

Rapport final du projet REVAEE
«Régionalisation et Variabilité
des Evénements Extrêmes»

Laboratoire de Météorologie Dynamique



LMD

1. Contexte

Si les simulations du changement climatique dans le cadre du GIEC permettent d'estimer les changements futurs de la circulation atmosphérique de grande échelle, elles ne sont pas à l'heure actuelle capables d'indiquer comment le climat sera modifié à l'échelle régionale (par exemple à l'échelle du continent européen). En particulier, ces simulations ne sont pas capables, pour l'instant, de représenter correctement les caractéristiques des extrêmes (telles que les tempêtes, les vagues de froid ou les canicules). Par ailleurs, le lien entre les changements climatiques (et le réchauffement planétaire) et les modifications des extrêmes climatiques n'est pas encore bien compris.

Ce projet de recherche fondamentale se propose d'apporter une meilleure connaissance des mécanismes liés à la variabilité spatiale et temporelle des événements extrêmes ainsi que sur les conséquences à attendre sur le continent européen.

Dans cette perspective, ce projet se décompose en trois volets :

- l'étude des dépressions atmosphériques afin de mieux comprendre ce qui conditionne les propriétés des tempêtes (en termes de localisation spatiale, d'intensité), et de l'effet de modifications climatiques de grande échelle (augmentation de la vapeur d'eau et température) sur celles-ci. On s'intéresse ici plus particulièrement aux effets thermodynamiques associés au dégagement de chaleur latente liées aux précipitations.
- Le développement de simulations à haute résolution spatiale sur l'Europe afin de connaître les modifications des événements extrêmes à l'échelle régionale lors du changement climatique.
- l'étude des effets de surface (végétation, pollution urbaine et couche limite atmosphérique) sur les propriétés de la basse atmosphère en Europe, en particulier sur les extrêmes de température, ainsi que leur représentation dans les modèles de changement climatique.

2. Rail des dépressions des latitudes moyennes

Personnels impliqués: Guillaume Lapeyre (CR CNRS), Alexandre Laîné (postdoc 2008-2009), Bruno Deremble (thésitif 2009-2010), Julien Lambaert (thésitif 2010-2011), Ludivine Oruba (thésitive 2009-).

Collaboration: Gwendal Rivière (CR CNRS, CNRM, Météo-France, Toulouse)

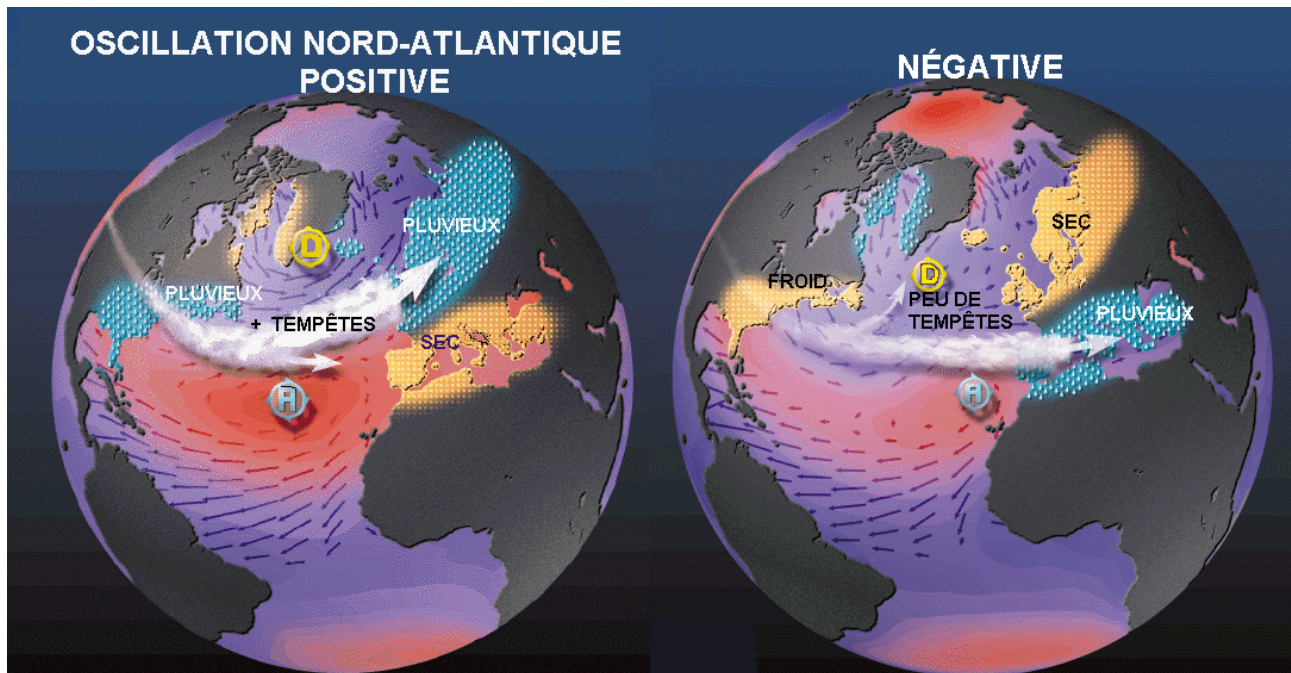


Figure 1: Mode principal de variabilité de l'atmosphère en hiver: l'Oscillation Nord Atlantique.

La circulation atmosphérique aux latitudes moyennes en hiver est caractérisée par les rails de dépressions (storm-track) au-dessus des océans Atlantique et Pacifique qui sont les lieux de développement des tempêtes. Les fortes interactions entre ces perturbations atmosphériques et le courant-jet troposphérique sont connues pour être à l'origine de la variabilité à l'échelle intrasaisonnière des latitudes moyennes, dont un des modes les plus connus est l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), cf. figure 1. Lors de la phase positive, le courant jet atmosphérique est plus intense, ce qui donne lieu à des tempêtes plus vigoureuses qui remontent plus vers la Scandinavie. Ceci se traduit par un été plus humide en Scandinavie et plus sec en Europe du Sud par rapport à la normale. Lors de la phase négative, le courant-jet ralentit et les dépressions sont moins intenses donnant lieu à plus de précipitations sur l'Europe du Sud.

Si les variations du climat en hiver sont connues pour affecter la dynamique des dépressions atmosphériques, on pensait jusqu'à peu de temps que ces perturbations n'affectaient que faiblement la circulation de grande échelle. Or, des études récentes (Rivière 2009) ont montré que les perturbations atmosphériques, à travers un jeu de rétroactions nonlinéaires, étaient capables de modifier les variations plus lentes de la circulation de grande échelle.

Nous avons montré d'abord que ce type de rétroactions entre perturbations et position latitude et intensité du courant-jet atmosphérique était aussi à l'œuvre dans des simulations de l'ère pré-industrielle faites par le GIEC et dans des simulations de paléoclimat correspondant au dernier maximum glaciaire (Rivière et al. 2010).

Un point essentiel de ce volet de recherche concerne le rôle de la vapeur d'eau et des processus thermodynamiques dans les interactions entre la circulation de grande échelle et les perturbations atmosphériques. Des résultats d'un projet ANR précédent (2006-2009) ont confirmé l'importance de l'organisation spatiale de la vapeur d'eau par rapport aux tempêtes pour le développement de celles-ci. Il a été montré de plus qu'il existait une rétroaction positive: un courant-jet plus au Sud (comme dans le cadre d'une NAO négative) favorisait des dépressions dont le cycle de vie pousse plus au Sud encore le jet; de la même manière, un courant-jet plus au Nord (comme pour la NAO positive) favorise des dépressions poussant le jet plus au Nord (Rivière 2009).

a) Variabilité du rail des dépressions humides

Dans le cadre du présent projet, notre but était de mieux comprendre les rétroactions liées à la vapeur d'eau. Pour cela, nous avons développé un modèle simplifié de la circulation atmosphérique qui permet de reproduire de façon réaliste la dynamique du rail des dépressions atmosphériques et sa variabilité, tout en prenant en compte les processus liés à la vapeur d'eau. La première colonne de la figure 2 montre le vent zonal à 200hPa d'altitude (panel du haut), la variances des perturbations synoptiques (panel du milieu) et deux premières colonnes). La deuxième colonne correspond à la simulation incluant la vapeur d'eau. On peut voir que celle-ci reproduit les courant-jets Atlantique et Pacifique de la haute troposphère avec des vitesses réalistes. La variabilité des perturbations synoptiques est à peu près représentée correctement, ainsi que la variabilité à plus basse fréquence.

Afin de comprendre l'effet de la vapeur d'eau dans le cadre des changements climatiques, il est intéressant de comparer alors avec un modèle idéalisé sans vapeur d'eau (colonne dr droite de la figure 2). Dans ce cas, le courant-jet atmosphérique est plus vigoureux et les perturbations atmosphériques sont plus intenses. Cette simulation donne des résultats moins réalistes que la simulation humide. Ce résultat signifie que les interactions en présence de vapeur d'eau ralentissent le courant-jet atmosphérique, ce qui diminue en même temps l'instabilité de celui-ci. Il est intéressant de noter que ceci est en accord avec les simulations de changement climatique faites dans le cadre du GIEC, qui montrent une diminution des perturbations atmosphériques et une augmentation de la vapeur d'eau dans le siècle futur. Un article (Lainé, Lapeyre et Rivière, 2011) décrit ce modèle qui consiste en un modèle quasi-géostrophique (fondé sur le modèle de Marshall et Molteni 1993 et sur le modèle de Lapeyre et Held 2004) sur la sphère, tenant compte de la vapeur d'eau et avec une paramétrisation simplifiée de la précipitation de grande échelle et du dégagement de chaleur latente associé. L'approximation quasi-géostrophique permet d'étudier les mécanismes liés au storm-track dans un cadre idéalisé mais avec une variabilité atmosphérique réaliste. L'effet de la vapeur d'eau sur la circulation atmosphérique de grande échelle ainsi que sur sa variabilité peut être facilement identifié puisqu'on peut couper le terme thermodynamique humide et qu'on a accès à des longues séries temporelles. Il permet de plus de se concentrer sur le storm-track car la variabilité tropicale n'est pas prise en compte par l'approximation quasi-géostrophique.

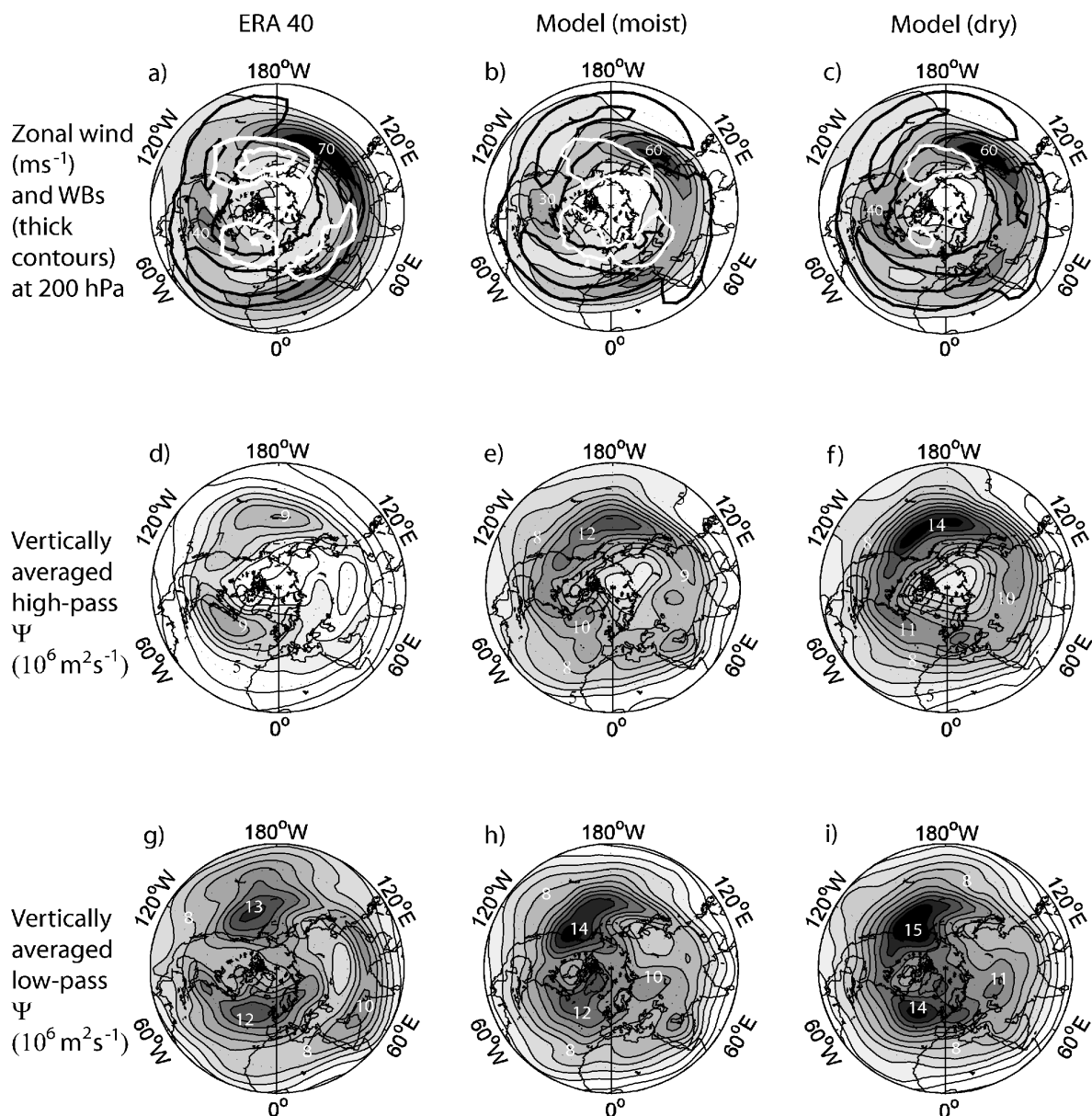


Figure 2: figures du haut: en grisé, vent vers l'Est à 200 hPa d'altitude. En contours noirs et blancs, diagnostics permettant de déterminer si les perturbations atmosphériques poussent vers le Nord ou le Sud le jet atmosphérique. Figures du milieu: en grisé, amplitude des perturbations atmosphériques. Figures du bas: modes de variation lente de l'atmosphère. Colonne de gauche: Observations tirées des réanalyses ERA40 du Centre Européen de Météorologie (ECMWF). Colonne du milieu: modèle idéalisé incluant l'humidité. Colonne de droite: modèle idéalisé sans humidité.

Afin de mieux comprendre les mécanismes qui expliquent ces résultats, nous avons réalisé des simulations plus idéalisées (étude non terminée) qui ont identifié que les précipitations de grande échelle et le dégagement de chaleur latente associé modifient

directement la circulation atmosphérique en chauffant les hautes latitudes (lors du dégagement de chaleur latente). L'effet du dégagement de chaleur latente sur les dépressions elles-mêmes est par contre mineur. Le chauffage diabatique aux hautes latitudes diminue le gradient méridien de température entre le pôle et l'équateur, ce qui diminue l'instabilité barocline de l'atmosphère. L'augmentation de l'intensité des dépressions au niveau des grandes échelles n'est alors pas suffisant pour contrecarrer ce premier effet. Un caveat à ces résultats est qu'ils ne prennent pas en compte la cyclogénèse atmosphérique de mésoéchelle (500km) dont on ne connaît pas à l'heure actuelle l'influence sur la circulation de grande échelle. Ces résultats ne sont pas publiés et nous sommes en train de continuer à examiner ces mécanismes en voulant utiliser un modèle plus réaliste (modèle de circulation générale du LMD aux équations dites primitives, LMDZ).

b) Effet des contrastes de température océanique sur le courant-jet

Par ailleurs, le modèle humide quasi-géostrophique que nous avons développé est pertinent pour mener d'autres études. Dans le cadre de la thèse de Bruno Deremble, nous nous sommes intéressés à l'effet des courants océaniques de grande échelle (comme le Gulf Stream dans l'Atlantique, ou le Kuroshio/Oyashivo dans le Pacifique) sur le rail des dépressions atmosphériques. En effet, ces courants océaniques sont associés à de forts contrastes thermiques (séparant des eaux chaudes au Sud et des eaux froides au Nord) et l'effet sur la haute troposphère est mal documenté. Pour étudier cet effet, nous avons inclus une paramétrisation des flux de chaleur sensible et latente à la surface de l'océan dépendant de la température de surface de l'océan (SST). Nous avons alors considéré plusieurs cas de contraste de température différents (correspondant à des gradients plus ou moins intenses et situés à des latitudes différentes). Nous avons montré que la position du courant océanique et son amplitude (en terme de contraste thermique) modifient le jet atmosphérique d'altitude (cf. Figure 3). Nous avons mis en évidence l'importance des processus humides qui jouent le rôle de catalyseur dans les interactions océan-atmosphère pour modifier la position et l'amplitude du jet atmosphérique (Deremble, Lapeyre et Ghil, en révision). En effet, la forte évaporation au sud du front océanique entraîne une augmentation locale de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, qui est ensuite transportée vers le Nord-Est par les perturbations atmosphériques. Arrivée dans une atmosphère plus froide, cette vapeur d'eau est condensée et le dégagement de chaleur latente a donc lieu au Nord du gradient de SST. Ce mécanisme permet de déplacer le gradient méridien de température atmosphérique vers le nord, ce qui signifie que le courant-jet se déplace aussi vers le nord (par l'équilibre du vent thermique). Par ailleurs, nous avons observé que le développement des perturbations se faisait dans la région du front de température, et que ces perturbations étaient plus fortes quand ce contraste de température de surface de la mer était plus élevé (résultats non publiés).

Ces résultats nous servent de base de travail pour de futures études qui vont avoir lieu grâce à un financement par l'Agence Nationale pour la Recherche, que nous venons d'obtenir.

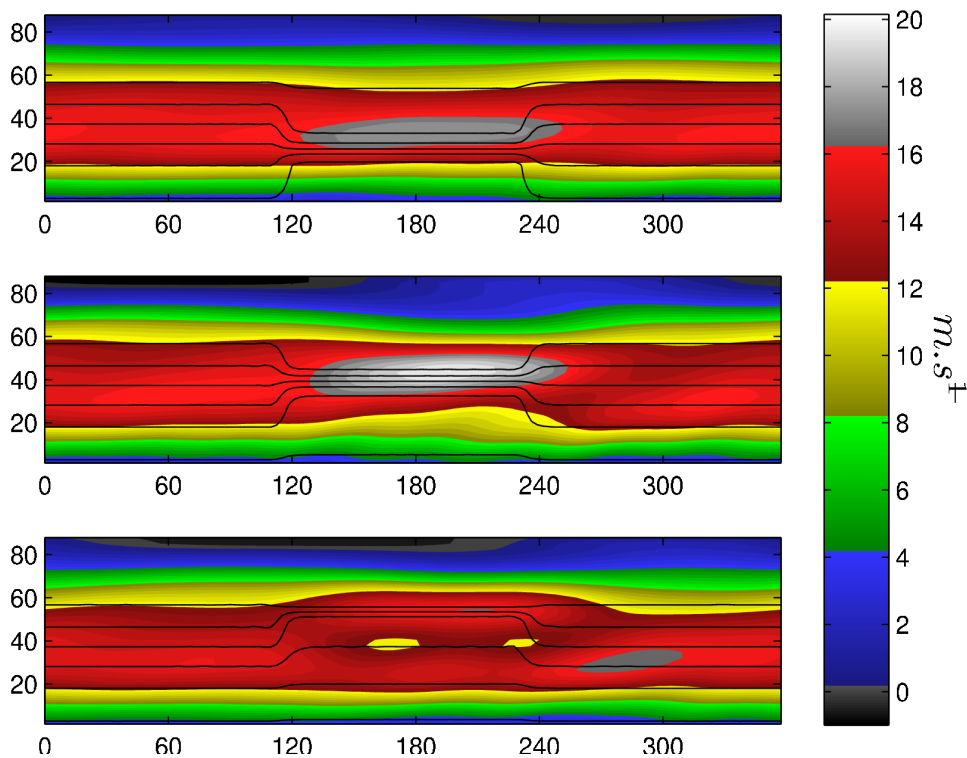


Figure 3: en couleurs, vent vers l'est à 200 hPa pour 3 simulations. Dans la figure du haut, un front océanique est placé à 30° de latitude Nord. Dans celle du milieu, le front est placé à 40°N et plus intense. Dans celle du bas, le front est à 50°N. On constate que le maximum de vent se déplace avec le front océanique et son intensité aussi varie suivant sa position et son amplitude.

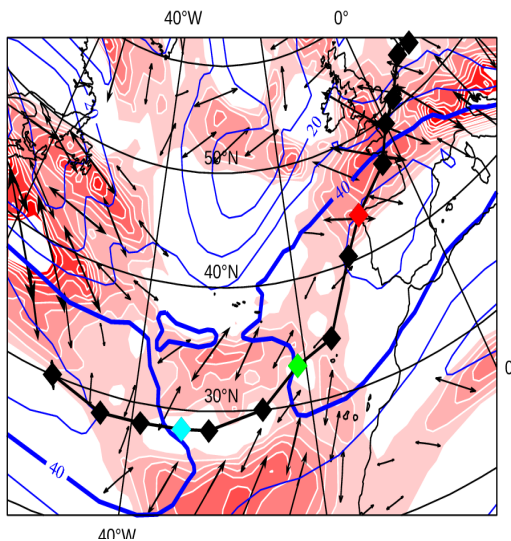
c) Modélisation agéostrophique de l'atmosphère humide

La modélisation quasi-géostrophique ne permet pas de prendre en compte certains effets importants pour le développement des dépressions, en particulier les processus agéostrophiques. Pour cela nous avons développé un modèle de type shallow-water à deux couches qui inclut l'humidité (Lambaert, Lapeyre, Zeitlin, 2011). Ce modèle tient compte des processus agéostrophiques et le dégagement de chaleur latente correspond à un flux de masse entre les couches. Il a servi pour étudier le cycle de vie des perturbations atmosphériques dans le cadre de l'instabilité d'un jet. On observe alors que les effets agéostrophiques sont plus intenses dans le cas d'une atmosphère humide avec un cycle de vie plus rapide des perturbations atmosphériques. On peut relier cela au couplage entre la structure spatiale de la vapeur d'eau et de la vorticité potentielle. Un article est en cours de préparation (Lambaert, Lapeyre et Zeitlin, en préparation) sur ces résultats et devrait être soumis prochainement.

d) Croissance localisée des tempêtes

Nous nous sommes intéressés à la croissance localisée des tempêtes. En effet, il a été montré dans le cadre de plusieurs tempêtes (tempête de fin décembre 1999, tempête Xynthia de février 2010) que la perturbation atmosphérique a une phase de croissance très rapide une fois traversée du sud vers nord le courant-jet atmosphérique. En effet, cette perturbation atmosphérique passe par ce qu'on appelle un point-selle de l'écoulement associé aux propriétés de déformation spatiale (point selle qui correspond à un étirement de cette perturbation dans un sens particulier) voir la figure 4. De plus, il a été souvent noté dans des expériences numériques effectuées à Météo-France que des perturbations atmosphériques initiées à différents endroits le long des côtes américaines finissaient leur vie à peu près à la même position spatiale, ce qui signifie que le courant-jet atmosphérique « canalise » les tempêtes. Dans le cadre de la thèse de Ludivine Oruba, nous nous attachons à comprendre les mécanismes liés aux propriétés grande échelle qui expliquent à la fois les trajectoires des tempêtes et les régions de forte croissance. Ceci se fait à l'aide d'une modélisation idéalisée et d'une compréhension théorique (fondée sur la Dynamique des Fluides Géophysiques) des processus sous-jacents. Nous avons dans un premier temps réussi à reproduire les caractéristiques observées et nous utilisons les outils théoriques (de type vorticité potentielle ou interaction tourbillonnaire) pour expliquer les processus dynamiques.

def eff 20100227 à 00H, niveau 300 hPa



Pmermin

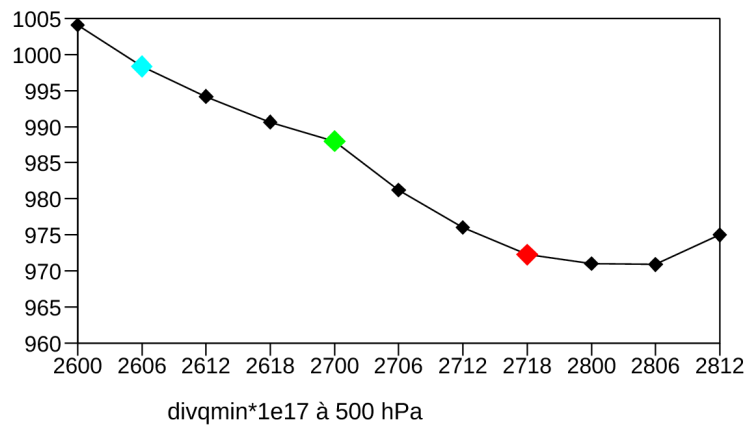


Figure 4 : (a) Trait noir : trajectoire de la tempête Xynthia. Le point vert indique le point selle. Les contours bleus indiquent les régions où le vent est supérieur à 40m/s à 300hPa d'altitude. (b) Evolution du minimum de pression au niveau de la mer en fonction du temps (jour et heure). On voit qu'après le passage par le point selle (point vert), la pression diminue fortement.

La figure 5 montre le développement d'une perturbation dans un modèle idéalisé quasi-géostrophique du courant-jet atmosphérique. La perturbation initialement axisymétrique s'étire fortement au voisinage du point selle de l'écoulement et se réamplifie quand elle passe côté nord du courant-jet. Cette simulation permet donc de représenter les caractéristiques typiques observées pour les dépressions atmosphériques.

Nous avons examiné les mécanismes mis en jeu dans ces processus. Il est apparu que la montée vers le nord de la dépression dépendait de deux facteurs: l'étirement de la dépression et la variation du paramètre de Coriolis avec la latitude (plus exactement le gradient méridien de vorticité potentielle). Cette variation est responsable d'une onde de Rossby et d'une structure anticyclonique à l'est du cyclone. Nous avons trouvé que cet anticyclone est d'autant plus fort que le cyclone est étiré. Dans ce cas, on assiste à la formation d'un dipole de vorticité (avec deux structures cohérentes formées par un cyclone et un anticyclone) qui peut se propager vers le nord. Un article est en cours de préparation sur ces résultats (Oruba, Lapeyre et Rivière en préparation) et devrait être soumis prochainement. Des résultats préliminaires sur la tempête Xynthia nous indiquent qu'un tel mécanisme pourrait être à l'œuvre pour expliquer la trajectoire de la tempête.

Concernant le cycle énergétique de la perturbation, on peut distinguer deux phases (résultats en cours d'analyse) : quand le cyclone est au sud du jet, il s'intensifie faiblement. Cela est dû aux termes de conversion d'énergie barotrope qui ont tendance à diminuer l'énergie du cyclone. Par contre, quand le cyclone est au nord du jet, ces termes barotropes sont très faibles et les termes d'extraction d'énergie barocline prennent le dessus en étant fortement positifs. Dans ce cas, le cyclone s'intensifie rapidement.

Ces résultats nous permettent de relier le cycle de vie des dépressions aux propriétés spatiales du courant-jet troposphérique de grande échelle. Ceci peut avoir des applications pour la prévisibilité à court terme. L'évolution de tempêtes comme celles de décembre 1999 pourraient alors être mieux prévues.

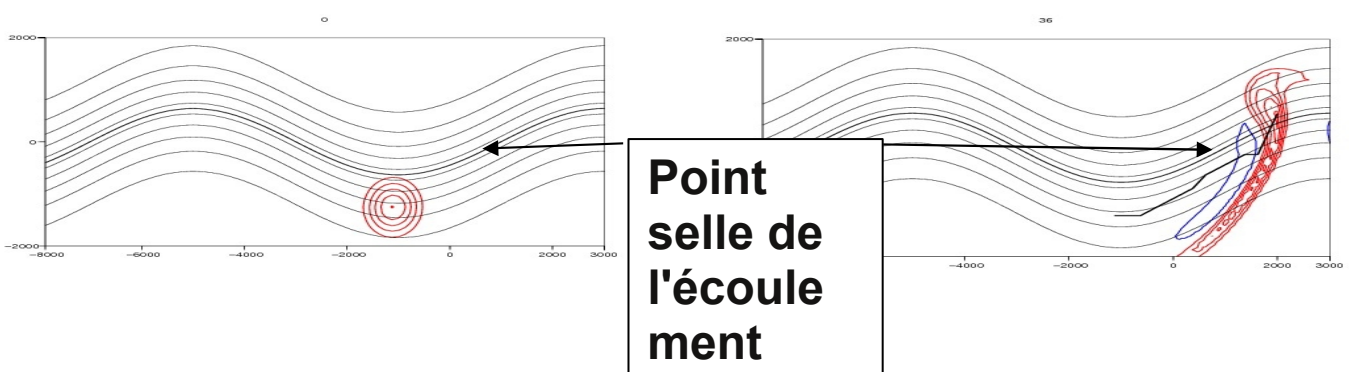


Figure 5 : Évolution d'une perturbation atmosphérique (contours rouge) dans un courant-jet atmosphérique (contours noirs représentant le géopotential). La perturbation se déforme et passe au Nord du jet au niveau du point-selle.

3. Impacts du changement climatique sur l'Europe Méditerranéenne

Personnels impliqués: Laurent Li (DR CNRS), Jessica Vial (doctorante), Thomas Noël (doctorante).

En ce qui concerne les impacts du changement climatique sur le secteur géographique Europe-Méditerranée, nous avons tout d'abord réalisé un système de modélisation (Figure 1) qui implique trois versions du modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ : Globe, Europe et France. La version LMDZ-Globe a 96 points en longitude et 72 points en latitude, uniformément répartis sur le globe, ce qui donne une résolution spatiale d'environ 300 km. LMDZ-Europe est une version zoomée en Europe du modèle avec 120 points en longitude et en latitude. Le zoom en Europe augmente la résolution spatiale à environ 100 km et permet de représenter plus finement la régionalisation de la circulation atmosphérique sur l'Europe. LMDZ-France a la même dimension globale que LMDZ-Europe, mais le zoom appliqué est concentré sur la France pour avoir une résolution spatiale de 20 km. Ces trois versions du LMDZ opèrent d'une manière interactive et les unes imbriquées dans les autres. L'imbrication entre LMDZ-Globe et LMDZ-Europe s'effectue en double sens et celle entre LMDZ-Europe et LMDZ-France se fait en sens unique (de la grande échelle vers la petite échelle). Ce type de modélisation imbriquée a l'avantage de pouvoir résoudre à la fois la circulation atmosphérique à l'échelle planétaire et de pouvoir représenter de façon plus fine son impact sur la France. Un tel type de modélisation représente un pas important afin de pouvoir modéliser correctement les impacts des changements climatiques sur l'Europe Méditerranéenne. La figure 1 montre une meilleure représentation de l'orographie qui devrait permettre d'avoir des précipitations plus réalistes (en particulier pour les événements cévenols).

Ce type de simulation a nécessité un effort très important de développement avant de pouvoir obtenir des résultats scientifiques, qui sont encore en phase d'exploitation.

Le deuxième travail réalisé consiste à utiliser ce système de modélisation pour effectuer des simulations du changement climatique. Nous avons réalisé trois fois 30 ans de simulations correspondant respectivement au climat actuel, au climat du milieu du 21^e siècle et au climat de la fin du 21^e siècle. Nous avons analysé ces simulations avec un accent sur les événements extrêmes en précipitation et en température. Les analyses utilisent les lois de probabilité, telles que GEV (generalized extreme value) et GPD (generalized Pareto distribution). Ces lois de probabilités permettent de représenter correctement les événements rares et violents et de pouvoir déterminer les propriétés statistiques de ceux-ci. Nous étudions les événements rares dont la période de retour est de 50 ans. Les résultats confirment l'amélioration de la simulation des événements rares avec l'augmentation de la résolution du modèle, en terme de vagues de chaleur ou de froid ou de fortes précipitations. Mais une sous-estimation générale semble toujours présente pour les précipitations intenses, même dans le modèle LMDZ-France dont la résolution spatiale est de 20 km.

Pour pouvoir évaluer les incertitudes des résultats, un nouveau jeu de simulations a été réalisé. Dans ces nouvelles simulations, la SST (température de l'océan superficiel) utilisée pour piloter le modèle est extraite du modèle couplé global de Météo-France, tandis que les anciennes simulations utilisaient la SST issues du modèle IPSL. La figure 2 montre le changement des précipitations entre une simulation basse résolution et une simulation haute résolution. On constate dans les deux cas des précipitations plus

intenses dans le nord-est de l'Europe et plus faible dans le Sud. Ceci montre qu'au niveau continental les modèles globaux sont capables de bien représenter les précipitations même si leur amplitude est plus faible.

Pour le cas des comparaisons des deux jeux de simulation à haute résolution, on peut examiner les modifications de précipitations projetées pour la fin du siècle (figure 3). Il y a une certaine ressemblance au niveau des reliefs : diminution dans les Alpes, les Pyrénées et le Massif central dans les deux modèles. Mais on peut aussi observer des différences, notamment pour la Méditerranée et dans l'Ouest de la France. On constate dans les deux cas des précipitations plus intenses dans le nord-est de l'Europe et une diminution dans le sud-ouest. Ceci est cohérent avec un déplacement du jet atmosphérique et du rail des dépressions vers le Nord. L'incertitude forte observée dans ces modèles à l'échelle régionale (500km ou moins) met en exergue la difficulté actuelle qui rend impossible une prévision des impacts à cette échelle régionale, mais possible à l'échelle continentale (1000km et plus). Ceci peut aussi être vu en comparant les extrêmes de précipitation (table 1) et de température minimale (table 2) en été sur Marseille dans les deux simulations pour les périodes actuelle et projetée ainsi que dans les observations. On voit que les précipitations sont systématiquement sous-estimées (d'un facteur 2) même dans la meilleure simulation. Par contre, la température minimale (qui est très importante pour évaluer les risques en terme de santé publique) tend vers la valeur observée pour la simulation à plus haute résolution. Les projections pour le siècle futur montrent une augmentation des extrêmes de précipitation et de température.

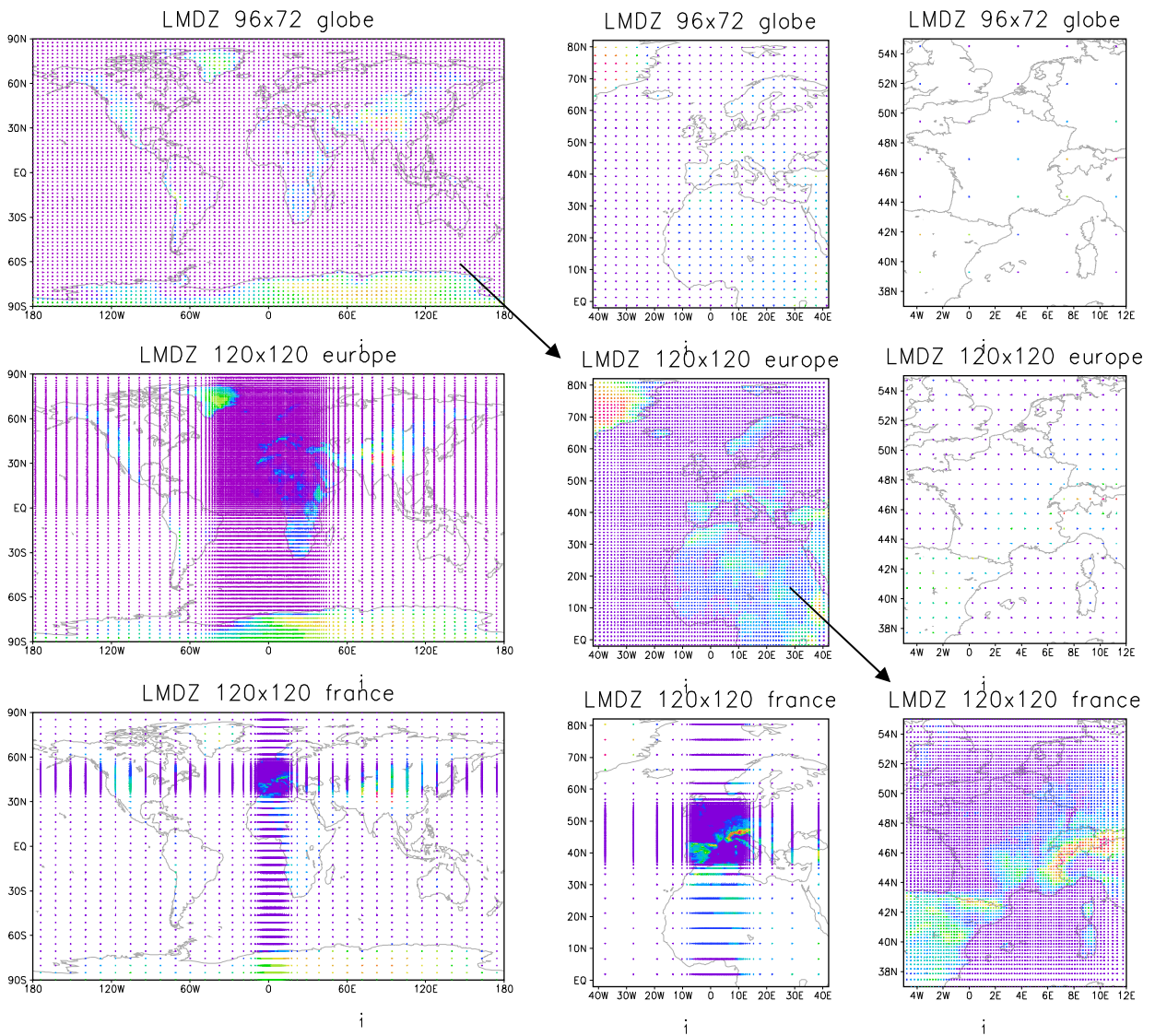


Figure 1: Grille du modèle LMDZ en trois versions différentes – Globe/Europe/France.

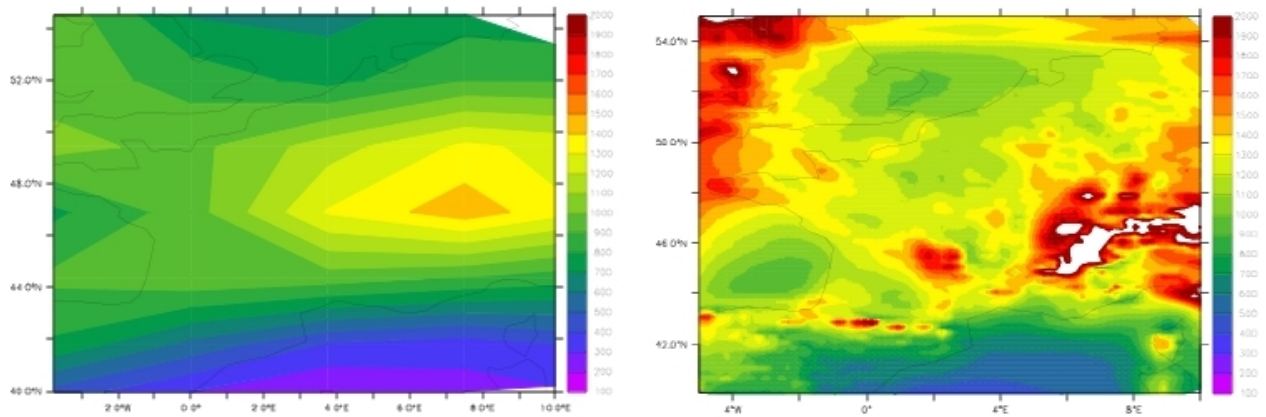


Figure 2 : Précipitations moyenne (mm/jour) dans un modèle global (à gauche) et dans un modèle régional (à droite). Les précipitations au niveau des massifs montagneux sont mieux représentés à l'échelle régionale.

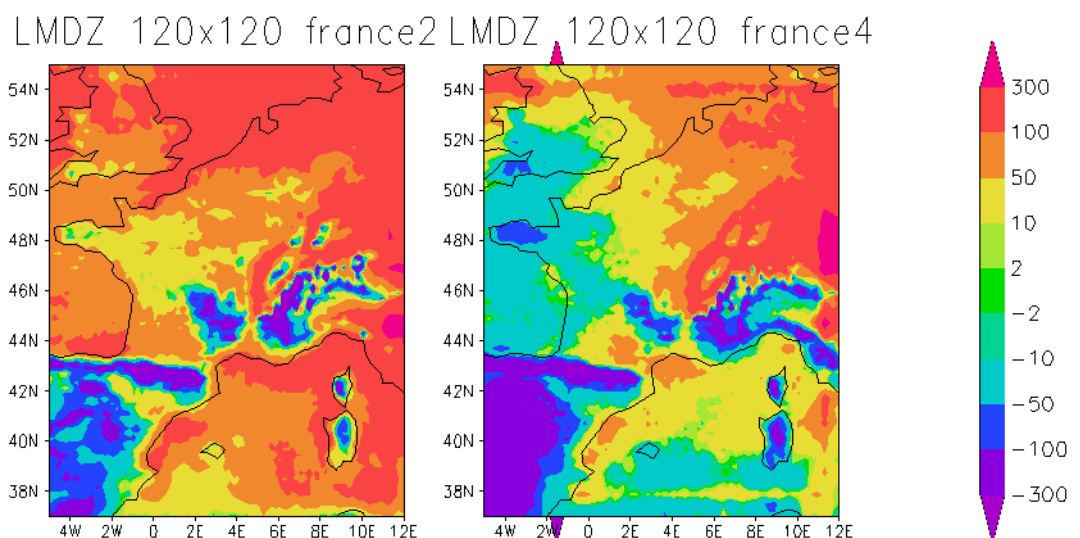


Figure 3 : Changement de précipitations annuelles (mm/jour) pour la fin du 21^e siècle, dans deux simulations avec la SST différente : IPSL à gauche et Météo-France à droite.

Précipitations avec un temps de retour de 50 ans (en mm/jour).	Observées	Modèle à 300km de résolution	100km	20km
1961/1990	145	43	42	62
2021/2050	?	38	56	93

Table 1 : Comparaison des précipitations maximales avec un temps de retour de 50 ans entre les observations à Marseille et des modèles à différentes résolutions spatiales.

Température minimale journalière (en degré Celsius) avec un temps de retour de 50 ans	Observées	300km	100km	20km
1961/1990	26.2	21.7	24.8	25.6
2021/2050	?	24.0	27.0	27.8

Table 2 : Comparaison des température minimales avec un temps de retour de 50 ans entre les observations à Marseille et des modèles à différentes résolutions spatiales.

3. Modifications du climat en lien avec les processus de surface

Personnels impliqués: Fabio D'andrea (CR CNRS), Paul Aizpurua Velasco (thésitif), Marc Stéfanon (thésitif)

Pendant la dernière décennie, l'Europe a subi une série d'événements climatiques comme les vagues de chaleur des étés 2003, 2005 et 2010, l'hiver chaud de 2006/2007, la tempête Xynthia en 2010, et d'autres, qui ont porté à l'attention du public le problème des événements climatiques extrêmes. Le manque de connaissance dans ce thème avait par ailleurs déjà été évoqué par le rapport du GIECC 2007. Dans ce même rapport, la région méditerranéenne est indiquée comme particulièrement vulnérable aux vagues de chaleur et aux sécheresses. En effet, les scénarios de changement climatique prévoient un assèchement de la partie sud-ouest du bassin, ce qui a été montré comme favorisant l'occurrence de canicules dans l'Europe continentale (Vautard et al 2007), cf figure 3 de la section précédente.

Les conséquences de l'événement caniculaire de 2003 en Europe ont été catastrophiques. L'augmentation significative du taux de mortalité, surtout chez des populations fragiles, comme les personnes âgées, les jeunes enfants ou encore les personnes souffrant de maladie cardiovasculaire (OMS 2004 Kovats 2004) a entraîné plus de 70000 morts dans 12 pays au travers de l'Europe. De plus l'impact d'une vague de chaleur ne se limite pas à ses aspects sanitaires, c'est l'ensemble d'un écosystème qui se retrouve affecté par des conditions hors norme avec par exemple une déplétion de la végétation (Ciais 2005, Ferris et al 1998). Les pertes économiques substantielles lors des épisodes de chaleur intenses de 2003 liées à l'insuffisance des récoltes dans le secteur agricole, ont été chiffrées à près de 13 milliards d'euros en 2003 (COPA-COGECA 2003). En effet elles sont également liées à l'assèchement des sols du à la sécheresse. De nombreuses études climatologiques ont été menées sur l'été 2003, les reconstructions saisonnières de température de surface faites à partir de proxy historiques ont permis de le classer comme le plus chaud parmi les 500 dernières années (Lutherbacher et al. 2004). Toutes les études (e.g. Beniston and Diaz, 2004; Fink et al 2004) ont mis en évidence le fait que cette canicule est avant tout un phénomène atmosphérique caractérisé par une situation anticyclonique persistante sur l'Europe de l'ouest. Durant la première quinzaine d'août l'anticyclone des Açores se déplace vers le nord et il est renforcé sur son flanc polaire par le flux d'ouest au dessus de la Grande Bretagne et de la Scandinavie. Il est accompagné d'un déplacement de la branche nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) sur la Méditerranée alors que le rail des dépressions atmosphériques (stormtrack) de l'Atlantique est quant à lui dévié vers le sud. Si l'activité de la cellule de Hadley est accrue sur la méditerranée, elle semble perdre en intensité sous les tropiques, à part une partie de l'océan indien,. Ce phénomène de subsidence restreint toute convection près de la surface de la mer. C'est cette même subsidence qui rend la couche limite extrêmement chaude stable, alors qu'usuellement de fortes températures ont tendance à la déstabiliser avec l'apparition de précipitation convectives. Durant la première partie du mois d'août, là où les températures les plus importantes ont été enregistrés, l'anticyclone de blocage était centré sur le nord de la France, renforçant la vague de chaleur.

Une condition synoptique (c'est-à-dire un certain type de circulation atmosphérique, comme décrit plus haut) doit être présente pour favoriser une vague de chaleur. En effet on a pu montrer que la plupart des événements de chaleur dans les 50 dernières années sont créés par des régimes de temps anticycloniques en Europe (Cassou et al 2005). Ce n'est pas la seule condition, puisqu'il faut qu'il y ait une sécheresse associée.

La question de fond de notre travail est de pouvoir distinguer entre l'importance de la situation synoptique et des rétroactions locales (principalement dues à des modifications dans le cycle de l'eau) dans le déclenchement d'une vague de chaleur. On devra donc pouvoir analyser au même temps les caractéristiques de grande échelle et celle à l'échelle locale.

Vautard et Yiou (2007) ont récemment montré que les extrêmes de température en Europe peuvent très bien être expliqués par la situation synoptique jusqu'aux années 80. Après, la reconstruction devient insuffisante pour expliquer les vagues de chaleur, en été comme en hiver. On a émis l'hypothèse que dans les années récentes les rétroactions locales (c'est-à-dire les effets liés aux interactions avec le sol et la végétation) sont plus importantes que dans la période précédente. Dans la figure 1, tirée de l'article de Vautard et Yiou (2007), on voit que les séries temporelles de température (panneau en haut à gauche) obtenues à partir de la situation synoptique (courbe rouge) suivent assez bien les températures effectivement observées jusqu'aux années 80 (courbe noire). Cependant cette prédiction de température (à partir de données historiques en cherchant les situations météorologiques analogues dans le passé) ne reproduit pas la tendance d'augmentation des températures observées depuis (courbe bleue). La figure montre la même chose pour d'autres variables (radiation solaire, précipitation, voir légende).

Les canicules sont donc le résultat d'une condition synoptique anticyclonique, amplifiée, dans certains cas, par des conditions locales comme l'état de sécheresse, ou l'état de stress hydrique de la végétation à la surface. Pour analyser l'effet de la surface continentale dans les cas de température extrême, nous avons suivi une approche fondée sur la modélisation régionale. Le modèle régional est un outil privilégié parce qu'il permet de prescrire par les conditions aux limites spatiales du domaine d'étude : ici, on choisira de fixer des situations synoptiques particulières afin de voir comment le climat du domaine régional s'adapte par rapport à ces conditions de grande échelle.

Nous avons conduit l'étude dans deux directions : en premier lieu, nous avons analysé les canicules sur l'Europe afin de les cataloguer suivant leurs caractéristiques typiques. Ensuite, nous avons analysé les intégrations régionales déjà effectuées à l'IPSL dans le cadre du projet CORDEX. Enfin, nous avons développé un nouveau outil de modélisation régionale, en couplant le modèle régional WRF, avec le modèle d'hydrologie continentale, de phénologie et de dynamique de la végétation ORCHIDEE. Une fois ce couplage mis en place – ce qui a comporté un très grand effort de développement informatique, nous avons pu effectuer des intégrations ad hoc pour ce projet. Dans les deux cas nous sommes concentrés sur l'évènement caniculaire de l'été 2003.

Le travail a pris quelque retard à cause de problèmes personnels de l'étudiant qui devait participer à la deuxième partie de l'étude, qui faisait l'objet de sa thèse de doctorat. Cet étudiant n'étant pas venu dans notre équipe, nous avons dû en rechercher et recruter un autre au cours du projet.

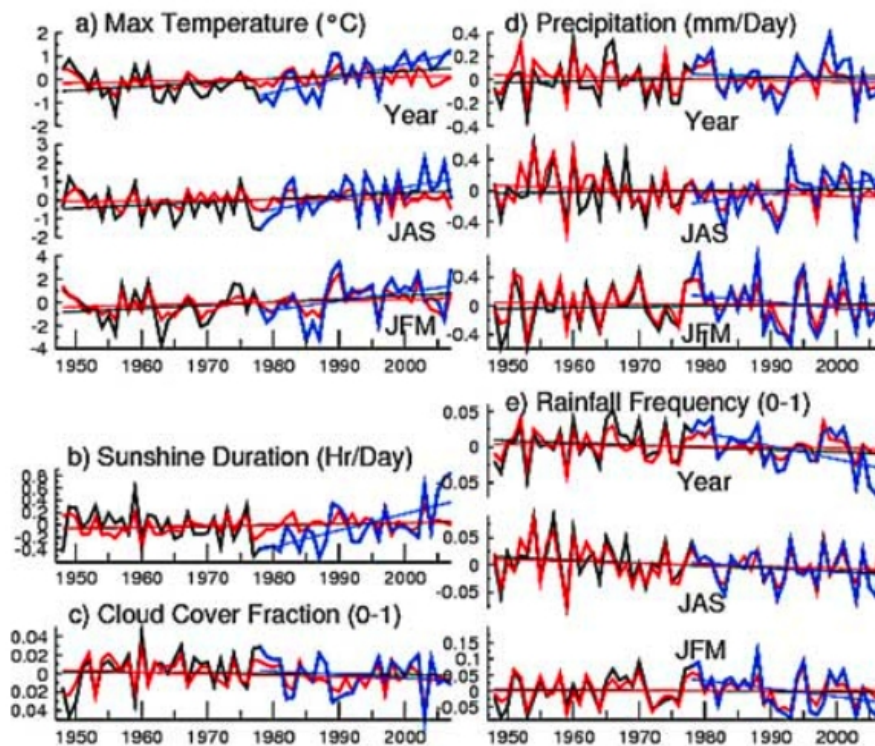


Figure 1. Time evolution of the annual or seasonal average, over all available European stations, of observed (black curves for the earliest 30 years and blue curves for the latest 30 years) or constructed (red curve) anomalies, together with linear regression lines; (a) maximal temperature ($^{\circ}\text{C}$) for (top) annual average, (middle) summer (JAS) average, and (bottom) winter average; (b) sunshine duration (h/day); (c) cloud cover (0–1 fraction); (d) as in Figure 1a for precipitation amounts (mm/day); (e) as in Figure 1a for rainfall frequency (0–1 fraction).

a) Identification des canicules-type

Dans la littérature on trouve soit des études qui moyennent les caractéristiques des vagues de chaleur sur tout le continent européen, soit des études de cas sur des phénomènes spécifiques comme la canicule de 2003. Néanmoins, si l'on veut étudier des processus physiques à l'échelle locale, on ne peut pas faire l'hypothèse que toutes les canicules, même en se limitant au continent Européen, soient issues de la même combinaison de processus physiques. Il est naturel de penser, par exemple, que les

sécheresses puissent être un facteur déterminant dans des régions où l'humidité du sol a une variabilité naturelle importante, et moins déterminant dans les régions qui sont régulièrement très arides au début de chaque été.

Le premier pas de cette recherche a donc été de distinguer entre différents types de canicules en Europe, en faisant une classification de ces événements à partir de longues séries temporelles de données météorologiques. Les données utilisées sont la réanalyse du Centre Européen de Prévision au Moyen Terme (ECMWF), celle du Centre National de Prévision Environnementale américain (NCEP), et la base de données de stations météorologiques issues du projet ECA (Klein-Tank et al., 2002).

Pour définir l'occurrence d'une canicule, nous avons recherché des événements avec une cohérence spatio-temporelle bien définie. Quand la température maximale excède le 95^{ème} centile dans plus de la moitié de la surface dans une région de 7.5x7.5 degrés de longitude et latitude, et que cette haute température se poursuit pour plus de 5 jours, on définit une canicule. Dans les 50 dernières années on a pu de cette manière définir 78 événements dans différentes régions européennes. Une fois les canicules définies, nous les avons classifiées selon leur localisation spatiale. Pour cela nous nous sommes servis d'un algorithme de classification automatique hiérarchique (cluster analysis). Plusieurs problèmes méthodologiques ont dû être résolus pour pouvoir appliquer ce type de technique statistique à des phénomènes extrêmes, et donc par définition rares. Sans rentrer dans les détails (une publication est en préparation en ce moment) les résultats de cette analyse sont résumés en Fig.2 qui présente les « canicule-type » qui sont récurrentes dans le continent européen. On y retrouve le motif spatial que l'on a observé pendant la canicule de août 2003 en France (panel WE en haut à droite), mais aussi d'autres motifs auxquels on peut attribuer d'autres événements observés. Particulièrement intéressant est le cas de la canicule russe (panel RU en haut à gauche). Les données de l'année 2010 n'étaient pas disponibles au moment où cette analyse a été effectuée, néanmoins, le motif de la canicule russe de l'été passé s'y retrouve déjà.

En Fig.2, on peut aussi observer que les anomalies de température sont accompagnées par une anomalie de hauteur géopotentielle à 500 hPa, qui est la trace du temps anticyclonique que l'on a évoqué plus haut. Y fait exception le cas de la canicule ibérique (panel IB ligne centrale à droite) qui est accompagnée plutôt par un écoulement de sud-ouest de grande échelle qui met la péninsule sous l'effet d'un courant d'air chaud d'origine atlantique.

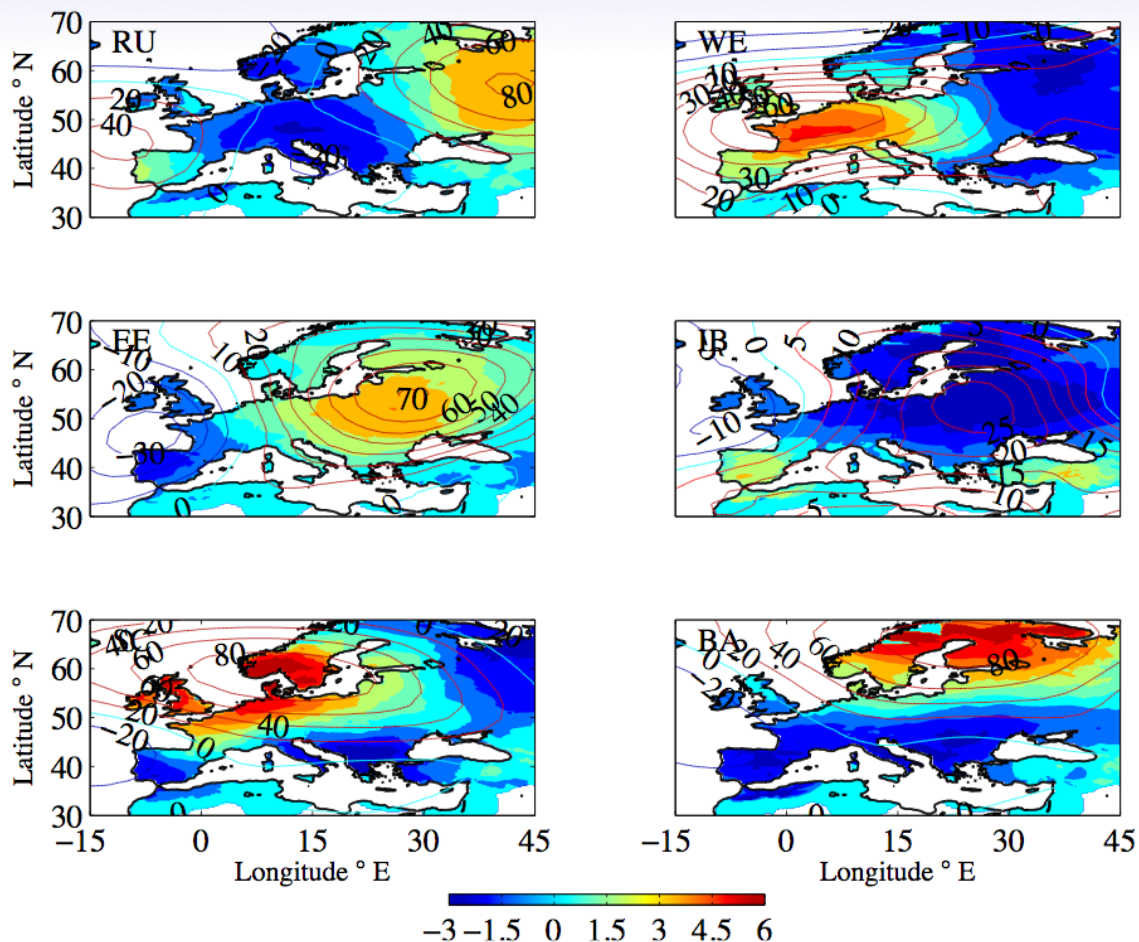


Figure 2 : Classification des canicules européennes. En couleurs les anomalies de température de surface et en contour les anomalies de hauteur géopotentielle à 500 hPa, pour chaque type de canicules.

Préconditionnement des canicules, cycle de l'eau.

Une fois les « canicule-type » identifiées, on peut passer à analyser plus en détail les variations de cycle de l'eau qui les accompagnent. Nous avons effectué pour l'instant analyse de l'impact d'une sécheresse dans les premiers mois de l'année sur la probabilité d'occurrence d'une canicule. Le résultat est résumé dans la Figure 3. On peut observer que dans le cas européen occidental (WE) la canicule est précédée par une diminution de pluie d'hiver et printemps dans la région méditerranéenne (entre 40 et 45N). La diminution de la pluie au début de l'année crée des conditions de diminution de l'humidité du sol, qui à son tour favorise les phénomènes de chaleur à travers une perturbation du rapport entre flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible. A cause du manque d'eau dans le sol, l'évapo-transpiration diminue, et donc le sol est moins rafraîchi par la chaleur latente d'évaporation. Un sol chaud chauffe en retour l'air à la surface par flux de chaleur sensible et amplifie le chaleur porté par la situation synoptique anticyclonique. En ce sens une diminution de fréquence de pluie au début de l'année peut servir de prédicteur des canicules. Ce résultat avait été déjà montré par Vautard et al (2007) pour les canicules

européennes en général, mais on précise ici qu'il s'applique seulement aux canicules d'Europe occidentale et centrale/orientale (cas EE). Pour les autres types de vague de chaleur, le prédicteur est moins forte, ou moins significatif. Dans le cas Ibérique, la situation synoptique (discutée plus haut) ne semble pas favorable à la mise en place d'un mécanisme lié aux flux de chaleur. Dans le cas Russe et Balte, d'autres variables devraient contrôler l'humidité du sol. En effet dans ces régions, le cycle de l'eau est contrôlé plutôt par la partie neige-glace.

Le prochain pas dans cette direction sera donc de chercher les données plus appropriées disponibles sur la région et estimer leur fiabilité ; ensuite, de les analyser pour chercher un prédicteur analogue à la fréquence de pluie pour l'Europe occidentale et centrale.

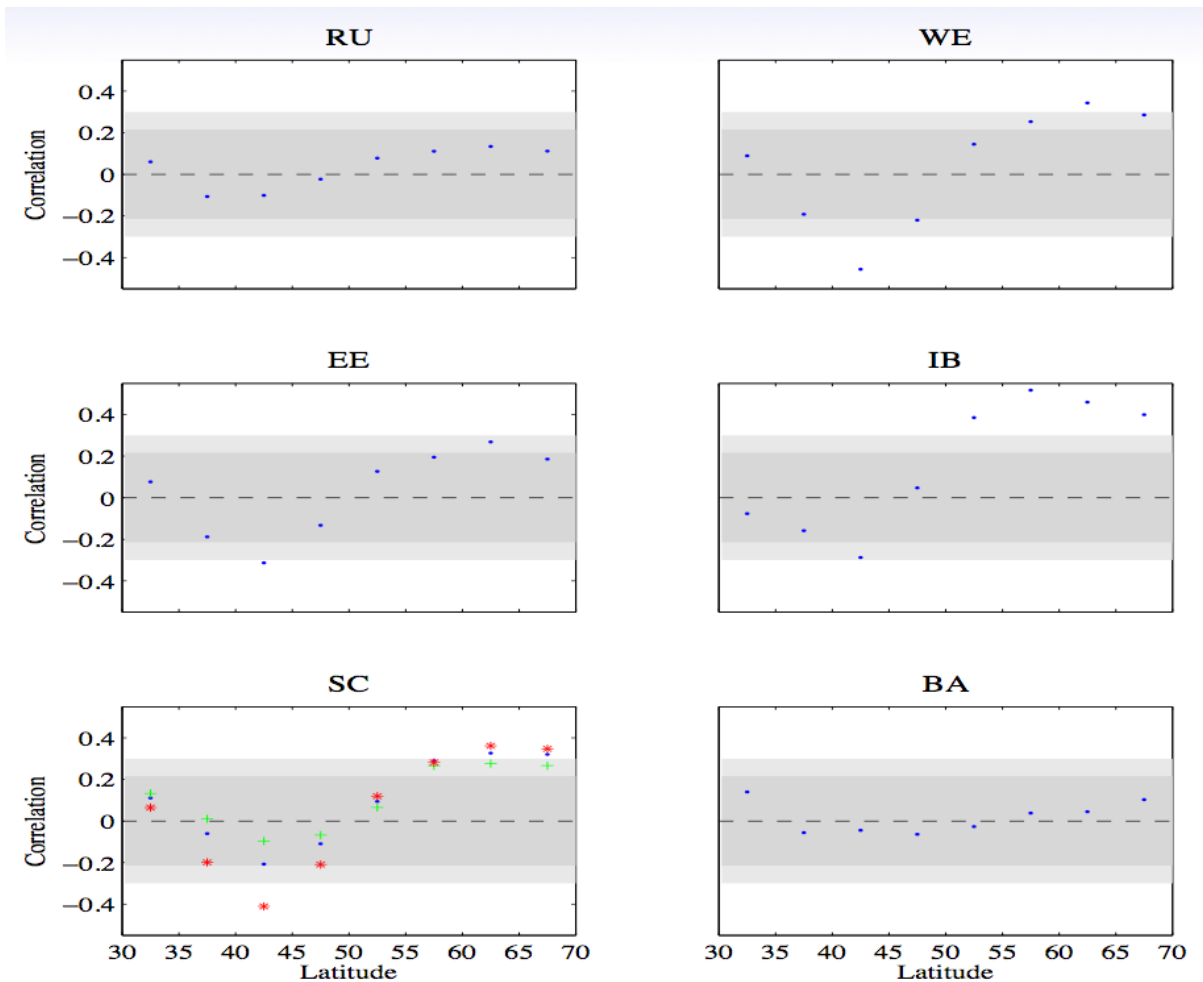


Figure 3 : Corrélation entre la fréquence de précipitation entre janvier et mai dans différentes bandes de latitudes, et la température de surface dans les différents clusters. Les bandes gris clair montrent une significativité statistique de 99%. Sur l'axe x est reporté le centre d'une bande de latitude de 5 degrés.

b) La représentation de l'été 2003 dans les simulations CORDEX IPSL.

i) configuration des modèles

Nous avons utilisé les simulations régionales créées dans le cadre des programmes

HYMEX et CORDEX à l'IPSL, en se concentrant sur l'été 2003. Dans cette section nous décrivons le modèle utilisé et ses différentes configurations, avant d'aborder la représentation de la canicule dans les différentes simulations. Plus bas nous reportons une discussion autour de la contribution des différents processus régionaux à la variabilité spatiale et temporelle de la canicule.

Dans le cadre des programmes HyMeX et MED-CORDEX, quatre différentes simulations ont été réalisées avec le modèle régional WRF forcé par les réanalyses ERA-Interim du centre européen de 1989 à 2008. Deux simulations ont été réalisées à la résolution de la grille de 50 km avec deux systèmes différents de surface (RUC et 5-couches de systèmes de diffusion) et une simulation a été réalisée à 20 km de résolution de la grille NEMO (modèle océanique) avec le schéma de 5 couches de diffusion, soit avec température de surface de la mer (SST) prescrite ou dans un mode entièrement couplé avec le modèle océanique NEMO-MED12. Le compartiment atmosphérique est donc pris en charge par le modèle régional WRF (version 3.1, Skamarock et al. 2008). Le modèle résout les équations du mouvement non-hydrostatique et le domaine de simulation est centré sur la méditerranée, il inclut comme limite latitudinale l'Afrique du Nord et le sud de l'Europe (jusqu'au sud du Royaume Uni) et comme limite longitudinale le Moyen-Orient, l'Oural jusqu'à l'océan Atlantique. Les conditions initiales et latérales proviennent du centre européen ECMWF. Les données de sol (land-use) proviennent du service de géologie américain (USGS). La SST provenant directement de l'analyse ECMWF est fondée sur des données satellites et des observations in situ.

Les échanges de quantité de mouvement, de chaleur et de vapeur d'eau sont calculés par deux Land Surface Model (LSM) distincts, l'un très détaillé, l'autre pratiquement climatologique. Ils fournissent à la couche limite les flux de chaleurs sensible et latente en provenance du sol. Le premier LSM est issu du système de prévision météorologique opérationnel RUC (Rapid Update Cycle), utilisé et développé par la NOAA/NCEP (Smirnova 1997, Smirnova 2000b). L'évaporation sur les zones couvertes par la végétation est la somme de l'évaporation direct du sol nu, de l'interception de la canopée, et de la transpiration des plantes. Il inclut également un calcul de l'accumulation et de la fonte des neiges qui considère la neige comme une ou deux couches de sol supplémentaires et possède une paramétrisation pour les sols gelés. Le second LSM est basé sur le schéma de sol diffusif exclusivement thermique. L'évapotranspiration y est un produit de l'évaporation potentielle avec un paramètre multiplicatif représentant l'humidité du sol, dépendant spatialement de l'occupation des sols et temporellement de la saison à laquelle la simulation est initialisée. Cela signifie qu'il n'y a pas de variation d'humidité du sol au cours du cycle annuel. Donc dans une approche climatologique c'est un LSM correct qui cependant, ne peut pas reproduire les anomalies inter-annuelles et les événements extrêmes comme les sécheresses.

Les deux climatologies de 20 ans créées par ces deux LSM nous permettent de procéder à une étude de sensibilité sur la condition limite qu'est le sol, avec une simulation reposant sur une humidité du sol calculée et l'autre prescrite.

Les différentes simulations sont partiellement confrontées à ECA&D (Klein-Tank et al., 2002, Haylock et al. 2008), une version interpolée à haute résolution spatiale (0,25° par 0,25°) de données observées pour la température de surface et les précipitations. Ces données sont seulement disponibles au dessus des surface continentales. Les réanalyses du centre européen sont également utilisées.

ii) Variabilité spatiale et temporelle de la température

La figure 4 montre les moyennes de la première quinzaine du mois d'août d'une part la température (colonne de gauche) et d'autre part son anomalie (colonne de droite) par rapport à une climatologie des 20 années de simulations CORDEX par ERA-I (1989-2008). La première ligne (encadrés a et b) se réfère aux données observées ECA, on peut observer l'anomalie de plus de 10 degrés dans le centre de la France, et sa modulation par l'orographie. La seconde ligne (encadrés c et d) se réfère à l'intégration de WRF avec le sol pleinement modélisée par RUC, la troisième et la quatrième (encadrés e à h) les intégrations avec schéma de sol purement diffusif à 50km et à 20 km de résolution.

Pour l'intégration avec RUC, les résultats sont en terme d'amplitude proches des valeurs affichés par ECA. On y retrouve l'existence des 3 principaux centres de chaleur (Nord, Côte d'Azur, Sud-Ouest de la France) même si la résolution empêche probablement de distinguer les zones de transition que sont la bande latitudinaire autour de la Loire et la totalité de la vallée du Rhône. Les résultats avec les autres deux configurations du modèle, comme on le voit sur les encadrés e à h, sont beaucoup moins bons.

La principale différence de fonctionnement entre la simulation qui utilise le schéma diffusif et celle qui emploie RUC est que la première reproduit un taux d'humidité constant tout au long de l'année qui correspond à des valeurs hivernales. Son évaporation n'est donc pas limitée durant l'été et la répartition des flux en provenance du sol se fait de manière égale entre flux de chaleur sensible et latente alors que les simulations RUC montrent clairement durant cette période la quasi absence de flux latent et un flux sensible extrêmement important. Si en soit la convection sèche est peu présente avec le diffusif et cause globalement un biais froid durant la saison estivale, les vagues de chaleur restent tout à fait possibles en terme d'extrêmes statistiques et celle de 2003 y conserve son caractère exceptionnel. En comparaison de la simulation RUC cela nous permet de chiffrer l'effet additionnel de ce chauffage par le sol autour de 3° sur les 9 que présente RUC en anomalie.

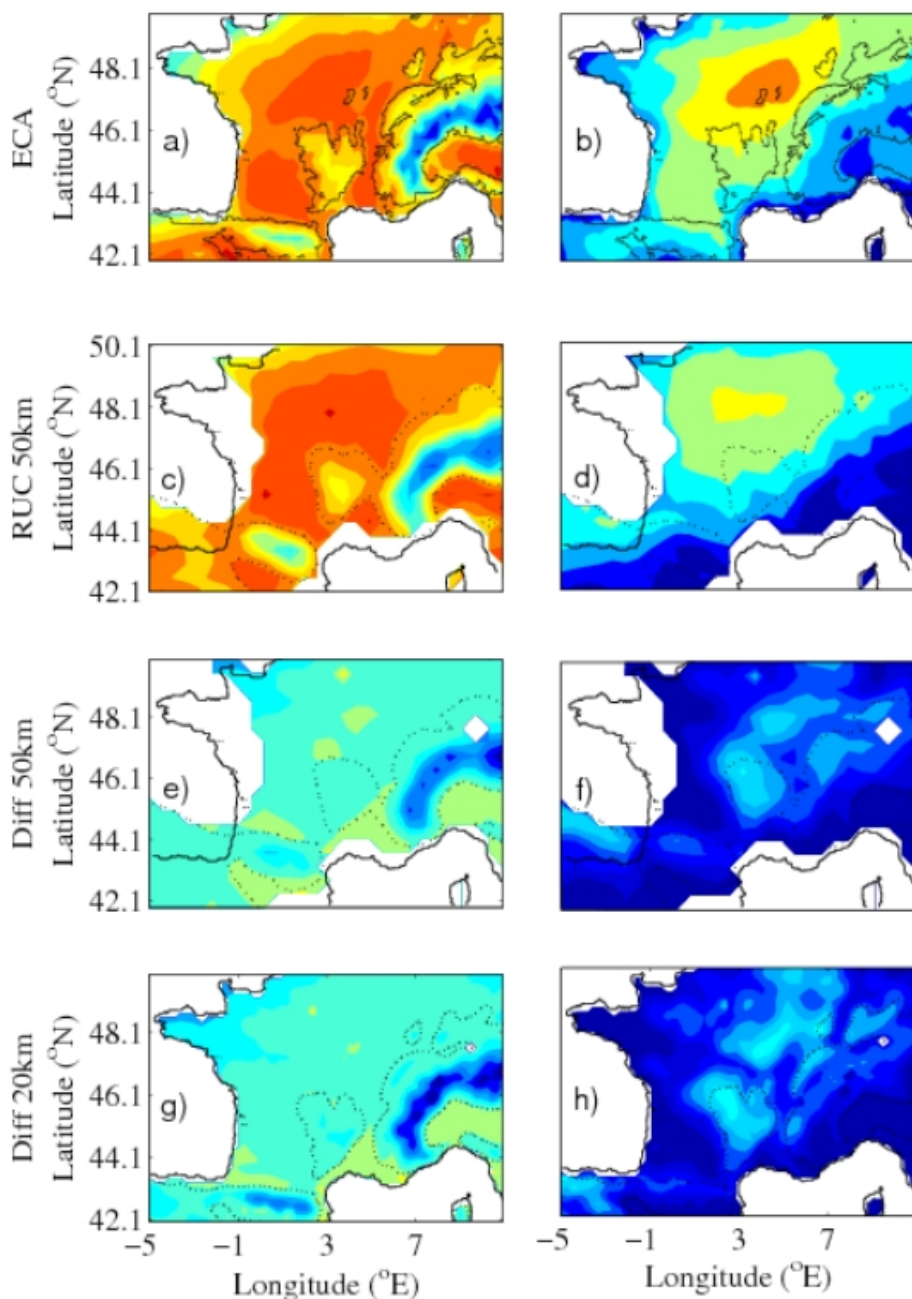


Figure 4 : colonne de gauche : moyenne de la température des 15 premiers jours d'août 2003 dans 4 simulations. Colonne de droite : écart à la moyenne climatologique pour cette période. La couleur rouge correspond à des températures chaudes et la couleur bleu à des températures froides.

La figure 5 représente l'écart relatif entre les anomalies de températures de RUC et du diffusif, et nous permet d'attribuer selon les zones qui montrent le plus de différence entre une simulation où la sécheresse est correctement simulée et l'autre pas, les régions les plus sensibles au stress hydrique du sol. La façade ouest de la France et la majorité partie du nord du pays ont des scores excédant les 20 % d'anomalie d'origine terrestre. Les zones de fort relief (Massif Alpin, Pyrénéen) ou au relief particulièrement étendu (Massif Central) présente des valeurs faibles voir négative dans les Alpes Maritimes. L'influence de la surface et de la sécheresse est donc principalement ressentie dans les plaines.

La figure 5 est très importante, elle représente une version Européenne et de haute résolution des cartes de sensibilité du climat à l'hydrologie locale (Koster et al 2006), son interprétation est encore en cours et un article est en préparation.

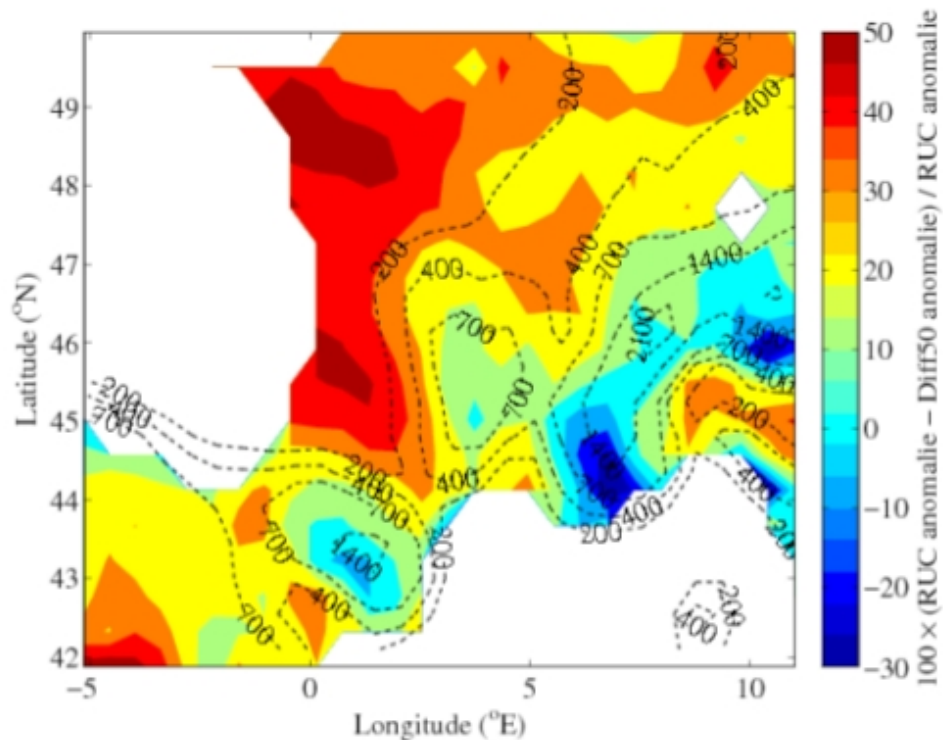


Figure 5 : Ecart relatif entre les anomalies de température de deux simulations utilisant des schémas de sol différents.

c) Intégrations couplés WRF-ORCHIDEE

Le modèle ORCHIDEE (Krinner 2005) a été développé à l'IPSL et au LGGE (Grenoble). Le premier de ses trois modules, SECHIBA (Ducoudré et al. 1991), traite à haute fréquence les processus hydrologiques et les échanges entre le sol et l'atmosphère. STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for Analysis of terrestrial Ecosystems) simule à un pas de temps journalier les processus autour du cycle du carbone, photosynthèse et répartition du carbone atmosphérique dans les différents compartiments de la plante sont gérés par ce module. En dernier lieu LPJ (Lund-Postdam-Jean ;Sitch et al 2003) s'occupe de la dynamique de la végétation proprement dit, en tenant compte de la compétition inter espèces, de la mortalité de la végétation, ou encore de phénomènes naturels ou anthropiques tel que les feux de forêt et les inondations. Sa fréquence d'appel est beaucoup plus importante (1 an). ORCHIDEE a été initialement implémenté dans LMDZ (Polcher 1998, Li 1999, Hourdin et al 2005) le modèle global atmosphérique de l'IPSL. Dans le cadre de la plate forme MORCE (Drobinski et al 2011) il a été également implanté dans WRF (Skamarock et al. 2008) comme les autres schémas de surface déjà présents. En plus des variables telles que le vent, l'enthalpie de l'air, la pression, la température et l'humidité au premier niveau modèle, WRF fournit le coefficient de traînée pour la chaleur et l'humidité. Les précipitations y sont décomposées en taux par seconde et le carbone atmosphérique est paramétré comme une constante ayant la possibilité de varier d'année

en année. En retour le module atmosphérique reçoit en provenance du sol l'albédo, la hauteur de rugosité, l'émissivité et bien évidemment les flux de chaleur sensible et latente. Le ruissellement est réparti vers les fleuves et les différentes zones côtières. Les flux de chaleur sont calculés à partir d'une paramétrisation bulk. La chaleur latente est une moyenne pondérée de la sublimation de la neige, l'évapotranspiration du sol et l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage. Ces différents processus sont contraints par des termes de résistance aérodynamique, structurelle, de canopée et du sol. L'albédo et la hauteur de rugosité sont des valeurs moyennes de chaque type de PFT plus du sol nu. La hauteur de rugosité dépend de la hauteur du couvert végétal. Des valeurs d'albédo constantes sont prescrites pour chaque PFT et le sol nu, dépendant de la texture et de l'humidité de la surface.

Deux types de simulations couplées WRF/ORCHIDEE ont été effectuées, toutes deux pour l'année 2003 afin d'examiner le rôle de la végétation lors de la vague de chaleur du mois d'août. La première, dite de contrôle, a été effectuée en utilisant un LAI (Leaf Area Index) prescrit d'après l'année de 2002, l'effet de la végétation se limitant à la résistance stomatale exclusivement ; la seconde à un LAI explicitement calculé. Ceci nous permet de distinguer l'effet de la sécheresse hydrologique (l'humidité du sol) et l'effet de la couverture végétale sur la canicule. Le domaine de la simulation inclut la majeure partie de la France (Fig. 4), notamment avec les massifs Central et Alpin encadrant la vallée du Rhône dans le Sud de la France. La résolution est de 15 km sur une grille de 40 par 40 points, la surface étant intégralement continentale.

La figure 6 montre la différence spatiale entre les deux simulations sur la période de la vague de chaleur (1-15 août). La simulation libre montre des températures jusqu'à 1° plus hautes dans les parties occidentales et méridionales du domaine alors que la partie ouest de la vallée du Rhône est plus froide de 1°C. Des différences importantes de chaleur latente (jusqu'à 120W/m²) expliquent partiellement ce fait. A cause du partitionnement entre flux de chaleur sensible et latent, toutes les zones où le flux latent diminue implique des températures en augmentation du fait de la convection sèche. De manière globale le LAI et la GPP (Gross Primary Production) sont des diagnostics de l'état de la végétation à un instant donné. Le LAI reflète l'intensité et la durée de pousse de la végétation tout au long de la saison de croissance. La quantité de végétation est un indicateur partiel de sa capacité à évaporer l'eau de la zone racinaire. Les zones montrant le plus fort déficit en LAI, au regard de la simulation de contrôle, montrent également les plus fortes anomalies positives de température associées avec à des diminutions importantes de LAI. Inversement la GPP est un indicateur de l'activité instantanée de la plante, positivement corrélé avec l'ouverture des stomates. Sur l'ensemble du domaine on observe une diminution de la GPP dans la simulation libre par rapport à la simulation prescrite, associé à une augmentation de la résistance stomatale. Ainsi il apparaît que la combinaison dans certains secteurs de la diminution du LAI et de l'augmentation de GPP est un mécanisme clé pour expliquer l'augmentation de chaleur sensible et de température qui lui est associé

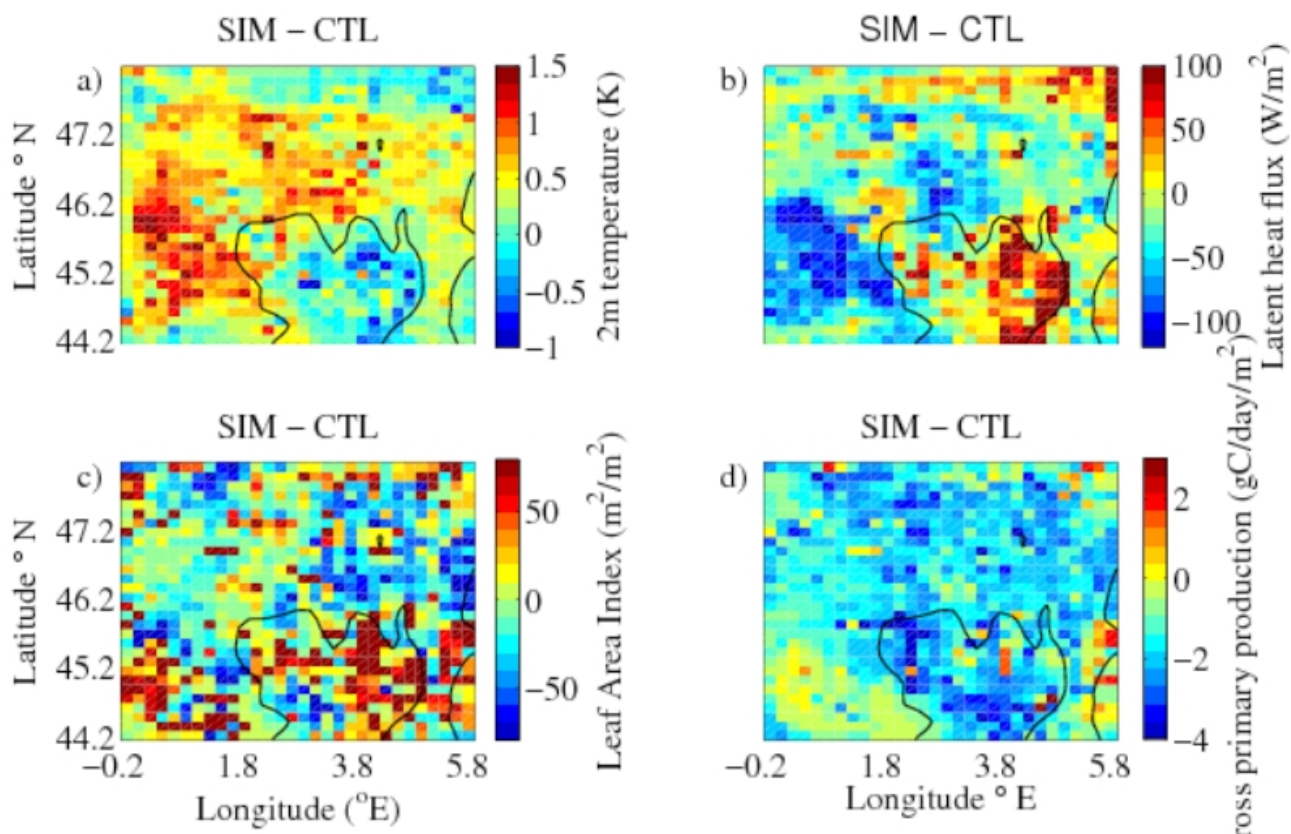


Figure 6 : différence entre la simulation modifiée et la simulation de contrôle pour différentes variables.

4) Point final

Pour terminer, on peut signaler les problèmes administratifs rencontrés au cours de ce projet à travers la gestion par la Délégation Régionale Ile de France Ouest et Nord du CNRS. La logique financière au CNRS est d'avancer les fonds pour les dépenses et de ne se faire rembourser qu'à la fin du projet. Ceci est incompatible avec un partenariat comme pour la fondation MAIF qui fonctionne avec un système de facturation au cours du projet. Par ailleurs, le système informatique concernant le budget du projet est différent entre le laboratoire et le CNRS, ce qui rend impossible de connaître en temps réel le montant des crédits encore disponibles pour le projet. Ceci explique pourquoi une partie des fonds n'a pu être dépensée. On peut néanmoins signaler que plusieurs publications relatifs à ce projet sont en cours, soit de révision, soit bientôt soumises, et qu'elles ne seront donc pas financées par le projet (coût d'une publication autour de 2000 euros pour le Journal of Atmospheric Sciences ou le Journal of Climate). L'aide de la fondation MAIF sera néanmoins indiquée dans les acknowledgments de ces articles.

Conférences associées à ce projet

A. Colette, O. Tripathi, L. Menut, R. Vautard, G. Clain, S. Szopa, B. Bessagnet, F. Meleux, T. Noël, L. Li, M. Vrac, J. Cattiaux, S. Denvil, S. Joussaume, P. Braconnot, 2011. *Performance of LMDz global CMIP5 historical climate simulations versus downscaled regional simulations using WRF*. MISSTERRE meeting. Paris.

F. D'andrea, 2011a. *Dynamique Climat – Sol*. Ecole thématique du CNRS « Rétroactions dans les Systèmes environnementaux », La Rochelle.

F. D'andrea, 2011b. *Climate and summer droughts at continental midlatitude*. Regional Climate Dynamics in the Mediterranean and beyond: An Earth System perspective, Aoste Summer school, Italie.

A. Laîné, G. Lapeyre, and G. Rivière, 2009. *Water vapor effect on low frequency variability and storm-tracks*. European Geophysical Society General Assembly, Vienne, Autriche.

B. L'Hévéder et L. Li, 2010. Assessment of the teleconnection between the Mediterranean climate and the global climate with a quadruple coupled model. European Meteorological Society meeting, Zurich. Suisse.

L. Oruba, G. Lapeyre and G. Rivière, 2011: *Combined effects of the deformation and nonlinearities during the crossing of a westerly jet by a surface cyclone*, Cyclone Workshop, Monterey USA.

L. Oruba, G. Lapeyre and G. Rivière, 2011, *Role of horizontal deformation and nonlinearities for the crossing of a westerly jet by a surface cyclone*, THORPEX European Regional Meeting, Karlsruhe, Allemagne.

G. Rivière, A. Lainé, and G. Lapeyre, 2009, *Rossby wave breaking and its relation with the general atmospheric circulation during the last glacial maximum in two PMIP2 ocean-atmosphere coupled models*. European Geophysical Society General Assembly, Vienne, Autriche.

M. Stéfanon, P. Drobinski, F. D'Andrea, N. de Noblet, M. Mancip and Jan Polcher, 2011. *Vegetation/atmosphere coupled processes in heat waves and droughts as simulated with the MORCE numerical platform*. 5th HYMEX Workshop, Punta Prima, Menorca, Espagne

M. Stéfanon, C. L. Brossier, P. Drobinski, S. Bastin, K. Béranger and F. D'Andrea, 2011. *Representation of heat waves and drought in MED-CORDEX-ERA Interim simulations at IPSL using WRF and MORCE models*. 5th HYMEX Workshop, Punta Prima, Menorca, Espagne

J. Vial, T. J. Osborn and L. Li, 2010, *Blocking-related extreme weather events in the LMDZ4 atmospheric model: sensitivity to model resolution*. Uncertainty in Climate Prediction: Models, Methods and Decision Support, Isaac Newton Institute for Mathematical Sciences, Cambridge, Royaume-Uni.

Publications associées à ce projet

Anav, A., F. D'Andrea, N. Viovy, and N. Vuichard, 2010. *A validation of heat and carbon fluxes from high-resolution land surface and regional models*. **Journal of Geophysical Research**, 115, G04016.

B. Deremble, G. Lapeyre, M. Ghil, 2011, *Atmospheric dynamics triggered by an oceanic SST front in a moist quasi-geostrophic model*. **Journal of Atmospheric Sciences**, en révision.

Goubanova, K., L. Li, P. Yiou, and F. Codron, 2010: *Relation between large-scale circulation and European winter temperature: Does it hold under warmer climate?*, **Journal of Climate**, 23, 3752-3759.

G. Rivière, A. Laîné, G. Lapeyre, D. Salas-Mélia, M. Kageyama, 2010. *Links between Rossby wave breaking and the North Atlantic Oscillation-Arctic Oscillation in present-day and Last Glacial Maximum climate simulations*. **Journal of Climate**, 23, 2987-3008.

A. Laîné, G. Lapeyre, G. Rivière, 2011. *A quasi-geostrophic model for moist storm-tracks* **Journal of Atmospheric Sciences**, 68, 1306-1322.

G. Rivière, A. Laîné, G. Lapeyre, D. Salas-Mélia, M. Kageyama, 2010. *Links between Rossby wave breaking and the North Atlantic Oscillation-Arctic Oscillation in present-day and Last Glacial Maximum climate simulations*. **Journal of Climate**, 23, 2987-3008.