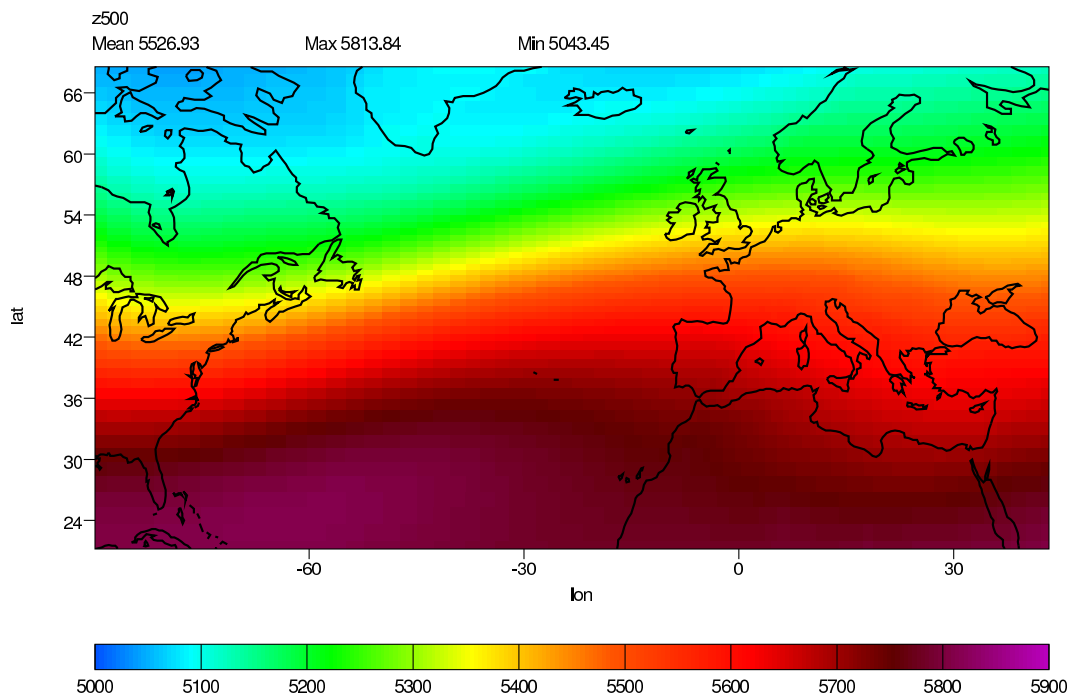


FIG. 3.2 – Hauteur moyenne, en mètres, du géopotential à 500 hPa pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation.

La relation du vent géostrophique zonal, $u = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y}$, montre que cette zone de fort gradient correspond à la localisation du jet stream, au travers de sa partie basse (à 500 hPa). Or ce dernier n'est pas stationnaire. Ses oscillations temporelles se traduisent par une grande variabilité, par exemple de la variable $z500$.

Les oscillations du courant-jet sont associées à une instabilité de l'écoulement, dite barocline, qui est liée au cisaillement vertical du vent zonal. C'est précisément ce type d'instabilité qui est responsable des perturbations synoptiques des moyennes latitudes.

La durée de vie d'une telle perturbation est de l'ordre d'une semaine. Pour mieux rendre compte de la contribution de ces seules perturbations dans la fluctuation d'une variable telle que $z500$, il est donc approprié de filtrer les variances et covariances à l'aide d'un filtre passe-haut. Notre étude utilise une moyenne par blocs de 3 jours. Au cours de ce stage, j'ai développé des procédures de calcul des variances et covariances totales et filtrées passe-haut. Elles permettent d'analyser les sorties à haute fréquence du modèle LMDZ. Les observations qui seront introduites par la suite utilisent un filtre identique. La figure 3.3 illustre les différences entre les écart-types totaux et passe-haut pour la hauteur géopotentielle à 500 hPa. Outre les écarts en termes de valeur (les tourbillons transitoires expliquent globalement la moitié de l'écart-type), il convient de revenir sur les différences en termes de structures : la zone où la variance est la plus élevée se retrouve décalée vers l'ouest par le filtre. La partie est du storm-track possède donc des échelles de temps plus longues que la partie ouest. Une interprétation lagrangienne explique ces différences par l'importance des rétroactions en fin de cycle du développement d'une perturbation. Les rétroactions, combinant entre elles les échelles de temps, provoquent en effet une cascade d'énergie vers des échelles plus longues.

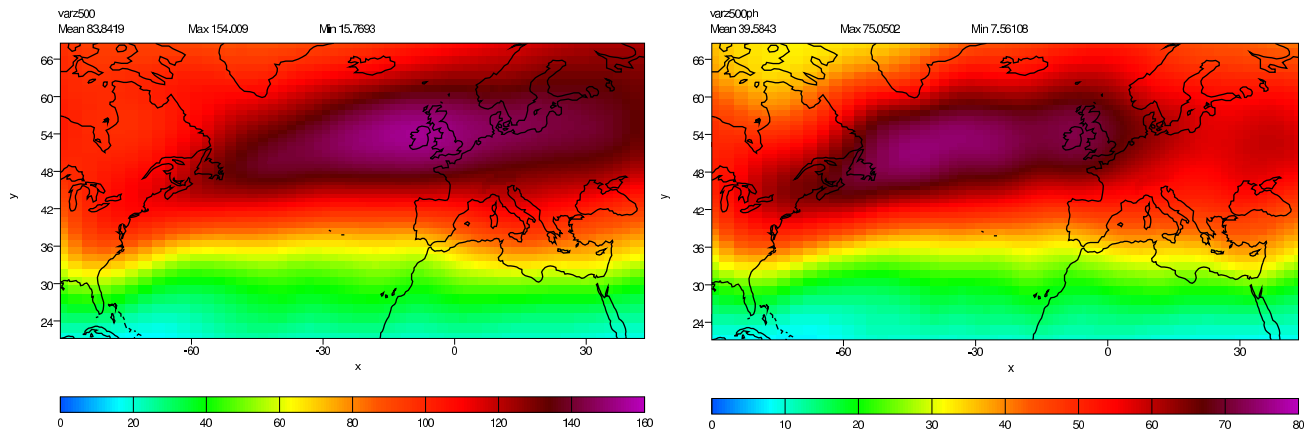


FIG. 3.3 – Écart-type, en m, de la hauteur du géopotential à 500 hPa pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation. À gauche, écart-type total. À droite, écart-type passe-haut ; la période de coupure est de 3 jours.

Le même type de comparaison est appliqué sur la figure 3.4 qui représente l'énergie cinétique transitoire à 250 hPa. La carte de droite, qui ne rend compte que des hautes fréquences, présente un maximum dans la partie est du bassin Nord-Atlantique et qui correspond à la zone où les perturbations sont en moyenne au plus fort de leur développement.

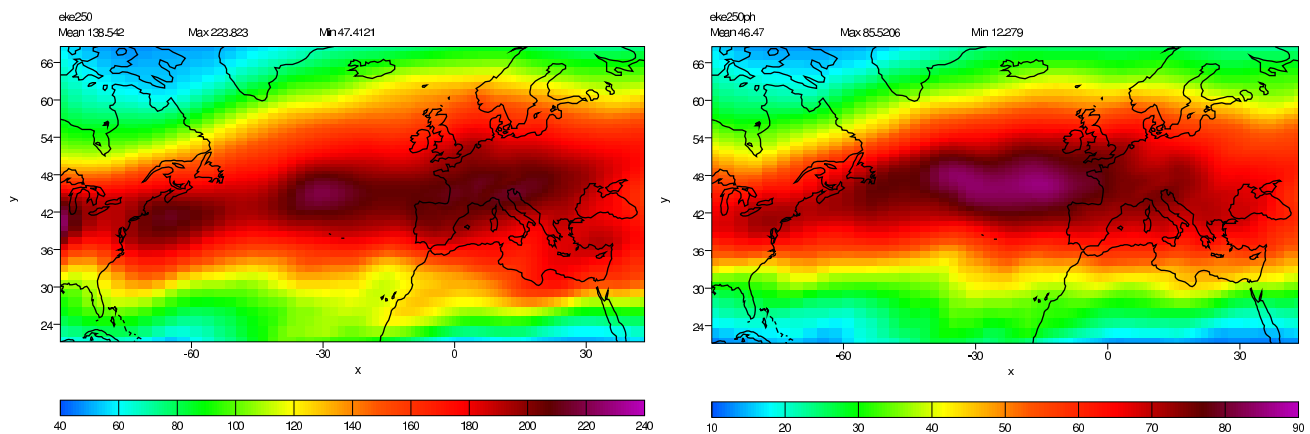


FIG. 3.4 – Énergie cinétique transitoire calculée à 250 hPa pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation. À gauche, non filtrée. À droite, filtrée passe-haut avec une période de coupure de 3 jours.

Les systèmes dépressionnaires, que nous venons de mettre en évidence au travers de la variance des champs statistiques, sont également responsables de flux de chaleur et de quantité de mouvement. Ceux-ci ne sont pas répartis de manière homogène selon la verticale. C'est ce que nous allons observer grâce à une moyenne zonale. La figure 3.5 fait apparaître deux noyaux où le transport méridien de température est grand. Celui qui va nous intéresser est centré sur le niveau 850 hPa et entre les latitudes 45°N et 50°N. Il est surmonté d'un second maximum juste sous la tropopause. Globalement, les perturbations sont associées à un transport de chaleur positif des tropiques vers les pôles. Si l'on trace de la même façon le transport méridien de vitesse zonale

(figure 3.6), on s'aperçoit qu'il n'est significatif qu'en haut de la troposphère, aux alentours de 250 hPa et qu'il est positif vers 40°N et négatif au-delà de 60°N. Ainsi, autour de la latitude 50°N, il y a convergence du flux, ce qui tend à renforcer l'écoulement moyen.

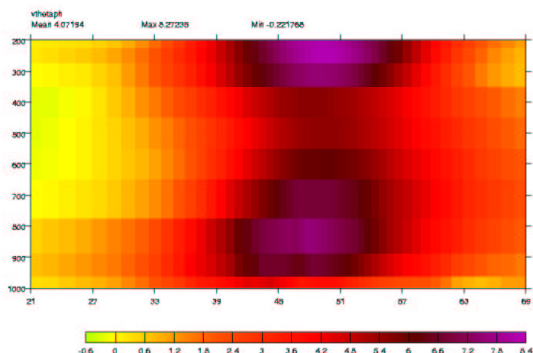


FIG. 3.5 – Flux transitoire $\overline{v'\theta'}$ en K.m.s^{-1} , filtré passe haut et moyenné sur les longitudes 90°W à 44°E, pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation. La période de coupure est de 3 jours.

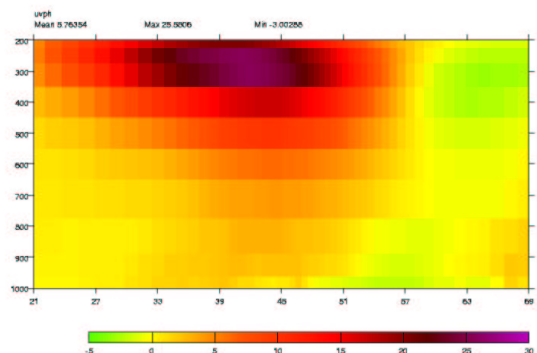


FIG. 3.6 – Flux transitoire $\overline{u'v'}$ en $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$, filtré passe haut et moyenné sur les longitudes 90°W à 44°E, pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation. La période de coupure est de 3 jours.

3.2 Rétroaction des tourbillons sur l'écoulement moyen

3.2.1 Théorie des vecteurs d'Eliassen-Palm

L'interaction entre les tourbillons transitoires et l'écoulement moyen a fait l'objet d'un certain nombre d'études basées soit sur des bilans énergétiques globaux de l'atmosphère, soit sur des diagnostics particuliers permettant d'évaluer cette rétroaction des tourbillons sur l'écoulement moyen. C'est cette deuxième approche que nous allons suivre, en appliquant la théorie des vecteurs d'Eliassen-Palm ou plutôt sa généralisation par Hoskins et al. (1983). Ceux-ci considèrent le vecteur \mathbf{E} donné par :

$$E = \left(\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'}, \frac{f\overline{v'\theta'}}{\frac{\partial\theta_R}{\partial p}} \right) \quad (1)$$

où $\theta_R = \theta_R(p)$ est le profil de référence de la température potentielle (moyenne globale horizontale pour chaque p).

La divergence, en coordonnées pression, de ce vecteur est liée au forçage de l'écoulement moyen par les fluctuations transitoires, comme illustré figure 3.7 : une région où les vecteurs \mathbf{E} convergent va être caractérisée par un forçage cyclonique de la vorticité au sud et un forçage anticyclonique au nord, ce qui induit une accélération négative (vers l'Ouest) de l'écoulement zonal moyen ; de même, une région où les vecteurs \mathbf{E} divergent voit une accélération positive (vers l'Est) de l'écoulement zonal moyen.

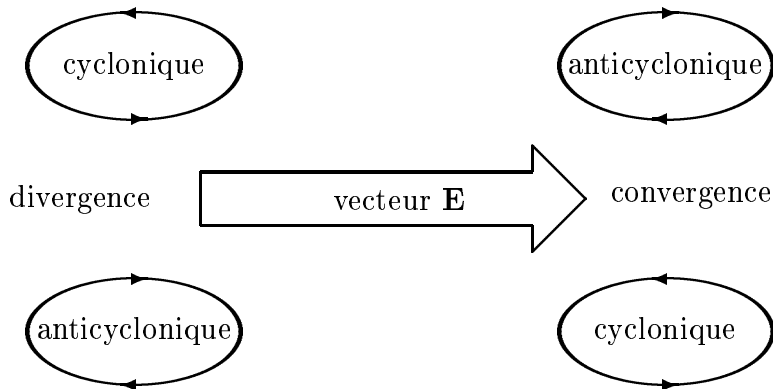


FIG. 3.7 – Principe du diagnostic du forçage de l'écoulement moyen par les fluctuations transitoires à l'aide du vecteur \mathbf{E} . Tiré de James (1995)

Nous avons vu que les flux transitoires de quantité de mouvement atteignent leurs amplitudes maximales au sommet de la troposphère tandis que les transports turbulents de chaleur sont les plus significatifs dans la partie basse de la troposphère. Par conséquent, le vecteur \mathbf{E} peut être représenté par le flux de température potentielle $\overline{v'\theta'}$ à 700 hPa, sous forme de contours et la composante horizontale $(\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'})$ à 250 hPa sous forme de vecteurs. Le calcul de ces diagnostics (\mathbf{E} , $\text{div}\mathbf{E}$) à partir des sorties standard de LMDZ a été développé au cours de mon stage.

La figure 3.8 présente les vecteurs \mathbf{E} pour les tourbillons transitoires à haute fréquence. Les vecteurs sont orientés plus ou moins d'ouest en est et atteignent leurs amplitudes maximales un peu en aval du noyau du jet. En fin de storm-track et notamment sur le flanc sud, ils développent une composante plus méridionale. La valeur maximale du flux de chaleur est atteinte aux alentours de 45° Ouest, c'est-à-dire qu'elle précède, au sens du déplacement moyen des perturbations, le maximum d'amplitude des flux de quantité de mouvement.

Ceci est en accord avec le cycle énergétique de l'instabilité barocline. En effet, les flux de températures sont associés à une première étape de l'instabilité, au cours de laquelle l'énergie potentielle moyenne est convertie en énergie (potentielle) pour les perturbations tandis que les flux de quantité de mouvement interviennent dans une étape ultérieure pour transformer l'énergie (cinétique) des perturbations en énergie cinétique pour l'écoulement moyen.

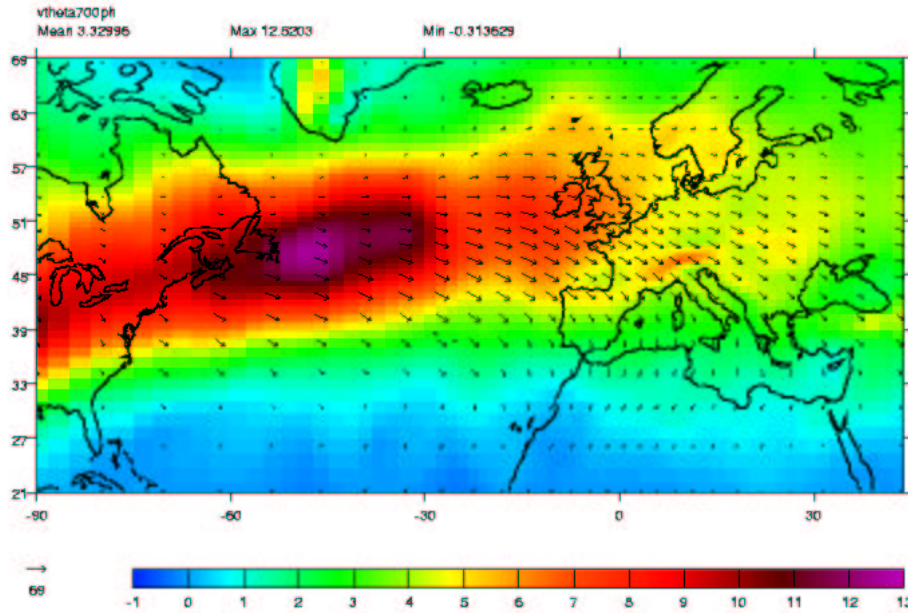


FIG. 3.8 – Vecteurs EP2d (en $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) à 250 hPa et flux $\overline{v'\theta'}$ (en $^{\circ}\text{C}.\text{m}.\text{s}^{-1}$) passe-haut à 700 hPa pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation.

Les figure 3.9 représente ces mêmes vecteurs plans mais superposés cette fois-ci à la divergence horizontale à 250 hPa. Nous verrons par la suite que la contribution de la composante verticale à la divergence totale, $\partial E_p / \partial p$, lui est d'un ordre de grandeur inférieure. En terme de forçage sur le courant moyen, il apparaît que les transitoires ont tendance à accélérer vers l'est l'écoulement moyen. En effet, la région où se trouve le noyau du jet est une région de forte divergence des vecteurs (de l'ordre de $5\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{j}^{-1}$). On remarque, cependant, que le maximum de divergence est situé légèrement au nord de l'axe du jet, ce qui laisse supposer que d'autres processus interviennent dans la génération des jets observés. Plus à l'est, et notamment sur le bassin méditerranéen, on observe par ailleurs une zone de convergence globale malgré un certain nombre de petites zones de divergence.

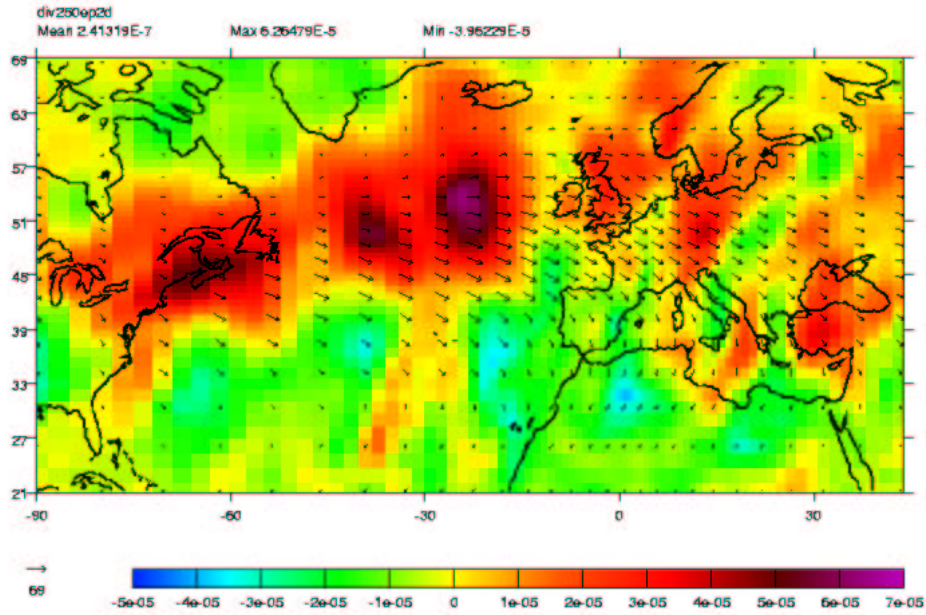


FIG. 3.9 – Vecteurs EP2d $(\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'})$, en $m^2.s^{-2}$, passe-haut et à 250 hPa ainsi que leur divergence (en $m.s^{-2}$) pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation.

La véritable divergence 3D est tracée sur la figure 3.10. Nous vérifions que nous retrouvons assez fidèlement la divergence du champ 2D. L'intérêt de cette figure est de présenter la divergence à deux niveaux : à gauche sur la surface 250 hPa et à droite à 700 hPa. L'enseignement de cela est que la seconde est beaucoup plus bruitée, bien que l'on arrive encore à localiser le jet. Comme prévu à partir des figures 3.5 et 3.6, les interactions tourbillons-état moyen ont bien lieu dans la haute troposphère.

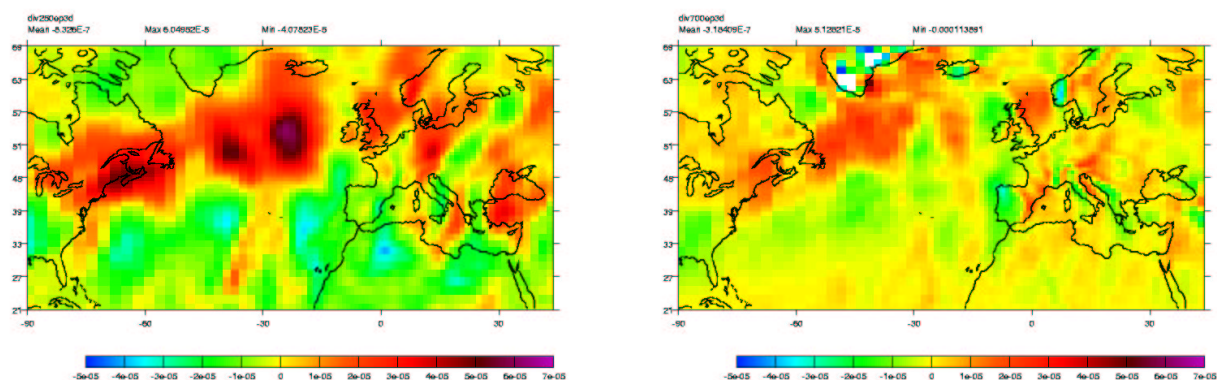
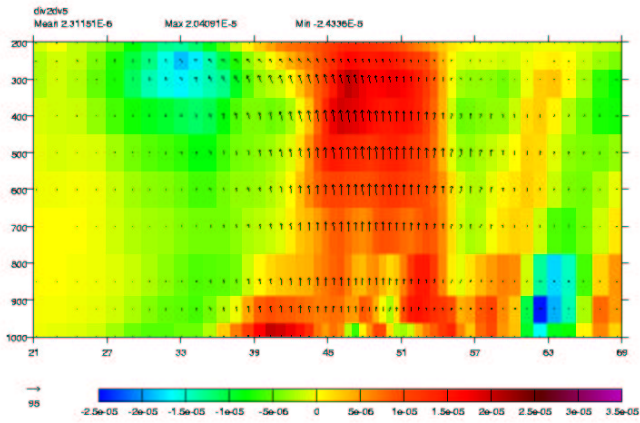


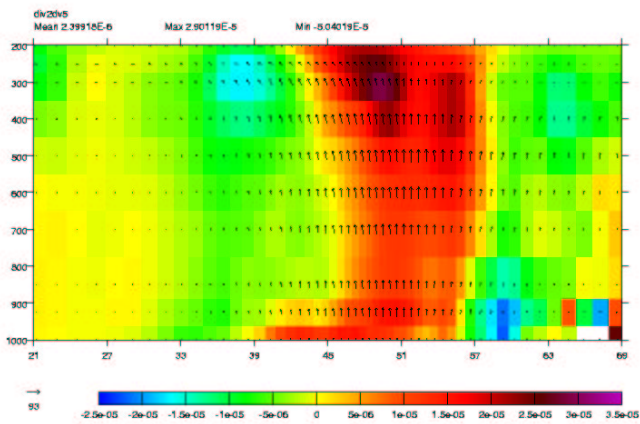
FIG. 3.10 – Divergence 3D (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$) des vecteurs EP à 250 hPa (à gauche) et 700 hPa (à droite) pour les mois de décembre, janvier et février des 10 dernières années de la simulation. Les valeurs fortement négatives sur le Groënland sont dues à l’orographie qui fausse le calcul d’interpolation sur le niveau de pression 700 hPa.

3.2.2 Sections d’Eliassen-Palm

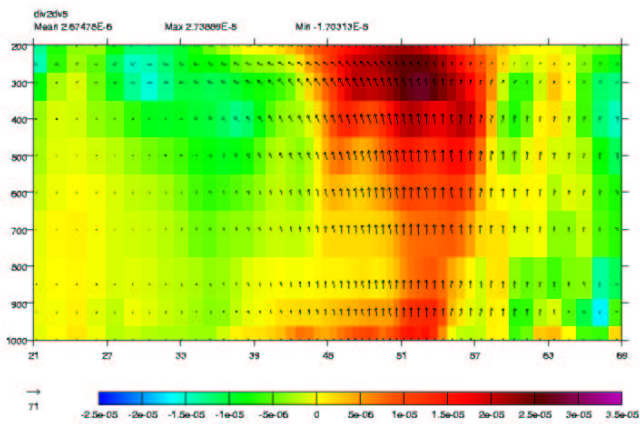
Pour compléter notre étude et mettre en valeur la propagation verticale des perturbations, nous nous proposons de tracer les sections d’Eliassen-Palm, qui représentent le vecteur \mathbf{F} , défini par les deux dernières composantes du vecteur \mathbf{E} , ainsi que sa divergence. Nous présentons, sur les figures 3.11 et 3.12, une série de coupes à 55°W , 35°W , 20°W , 5°E et 20°E .



55°W

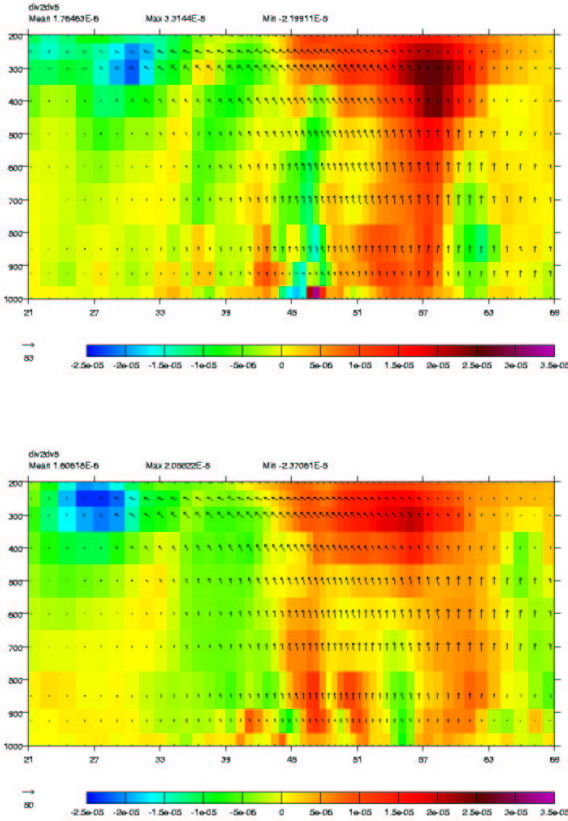


35°W



20°W

FIG. 3.11 – Sections d'Eliassen-Palm pour la saison DJF, établies sur 10 ans de simulation. La composante verticale du vecteur est redimensionnée d'un facteur 10^5 . Chaque section est une moyenne sur une bande de 10° de longitude centrée sur la valeur indiquée à droite. La divergence est exprimée en m.s^{-2} et son échelle est commune à toutes les sections. En revanche, l'échelle des vecteurs est propre à chaque section.



5°E

20°E

FIG. 3.12 – Suite de la figure 3.11. Sections d'Eliassen-Palm pour la saison DJF, établies sur 10 ans de simulation. La composante verticale du vecteur est redimensionnée d'un facteur 10^5 . Chaque section est une moyenne sur une bande de 10° de longitude centrée sur la valeur indiquée à droite. La divergence est exprimée en m.s^{-2} et son échelle est commune à toutes les sections. En revanche, l'échelle des vecteurs est propre à chaque section.

Dans ces sections, les vecteurs fournissent de l'information sur la propagation de l'activité des perturbations tandis que leur divergence nous renseigne sur la génération, la dissipation des perturbations et l'interaction avec le vent moyen. Plus précisément, la direction du vecteur coïncide localement avec la direction de la vitesse de groupe des perturbations³. D'autre part, une divergence du vecteur est associée à un développement perturbatif et à l'inverse une convergence témoigne d'une dissipation.

Une caractéristique générale des sections établies est que la composante verticale est positive. Ceci est compatible avec un transport de chaleur vers le nord.

Si on considère avec attention l'échelle des vecteurs des cinq coupes proposées, on s'aperçoit que la composante verticale de \mathbf{F} est maximale en début de stormtrack, ce qui est cohérent avec la figure 3.8 qui présentait le flux $\overline{v'\theta'}$ à 700 hPa.

Dans la section à 55°W , on observe que la divergence aux moyennes latitudes est très homo-

³Attention, nous avons multiplié la composante verticale du vecteur \mathbf{F} par 10^5 de façon à la rendre visible sur le graphique.

gène suivant la verticale, ce qui correspond à un transport de l'activité tourbillonnaire vers le haut.

20° plus à l'est, la divergence est nettement renforcée en haut de la troposphère. Le maximum de divergence passe en effet de 2.10^{-5} à 2.90^{-5} . La quantité de mouvement arrivée en haut de la troposphère se retrouve alors bloquée par la tropopause.

Dès lors, à 20°W, les vecteurs s'inclinent vers le sud en-deçà de 55°N et légèrement vers le nord au-delà, et ce d'autant plus que l'on est proche de la tropopause. Dans la partie basse de la troposphère, la divergence s'affaiblit, ce qui signifie que la génération de perturbations est moins forte.

Cependant, elle semble reprendre à la longitude de 5°E. En particulier, on remarque des structures sur le bassin ouest de la mer Méditerranée.

Enfin, en toute fin de storm-track, autour de 20°E, apparaît distinctement une structure convergente dont le maximum est localisé à 25°N. Elle semble liée à une orientation vers le sud marquée des vecteurs de son flanc Nord.

3.3 Analyse du comportement du modèle LMDZ

Nous avons jusque-là illustré la climatologie de la zone par des moyennes de sorties du modèle LMDZ. Toutefois, celles-ci doivent être comparés aux champs issus des observations. Nous présentons également la climatologie de la version LMD5 pour mesurer l'effet des modifications apportées au modèle.

3.3.1 Comparaison avec les observations

La figure 3.13 présente des ré-analyses effectuées par le Centre Européen pour la saison DJF.

Nous pouvons remarquer que la moyenne de la hauteur géopotentielle à 500 hPa est relativement correcte dans le modèle mais que ce dernier sous-estime son écart-type. En effet, on obtient un maximum de 75 m au-lieu de 90 m pour les ré-analyses. De plus, en considérant les valeurs supérieures à 65 m, on remarque que le storm-track n'est pas assez étendu vers l'est dans les simulations.

Ces défauts du modèle se retrouvent dans le tracé des vecteurs **E**. Par exemple, le flux de température est également sous-estimé (maximum à 12 contre 20). Les vecteurs du modèle développent de plus une composante méridienne trop marquée aux abords de l'Europe alors que la composante zonale semble trop faible. Nous émettons l'hypothèse que c'est, en partie, l'erreur sur la composante méridienne, qui provoque, par transfert d'énergie des perturbations vers l'écoulement moyen, l'arrêt du storm-track au niveau de l'Angleterre.

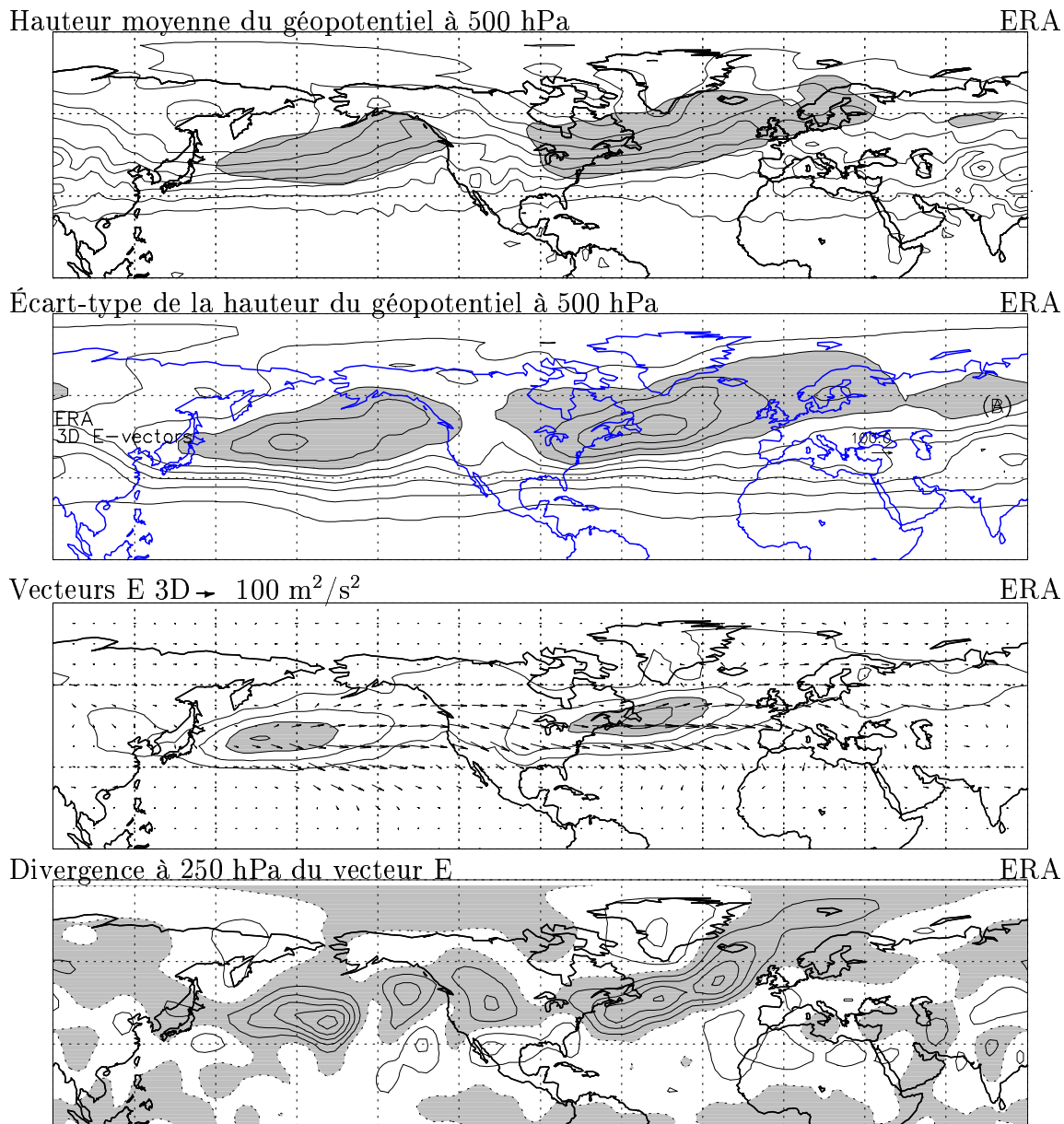


FIG. 3.13 – Ré-analyses ECMWF pour la saison DJF. De haut en bas :

- 1- Hauteur moyenne du géopotentiel à 500 hPa, contours de 5000 m à 5800 m avec un intervalle de 100 m, grisé pour un écart-type du géopotentiel filtré passe-haut supérieur à 65 km ;
- 2- Écart-type de la hauteur du géopotentiel filtré passe-haut à 500 hPa, contours 10 m, grisé à partir de 60 m ;
- 3- Flux turbulent passe-haut à 700 hPa de température, contours tous les 5 K.m/s, ombré pour les valeurs supérieures à 15 K.m/s, et vecteurs \mathbf{E} à 250 hPa, unité du vecteur \mathbf{E} correspondant à 100 m²/s² ;
- 4- Divergence horizontale à 250 hPa du vecteur \mathbf{E} filtré passe-haut, contours tous les 2×10^{-5} m/s², en ombré pour les valeurs positives. Le champ a été légèrement lissé pour plus de clarté.

3.3.2 Comparaison avec la version LMD5

Si les résultats de LMDZ ne sont pas encore tout-à-fait comparables aux observations, nous pouvons cependant affirmer que d'importants progrès ont été effectués depuis les versions précédentes du modèle.

La figure 3.14 présente l'écart-type de la hauteur du géopotential à 500 hPa pour les versions moyenne et haute résolutions du modèle LMD5. Si les valeurs que nous avons obtenues sont semblables à celles produites par LMD5 haute résolution au cœur du storm-track, la zone dépressionnaire est beaucoup plus étendue dans le modèle LMDZ avec par endroits un rapport un pour deux de l'écart-type.

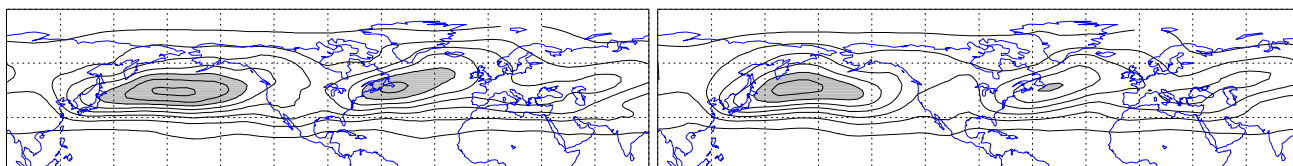


FIG. 3.14 – Écart-type, en mètres, de la hauteur du géopotential à 500 hPa issue du modèle LMD5 pour les mois de décembre, janvier et février. Contours 10 m, grisé à partir de 60 m. À gauche, résolution moyenne 54x50. À droite, haute résolution 96x72 ; la période de coupure est de 3 jours.

En conclusion de cette partie, nous pouvons dire que les résultats du modèle apparaissent suffisamment bons pour pouvoir étudier la sensibilité du modèle au-dessus de la Méditerranée.

4 Analyse de la variabilité des températures de surface de la mer Méditerranée

4.1 Problématique

Dans l'optique de modifier les températures de surface de la mer Méditerranée dans le cadre d'une expérience de sensibilité, il nous est apparu naturel d'étudier dans un premier temps la variabilité observée des SST de ce bassin. La série utilisée regroupe une reconstruction par le MetOffice des moyennes mensuelles des températures de surface de tous les océans du globe pour les années 1871 à 1999. Il est difficile d'évaluer directement la variabilité d'une grandeur physique à partir d'une telle série car l'information est noyée dans les dimensions spatiales et temporelles.

Il est cependant possible de réduire considérablement la taille des données tout en conservant l'essentiel de l'information. Une méthode classique et élégante pour synthétiser la variabilité spatio-temporelle d'une série se nomme *empirical orthogonal function analysis* (EOF) ou analyse en composantes principales.

4.2 Présentation de la technique EOF

La technique EOF permet de mettre en valeur la structure spatiale de la variabilité. En second lieu, elle permet d'étudier les échelles de temps associées à chaque structure spatiale dégagée.

D'un point de vue mathématique, l'analyse EOF consiste à décomposer la donnée étudiée $T(x,t)$ sous la forme :

$$T(x, t) = \sum_{i=1}^n e_i(t) * m_i(x) = \sum_{i=1}^k e_i(t) * m_i(x) + \sum_{i=k+1}^n e_i(t) * m_i(x),$$

où t est l'instant considéré et x le vecteur position (longitude, latitude).

Pour effectuer une telle décomposition et ainsi déterminer les k modes qui dominent la variabilité, il suffit de calculer les vecteurs et valeurs propres de la matrice de variance-covariance des fluctuations $C_{ij} = \overline{T'_i T'_j}$ où la barre représente la moyenne temporelle et le prime l'écart à cette moyenne, i et j étant des indices spatiaux (les points de grilles sont numérotés pour travailler sur un espace à une dimension). La matrice C étant symétrique réelle, ses valeurs propres sont réelles. Ces valeurs propres représentent la variance associée à chaque vecteur propre. Elles sont positives. Les vecteurs propres $m_i(x)$ forment une base orthogonale et sont appelés EOF. Ainsi, les k premiers modes principaux correspondent aux k variances les plus élevées. Dès lors, si l'on considère la série temporelle $e_i(t)$, on dit qu'il s'agit de la i ème composante principale ; elle représente la série temporelle de la projection de la série spatio-temporelle initiale sur la i ème EOF.

En retenant les k principaux modes, nous pouvons alors synthétiser la variabilité spatio-temporelle de la série en présentant les k structures spatiales et les k composantes principales associées.

4.3 Mise en place de la série

L'adaptation de la série initiale à notre expérience peut être décrite en séparant le choix des points de grille et le choix des pas de temps.

4.3.1 Sélection des points de grille

La série élaborée par le MetOffice présente l'histoire des SST sur une grille de 1 degré sur 1 degré. La première étape a donc été de sélectionner les points appartenant à la mer Méditerranée. Mais comment définir les limites de ce bassin ? Si les frontières ouest et sud, marquées respectivement par le détroit de Gibraltar et l'isthme de Suez, se passent de justification, le cas de la limite nord aura été davantage sujet à réflexions. En fin de compte, nous avons décidé d'exclure la mer Noire de notre étude de sensibilité en ne perturbant que les eaux situées au sud du détroit des Dardanelles, lequel sépare la mer Égée et la mer de Marmara. Il faut préciser que ce dernier, et davantage encore celui de Bosphore, sont des passages très étroits et profonds de quelques dizaines de mètres seulement.

4.3.2 Sélection des mois de décembre, janvier et février

Le programme en Fortran que nous avons utilisé réalise l'analyse EOF en soustrayant au préalable le cycle saisonnier moyen. Mais la suppression de ce cycle n'empêche pas la variance de se concentrer dans une saison ou une autre. Étant donné que nous nous intéressons à la variabilité hivernale, nous avons donc sélectionné, pour cette analyse, les mois de décembre, janvier et février. Après comparaison avec les structures issues de la série complète, nous pouvons affirmer que les différences sont minimales malgré la perte de résolution.

4.3.3 Sélection des 99 dernières années de la série

En étudiant les composantes principales des deux modes principaux obtenus en conservant les douze mois de chaque année, nous nous sommes aperçu que les trente premières années étaient caractérisées par une très faible variance (cf. figures 4.1 et 4.2). Sachant que les sites de mesures étaient peu nombreux à la fin du 19e siècle, nous avons jugé que les premières valeurs de la série n'étaient pas fiables et avons donc décidé de ne conserver que les années 1901 à 1999.

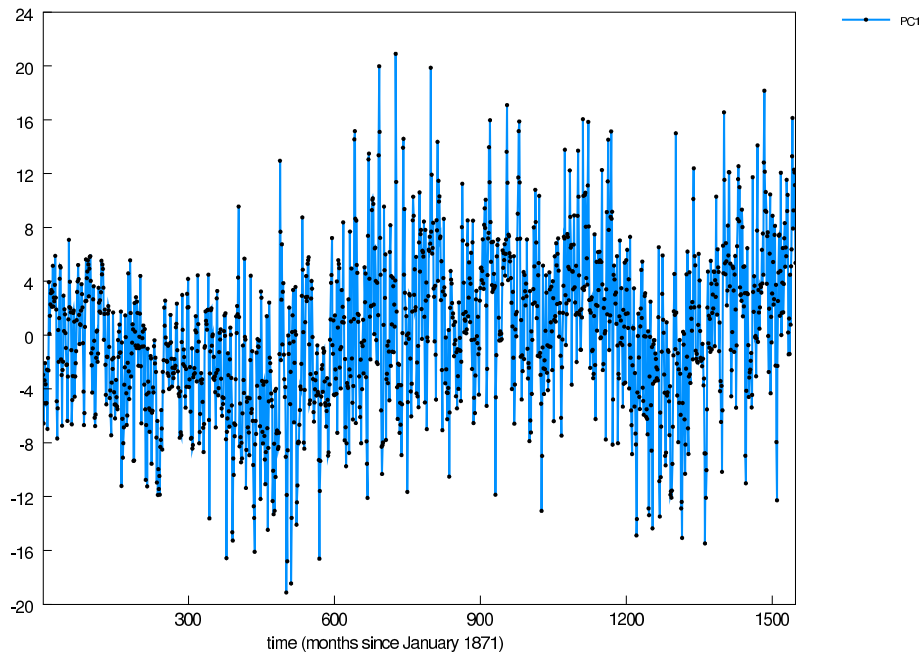


FIG. 4.1 – Première composante principale de la série des années complètes 1871-1999

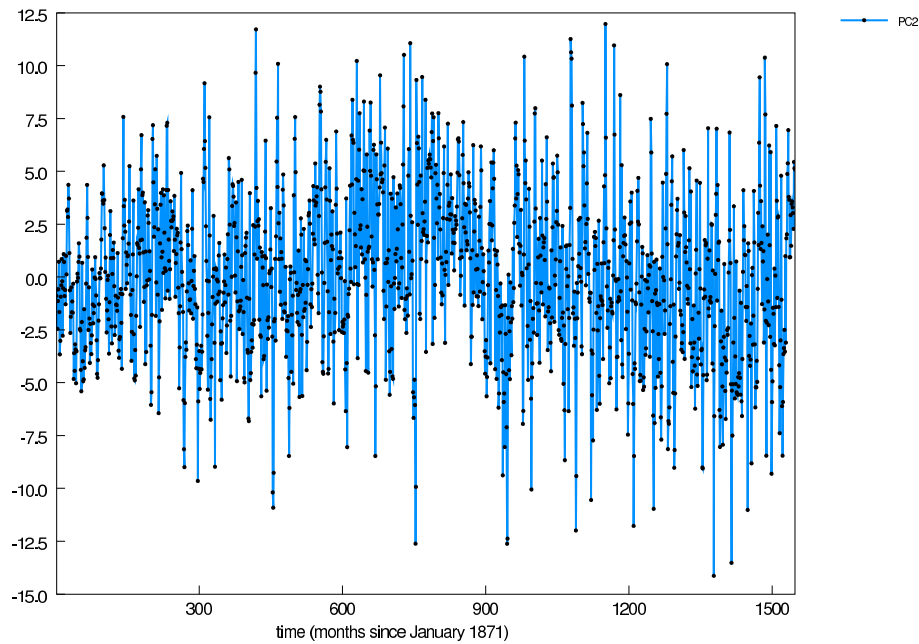


FIG. 4.2 – Deuxième composante principale de la série des années complètes 1871-1999

4.4 Les modes principaux de la variabilité observée

Présentons maintenant les structures et composantes principales de la série retenue.

L'analyse EOF fait clairement ressortir deux modes principaux. Le premier, monopolaire et centré sur la mer Ionienne, explique 49 % de la variance tandis que le second, dipolaire dans une bascule est - ouest, rend compte de 28 % de celle-ci. Les autres modes n'atteignent pas 5 % de la variance totale, qui s'élève à 0,39 °C et ne sont donc pas pertinents. Les structures des deux modes principaux sont regroupées sur la figure 4.3 ; les PCs sont présentées quant à elles sur les figures 4.4.

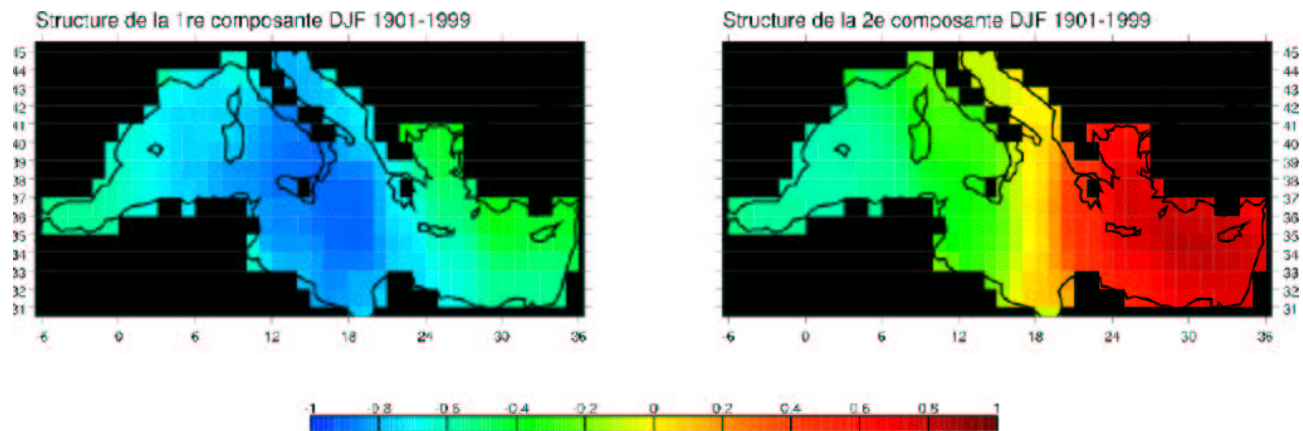


FIG. 4.3 – Structures des modes principaux de la série retenue (hivers 1901 à 1999) : 1er mode à gauche, 2e mode à droite. Il s'agit des vecteurs propres multipliés par la racine carrée de la valeur propre associée (en °C).

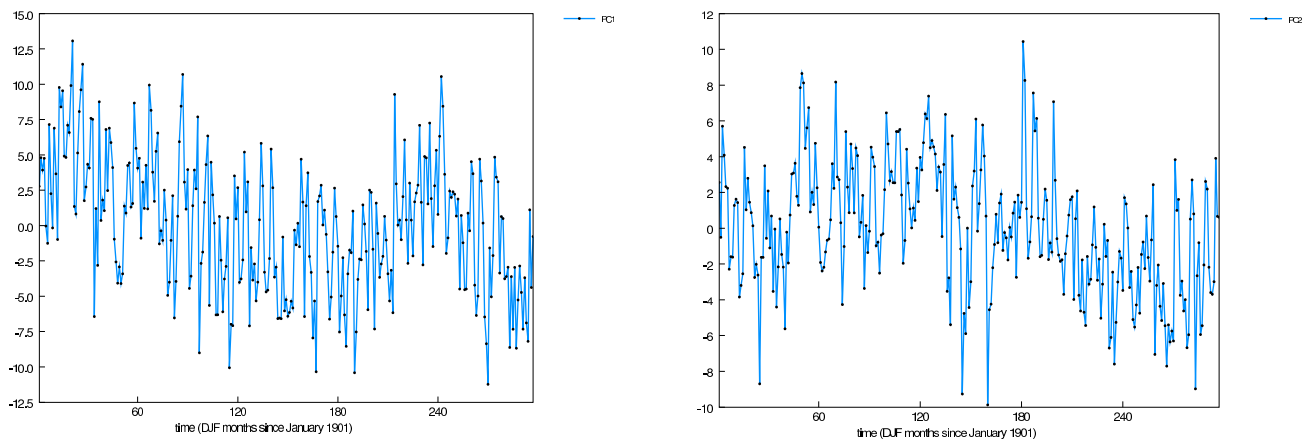


FIG. 4.4 – Première (à gauche) et deuxième (à droite) composantes principales de la série retenue (hivers 1901 à 1999)

4.5 Construction de l'anomalie

Dans le cadre de notre étude de sensibilité, nous avons tout d'abord pensé refroidir ou réchauffer uniformément la surface. Pourtant, nous souhaitons que notre anomalie soit, dans une certaine mesure, représentative de la variabilité de la mer Méditerranée. La première EOF étant à la fois monopolaire et responsable de près de la moitié de la variance, c'est donc sa forme que nous avons choisie. La structure du mode principal, présentée sur la figure 4.3, à gauche, possède des valeurs comprises entre 0,36 et 0,92 °C, la moyenne étant de 0,70 °C. Ceci étant un peu faible pour observer une réponse marquée de l'atmosphère, nous avons choisi de multiplier ces valeurs d'un facteur 2. Dans un cadre idéal, il aurait fallu effectuer une série d'expériences, correspondant à une augmentation progressive de la force de la perturbation.

L'anomalie de SST, ainsi élaborée et que l'on a choisie froide, est ensuite interpolée sur la grille de la climatologie AMIP et ajoutée à cette dernière. Ce fichier est alors utilisé pour construire de nouvelles conditions aux limites pour le modèle LMDZ.

5 Réponse de l'atmosphère à des anomalies de SST

Dans la partie 3, nous avons étudié la climatologie du modèle, ainsi que ses zones dépressionnaires sur l'Atlantique et la Méditerranée. Puis nous avons construit une anomalie des SST méditerranéennes. Venons en maintenant à la mise en place et aux résultats de notre expérience de sensibilité.

5.1 Présentation de l'expérience

L'expérience que nous avons réalisée est composée de 128 simulations d'une durée de cinq jours. Le début de chaque simulation est fixé au 15 janvier pour profiter du maximum hivernal de l'intensité des transitoires. Ces simulations se décomposent en 64 runs de contrôle et 64 runs perturbés par l'anomalie présentée ci-dessus. C'est donc une approche d'études d'*ensemble* que nous avons mise en œuvre.

La méthode ensembliste est utilisée en climatologie dans le cadre d'études de sensibilité aux conditions aux limites⁴. Elle consiste à former un jeu de conditions initiales suffisamment nombreuses et variées pour bien représenter la variabilité atmosphérique puis à lancer, à partir de ces états initiaux, des couples de simulations dont l'un des membres subit un saut des conditions aux limites. On peut alors considérer l'écart entre les simulations perturbées et les simulations de contrôle. Ou encore, on peut quantifier la dispersion de l'ensemble. Pour effectuer de telles mesures, on a souvent recours à la moyenne dite *d'ensemble*, qui désigne une moyenne entre runs, pour chaque pas de temps et chaque point de l'espace.

Les champs initiaux ont été pris parmi les états de redémarrage d'une simulation de *mois de janvier perpétuel*. Dans celle-ci, nous avons fixé l'insolation dans la configuration d'un 15 janvier et avons imposé la création d'un fichier de redémarrage tous les deux jours. Cette technique simple nous a permis de fabriquer rapidement des états initiaux variés⁵ pour notre expérience.

5.2 Analyse des résultats

Avant de présenter nos résultats, faisons le point des connaissances sur la réponse de l'atmosphère à une anomalie de SST.

5.2.1 Considérations sur l'effet attendu des anomalies

L'application d'une anomalie de température de la surface des eaux provoque un certain nombre de réponses au sein de l'atmosphère. Une façon simple d'appréhender la réaction de l'atmosphère est de distinguer deux types de réponses suivant qu'elles puissent ou non être obtenues avec un modèle mono-couche. Prenons le cas, qui est le nôtre, d'une anomalie froide.

La réponse barocline relève de la théorie quasi-géostrophique, qui est bien adaptée aux zones extra-tropicales. Elle peut être qualifiée de barocline car elle ne présente pas les mêmes effets suivant l'altitude considérée : une anomalie froide des eaux en surface est associée à une contraction de l'air dans les basses couches et, par compensation, à une dilatation des couches situées plus haut. Elle redistribue donc la vorticité potentielle en se comportant comme un puits pour les basses couches et comme une source vis-à-vis de la haute troposphère. Elle tend ainsi à initier une structure caractérisée par un anticyclone en surface surmontée d'une dépression. Pour une anomalie chaude, Kushnir et al. (2002) a montré, à l'aide d'un modèle quasi-géostrophique linéarisé, que l'anomalie de surface est très localisée puisque le signe de la réponse en géopotential s'inverse aux alentours de 850 hPa. Cette réponse barocline est donc essentiellement linéaire.

La seconde réponse à laquelle on peut s'attendre correspond au cas d'une atmosphère barotrope. Si on considère la troposphère comme un milieu monocouche, un refroidissement de la surface va provoquer une compression de l'ensemble de la colonne qui la surmonte. Par conservation de la vorticité potentielle, il y aura donc formation d'une anomalie positive de vorticité. Un tel raisonnement simple atteint rapidement ses limites car la réponse barotrope est essentiellement non-linéaire. Elle apparait en effet plutôt à la fin du développement des perturbations, lorsque celles-ci sont devenues importantes.

⁴En météorologie, on utilise également l'approche ensemble mais c'est la sensibilité aux conditions *initiales* que les prévisionnistes étudient, pour attribuer un indice de confiance à leur prévision. Celles-ci ne sont alors que très faiblement perturbées.

⁵Le caractère chaotique de l'atmosphère est tel que deux états séparés de deux jours peuvent être considérés indépendants.

À ce moment-là, les tourbillons transitoires vont interagir avec l'écoulement moyen. On peut aussi considérer que un chauffage localisé va modifier le gradient méridien de température, ce qui induit un déplacement du courant-jet et donc une modification du développement des perturbations. On peut aboutir ainsi à un certain nombre d'effets suivant le point de vue que l'on adopte. Pour surmonter toutes ces difficultés théoriques, le recours à la modélisation est naturel.

Notre modèle comporte 19 niveaux verticaux. Il est donc a priori capable de régir de manière barocline aussi bien que barotrope. Une des interrogations que l'on peut avoir, à ce stade, concerne la part de baroclinicité dans le comportement de LMDZ. Il serait également intéressant de déterminer les échelles de temps associées à la réponse. À ce sujet, Li and Conil (2003) ont montré qu'une réponse barocline se met en place dans les premiers jours de l'expérience alors qu'il faut attendre une semaine pour observer la réponse barotrope. Ils ont également obtenu que la structure d'équilibre, essentiellement barotrope, était bien corrélée avec la forme, en haute troposphère, de la structure barocline présente dans les premiers jours. Ainsi, il est peut-être possible d'établir un lien entre ces deux types de réponses. Pour cela, des études complémentaires sur la mise en place de la réponse atmosphérique sont sans-doute nécessaires. Notre expérience vise donc à poursuivre cette démarche qui est novatrice au sens où la plupart des études sur le sujet se sont focalisées sur la situation d'équilibre, atteinte en règle générale au bout d'une vingtaine de jours.

5.2.2 Réponse en moyenne

Pour mesurer la réponse moyenne de l'atmosphère à une anomalie des SST méditerranéennes, nous avons considéré la moyenne d'ensemble des écarts entre les simulations perturbées et les simulations de contrôle. Les résultats pour la variable *hauteur du géopotential* sont présentés sur la figure 5.1.

Sur la première colonne, on remarque que la réponse immédiate est barocline. Elle est très semblable aux résultats obtenus par Kushnir et al. (2002) avec un modèle quasi-géostrophique linéarisé autour de l'état moyen. En particulier, le signe de la réponse change entre 925 et 850 hPa (non montré). Cette première réponse, centrée au-dessus de la perturbation de SST, s'étend en espace et en intensité durant les premières 24 heures, en se décalant vers le Nord-Est.

Le début de la séquence est donc très semblable à ce qui était attendu, au point près que l'anomalie semble être advectée par le courant moyen.

Pour ce qui est des jours suivants, les résultats sont beaucoup plus surprenants. Tout d'abord, au bout de cinq jours, les disparités spatiales (comprendre horizontales) sont très grandes : une anomalie anticyclonique en surface occupe toute la zone Italie-Balkans alors que les basses couches de l'atmosphère du Maghreb sont caractérisées par une dépression. Cette disparité en surface n'est pas pour autant contrebalancée par une structure verticale régulière. En effet, si des régions comme l'Europe du Nord, l'Ukraine ou encore le désert Algérien sont barotropes, c'est tout le contraire pour la zone Adriatique. L'ordre de grandeur de la réponse en géopotential est de 10 ou 20 m au bout de cinq jours d'expérience (5-10 m pour la réponse barocline au bout de 24 heures).

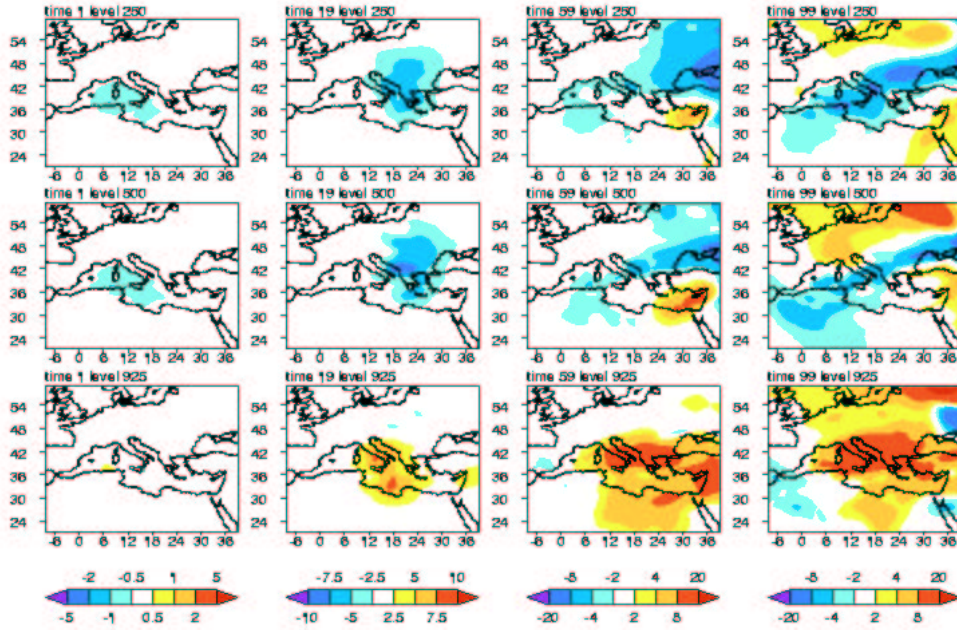


FIG. 5.1 – Moyenne d'ensemble des anomalies par rapport au contrôle de la hauteur du géopotential, représentées sur les niveaux 850, 500 et 250 hPa et à quatre instants différents. Le pas de temps est de 1h12min, le pas de temps 0 correspond à l'application de l'anomalie.

À ce stade, aucune règle dans le développement des perturbations n'a pu être établie. Nous confirmons cependant la mise en place rapide d'une réponse barocline. Pour aller plus loin, il serait intéressant d'étendre la zone d'étude vers l'est et le nord et de réaliser des expériences plus longues pour vérifier que l'équilibre est barotrope.

Pour notre part, nous nous proposons de mesurer la dispersion au sein de l'ensemble pour déterminer si la réponse moyenne est représentative de l'ensemble.

5.2.3 Dispersion de l'ensemble

Nous représentons, sur la figure 5.2, l'écart-type, au sens des ensembles, des anomalies respectives.

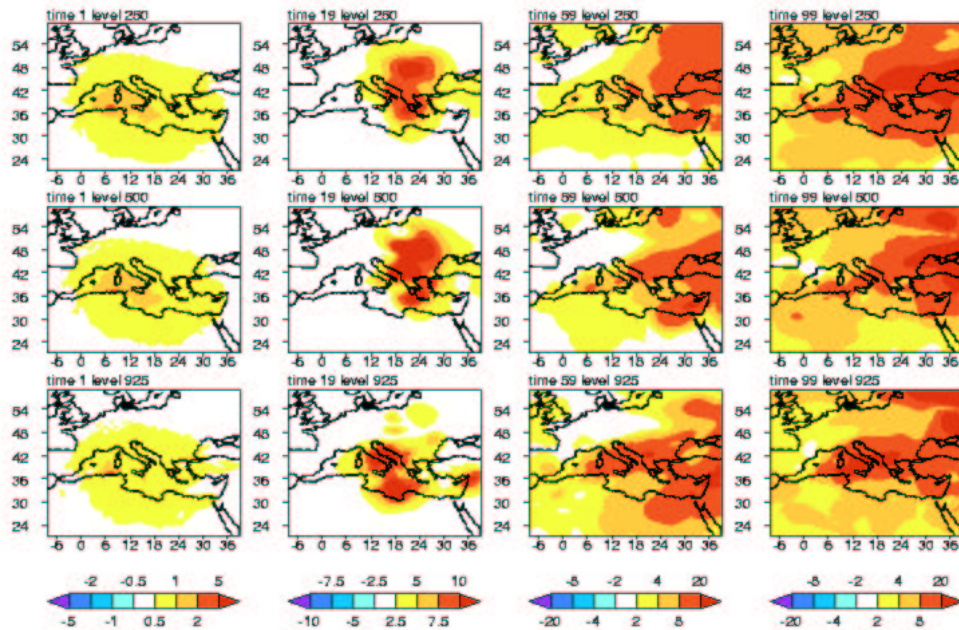


FIG. 5.2 – Écart-type, au sens des ensembles, des anomalies par rapport au contrôle de la hauteur du géopotential, représentées sur les niveaux 850, 500 et 250 hPa et à quatre instants différents. Le pas de temps est de 1h12min, le pas de temps 0 correspond à l'application de l'anomalie.

L'enseignement majeur à tirer de cette carte est que l'écart-type est du même ordre de grandeur que la moyenne. La dispersion est donc très forte au sein de l'ensemble. On peut remarquer également que les régions concernées par un écart-type important sont les mêmes régions où l'on trouve une réponse moyenne marquée. On peut donc dire que la France, par exemple, est peu affectée par l'anomalie que l'on a imposée à la mer Méditerranée, du moins pour ce qui est de la hauteur du géopotential et des cinq premiers jours de l'expérience.

Pour illustrer cette disparité dans les réponses, nous présentons trois simulations qui font partie de l'ensemble. Dans la première (figure 5.3), l'anomalie de température n'a pratiquement aucun effet sur l'atmosphère. Dans la seconde (figure 5.4), la réponse est très rapidement barotrope. Enfin, la dernière (figure 5.5) se révèle essentiellement barocline, alors qu'elle était barotrope au premier pas de temps.

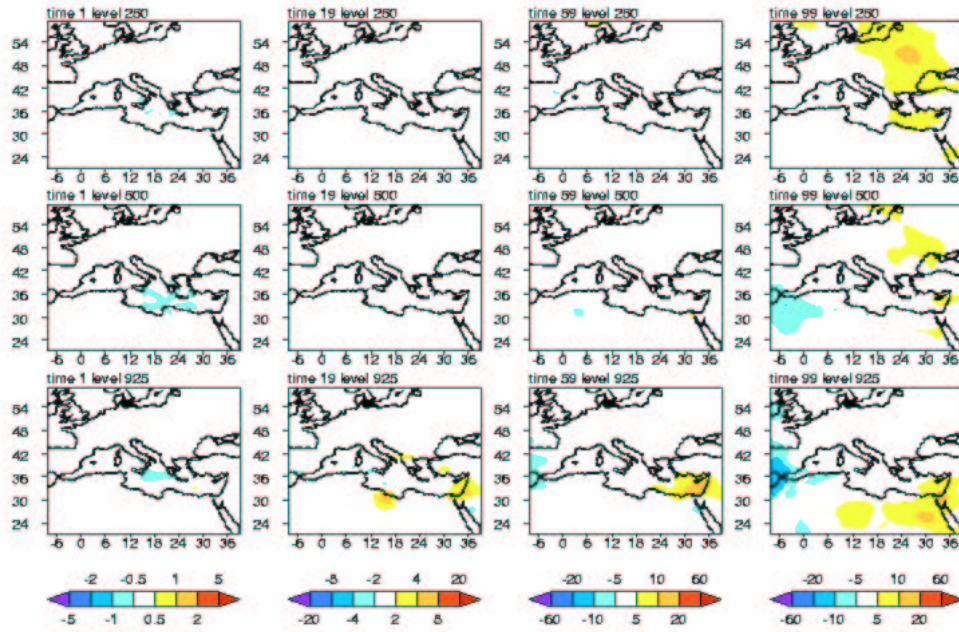


FIG. 5.3 – Comportement d'un 1er élément de l'ensemble, par rapport à son contrôle, au travers des anomalies de la hauteur du géopotentiel, représentées sur les niveaux 850, 500 et 250 hPa et à quatre instants différents. Le pas de temps est de 1h12min, le pas de temps 0 correspond à l'application de l'anomalie.

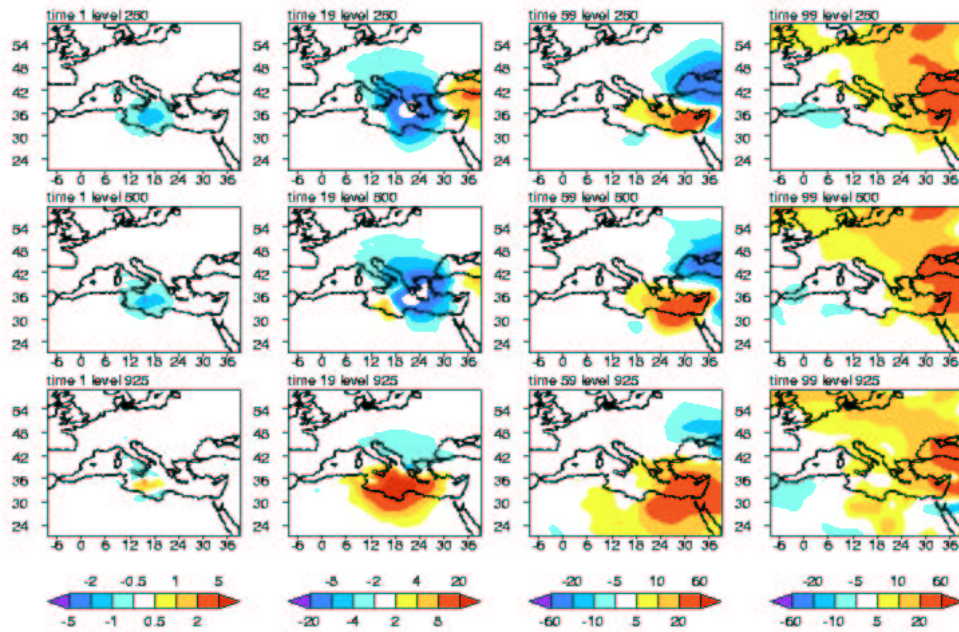


FIG. 5.4 – Comportement d'un 2e élément de l'ensemble, par rapport à son contrôle, au travers des anomalies de la hauteur du géopotentiel, représentées sur les niveaux 850, 500 et 250 hPa et à quatre instants différents. Le pas de temps est de 1h12min, le pas de temps 0 correspond à l'application de l'anomalie.

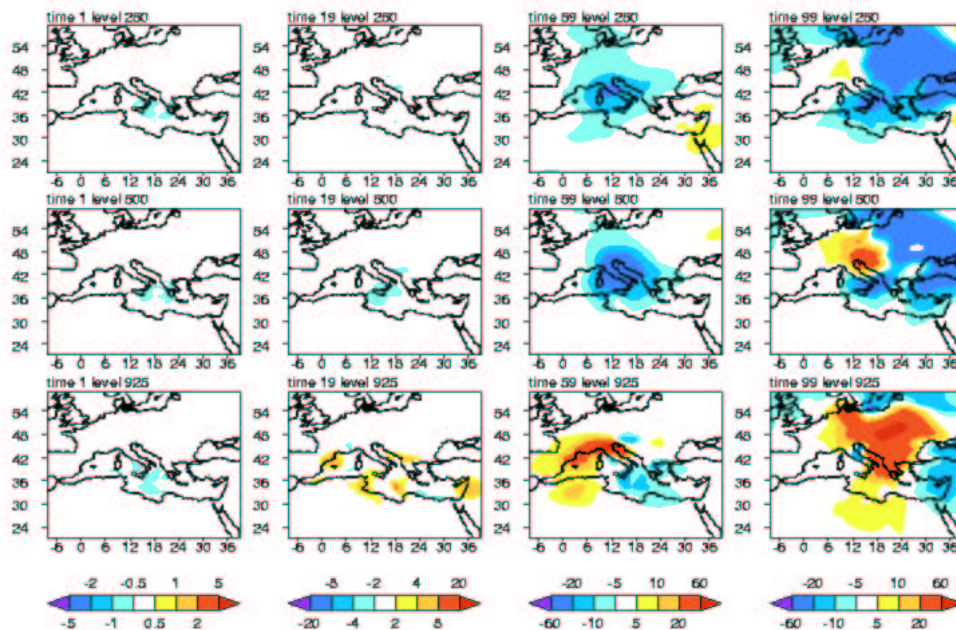


FIG. 5.5 – Comportement d'un 3e élément de l'ensemble, par rapport à son contrôle, au travers des anomalies de la hauteur du géopotential, représentées sur les niveaux 850, 500 et 250 hPa et à quatre instants différents. Le pas de temps est de 1h12min, le pas de temps 0 correspond à l'application de l'anomalie.

Ainsi, il est très difficile de tirer des conclusions générales à partir de notre expérience. Nous pouvons, à ce propos, émettre quelques remarques. Tout d'abord, nous pouvons nous demander, puisque la moyenne ne semble pas représentative de l'ensemble, si la taille de celui-ci est suffisante. Par ailleurs, la réponse doit aussi être étudiée à travers d'autres variables, comme la température et mériteraient d'être refaites pour d'autres anomalies de températures. Enfin, nous aurions aimé analyser la rétroaction des tourbillons sur l'écoulement moyen, en traçant les vecteurs EP et leur divergence.

Conclusion et perspectives

En conclusion, j'ai durant mon stage lancé des simulations pour étudier la réponse d'un modèle d'atmosphère à une anomalie de température de surface de la mer Méditerranée.

Dans un premier temps, j'ai donc analysé les sorties d'une simulation de contrôle de 10 ans, en me focalisant sur la représentation de la zone dépressionnaire Nord-Atlantique. J'ai dans ce but développé des diagnostics fondés sur la théorie des vecteurs d'Eliassen-Palm.

Une fois validé le modèle sur la zone étudiée, j'ai pu construire une anomalie de température de la surface de la mer Méditerranée. Pour cela, j'ai effectué, à l'aide d'une analyse en composantes principales, une étude de la variabilité récente des températures en question. J'ai alors imposé

au modèle cette anomalie à l'aide de simulations courtes d'ensemble. La réponse, étudiée en termes de géopotentiel, est caractérisée par une forte dispersion au sein de l'ensemble. Le nombre d'éléments (2x64) est sans doute trop faible pour autoriser des conclusions générales pour la zone méditerranéenne.

Par conséquent, nous pouvons envisager plusieurs perspectives. Tout d'abord, il serait intéressant d'étendre le nombre mais aussi la durée des simulations d'ensemble. De plus, une simulation perturbée de 10 ans permettrait d'étudier l'équilibre de la réponse dans de meilleures conditions.

Références

- Hoskins, B. J., I. N. James, and G. H. White, 1983 : The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 1595–1612.
- James, I. N., 1995 : *Introduction to Circulating Atmospheres*. Cambridge University Press, 422 pp.
- Kushnir, Y., W. A. Robinson, I. Bladé, N. M. J. Hall, S. Peng, and R. Sutton, 2002 : Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies : synthesis and evaluation. *Journal of Climate*, **15**, 2233–2256.
- Li, Z. X., and S. Conil, 2003 : Transient response of an atmospheric GCM to North Atlantic SST anomalies. *Journal of Climate*, Soumis.