



**HAL**  
open science

# Impacts du changement climatique sur le potentiel éolien en France: une étude de régionalisation

Julien Najac

► **To cite this version:**

Julien Najac. Impacts du changement climatique sur le potentiel éolien en France: une étude de régionalisation. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2008. Français. NNT: . tel-00365068

**HAL Id: tel-00365068**

**<https://theses.hal.science/tel-00365068>**

Submitted on 2 Mar 2009

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

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





Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*  
Discipline ou spécialité : *Physique du Climat*

---

Présentée et soutenue par *Julien NAJAC*  
Le *06 novembre 2008*

**Titre :**  
*Impacts du changement climatique  
sur le potentiel éolien en France :  
une étude de régionalisation*

---

### JURY

<i>Nicholas HALL</i>	<i>LEGOS, Université Toulouse III</i>	<i>Président</i>
<i>Sylvie PAREY</i>	<i>EDF R&amp;D, Chatou</i>	<i>Examinateur</i>
<i>Guy PLAUT</i>	<i>INLN/Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice</i>	<i>Examinateur</i>
<i>Samuel SOMOT</i>	<i>CNRM/Météo-France, Toulouse</i>	<i>Examinateur</i>
<i>Laurent TERRAY</i>	<i>CERFACS/CNRS, Toulouse</i>	<i>Directeur de thèse</i>
<i>Bertrand TIMBAL</i>	<i>CAWCR, Melbourne</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Pascal YIOU</i>	<i>LSCE/IPSL, Paris</i>	<i>Rapporteur</i>

---

**Ecole doctorale :** *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*

**Unité de recherche :** *CNRS/CERFACS*

**Directeur(s) de Thèse :** *Laurent TERRAY*

**Rapporteurs :**





Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*  
Discipline ou spécialité : *Physique du Climat*

---

Présentée et soutenue par *Julien NAJAC*  
Le *06 novembre 2008*

**Titre :**  
*Impacts du changement climatique  
sur le potentiel éolien en France :  
une étude de régionalisation*

---

### JURY

<i>Nicholas HALL</i>	<i>LEGOS, Université Toulouse III</i>	<i>Président</i>
<i>Sylvie PAREY</i>	<i>EDF R&amp;D, Chatou</i>	<i>Examinateur</i>
<i>Guy PLAUT</i>	<i>INLN/Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice</i>	<i>Examinateur</i>
<i>Samuel SOMOT</i>	<i>CNRM/Météo-France, Toulouse</i>	<i>Examinateur</i>
<i>Laurent TERRAY</i>	<i>CERFACS/CNRS, Toulouse</i>	<i>Directeur de thèse</i>
<i>Bertrand TIMBAL</i>	<i>CAWCR, Melbourne</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Pascal YIOU</i>	<i>LSCE/IPSL, Paris</i>	<i>Rapporteur</i>

---

**Ecole doctorale :** *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*

**Unité de recherche :** *CNRS/CERFACS*

**Directeur(s) de Thèse :** *Laurent TERRAY*

**Rapporteurs :**



# Remerciements

Voici venu le moment de remercier ceux qui, de près ou de loin, m'ont permis de mener à bien cette thèse.

La première personne que je tiens à remercier est Olivier Thual, qui ne m'a pas oublié lorsque je suis parti au Danemark et m'a proposé cette thèse en janvier 2005. Ensuite, je remercie évidemment Laurent Terray pour m'avoir proposé un sujet de thèse qui m'a passionné pendant trois ans et pour la confiance et la liberté qu'il m'a accordées. Merci aussi à Christophe Cassou pour sa sympathie, ses conseils et les très nombreuses discussions, scientifiques ou non, que nous avons eues. Je remercie également Sylvie Parey, Laurent Dubus et Clarisse Fil du groupe Météorologie Appliquée et Environnement Atmosphérique de EDF, pour leur gentillesse et leur confiance. Vous m'avez permis de jouir d'une véritable autonomie tout au long de ces trois années et je vous en suis très reconnaissant. Je remercie évidemment Bertrand Timbal et Pascal Yiou qui ont accepté d'être rapporteurs de ma thèse ainsi que tous les autres membres du jury : Nick Hall, Sylvie Parey, Samuel Somot et Guy Plaut. Merci Bertrand d'avoir fait le tour du monde pour me faire bénéficier de ton expérience. Enfin, je remercie EDF et le CNRS pour avoir financé ma thèse et Jean-Claude André pour m'avoir accueilli au CERFACS.

Cette thèse aurait également été bien plus laborieuse voire impossible sans la contribution de nombreuses autres personnes, dont les compétences et la disponibilité m'ont été d'une aide précieuse : Christine Lac, Jeanine Payart et Ronan Paugam quand je me suis attaqué à la bête Mésos-NH, Eric Maisonnave pour l'ensemble de son oeuvre dans le domaine du calcul scientifique, la formidable équipe du support informatique du CERFACS (Isa, Gérard, Fabrice, Patrick) dont les laboratoires du monde entier nous envient la compétence et la bonne humeur, et enfin tout le personnel administratif du CERFACS (Lydia, Chantal, Nicole, Michèle, Séverine) et notamment Isabelle et Nathalie qui ont toujours fait preuve d'une grande mansuétude lors de la préparation, toujours complexe, de mes différentes missions. Un grand merci également à tous ceux qui, de part le monde, ont participé aux développements des modèles et des jeux de données utilisés au cours de cette thèse.

Merci également à toute l'équipe Globc du CERFACS pour tous ces moments de convivialité et de gastronomie : les piliers (Olivier, Laurent, Sophie V., Philippe, Christophe, Eric, Anthony W., Thierry, Nathalie, Sophie R., Anthony T., Laure, Christian, Sébastien, Bertrand, Andréa), les disparus (Cyril, Julien, Nico, Eduardo, Emilia, Virginie, Guillaume, Joséphine, Angélique, Joaquim, les gâteaux hebdomadaires de Laure) et ceux de passage (Didier, Isabelle M., Jean-Philippe, Marie-Pierre, les nombreux stagiaires). Merci également à tous les membres de la valeureuse équipe de foot du CERFACS. J'espère que vos tibias ne garderont pas un trop mauvais souvenir de moi.

Et puis il y a une personne qui a tenu une place très particulière tout au long de ces trois années. Nous avons commencé notre thèse ensemble, dans ce grand bureau sans lumière, mais souvent trop petit pour nos batailles de papier. Nous avons parcouru ces trois années en partageant nos difficultés, nos moments de doute et nos nombreuses remises en question. Mais nous avons partagé bien plus que des moments de science... A très bientôt Marie.

Enfin, il y a ceux que l'on remercie toujours en dernier, car ils sont un peu à part. Leur contribution est souvent plus discrète, mais elle n'en est pas moins essentielle. Papa et maman, merci pour tout. Natacha, merci d'avoir entièrement relu ce manuscrit, la tâche était ardue et tes corrections orthographiques et grammaticales ont été impitoyables... et merci pour tout le reste.

# Table des matières

<b>Résumé</b>	<b>v</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 L'énergie éolienne</b>	<b>5</b>
1.1 Un peu d'histoire . . . . .	5
1.1.1 Les origines . . . . .	5
1.1.2 Le développement . . . . .	6
1.2 Un peu de physique . . . . .	7
1.2.1 La puissance éolienne disponible . . . . .	7
1.2.2 Une étude de cas . . . . .	11
1.3 Un état des lieux . . . . .	15
1.3.1 Dans le monde . . . . .	15
1.3.2 En France . . . . .	17
1.4 L'avenir proche . . . . .	18
1.4.1 Dans le monde . . . . .	18
1.4.2 En France . . . . .	20
1.5 Le contexte français . . . . .	21
1.5.1 La production d'électricité d'origine renouvelable . . . . .	21
1.5.2 Les perspectives de développement . . . . .	23
1.6 Conclusion . . . . .	25
<b>2 Vents de surface et changement climatique : état de l'art</b>	<b>27</b>
2.1 Introduction . . . . .	27
2.2 De quoi parle-t-on ? . . . . .	28
2.3 Les vents de surface observés au cours du 20 <sup>ème</sup> siècle en France . . . . .	29
2.3.1 Les données SQR . . . . .	29
2.3.2 Principaux résultats . . . . .	30
2.4 Les MCGOAs . . . . .	34
2.5 La désagrégation . . . . .	38
2.5.1 Désagrégation dynamique . . . . .	38
2.5.2 Désagrégation statistique . . . . .	40
2.5.3 Des méthodes hybrides . . . . .	46

2.6	Cadre et problématiques de nos travaux . . . . .	48
2.6.1	Contexte général . . . . .	48
2.6.2	Objectifs et organisation de la thèse . . . . .	49
<b>3</b>	<b>La circulation atmosphérique de grande échelle</b>	<b>51</b>
3.1	Introduction . . . . .	51
3.2	Les changements moyens sur l'Europe . . . . .	52
3.3	Les régimes de temps . . . . .	55
3.3.1	Définition . . . . .	57
3.3.2	Description . . . . .	58
3.3.3	Les régimes de temps dans les modèles CMIP3 . . . . .	66
	a. La période historique . . . . .	66
	b. Les projections climatiques . . . . .	71
3.4	Les types de temps . . . . .	81
3.4.1	Introduction . . . . .	81
3.4.2	Définition . . . . .	83
3.4.3	Description . . . . .	84
3.4.4	Comparaison avec les régimes de temps . . . . .	90
3.4.5	Les types de temps dans les modèles CMIP3 . . . . .	93
	a. La période historique . . . . .	93
	b. Les projections climatiques . . . . .	96
3.4.6	Conclusion . . . . .	99
	Synthèse . . . . .	103
<b>4</b>	<b>Une méthode de désagrégation statistique pour le vent à 10 m</b>	<b>105</b>
4.1	Article publié dans Climate Dynamics . . . . .	105
4.1.1	Résumé . . . . .	105
4.1.2	Article . . . . .	106
4.2	Eléments supplémentaires de validation . . . . .	127
4.2.1	Validation des prédicteurs . . . . .	127
4.2.2	L'hypothèse de stationnarité . . . . .	131
	a. Dans le monde des modèles . . . . .	131
	b. Les distances aux centroïdes . . . . .	137
	c. La variabilité interannuelle . . . . .	139
4.2.3	Validation avec les modèles CMIP3 . . . . .	141
4.3	Précisions sur les incertitudes des changements futurs . . . . .	144
	Synthèse . . . . .	149
<b>5</b>	<b>Une méthode de désagrégation statistico-dynamique pour le vent à 10 m</b>	<b>151</b>
5.1	Introduction . . . . .	151
5.2	Article soumis dans International Journal of Climatology . . . . .	152



5.2.1	Résumé . . . . .	152
5.2.2	Article . . . . .	156
5.3	Eléments supplémentaires de validation . . . . .	182
5.3.1	Les classes de vent . . . . .	182
5.3.2	L'hypothèse de stationnarité . . . . .	190
	a. Dans le monde des modèles . . . . .	190
	b. La variabilité interannuelle . . . . .	194
5.4	Précisions sur les changements futurs . . . . .	197
5.4.1	Les incertitudes . . . . .	197
5.4.2	Les classes de vent . . . . .	200
	Synthèse . . . . .	202
<b>6</b>	<b>Impacts et incertitudes</b>	<b>205</b>
6.1	Introduction . . . . .	205
6.2	Les changements moyens . . . . .	207
6.3	Les incertitudes . . . . .	214
6.4	Application au potentiel éolien . . . . .	220
6.5	Les autres sources d'incertitudes . . . . .	223
6.6	Conclusion . . . . .	225
	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>227</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>232</b>
	<b>Liste des principaux acronymes et notations</b>	<b>239</b>
	<b>Annexes</b>	<b>A</b>
	<b>A Modèles CMIP3</b>	<b>A</b>
	<b>B Désagrégation statistique</b>	<b>E</b>
	<b>C Projections climatiques</b>	<b>I</b>



# Résumé

Cette thèse se propose d'étudier l'impact du réchauffement global sur les vents de surface en France et les incertitudes associées. A l'heure actuelle, les modèles climatiques globaux ont une résolution spatiale trop faible pour pouvoir représenter correctement les vents de surface, notamment dans les zones de relief complexe. La mise en place de stratégies de régionalisation est donc nécessaire pour obtenir une information climatique à fine échelle spatiale à partir de l'information climatique simulée par les modèles globaux.

Après avoir décrit les caractéristiques principales des vents à 10 m observés au cours des trente dernières années, nous mettons en évidence l'impossibilité de reproduire correctement ces caractéristiques avec les modèles climatiques globaux. Nous étudions ensuite les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle sur l'Europe et différentes variables de surface, notamment les vents, et nous introduisons les concepts de régimes de temps et de types de temps pour les caractériser. En particulier, nous nous intéressons aux modifications de la circulation atmosphérique de grande échelle dans le futur et à l'impact de ces modifications sur les variables locales. Forts de ces conclusions, nous proposons deux stratégies de régionalisation différentes. La première est une méthode statistique basée sur une décomposition en types de temps et permet de reconstruire des séries journalières de vent. La deuxième est une méthode hybride statistico-dynamique. Elle est basée sur la même décomposition en types de temps mais fait appel à une modélisation méso-échelle avec un modèle atmosphérique pour reconstruire les distributions statistiques du vent à haute résolution sur la France. Ces deux méthodes, ainsi que leurs hypothèses, font l'objet d'une validation approfondie.

Ces deux méthodes, ainsi que deux autres méthodes plus classiques de régionalisation statistique, sont ensuite appliquées aux projections climatiques d'un ensemble de modèles climatiques globaux réalisées dans le cadre du 4<sup>ème</sup> rapport du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat. Un ensemble de projections climatiques régionales issues des modèles régionaux du projet ENSEMBLES est également utilisé. Cet ensemble conséquent de projections climatiques nous permet d'étudier les changements du vent à 10 m à l'horizon 2050. Nous montrons que certains changements sont robustes avec, en hiver, une augmentation de la vitesse du vent dans le nord de la France et une diminution dans le sud, et en été une diminution sur toute la France. Cependant ces changements sont de faible amplitude et les incertitudes sont importantes. Finalement, une évaluation des différentes sources d'incertitude (modèles climatiques, méthodes de régionalisation) est effectuée.



# Introduction

En quelques années, la problématique de l'énergie est devenue un enjeu majeur des politiques de la majorité des Etats de la planète. Ce résultat est la conjonction de différents évènements, plus ou moins récents, mais souvent liés : les tensions géopolitiques dans les pays exportateurs de matières premières sources d'énergie et dans leurs pays limitrophes, l'épuisement progressif des sources d'énergie fossiles, la prise de conscience collective de la problématique du réchauffement climatique et de l'obligation de limiter nos préoccupantes émissions de gaz à effet de serre, et les questions plus générales de préservation de l'environnement. Dans ce cadre, des intérêts divergents se heurtent, les solutions miracles n'existant que dans la bouche des convaincus. Après être tombée dans l'oubli suite à la révolution industrielle, l'énergie éolienne est ainsi redevenue une énergie séduisante. Les éoliennes n'émettent pas de CO<sub>2</sub> (mis à part pour leur construction et leur installation), elles sont techniquement simples, elles permettent une production d'énergie décentralisée et elles assurent une indépendance énergétique. Elles sont ainsi devenues un symbole du développement durable. Les chantres de l'écologie en ont fait leur étendard, les industriels la caution médiatique de leurs récentes vertus environnementales, et les experts de la communication un leitmotiv de leurs campagnes publicitaires. Pourtant, l'énergie éolienne ne fait pas l'unanimité. Ses détracteurs l'accusent d'être inadaptée à la gloutonnerie énergétique de nos sociétés, de présenter un caractère aléatoire ingérable, de défigurer les paysages, de causer des nuisances sonores, d'être responsable de la mort d'oiseaux et autres chauves-souris. L'énergie éolienne et l'énergie nucléaire ont ainsi ceci de commun qu'elles suscitent de vifs débats. En France, le formidable développement actuel de l'énergie éolienne est donc controversé, et le système des obligations d'achat de l'électricité éolienne suscite des interrogations. Ce développement est-il le résultat d'une politique énergétique maîtrisée, ou bien le signe d'une providentielle source de profits assurés par la collectivité ? Au-delà de ces questions, où se mêlent les certitudes du café du commerce et les avis implacables mais discordants d'experts scientifiques, une interrogation surgit : y aura-t-il du vent demain ? Cette question, qui hante habituellement les nuits des véliplanchistes, se pose naturellement à court terme et localement lorsqu'un projet de construction de parc éolien est en cours. Mais elle se pose également à une échelle plus étendue, celle d'un pays voir d'un continent, et plus lointaine, celle de la décennie voir du demi-siècle, lorsqu'il s'agit de définir des perspectives de développement pour l'énergie éolienne : en effet, il ne serait pas raisonnable d'investir dans une source d'énergie dont l'essence même viendrait à disparaître dans un avenir proche. Or cette question prend tout son sens dans

le contexte du réchauffement climatique. En effet, depuis plus d'un siècle, les activités humaines altèrent profondément la composition chimique de l'atmosphère terrestre par le rejet croissant de gaz à effet de serre, tels que le dioxyde de carbone, le méthane, l'oxyde nitreux ou les halocarbures, et de particules, telles que les aérosols sulfatés. Les gaz à effet de serre sont en train de renforcer l'effet de serre naturel de l'atmosphère terrestre et d'en modifier inéluctablement le climat. Parmi les différents impacts du réchauffement climatique, ceux affectant les températures de surface et le cycle de l'eau ont été et sont les plus étudiés. Cependant, comme nous venons de le voir, étudier les impacts sur les vents de surface revêt un intérêt fondamental dans le cadre de la politique énergétique d'un pays. Mais l'intérêt d'une telle étude est bien plus large. En effet, la circulation océanique, les échanges de chaleur entre les océans et l'atmosphère, et entre le sol et l'atmosphère sont autant de phénomènes présentant une grande sensibilité aux modifications des vents de surface. Enfin, estimer l'évolution des événements de vent fort présente un intérêt capital pour le dimensionnement des bâtiments et des ouvrages d'art.

Toute la difficulté de l'estimation des impacts du réchauffement climatique sur les vents de surface réside dans l'inadéquation des échelles spatiales mises en jeu. En effet, à l'heure actuelle, les modèles climatiques ne peuvent fournir que des projections climatiques à une échelle spatiale relativement grossière, loin de l'échelle spatiale d'intérêt pour les applications dont nous avons parlées. Des méthodes doivent donc être développées pour faire le lien entre ces échelles. Il s'agit de la problématique de la régionalisation, également appelée descente d'échelle ou désagrégation. Une autre étape, peut-être la plus délicate, certainement la plus importante, consiste à identifier et à quantifier les incertitudes associées aux estimations réalisées. Les incertitudes sont consubstantielles à chaque étape du processus de régionalisation, de la définition des scénarios d'émissions anthropiques aux méthodes de régionalisation, en passant par les scénarios de concentrations en gaz à effet de serre et en aérosols, et les modèles climatiques. De notre capacité à considérer chaque résultat à l'aune de ses incertitudes et à les communiquer en conséquence dépend la crédibilité des résultats et la condition de leur exploitation par les décideurs.

Fort de ce constat, cette thèse se propose d'être une tentative modeste visant à déterminer les impacts du réchauffement global sur les vents de surface en France. Ce mémoire de thèse est composé de six chapitres, les quatre derniers chapitres constituant chacun une étape clef du processus de descente d'échelle du climat global au climat local.

- Nous introduirons au premier chapitre des aspects historiques, techniques, économiques et politiques de l'énergie éolienne afin d'appréhender le contexte général de cette thèse.
- Dans le deuxième chapitre, nous décrirons certaines caractéristiques essentielles des vents de surface en France au cours des trente dernières années. Puis nous présenterons la problématique de la régionalisation et ferons une revue des principaux

travaux portant sur l'évolution des vents de surface dans un climat perturbé par les émissions anthropiques.

- Le troisième chapitre sera la première étape de notre processus de descente d'échelle du climat global au climat local. Il sera consacré à l'étude des impacts du réchauffement global sur la circulation atmosphérique de grande échelle en Europe et à la caractérisation de ses liens avec différentes variables de surface, notamment les vents.
- Une première méthode de régionalisation sera présentée au quatrième chapitre. Nous insisterons sur sa validation et la validation de ses hypothèses. Son application avec un ensemble de modèles climatiques permettra une première estimation des changements des vents de surface ainsi qu'une évaluation de différentes sources d'incertitudes.
- Une deuxième méthode de régionalisation sera décrite au cinquième chapitre. Nous insisterons également sur sa validation et la validation de ses hypothèses. Un ensemble de modèles climatiques sera utilisé pour estimer les changements de vents de surface. Les incertitudes de cette méthode et la similarité des résultats avec ceux du quatrième chapitre seront discutées.
- Le sixième chapitre sera consacré à l'étude des incertitudes associées aux projections climatiques régionales. Nous utiliserons un ensemble de projections climatiques pour déterminer un intervalle de confiance pour les changements des vents de surface. Les conséquences de ces changements pour la ressource éolienne seront finalement abordées.

Enfin, la conclusion générale synthétisera les principaux résultats de cette thèse, s'attachera à décrire ses limitations et esquissera quelques perspectives de travail.





# Chapitre 1

## L'énergie éolienne

Ce premier chapitre a pour objectif de présenter différents aspects de l'énergie éolienne. Il s'agit d'introduire des éléments historiques et techniques permettant de mieux appréhender le contexte général de cette thèse. Nous allons ainsi mettre en perspective certaines données techniques et économiques concernant l'énergie éolienne en France et dans le monde.

### 1.1 Un peu d'histoire

#### 1.1.1 Les origines

Il est de coutume de commencer une définition par un peu d'étymologie. Nous ne dérogerons pas à cette règle. L'énergie éolienne tire son nom du dieu grec *Aiolos*, Eole en latin. Dans la mythologie grecque et romaine, Eole vivait sur l'archipel des îles éoliennes et était le gardien des vents. Plusieurs récits font référence à ces pouvoirs. Dans l'*Odyssée*, Homère raconte par exemple qu'Ulysse et ses compagnons, de retour de la guerre de Troie, firent un jour escale sur une des îles éoliennes. Eole les accueillit avec affabilité et le jour de leur départ leur fit présent d'un vent modéré qui porterait leurs navires chez eux. Il leur offrit également un sac dans lequel il avait enfermé des vents contraires et tempétueux. Malheureusement, après plusieurs jours de navigation un membre de l'équipage d'Ulysse ne résista pas à la tentation d'ouvrir le précieux sac : les vents s'échappèrent et les bateaux d'Ulysse furent pris dans une violente tempête. Un autre épisode est décrit par Virgile dans l'*Enéide*. Junon, souhaitant mettre fin aux aventures d'Enée et ses compagnons s'adressa à Eole alors que ceux-ci naviguaient au large de la Sicile : "*Éole, puisque le père des dieux et le roi des hommes t'accorda d'apaiser les flots ou de les soulever à l'aide du vent, une race qui m'est odieuse vogue sur la mer Tyrrhénienne [...] Déchaîne la violence des vents, submerge et engloutis leurs bateaux, ou disperse-les et parsème leurs cadavres sur la mer*". Eole s'exécuta et une violente tempête s'abattit sur les bateaux d'Enée. Ils ne furent sauvés que par l'intervention bienveillante de Neptune.



FIG. 1.1: *Junon et Eole*, Eugène Delacroix, 1862, Musée d'Art de Sao Paulo

### 1.1.2 Le développement

L'utilisation de la force du vent comme source d'énergie a commencé avec la navigation à la voile. Il y a environ 5000 ans, les égyptiens utilisaient les premiers bateaux à voile pour transporter des marchandises sur le Nil. Il fallut ensuite attendre le début de notre ère pour que le vent soit utilisé dans un autre domaine que celui de la navigation : les Perses construisirent des roues à aube qui, entraînées par le vent, permettaient de moulinier du grain. Puis apparurent en Chine des moulins à vents utilisés pour pomper de l'eau. Ce n'est qu'au XII<sup>ème</sup> siècle, que l'utilisation des moulins à vent se développa en Europe. Ils furent alors utilisés pour moulinier du grain et des pigments, pomper de l'eau, scier du bois... A cette époque, le moulin à vent représentait pour les paysans un outil d'émancipation vis à vis des seigneurs : l'utilisation de l'eau des rivières faisant l'objet de taxes, la transformation des moulins à eau en moulin en vent permettaient aux paysans de s'exonérer de ces charges. Au cours des siècles qui suivirent, l'amélioration et la complexification des mécanismes des moulins à vent en firent des instruments essentiels et célèbres du développement humain dans certaines régions du monde : assèchement des polders en Hollande, puits d'eau dans l'Ouest américain... On estime ainsi que 20 000 moulins à vent étaient en activité en France à la fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle. Enfin en 1888, Charles Brush, un scientifique et homme d'affaire américain, construisit la première éolienne produisant de l'électricité. Elle avait un diamètre de 17 mètres, était composée de 144 pales et fournissait une puissance de 12 kW (Figure 1.2).

Depuis 5000 ans, l'utilisation du vent comme source d'énergie reste confrontée au même problème : comment faire face à la grande variabilité du vent de la façon la plus efficace ? Dans le domaine de la navigation à la voile, des techniques permettant de modifier la forme, la taille et le nombre des voiles furent mises au point ; dans le domaine des moulins à vent, des mécanismes permettant de modifier la surface et l'inclinaison des pales et de les orienter vers le vent furent développés.

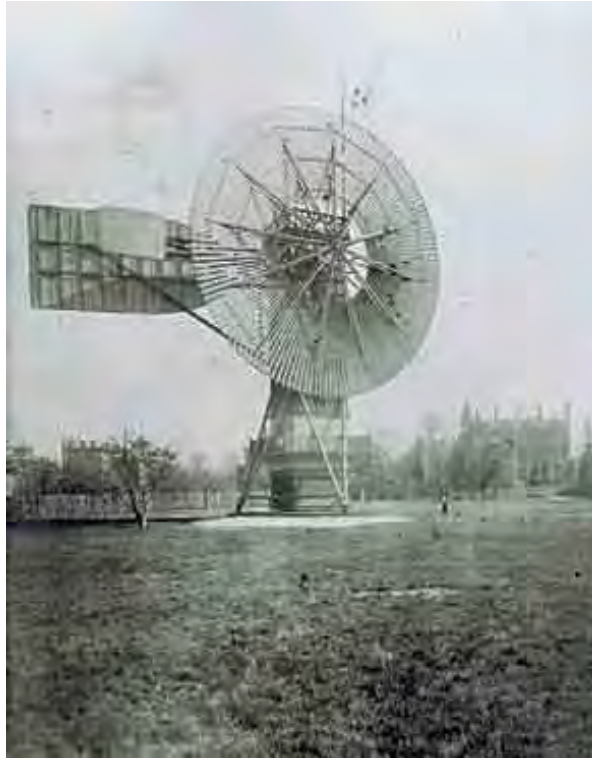


FIG. 1.2: *Eolienne développée par Charles Brush en 1888*

## 1.2 Un peu de physique

### 1.2.1 La puissance éolienne disponible

Une éolienne (ou aérogénérateur) est un dispositif mécanique destiné à convertir l'énergie du vent en électricité. Il existe des éoliennes à axe horizontal (leur axe de transmission est parallèle au sol) ou à axe vertical (beaucoup plus rare). En général, une éolienne est composée de trois éléments principaux (Figure 1.3) :

1. un rotor, constitué de pales (le diamètre est généralement compris entre 40 et 120 mètres)
2. un mât (ou tour) auquel est fixé le rotor
3. une génératrice, qui transforme l'énergie mécanique en énergie électrique

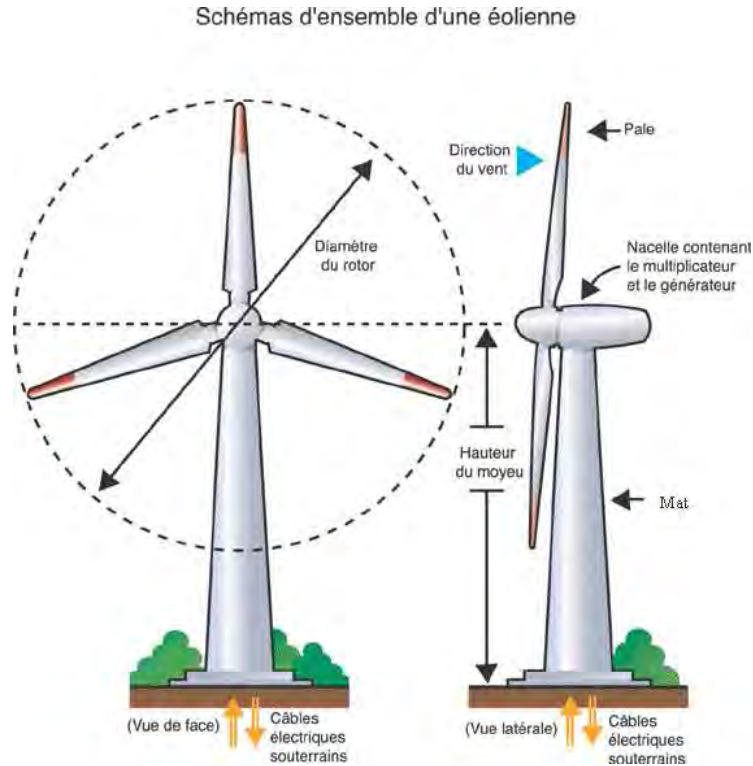


FIG. 1.3: Schéma d'une éolienne à axe horizontal

Il existe des éoliennes de forte puissance (entre 500 kW et 5 MW) destinées à alimenter le réseau électrique, mais aussi de plus petites éoliennes (entre 1 et 100 kW) susceptibles d'alimenter en électricité une maison ou un village isolé. La durée de vie d'une éolienne est d'environ 20 ans.

Trois facteurs déterminent l'énergie disponible pour une éolienne : la vitesse du vent, la densité de l'air et la surface balayée par les pales. En effet l'énergie cinétique du vent par unité de volume est :

$$Ec = \frac{1}{2}\rho u^2 \quad (1.1)$$

où  $\rho$  est la masse volumique de l'air et  $u$  la vitesse du vent. Le volume d'air qui traverse la zone balayée par les pales du rotor par unité de temps (débit volumique) est :

$$D = uA_0 = u\pi r^2 \quad (1.2)$$

où  $A_0$  est la surface balayée par les pales et  $r$  est la longueur des pales. Ainsi la puissance disponible (énergie par unité de temps) est :

$$P = Ec \times D = \frac{1}{2}\rho\pi r^2 u^3 \quad (1.3)$$

On remarque ainsi que la puissance disponible varie avec le cube de la vitesse, le carré de la longueur des pales et la masse volumique de l'air.

En ce qui concerne la masse volumique de l'air, elle est de  $1.225 \text{ kg.m}^{-3}$  à une pression atmosphérique normale (1013 hPa) et une température de  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Cependant, la densité de l'air diminue un peu lorsque l'humidité de l'air augmente. De même, l'air froid est plus dense que l'air chaud, tout comme la densité de l'air est plus faible à des altitudes élevées à cause de la pression atmosphérique plus basse qui y règne. A titre d'exemple, la puissance disponible augmente d'environ 5% quand la température passe de  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  à  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Cependant, toute la puissance disponible ne peut pas être transformée en puissance mécanique par l'éolienne. Ainsi, en 1919 Albert Betz démontre [Wind Energie, 1926] que la puissance théorique maximale récupérable par une éolienne est égale à  $16/27$  de la puissance incidente du vent qui "traverse" l'éolienne. Ce résultat est connu sous le nom de *loi de Betz*. Nous allons suivre sa démonstration en considérant une veine d'air telle que la section au niveau de l'éolienne est égale à la surface balayée par les pales (Figure 1.4). Les hypothèses sont celles d'un fluide parfait (pas de frottement) incompressible en régime permanent. Par conservation de la masse, le débit massique d'air ( $\dot{m}$ ) le long de la

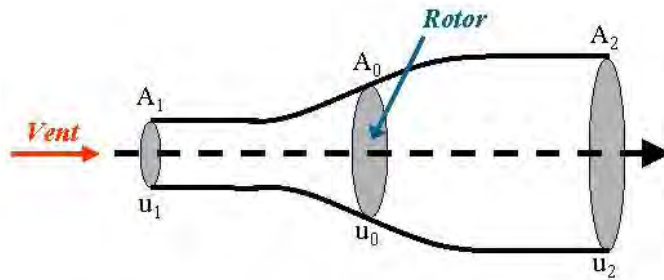


FIG. 1.4: Veine d'air traversant la zone balayée par les pales d'une éolienne. Les indices 1, 0 et 2 indiquent respectivement un point éloigné à l'amont de l'éolienne, la zone balayée par les pales de l'éolienne et un point éloigné à l'aval de l'éolienne.  $u$  est la vitesse du vent et  $A$  la section de la veine d'air.

veine d'air est constant :

$$\dot{m} = \rho u_1 A_1 = \rho u_0 A_0 = \rho u_2 A_2 \quad (1.4)$$

Comme  $u_1 > u_2$ , on a bien  $A_1 < A_2$ . La puissance extraite par l'éolienne est :

$$P_u = P_1 - P_2 = \frac{1}{2} \rho (A_1 u_1^3 - A_2 u_2^3) \quad (1.5)$$

en utilisant l'équation 1.4 et en faisant l'hypothèse que  $u_0 = \frac{u_1 + u_2}{2}$ , on a :

$$P_u = \frac{1}{2} \rho A_0 u_0 (u_1^2 - u_2^2) = \frac{1}{4} \rho A_0 (u_1 + u_2) (u_1^2 - u_2^2) \quad (1.6)$$

En divisant (1.6) par la puissance totale disponible, on fait alors apparaître le coefficient de puissance :

$$C_P = \frac{P_u}{\frac{1}{2} \rho A_0 u_1^3} = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{u_2}{u_1} \right] \left[ 1 - \left( \frac{u_2}{u_1} \right)^2 \right] \quad (1.7)$$

Le coefficient de puissance représente la fraction de la puissance totale du vent disponible qui est réellement extraite par l'éolienne. En notant,  $a = u_2/u_1$ , on a :

$$C_P = \frac{1}{2}(1+a)(1-a^2) \quad (1.8)$$

On voit que  $C_P$  admet un maximum (Figure 1.5). En dérivant  $C_P$  par rapport à  $a$ , il suffit

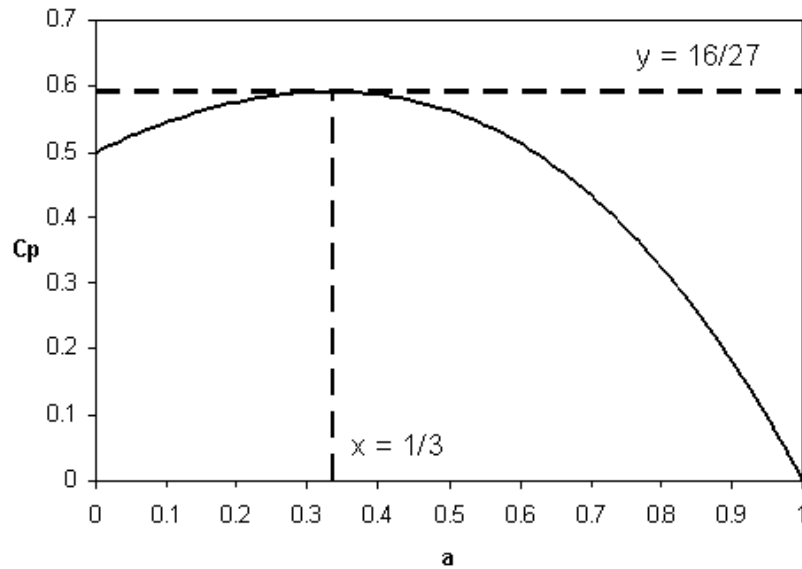


FIG. 1.5: Evolution de  $C_P$  en fonction de  $a$

de résoudre une équation du second degré pour déterminer la valeur de  $a$  qui correspond au maximum du coefficient de puissance :

$$\frac{dC_P}{da} = 0 \Leftrightarrow -3a^2 - 2a + 1 = 0 \quad (1.9)$$

Cette équation admet pour seule racine positive  $a = 1/3$ . On a alors  $C_P = 16/27$ . Ainsi, quelque soit la géométrie de l'éolienne, la puissance maximale que l'éolienne peut théoriquement extraire est égale à environ 60% de la puissance disponible.

L'hypothèse  $u_0 = \frac{u_1+u_2}{2}$  introduite par Albert Betz peut également être démontrée. En considérant un fluide parfait incompressible en régime permanent, on peut appliquer le théorème de Bernoulli le long d'une ligne de courant :

$$p + \rho gz + \frac{1}{2}\rho u^2 = Cte \quad (1.10)$$

où  $p$  est la pression de l'air et  $z$  l'altitude. Ce théorème traduit la conservation de l'énergie mécanique le long d'une ligne de courant. En appliquant ce théorème entre le point  $A_1$  et

un point à l'amont immédiat de l'éolienne noté  $0^+$ , et entre un point à l'aval immédiat de l'éolienne noté  $0^-$  et le point  $A_2$ , on obtient deux équations :

$$p_1 + \rho g z_1 + \frac{1}{2} \rho u_1^2 = p_{0^+} + \rho g z_{0^+} + \frac{1}{2} \rho u_{0^+}^2 \quad (1.11)$$

$$p_2 + \rho g z_2 + \frac{1}{2} \rho u_2^2 = p_{0^-} + \rho g z_{0^-} + \frac{1}{2} \rho u_{0^-}^2 \quad (1.12)$$

Le théorème de Bernoulli doit être appliqué séparément avant et après l'éolienne. En effet, au niveau du rotor de l'éolienne il y a conversion d'une partie de l'énergie cinétique du vent en énergie mécanique du rotor : il n'y a donc pas conservation de l'énergie mécanique du vent au passage de l'éolienne. Cette discontinuité se traduit par une chute brutale de la pression de l'air à l'aval de l'éolienne. Par contre, la conservation de la masse est toujours valide, le débit massique reste donc constant au passage de l'éolienne et on a  $u_{0^+} = u_{0^-}$ . De plus, les points 1 et 2 étant situés suffisamment loin de l'éolienne, on a  $p_1 = p_2 = p_{atm}$  (pression atmosphérique). En soustrayant les deux équations précédentes et en négligeant les termes liés aux variations de pression hydrostatique  $\rho g z$  on a alors :

$$(p_{0^+} - p_{0^-}) = \frac{1}{2} \rho (u_1^2 - u_2^2) \quad (1.13)$$

Un bilan de quantité de mouvement permet de déterminer l'action de l'air sur l'éolienne  $F$  :

$$F = \dot{m} u_1 - \dot{m} u_2 = \rho A_0 u_0 (u_1 - u_2) \quad (1.14)$$

Or cette force peut être reliée à la différence de pression entre le point  $0^+$  et le point  $0^-$  :

$$F = \rho A_0 u_0 (u_1 - u_2) = (p_{0^+} - p_{0^-}) A_0 \quad (1.15)$$

En combinant cette équation avec l'équation 1.13, on en déduit finalement :

$$u_0 = \frac{1}{2} \frac{(u_1^2 - u_2^2)}{(u_1 - u_2)} = \frac{1}{2} (u_1 + u_2) \quad (1.16)$$

### 1.2.2 Une étude de cas

En réalité la puissance en sortie d'une éolienne est inférieure à la puissance maximale théorique. En effet plusieurs étapes dans le processus de conversion de l'énergie sont à l'origine de pertes, par exemple au niveau du rotor ou de la génératrice. En particulier, les frottements au niveau du rotor (qui n'ont pas été pris en compte dans l'étude précédente) sont responsables d'une diminution du rendement. Ainsi le coefficient de puissance réel dépasse rarement les 50%. En pratique, des courbes de puissance sont tracées pour chaque type d'éolienne à partir de mesures sur le terrain : pour différentes vitesses de vent, on mesure la puissance électrique en sortie de l'éolienne. Un exemple de courbe de puissance est présenté sur la Figure 1.6. En général, les éoliennes sont conçues pour démarrer à des vitesses de vent comprises entre 3 et 5 m/s (11 et 18 km/h). On appelle cette vitesse la

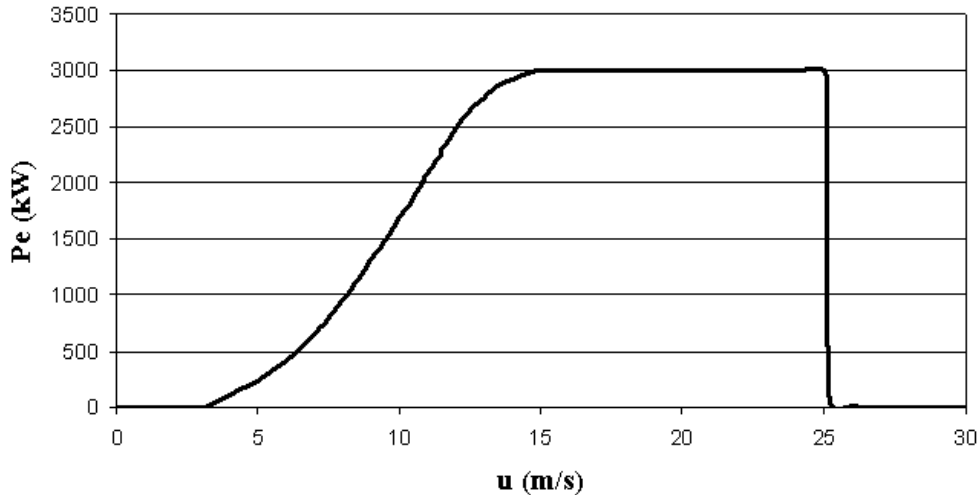


FIG. 1.6: Evolution de la puissance électrique en sortie d'une éolienne Vestas V90 en fonction de la vitesse du vent

vitesse de démarrage. De plus, pour des raisons de sécurité, les éoliennes sont généralement programmées pour s'arrêter automatiquement lorsque la vitesse du vent dépasse 25 m/s (90 km/h) (au-delà de cette vitesse, les contraintes mécaniques exercées sur les structures de l'éolienne deviennent trop importantes). Cette vitesse est appelée vitesse de coupure. Sur la Figure 1.6, la vitesse de démarrage est de 4 m/s et la vitesse de coupure de 25 m/s.

On peut ensuite tracer l'évolution du coefficient de puissance  $C_P$  en fonction de la vitesse du vent, en divisant la puissance électrique en sortie de l'éolienne par la puissance totale disponible (voir Equation 1.7). On obtient ainsi la courbe présentée sur la Figure 1.7. Pour une éolienne Vestas V90, le coefficient de puissance est maximum (environ 50%) pour une vitesse de vent d'environ 5.3 m/s. Cela signifie que cette éolienne a été conçue de telle sorte que l'efficacité mécanique soit maximum pour cette vitesse de vent. Il s'agit d'un compromis. En effet, il faut que le rendement de l'éolienne soit le plus élevé possible pour des régimes de vent fréquents (cette caractéristique dépendant du lieu d'emplacement de l'éolienne) sans pour autant sacrifier les régimes de fonctionnement par vents forts pour lesquels la puissance disponible est la plus élevée (puissance électrique en sortie de l'éolienne variant avec le cube de la vitesse du vent, voir Figure 1.6). Par contre, le rendement de l'éolienne pour les vents faibles n'est pas primordial, étant donné que l'énergie récupérable est alors faible. Pour un site donné, la connaissance de la distribution statistique de la vitesse du vent est donc fondamentale pour déterminer le type d'éolienne le plus approprié : la courbe de puissance de l'éolienne doit être adaptée aux conditions de vent du site.

Pour déterminer la puissance électrique moyenne que peut fournir une éolienne il faut donc prendre en compte la courbe de puissance de l'éolienne en question (Figure 1.6) ainsi que la distribution statistique de la vitesse du vent à l'endroit où l'éolienne sera installée. A titre d'exemple, nous étudions les cas d'une éolienne Vestas V90 - 3 MW qui serait



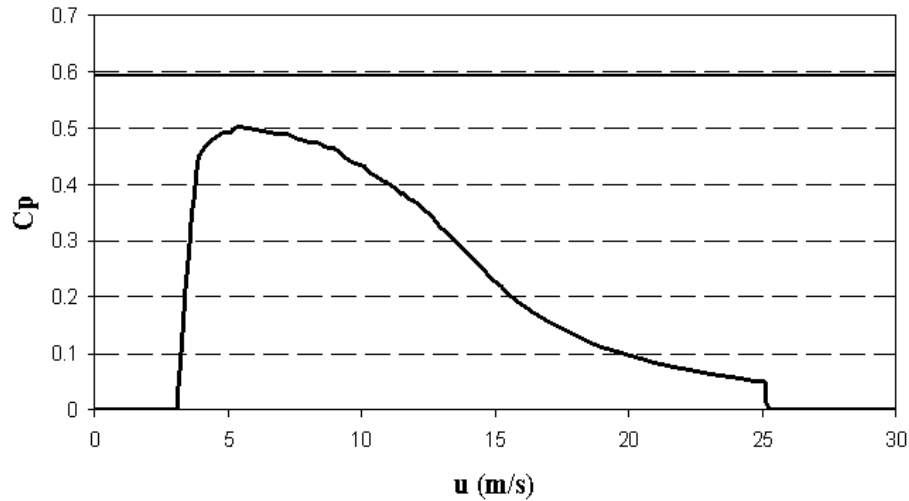


FIG. 1.7: Evolution du coefficient de puissance d'une éolienne Vestas V90 en fonction de la vitesse du vent

installée à proximité de la station météorologique de Boulogne-sur-Mer. Cette éolienne a une puissance nominale (puissance maximale que l'éolienne peut fournir) de 3 MW. Des mesures de la vitesse du vent réalisées sur la période 1974-2002 permettent de tracer la fonction de densité de probabilité de la vitesse du vent (Figure 1.8). L'aire sous la courbe est égale à 1. On peut alors calculer la distribution de puissance en multipliant la puissance

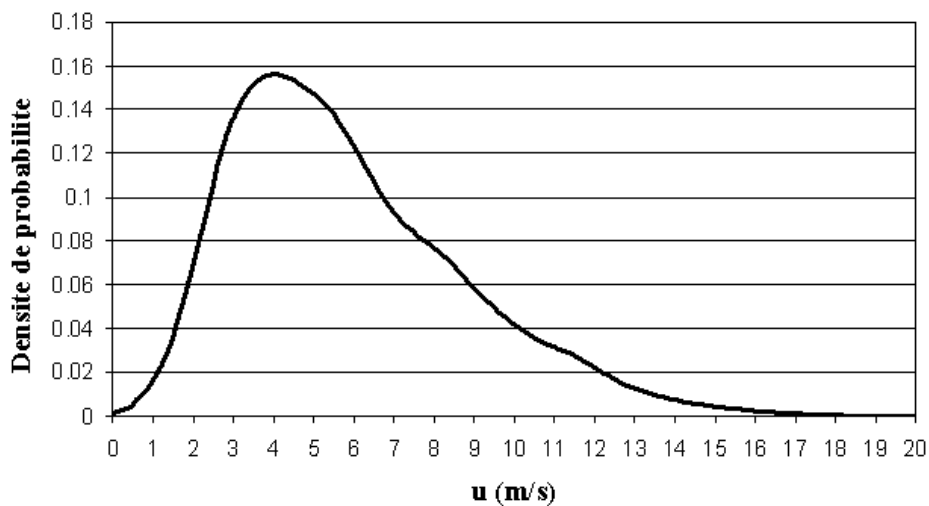


FIG. 1.8: Distribution de la vitesse du vent à 80m à la station météorologique de Boulogne (Données SQR Météo-France).

électrique en sortie de l'éolienne (Figure 1.6) par la probabilité d'occurrence de la vitesse du vent associée (Figure 1.8). Les courbes présentées sur la Figure 1.9 sont obtenues en

utilisant les données fournies par le constructeur de l'éolienne *Vestas V90* :

- la surface balayée par les pales est égale à  $6362 \text{ m}^2$  (pales de 45 m)
- le rotor est à une hauteur de 80m

De plus on suppose que la densité de l'air est égale à  $1.225 \text{ kg.m}^{-3}$ . L'aire sous la courbe grise est égale à la puissance mécanique moyenne disponible, celle sous la courbe verte à la puissance maximale théorique récupérable d'après la loi de Betz (on multiplie la puissance mécanique disponible par  $16/27$ ), celle sous la courbe orange à la puissance moyenne électrique en sortie de l'éolienne. En comparant les Figures 1.9 et 1.8, on peut

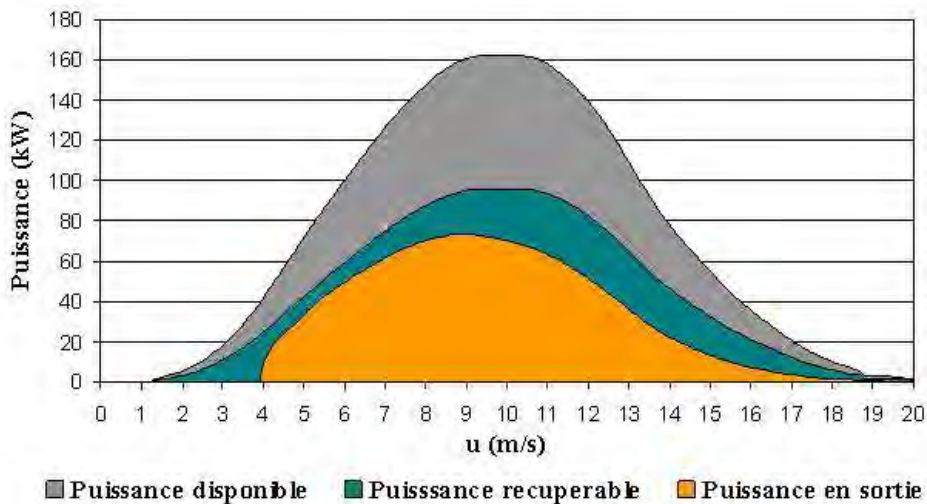


FIG. 1.9: Puissance mécanique totale disponible (en gris), puissance mécanique maximale récupérable selon la loi de Betz (en vert) et puissance électrique en sortie de l'éolienne (en orange), dans le cas d'une éolienne *Vestas V90* installée à Boulogne.

remarquer le décalage des distributions de puissance vers les vents forts (la puissance est en effet proportionnelle au cube de la vitesse). On calcule ainsi que la puissance moyenne disponible pour cette éolienne à cet emplacement est de 1444 kW et la puissance électrique moyenne en sortie de l'éolienne est de 575 kW, soit un rapport de 2.5 environ. Pour calculer la production électrique annuelle moyenne de cette éolienne il suffit alors de multiplier 575 kW par le nombre d'heures de fonctionnement de l'éolienne sur une année. En moyenne, une éolienne est en service 75% du temps, c'est-à-dire pendant environ 6600 h par an. Cela signifie que pendant 25% du temps, elle est hors service pour des raisons de maintenance, les heures de non fonctionnement pour des raisons météorologiques (vent inférieur à la vitesse de démarrage ou vent supérieur à la vitesse de coupure) étant déjà prises en compte dans le calcul de la puissance électrique moyenne en sortie de l'éolienne (Figure 1.6). On obtient ainsi une production électrique annuelle de 3.8 GWh en moyenne pour une éolienne *Vestas V90* installée à Boulogne-sur-Mer. On peut alors calculer le facteur de charge, un paramètre couramment utilisé pour caractériser le rendement d'une éolienne pour un lieu donné. Le facteur de charge est défini sur une période donnée comme

étant le rapport entre la production effective et la capacité maximale de production sur cette période (égale au produit de la puissance nominale installée par la durée considérée). Autrement dit, le facteur de charge est égal au rapport du nombre d'heures équivalentes de fonctionnement à puissance nominale sur le nombre d'heures totales pendant la période considérée. Dans notre cas d'étude, la puissance nominale de l'éolienne est de 3 MW. La production électrique annuelle moyenne de cette éolienne correspond donc à environ 1260 heures de fonctionnement à la puissance nominale (soit environ 52 jours par an). Le facteur de charge est ainsi de 14 %. Cette valeur est nettement inférieure à la moyenne de 2100 heures généralement constatée en France (facteur de charge de 24 %). Cet écart provient de la distribution statistique de la vitesse du vent que nous avons utilisée. En effet, cette distribution a été calculée à partir de moyennes journalières (Figure 1.8), alors que la courbe de puissance de l'éolienne a été calculée à partir de mesures instantanées (ou moyennées sur des périodes de quelques secondes) (Figure 1.6). Cela nous a conduit à sous-estimer la densité de probabilité des vents forts et donc la production électrique annuelle moyenne de cette éolienne, qui, rappelons-le, n'est pas une fonction linéaire de la vitesse du vent mais varie avec le cube de la vitesse.

## 1.3 Un état des lieux

Dans les sections suivantes et sauf mention particulière, tous les chiffres donnés sont issus d'études réalisées par les organismes suivants :

- ADEME (Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie)
- DGEMP (Direction Générale de l'Energie et des Matières Premières)
- SER (Syndicat des Energies Renouvelables)
- RTE (Gestionnaire du Réseau de Transport de l'Electricité)
- IEA (International Energy Agency)
- GWEC (Global Wind Energy Council)
- EWEA (European Wind Energy Association)
- WEC (World Energy Council)
- REN21 (Renewable Energy policy Network for the 21st century)
- EUROSTAT (Statistical Office of the European Communities)

### 1.3.1 Dans le monde

La puissance éolienne totale installée fin 2007 dans le monde est de 94 GW (somme des puissances nominales de toutes les éoliennes installées). A titre de comparaison, la puissance totale installée est de 770 GW pour l'hydroélectrique, 370 GW pour le nucléaire et 7.8 GW pour le solaire photovoltaïque. Depuis 10 ans, la croissance annuelle moyenne de la puissance éolienne mondiale est de 28 % environ (Figure 1.10). Les Etats-Unis, l'Espagne, la Chine, l'Inde, l'Allemagne, la France et l'Italie sont les pays qui ont connu la plus forte augmentation en 2007. Les 5 premiers pays en terme de puissance éolienne

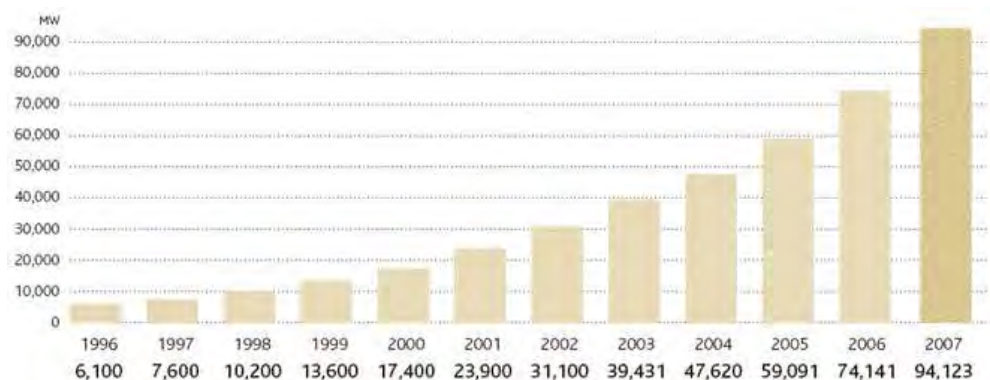


FIG. 1.10: Evolution de la puissance éolienne mondiale entre 1996 et 2007 en MW [d'après GWEC 2007]

installée fin 2007 sont l'Allemagne (22 247 MW), les Etats-Unis (16 818 MW), l'Espagne (15 145 MW), l'Inde (8 000 MW) et la Chine (6 050 MW). Cependant, si la puissance éolienne installée est rapportée à la population du pays, le Danemark se détache largement, suivi de l'Espagne et l'Allemagne (Figure 1.11). Le Danemark produit ainsi 21.3 % de sa

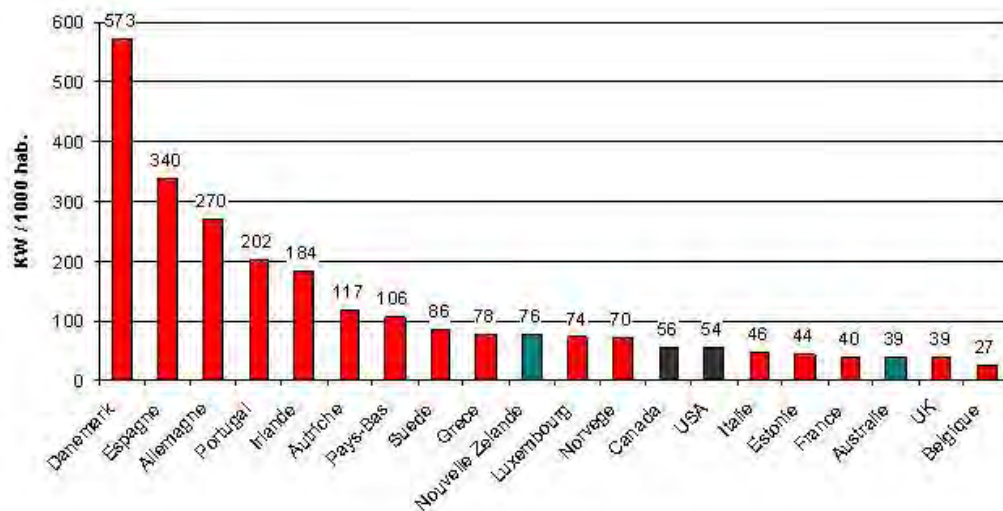


FIG. 1.11: Puissance éolienne installée pour 1000 habitants en 2007 pour les vingt premiers pays [d'après GWEC 2007 et INED 2007]

consommation d'électricité avec l'éolien, l'Espagne 11.8 %, le Portugal 9.3 %, l'Irlande 8.4 % et l'Allemagne 7.0 %. A l'échelle mondiale, l'énergie éolienne permet de produire environ 1 % de la consommation d'électricité (environ 15 % pour le nucléaire, 16 % pour l'hydraulique et 40 % pour le charbon).

### 1.3.2 En France

En France, la première éolienne raccordée au réseau électrique a été mise en service à Dunkerque en 1990. Le développement de l'énergie éolienne en France a été tardif comparé à d'autres pays de l'Union Européenne (Danemark, Allemagne, Espagne) mais a connu un boom au début des années 2000 avec un taux de croissance annuel moyen de la puissance éolienne installée de 75% entre 2003 et 2007. Fin 2007, la France totalise ainsi 2454 MW de puissance installée (8ème rang mondial et 5ème rang dans l'Union européenne). Cela représente environ 2 000 éoliennes, réparties sur 340 parcs éoliens. La filière éolienne s'est développée dans les zones côtières ventées (Languedoc-Roussillon, Bretagne, Picardie) mais aussi dans des zones éloignées du littoral mais présentant des conditions d'implantation favorables (Centre, Champagne-Ardenne, Lorraine) (Figure 1.12). La puis-

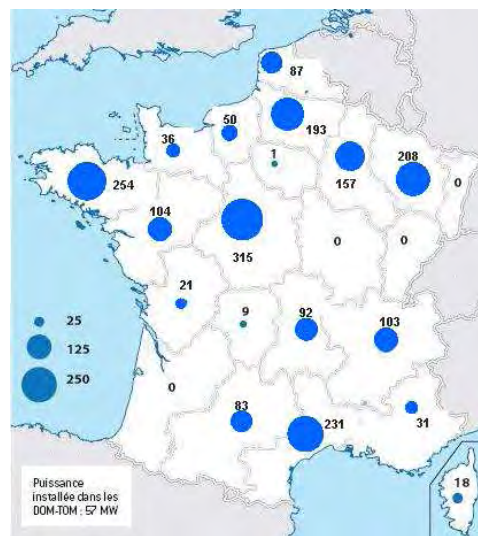


FIG. 1.12: Répartition de la puissance éolienne installée dans les régions françaises au 1er septembre 2007 [d'après SER 2007]

sance moyenne des éoliennes installées en 2007 est de 1.7 MW (contre 0.5 MW en 2000). Le plus grand parc éolien, inauguré le 16 février 2008, se trouve sur le canton de Fruges dans le Pas-de-Calais : 70 éoliennes fournissent une puissance de 140 MW. Le premier projet de parc éolien offshore a été lancé en septembre 2005 suite à un appel d'offre du gouvernement datant de 2004. Le parc sera situé à environ 7 km au large de Veulettes-sur-mer en Seine-Maritime et sera composé de 21 éoliennes ancrées à 23 mètres de profondeur en moyenne. Avec une puissance totale de 105 MW, il devrait produire environ 300 GWh par an. Ce parc devrait être opérationnel vers 2009.

La part de la production éolienne dans la production brute d'électricité en France était de 0.7 % en 2007 (4 TWh) (Figure 1.13). L'éolien est ainsi la première source d'énergie électrique renouvelable après l'hydraulique. Cette part est en nette augmentation depuis 2005 (Figure 1.14).

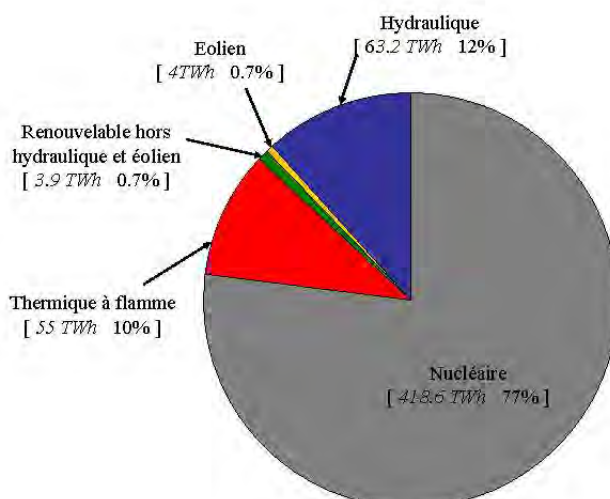


FIG. 1.13: Répartition de la production brute d'électricité en France pour l'année 2007 [d'après RTE 2007]

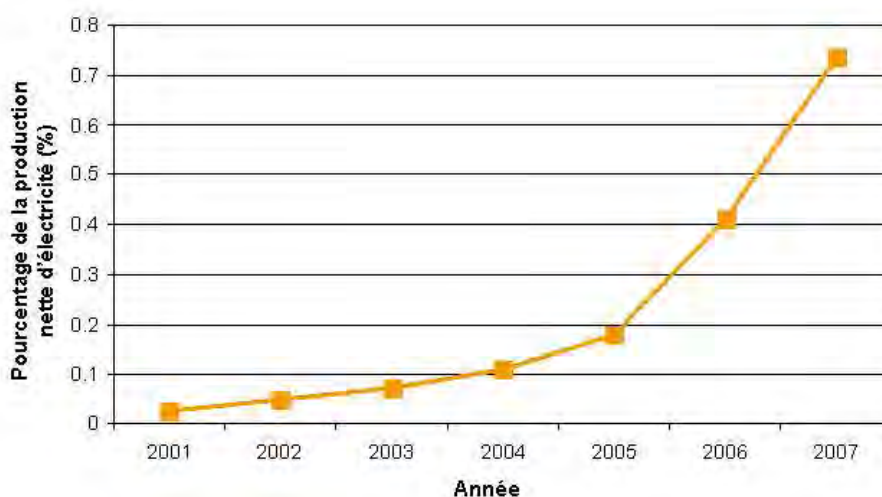


FIG. 1.14: Part de la production éolienne dans la production brute d'électricité en France entre 2001 et 2007 [d'après RTE 2007]

## 1.4 L'avenir proche

### 1.4.1 Dans le monde

Bien que la part de l'électricité d'origine éolienne dans la consommation mondiale d'électricité reste marginale, la filière éolienne connaît actuellement une forte croissance dans de nombreux pays du monde. Selon le GWEC [GWEC, 2007], la production mondiale d'électricité d'origine éolienne devrait atteindre plus de 500 TWh en 2012 (contre environ

200 TWh pour l'année 2007), ce qui représenterait environ 3% la production totale d'électricité (contre environ 1% pour l'année 2007). Les zones géographiques où la croissance sera la plus forte seront l'Amérique du Nord et l'Asie, notamment les Etats-Unis et la Chine. Ces prévisions, établies en 2007, sont supérieures à celles de 2006 [GWEC, 2006]. Cela s'explique par les deux raisons suivantes. Premièrement, la croissance de l'éolien aux Etats-Unis et en Chine a été plus forte que prévue ces dernières années. Deuxièmement, la Chine s'est récemment dotée d'importantes capacités industrielles dans le domaine de la construction d'éoliennes. Cela va permettre de résoudre partiellement le problème de la faiblesse de l'offre en éoliennes qui limite actuellement la croissance de la filière éolienne. En 2012, l'Europe disposerait toujours de la plus grande capacité éolienne avec 102 GW, suivie de l'Asie avec 66 GW et l'Amérique du Nord avec 61.3 GW. Cependant 71% des nouvelles installations devraient être réalisées en dehors de l'Europe (contre 28% en 2004 et 57 % en 2007). La Figure 1.15 indique l'évolution de la puissance éolienne mondiale installée entre 2008 et 2012 selon une estimation du GWEC (à comparer avec la Figure 1.10).

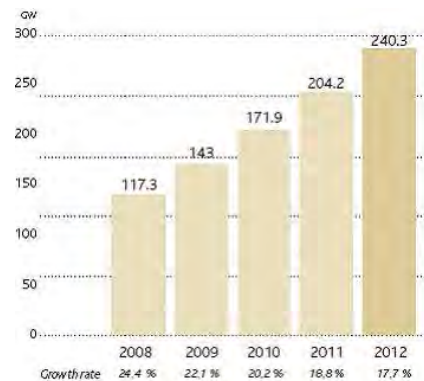


FIG. 1.15: Estimation de l'évolution de la puissance éolienne mondiale installée entre 2008 et 2012 en GW [d'après GWEC 2007].

Pour des échéances plus lointaines (2030), plusieurs scénarios ont notamment été proposés par l'IEA et le GWEC en 2006 :

- le scénario de référence IEA (IEA-R) : les tendances actuelles de la consommation et de la production en énergie se poursuivent en l'absence de nouvelles politiques gouvernementales.
- le scénario alternatif IEA (IEA-A) : un ensemble de mesures politiques sont prises dans plusieurs pays pour favoriser les énergies non émettrices de gaz à effet de serre.
- le scénario modéré GWEC (GWEC-M) : il prend en compte toutes les mesures politiques de soutien aux énergies renouvelables qui sont actuellement en application ou envisagées dans de nombreux pays, et suppose que les objectifs définis sont effectivement atteints.
- le scénario avancé GWEC (GWEC-A) : l'hypothèse retenue est que les recommandations du rapport Wind Force 12 publié par le GWEC et Greenpeace [Wind Force

12, 2005] en terme de mesures politiques en faveur des énergies renouvelables ont été suivies.

En ce qui concerne la capacité éolienne mondiale en 2030, les projections varient entre 430 GW avec le scénario IEA-R et 2 106 GW avec le scénario GWEC-A. La part de l'éolien dans la production mondiale d'électricité en 2030 devrait alors varier entre 3.4 % et 20.1 %. Ces résultats soulignent la grande incertitude qui entoure le développement de l'énergie éolienne à l'échelle mondiale à l'horizon 2030. Cela est dû, d'une part aux incertitudes liées au développement de la filière éolienne dans les pays émergents; d'autre part à la forte dépendance de ces scénarios à des politiques énergétiques nationales qui demeurent incertaines.

### 1.4.2 En France

En France, l'avenir de l'éolien est étroitement lié à la législation. La France s'est en effet fixée pour objectif de produire 21 % de sa consommation électrique à partir d'énergies renouvelables en 2010 (loi de programme du 13 juillet 2005 fixant les orientations de la politique énergétique et reprenant les objectifs de la Directive européenne du 27 septembre 2001). Des mesures pratiques visant à satisfaire cet objectif ont été définies. Parmi celles qui concernent l'énergie éolienne on peut citer :

- la définition d'objectifs quantitatifs dans le cadre de la programmation pluriannuelle des investissements de production d'électricité (PPI) aux horizons 2010 et 2015. La PPI a pour objectif principal d'identifier les investissements souhaitables en moyens de production d'électricité au regard de la sécurité d'approvisionnement électrique. Dans le cadre de la politique énergétique française, la PPI fixe les objectifs en matière de répartition des capacités de production par source d'énergie primaire, par technique de production, et par zones géographiques.
- l'obligation d'achat de l'électricité produite avec des tarifs spécifiques pour chaque filière.
- la création de zones de développement de l'éolien (ZDE) afin d'assurer un développement maîtrisé de l'énergie éolienne. Les ZDE sont définies sur proposition des collectivités territoriales et avalisées par les préfets qui doivent tenir compte de différents paramètres locaux tels que le potentiel éolien du site, la possibilité de connexion au réseau électrique et la protection du paysage et de l'environnement.

Dans cette perspective, l'arrêté du 7 juillet 2006 relatif à la PPI de production d'électricité prévoit de développer 13 500 MW d'éoliennes supplémentaires d'ici 2010 (dont 1 000 MW en mer), et 17 000 MW supplémentaires d'ici 2015 (dont 4 000 MW en mer). Rappelons que la puissance installée a augmenté de 367 MW en 2005, de 810 MW en 2006 et de 887 MW en 2007; et que la puissance installée était de 2454 MW fin 2007. Or les objectifs à atteindre pour 2010 nécessitent une augmentation de la puissance installée de 3 000 MW par an en moyenne. Ces objectifs sont donc très ambitieux compte tenu de la croissance actuelle de la filière éolienne.



Plus récemment, dans le cadre des discussions du Grenelle de l'Environnement, il a été fixé pour objectifs de disposer d'une puissance éolienne de 11 500 MW en 2012, et de 25 000 MW en 2020 (dont 6 000 MW en mer), ce qui permettrait de produire environ 10 % de la consommation française d'électricité. Cet objectif, qui nécessite une croissance de 1800 MW par an en moyenne, paraît plus réaliste et suppose une révision de la PPI pour les horizons 2012 et 2020.

Ainsi, la croissance de la filière éolienne devrait se poursuivre à un rythme élevé dans les prochaines années en France et dans le monde, même si de grandes incertitudes demeurent pour l'après 2015.

## 1.5 Le contexte français

Depuis quelques années, économie d'énergie, diminution des émissions de gaz à effet de serre et développement des énergies renouvelables sont le leitmotiv des politiques énergétiques de nombreux pays. Cette orientation commune est le résultat de la prise de conscience récente de l'impact des activités humaines sur l'environnement et de la vulnérabilité de nos économies aux crises énergétiques. En France, la loi de programme du 13 juillet 2005 fixant les orientations de la politique énergétique a ainsi défini quatre objectifs majeurs :

- contribuer à l'indépendance énergétique nationale et garantir la sécurité d'approvisionnement
- assurer un prix compétitif de l'énergie
- préserver la santé humaine et l'environnement, en particulier en luttant contre l'aggravation de l'effet de serre
- garantir la cohésion sociale et territoriale en assurant l'accès de tous à l'énergie

Il s'agit d'objectifs à long terme qui annoncent l'orientation générale de la politique énergétique de la France pour les 30 prochaines années et dépassent, par exemple, le cadre du protocole de Kyoto. Dans ce contexte, la France s'est fixée des objectifs chiffrés et a défini un certain nombre de programmes mobilisateurs pour les économies d'énergie et le développement des énergies renouvelables (son engagement à produire 21 % de sa consommation électrique à partir d'énergies renouvelables en est un exemple). Dans ce contexte, nous allons étudier la place de l'énergie éolienne dans la production d'électricité en France, et nous interroger sur les orientations de la politique énergétique de la France.

### 1.5.1 La production d'électricité d'origine renouvelable

Les énergies renouvelables utilisées actuellement dans la production d'électricité sont :

- l'énergie hydraulique
- l'énergie éolienne
- l'énergie solaire photovoltaïque : la lumière du soleil (photons) est transformée directement en électricité (électrons) par des modules photovoltaïques composés de

petites tranches de silicium

- le biogaz : résultat de la fermentation anaérobie des déchets organiques. Ce processus est spontané dans les décharges et est forcé dans des réacteurs appelés méthaniseurs. Le biogaz est un gaz pauvre qui contient environ 50 % de méthane et peut faire l'objet d'une valorisation électrique dans une centrale thermique. Les matières susceptibles de produire du biogaz sont les déchets ménagers, les boues des stations d'épuration, les effluents agricoles et les effluents des industries agroalimentaires.
- la biomasse et les déchets ménagers et assimilés : cela comprend toute matière organique non fossile d'origine biologique qui peut être utilisée comme combustible pour la production d'électricité. On distingue le bois-énergie (bois), les déchets urbains, et la bagasse (résidus de récolte et déchets de bois).
- la géothermie : il s'agit de l'utilisation de l'énergie thermique provenant de l'intérieur de l'écorce terrestre qui se présente sous forme de réservoirs de vapeur d'eau, d'eaux chaudes ou de roches chaudes. Lorsque le réservoir géothermique est suffisamment élevé pour produire de la vapeur d'eau il est possible de produire de l'électricité.
- les énergies marémotrice, houlomotrice et hydrocinétique : utilisation des marées, de la houle ou des vagues et des courants marins pour produire de l'électricité.

En 2007, la part des énergies renouvelables dans la consommation brute d'électricité en France a été d'environ 13.2 % (Figure 1.16). On remarque tout d'abord une baisse globale

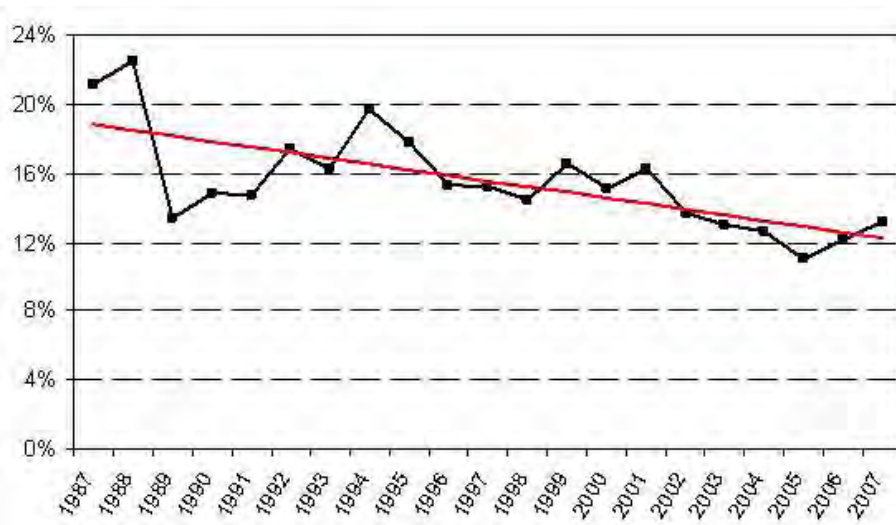


FIG. 1.16: Part de la production d'électricité d'origine renouvelable dans la consommation brute d'électricité en France entre 1987 et 2007 [d'après RTE 2000 et RTE 2007].

de ce cette part au cours de 20 dernières années. Cependant, après plusieurs années de baisse successives, cette part est à nouveau en hausse depuis 2006. La progression observée au cours des deux dernières années s'explique principalement par la forte croissance de l'éolien (voir Figure 1.14 et Figure 1.17). En fait, les fluctuations et la tendance visible sur

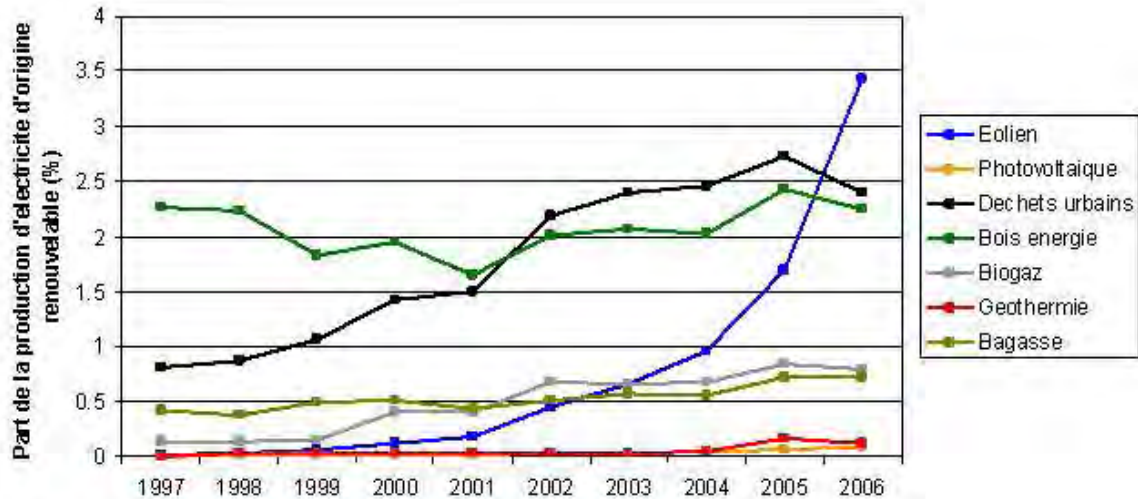


FIG. 1.17: Part des différentes énergies renouvelables (hors hydraulique) dans la production d'électricité d'origine renouvelable en France entre 1997 et 2006 [DGEMP 2007].

la Figure 1.16 sont principalement dues aux variations de la production hydroélectrique qui est la composante principale de la production d'électricité d'origine renouvelable (94 % de la production d'électricité d'origine renouvelable en moyenne sur les 10 dernières années). La production hydroélectrique est en effet fortement dépendante des conditions climatiques et peut donc présenter de fortes variations d'une année sur l'autre. Par exemple, la sécheresse de l'année 2005 a provoqué une forte baisse de la production hydroélectrique (la production hydroélectrique pour l'année 2005 a été de 56 179 TWh, la plus faible depuis 1989), entraînant une baisse de la part de la production d'électricité d'origine renouvelable dans la consommation brute d'électricité. En fait, le même constat peut être fait pour la majorité des pays de l'Union européenne. Depuis le début des années 2000, la part des énergies renouvelables dans la consommation d'électricité dans l'Union européenne oscille entre 13 et 15 % sans avoir entamé une tendance nette vers une progression durable. Jusqu'à présent, la filière hydraulique a en fait trop pesé sur les bilans de chaque pays pour que la croissance des autres énergies renouvelables puisse avoir un impact sensible sur ces bilans. C'est pourquoi un déficit temporaire de la ressource hydraulique sur une année entraîne automatiquement une baisse sensible de la part du renouvelable dans la consommation électrique.

### 1.5.2 Les perspectives de développement

En France, l'hydraulique est la première source d'électricité d'origine renouvelable. En 2007, l'hydroélectricité représentait 89% de la production électrique d'origine renouvelable et 12 % de la production totale d'électricité. Cependant la puissance hydraulique installée est stable depuis de nombreuses années (augmentation de 4,2 % en 20 ans) et les prévisions de croissance sont faibles. Il y a actuellement environ 25 000 MW installés

pour une production annuelle moyenne de 70 TWh. Les sites susceptibles d'accueillir de grands barrages sont aujourd'hui presque tous équipés, et le développement des petites centrales hydrauliques se heurte à des préoccupations de préservation de l'environnement. Théoriquement, on estime que le potentiel hydroélectrique techniquement exploitable est actuellement d'environ 100 TWh par an [Rapport sur les perspectives de développement de la production hydroélectrique en France, 2006], soit 30 TWh supplémentaire. Cependant, selon la même étude, ce potentiel se réduit à 13,4 TWh par an si l'on prend en compte la plupart des contraintes environnementales : parcs naturels régionaux et nationaux, cours d'eau réservés, SIC (Site d'Importance Communautaire pour la protection de l'environnement), ZPS (Zone de Protection Spéciale de l'environnement), cours d'eau classés. En conclusion, seul un potentiel supplémentaire de 7 TWh est envisageable d'ici 2015. L'arrêté du 7 juillet 2006 relatif à la PPI de production d'électricité prévoit ainsi de développer la puissance hydraulique en France à hauteur de 500 MW supplémentaire d'ici 2010, et 2 000 MW d'ici 2015. Malgré tout, l'étude précédente indique qu'une stagnation de la production hydroélectrique dans son ensemble au cours des prochaines années ne peut être exclue.

La filière solaire photovoltaïque a un très fort potentiel de développement et présente depuis quelques années un fort rythme de croissance grâce, en particulier, à des tarifs de rachat attractifs. Cependant, si l'on fait l'hypothèse, raisonnablement ambitieuse, d'une croissance annuelle moyenne de 50 % par an d'ici 2015, la production solaire photovoltaïque serait inférieure à 1 TWh en 2015. Ainsi elle ne contribuera pas significativement à la production électrique nationale d'ici 2015. De plus, le coût de production du solaire photovoltaïque est très élevé du fait du coût d'investissement et le serait encore en 2015, ce qui en fait la filière de production d'électricité la plus coûteuse. Par contre, dans les départements d'Outre-mer, notamment en Guyane et à la Réunion, le solaire photovoltaïque pourrait contribuer de façon importante à la couverture des pics de consommation quotidienne, en complément des ressources hydroélectriques. Les DOM bénéficient en effet d'un fort ensoleillement, et, les coûts de production de l'électricité y étant de façon générale plus élevés, l'électricité photovoltaïque y est plus compétitive économiquement. Finalement, les efforts de recherche vont être des éléments décisifs pour l'augmentation des performances et la baisse des coûts.

Le potentiel de développement supplémentaire de production d'électricité par incinération des déchets ménagers est relativement restreint car un grand nombre de sites sont déjà équipés. La biomasse et le biogaz présentent de forts potentiels de développement, grâce à l'existence de gisements disponibles actuellement non mobilisés. Cependant, biogaz, biomasse et déchets ménagers et assimilés ne pourront occuper qu'une place modeste dans la production d'électricité en France.

En ce qui concerne la géothermie et l'énergie marémotrice, leurs potentiels restent également limités. Quant aux énergies houlomotrice et hydrocinétique, elles sont toujours

du domaine de la recherche ou en phase d'expérimentation.

Finalement, les objectifs de la France en termes de production d'électricité à partir d'énergies renouvelables placent l'éolien dans une position incontournable puisque les autres sources d'énergies renouvelables sont soit près d'être saturées comme l'hydraulique, soit moins compétitives (même à moyen terme) comme le photovoltaïque. Ainsi, le rapport au Parlement sur la PPI de production électrique pour la période 2005-2015 (juin 2006) indique *"qu'il n'y [a] pas d'ici 2015, en France, d'autre choix que l'éolien pour un développement significatif des énergies renouvelables dans la production électrique [...]".* Il est important de souligner que cette nécessité du développement de l'énergie éolienne ne s'impose que dans le cadre des engagements de la France à augmenter sa production électrique d'origine renouvelable. Du point de vue strict des émissions de gaz à effet de serre, la production d'électricité d'origine nucléaire et l'hydroélectricité permettent déjà à la France d'être l'un des pays d'Europe dont la production d'électricité est la plus sobre.

## 1.6 Conclusion

Ce chapitre nous a permis de présenter le contexte général de cette thèse. Nous avons volontairement évité de discuter la pertinence des choix énergétiques, car une telle discussion sortirait du cadre de cette thèse. Cependant, il paraît évident que l'étude des impacts du réchauffement global sur le potentiel éolien est essentielle pour établir des perspectives de développement pour l'énergie éolienne. C'est ce que nous allons tâcher de faire dans les chapitres suivants.



## Chapitre 2

# Vents de surface et changement climatique : état de l'art

Dans ce chapitre, nous allons présenter les problématiques de l'estimation du potentiel éolien dans une perspective de changement climatique. Nous commencerons par examiner les caractéristiques des vents de surface en France au cours de la fin du 20<sup>ème</sup> siècle, puis nous ferons une revue des principaux travaux portant sur l'évolution des vents de surface dans un climat perturbé par les émissions anthropiques.

### 2.1 Introduction

Comme nous l'avons vu dans la section 1.4.2, la politique énergétique de la France est établie pour des échéances de 5 et 10 ans (PPI). Si on rajoute à cela le fait que la durée de vie d'une éolienne est d'environ 20 ans, il apparaît indispensable de pouvoir estimer l'impact potentiel du changement climatique sur la distribution des vents de surface au cours des prochaines décennies. De plus, une telle étude s'inscrit dans un cadre bien plus large que celui de l'énergie éolienne. En effet, les vents de surface jouent un rôle important au sein du système climatique en intervenant, par exemple, dans les échanges de chaleur et de quantité de mouvement entre l'océan et l'atmosphère. On peut également citer leur impact sur des activités humaines autres que la production d'électricité : dimensionnement des bâtiments et des ouvrages d'art, érosion éolienne, formation de la houle et des vagues, croissance des plantes. Cependant, bien que les extrêmes de vents aient été le sujet de nombreux articles, les études traitant du vent moyen et surtout de la distribution complète du vent sont peu nombreuses.

L'étude des impacts potentiels du réchauffement climatique sur les vents de surface peut se décomposer en trois étapes :

- une étude historique des données observées des vents de surface, qui permet de mettre en évidence certaines caractéristiques essentielles des vents de surface (variabilité, tendances, structures régionales) ;
- une étude des simulations des modèles de circulation générale : elle permet de révéler les qualités et les faiblesses de ces modèles et de mettre en évidence les incertitudes

associées aux études d'impact ;

- la mise en place de stratégies de régionalisation.

Dans les sections suivantes, nous allons aborder ces trois étapes et nous nous attarderons sur la dernière, en essayant de dresser un inventaire des différentes stratégies ayant été mises en œuvre par le passé.

## 2.2 De quoi parle-t-on ?

Le terme vent désigne généralement un vecteur, c'est-à-dire une direction et une force (la vitesse du vent). Dans la suite, nous essaierons de respecter cette définition, en évitant d'utiliser le terme vent pour désigner abusivement la vitesse du vent.

Une des caractéristiques principales des vents de surfaces, par rapport à d'autres variables climatiques, est leur très grande variabilité, aussi bien temporelle que spatiale. Nous présenterons dans les sections suivantes des éléments caractérisant la variabilité spatiale des vents à 10 m, et nous verrons les conséquences de cette caractéristique sur l'utilisation des vents à 10 m directement simulés par les modèles climatiques. En ce qui concerne la variabilité temporelle, celle-ci peut être discutée à partir d'une analyse spectrale (figure 2.1). Trois pics principaux apparaissent, chacun étant associé à des échelles temporelles

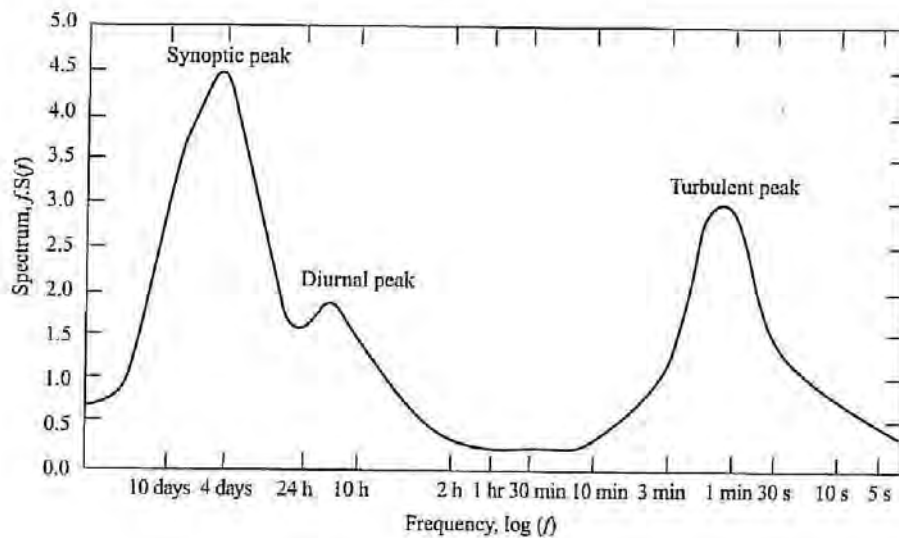


FIG. 2.1: Spectre d'énergie de la vitesse du vent à 10 m à une station météorologique (d'après Van der Hoven 1957).

bien distinctes. Le premier pic est lié à la turbulence et est associé à de petites échelles, de l'ordre de la minute. Le deuxième pic est associé au cycle diurne de la vitesse du vent. Enfin, le troisième pic, le plus important, est associé aux échelles de temps dites synoptiques, de l'ordre du jour à la dizaine de jours. Dans cette thèse nous nous intéresserons uniquement à l'échelle synoptique et considérerons uniquement des moyennes journalières.



Les moyennes journalières seront calculées à partir des valeurs quadri-journalières instantanées (modèles climatiques, section 2.4), des valeurs horaires instantanées (modèle Mésos-NH, chapitre 5), ou des moyennes sur les 10 minutes précédant chaque heure (observations SQR, section 2.3.1). Dès à présent, nous pouvons ainsi souligner une limite de notre étude : nous ne considérerons pas les échelles temporelles inférieures à la journée et ne pourrons donc pas calculer la puissance éolienne de façon optimale (voir section 1.2.2).

## 2.3 Les vents de surface observés au cours du 20<sup>ème</sup> siècle en France

Avant d'étudier le climat futur, il est intéressant d'examiner les caractéristiques actuelles des vents de surface en France, et leur évolution au cours des dernières décennies. Pour des raisons géographiques et climatiques évidentes dans le cas des DOM-TOM, et du fait de l'absence d'observation de vent à notre disposition dans le cas de la Corse, ces zones ont été exclues de notre étude. Dans toute cette thèse, nous considérerons donc uniquement la France métropolitaine continentale.

### 2.3.1 Les données SQR

Nous avons utilisé les données observées de vent issues des Séries Quotidiennes de Référence (SQR) développées par le service Division de la Climatologie (DCLIM) de Météo-France. L'approche des SQR consiste à définir des périodes homogènes pour les séries quotidiennes de différentes variables (température, précipitations, vent). De façon générale, plusieurs causes peuvent affecter l'homogénéité des séries de mesure :

- changement d'emplacement du site de mesure ;
- changement de capteur ;
- modification de l'environnement du capteur ;
- changement du mode de calcul.

Ces changements peuvent entraîner des ruptures du même ordre de grandeur que le signal climatique que l'on cherche à caractériser : prendre les séries telles quelles sans contrôle ou correction peut conduire à des conclusions erronées. Il existe au pas de temps mensuel des méthodes d'homogénéisation permettant de corriger les ruptures mais ces techniques d'homogénéisation ne peuvent pas être appliquées aux séries quotidiennes. Cependant, une modification entraînant une rupture dans la série mensuelle se traduira par une rupture dans la série quotidienne. L'approche des SQR consiste alors, à partir du travail d'homogénéisation des séries mensuelles, à définir des périodes sur lesquelles on estime que les séries quotidiennes ne présentent pas de rupture. Cependant, il n'a pas été possible de pousser l'homogénéisation des séries de vent aussi loin que celle des températures ou des précipitations. Ainsi il n'existe pas de séries homogénéisées de vent pour la France. Plusieurs éléments expliquent cela :

- l'extrême sensibilité de la mesure ;

- la forte variabilité du paramètre ;
- la faible densité de stations disponibles.

Cependant, des informations issues des premiers cycles d'homogénéisation et d'une étude précise des métadonnées ont permis de déterminer des périodes homogènes pour les séries quotidiennes. Parmi les critères utilisés on peut citer :

- l'amplitude des ruptures de la série mensuelle correspondante ;
- le déplacement horizontal du point de mesure ;
- le déplacement vertical du point de mesure.

Les séries quotidiennes utilisées dans cette thèse sont :

- la moyenne journalière de la vitesse du vent : il s'agit de la moyenne de 24 mesures horaires de la vitesse du vent, chaque mesure horaire étant la moyenne de la vitesse du vent sur les 10 minutes qui précèdent l'heure ;
- la direction journalière du vent : il s'agit de la direction associée au maximum du vent moyen sur 10 minutes dans la journée.

Ces données, disponibles pour 78 stations (Figure 2.2), couvrent originellement la période 1950-2002. Cependant, conformément aux recommandations de la DCLIM, nous n'avons utilisé que la période 1974-2002 afin d'éviter les périodes pour lesquelles des ruptures manifestes apparaissent. Malgré tout, il faut être conscient que ces données, comme toute observation, restent entachées de nombreuses erreurs : elles ne peuvent être qu'une reproduction très imparfaite d'une réalité climatique irréductible à la mesure.

### 2.3.2 Principaux résultats

La Figure 2.3 permet de mettre en évidence certains contrastes géographiques. Tout d'abord, il apparaît que les zones côtières présentent des vents en moyenne plus forts et plus variables qu'à l'intérieur des terres. C'est un résultat classique : sur la terre, le relief, la végétation et les constructions entraînent une forte augmentation de la rugosité et donc des frottements dans la couche limite atmosphérique, ce qui diminue l'intensité des vents de surface. Deuxièmement, le quart nord-ouest de la France et le pourtour méditerranéen sont les deux zones les plus ventées, tandis que l'est, le centre et le sud-ouest présentent des vents moyens plus faibles. On peut ainsi identifier 3 zones au fort potentiel éolien : le nord, l'ouest et le sud-est. Enfin, on note une forte variabilité du vent dans le sud-est de la France.

Cependant, ces caractéristiques sont sensiblement modifiées au cours de l'année. La figure 2.4 présente la moyenne et l'écart-type de la vitesse du vent à 10 m en DJF (Décembre-Janvier-Février) et JJA (Juin-Juillet-Août). Il apparaît que la vitesse moyenne du vent à 10 m est plus élevée en DJF qu'en JJA dans le nord de la France. Dans le sud, les différences sont moins claires. Ainsi, tandis que le nord-ouest de la France est la région la plus ventée en DJF, le sud-est et le nord-ouest présentent des vitesses moyennes similaires en JJA. On remarque également que la direction des vents dominants varie sensiblement dans le nord, l'ouest et l'est de la France, avec des vents de sud-ouest en DJF et des vents

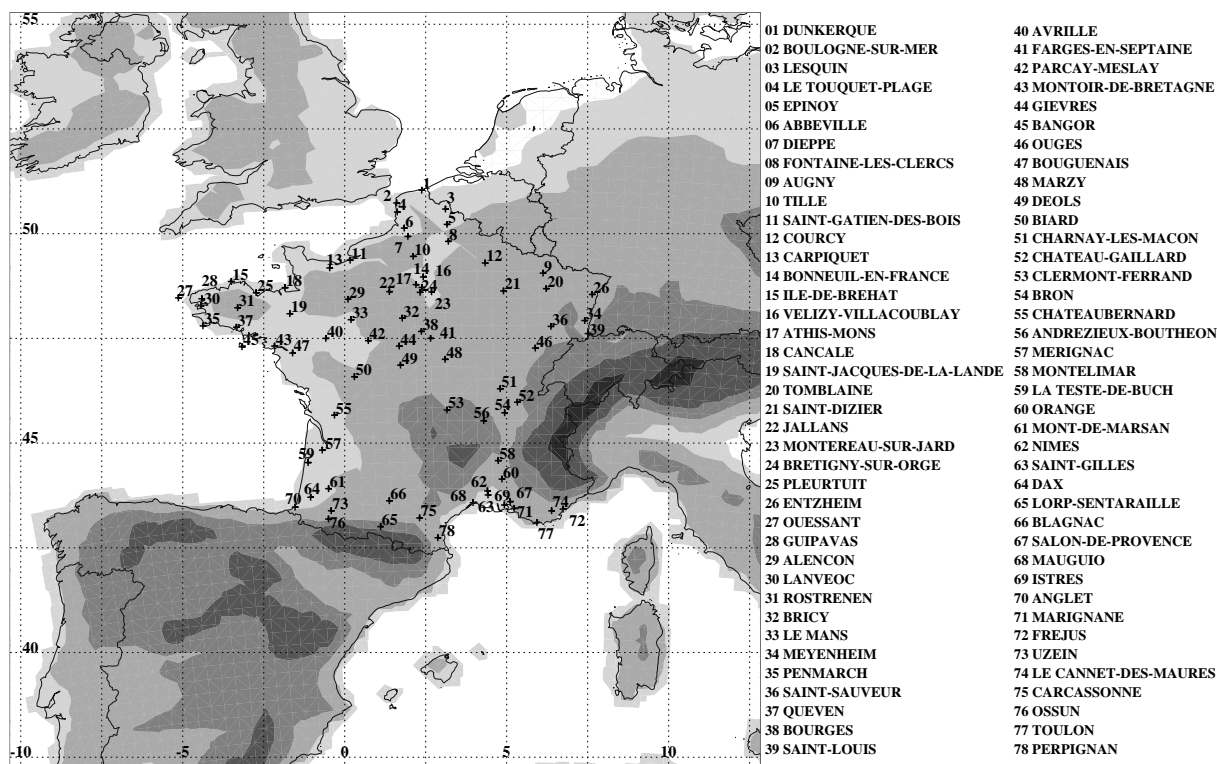


FIG. 2.2: Stations SQR. Le relief est représenté par 5 niveaux : 0, 100, 500, 1000, 2000 et 3000 mètres.

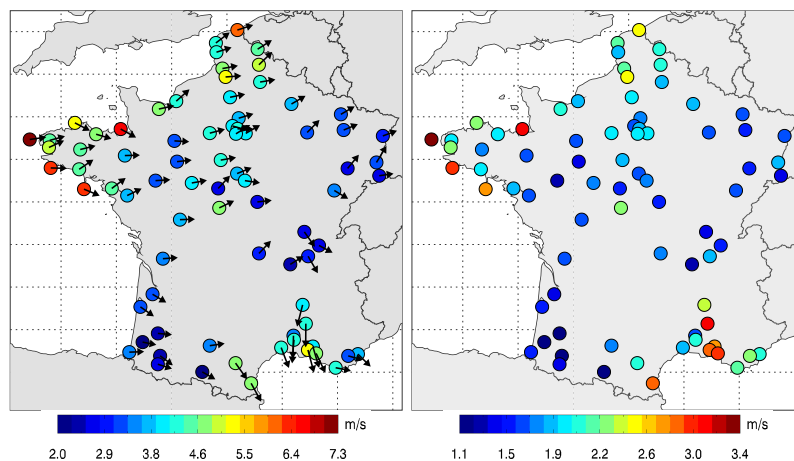


FIG. 2.3: Moyenne de la vitesse et de la direction du vent à 10 m (gauche) et écart-type de la vitesse du vent à 10 m (droite), sur la période 1974-2002.

de nord-ouest en JJA. Dans le sud-est, la direction des vents dominants varie moins. On note également une nette diminution de la variabilité de la vitesse du vent à 10 m en JJA sur toute la France.

Le cycle saisonnier du vent à 10 m présente donc de fortes disparités régionales. Les

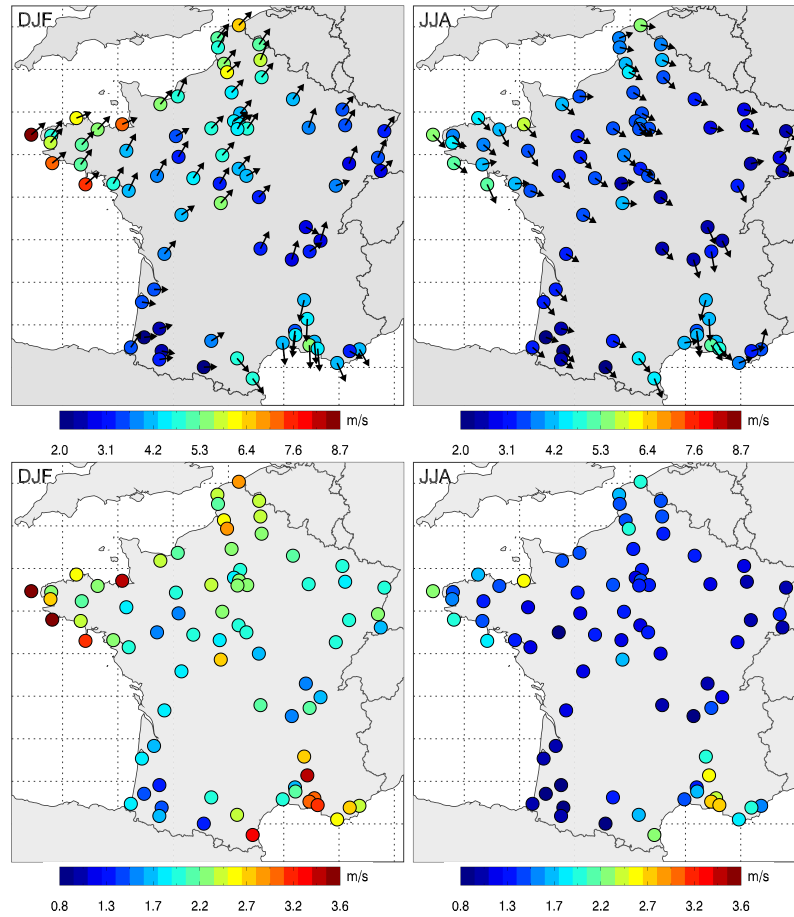


FIG. 2.4: Moyenne de la vitesse et de la direction du vent à 10 m (en haut) et écart-type de la vitesse du vent à 10 m (en bas) en DJF (à gauche) et en JJA (à droite), sur la période 1974-2002.

Figure 2.5 et 2.6 confirment que celui-ci est plus marqué dans le nord-ouest de la France, notamment le long de la côte, avec un maximum en hiver et un minimum en été. Au contraire, dans le sud, le cycle saisonnier est peu marqué avec des maxima et des minima annuelles qui se détachent peu.

Afin de déceler d'éventuelles tendances, des régressions linéaires ont été appliquées sur les moyennes saisonnières du vent à 10 m pour chaque station. On considère les saisons climatologiques classiques : Décembre-Janvier-Février (DJF) pour l'hiver, Mars-Avril-Mai (MAM) pour le printemps, Juin-Juillet-Août (JJA) pour l'été et Septembre-Octobre-Novembre (SON) pour l'automne. Les résultats sont présentés sur la Figure 2.7. En MAM et JJA, on constate une tendance à la baisse dans le nord de la France pour plusieurs stations. Dans les autres régions, aucune tendance n'apparaît clairement, soit parce que la majorité des stations ne présentent pas de tendances significatives, soit parce qu'il n'y a pas de cohérence régionale, certaines stations proches présentant des tendances opposées. Ces résultats sont bien identiques à ceux obtenus par Parey (2005) avec le même

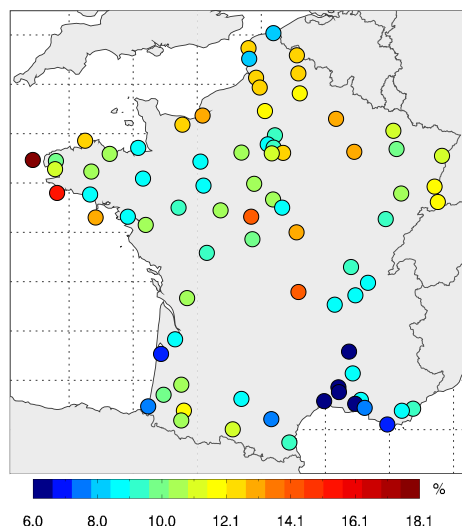


FIG. 2.5: *Ecart-type de la climatologie mensuelle de la vitesse du vent à 10 m (en pourcentage de la moyenne) à chaque station sur la période 1974-2002 (données SQR).*

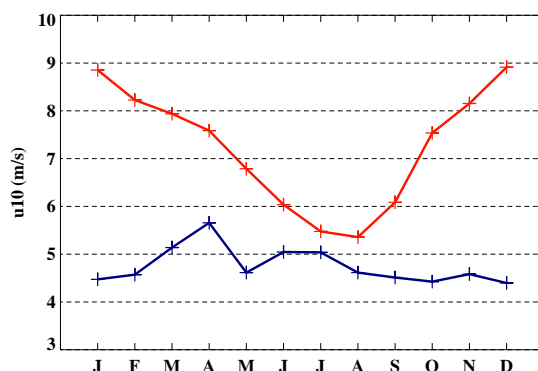


FIG. 2.6: *Climatologie mensuelle de la vitesse du vent à 10 m à la station 27 en rouge (Ouessant) pour le nord-ouest de la France et à la station 71 en bleu (Marignane) pour le sud-est de la France sur la période 1974-2002 (données SQR).*

jeu de données.

Ces résultats obtenus pour la fin du 20<sup>ème</sup> siècle peuvent difficilement être extrapolés aux prochaines décennies. En effet, rien ne permet d'affirmer que les tendances observées sont la conséquence du réchauffement climatique global observé au cours du 20<sup>ème</sup> siècle : elles peuvent être le résultat de la variabilité interne naturelle du système climatique. Aucune étude de détection/attribution du changement climatique sur les vents de surface n'ayant jamais été réalisée à notre connaissance et une telle étude n'étant pas le sujet de cette thèse, cette question reste donc ouverte. L'analyse de projections climatiques est donc nécessaire pour estimer l'évolution des vents de surface dans le futur.

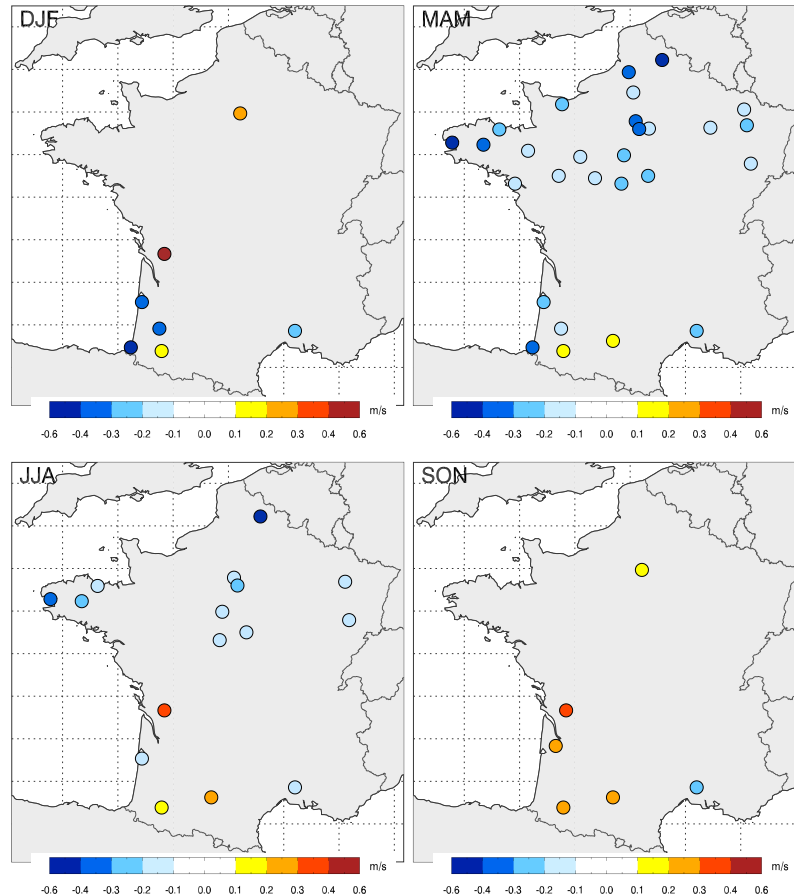


FIG. 2.7: Tendances linéaires en m/s par décennie sur les moyennes saisonnières du vent à 10 m sur la période 1974-2002. Seules les tendances statistiquement significatives sont montrées (niveau à 95%).

## 2.4 Les MCGOAs

Les modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère (MCGOA), appelés aussi modèles climatiques, sont l'outil élémentaire pour étudier les impacts du réchauffement climatique. Ces modèles permettent de réaliser des projections climatiques à partir de différents scénarios d'émissions de GES (Gaz à Effet de Serre) et d'aérosols (nous parlerons par la suite d'émissions anthropiques). Dans le cadre du quatrième rapport du Groupe d'Experts Intergouvernementaux sur l'Evolution du Climat (noté par la suite GIEC AR4), de nombreuses projections climatiques ont ainsi été réalisées par une vingtaine de groupes de modélisations du climat à travers le monde. Les MCGOAs utilisés sont généralement composés de modèles d'atmosphère, d'océan, de glace de mer et de sol, chaque modèle interagissant avec les autres par un système de couplage. Les MCGOAs sont des systèmes complexes et très coûteux en temps de calcul, ce qui implique des résolutions spatiales limitées : la résolution spatiale horizontale de leur composante atmosphérique est généralement comprise entre 150 et 350 km.

Dans le cadre du projet WCRP CMIP3 (World Climate Research Programme's Coupled Model Intercomparison Project phase 3 - noté CMIP3 dans la suite), différentes simulations réalisées avec des MCGOAs ont été mises à la disposition de la communauté scientifique par le PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison). Le Tableau 2.1 présente les différents modèles que nous utiliserons par la suite. Les données de vent à 10 m disponibles sont des moyennes journalières (généralement calculées à partir de valeurs instantannées quadri-journalières). Dans la suite, le terme *multi-modèles* désignera l'ensemble des modèles : par exemple, la moyenne multi-modèles d'une variable sera la moyenne de cette variable sur l'ensemble des modèles. Lorsque nous adopterons un point de vue multi-modèles, les champs des différents modèles seront interpolés sur une grille horizontale commune, la grille des réanalyses ERA40, dont la résolution est de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ .

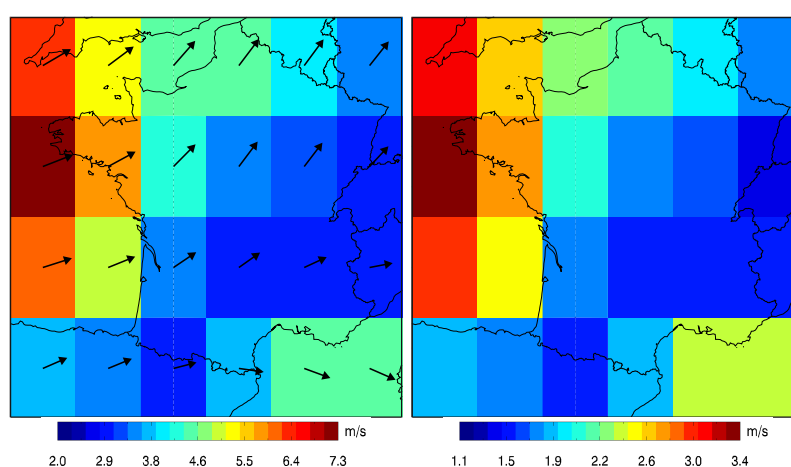


FIG. 2.8: Moyenne multi-modèles du vent à 10 m (gauche) et de l'écart-type de la vitesse du vent à 10 m (droite), pour la période 1971-2000 (les échelles sont les mêmes que sur la Figure 2.3).

Une comparaison qualitative <sup>1</sup> de la vitesse moyenne du vent à 10 m simulée par les modèles CMIP3 (Figure 2.8) avec celle obtenue avec les données SQR permet de mettre en évidence certaines faiblesses mais aussi certaines qualités des MCGOAs (Figure 2.3). Tout d'abord, il est évident que les MCGOAs sont incapables de représenter correctement la variabilité spatiale du vent à 10 m du fait de leurs résolutions spatiales trop grossières. Malgré tout, il est intéressant de noter que l'état moyen du vent à 10 m est assez bien reproduit sur l'ensemble de la France, avec des ordres de grandeur cohérents avec les observations. C'est un résultat assez inattendu. Les écarts aux observations les plus élevés se situent, comme prévu, dans les zones au relief complexe (sud et sud-est de la France) et dans les régions où la limite terre/mer est irrégulière (Bretagne) : les résolutions des mo-

<sup>1</sup>Pour comparer de façon quantitative les sorties des modèles avec les observations qui ne sont pas sur la même grille, nous aurions pu moyenner les données observées à l'intérieur des mailles de la grille des modèles. Cependant, de nombreuses mailles couvrant à la fois des zones de terre et de mer, une comparaison directe des données aurait été difficile.

1	BCCR-BCM2.0	$\sim 2.8^\circ$	220km	Bjerknes Centre for Climate Research	Norvège
2	CGCM3.1(T63)	$\sim 3.8^\circ$	300km	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	Canada
3	CNRM-CM3	$\sim 2.8^\circ$	220km	Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques	France
4	CSIRO-Mk3.0	$\sim 1.9^\circ$	150km	CSIRO Atmospheric Research	Australie
5	GFDL-CM2.0	$\sim 2.3^\circ$	180km	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA
6	GFDL-CM2.1	$\sim 2.3^\circ$	180km	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA
7	GISS-AOM	$\sim 3.5^\circ$	280km	NASA / Goddard Institute for Space Studies	USA
8	FGOALS-g1.0	$\sim 2.9^\circ$	230km	LASG / Institute of Atmospheric Physics	Chine
9	INM-CM3.0	$\sim 4.5^\circ$	350km	Institute for Numerical Mathematics	Russie
10	IPSL-CM4	$\sim 3.1^\circ$	240km	Institut Pierre Simon Laplace	France
11	MIROC3.2(medres)	$\sim 2.8^\circ$	220km	Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)	Japon
12	ECHO-G	$\sim 3.8^\circ$	300km	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model and Data group.	Allemagne / Corée
13	ECHAM5/MPI-OM	$\sim 1.9^\circ$	150km	Max Planck Institute for Meteorology	Allemagne
14	MRI-CGCM2.3.2	$\sim 2.8^\circ$	220km	Meteorological Research Institute	Japon

TAB. 2.1: Modèles CMIP3 utilisés dans cette thèse : nom officiel, résolution spatiale horizontale moyenne de la composante atmosphérique, résolution spatiale horizontale moyenne de la composante atmosphérique en km au niveau de la France (latitude  $45^\circ$  nord), groupe, pays d'origine). Voir [http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model\\_documentation/ipcc\\_model\\_documentation.php](http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php) pour plus de détails.

dèles sont alors insuffisantes pour pouvoir représenter correctement la variabilité spatiale de la direction et de la force du vent à 10 m. Les mêmes remarques peuvent être faites en



ce qui concerne l'écart-type de la vitesse du vent : les ordres de grandeur de la variabilité journalière du vent sont bien reproduits par les MCGOAs. Cependant la résolution des modèles ne permet pas de représenter certains contrastes locaux forts (par exemple dans le nord-ouest et le sud-est).

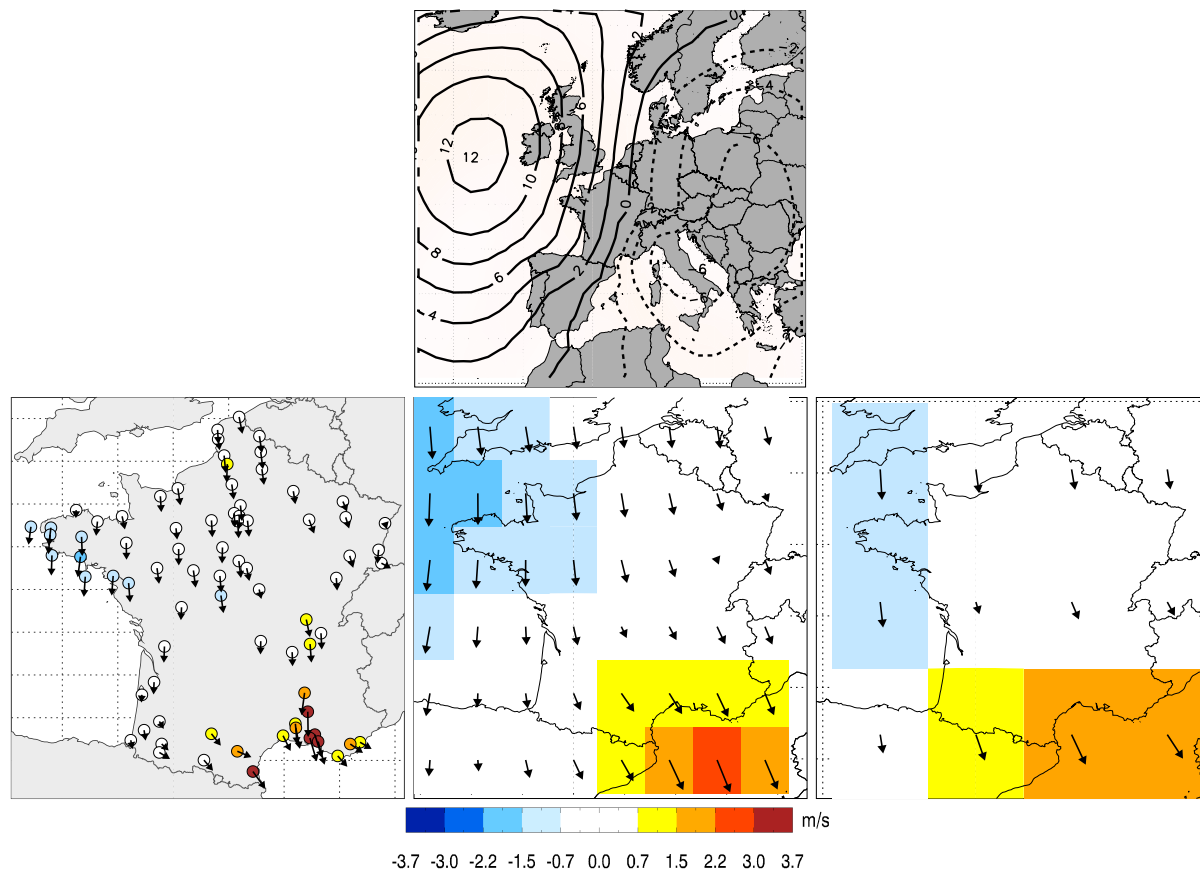


FIG. 2.9: En haut : anomalies de PSL (hPa) associées à des conditions de flux de nord sur la France (réanalyses ERA40). En bas : anomalies de vent à 10 m (m/s) associées : observations SQR (1<sup>ère</sup> colonne), modèle ECHO-G (2<sup>ème</sup> colonne) et modèle ECHAM5 (3<sup>ème</sup> colonne). Les anomalies de vent à 10 m simulées par les modèles sont données sur les grilles d'origine des modèles.

En fait, les lacunes des MCGOAs peuvent être clairement mises en évidence par l'étude de certaines situations atmosphériques particulières. A titre d'exemple, considérons uniquement les jours de la période 1974-2000 qui présentent un flux de nord sur la France, dans les observations et dans deux modèles CMIP3, le modèle ECHAM5 qui présente une faible résolution horizontale (300 km) et le modèle ECHO-G qui présente une résolution spatiale plus fine (150 km). La définition de ces jours s'effectue à partir de l'analyse en types en temps décrite au chapitre 3. Ce type de situation atmosphérique de grande échelle conduit aux événements de mistral (vent de nord dans la vallée du Rhône) et de tramontane (vent de nord-ouest sur le Languedoc-Roussillon) dans le sud-est de la France : la vitesse moyenne du vent est supérieure à la normale dans le sud-est et inférieure à la

normale dans l'ouest. Ces caractéristiques se retrouvent dans les observations et les deux modèles CMIP3. Cependant, les anomalies positives de la vitesse du vent sur le pourtour méditerranéen sont nettement sous-estimées par les modèles : même avec une résolution de 150 km, le modèle ECHAM5 ne peut pas reproduire correctement le relief et donc les effets de celui-ci sur l'écoulement près de la surface (dans le cas du mistral et de la tramontane, le relief provoque une forte accélération de l'écoulement).

Enfin, il est important de signaler que la complexité du relief dans certaines zones pourrait en réalité contraster le signal du changement climatique simulé par les MCGOAs et faire apparaître des structures de plus petite échelle (Sailor et al. 2004, Gao et al. 2006).

Il est ainsi nécessaire de recourir à des stratégies de désagrégation.

## 2.5 La désagrégation

Comme nous venons brièvement de le voir dans le cas du vent à 10 m, les MCGOAs présentent certaines faiblesses au niveau de la représentation de certaines variables de surface du fait de leur résolution spatiale (horizontale et verticale) trop grossière. La faible résolution spatiale des MCGOAs a en effet plusieurs conséquences néfastes :

- nécessité de paramétrisations des processus sous maille, notamment la convection et la turbulence ;
- impossibilité de représenter finement les interactions entre l'état atmosphérique de grande échelle et les contraintes physiographiques locales (relief, contrastes terre/mer, usage des sols, végétation) ;
- dans le cas du vent, nécessité d'interpolations permettant de déduire le vent à 10 m à partir des niveaux verticaux des modèles.

Cependant, ces modèles restent relativement performants pour représenter la dynamique atmosphérique de grande échelle (Randall et al. 2007). Ainsi des méthodes de désagrégation (également appelées méthodes de descente d'échelle, méthodes de régionalisation ou, par laxisme linguistique, méthodes de downscaling) ont été développées pour dériver des projections climatiques régionales à haute résolution à partir des projections climatiques à basse résolution des MCGOAs. Traditionnellement, ces méthodes se répartissent en deux grandes classes (Giorgi et Mearns 1991) : les méthodes de désagrégation dynamique et les méthodes de désagrégation statistique. Dans les paragraphes suivants, nous décrirons brièvement les principes généraux de ces méthodes, en nous inspirant largement des revues de Mearns et al. (2003) et Wilby et al. (2004). Bien que de très nombreuses méthodes aient été développées ces dernières années, notamment pour les températures de surface et les précipitations, seul un petit nombre a été appliqué aux vents de surface. Nous nous attarderons plus en détail sur ces dernières.

### 2.5.1 Désagrégation dynamique

Une première méthode de désagrégation dynamique consiste à utiliser un modèle de circulation générale atmosphérique (noté MCGA) seul en mode forcé, c'est-à-dire sans

couplage. Les forçages telles que la température de surface de l'océan (noté TSO) et la concentration en GES et en aérosols sont alors issus d'une simulation réalisée avec un MCGOA sur la même période. Cependant, le coût en temps de calcul de ce type de simulation reste important, et il est difficile d'utiliser des résolutions spatiales inférieures à 100 km.

Une deuxième méthode consiste à utiliser un MCGA à résolution variable (Gibelin et Déqué 2003) : on augmente la résolution du MCGA au niveau d'une zone d'intérêt, par exemple la Méditerranée, puis on la dégrade progressivement à mesure que l'on s'éloigne de cette zone. On peut ainsi augmenter la résolution jusqu'à environ 50 km sur la zone d'intérêt.

Une troisième méthode consiste à utiliser un modèle atmosphérique pour une zone géographique limitée. On parle de modèles à aire limitée (Giorgi et al. 1990). Par rapport à un MCGA, les modèles à aire limitée doivent en plus être forcés à leurs frontières latérales. La résolution typique des modèles à aire limitée est de l'ordre de 20 à 50 km. Parmi les trois approches mentionnées, cette dernière est la plus utilisée en raison de son plus faible coût en temps de calcul, même si les conditions aux limites latérales restent complexes à traiter. On appellera par la suite modèle climatique régional (noté MCR) aussi bien les modèles à résolution variable que les modèles à aire limitée.

L'utilisation des MCR présente plusieurs faiblesses. Tout d'abord, l'utilisation d'un MCR forcé par un MCGOA nécessite de faire l'hypothèse que les structures de grande échelle simulées par le MCR s'éloignent peu de celles simulées par le MCGOA. Si cette hypothèse n'est pas respectée alors la validité du forçage atmosphérique est discutable. Deuxièmement, en l'absence de couplage entre l'océan et l'atmosphère, l'état de l'océan qui force le MCR et l'état de l'atmosphère simulé par le MCR sont supposés être à l'équilibre. La validité du forçage océanique peut donc être remise en question. Pour les modèles à résolution variable, on peut également citer les problèmes liés à la paramétrisation des processus sous maille qui doit être valide pour toute la gamme de résolutions du modèle. Enfin, quel que soit le type de désagrégation dynamique, les coûts en temps de calcul restent élevés, ce qui limite, d'une part, la résolution spatiale des MCR (les résolutions des MCR restent parfois insuffisantes dans le cadre de certaines études d'impact, par exemple dans des régions au relief complexe comme les zones de montagne), d'autre part le nombre de simulations et donc la possibilité d'adopter une approche multi-modèles.

Malgré tout, l'utilisation de MCR présente plusieurs avantages :

- on dispose de toutes les variables météorologiques simulées par les MCR, et on peut donc étudier les impacts du réchauffement climatique sur un grand nombre de variables ;
- on n'a théoriquement pas besoin d'observations (en pratique elles sont malgré tout nécessaires pour valider la méthode ou pour appliquer des méthodes de correction de biais) ;
- la majeure partie des processus physiques mis en jeu dans le réchauffement climatique est pris en compte par les MCR, contrairement à la désagrégation statistique

où seul un petit nombre de variables est utilisé pour prédire les variables locales (voir 2.5.2).

Bien que les vents de surface puissent être déduits de n'importe quelle simulation d'un MCR, peu d'études de désagrégation dynamique traitent spécifiquement des vents de surface dans la littérature. Un exemple est donné par Pryor et al. (2005a). Des simulations réalisées avec un MCR couplé océan-atmosphère (le Rossby Centre coupled Regional Climate model) dans le cadre du projet PRUDENCE (Raisanen et al. 2004) permettent de calculer les vents de surface sur l'Europe du Nord. La résolution spatiale horizontale de la composante atmosphérique de ce MCR est de  $0.44^\circ \times 0.44^\circ$  (environ 50 km en moyenne) avec 24 niveaux verticaux. Deux jeux de forçage sont testés : le premier utilise un MCGOA (le modèle ECHAM4/OPYC3) pour les conditions aux limites atmosphériques et océaniques et le deuxième utilise un MCGA (le modèle HadAM3H) pour les conditions aux limites atmosphériques et des TSO et une couverture de glace déterminées à partir d'observations et de simulations réalisées avec un MCGOA (le modèle HadCM3) pour les conditions aux limites océaniques. Les vents à 10 m ont été calculés à partir des vents simulés au premier niveau du modèle atmosphérique (situé à une altitude de 90m). Deux scénarios d'émissions (SRES-A2 et B2) et deux périodes (1961-1990 et 2071-2100) sont considérées. La validation de la méthode sur la période historique est réalisée en comparant les vents à 10 m désagrégés avec les vents à 10 m des réanalyses NCEP à la résolution de  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$  et des réanalyses ERA40 à la résolution de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . Les auteurs montrent que les changements de vent à 10 m sont nettement différents selon le type de forçage utilisé : certains changements sont statistiquement significatifs avec le forçage ECHAM4/OPYC3 (vitesse moyenne, densité d'énergie, direction), tandis que la majorité des points ne présente pas de changements significatifs avec le forçage HadAM3H. Ainsi, les auteurs concluent que leur analyse ne permet pas de mettre en évidence un changement significatif et robuste du vent. De façon générale, cette étude démontre la nécessité d'adopter une approche basée sur le plus grand nombre possible de forçages. En conclusion, il est important de souligner que la résolution de 50 km reste faible pour pouvoir représenter la variabilité du vent à 10 m dans certaines régions concernées par cette étude (par exemple les zones de montagnes et la côte au trait extrêmement complexe de l'ouest de la Scandinavie). On peut également s'interroger sur la pertinence de la validation des simulations avec les réanalyses NCEP et ERA40 pour les vents de surface.

## 2.5.2 Désagrégation statistique

Le principe de la désagrégation statistique repose sur le constat que les caractéristiques du climat local sont conditionnées par deux facteurs : l'état climatique de grande échelle et les propriétés physiographiques locales tels que le relief, les contrastes terre/mer, l'usage des sols ou la végétation (von Storch 1995). Ainsi, en se basant sur des observations (ou pseudo-observations telles que des réanalyses), on peut construire un modèle statistique reliant une ou plusieurs variables représentant l'état de l'atmosphère à grande échelle (ap-

pelées variables prédictives, prédicteurs, variables explicatives ou variables exogènes) à une ou plusieurs variables climatiques locales (appelées variables à prédire ou variables endogènes). La période sur laquelle le modèle statistique est construit est appelé période d'apprentissage. Ce modèle statistique peut ensuite être utilisé pour dériver les variables climatiques locales à partir de la grande échelle simulée par un modèle climatique sur n'importe quelle période. Le choix des prédicteurs est alors fondamental : ils doivent avoir un lien fort avec les variables à prédire et être correctement simulés par les modèles climatiques à l'échelle spatiale de la zone considérée.

Les avantages de ces méthodes par rapport aux méthodes de désagrégation dynamique sont :

- le faible coût en temps de calcul : une fois le modèle statistique établi (ce qui demande néanmoins un travail important), il peut être utilisé facilement et rapidement pour régionaliser un grand nombre de scénarios climatiques. Cela permet d'adopter une approche multi-modèles, indispensable à toute étude d'impact ;
- la résolution spatiale : la seule limite de la résolution spatiale des variables à prédire est celle des observations.

Les inconvénients et les faiblesses de ces méthodes sont :

- la nécessité de disposer d'observations sur des périodes suffisamment longues ;
- le nombre de variables pouvant être prédites avec une même méthode est très limité : il est par exemple difficile de développer une méthode pouvant être appliquée à l'identique avec les mêmes prédicteurs pour la température à 2m, les précipitations et les vents de surface. Ce nombre est de surcroît limité par la nécessité de disposer d'observations pour chaque variable à prédire ;
- l'hypothèse de stationnarité : le modèle statistique établi et validé pour le climat présent doit rester valable pour le climat futur. Autrement dit, les liens observés entre les prédicteurs et les variables à prédire dans le climat présent doivent rester inchangés dans un climat perturbé par les émissions anthropiques. Il s'agit d'une hypothèse difficile à vérifier ou invalider. Idéalement, on suppose que les données observées sont suffisamment longues pour couvrir une large palette de conditions climatiques incluant les modifications futures des prédicteurs. En pratique, la profondeur des données observées reste limitée, rendant l'hypothèse de stationnarité de plus en plus fragile à mesure que l'on se projette loin dans le futur. Cependant, plusieurs diagnostics permettent de valider en partie cette hypothèse. Tout d'abord, la capacité de la méthode à reproduire la variabilité basse fréquence de la variable à prédire est essentielle, celle-ci pouvant être considérée comme une sorte de "changement climatique naturel" (Zorita et von Storch 1999). La reproduction des tendances observées est ainsi indispensable. De plus, il est fondamental de s'assurer que les prédicteurs incorporent le signal du changement climatique. En effet, un prédicteur peut présenter un lien fort et déterminant pour une variable locale dans le climat actuel mais ce lien peut devenir caduc dans un climat futur. Inversement,

un prédicteur potentiel peut être considéré comme secondaire en se basant sur des observations du climat actuel alors que son rôle peut devenir déterminant pour la variable à prédire dans le futur. Finalement, la bonne compréhension physique des liens entre les prédicteurs et les variables à prédire ainsi que des phénomènes mis en jeu dans le réchauffement climatique est fondamental dans la justification de l'hypothèse de stationnarité. Notons que l'hypothèse de stationnarité existe également dans la désagrégation dynamique mais dans une moindre mesure : les paramétrisations physiques des processus sous maille des MCR sont en partie établies de façon empirique pour le climat actuel et sont supposées rester valides dans le climat futur.

Depuis une dizaine d'années, un très grand nombre de méthodes de désagrégation statistique ont été développées (von Storch et al. 2000, Wilby et al. 2004), notamment pour les précipitations. Bien que les méthodes ayant été appliquées aux vents de surface soient peu nombreuses, elles sont suffisamment variées pour donner un aperçu de la diversité des méthodes de désagrégation statistique. Nous allons maintenant décrire succinctement les principales méthodes appliquées aux vents de surface et présenter les résultats des études d'impact du réchauffement climatique lorsque celles-ci concernent une zone proche de notre zone d'étude (Europe de l'Ouest).

Kaas et al. (1996) utilisent les moyennes mensuelles de la pression atmosphérique au niveau de la mer et de la TSO comme prédicteurs (réanalyses avec une résolution de  $5^\circ \times 5^\circ$ ) et la moyenne mensuelle du carré de la vitesse du vent à 10 m comme variable à prédire (10 stations synoptiques). La zone d'étude est le nord de la région Atlantique Nord (Figure 2.10). L'étude ne traite que les 3 mois d'hiver (DJF). La période d'apprentissage est composée de 27 hivers de 1961 à 1987. La méthode de désagrégation utilisée est une analyse en corrélation canonique (CCA) (Barnett et Preisendorfer 1987). Il s'agit d'une extension des méthodes de régressions linéaires multiples. La validation est réalisée avec une technique de validation croisée sur la période d'apprentissage. Les auteurs constatent que les performances de la méthode ne sont pas satisfaisantes pour 3 des 10 stations. Finalement, la méthode est utilisée pour déterminer la variable à prédire en DJF sur toute la période des réanalyses 1903-1987 pour 7 stations. Les auteurs concluent que les séries reconstruites ne présentent pas de tendances linéaires mais présentent une très forte variabilité interdécennale. Il n'y a pas d'application au climat futur.

Bogardi et Matyasovszky (1996) utilisent la moyenne journalière de la hauteur du géopotential à 700hPa (noté Z700) comme prédicteur (réanalyses avec une résolution de  $5^\circ \times 5^\circ$ ) et la moyenne journalière de la vitesse du vent à 10 m comme variable à prédire (7 stations). La zone d'étude est l'Etat du Nebraska aux Etats-Unis. La méthode est développée séparément pour deux périodes : un hiver étendu d'octobre à mars et un été étendu d'avril à septembre. La période d'apprentissage est de 12 ans, de 1982 à 1993. Le modèle statistique est un modèle stochastique conditionné par des régimes de circulation de grande échelle : la structure spatio-temporelle de la moyenne journalière du vent à 10

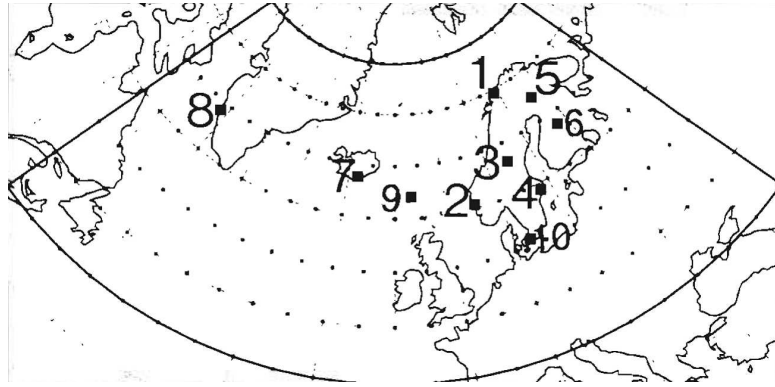


FIG. 2.10: Zone d'étude et stations utilisées par Kaas et al (1996).

m est modélisée par un processus autorégressif d'ordre 1 conditionné par l'occurrence de 9 régimes de circulation de grande échelle pour chaque saison. Du fait de la courte période des données observées, la méthode n'a pas été validée sur une période indépendante. Le modèle est appliqué avec le Z700 simulé par un MCGOA pour deux périodes : une période de contrôle de 10 ans et une période de 10 ans où les concentrations en CO<sub>2</sub> sont maintenues constantes à un niveau 2xCO<sub>2</sub>. La méthode est validée en comparant le vent désagrégé sur la période de contrôle et le vent observé.

Sailor et al. (2004) utilisent les climatologies journalières d'un groupe de variable (vitesse du vent à la surface, à 850hPa et 700hPa, hauteurs du géopotential à 850hPa et 700hPa, pression atmosphérique au niveau de la mer) comme prédicteurs et la climatologie journalière de la vitesse du vent à 10 m comme variable à prédire (3 stations dans le sud des Etats-Unis). Le modèle statistique est un modèle de réseau de neurone. Le modèle étant construit à partir des climatologies journalières des prédicteurs et des variables à prédire, la chronologie n'intervient pas dans le modèle et celui-ci peut donc être directement construit et validé à partir de prédicteurs simulés par un MCGOA (les auteurs n'utilisent donc pas de réanalyses). Le modèle est bâti séparément pour chaque station en utilisant les prédicteurs simulés par le MCGOA au point de grille le plus proche de la station considérée (la résolution spatiale du MCGOA n'est pas donnée). La période d'apprentissage est de 30 ans, de 1965 à 1994. La validation est réalisée avec une technique de validation croisée sur la période d'apprentissage. Deux simulations du MCGOA sont étudiées : une période de contrôle de 10 ans et une période de 10 ans de la fin d'un scénario 2xCO<sub>2</sub>.

Plus récemment, Pryor et Schoof (2005b), Pryor et al. (2005c) et Pryor et al. (2006) ont développé une méthode qu'ils ont appliquée avec, respectivement, 1, 5 et 10 MCGOAs. La zone d'étude est l'Europe du Nord (Figure 2.11). Les auteurs utilisent la fonction de densité de probabilité de Weibull afin de représenter pour chaque mois de l'année la distribution de la moyenne journalière du vent à 10 m à 46 stations. Les deux paramètres de

la loi de Weibull pour chaque station et chaque mois de l'année sont les variables à prédire (soit  $12 \times 46 \times 2$  paramètres à prédire). Les prédicteurs sont les climatologies mensuelles du gradient de la pression atmosphérique au niveau de la mer, de la vorticité relative à 500hPa et de l'écart-type de la vorticité relative à 500hPa. Les prédicteurs sont issus de 10 MCGOAs, y compris pour l'apprentissage et la validation de la méthode (les prédicteurs ne proviennent donc pas de réanalyses pour l'apprentissage). Le modèle statistique est basé sur une régression linéaire multiple. Les coefficients de la régression linéaire multiple sont calculés pour chaque station, chaque mois et chaque MCGOA (en utilisant les prédicteurs au point de grille le plus proche de la station considérée) pour une période historique de 19 ans (1982-2000). La méthode est validée sur la période d'apprentissage, sans validation croisée. Le modèle statistique est ensuite appliqué avec les 10 MCGOAs pour la période historique 1961-2000 et deux périodes futures issues de simulations avec le scénario SRES-A2 : 2046-2065 et 2081-2100. Les auteurs concluent qu'il n'y a pas de signal consistant quant à une baisse ou une augmentation de la moyenne ou du 90<sup> me</sup> percentile de la vitesse du vent, quelle que soit la période future considérée.

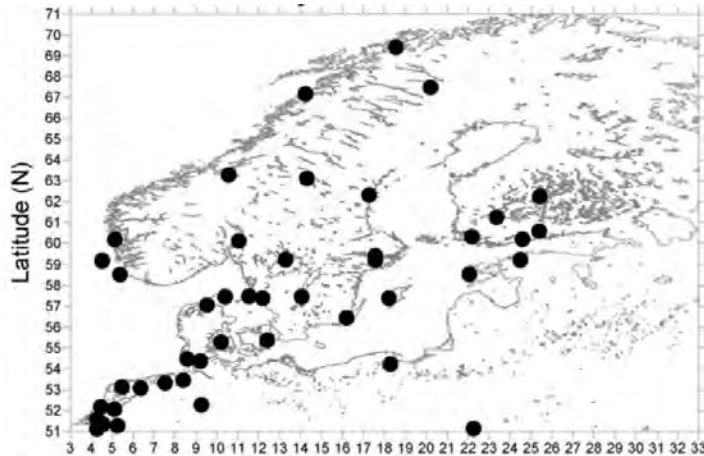


FIG. 2.11: Zone d'étude et stations utilisées par Pryor et al. (2005b, 2005c, 2006).

Toutes les méthodes que nous venons de décrire présentent certaines faiblesses.

- aucune ne permet de désagréger la direction du vent. Il s'agit d'une limitation sérieuse car elle prive les auteurs de possibilités intéressantes d'interprétation et d'analyse physique des performances des méthodes et des projections climatiques ;
- les méthodes décrites par Bogardi et Matyasovszky (1996), Sailor et al. (2004) et Pryor et al. (2005b, 2005c, 2006) ne permettent pas de reconstruire les séries temporelles de la vitesse du vent ;
- Bogardi et Matyasovszky (1996) et Pryor et al. (2005b, 2005c, 2006) utilisent des distributions mathématiques pour modéliser les distributions observées de la vitesse du vent (lognormal pour Bogardi et Matyasovszky (1996) et Weibull pour Pryor et al. (2005b, 2005c, 2006)) et supposent que ces distributions conviennent toujours en



climat perturbé : c'est une hypothèse de stationnarité discutable étant donné que des changements dans la forme de la distribution pourraient rendre ces modélisations caduques ;

- pour une station donnée, Sailor et al. (2004) et Pryor et al. (2005b, 2005c, 2006) utilisent les prédicteurs au point de grille le plus proche de la station. Une telle approche présente plusieurs faiblesses : les performances de la méthode dépendent de la capacité du modèle à correctement reproduire les prédicteurs en un seul point de grille, un grand nombre de prédicteurs est nécessaire pour pouvoir représenter correctement la circulation atmosphérique de grande échelle (tandis que Kaas et al. (1996) et Bogardi et Matyasovszky (1996) n'utilisent qu'un ou deux prédicteurs mais sur un grand nombre de points de grille), l'information sur la direction du flux atmosphérique près de la surface est difficile à prendre en compte alors que celui-ci est fondamental dans des zones où le relief peut accélérer ou au contraire ralentir les vents de surface en fonction de leur direction ;
- la méthode proposée par Bogardi et Matyasovszky (1996) adopte une description discrète du système climatique et des prédicteurs (le modèle stochastique n'est conditionné que par l'occurrence de 9 régimes de circulation) ;
- Kaas et al. (1996) n'appliquent pas leur méthode au climat futur ;
- Bogardi et Matyasovszky (1996) et Sailor et al. (2004) ne proposent pas d'approche multi-modèles dans leur étude d'impact du réchauffement climatique : cela limite la valeur de leurs conclusions sur les projections climatiques ;
- bien que Kaas et al. (1996) propose un lien entre ces résultats sur le présent et l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), aucune des méthodes proposées ne permet de donner des clefs d'interprétation physique systématique des biais ou des changements observés. L'utilisation de régimes de circulation dans l'étude de Bogardi et Matyasovszky (1996) laisse penser que des interprétations en terme de grande échelle pourraient être possibles, malheureusement le modèle stochastique complexe utilisée rend les liens entre régimes de circulation et vents de surface difficiles à interpréter.

Bien que qu'elles ne concernent que les extrêmes de vents, deux autres études méritent d'être citées : Laurent et al. (2002) et Sabre et Sacré (2002). En effet, ces deux études concernent la France et leurs résultats peuvent donc être intéressants pour la suite de notre travail. Ces deux études, réalisées dans le cadre du projet IMFREX, ont estimé les valeurs de retour cinquantennales du vent maximum en surface dans un climat de fin de 21<sup>ème</sup> siècle simulé par deux MCGOAs selon le scénario SRES-A2. L'étude de Laurent et al. (2002) s'appuie sur une méthode de désagrégation statistique (décomposition en valeurs singulières et régression linéaire multiple, le module du vent à 850 hPa étant le prédicteur) et celle de Sabre et Sacré (2002) sur une méthode d'identification de perturbations (régression linéaire multiple, sept prédicteurs étant calculés à partir de la configuration locale du champ de tourbillon à 850 hPa). Les observations locales utilisées pour l'apprentissage de ces méthodes sont le maximum quotidien du vent instantané à 22 stations sur la période 1974-2002, les prédicteurs étant issus des réanalyses ERA40 pour Laurent et al. (2002)

et ERA15 pour Sabre et Sacré (2002). Ces deux études ne traitent que la période du 15 octobre au 15 avril. Elles s'accordent pour montrer une légère augmentation dans le nord de la France et une diminution faible sur le pourtour méditerranéen. Cependant, comme l'indiquent les auteurs, la faiblesse de la réponse, son manque de robustesse statistique et les différences entre les deux modèles incitent à la prudence avant de parler d'impact significatif sur le vent.

### **2.5.3 Des méthodes hybrides**

En pratique, la distinction faite dans les sections précédentes entre désagrégation dynamique et désagrégation statistique est parfois simplificatrice. En effet, des ponts existent entre ces deux grandes classes de méthode de désagrégation. Nous allons ici donner deux exemples de méthodes hybrides ayant été développées pour désagréger les vents de surface.

Frey-Buness et al. (1995) développe une méthode en partant de l'hypothèse que le climat local d'une région peut être caractérisé par la fréquence d'occurrence d'un nombre limité de situations météorologiques. Cette hypothèse est en quelque sorte une simplification de l'hypothèse de base des méthodes de désagrégation statistique (Section 2.5.2) : au lieu d'associer chaque situation météorologique locale à une circulation atmosphérique de grande échelle, on associe une situation météorologique locale à un ensemble (également appelé groupe ou classe) de circulations atmosphériques de grande échelle proches. Dans un contexte de changement climatique, les auteurs font alors l'hypothèse que les fréquences d'occurrence de ces classes de circulation de grande échelle sont susceptibles d'être modifiées mais que leurs structures spatiales vont rester identiques. Cette hypothèse a été confortée par plusieurs études récentes (Corti et al. 1999, Hsu et Zwiers 2001, Stone et al. 2001) qui montrent que les structures spatiales de la réponse du système climatique au forçage anthropique se projettent principalement sur des modes de la variabilité naturelle du système. Ces études suggèrent que le changement climatique pourrait se traduire par des changements de la fréquence d'occurrence des régimes naturels de circulation atmosphérique. La première étape de la méthode développée par Frey-Buness et al. (1995) consiste à définir des classes de circulation atmosphérique de grande échelle. La seconde étape consiste ensuite, pour chaque classe, à réaliser une simulation avec un modèle méso-échelle (dont la résolution spatiale horizontale moyenne est de 25 km) forcé par l'état moyen de grande échelle correspondant à la classe considérée. Enfin, chaque simulation est pondérée par la fréquence d'occurrence des classes de façon à reconstruire la distribution de la vitesse et de la direction du vent à 10 m. Frey-Buness et al. (1995) appliquent leur méthode pour désagréger les précipitations et le vent à 10 m dans les Alpes. Les prédicteurs permettant de définir les classes de circulation sont les précipitations et la direction du vent à 850 hPa simulées par un MCGA (résolution spatiale horizontale d'environ 4,3 °) sur une période de 19 ans où les concentrations en GES sont maintenues constantes à leur niveau de 1990. Seuls les mois de janvier et de juillet sont étudiés, et de façon séparée. Pour chaque mois étudié, les données ont d'abord été séparées en deux

groupes : un groupe de jours où les précipitations sont inférieures à la médiane et un groupe où elles sont supérieures. Puis, chaque groupe a été redivisé selon la direction du vent à 850 hPa par intervalles de  $30^\circ$ . Les auteurs définissent ainsi 24 classes pour chaque mois : le coût en temps de calcul est donc nettement inférieur à celui d'un MCR forcé sur toute la période.

L'intérêt principal de cette méthode est son faible coût en temps de calcul par rapport aux méthodes classiques de désagrégation dynamique : cela permet l'utilisation de modèles méso-échelles avec des résolutions spatiales plus fines. De plus, les approches multi-modèles sont aussi simples et rapides à mettre en œuvre qu'avec les méthodes de désagrégation statistique : il suffit de déterminer pour différents MCGOAs les changements d'occurrence des classes de circulation de grande échelle et pondérer les simulations méso-échelles. Le principal point faible de cette méthode est l'hypothèse que le changement climatique peut être correctement représenté par le changement d'occurrence des classes de circulation de grande échelle.

Cette méthode a été reprise par Mengelkamp et al. (1997) et Mengelkamp (1999) pour désagréger le vent à 10 m sur une région au centre de l'Allemagne. Champeaux et al. (2001) ont également utilisé cette méthode pour reconstituer la climatologie du vent à 10 m sur la France, dans le cadre de l'Action RETIC B-95 conduite au CNRM/Météo-France. Cependant, bien que cette méthode ait été développée dans une optique d'étude d'impact du changement climatique, elle n'a, à notre connaissance, jamais été utilisée dans ce cadre. De plus, aucun exemple de comparaison de cette méthode avec des méthodes plus classiques de désagrégation dynamique ou de désagrégation statistique n'a pu être trouvé dans la littérature.

Lionello et al. (2003) proposent une autre méthode hybride permettant de désagréger les vents de surface sur la mer Adriatique. Le but de cette étude est de forcer des modèles numériques pour simuler la propagation de la houle et l'élévation du niveau de la mer sur la mer Adriatique. Pour cela, les auteurs ont besoin de champs de vents à haute résolution sur la zone en question. Dans cette étude, le prédicteur est la pression atmosphérique au niveau de la mer (notée PSL). Sept évènements caractérisés par des tempêtes intenses ou modérées sur la mer Adriatique ont été sélectionnés parmi les hivers (octobre à décembre) de 1989 à 1992. Chaque évènement est décrit par une séquence de cartes de PSL à des intervalles de 6 heures (réanalyses ERA15 avec une résolution de  $1,1^\circ$  environ). Chaque évènement étant constitué de plusieurs jours, les auteurs disposent d'un échantillon de 94 cartes de PSL. Chaque évènement est ensuite simulé sur la mer Adriatique avec un MCR dont la résolution spatiale horizontale est de  $0,25^\circ$ . Les champs de vents à 10 m simulés par le MCR sont ensuite associés aux cartes de PSL correspondantes et une analyse en corrélation canonique est réalisée. Le modèle statistique est finalement appliqué à l'ensemble des cartes de PSL de la période 1989-1992 (hivers uniquement). Les auteurs obtiennent ainsi des cartes de champs de vents à 10 m toutes les 6 heures à la résolution de  $0,25^\circ$  qui leur permettent de forcer leurs modèles de houle et de surface. Parallèlement, les auteurs ont également forcé leurs modèles avec le vent à 10 m des réanalyses ERA15.

Ils comparent leurs résultats à différentes stations de mesure où les hauteurs de vagues et du niveau de la mer sont disponibles et montrent que les simulations réalisées avec les vents désagrégés sont beaucoup plus proches des observations. Finalement, les auteurs appliquent leur modèle statistique avec la PSL simulée par un MCGOA (résolution de 1,1° environ) sur une période de contrôle de 30 ans et une période future de 30 ans (scénario 2xCO<sub>2</sub>). Une méthode classique de désagrégation dynamique des vents de surface avec un MCR est également utilisée pour quelques événements de vents intenses (sélectionnés parmi les périodes de contrôle et future). La comparaison des deux méthodes met en évidence des différences significatives.

La méthode de désagrégation proposée par Lionello et al. (2003) présente les mêmes avantages que celle de Frey-Buness et al. (1995) : faible coût en temps de calcul par rapport aux méthodes classiques de désagrégation dynamique et obtention de variables désagrégées à haute résolution. Cette méthode permet, en plus, de reconstruire des séries temporelles. Sa principale faiblesse est l'utilisation d'un échantillon très réduit pour développer une CCA.

## 2.6 Cadre et problématiques de nos travaux

### 2.6.1 Contexte général

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, l'énergie éolienne connaît actuellement un fort développement en France, et ce développement devrait se poursuivre au cours des prochaines décennies. Il est par conséquent essentiel de pouvoir estimer l'évolution du potentiel éolien en France dans le futur. Les outils de base pour réaliser des projections climatiques globales avec différents scénarios d'émissions anthropiques sont les MCGOAs. Cependant, leur résolution spatiale actuelle (de l'ordre de 250 km en moyenne) est insuffisante pour représenter correctement les variabilités spatiale et temporelle des vents de surface, notamment dans les zones présentant un relief complexe ou des contrastes terre/mer (section 2.4). Or les principaux secteurs de développement de l'énergie éolienne en France se situent dans de telles zones : sud-est, ouest et nord de la France (section 1.3.2). Ainsi, le recours à des méthodes de descente d'échelle est nécessaire (section 2.5). De telles méthodes ont rarement été appliquées pour étudier l'évolution des vents de surface dans le futur. Dans le cas de la France, l'étude très récente de Leboucher (2007) est, à notre connaissance, le seul exemple.

Le développement d'une méthode de désagrégation pour les vents de surface pour toute la France <sup>2</sup> présente plusieurs difficultés. La France présente tout d'abord de forts contrastes climatiques régionaux, se traduisant, dans le cas du vent, par des régimes de vents très différents selon les régions (par exemple, l'ouest de la France et le pourtour méditerranéen). De plus, plusieurs régions ont un relief complexe qui modifie de façon importante les caractéristiques locales des vents de surface (notamment dans le sud-est).

---

<sup>2</sup>Comme indiqué précédemment, nous ne considérons ici que la France métropolitaine, Corse exclue.

Une étape fondamentale doit ensuite être effectuée : celle de l'estimation des incertitudes associées aux projections climatiques. Il s'agit d'une étape essentielle dans une étude d'impact du changement climatique. Des incertitudes se situant à chaque étape du processus d'une étude d'impact (scénarios d'émissions, scénarios de concentrations, MCGOAS, méthodes de désagrégation), il est important de pouvoir estimer le poids relatif de chaque source d'incertitude et de les hiérarchiser (Christensen et al. 2007). Dans le cadre de cette thèse nous nous focaliserons uniquement sur deux sources d'incertitudes : les MCGOAS et les méthodes de désagrégation.

## 2.6.2 Objectifs et organisation de la thèse

Cette thèse se propose d'étudier l'impact du réchauffement global sur le potentiel éolien en France. Les principaux objectifs sont les suivants :

- développer de nouvelles méthodes de régionalisation pour les vents de surface ;
- appliquer ces méthodes au climat futur ;
- étudier les liens entre les vents de surface et la circulation atmosphérique de grande échelle de façon à mieux comprendre les mécanismes physiques à l'origine des modifications des vents de surface ;
- analyser les incertitudes associées aux projections climatiques ;

Les deux premiers chapitres ont permis d'introduire le contexte scientifique de cette thèse. Le chapitre 3 sera consacré à l'étude des liens entre les vents de surface et la circulation atmosphérique de grande échelle. En particulier, nous introduirons les concepts de régimes de temps et de types de temps. Dans les chapitres 4 et 5, nous décrirons plusieurs méthodes de désagrégation permettant d'estimer l'évolution des vents de surface en France au cours du 21<sup>ème</sup> siècle. Le chapitre 6 permettra de comparer les résultats des différentes méthodes et de hiérarchiser les différentes sources d'incertitude. Conclusions et perspectives viendront clore cette thèse et nous nous attacherons à mettre en lumière les limitations des méthodes employées et des conclusions avancées.



## Chapitre 3

# La circulation atmosphérique de grande échelle

Ce chapitre est consacré à l'étude des liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et différentes variables de surface, notamment les vents. Nous allons présenter différents outils (régimes de temps, types de temps) permettant de faciliter la description et la compréhension des impacts du réchauffement global sur la circulation atmosphérique de grande échelle en Europe, et d'étudier leur impact sur les variables de surface.

### 3.1 Introduction

Les MCGOAs se situant à l'amont des méthodes de régionalisation, il est utile d'examiner au préalable les sorties directes de ces modèles et d'étudier l'impact du réchauffement global sur les variables de surface dans ces modèles. Cette étape va notamment nous permettre d'identifier la robustesse de certains changements à l'échelle de l'Europe ainsi que les incertitudes associées. Puis nous nous focaliserons sur la circulation atmosphérique de grande échelle. Les différentes stratégies de désagrégation présentées dans les chapitres suivants utilisent comme prédicteur des variables caractéristiques de la circulation atmosphérique de grande échelle. Il est par conséquent important d'étudier au préalable les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les vents de surface afin de développer des algorithmes de désagrégation adaptées. Pour cela, nous allons utiliser des méthodes de classification. Ces méthodes permettent de définir des groupes de jours présentant des circulations atmosphériques de grande échelle similaires. Il est ensuite aisé de relier les anomalies des variables de surfaces associées à ces groupes de jours à la circulation atmosphérique de grande échelle. Pour commencer, nous adopterons une approche classique en régimes de temps. Les régimes de temps vont nous permettre de décrire certaines relations entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les variables de surface, mais leur utilisation dans un contexte de changement climatique va s'avérer limitée. Nous développerons alors une approche ad hoc, spécifique aux vents de surface sur la France : l'analyse en types de temps.

Dans ce chapitre, nous utilisons les données des modèles CMIP3 (voir section 2.4).

L'ampleur des données disponibles rendant une étude exhaustive difficile, nous nous focaliserons par la suite, et sauf mention contraire, aux simulations réalisées avec le scénario d'émissions SRES-A1B pour le futur (périodes 2046-2065 et 2081-2100) et celles du climat du 20<sup>ème</sup> siècle (période 1971-2000). Sauf exception, ces trois fenêtres temporelles sont les seules disponibles avec des données journalières. Pour différentes variables de surface, plusieurs études utilisant des MCGOAs ont montrées que les structures spatiales associées au changement climatique étaient très proches quel que soit le scénario climatique ou la période future considérée, l'intensité de ces structures variant de façon presque monotone avec le forçage anthropique (Watterson 2008, Giorgi 2008). Ainsi, en faisant le choix de nous focaliser sur le scénario SRES-A1B qui est un scénario intermédiaire, nous espérons mettre en évidence certaines caractéristiques pouvant être extrapolées d'un point de vue qualitatif à d'autres scénarios. De plus, le scénario SRES-A1B est le seul scénario disponible avec les modèles régionaux du projet ENSEMBLES, qui seront utilisés au chapitre 6. De plus, certaines variables utilisées par la suite n'étant pas disponibles pour tous les modèles, nous serons parfois contraints d'étudier un ensemble réduit de modèles (mais toujours supérieur à 12 modèles).

Dans la suite, lorsque nous examinerons des changements d'état moyen pour une variable donnée, nous utiliserons la notion de *cohérence de signe* : nous considérerons qu'il y a cohérence des changements de signe entre les modèles si au moins 80% des modèles simulent un changement de même signe. De même, nous utiliserons le terme *incertitude inter-modèle* pour désigner l'incertitude associée aux différentes réponses des modèles au forçage anthropique. Cette incertitude comprend, d'une part, l'incertitude structurelle des modèles (liée par exemple aux différentes paramétrisations physiques ou aux différentes résolutions spatiales), et d'autre part, l'incertitude liée à la variabilité interne du système climatique. Pour une variable donnée, l'incertitude inter-modèle peut être estimée par l'écart-type inter-modèle du changement associée à cette variable, c'est-à-dire l'écart-type des changements simulés par chaque modèle (Giorgi 2008), ou bien par la différence entre le maximum et le minimum des changements simulés par chaque modèle. Souvent, les changements calculés pour les périodes futures seront exprimés en pourcentage de la moyenne sur la période 1971-2000.

## 3.2 Les changements moyens sur l'Europe

Dans cette section, nous présentons les changements moyens multi-modèles de la pression atmosphérique au niveau de la mer (PSL) (Figure 3.1), de la température à 2m (T2m) (Figure 3.2), du vent à 10 m (UV10) (Figure 3.3) et des précipitations (PR) (Figure 3.4).

Nous utilisons la PSL comme indicateur de la circulation atmosphérique de grande échelle sur la zone Europe-Atlantique-Nord. Quelques zones bien limitées présentent des changements marqués et robustes. On peut noter une forte augmentation de la PSL centrée sur la Méditerranée en hiver, une augmentation plus ou moins diffuse selon les



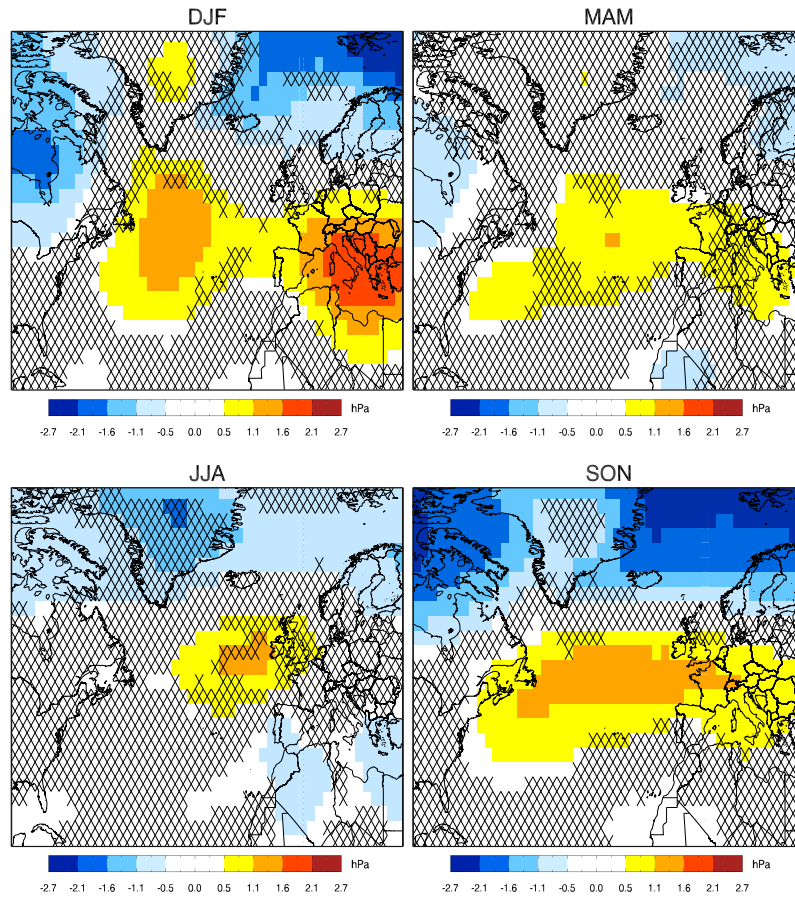


FIG. 3.1: *Changement moyen multi-modèles de la pression atmosphérique au niveau de la mer (en hPa) entre les périodes 2046-2065 et 1971-2000 pour chaque saison. Les croix indiquent les zones où la cohérence de signe entre les modèles CMIP3 est inférieure à 80 %.*

saisons sur une bande comprise entre  $40^\circ$  et  $55^\circ$  de latitude nord, et une diminution au nord, entre le Groënland et la Scandinavie. En dehors de ces zones, l'incertitude demeure, notamment dans les zones de transition : en effet la position géographique de la limite entre les zones présentant une augmentation et celles présentant une diminution varient sensiblement selon les modèles.

En ce qui concerne la T2m, on remarque une augmentation généralisée et robuste : la cohérence de signe des modèles est supérieure à 80 % pour tous les points de grille. La structure spatiale des changements est variable selon la saison, avec notamment une augmentation plus marquée sur l'Europe du nord-est en hiver (liée à la rétroaction neige-albédo), et sur le pourtour méditerranéen en été (liée au couplage sol/atmosphère).

Les changements de vents de surface sont nettement moins robustes : la cohérence de signe n'est supérieure à 80 % que dans quelques zones limitées, principalement en hiver et en automne. De façon générale, ces changements s'expliquent bien par les changements

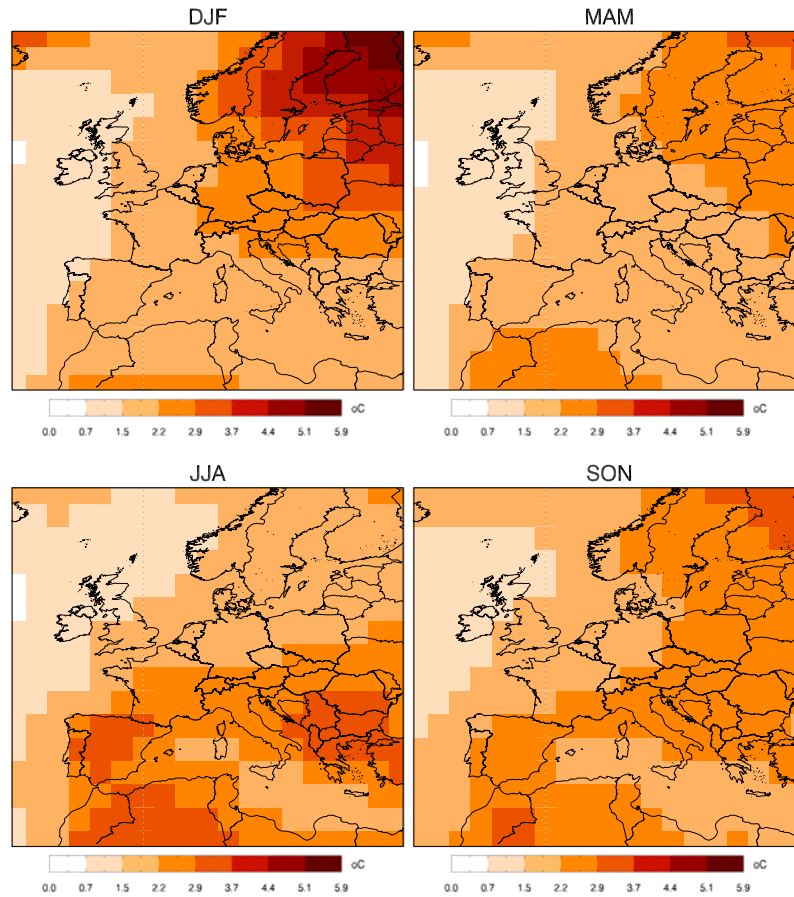


FIG. 3.2: *Idem que la Figure 3.1 pour la température à 2m (en °C).*

de PSL. On remarque notamment une augmentation des flux d'est sur la Méditerranée, en hiver et en automne, associée à une diminution de la vitesse moyenne du vent, et une augmentation des flux de sud-ouest sur le nord de l'Europe, en hiver et en automne, associée à une augmentation de la vitesse moyenne du vent. On peut également noter des changements importants à l'ouest de la péninsule ibérique, avec une augmentation importante de la vitesse du vent en été et une diminution en hiver et en automne.

Contrairement aux vents de surface, les changements de précipitations sont plus robustes. Quelle que soit la saison, on remarque une augmentation dans le nord de l'Europe et une diminution dans le sud, la limite entre ces deux zones variant au cours de l'année : elle est plus au sud en hiver et plus au nord en été. Entre ces deux zones, la cohérence de signe entre les modèles CMIP3 est faible. Ces changements peuvent être reliés au changement de PSL : par exemple, la diminution de la PSL dans le nord de l'Europe renforce les flux zonaux et favorise une augmentation des précipitations sur cette zone.

Il est intéressant de noter que le vent à 10 m est la variable qui présente les changements

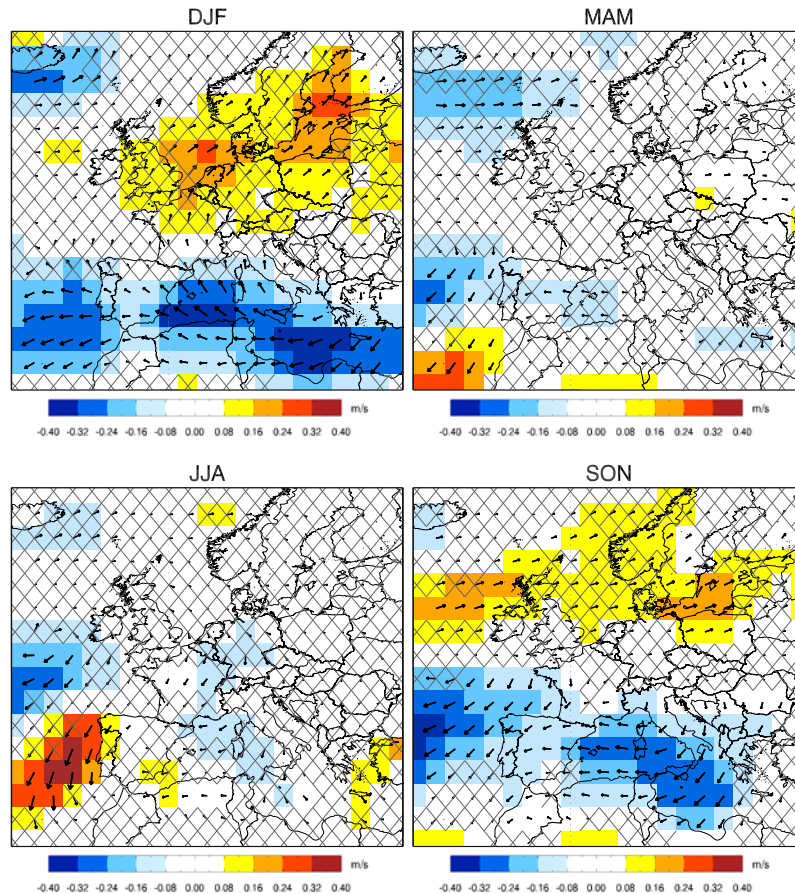


FIG. 3.3: *Idem que la Figure 3.1 pour le vent à 10 m (en m/s).*

les moins robustes : la cohérence de signe entre les modèles CMIP3 est faible pour une large majorité de points. Il sera indispensable de déterminer si cette incertitude est liée à une caractéristique intrinsèque du vent et à ses liens avec les variables de grandes échelles, auquel cas les méthodes de régionalisation ne permettront pas de diminuer cette incertitude ; ou bien si cette incertitude est inhérente au traitement de cette variable dans les modèles, notamment à la disparité des paramétrisations physiques dans les modèles.

### 3.3 Les régimes de temps

Dans la section précédente, certaines modifications des vents de surface et des précipitations ont pu être reliées à des changements moyens de la circulation atmosphérique de grande échelle représentée par la PSL. Afin de caractériser les modifications de la circulation atmosphérique de façon plus précise, nous recourons à une approche en régimes de temps. Les régimes de temps peuvent être considérés comme des états préférentiels du système climatique. Ils peuvent être caractérisés par leurs propriétés de récurrence, de persistance ou de quasi-stationnarité (Michelangeli et al. 1995) et sont déterminés à l'aide

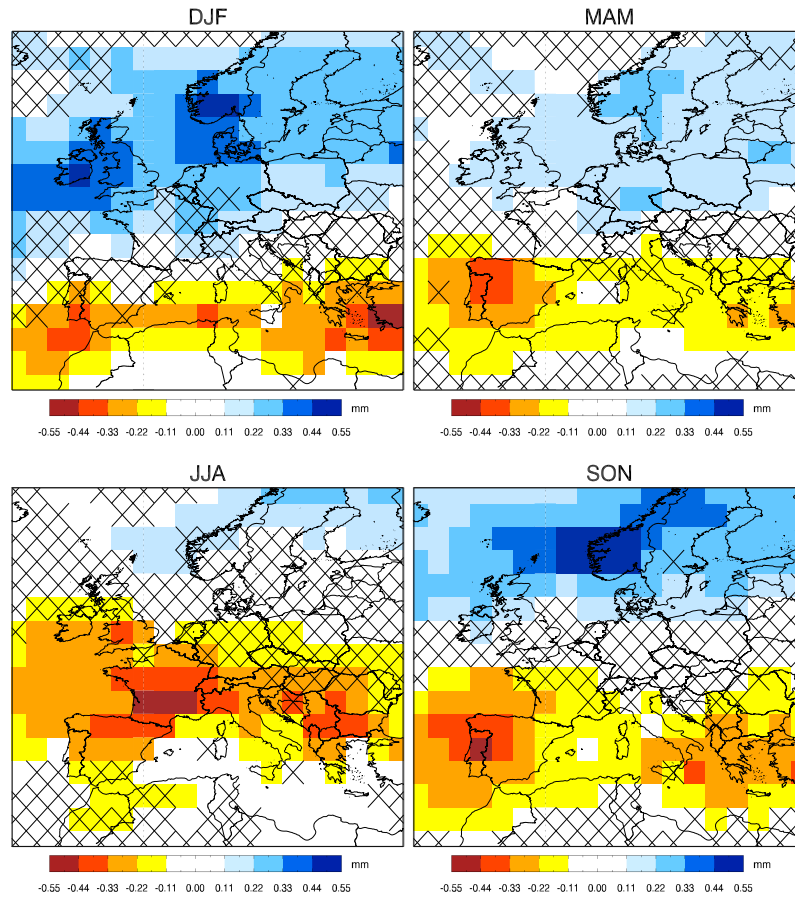


FIG. 3.4: *Idem que la Figure 3.1 pour les précipitations (en mm).*

d'algorithmes de classification automatique. Les fluctuations du temps qui caractérisent la variabilité climatique peuvent s'interpréter comme les transitions temporelles entre ces régimes (Vautard 1990).

Les analyses en régimes de temps présentent plusieurs intérêts. Tout d'abord les régimes de temps permettent de caractériser certains modes dominants de la variabilité de la circulation atmosphérique (Vautard 1990). Ensuite, les régimes de temps sont souvent un outil efficace pour décrire les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les climats régionaux (Plaut et Simonnet 2001a, Yiou et Nogaj 2004, Cassou et al. 2005, sont des exemples parmi de nombreux autres). Ils sont ainsi la clef de voûte de nombreuses études de régionalisation. Enfin, les modifications de la circulation atmosphérique pourraient s'expliquer par des modifications des fréquences d'occurrence des régimes de temps (les structures spatiales des régimes de temps restant identiques), sans que de nouveaux régimes de temps n'apparaissent (Corti et al. 1999, Hsu et Zwiers 2001).

### 3.3.1 Définition

La méthode de classification que nous adoptons ici est l'algorithme du k-means tel qu'il est décrit par Michelangeli et al. (1995). Cet algorithme permet de trouver de façon itérative la partition qui minimise le ratio de la variance à l'intérieur des régimes sur la variance entre les centroïdes des régimes. Le centroïde d'un régime est le composite (moyenne) de la variable classifiée à l'intérieur de ce régime, dans l'espace réduit de classification. Tandis que le terme composite sera utilisé pour différentes variables, le terme centroïde fera toujours référence à la variable classifiée. Nous utilisons ici la PSL comme indicateur de la circulation atmosphérique de grande échelle et classifions les anomalies journalières de PSL des réanalyses ERA40 (période 1957-2002) sur la région Europe-Atlantique-Nord (20°N-80°N, 90°W-30°E) dans l'espace réduit des fonctions orthogonales empiriques (EOF). Le nombre d'EOFs est fixé de telle sorte que les EOFs retenues expliquent au moins 80 % de la variance totale de la PSL.

Nous présentons, tout d'abord, une méthode permettant de définir les saisons. Dans les études portant sur la même zone géographique, les définitions de l'hiver et de l'été sont variables. Généralement, l'hiver est inclus entre novembre et mars, et l'été entre mai et septembre. Les saisons intermédiaires sont généralement exclues de la classification.

1. On réalise une analyse en régimes de temps des anomalies journalières de PSL pour les quatre saisons classiques DJF, MAM, JJA et SON. On utilise l'algorithme du k-means dans l'espace défini par les 11 premières EOFs de la PSL sur toute la période (l'espace de classification est donc le même pour les quatre saisons). On obtient quatre régimes de temps pour chaque saison, soit au total 16 régimes de temps pour l'année complète. Pour DJF et JJA on retrouve les régimes décrits dans la littérature (Vautard 1990 et Cassou et al. 2005). Pour MAM et SON, la classification apparaît peu robuste (critère de Michelangeli et al. 1995). On choisit de garder quatre régimes pour MAM et SON afin d'avoir le même nombre de régimes pour les quatre saisons.
2. La PSL de tous les jours de la période 1957-2002 est ensuite classée dans ces 16 régimes, par minimisation de la distance aux centroïdes. Sur la Figure 3.5, on remarque que les périodes de transition entre l'hiver et l'été sont réduites au mois d'octobre (régimes SON prépondérants) et au mois d'avril (régimes MAM prépondérants). On peut alors définir l'hiver comme la période dont les jours appartiennent en majorité aux quatre régimes DJF, c'est-à-dire de novembre à mars (NDJFM), et l'été comme la période dont les jours appartiennent en majorité aux quatre régimes JJA, c'est-à-dire de mai à septembre (MJJAS). En ce qui concerne les périodes de transition entre l'hiver et l'été, elles sont courtes et peu stables dans le temps : bien qu'elles se situent en moyenne en octobre et en avril, elles varient en fait d'une année sur l'autre, ce qui rend l'analyse en régimes de temps de ces périodes peu robuste. Les mois d'avril et d'octobre ont donc été exclus de notre analyse en régimes de temps, et dans la suite, nous considérerons uniquement les régimes de temps en NDJFM (que nous appellerons hiver) et en MJJAS (que nous appellerons été) .

- Les régimes de temps d'hiver et d'été sont ensuite recalculés séparément sur les périodes NDJFM et MJJAS. Les espaces de classification sont alors différents pour NDJFM et MJJAS : les EOFs des anomalies journalières de PSL sont calculées pour chaque saison et non plus pour l'année entière (on garde 10 EOFs en NDJFM et 13 EOFs en MJJAS).

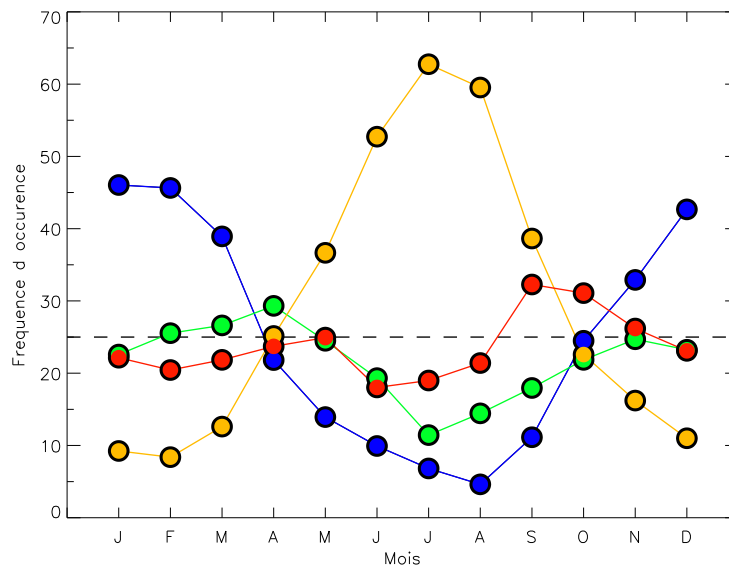


FIG. 3.5: Fréquence d'occurrence moyenne de chaque groupe de régimes pour chaque mois de l'année sur la période 1957-2002 : régimes DJF en bleu, régimes MAM en vert, régimes JJA en jaune et régimes SON en rouge.

Les régimes de temps obtenus sont identiques à ceux présentés dans la littérature, par exemple Plaut et Simonnet (2001a) pour l'hiver et Cassou et al. (2005) pour l'été. On retrouve les quatre régimes classiques d'hiver (Atlantic ridge, NAO<sup>-</sup>, NAO<sup>+</sup> et Blocage) et les quatre régimes classiques d'été (Atlantic Low, Atlantic Ridge, NAO<sup>-</sup> et Blocage).

### 3.3.2 Description

Dans la suite, nous utiliserons différents jeux de données : les réanalyses ERA40 sur la période 1957-2002 pour la PSL, les données ECA (European Climate Assessment) sur la période 1957-2002 pour la température à 2m (T2m) et les précipitations, les données SQR sur la période 1974-2002 pour le vent à 10 m (nous noterons respectivement  $u_{10}$  et  $v_{10}$  les composantes zonale et méridienne du vent à 10 m). Les anomalies composites de chaque variable (différence entre l'état moyen intra-régimes et l'état moyen) sont présentées sur la Figure 3.7 pour NDJFM, et sur la Figure 3.8 pour MJJAS. Les anomalies composites de PSL, T2m et de précipitations sont identiques à celles obtenues par Boé (2007) qui

a classifié la PSL des réanalyses NCEP sur une période et une zone géographique similaires.

Dans la suite, nous utiliserons l'expression *pouvoir discriminant* pour caractériser les régimes de temps : on dit qu'un régime a un fort pouvoir discriminant pour une variable donnée lorsque la moyenne de cette variable à l'intérieur du régime est significativement différente de sa moyenne totale ou bien lorsque la variabilité de cette variable à l'intérieur du régime est significativement inférieure à sa variabilité totale. Le pouvoir discriminant d'un régime dépend de deux facteurs :

- les liens entre la variable considérée et la circulation atmosphérique de grande échelle caractérisée par la PSL : plus ce lien est fort et plus le pouvoir discriminant des régimes devrait-être important. Inversement, si la circulation atmosphérique de grande échelle n'a que peu d'impact sur la variable considérée alors le pouvoir discriminant des régimes devrait-être faible pour cette variable ;
- la variabilité intra-régimes de la variable classifiée elle-même, c'est-à-dire la PSL dans notre cas : même si la classification conduit à des régimes robustes satisfaisant aux critères habituels de persistance, récurrence ou quasi-stationnarité, la variabilité à l'intérieur des régimes peut demeurer importante. En fait, plus le nombre de régimes est élevé, toute chose étant égale par ailleurs, plus le pouvoir discriminant est important (Figure 3.6). En revanche, la robustesse de la classification (critères de Michelangeli et al. 1995) devient médiocre lorsque le nombre de régimes devient élevé.

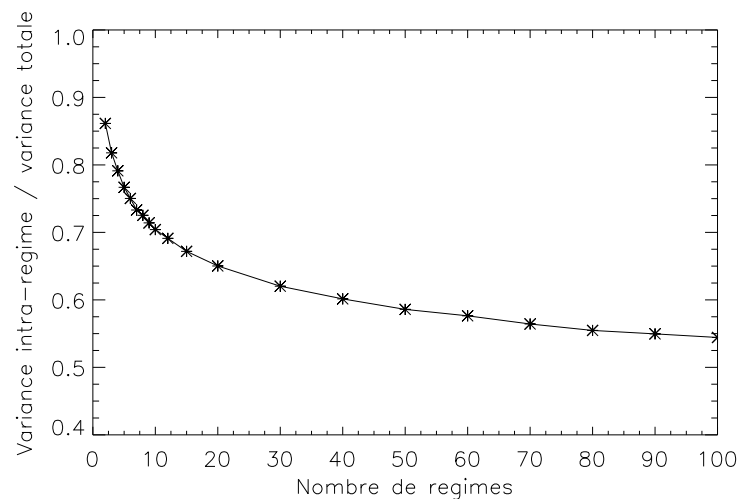


FIG. 3.6: *Evolution du rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale de la PSL pour différents nombres de régimes en NDJFM (entre 2 et 100) (moyenné spatialement et sur tous les régimes).*

Comme le montrent les figures 3.7 et 3.8, les régimes de temps permettent de souligner les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les climats régionaux.



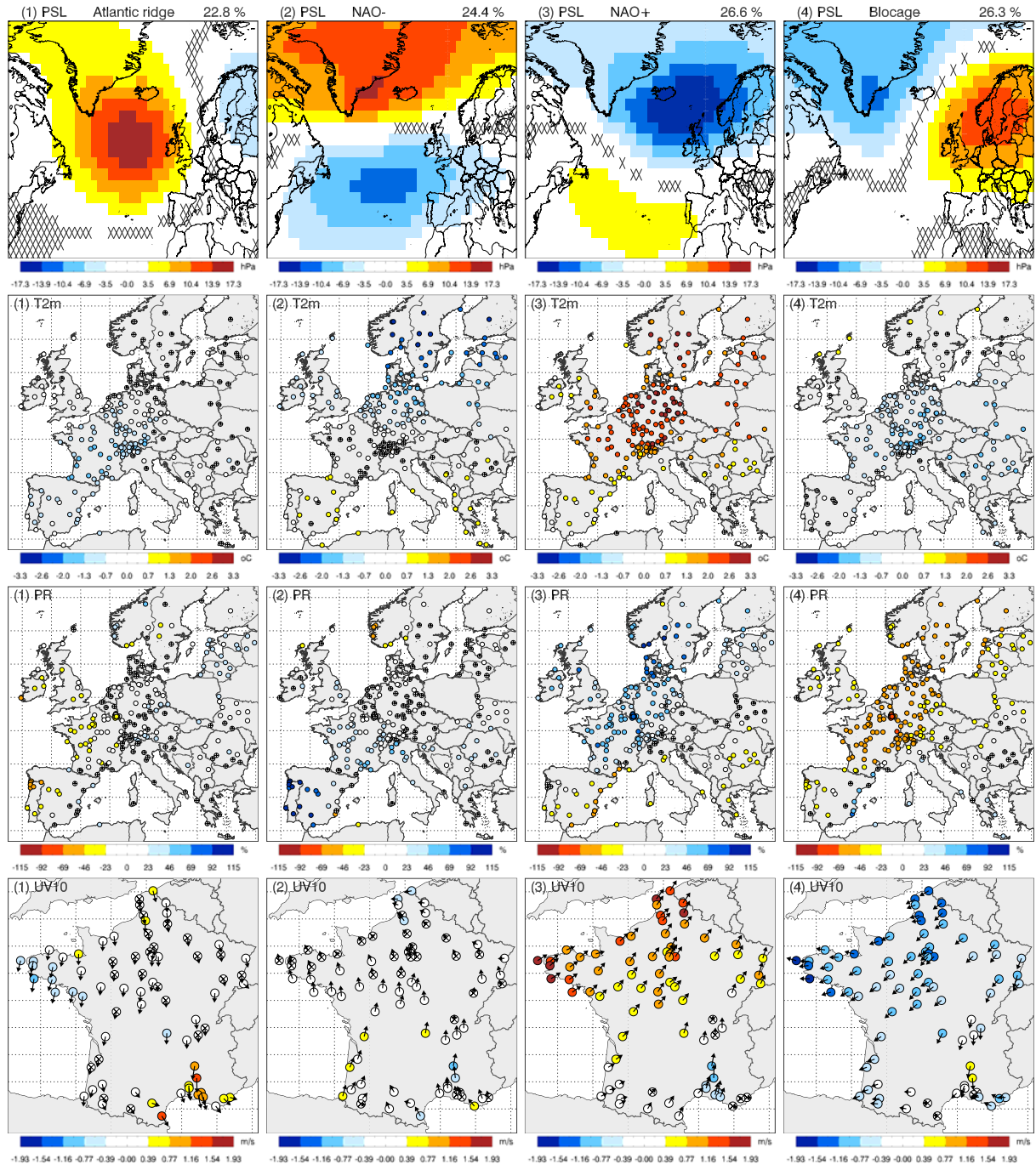


FIG. 3.7: Anomalies composites de PSL (hPa), T2m ( $^{\circ}$ C), précipitations (%) et vent à 10 m (m/s) des quatre régimes d'hiver (période 1957-2002 pour la PSL, la T2m et les précipitations, et période 1974-2002 pour le vent à 10 m). Les croix indiquent les points de grille ou les stations où les anomalies ne sont pas statistiquement significatives (T-test, niveau à 95 %). La fréquence d'occurrence de chaque régime est indiquée en haut à droite du régime correspondant.

En hiver :

- le régime Atlantic Ridge est associé à des anomalies froides et sèches dans l'ouest



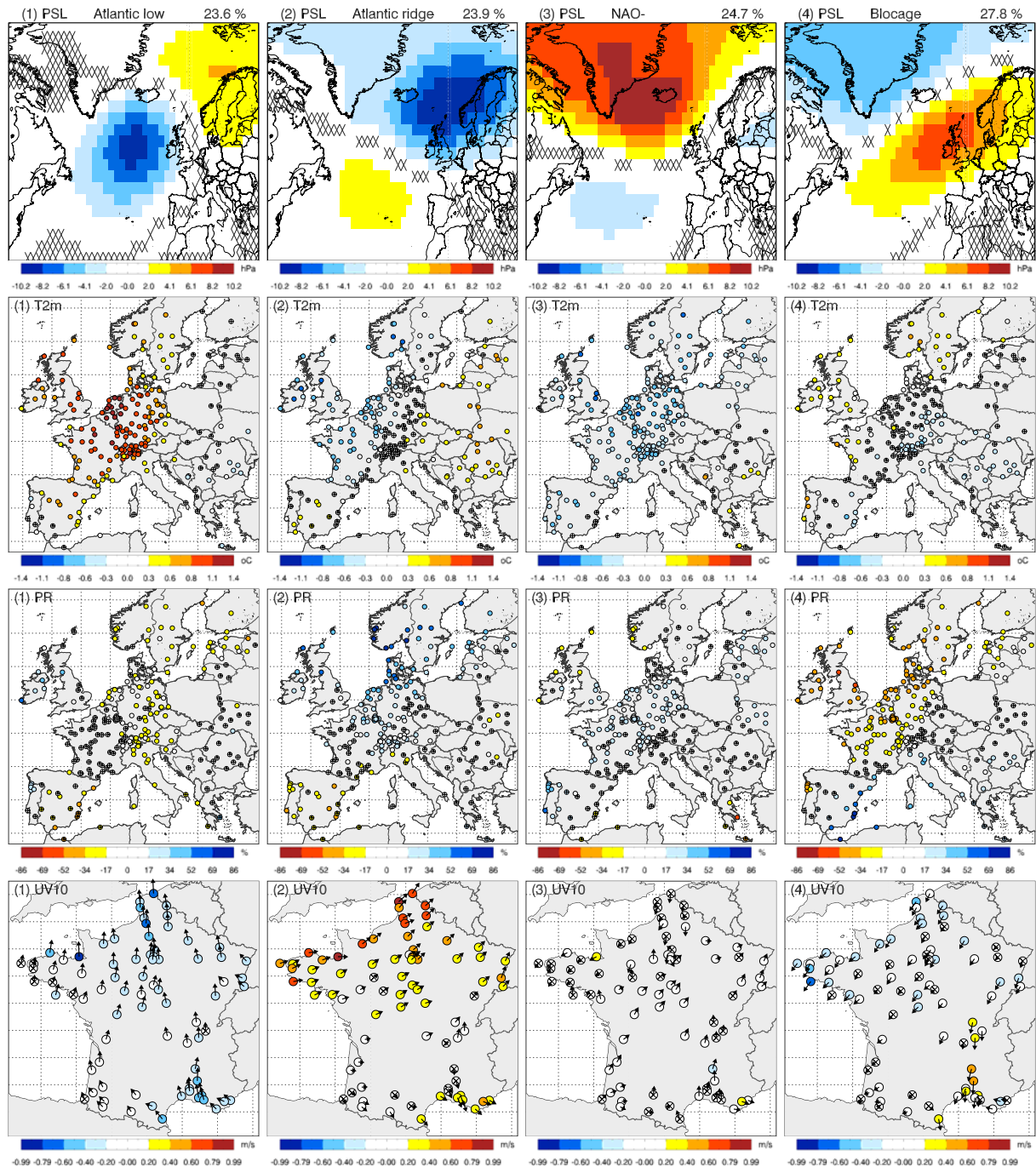


FIG. 3.8: *Idem que la Figure 3.7 pour l'été.*

de l'Europe et humides dans l'est. En France, ce régime favorise les flux de nord et les événements de mistral et de tramontane dans le sud-est ;

- la phase négative de la NAO est associée à de fortes anomalies froides et sèches dans le nord de l'Europe et chaudes et très humides dans le sud-ouest, en particulier sur la péninsule ibérique. En France, les flux de sud sont favorisés mais les anomalies de vitesses de vent sont peu marquées ;

- la phase positive de la NAO est associée à des anomalies chaudes et humides sur l'ensemble de l'Europe, en particulier dans le nord où elles sont très marquées. Seule exception, l'ouest du bassin méditerranéen qui présente des anomalies sèches car ce régime défavorise les flux d'est et donc les entrées maritimes sur cette côte. En France, les flux de sud-ouest sont favorisés et de fortes anomalies positives de la vitesse du vent sont observées dans le nord-ouest ;
- le régime Blocage présente des anomalies opposées à celles de la phase positive de la NAO : anomalies chaudes et sèches sur la majeure partie de l'Europe, anomalies humides sur l'ouest du bassin méditerranéen. En France, ce régime favorise les flux d'est avec des vents plus faibles que la moyenne.

En été :

- le régime Atlantic Low est associé à des anomalies chaudes sur l'ouest de l'Europe et froides dans l'est. Les précipitations sont inférieures à la moyenne sur l'ensemble de l'Europe excepté dans les parties les plus occidentales (ouest de la péninsule ibérique, îles britanniques) et orientales. En France, les flux de sud sont favorisés, avec des vitesses de vent inférieures à la moyenne ;
- le régime Atlantic Ridge est associé à des anomalies froides et humides dans le nord-ouest de l'Europe, et des anomalies chaudes et sèches dans le sud et l'est. En France, ce régime favorise les flux d'ouest avec des vents plus forts que la moyenne dans le nord et le sud-est ;
- le régime NAO<sup>-</sup> est associé à des anomalies froides et humides sur la majeure partie de l'Europe. Seules exceptions, le sud-est de l'Europe qui présente des anomalies chaudes et sèches, et les parties les plus au nord-ouest (nord des îles britanniques, Scandinavie) qui présentent des anomalies sèches. En France, les régimes de vents favorisés ne sont pas clairs : les anomalies sur la direction du vent varient sensiblement d'une région à l'autre et les anomalies sur la vitesse du vent sont peu marquées ;
- pour le régime Blocage, la moitié nord-ouest de l'Europe présente des anomalies chaudes et sèches tandis que la moitié sud-est présente des anomalies froides et humides. En France, les flux de nord-est sont favorisés, avec des vents plus faibles que la moyenne dans le nord et plus forts dans le sud-est.

En ce qui concerne l'amplitude des anomalies, on remarque que le pouvoir discriminant des régimes varie selon les variables et les régions : par exemple, le régime NAO<sup>+</sup> d'hiver a un fort pouvoir discriminant sur la T2m et les précipitations pour l'ensemble de l'Europe tandis que le régime NAO<sup>-</sup> d'été a un faible pouvoir discriminant sur le vent à 10 m en France. De façon générale, les anomalies de T2m et de précipitations sont moins marquées dans l'est et le sud de l'Europe. De plus, quelle que soit la variable, les anomalies sont moins marquées pour les régimes d'été que pour les régimes d'hiver.

Une autre mesure du pouvoir discriminant des régimes de temps est présentée sur la Figure 3.9 : il s'agit du rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance

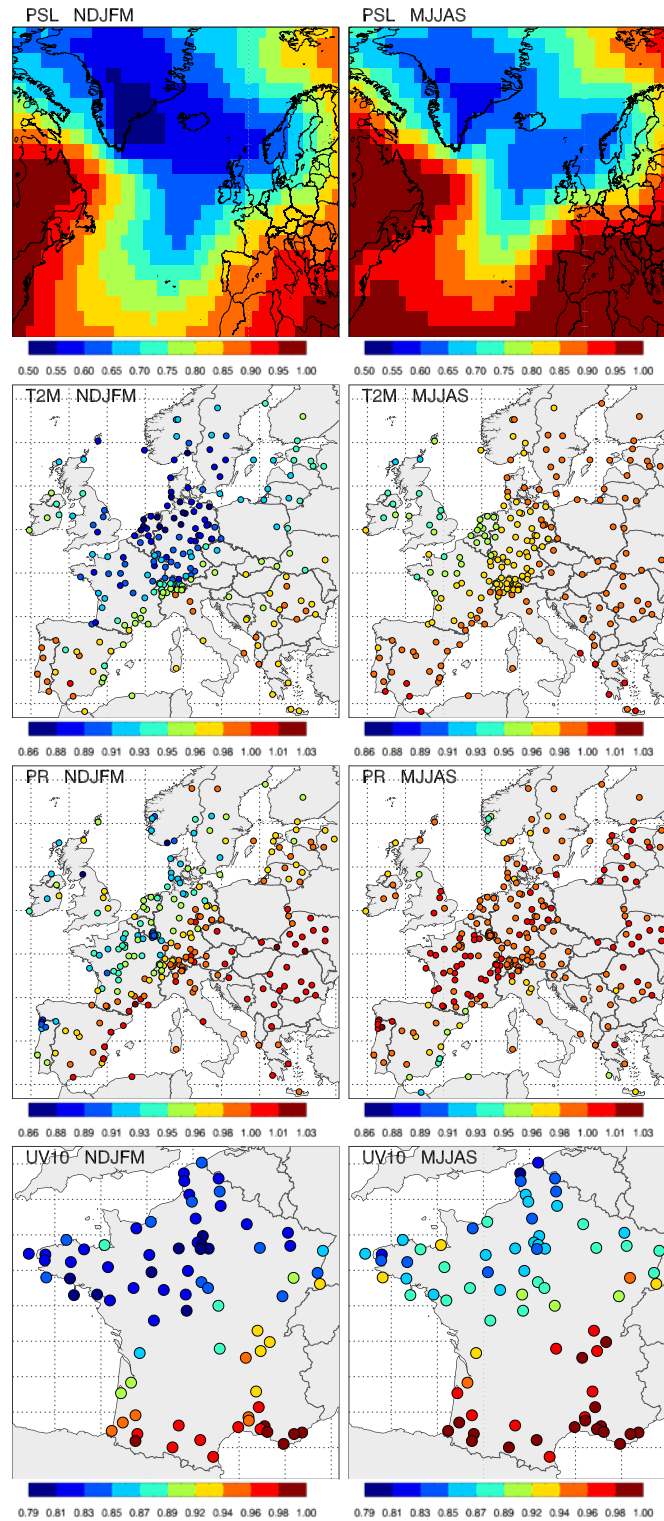


FIG. 3.9: Rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale pour les quatre régimes d'hiver (colonne de gauche) et les quatre régimes d'été (colonne de droite) pour la PSL, la T2m, les précipitations et le vent à 10 m (moyenne des résultats pour u10 et v10).

totale. En ce qui concerne la PSL, on constate que les zones où ce rapport est le plus faible (pouvoir discriminant le plus fort) correspondent aux centres d'actions principaux des régimes de temps : le Groënland et le nord-ouest de l'Europe. Dans ces zones, la variance intra-régimes est jusqu'à deux fois plus faible que la variance totale. Lorsque l'on s'éloigne de ces pôles le pouvoir discriminant diminue jusqu'à devenir nul (rapport variance intra-régimes sur variance totale égal à 1), par exemple sur la mer Méditerranée.

De façon générale, le pouvoir discriminant des régimes pour les variables de surface présente les mêmes caractéristiques : le pouvoir discriminant est élevé dans le nord-ouest de l'Europe, puis diminue à mesure que l'on s'éloigne vers le sud et l'est. On remarque également que le pouvoir discriminant des régimes est généralement plus faible en été qu'en hiver, en particulier pour la T2m et les précipitations. Cela peut s'expliquer par le fait que la circulation atmosphérique de grande échelle a un rôle moins déterminant sur les variables de surface en été qu'en hiver. En effet, d'autres phénomènes physiques tels que le couplage sol-atmosphère ont un impact important sur les variables de surface en été. Cependant, le pouvoir discriminant des régimes pour la PSL est également sensiblement plus faible en été qu'en hiver : cela indique que, proportionnellement à la variance totale, la variabilité de la circulation atmosphérique de grande échelle à l'intérieur des régimes est plus importante en été qu'en hiver. La diminution du pouvoir discriminant des régimes pour les variables de surface en été a donc plusieurs origines : le rôle moins déterminant de la circulation atmosphérique de grande échelle sur certaines variables de surface en été (T2m, précipitations), et la variabilité intra-régimes de la circulation atmosphérique de grande échelle plus importante en été qu'en hiver.

Le cas des précipitations en été se distingue des autres : le pouvoir discriminant des régimes est particulièrement faible et uniforme sur l'ensemble de l'Europe (le rapport variance intra-régimes sur variance totale dépasse 1 à certaines stations). Cela souligne le rôle moins déterminant de la circulation atmosphérique de grande échelle sur les précipitations en été. En effet, en été, les événements pluvieux ont souvent une nature convective et sont donc moins contraints par la circulation atmosphérique de grande échelle (bien que ces événements convectifs soient plus ou moins favorisés par les conditions synoptiques et donc par la circulation atmosphérique de grande échelle). Les couplages locaux sol/atmosphère jouent également un rôle important (Fischer et al. 2007).

En ce qui concerne le vent à 10 m en France, on peut faire plusieurs remarques. Tout d'abord, le pouvoir discriminant des régimes est nettement plus élevé pour les vents de surface que pour la T2m et les précipitations. Les valeurs du rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale sont proches de celles obtenues pour la PSL. Cela souligne les liens forts entre le vent à 10 m et la circulation atmosphérique de grande échelle. C'est un résultat important qui suggère que les variables caractéristiques de la circulation atmosphérique de grande échelle comme la PSL pourraient être des prédictes adaptés pour désagréger les vents de surface. Ensuite, contrairement à la T2m et aux précipitations, il apparaît que le pouvoir discriminant des régimes est à peine plus faible en été qu'en hiver : les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les vents de surface restent donc forts en été. Enfin, on remarque un fort contraste entre le nord et le sud :

le pouvoir discriminant des régimes est nettement plus faible dans le sud. Il y a plusieurs raisons à cela. Tout d'abord, comme nous l'avons noté précédemment en étudiant la PSL, la variabilité intra-régimes de la circulation atmosphérique de grande échelle est plus forte dans le sud de l'Europe que dans le nord. Ensuite, les stations dans le sud de la France sont en général situées à proximité de reliefs montagneux (Pyrénées, Massif Central, Alpes). Les vents de surface dans ces régions sont ainsi très sensibles à l'orientation des flux de grande échelle. Or, les régimes de temps, à l'échelle géographique où ils ont été définis, ne peuvent pas tenir compte de cette variabilité locale.

Enfin, nous présentons les résultats de l'approche REXA décrite par Yiou et Nogaj (2004) pour le vent à 10 m (figure 3.10). Cette approche consiste, pour chaque station, à repérer le régime de temps qui favorise le plus les vents forts (définis à chaque station par le 99<sup>ème</sup> percentile, voir la légende de la figure 3.10 pour plus de détails). Le lecteur pourra se reporter à la figure 3.23 pour situer les stations dont il sera fait mention dans la suite. Contrairement à Yiou et Nogaj (2004) qui ne considèrent que les épisodes de régime de temps persistant au moins 5 jours, nous gardons tous les jours. Il apparaît que

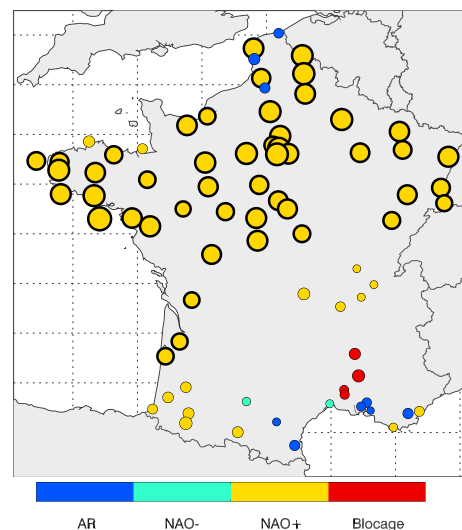


FIG. 3.10: Pour chaque station, régime de temps présentant le plus grand nombre de jours de vent fort (approche REXA décrite par Yiou et Nogaj, 2004). Les jours de vent fort sont définis, pour chaque station, par le 99<sup>ème</sup> percentile des vitesses de vent observées sur la période 1974-2002 (hiver et été confondus). Le seuil est donc différent pour chaque station. Pour chaque station, la taille du cercle est proportionnelle au pourcentage du nombre de jours de vent forts associés au régime de temps obtenu (pourcentage du nombre total de jours de vent fort par station). Ce pourcentage varie entre 28% et 83 %. Les stations où ce pourcentage est supérieur à 50 % sont marquées d'un cercle noir. Les 4 régimes de temps obtenus sont les 4 régimes de temps d'hiver.

le régime NAO<sup>+</sup> d'hiver est celui qui favorise le plus les événements de vent fort sur la majeure partie de la France. Comme le montre la figure 3.7, ce régime est en effet associé, en moyenne, à des vents forts de sud-ouest sur le nord, l'est et l'ouest de la France.

Dans la majorité des stations de la moitié nord de la France, plus de 50 % des jours de vent fort sont ainsi associés au régime NAO<sup>+</sup>. Au contraire, dans le sud-ouest et le centre de la France, les faibles diamètres des cercles indiquent que d'autres régimes favorisent également significativement les vents forts. Dans le nord, le régime Atlantic Ridge d'hiver est également obtenu pour 3 stations, mais le pourcentage de jours de vent fort associés à ce régime reste faible. Dans le sud-est, les régimes de temps obtenus sont moins prédominants : plusieurs régimes de temps favorisent donc les vents forts à une même station. En particulier, les événements de mistral et de tramontane d'hiver (souvent associés à des extrêmes de vent dans le sud-est de la France) se produisent avec deux régimes de temps différents : le régime Atlantic Ridge et le régime de Blocage. Cela souligne, à nouveau, le fait que les régimes de temps ne sont pas assez discriminants pour les vents de surface dans le sud-est de la France. Ainsi, il apparaît que les vents forts sont favorisés par le régime de Blocage d'hiver dans la vallée du Rhône et par le régime Atlantic Ridge sur le Languedoc-Roussillon et dans les Bouches-du-Rhône (événements de mistral et de tramontane). A la station de Mauguio (à l'est de Montpellier), c'est le régime NAO<sup>-</sup> d'hiver qui favorise le plus les vents forts. Cette station est en effet située dans une zone légèrement abritée du mistral (qui souffle plus à l'est et au nord) et de la tramontane (qui souffle plus à l'ouest et au sud). Ce sont ainsi des vents d'est (vent marin), associés au régime NAO<sup>-</sup> d'hiver, qui sont à l'origine des vents forts à cette station. Le régime NAO<sup>-</sup> d'hiver favorise également les vents forts à la station de Blagnac (au nord-ouest de Toulouse) : il s'agit également de vents de sud-est (vent d'autan). Aux stations de Fréjus et de Toulon, c'est à nouveau le régime NAO<sup>+</sup> d'hiver qui favorise le plus les jours de vent fort. Ces stations sont en effet à l'abri du mistral lorsque celui-ci vient du nord. Les vents forts sont donc des vents d'ouest associés à des flux d'ouest sur toute la France.

### 3.3.3 Les régimes de temps dans les modèles CMIP3

#### a. La période historique

Nous allons maintenant étudier les régimes de temps dans les modèles CMIP3. Dans la suite, nous appellerons régimes de temps ERA40, les régimes de temps déterminés avec la PSL des réanalyses ERA40 (notée PSL ERA40) et décrits dans la section précédente, et nous appellerons centroïdes ERA40, les centroïdes de ces régimes.

Pour les saisons NDJFM et MJJAS, les anomalies journalières de PSL des modèles CMIP3 sont projetées sur les EOFs de la PSL ERA40. La PSL des modèles CMIP3 (notée PSL CMIP3) est ensuite classifiée par minimisation de la distance aux centroïdes ERA40 dans l'espace défini par les EOFs de la PSL ERA40. Les régimes obtenus sont appelés régimes CMIP3. Nous procédons ainsi pour les trois fenêtres temporelles 1971-2000, 2046-2065 et 2081-2100 (pour chaque modèle, les anomalies journalières de PSL pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100 sont calculées à partir de la climatologie journalière de la période 1971-2000). Cette procédure permet d'utiliser les mêmes centroïdes pour tous les modèles et toutes les fenêtres temporelles, et d'étudier les changements des fréquences

d'occurrence des régimes de temps avec les mêmes références.

Parallèlement à cette procédure, une classification complète de la PSL des modèles CMIP3 a également été réalisée pour la période 1971-2000, indépendamment de la classification ERA40 : les anomalies journalières de la PSL des modèles CMIP3 ont été classifiées ensemble (classification multi-modèles) avec l'algorithme du k-means pour les saisons NDJFM et MJJAS. Les régimes de temps obtenus avec cette méthode sont appelés régimes CMIP3-RECLA.

La procédure permettant de définir les saisons (Section 3.3.1) a également été appliquée à la PSL des modèles CMIP3 pour les trois fenêtres temporelles : il est apparu que les saisons NDJFM et MJJAS étaient appropriées pour l'analyse en régime de temps sur les trois périodes.

Tout d'abord, nous avons vérifié que les fréquences d'occurrence des régimes de temps CMIP3 et CMIP3-RECLA étaient homogènes entre les modèles : cela signifie que les classifications ne créent pas de clusters de modèles. Sur les Figures 3.11 et 3.12, il apparaît que les régimes CMIP3 sont très proches des régimes ERA40 (corrélation spatiale moyenne de 0.99 pour les deux saisons), ce qui était attendu puisque ces régimes ont les mêmes centroïdes. En comparant, les régimes CMIP3 avec les régimes CMIP3-RECLA, on note des anomalies d'amplitudes similaires mais des structures spatiales assez différentes : par exemple, on ne retrouve pas le régime Atlantic Ridge en NDJFM et le régime Atlantic Low en MJJAS. En particulier, les structures spatiales des régimes CMIP3-RECLA paraissent symétriques entre elles : régimes 1 et 4, et régimes 2 et 3 en NDJFM, régimes 1 et 2, et régimes 3 et 4 en MJJAS. Cette caractéristique est plus marquée en MJJAS. Pour chaque classification, nous avons calculé la corrélation spatiale des 4 composites entre eux, et, pour chaque composite, nous avons gardé la corrélation la plus élevée (en valeur absolue) : on obtient alors des corrélations moyennes de 0.73 pour les régimes CMIP3-RECLA, de 0.58 pour les régimes CMIP3 et de 0.57 pour les régimes ERA40 en NDJFM, et de 0.98 pour les régimes CMIP3-RECLA, de 0.63 pour les régimes CMIP3 et de 0.55 pour les régimes ERA40 en MJJAS. Cette symétrie des régimes CMIP3-RECLA suggère que les modèles CMIP3 ont un comportement trop linéaire par rapport aux réanalyses ERA40.

Le tableau 3.1 indique que la variabilité intra-régimes des régimes CMIP3 et CMIP3-RECLA est similaire à celle des régimes ERA40. En fait, la variabilité intra-régimes des régimes CMIP3 est légèrement supérieure à celle des régimes CMIP3-RECLA : la partition obtenue avec les régimes CMIP3-RECLA est en effet, par construction, celle qui minimise le ratio de la variance à l'intérieur des régimes sur la variance entre les centroïdes des régimes.

Dans la suite, nous considérerons uniquement les régimes ERA40 et les régimes CMIP3. Ces régimes ayant les mêmes centroïdes, on peut comparer leurs fréquences d'occurrence et leurs persistances. La Figure 3.13 montre que les fréquences d'occurrence des régimes de temps dans le multi-modèles CMIP3 sont proches de celles obtenues avec ERA40, pour les deux saisons. On note cependant une sous-estimation pour l'Atlantic Ridge et une sur-

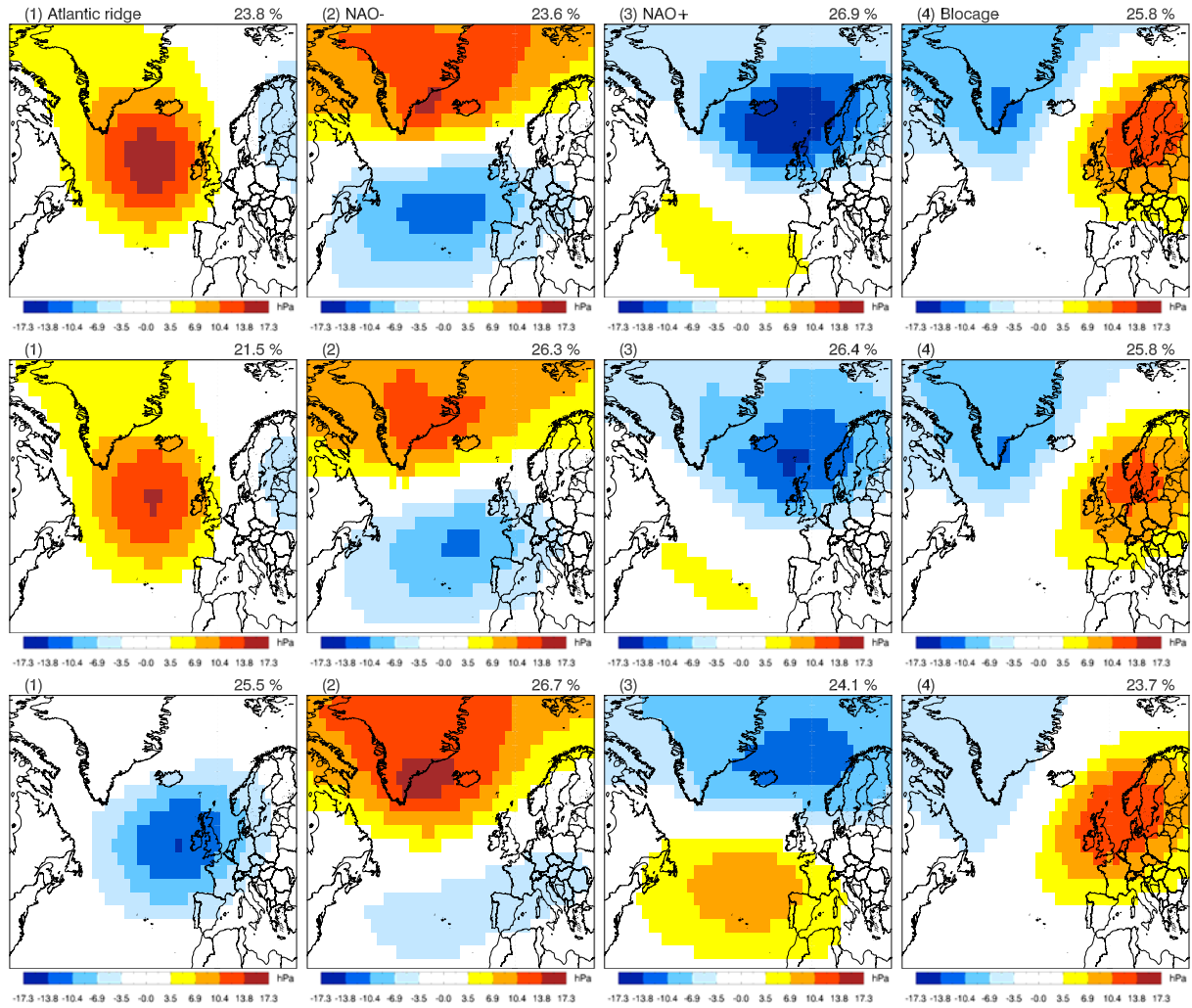


FIG. 3.11: Anomalies composites de PSL (hPa) des quatre régimes d'hiver pour la période 1971-2000 : régimes ERA40 (1<sup>ère</sup> ligne), régimes CMIP3 (2<sup>ème</sup> ligne) et régimes CMIP3-RECLA (3<sup>ème</sup> ligne). La fréquence d'occurrence de chaque régime est indiquée en haut à droite du régime correspondant.

	NDJFM	MJJAS
PSL ERA	0.76	0.82
PSL IPCC0	0.78	0.83
PSL IPCC0 Recla	0.77	0.83

TAB. 3.1: Rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale de la PSL pour chaque saison, moyennée sur tous les points de grille de la zone Europe-Atlantique-Nord, pour la période 1971-2000, pour les régimes ERA40 (1<sup>ère</sup> ligne), les régimes CMIP3 (2<sup>ème</sup> ligne) et les régimes CMIP3-RECLA (3<sup>ème</sup> ligne).

estimation pour la NAO<sup>-</sup> en NDJFM, et une légère sous-estimation pour l'Atlantic Ridge et une légère surestimation pour la NAO<sup>-</sup> en MJJAS. On remarque également que la dis-



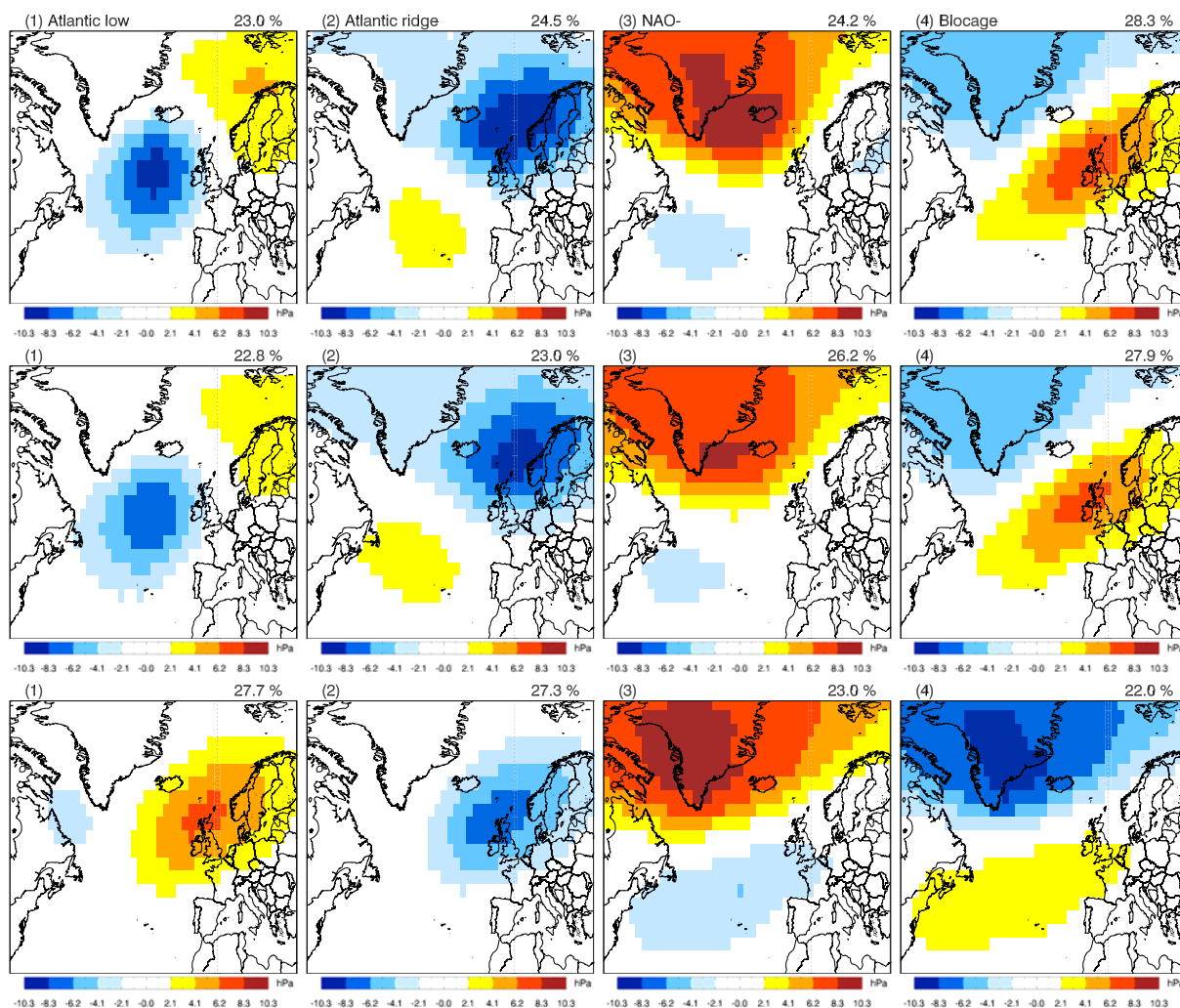


FIG. 3.12: *Idem que la Figure 3.11 pour les quatre régimes d'été.*

persistance des modèles est faible, exceptée pour la NAO<sup>-</sup> en NDJFM. En ce qui concerne la persistance des régimes (Figure 3.14), les valeurs obtenues avec le multi-modèles CMIP3 et avec les réanalyses ERA40 sont généralement similaires. On note cependant des surestimations pour la NAO<sup>-</sup> en NDJFM, la NAO<sup>-</sup> et le Blocage en MJJAS. La dispersion des modèles est faible sauf pour la NAO<sup>-</sup> en NDJFM et en MJJAS.

Il est intéressant de noter que la résolution horizontale des modèles CMIP3 semble avoir peu d'impact sur la capacité des modèles à reproduire correctement l'occurrence et la persistance des régimes de temps (figure 3.15) : il n'y a pas de relation évidente entre la résolution d'un modèle et les erreurs relatives sur l'occurrence et la persistance des régimes de temps avec ce modèle. Ce résultat rejoint les conclusions de Sanchez Gomez et al. (2008).

Les figures 3.16 et 3.17 présentent les composites des régimes CMIP3 pour la T2m, les précipitations et les vents à 10 m pour NDJFM et MJJAS. Ces figures sont à comparer avec les observations sur les figures 3.7 et 3.8. De façon générale, on note que les structures

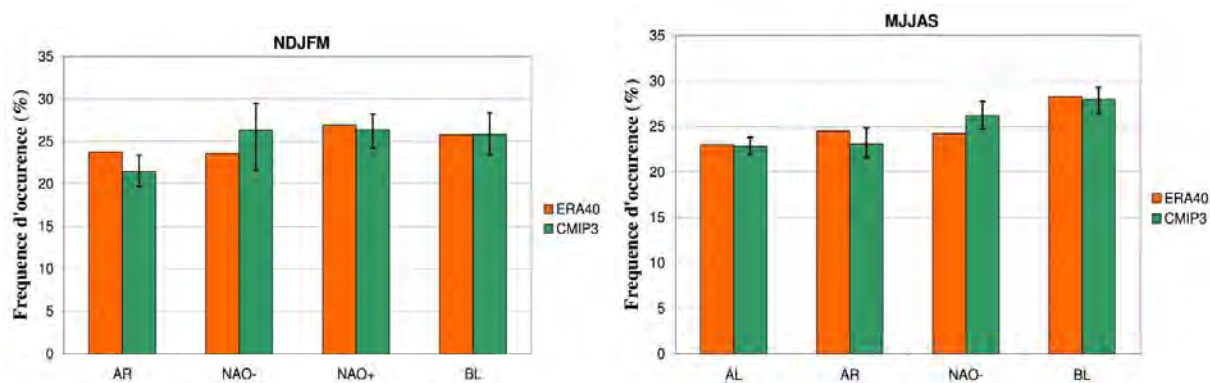


FIG. 3.13: Fréquence d'occurrence (en %) des régimes de temps ERA40 et CMIP3 sur la période 1971-2000 pour NDJFM (à gauche) et MJJAS (à droite). Les barres d'incertitude indiquent les valeurs minimales et maximales obtenues avec les modèles CMIP3.

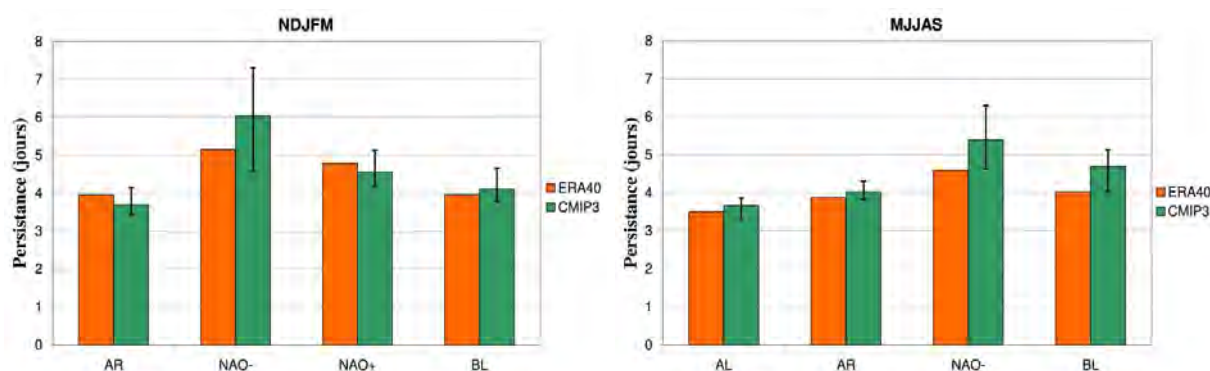


FIG. 3.14: Persistance en nombre de jours des régimes de temps ERA40 et CMIP3 sur la période 1971-2000 pour NDJFM (à gauche) et MJJAS (à droite). Les barres d'incertitude indiquent les valeurs minimales et maximales obtenues avec les modèles CMIP3.

spatiales des composites CMIP3 sont semblables aux observations pour les trois variables et les deux saisons. On retrouve même certaines structures très locales : par exemple, l'anomalie positive de T2m sur l'ouest de la péninsule ibérique, l'ouest de la France et les îles britanniques pour le Blocage en MJJAS, et l'anomalie positive de précipitations sur l'est de la péninsule ibérique pour le Blocage en NDJFM. Cependant, on remarque que l'intensité des anomalies est souvent sous-estimée par les modèles CMIP3, en particulier pour les précipitations. En ce qui concerne les vents à 10 m sur la France, on retrouve des résultats proches des observations dans le nord et l'ouest, aussi bien au niveau de la force que de la direction. Par contre, en raison de la faible résolution des modèles CMIP3, les anomalies de vent dans le sud-est de la France, bien marquées dans les observations, ne sont pas correctement reproduites.

En conclusion, on retiendra que les modèles CMIP3 reproduisent correctement les

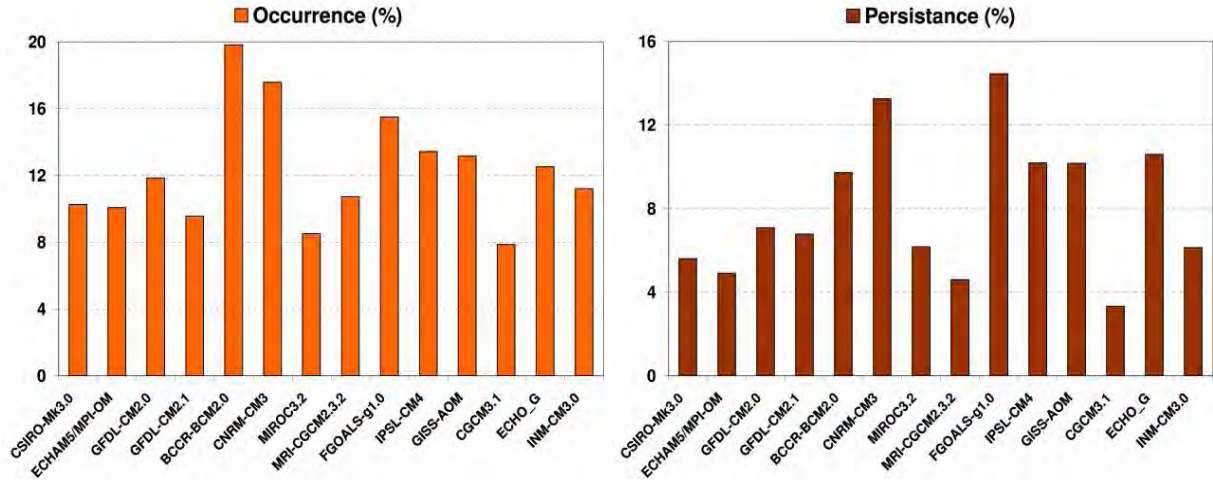


FIG. 3.15: Erreurs relatives (en %) sur l'occurrence (à gauche) et la persistance (à droite) des régimes de temps pour chaque modèle CMIP3 sur la période 1971-2000 (moyenne sur NDJFM et MJJAS). Les modèles CMIP3 sont classés par ordre décroissant de résolution (de gauche à droite).

caractéristiques principales des régimes de temps ERA40 (structures spatiales, variabilité intra-régime, occurrence, persistance, composites des variables de surface). L'utilisation du concept de régimes de temps avec les modèles CMIP3 est donc justifiée, et nous allons maintenant étudier l'évolution de ces régimes de temps dans le futur.

### b. Les projections climatiques

Dans la suite, nous considérerons uniquement les régimes CMIP3, pour les trois fenêtres temporelles 1971-2000, 2046-2065 et 2081-2100.

Le tableau 3.2 permet de vérifier que le pouvoir discriminant des régimes CMIP3 reste inchangé au cours du temps. Ce résultat, basé sur un diagnostic très simple, est essentiel : cela suggère que ces régimes demeurent toujours pertinents pour étudier la variabilité de la circulation atmosphérique sur la zone Europe-Atlantique-Nord dans le futur.

	NDJFM	MJJAS
<b>1971-2000</b>	0.78	0.83
<b>2046-2065</b>	0.78	0.84
<b>2081-2100</b>	0.78	0.84

TAB. 3.2: Rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale de la PSL pour chaque saison, moyennée sur tous les points de grille de la zone Europe-Atlantique-Nord, pour les périodes 1971-2000, 2046-2065 et 2081-2100, dans le multi-modèle CMIP3.

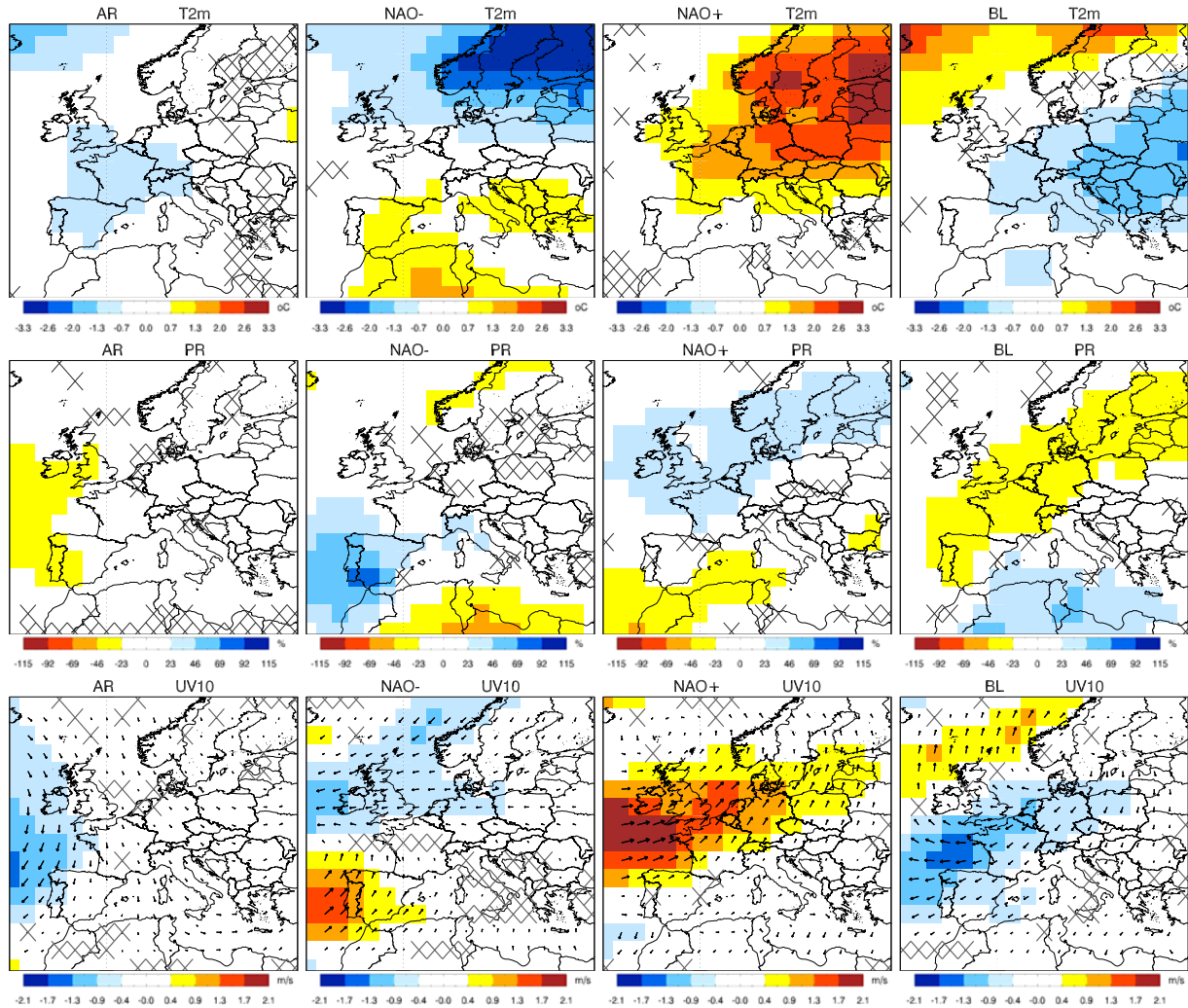


FIG. 3.16: Anomalies composites de  $T2m$  ( $^{\circ}C$ ) (1<sup>ère</sup> ligne), de précipitations (%) (2<sup>ème</sup> ligne) et du vent à 10 m (m/s) (3<sup>ème</sup> ligne) des quatre régimes CMIP3 en NDJFM (période 1971-2000). Les échelles de couleur pour la  $T2m$  et les précipitations sont les mêmes que sur la figure 3.7. Les croix indiquent les points de grille où les anomalies ne sont pas statistiquement significatives (T-test, niveau à 95 %).

La Figure 3.18 présente les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps. On peut voir qu'il existe une grande dispersion dans l'amplitude des changements simulés par les différents modèles : par exemple pour le Blocage en MJJAS, le modèle GFDL-CM2.1 simule une augmentation de 75 % pour 2081-2100 par rapport à 1971-2000 tandis que le modèle MRI-CGCM2.3.2 simule une augmentation de 2 %. Plusieurs études ont ainsi souligné que les changements de la variabilité atmosphérique de l'hémisphère nord étaient largement dépendants des modèles (voir notamment Keeley et al. 2008). L'approche multi-modèles est donc essentielle. Il convient également de rappeler que les périodes futures étudiées sont relativement courtes (20 ans) : les résultats sont donc en partie conditionnés par la variabilité naturelle du système climatique. Malgré tout, un

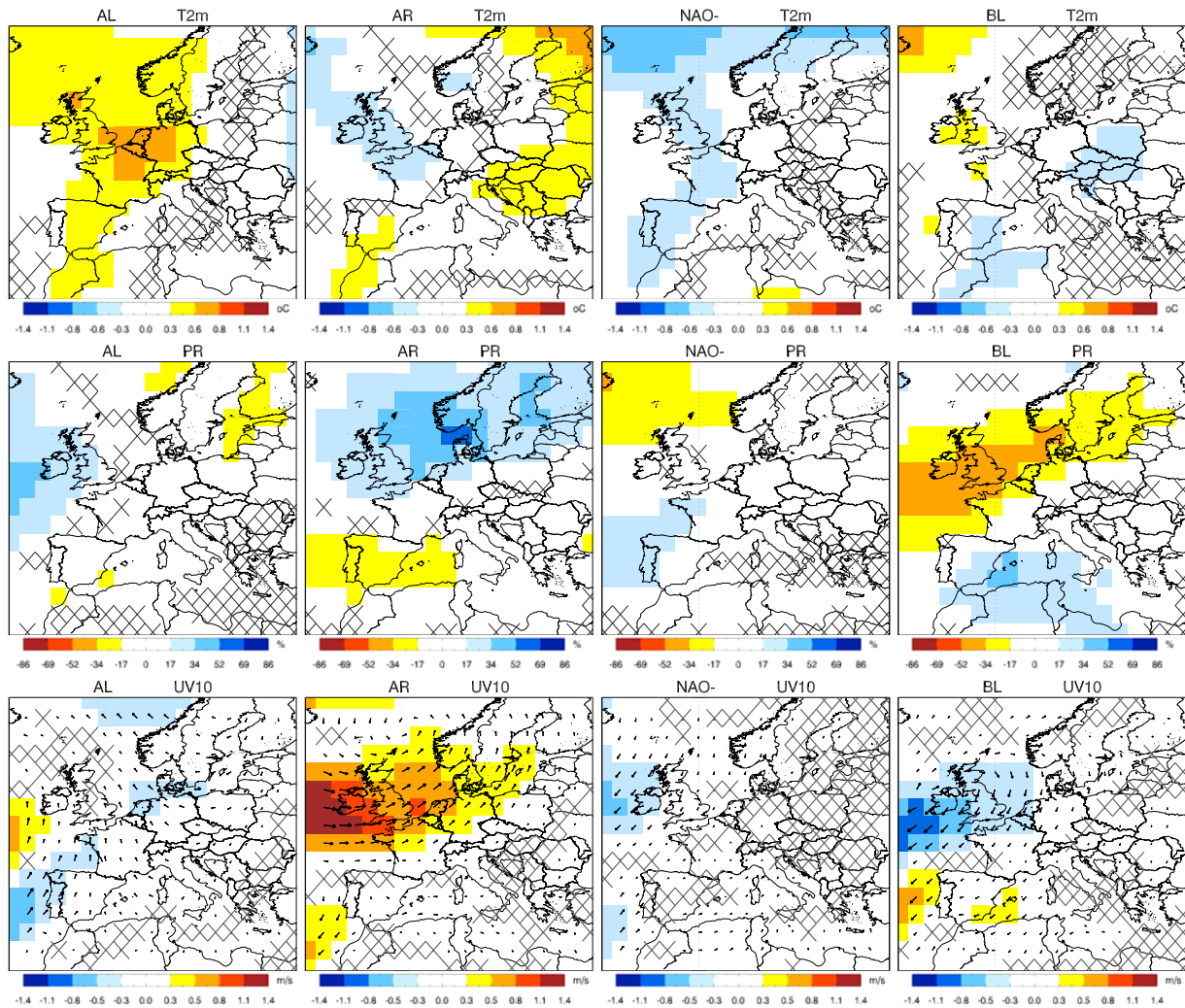


FIG. 3.17: *Idem que la Figure 3.16 pour MJJAS.*

signal assez robuste dont l'amplitude augmente avec le temps émerge pour les deux saisons.

En NDJFM, on note en moyenne une forte diminution de la NAO<sup>-</sup> (-16 % pour 2046-2065 et -27 % pour 2081-2100), et une augmentation plus faible de la NAO<sup>+</sup> (+10 % pour 2046-2065 et +13 % pour 2081-2100) et de l'Atlantic Ridge (+7 % pour 2046-2065 et +14 % pour 2081-2100). Les changements pour le Blocage sont en général faibles et peu cohérents entre les modèles (certains simulent une augmentation et d'autres une diminution).

En MJJAS, la cohérence des modèles vis-à-vis du signe des changements est frappante : pratiquement tous les modèles simulent une diminution de l'Atlantic Low et de la NAO<sup>-</sup> et une augmentation du Blocage et de l'Atlantic Ridge. En moyenne, on voit ainsi une forte augmentation du Blocage (+23 % pour 2046-2065 et +31 % pour 2081-2100), une forte diminution de l'Atlantic Low (-21 % pour 2046-2065 et -27 % pour 2081-2100) et des changements plus faibles pour la NAO<sup>-</sup> (-14 % pour 2046-2065 et -19 % pour 2081-2100)



et l'Atlantic Ridge (+8 % pour 2046-2065 et +10 % pour 2081-2100).

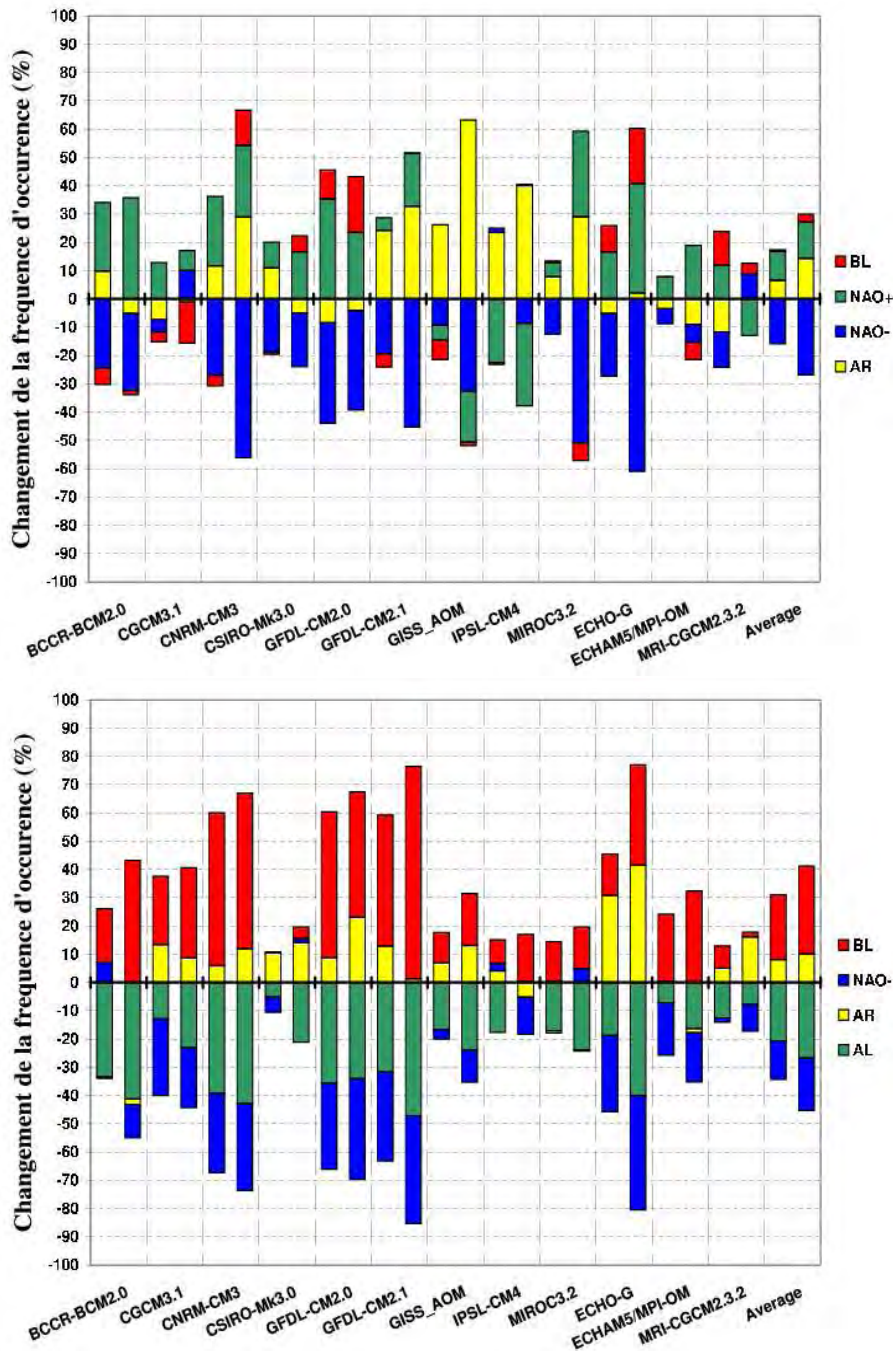


FIG. 3.18: Changements relatifs de la fréquence d'occurrence des 4 régimes de temps d'hiver (en haut) et d'été (en bas) pour différents modèles CMIP3 et pour la moyenne d'ensemble (notée *Average*, à droite). Pour chaque modèle, les changements pour la période 2046-2065 sont représentés par la colonne de gauche et ceux pour la période 2081-2100 par la colonne de droite. Pour les deux périodes futures, on considère des changements relatifs par rapport à la période historique 1971-2000.

Afin d'étudier les impacts des changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps sur les variables de surface, nous décomposons la différence d'état moyen d'une variable  $X$  entre une période future et une période historique :

$$\Delta X = X^F - X^P = \sum_{j=1}^N (f_j^F x_j^F - f_j^P x_j^P) \quad (3.1)$$

où  $X^P$  ( $X^F$ ) est l'état moyen de la variable  $X$  sur la période historique (future),  $N$  est le nombre de régimes de temps,  $f_j^P$  ( $f_j^F$ ) est la fréquence d'occurrence du régime de temps  $j$  sur la période historique (future), et  $x_j^P$  ( $x_j^F$ ) est le composite de la variable dans le régime de temps  $j$  sur la période historique (future). L'équation 3.1 peut être reformulée :

$$\Delta X = \sum_{j=1}^N [(f_j^F - f_j^P) x_j^P + f_j^P (x_j^F - x_j^P) + (f_j^F - f_j^P) (x_j^F - x_j^P)] \quad (3.2)$$

Finalement, on peut distinguer trois termes :

$$\Delta X = \sum_{j=1}^N (\Delta f_j \cdot x_j^P) + \sum_{j=1}^N (f_j^P \cdot \Delta x_j) + \sum_{j=1}^N (\Delta f_j \cdot \Delta x_j) \quad (3.3)$$

où  $\Delta x_j = x_j^F - x_j^P$  et  $\Delta f_j = f_j^F - f_j^P$ .

Le premier terme de l'équation 3.3 représente la part du changement qui est due aux changements de fréquences d'occurrence des régimes de temps : ce sont les changements inter-régimes. Le second terme représente la part due à des modifications de la variable  $X$  à l'intérieur des régimes : ce sont les changements intra-régimes. Les changements intra-régimes peuvent être de plusieurs natures :

- des changements dus à la modification de la circulation atmosphérique de grande échelle à l'intérieur des régimes de temps ;
- des changements dus à la modification des liens entre la variable  $X$  et la circulation atmosphérique de grande échelle à l'intérieur des régimes de temps ;
- des changements qui ne sont pas liés à la circulation atmosphérique de grande échelle. Par exemple, l'augmentation des températures de surface est en partie due aux modifications des bilans radiatifs du fait de l'augmentation de la concentration en GES dans l'atmosphère ;
- des changements qui ne sont pas liés de façon concomitante à la circulation atmosphérique de grande échelle. Par exemple, une augmentation de la fréquence d'occurrence des régimes de temps secs sur une région au printemps, peut conduire à une diminution de l'humidité des sols dans cette région, puis à une augmentation des températures de surface en été dans cette région, quel que soit le régime de temps en été (voir, par exemple, Vautard et al. 2007).

Enfin, le dernier terme est un terme résiduel qui est dû à la fois aux changements inter-régimes et intra-régimes.

Nous appliquons cette décomposition à la PSL, à la T2m, aux précipitations et au vent à 10 m, simulés par les modèles CMIP3 pour les deux saisons et pour les périodes 1971-2000 et 2046-2065. Les résultats pour le multi-modèles sont présentés sur les figures 3.19 et 3.20, et les incertitudes associées (cohérence de signe et dispersion inter-modèles) sur les figures 3.21 et 3.22.

Tout d'abord, on remarque que les changements résiduels sont négligeables pour toutes les variables et pour les deux saisons.

Etudions le cas de la PSL. En MJJAS, les changements inter-régimes sont du même ordre de grandeur que les changements intra-régimes. La structure spatiale associée aux changements inter-régimes correspond bien aux changements d'occurrence des régimes de temps décrits précédemment : l'augmentation du Blocage et les diminutions de la NAO<sup>-</sup> et de l'Atlantic Low conduisent à une diminution de la pression dans le nord de la zone et à une augmentation au centre et sur le nord-ouest de l'Europe. La structure spatiale associée aux changements intra-régimes présente les mêmes anomalies au centre et dans le nord de la zone, avec des anomalies négatives supplémentaires sur le nord-est de l'Europe et le nord de l'Afrique. L'addition des changements inter-régimes et intra-régimes conduit ainsi à une augmentation marquée sur le centre de la zone et une diminution marquée dans le nord. En NDJFM, les changements inter-régimes sont plus faibles que les changements intra-régimes, et leurs structures spatiales sont sensiblement différentes. A nouveau, la structure spatiale associée aux changements inter-régimes correspond bien aux changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps décrits précédemment : la diminution de la NAO<sup>-</sup> et les augmentations de l'Atlantic Ridge et de la NAO<sup>+</sup> conduisent à une diminution de la pression dans le nord de la zone et à une augmentation au centre. Les changements intra-régimes présentent des anomalies plus limitées géographiquement mais plus marquées : anomalies positives sur la mer Méditerranée, le centre de la zone et le Groënland, anomalies négatives sur le nord-est, le nord-ouest et le sud-ouest. On retrouve les mêmes structures spatiales dans les changements totaux. Pour les deux saisons, la cohérence de signe des modèles est nettement supérieure pour les changements inter-régimes que pour les changements intra-régimes. On peut relier cela à la bonne cohérence des modèles vis-à-vis du signe des changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps (bien qu'il y ait une dispersion importante au niveau de l'amplitude des changements des fréquences d'occurrence) (Figure 3.18). Quant à la dispersion des modèles, elle est plus importante pour les changements intra-régimes que pour les changements inter-régimes.

En ce qui concerne les variables de surface (T2m, précipitations, vent à 10 m), les changements inter-régimes sont très faibles par rapport aux changements intra-régimes. C'est un résultat qui est commun à tous les modèles. De plus, les changements inter-régimes présentent une faible dispersion inter-modèles (tous les modèles simulent des changements inter-régimes faibles) et une faible cohérence de signe (selon les modèles, les anomalies associées aux changements inter-régimes peuvent être positives ou négatives). Les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps ne permettent donc d'expliquer qu'une faible part des modifications des variables de surface. Les seules exceptions sont, d'une part, la diminution des précipitations sur l'ouest de la péninsule ibérique en NDJFM



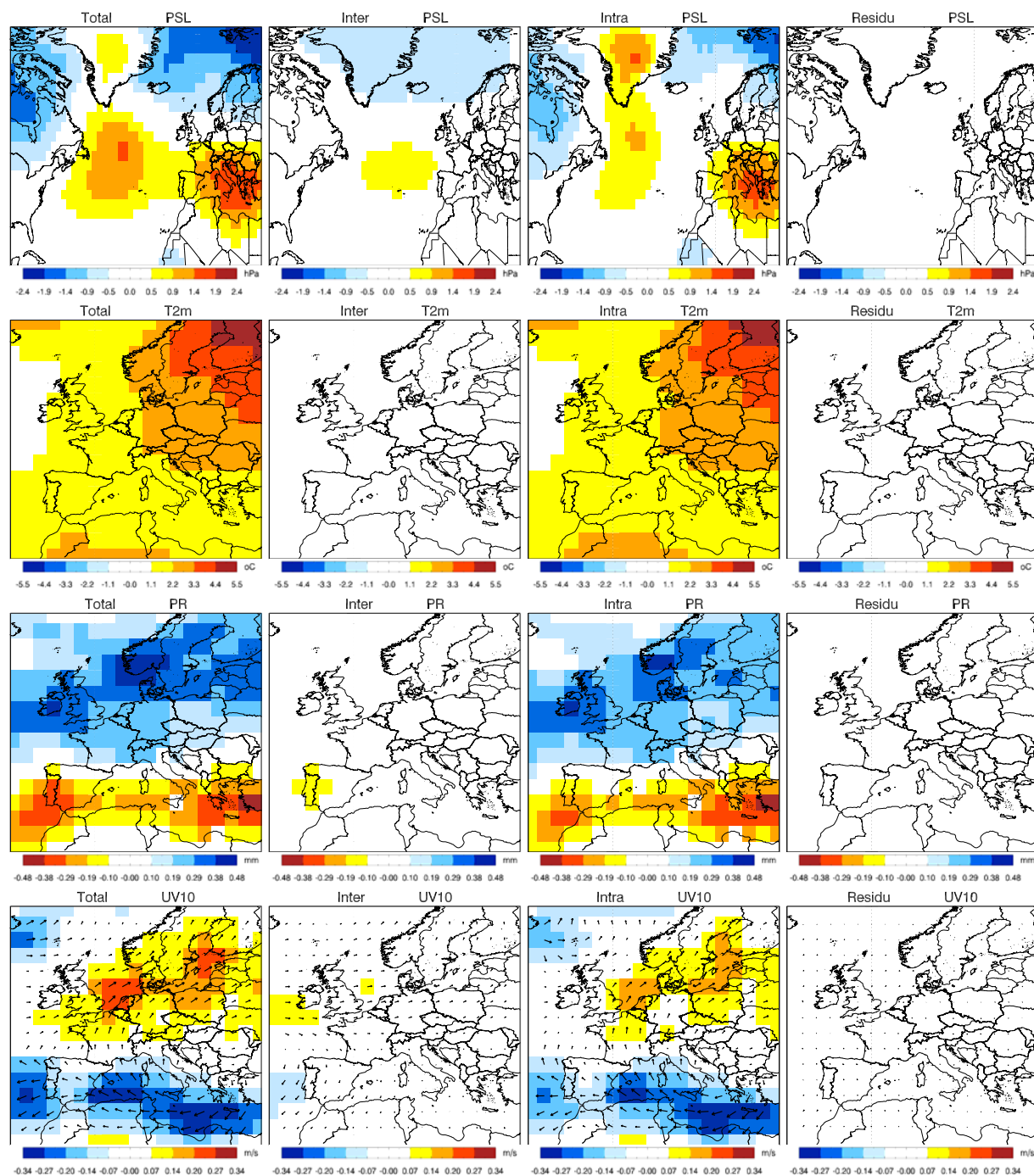


FIG. 3.19: Changements totaux (1<sup>ère</sup> colonne), inter-régimes (2<sup>ème</sup> colonne), intra-régimes (3<sup>ème</sup> colonne) et résiduels (dernière colonne) entre les périodes 2046-2065 et 1971-2000 pour la PSL (1<sup>ère</sup> ligne), la T2m (2<sup>ème</sup> ligne), les précipitations (3<sup>ème</sup> ligne) et le vent à 10 m (dernière ligne), pour le multi-modèles CMIP3 en NDJFM.

qui s'explique, en partie, par la diminution de la fréquence d'occurrence du régime NAO<sup>-</sup>; d'autre part, l'augmentation de la vitesse du vent au sud-ouest des îles britanniques qui s'explique notamment par la diminution de la fréquence d'occurrence du régime NAO<sup>-</sup> et

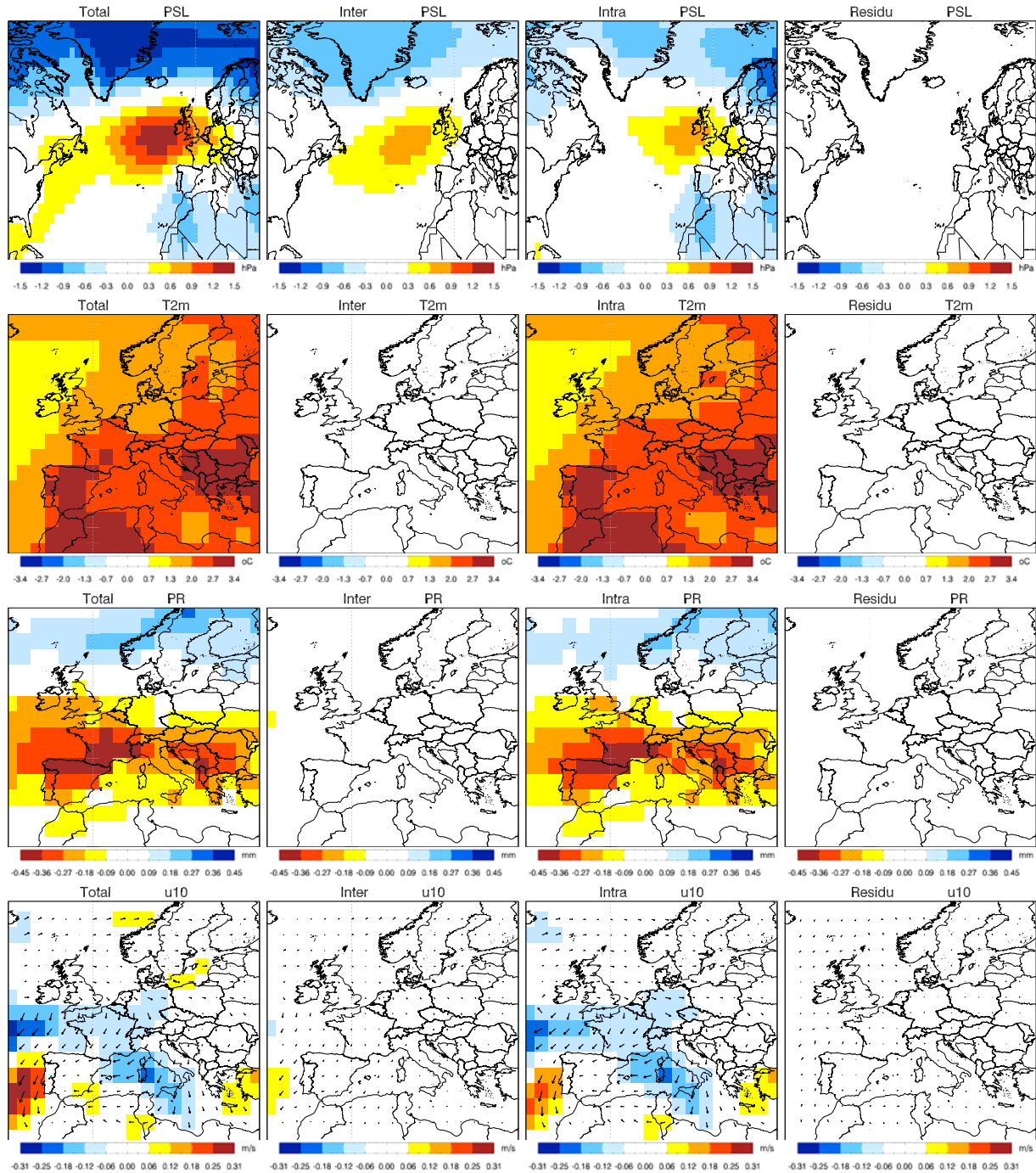


FIG. 3.20: *Idem que la Figure 3.19 pour MJJAS.*

l'augmentation de celle du régime NAO<sup>+</sup>. Si l'on regarde plus en détail la part relative des changements inter-régimes dans les changements totaux, on remarque que c'est avec la T2m que cette part est la plus faible et avec le vent à 10m qu'elle est la plus élevée. En effet, les changements de T2m sont largement dominés par les bilans radiatifs et les rétroactions locales (par exemple, les rétroactions neige-albedo dans le nord-est de l'Eu-

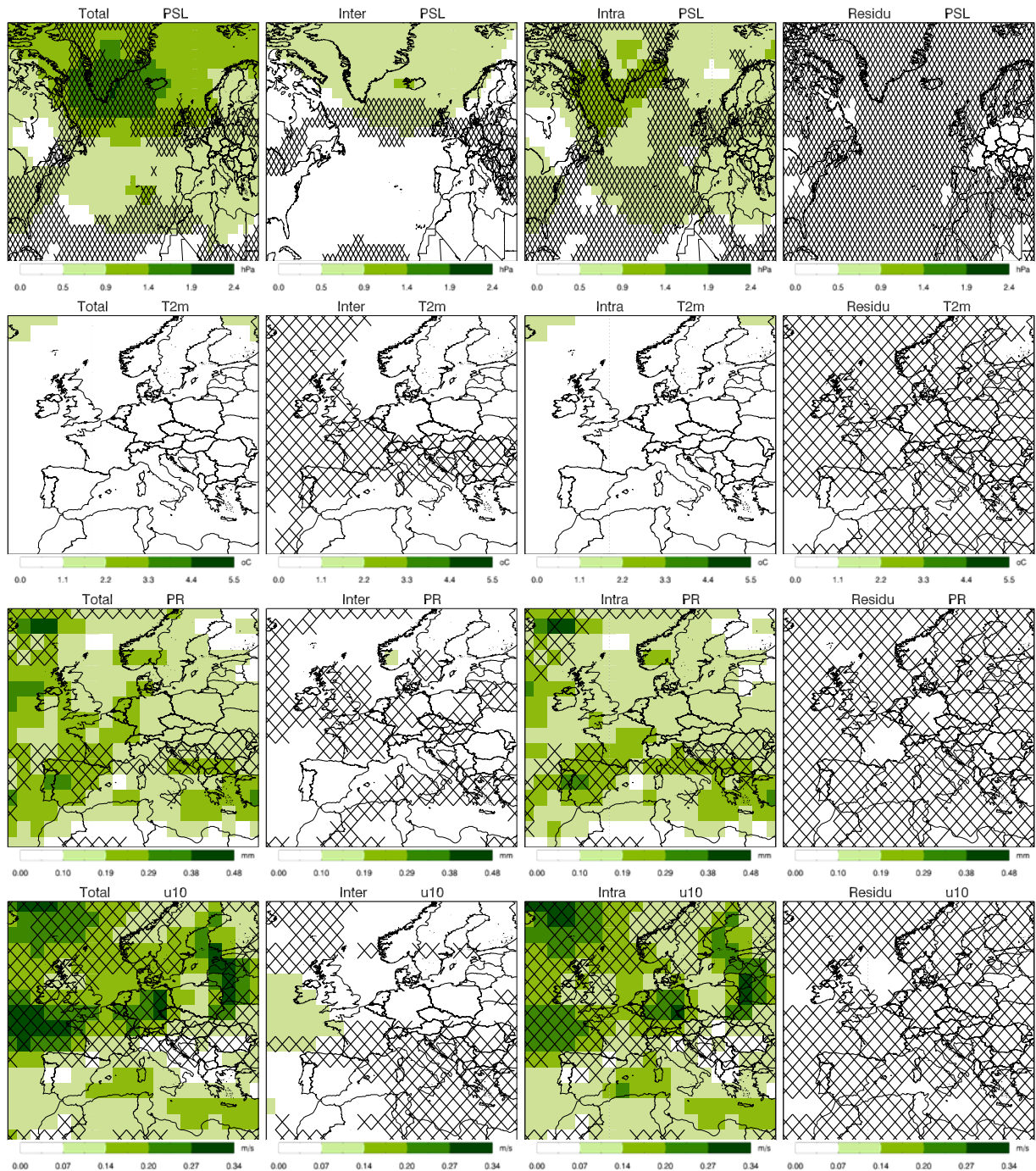


FIG. 3.21: Dispersion inter-modèles (écart-type) de chaque terme présenté sur la Figure 3.19 (les intervalles des échelles de couleur sont les mêmes que sur la Figure 3.19). Les croix indiquent les zones où la cohérence de signe entre les modèles CMIP3 est inférieure à 80 %.

rope en hiver et le couplage avec le sol dans le sud de l'Europe en été) et les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps ont donc un impact relativement faible sur la T2m. Contrairement à la PSL, pour toutes les variables de surface, la dispersion



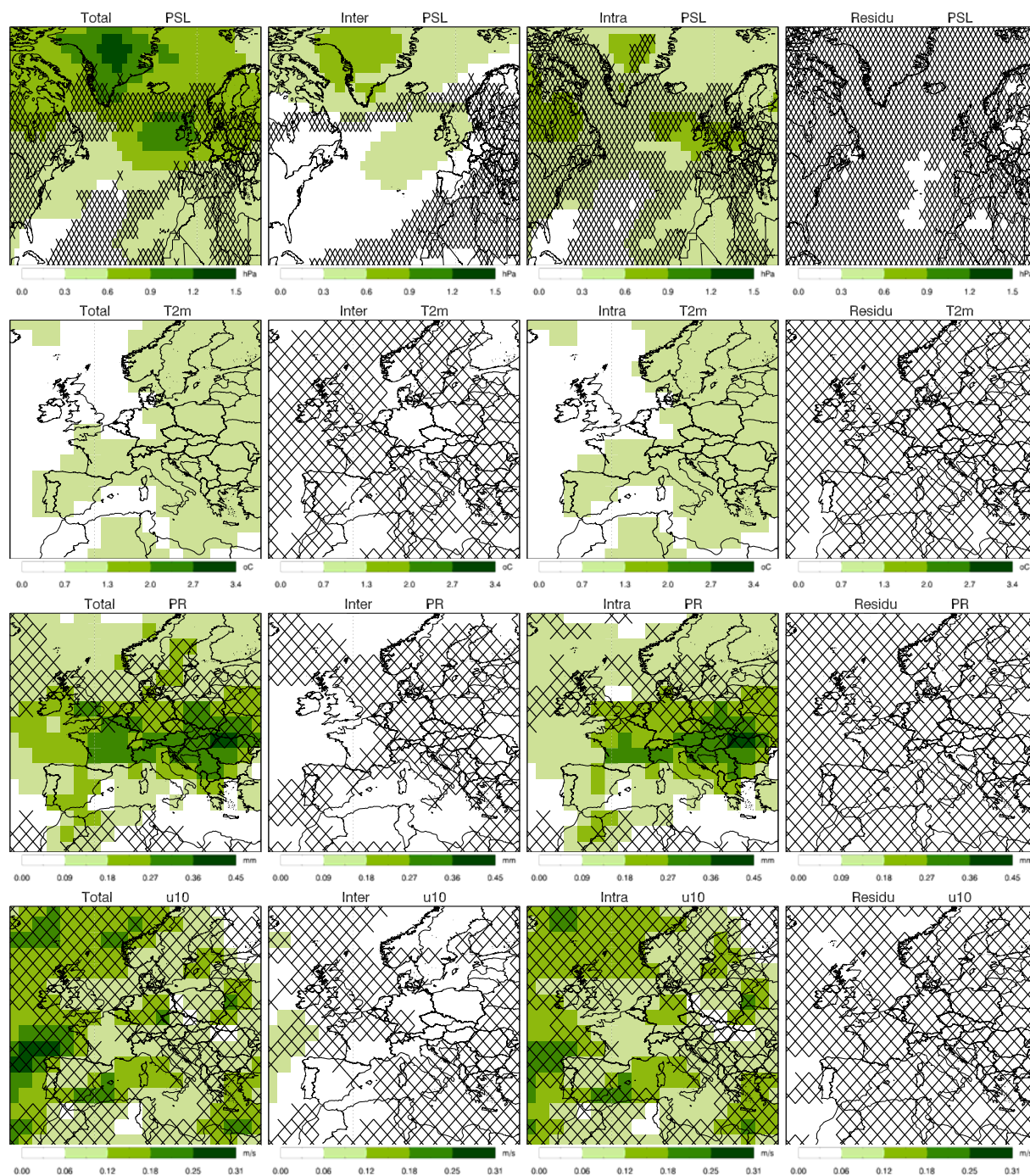


FIG. 3.22: Idem que la Figure 3.21 pour MJJAS.

inter-modèles des changements intra-régimes est nettement plus importante que celle des changements inter-régimes, quelle que soit la saison. L'incertitude sur les changements totaux est ainsi principalement due à l'incertitude sur les changements intra-régimes. Cependant, le niveau d'incertitude varie selon les variables. Par exemple, pour la T2m, les changements intra-régimes et totaux sont robustes du point de vue du signe (la cohérence

de signe est supérieure à 80 % à tous les points de grille pour les deux saisons) et de l'amplitude (la dispersion inter-modèles est faible). Au contraire, pour le vent à 10 m, la cohérence de signe est faible et la dispersion est élevée pour les changements intra-régimes et totaux. En effet, les changements intra-régimes du vent à 10 m sont essentiellement dus à des modifications de la circulation atmosphérique de grande échelle à l'intérieur des régimes de temps. Or ces modifications sont très différentes selon les modèles (cf. la forte dispersion et la faible cohérence de signe des changements intra-régimes de PSL). Au contraire, les changements intra-régimes de T2m sont liés à des mécanismes physiques présentant une plus faible disparité entre les modèles (par exemple, les modifications des bilans radiatifs). Ainsi, comme nous l'avons vu dans la section 3.2, ce sont les vents à 10 m qui présentent les plus grandes incertitudes du point de vue des signes des changements et de l'amplitude des changements.

Finalement, les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps définis sur la zone Europe-Atlantique-Nord ne permettent d'expliquer que partiellement les modifications des variables de surface que nous venons d'étudier. De plus, le pouvoir discriminant des régimes obtenus est parfois faible voir nul pour ces variables. Ainsi, le concept de régimes de temps, largement utilisé pour relier certaines caractéristiques du climat régional à la circulation atmosphérique de grande échelle, se révèle être limité pour expliquer les modifications des variables de surface à l'échelle régionale. En nous focalisant sur les vents de surface, nous allons proposer une analyse alternative qui consiste à définir des régimes de temps plus spécifiques aux vents de surface : les types de temps.

## 3.4 Les types de temps

### 3.4.1 Introduction

Les régimes de temps, tels qu'ils ont été définis dans la section précédente, sont fréquemment utilisés pour étudier la variabilité de la circulation atmosphérique de grande échelle sur la zone Europe-Atlantique-Nord, et ses liens avec les variables de surface à l'échelle continentale ou régionale. Cependant, nous avons vu que cette approche devient limitée lorsque l'on s'intéresse à des échelles spatiales plus fines ou bien lorsque l'on souhaite préciser les origines des modifications de certaines variables de surface dans le cadre d'études d'impact du réchauffement global. Une méthode alternative consiste, pour une variable locale donnée, à définir des régimes de temps ad hoc. En effet, plusieurs éléments intervenant dans la classification, tels que le domaine géographique de classification ou la variable classifiée, peuvent être modifiés de telle sorte que les régimes de temps obtenus soient plus adaptés à la variable locale considérée. Les régimes de temps obtenus sont alors spécifiques à la variable locale considérée et constituent un intermédiaire plus pertinent entre cette variable et la circulation atmosphérique de grande échelle. Dans la suite, nous utiliserons l'expression *types de temps* pour désigner ces régimes, et l'expression *régimes de temps* sera réservée aux régimes présentés dans la section précédente.

Plusieurs stratégies peuvent être adoptées pour définir des types de temps. La plus simple consiste à classer des variables caractéristiques de la circulation atmosphérique de grande échelle sur une zone géographique plus appropriée à l'étude de la variable locale considérée. Pour étudier le vent à 10 m en France, on peut ainsi classer la PSL sur la France au lieu de considérer toute la zone Europe-Atlantique-Nord comme pour les régimes de temps. On obtient alors des types de temps dont le pouvoir discriminant est plus régional et qui restent de bons indicateurs de la variabilité de la circulation atmosphérique de grande échelle. Une autre méthode consiste à directement classer la variable de surface étudiée. On obtient ainsi des types de temps dont le pouvoir discriminant pour la variable étudiée est maximal. Cette méthode a souvent été utilisée pour étudier le vent à 10 m sur des périodes historiques : Conil et Hall (2006) pour la Californie du sud, Burlando et al. (2008a) pour la Corse, Burlando (2008b) pour la Méditerranée et Jiménez et al. (2008) pour une région du nord de l'Espagne. Les auteurs définissent des types de temps à partir d'observations ou de réanalyses du vent à 10 m. Cependant, les liens entre ces types de temps et la circulation atmosphérique de grande échelle sont plus délicats à définir. Souvent les auteurs se limitent à souligner certaines relations entre les types de temps et les régimes de temps classiques par l'intermédiaire, par exemple, de tableaux de contingence. Mais l'application au climat futur est alors difficile car l'étude directe des changements des fréquences d'occurrence des types de temps n'est pas possible, ces types de temps n'étant définis que par des variables locales. Plaut et al. (2001b) a proposé une troisième méthode afin d'étudier les événements de fortes précipitations sur différentes régions de montagne en Europe. Les auteurs déterminent tout d'abord, pour chaque région, les jours pour lesquels de fortes précipitations ont été observées. Puis, pour chaque région, ils classent la hauteur du géopotential à 700 hPa des jours retenus. Ils obtiennent ainsi des types de temps de grande échelle spécifiques à chaque région et aux événements de fortes précipitations. Boé et al. (2006) a étendu cette approche pour définir des types de temps adaptés aux précipitations sur le bassin versant de la Seine en France. Les auteurs classent des précipitations observées et définissent un petit nombre de types de temps préliminaires. La PSL est ensuite reclassifiée à l'intérieur de ces types de temps. Les auteurs obtiennent ainsi des types de temps qui sont définis par une variable de grande échelle (la PSL) et qui ont été préconditionnés par des variables de surface (les précipitations).

Nous adoptons ici une méthode inspirée de celle de Boé et al. (2006). Dans une première étape, nous classons une variable de grande échelle (le vent à 850hPa) et le vent à 10 m ensemble. Les centroïdes des types de temps obtenus sont ensuite projetés dans un espace défini uniquement par la variable de grande échelle. La variable de grande échelle est alors reclassifiée en utilisant les centroïdes projetés comme centroïdes définitifs des types de temps. Cette méthode est décrite plus en détails dans la section suivante. Par rapport à la méthode présentée par Boé et al. (2006), cette méthode a l'avantage de moins détériorer le pouvoir discriminant des types de temps pour la variable de surface, tout en restant cohérente avec les principaux modes de variabilité de la circulation atmosphérique de grande échelle.

### 3.4.2 Définition

La variable de grande échelle utilisée est le vent à 850hPa (noté UV850) sur une zone France étendue (Figure 3.23). Le UV850 a été utilisé dans plusieurs études précédentes

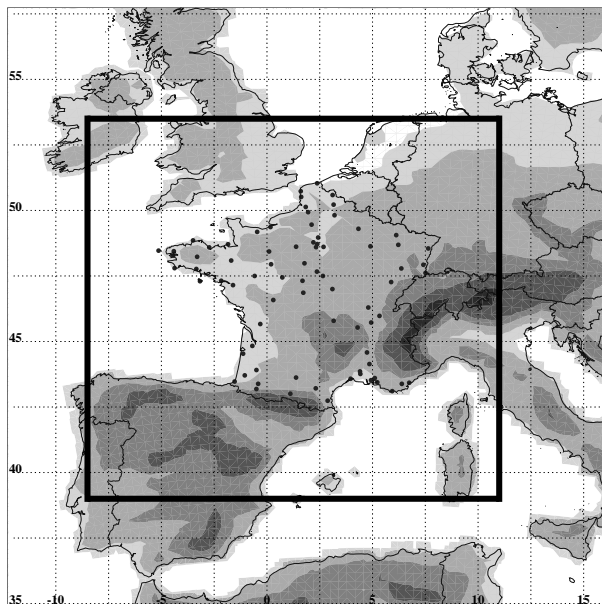


FIG. 3.23: Zone de classification du vent à 850hPa (carré noir) et stations SQR.

dans un contexte similaire (Frey-Buness et al. 1995, Mengelkamp et al. 1997, Leboucher 2007) et ce choix sera justifié plus en détail dans le chapitre 4. Pour tenir compte à la fois de la vitesse et de la direction du vent, nous calculons des EOFs combinées des anomalies journalières des composantes zonales et méridiennes du vent à 850hPa et du vent à 10 m (Kaihatu et al. 1998, Ludwig et al. 2004, Conil et Hall 2006). La classification est réalisée avec l'algorithme du k-means. Deux saisons ont été définies avec la même méthode que celle présentée dans la section 3.3.1 : un hiver étendu d'octobre à mars (ONDJFM) et un été étendu d'avril à septembre (AMJJAS). Ici, les saisons intermédiaires n'ont pas été exclues car cette classification servira aux méthodes de désagrégation présentées dans les chapitres 4 et 5 pour lesquelles l'étude de toute l'année est nécessaire. Cependant, lorsque nous comparerons des résultats obtenus avec les types de temps avec ceux obtenus avec les régimes de temps décrits dans la section 3.3.2, nous ne considérerons que les saisons NDJFM et MJJAS.

Pour chaque saison, nous gardons les 12 premières EOFs combinées du UV10 et les 10 premières EOFs combinées du UV850 (les EOFs retenues expliquent alors au moins 80 % de la variance du UV10 et du UV850).

1. On classe le UV850 et le UV10 dans l'espace défini par les EOFs du UV850 et du UV10. La mesure de similarité utilisée dans l'algorithme du k-means est la moyenne d'une distance euclidienne calculée dans l'espace des EOFs du UV850 et d'une distance euclidienne calculée dans l'espace des EOFs du UV10. On obtient 6 types de

temps en ONDJFM et 6 types de temps en AMJJAS (critère de Michelangeli et al. 1995) dont les centroïdes sont définis dans l'espace des EOFs du UV850 et du UV10.

2. Les centroïdes sont projetés dans l'espace des EOFs du UV850.
3. Les cartes de UV850 sont classifiées en utilisant les centroïdes projetés. Lors de cette dernière étape, entre 5 et 10% des jours changent de type de temps. Par comparaison, lorsque les types de temps initiaux (étape 1) sont uniquement définis dans l'espace du UV10 (méthode de Boé et al. 2006), entre 20 et 30 % des jours changent de type de temps.

On obtient ainsi des types de temps uniquement définis par la variable de grande échelle, le UV850, mais dont le pouvoir discriminant pour la variable de surface, le UV10, demeure élevé puisque le UV10 intervient dans la classification préliminaire.

### 3.4.3 Description

Les composites de UV850 et UV10 sont présentés pour chaque type de temps sur la figure 3.24 pour ONDJFM et sur la figure 3.25 pour AMJJAS.

- Le type de temps  $WT1_{\text{cold}}$  est caractérisé par des anomalies positives de PSL centrées au niveau de la France. Les vents à 10m associés sont plus faibles que la moyenne et présentent une structure anticyclonique.
- Le type de temps  $WT2_{\text{cold}}$  présente de fortes anomalies positives de PSL centrées sur le nord des îles britanniques. En surface, cela conduit à un flux de nord-est sur la France, avec des vents plus faibles que la moyenne.
- Le type de temps  $WT3_{\text{cold}}$  est constitué de fortes anomalies négatives de PSL centrées sur le golfe de Gascogne et d'anomalies positives de PSL centrées sur la Scandinavie. Cela produit un flux de sud-est sur la France avec des vents plus faibles que la moyenne.
- Le type de temps  $WT4_{\text{cold}}$  est caractérisé par de fortes anomalies négatives de PSL centrées sur le nord-ouest des îles britanniques. Cela produit un flux de sud-ouest sur la France avec des vents plus forts que la moyenne dans le nord et plus faibles dans le sud.
- Le type de temps  $WT5_{\text{cold}}$  se compose de fortes anomalies positives de PSL centrées sur l'ouest des îles britanniques et d'anomalies négatives sur l'est de l'Europe. Cela entraîne un flux de nord sur la France, avec des vents plus forts que la moyenne sur le pourtour méditerranéen. Ce type de temps favorise les événements de mistral et de tramontane.
- Le type de temps  $WT6_{\text{cold}}$  est constitué de fortes anomalies négatives de PSL centrées sur le nord de l'Europe et d'anomalies positives centrées sur l'ouest de la péninsule ibérique. Cela entraîne un flux d'ouest sur la France avec des vents plus forts que la moyenne partout sauf dans la vallée du Rhône. Ce type de temps favorise les événements de tramontane.



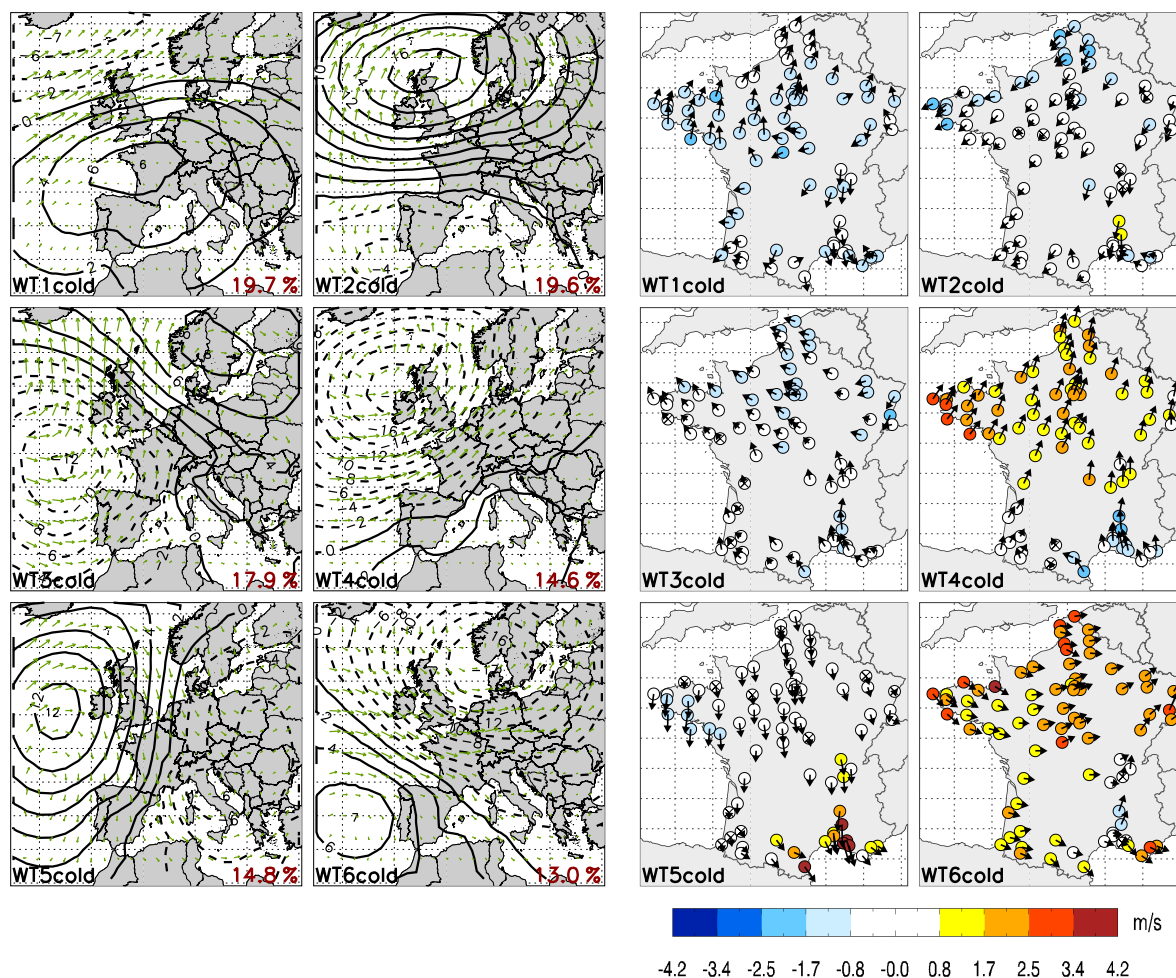


FIG. 3.24: Composites de UV850 (flèches vertes) et de PSL (anomalies en hPa) (à gauche) et du vent à 10 m (anomalies en m/s) (à droite) des 6 types de temps en ONDJFM (réanalyses ERA40 sur la période 1971-2000 pour la PSL et le UV850, et données SQR sur la période 1974-2002 pour le vent à 10 m). Les croix indiquent les stations où les anomalies ne sont pas statistiquement significatives ( $T$ -test, niveau à 95 %). La fréquence d'occurrence de chaque type de temps est indiquée en bas à droite du type de temps correspondant.

En AMJJAS, les types de temps présentent des structures spatiales proches des types de temps de ONDJFM pour les trois variables (PSL, UV850 et UV10), mais les anomalies sont moins marquées pour les trois variables.

En comparant la figure 3.24 avec la figure 3.7 et la figure 3.25 avec la figure 3.8, on remarque que les anomalies composites du vent à 10 m sont nettement plus marquées avec les types de temps (anomalies maximales de 4.2 m/s en hiver et de 3.4 m/s en été) qu'avec les régimes de temps (anomalies maximales de 1.9 m/s en hiver et de 1.0 m/s en été). Ainsi, le nombre de stations où les anomalies ne sont pas statistiquement significatives est nettement inférieur (8 % des cas avec les types de temps et 22 % des cas avec les régimes

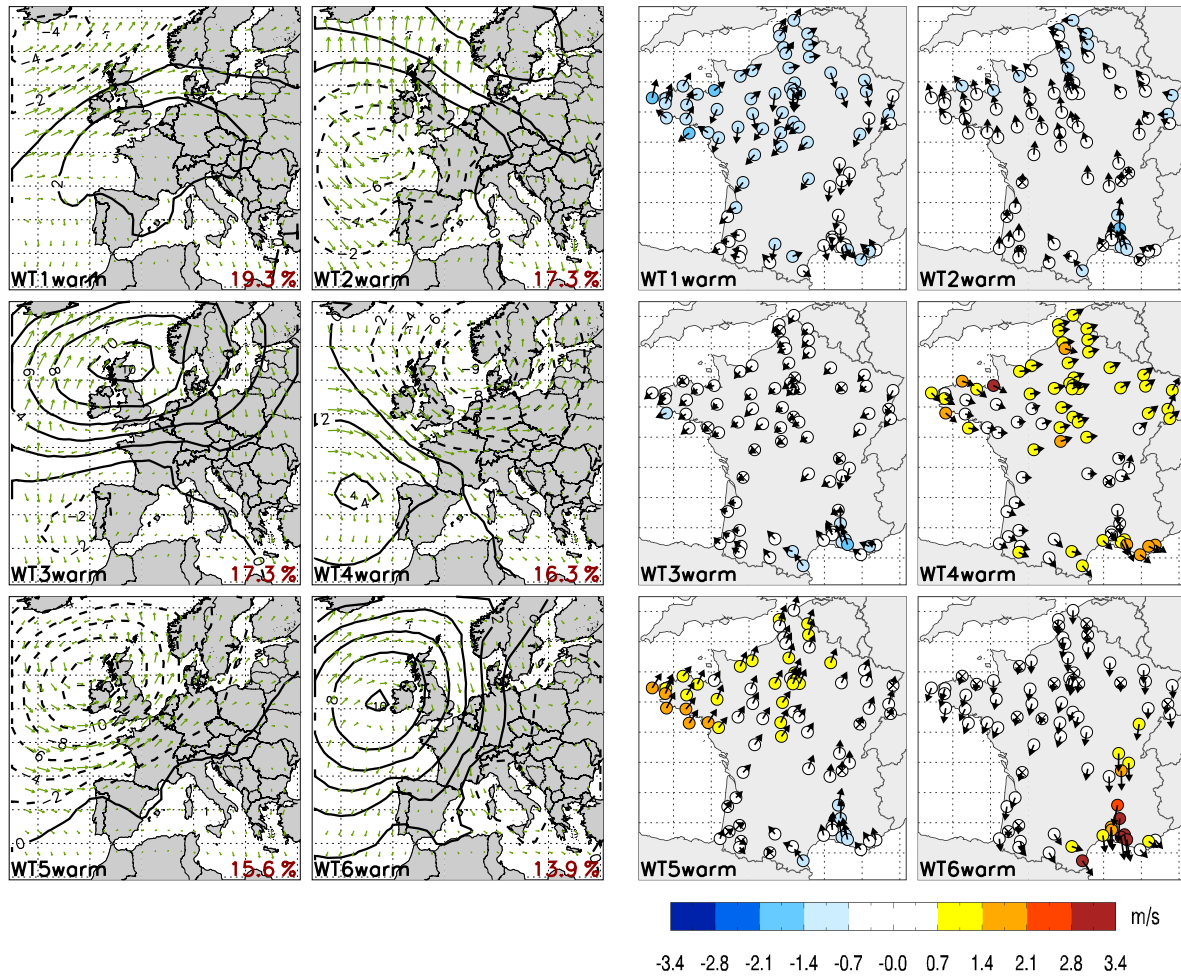


FIG. 3.25: *Idem* que la Figure 3.24 pour AMJJAS.

de temps).

Les types de temps ont donc un pouvoir discriminant plus fort vis-à-vis de l'état moyen intra-régimes du vent à 10 m.

Pour les deux saisons, il apparaît que certains types de temps favorisent des vents forts dans certaines régions ou au contraire des vents faibles. Pour les vents forts, c'est le cas, en ONDJFM, de WT4<sub>cold</sub> pour le nord de la France, WT5<sub>cold</sub> pour le sud-est et WT6<sub>cold</sub> pour pratiquement tout le territoire ; et en AMJJAS, de WT5<sub>warm</sub> pour le nord, WT6<sub>warm</sub> pour le sud-est et WT4<sub>warm</sub> pour pratiquement tout le territoire. Une étude plus fine de l'occurrence des événements de vent fort et de vent faible permet de mettre cela en évidence.

La figure 3.26 présente la distribution des jours de vent faible et de vent fort dans l'espace des deux premières EOFs du UV850 pour ONDJFM. Tout d'abord, on remarque que les centroïdes des types de temps sont assez éloignés les uns des autres et que les types de temps se détachent nettement les uns des autres. En effet, les deux premières EOFs du

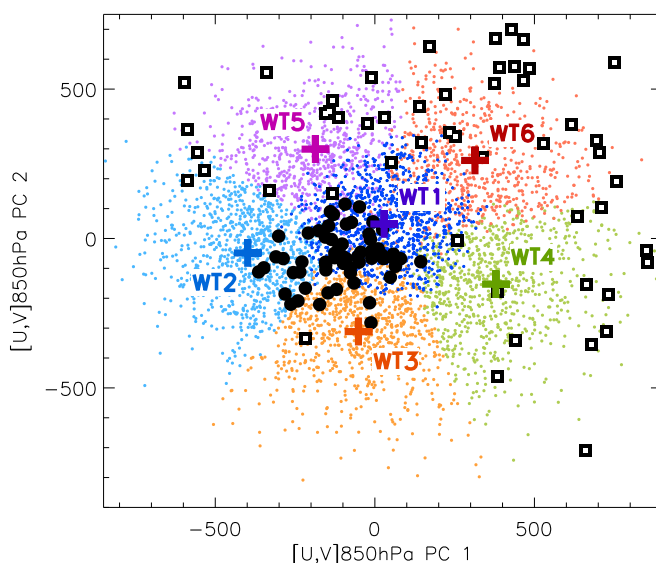


FIG. 3.26: Répartition des jours de ONDJFM dans les six types de temps d'hiver dans l'espace des deux premières EOFs de UV850 sur la période 1974-2002. Chaque type de temps est représenté par une couleur. Les croix colorées indiquent la position des centroïdes. Les carrés noirs indiquent les jours pour lesquels la vitesse du vent à 10 m est supérieure à 18.4 m/s à au moins une station (99<sup>ème</sup> percentile du maximum journalier). Les cercles noirs indiquent les jours pour lesquels la vitesse du vent est inférieure à 4.8 m/s à toutes les stations (1<sup>er</sup> percentile du maximum journalier). On appelle maximum journalier du vent à 10 m, le maximum de la vitesse du vent à 10 m observée à toutes les stations.

UV850 expliquent à elles seules plus de 65 % de la variance du UV850 : elles ont donc un poids prédominant par rapport aux autres EOFs lors de la classification du UV850. On voit que les jours de vent faible sont regroupés au centre de cet espace, essentiellement dans les types de temps WT1<sub>cold</sub>, WT2<sub>cold</sub> et WT3<sub>cold</sub>. Quant aux jours de vent fort, ils correspondent à de fortes valeurs des deux premières composantes principales, et se situent en majorité dans les types de temps WT6<sub>cold</sub>, WT5<sub>cold</sub> et WT4<sub>cold</sub>. Les types de temps définis par le UV850 semblent donc être de bons indicateurs de la probabilité d'occurrence des jours de vent faible ou fort, bien qu'ils n'aient pas été expressément construits pour cela. De plus, la figure 3.26 suggère que, pour un jour donné, l'appartenance à un type de temps et la position par rapport aux centroïdes (dans l'espace des EOFs du UV850) pourraient être des prédicteurs pertinents du vent à 10 m. Nous reviendrons en détail sur ce dernier point dans le chapitre suivant, qui sera consacré à une méthode de désagrégation statistique pour le vent à 10 m.

Un diagnostic similaire est présenté pour les deux saisons dans le tableau 3.3, avec des seuils moins extrêmes pour la définition de jours de vent faible et de vent fort (10<sup>ème</sup> et 90<sup>ème</sup> percentiles du maximum journalier, au lieu des 1<sup>er</sup> et 99<sup>ème</sup> percentiles). Le constat fait précédemment est confirmé pour les deux saisons. En ONDJFM, les types de temps

WT1<sub>cold</sub>, WT2<sub>cold</sub> et WT3<sub>cold</sub> favorisent les jours de vent faible, et les types de temps WT4<sub>cold</sub>, WT5<sub>cold</sub> et WT6<sub>cold</sub> favorisent les jours de vent fort. En AMJJAS, les types de temps WT1<sub>warm</sub>, WT2<sub>warm</sub> et WT3<sub>warm</sub> favorisent les jours de vent faible, et les types de temps WT4<sub>warm</sub>, WT5<sub>warm</sub> et WT6<sub>warm</sub> favorisent les jours de vent fort.

<b>ONDJFM</b>	<b>WT1<sub>cold</sub></b>	<b>WT2<sub>cold</sub></b>	<b>WT3<sub>cold</sub></b>	<b>WT4<sub>cold</sub></b>	<b>WT5<sub>cold</sub></b>	<b>WT6<sub>cold</sub></b>
<i>occurrence</i>	<i>20.3%</i>	<i>18.3%</i>	<i>17.5%</i>	<i>16.2%</i>	<i>14.2%</i>	<i>13.8%</i>
$U_{10} < 6.6\text{m/s}$	<b>41</b>	<b>27</b>	<b>26</b>	2	3	1
$U_{10} > 14.5\text{m/s}$	2	7	6	<b>24</b>	<b>29</b>	<b>32</b>
<b>AMJJAS</b>	<b>WT1<sub>warm</sub></b>	<b>WT2<sub>warm</sub></b>	<b>WT3<sub>warm</sub></b>	<b>WT4<sub>warm</sub></b>	<b>WT5<sub>warm</sub></b>	<b>WT6<sub>warm</sub></b>
<i>occurrence</i>	<i>19.5%</i>	<i>17.6%</i>	<i>17.3%</i>	<i>15.7%</i>	<i>15.2%</i>	<i>14.9%</i>
$U_{10} < 5.7\text{m/s}$	<b>40</b>	<b>33</b>	<b>21</b>	1	3	2
$U_{10} > 12.2\text{m/s}$	4	4	8	<b>31</b>	11	<b>42</b>

TAB. 3.3: Répartition (en %) des jours de vent fort et de vent faible dans les types de temps pour ONDJFM et AMJJAS sur la période 1974-2002. Pour chaque jour, le maximum de la vitesse moyenne du vent à 10 m en France a été calculé (données SQR). Pour chaque saison, les jours de vent faible sont définis par le 10<sup>ème</sup> percentile du maximum journalier : en ONDJFM (AMJJAS) il s'agit des jours pour lesquels la vitesse du vent est inférieure à 6.6 m/s (5.7 m/s) à toutes les stations. Pour chaque saison, les jours de vent fort sont définis par le 90<sup>ème</sup> percentile du maximum journalier : en ONDJFM (AMJJAS), il s'agit des jours pour lesquels la vitesse du vent est supérieure à 14.5 m/s (12.2 m/s) à au moins une station. La fréquence d'occurrence des types de temps sur la période 1974-2002 est indiquée en italique. On appelle maximum journalier du vent à 10 m, le maximum de la vitesse du vent à 10 m observée à toutes les stations.

Enfin, nous présentons les résultats de l'approche REXA décrite par Yiou et Nogaj (2004) pour le vent à 10 m (figure 3.27). Rappelons que cette approche consiste, pour chaque station, à repérer le type de temps qui favorise le plus les vents forts (définis à chaque station par le 99<sup>ème</sup> percentile, voir la légende de la figure 3.27 pour plus de détails). Le lecteur pourra se reporter à la figure 3.23 pour situer les stations dont il sera fait mention dans la suite.

Dans la moitié nord et le sud-ouest de la France, deux types de temps sont obtenus : WT4<sub>cold</sub> et WT6<sub>cold</sub>. D'après la figure 3.24, WT4<sub>cold</sub> est associé, en moyenne, à des vents de sud et de sud-ouest sur la France, plus forts que la moyenne dans le nord, et WT6<sub>cold</sub> à des vents d'ouest et de nord-ouest sur la France, plus forts que la moyenne pour la majorité des stations. Ainsi, on remarque que les stations où le type de temps WT4<sub>cold</sub> favorise le plus les événements de vent fort sont celles qui sont les plus exposées aux vents de sud et de sud-ouest : côte sud de la Bretagne, centre-ouest de la France, nord de la vallée du Rhône. Au contraire, les côtes de la Manche (orientées vers le nord-ouest), l'est (protégé des vents de sud-ouest par le relief, et les perturbations venues de l'ouest et du nord-ouest ayant une distance plus courte à parcourir sur terre que celles venues du sud et du sud-ouest) et le sud-ouest (protégé des vents de sud et de sud-ouest par les Pyrénées

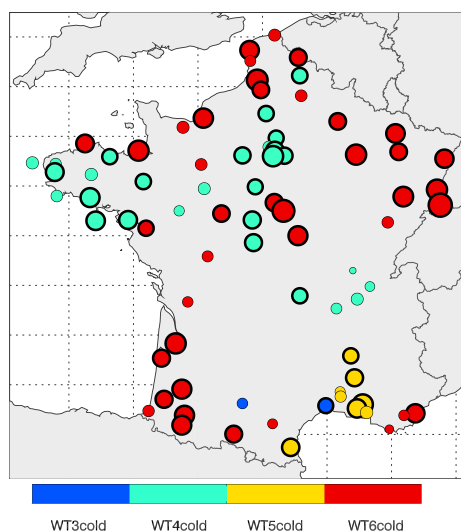


FIG. 3.27: Pour chaque station, type de temps présentant le plus grand nombre de jours de vent fort (approche REXA décrite par Yiou et Nogaj, 2004). Les jours de vent fort sont définis, pour chaque station, par le 99<sup>ème</sup> percentile des vitesses de vent observées sur la période 1974-2002 (hiver et été confondus). Le seuil est donc différent pour chaque station. Pour chaque station, la taille du cercle est proportionnelle au pourcentage du nombre de jours de vent forts associés au types de temps obtenu (pourcentage du nombre total de jours de vent fort par station). Ce pourcentage varie entre 24% et 84%. Les stations où ce pourcentage est supérieur à 50% sont marquées d'un cercle noir. Les 5 types de temps obtenus sont des types de temps d'hiver.

et les massifs montagneux du nord de la péninsule ibérique) sont plus exposés aux vents d'ouest et de nord-ouest : c'est le type de temps WT6<sub>cold</sub> qui favorise le plus les événements de vent fort. Dans la majorité des stations de la moitié nord et du sud-ouest de la France, plus de 50% des jours de vent fort sont ainsi associés à l'un de ces deux types de temps. Il est intéressant de noter que les régimes de temps ne permettaient pas de différencier ces régions, le régime de temps NAO<sup>+</sup> prédominant dans toutes (voir figure 3.10). Il s'agit là d'une avancée importante des types de temps qui permettent de différencier les régions où les vents forts sont associés à des flux de sud-ouest (WT4<sub>cold</sub>) de celles où ils sont associés à des flux d'ouest (WT6<sub>cold</sub>).

Dans le sud-est, le type de temps WT5<sub>cold</sub> favorise la majorité des événements de vent fort dans la plupart des stations. D'après la figure 3.24, ce type de temps est en effet associé aux événements de mistral et de tramontane. Ainsi, à plusieurs stations, plus de 50% des événements de vent fort sont associés à ce type de temps. Bien que le nombre de régimes de temps soit inférieur à celui des types temps (8 contre 12), le seuil des 50% n'avait été dépassé dans aucune station avec les régimes de temps (voir figure 3.10). Cela souligne l'intérêt des types de temps pour étudier les extrêmes de vent dans le sud-est de la France. On retrouve les cas particuliers des stations de Mauguio et de Fréjus : plus de 50% des événements de vent fort sont associés au type de temps WT3<sub>cold</sub> à la station de Mauguio (vent de sud-est), et au type de temps WT6<sub>cold</sub> à la station de Fréjus (vent

d'ouest). De plus, deux autres stations présentent les mêmes caractéristiques que celle de Fréjus : la station de Toulon et la station du Cannet-des-Maures (située entre Toulon et Cannes). On remarque aussi que le type temps  $WT3_{\text{cold}}$  favorise également les vents forts à la station de Blagnac/Toulouse (vent d'autan).

Finalement, la méthode de classification utilisée permet d'obtenir des types de temps qui correspondent à des situations synoptiques classiques, et qui permettent d'analyser les conditions de vent à 10 m au niveau de la France plus efficacement qu'avec les régimes de temps (fortes anomalies composites, différenciation de régimes de vents locaux, types de temps discriminants pour les événements locaux de vent fort et de vent faible). Une comparaison objective du pouvoir discriminant respectif des régimes de temps et des types de temps va nous permettre de souligner ces différences.

### 3.4.4 Comparaison avec les régimes de temps

Plusieurs éléments distinguent les types de temps des régimes de temps : la zone géographique de classification, la variable classifiée, le préconditionnement de la classification par le UV10, le nombre de régimes. Dans cette section, nous comparerons certaines caractéristiques des types de temps avec celles des régimes de temps, et nous essaierons d'identifier les liens entre types de temps et régimes de temps.

Nous commençons par comparer le pouvoir discriminant des types de temps vis-à-vis de la variabilité de la PSL avec celui des régimes de temps. En étudiant les composites de PSL, nous avons vu que les types de temps présentaient des anomalies beaucoup plus régionales et proches de la France métropolitaine que les régimes de temps. On retrouve ces structures spatiales avec le rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale de la PSL (figure 3.28). Le pouvoir discriminant des types de temps est maximal au niveau des îles britanniques (la variance intra-régimes est pratiquement 3 fois plus faible que la variance totale), et la zone où le rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale est inférieur à 1 est limitée à l'Europe. En dehors de cette zone le pouvoir discriminant des types de temps est nul (rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale égal à 1). Avec les régimes de temps, le pouvoir discriminant maximal est plus faible mais la zone où le rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale est inférieur à 1 est beaucoup plus étendue et couvre pratiquement toute la zone Europe-Atlantique-Nord.

Deux conclusions peuvent ainsi être tirées. Premièrement, les types de temps, bien qu'ils soient définis sur une zone géographique relativement réduite et centrée sur la France, ont un pouvoir discriminant plus élevé que les régimes de temps sur une zone étendue couvrant une large partie de l'Europe et du bassin méditerranéen. Deuxièmement, bien que le nombre de types de temps (6) soit supérieur à celui des régimes de temps (4), les types de temps ont un pouvoir discriminant nul sur le nord et l'est de la zone Europe-Atlantique-Nord, ce qui souligne leur caractère régional.

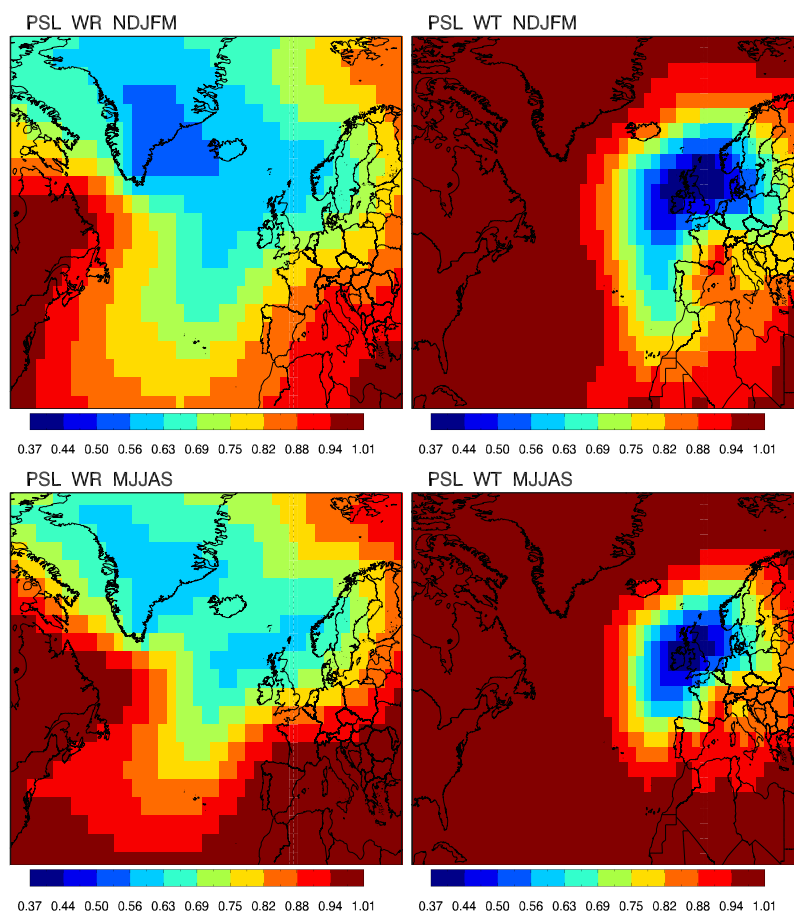


FIG. 3.28: Rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale pour les régimes de temps (colonne de gauche) et les types de temps (colonne de droite) pour NDJFM (ligne du haut) et MJJAS (ligne du bas) de la PSL sur la période 1974-2002 (réanalyses ERA40).

La figure 3.29 présente le pouvoir discriminant des régimes de temps et des types de temps vis-à-vis de la variabilité du vent à 10 m en France. L'amélioration avec les types de temps est évidente : en moyenne ; le rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale est de 0.63 avec les types de temps, contre 0.89 avec les régimes de temps. Comme nous l'avons vu dans la section 3.3.2, le rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale des régimes de temps présente une structure zonale marquée, avec des valeurs plus faibles dans le nord et plus fortes dans le sud. Avec les types de temps, cette structure est nettement atténuée. On peut voir notamment que des zones de fort pouvoir discriminant apparaissent dans le sud-est de la France. En effet, contrairement aux régimes de temps, dont aucun ne favorisait, par exemple, les événements de mistral ou de tramontane (figures 3.7 et 3.8), les types de temps permettent de différencier différents régimes de vents sur le pourtour méditerranéen. Par contre, les stations situées dans le sud-ouest de la France présentent toujours un pouvoir discriminant relativement faible. Plusieurs explications peuvent être avancées : vent à 10 m moins contraint par la grande échelle, existence de phénomènes locaux très marqués tels que des brises thermiques.



Finalement, les types de temps semblent bien adaptés aux spécificités régionales du vent à 10 m en France, et présentent un double intérêt : ils permettent d'augmenter systématiquement le pouvoir discriminant pour le vent à 10 m en France, et, surtout, de différencier des régimes de vents régionaux que les régimes de temps ne pouvaient distinguer (caractéristique également mise en évidence avec l'approche REXA sur les figures 3.10 et 3.27). Les types de temps sont donc un outil plus pertinent que les régimes de temps pour étudier le vent à 10 m en France.

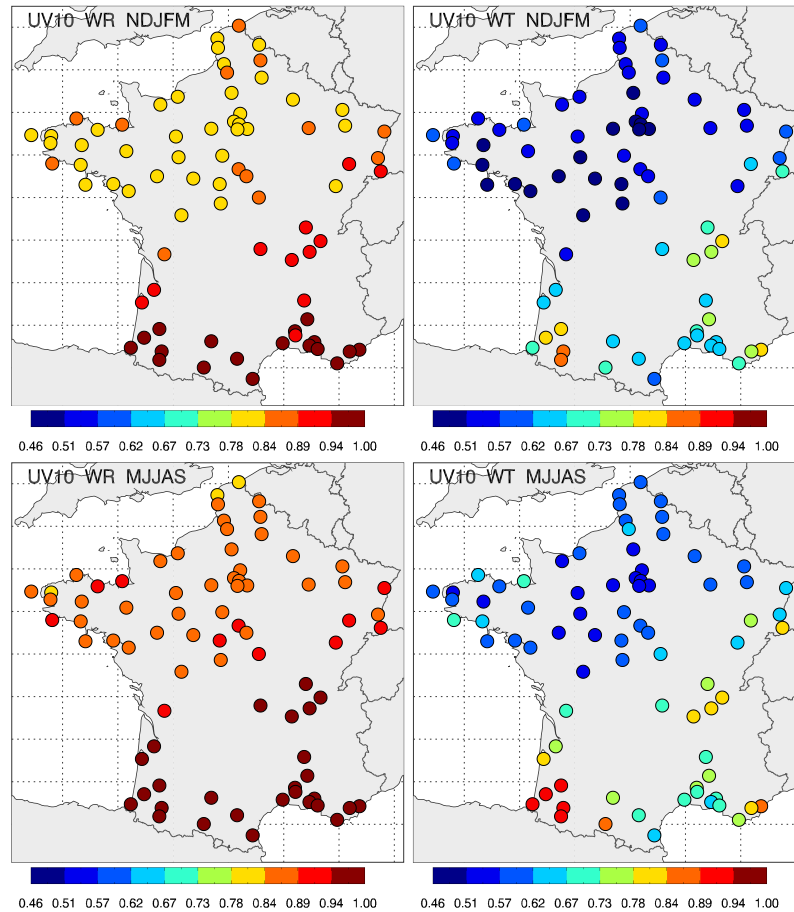


FIG. 3.29: Rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale pour les régimes de temps (colonne de gauche) et les types de temps (colonne de droite) pour NDJFM (ligne du haut) et MJJAS (ligne du bas) du vent à 10 m (moyenne des résultats pour  $u_{10}$  et  $v_{10}$ ) sur la période 1974-2002.

Les liens entre les types de temps et les régimes de temps peuvent être étudiés par l'intermédiaire d'un tableau de contingence (tableau 3.4). Pour certains types de temps, les liens avec un ou plusieurs régimes de temps sont évidents. C'est le cas, par exemple, du type de temps  $WT_{4\text{cold}}$  qui, dans 64 % des cas, est associé au régime  $NAO^+$ . La structure spatiale de ce type de temps, avec une forte anomalie négative de PSL centrée sur le nord-ouest des îles britanniques, se projette bien sur le régime  $NAO^+$ . Les composites de



UV10 de ce type de temps et de ce régime de temps ont ainsi des structures spatiales proches (figures 3.24 et 3.7). C'est également le cas du type de temps WT6<sub>warm</sub> qui, dans 58 % des cas, est associé au régime Blocage (anomalies positives de PSL centrées sur l'ouest des îles britanniques). Au contraire, certains types de temps ne semblent pas particulièrement favorisés par certains régimes de temps. C'est le cas, par exemple, du type de temps WT1<sub>warm</sub> qui est distribué de façon relativement homogène dans les quatre régimes de temps d'été. On peut également remarquer qu'un même régime peut favoriser plusieurs types de temps aux caractéristiques bien différentes : par exemple, les types de temps WT1<sub>cold</sub> (vents faibles de structure anticyclonique sur la France), WT4<sub>cold</sub> (vents de sud-ouest forts dans le nord de la France et vents faibles dans le sud) et WT6<sub>cold</sub> (vents d'ouest forts sur la majeure partie de la France) sont majoritairement associés au régime de temps NAO<sup>+</sup>. Cette dernière observation souligne, à nouveau, l'impossibilité de distinguer certains régimes de vents locaux et même régionaux (le mistral et la tramontane s'étendent, par exemple, sur une grande partie du bassin Liguro-Provençal) avec les régimes de temps.

NDJFM	WT1 <sub>cold</sub>	WT2 <sub>cold</sub>	WT3 <sub>cold</sub>	WT4 <sub>cold</sub>	WT5 <sub>cold</sub>	WT6 <sub>cold</sub>
AR	18	<b>31</b>	7	3	<b>47</b>	24
NAO <sup>-</sup>	12	15	<b>43</b>	<b>29</b>	16	17
NAO <sup>+</sup>	<b>42</b>	1	12	<b>64</b>	10	<b>55</b>
BL	<b>29</b>	<b>53</b>	<b>38</b>	4	<b>27</b>	4
MJJAS	WT1 <sub>warm</sub>	WT2 <sub>warm</sub>	WT3 <sub>warm</sub>	WT4 <sub>warm</sub>	WT5 <sub>warm</sub>	WT6 <sub>warm</sub>
AL	<b>29</b>	<b>40</b>	13	11	<b>34</b>	7
AR	<b>29</b>	7	2	<b>50</b>	<b>41</b>	11
NAO <sup>-</sup>	18	<b>30</b>	<b>26</b>	<b>31</b>	21	24
BL	23	23	<b>59</b>	8	4	<b>58</b>

TAB. 3.4: Répartition (en %) des types de temps dans les régimes de temps pour NDJFM (haut) et MJJAS (bas) sur la période 1957-2002 (la somme de chaque colonne est égale à 100 %). L'occurrence des types de temps est en gras lorsque celle-ci est supérieure à 25 %.

### 3.4.5 Les types de temps dans les modèles CMIP3

#### a. La période historique

Dans cette section, nous étudions la représentation des types de temps dans les modèles CMIP3.

Nous procédons de la même façon qu'avec les régimes de temps (section 3.3.3). Pour chaque saison, les anomalies journalières du UV850 des modèles CMIP3 sont projetées sur les EOFs du UV850 des réanalyses ERA40 (noté UV850 ERA40). Le UV850 des modèles CMIP3 (noté UV850 CMIP3) est ensuite classifié par minimisation de la distance aux centroïdes des types de temps ERA40 dans l'espace défini par les EOFs du UV850 ERA40. Les types de temps obtenus sont appelés types de temps CMIP3. On procède ainsi pour les trois fenêtres temporelles 1971-2000, 2046-2065 et 2081-2100 (pour chaque

modèle, les anomalies journalières du UV850 pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100 sont calculées à partir de la climatologie journalière de la période 1971-2000).

Les figures 3.30 et 3.31 présentent les composites des types de temps en ONDJFM et AMJJAS dans le multi-modèles CMIP3. En ce qui concerne la grande échelle (UV850 et

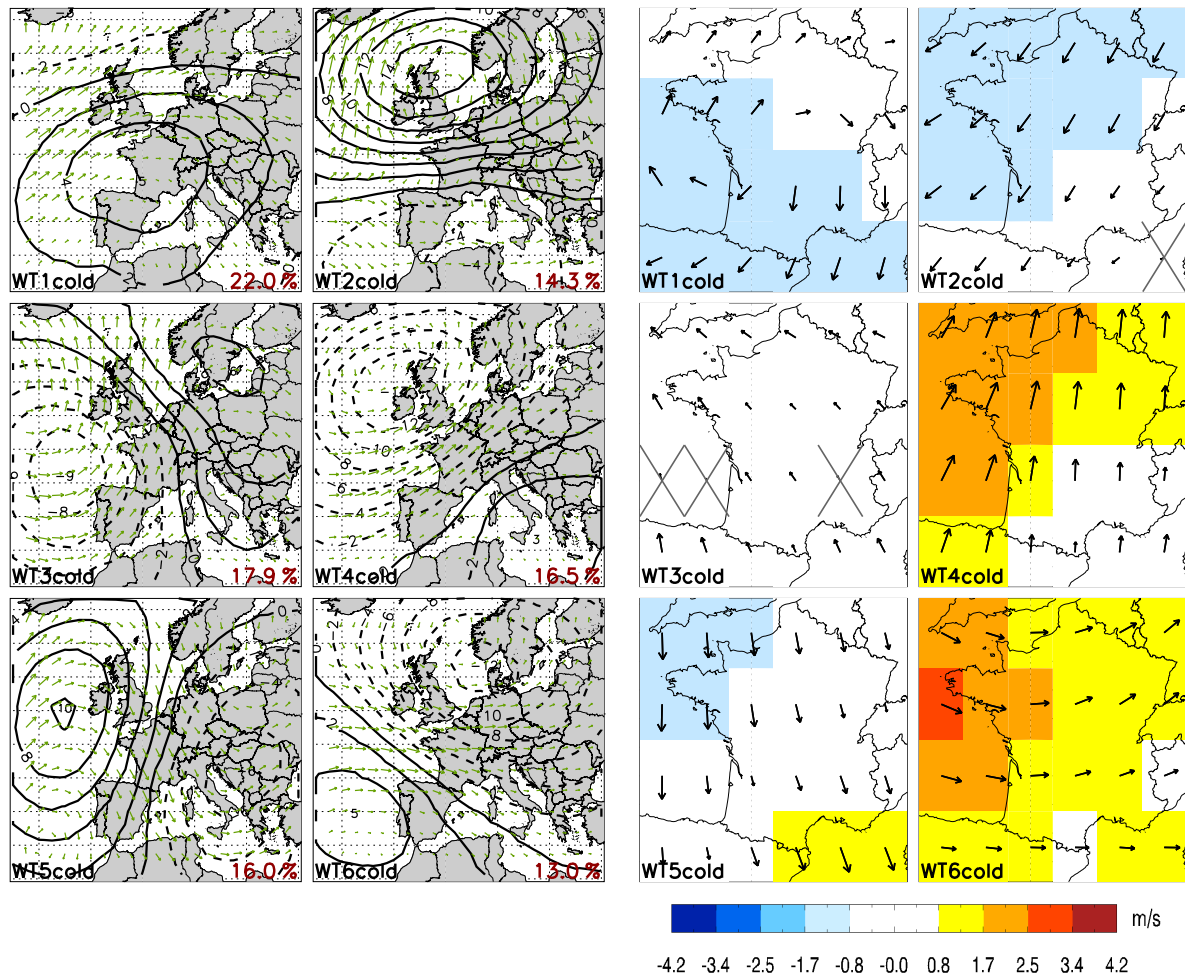


FIG. 3.30: Composites de UV850 (flèches vertes) et de PSL (anomalies en hPa) (à gauche) et du vent à 10 m (anomalies en m/s) (à droite) des 6 types de temps pour le multi-modèles CMIP3 en ONDJFM sur la période 1971-2000. Les croix indiquent les points de grille où les anomalies ne sont pas statistiquement significatives (T-test, niveau à 95 %). La fréquence d'occurrence de chaque type de temps est indiquée en bas à droite du type de temps correspondant. Les échelles de couleur pour UV10 sont les mêmes que sur la figure 3.24.

PSL), on retrouve des structures spatiales identiques à celles des types de temps ERA40 (figures 3.24 et 3.25). La corrélation spatiale moyenne est de 0.98 pour la PSL pour les deux saisons et de 0.97 pour le UV850 pour les deux saisons. C'était un résultat prévisible puisque les types de temps CMIP3 et ERA40 ont les mêmes centroïdes. Malgré la faible résolution des modèles CMIP3, les anomalies composites des vents à 10 m sont remar-

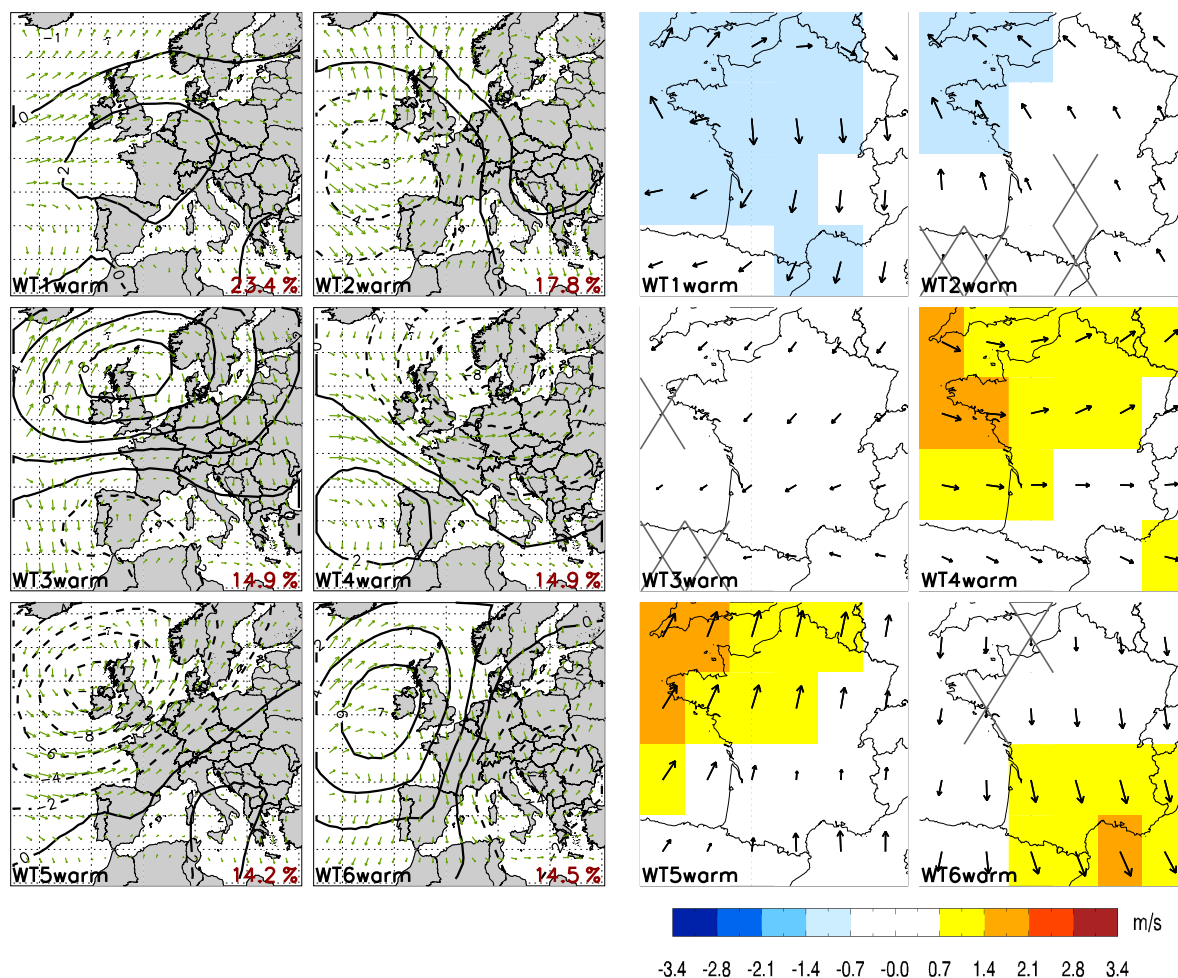


FIG. 3.31: *Idem que la Figure 3.30 pour AMJJAS.*

quablement cohérentes avec les observations : bien que les anomalies soient généralement sous-estimées, notamment dans le sud-est de la France, les structures spatiales et les directions de vents sont proches.

Les fréquences d'occurrence de la majorité des types de temps sont similaires dans le multi-modèles CMIP3 et dans les réanalyses ERA40 (figure 3.32). Cependant, on note une nette sous-estimation du type de temps  $WT2_{\text{cold}}$ , une surestimation du type de temps  $WT1_{\text{warm}}$  et une sous-estimation du type de temps  $WT3_{\text{warm}}$ . On remarque également une forte dispersion de la fréquence d'occurrence des types de temps  $WT1_{\text{cold}}$  et  $WT1_{\text{warm}}$  dans les modèles CMIP3. En fait, il semble que les types de temps présentant des anomalies positives de PSL centrées sur la France ( $WT1_{\text{cold}}$  et  $WT1_{\text{warm}}$ ) ou sur les îles britanniques ( $WT2_{\text{cold}}$  et  $WT3_{\text{warm}}$ ) ne soient pas parfaitement reproduits par les modèles CMIP3.

Les persistances des types de temps sont bien reproduites par les modèles CMIP3 (figure 3.33), sauf pour le type de temps  $WT2_{\text{cold}}$ , dont la persistance est sous-estimée. La dispersion des modèles CMIP3 est importante pour certains types de temps, notamment

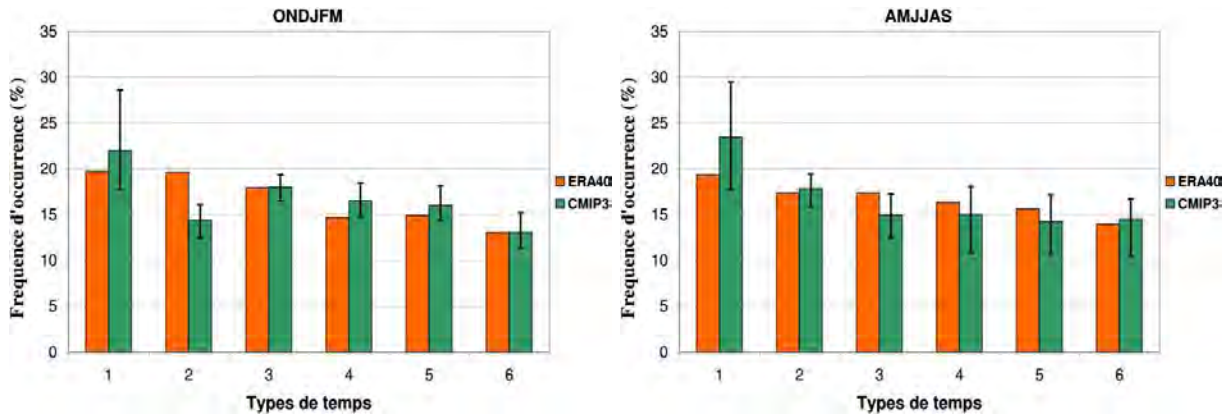


FIG. 3.32: Fréquence d'occurrence (en %) des types de temps ERA40 et CMIP3 sur la période 1971-2000 pour ONDJFM (à gauche) et AMJJAS (à droite). Les barres d'incertitude indiquent les valeurs minimales et maximales obtenues avec les modèles CMIP3.

WT1<sub>warm</sub>.

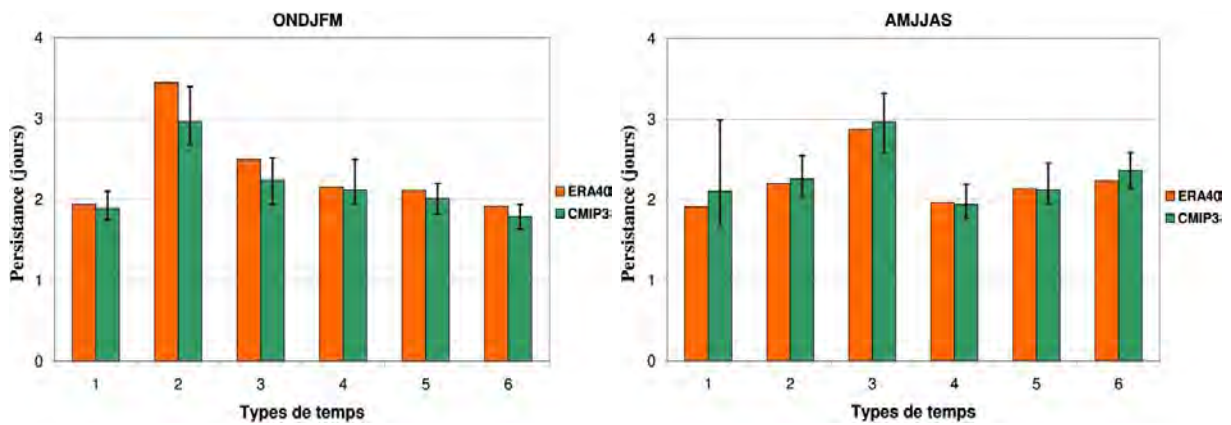


FIG. 3.33: Persistence en nombre de jours des types de temps ERA40 et CMIP3 sur la période 1971-2000 pour ONDJFM (à gauche) et AMJJAS (à droite). Les barres d'incertitude indiquent les valeurs minimales et maximales obtenues avec les modèles CMIP3.

En conclusion, bien qu'ils soient définis sur une zone géographique limitée, les types de temps sont correctement reproduits par les modèles CMIP3 (composites de PSL et de UV10, occurrence, persistance). Nous pouvons alors étudier l'évolution de ces types de temps dans le futur.

### b. Les projections climatiques

Dans cette section, nous considérons les fenêtres temporelles 1971-2000, 2046-2065 et 2081-2100.

Le tableau 3.5 permet de vérifier que le pouvoir discriminant des types de temps reste inchangé au cours du temps. Cela suggère que les types de temps demeurent toujours pertinents pour étudier la variabilité du UV850 sur la zone étudiée dans le futur.

	ONDJFM	AMJJAS
<b>1971-2000</b>	0.56	0.61
<b>2046-2065</b>	0.56	0.61
<b>2081-2100</b>	0.55	0.62

TAB. 3.5: Rapport moyen de la variance intra-régimes sur la variance totale du UV850 pour chaque saison, moyennée sur tous les points de grille du domaine, pour les périodes 1971-2000, 2046-2065 et 2081-2100, dans le multi-modèle CMIP3.

La figure 3.34 présente les changements des fréquences d'occurrence des types de temps. Comme pour les régimes de temps (section 3.3.3), il existe une grande dispersion dans l'amplitude des changements simulés par les différents modèles : par exemple, pour le type de temps  $WT1_{\text{warm}}$ , le modèle GFDL-CM2.1 simule une augmentation de 32 % pour 2046-2065 par rapport à 1971-2000 tandis que le modèle MRI-CGCM2.3.2 simule une augmentation de 4 %. Cependant, le signe des changements est assez robuste, et on obtient, en moyenne et pour certains régimes, un signal clair dont l'amplitude augmente avec le temps.

En ONDJFM, on note, en moyenne, une diminution de  $WT2_{\text{cold}}$  (-12 % pour 2046-2065 et -15 % pour 2081-2100) et de  $WT5_{\text{cold}}$  (-12 % pour 2046-2065 et -16 % pour 2081-2100), et une augmentation de  $WT1_{\text{cold}}$  (+7 % pour 2046-2065 et +11 % pour 2081-2100) et de  $WT4_{\text{cold}}$  (+13 % pour 2046-2065 et +11 % pour 2081-2100). Les changements pour les types de temps  $WT3_{\text{cold}}$  et  $WT6_{\text{cold}}$  sont peu cohérents entre les modèles (certains simulent une augmentation et d'autres une diminution).

En AMJJAS, on note, en moyenne, une diminution de  $WT2_{\text{warm}}$  (-9 % pour 2046-2065 et -12 % pour 2081-2100), de  $WT5_{\text{warm}}$  (-11 % pour 2081-2100) et de  $WT4_{\text{warm}}$  (-11 % pour 2081-2100), et une augmentation de  $WT1_{\text{warm}}$  (+14 % pour 2046-2065 et +22 % pour 2081-2100). Les changements pour les types de temps  $WT3_{\text{warm}}$  et  $WT6_{\text{warm}}$  sont peu cohérents entre les modèles.

Afin d'examiner l'impact des changements des fréquences d'occurrence des types de temps sur le vent à 10 m, nous utilisons la décomposition des changements totaux décrite dans la section 3.3.3. Les deux premiers termes de l'équation 3.3 sont appelés, dans le cas des types de temps, changements inter-types et changements intra-types. Ces différents termes, ainsi que ceux correspondant aux régimes de temps, sont présentés, pour le vent à 10 m, sur la figure 3.35 pour NDJFM et sur la figure 3.36 pour MJJAS.

Tout d'abord, il apparaît que les changements résiduels sont toujours négligeables par rapport aux autres termes, quelle que soit la saison, pour les régimes de temps et pour les types de temps. Ensuite, contrairement aux régimes de temps, pour lesquels l'essen-



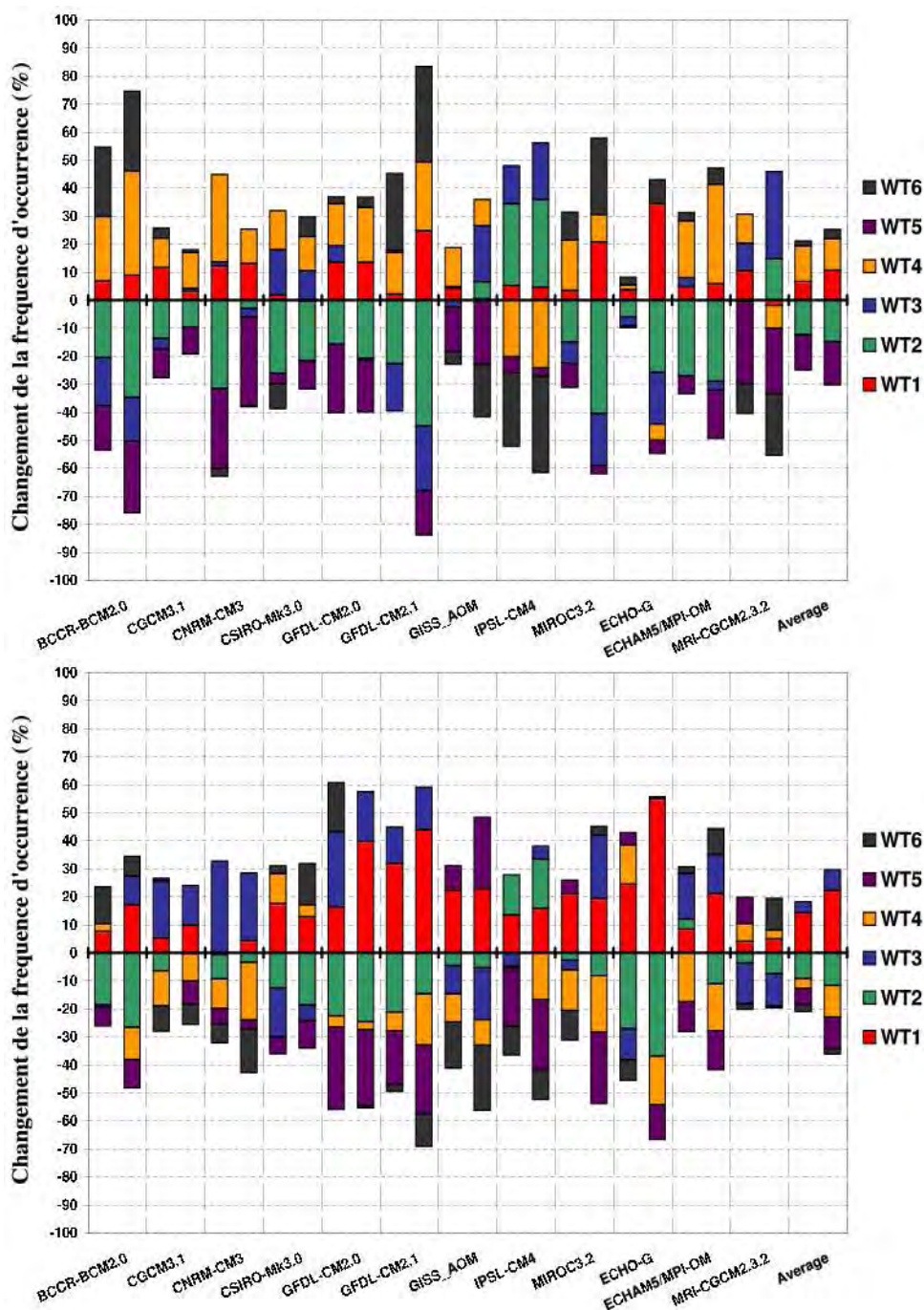


FIG. 3.34: Changements relatifs de la fréquence d'occurrence des 6 types de temps d'hiver (en haut) et d'été (en bas) pour différents modèles CMIP3 et pour la moyenne d'ensemble (notée Average, à droite). Pour chaque modèle, les changements pour la période 2046-2065 sont représentés par la colonne de gauche et ceux pour la période 2081-2100 par la colonne de droite. Pour les deux périodes futures on considère des changements relatifs par rapport à la période historique 1971-2000.

tiel des changements du vent à 10 m s'explique par des changements intra-régimes, les changements inter-types sont généralement du même ordre de grandeur que les changements intra-types. En NDJFM, les changements inter-types dominent pour la majorité des points de grille ; en MJJAS, les changements inter-types dominent dans l'ouest et les changements intra-types dans l'est. Ainsi, les changements des fréquences d'occurrence des types de temps permettent d'expliquer, en moyenne, 49 % des changements du vent à 10 m (contre 19 % avec les régimes de temps). Cela signifie qu'une part importante des changements intra-régimes du vent à 10 m sont la conséquence de modifications de la circulation atmosphérique à l'intérieur des régimes de temps, et que ces modifications se traduisent, en partie, par des modifications de la fréquence d'occurrence des types de temps. En ce qui concerne les types de temps, il apparaît également que les changements inter-types et intra-types sont relativement proches en MJJAS : les anomalies sont de même signe et de même direction. Au contraire, en NDJFM, les changements inter-types et intra-types sont parfois opposés. C'est le cas à l'ouest de la zone, où les changements inter-types correspondent à une augmentation de la vitesse du vent avec des anomalies de vents de sud-ouest, alors que les changements intra-types correspondent à une diminution de la vitesse du vent avec des anomalies de vents de nord-est. Dans cette zone, les changements totaux sont parfois conformes aux changements inter-types, parfois aux changements intra-types. Par conséquent, il est délicat, même avec les types de temps, de tirer des conclusions sur les modifications des vents de surface à partir des seuls changements des fréquences d'occurrence des types de temps.

Les incertitudes (dispersion inter-modèles et cohérence de signe) associées à chaque terme de l'équation 3.3, pour les régimes de temps et les types de temps, sont présentées sur la figure 3.37 pour NDJFM et sur la figure 3.38 pour MJJAS. Il n'y a pas de différence profonde entre les régimes de temps et les types de temps. En particulier, la dispersion des changements intra-types reste dominante. Cependant, la dispersion des changements inter-types est plus élevée que celle des changements inter-régimes : les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps simulés par les modèles CMIP3 sont en effet plus homogènes que les changements des fréquences d'occurrence des types de temps.

### 3.4.6 Conclusion

En conclusion, les types de temps apparaissent plus adaptés à l'étude des vents de surface en France que les régimes de temps. Ce résultat n'est pas surprenant étant donnée la méthodologie adoptée pour définir ces types de temps : domaine de classification centré sur la France, pré-conditionnement de la classification par une classification multi-variée du UV850 et du UV10, nombre de types de temps adapté aux régimes de vents sur la France. L'analyse en types de temps constitue ainsi une étape essentielle dans le processus de descente d'échelle, avec en amont l'approche en régimes de temps et en aval les méthodes de désagrégation présentées dans les chapitres suivants, dont les types de temps vont constituer le point de départ. Par rapport aux régimes de temps, les changements des

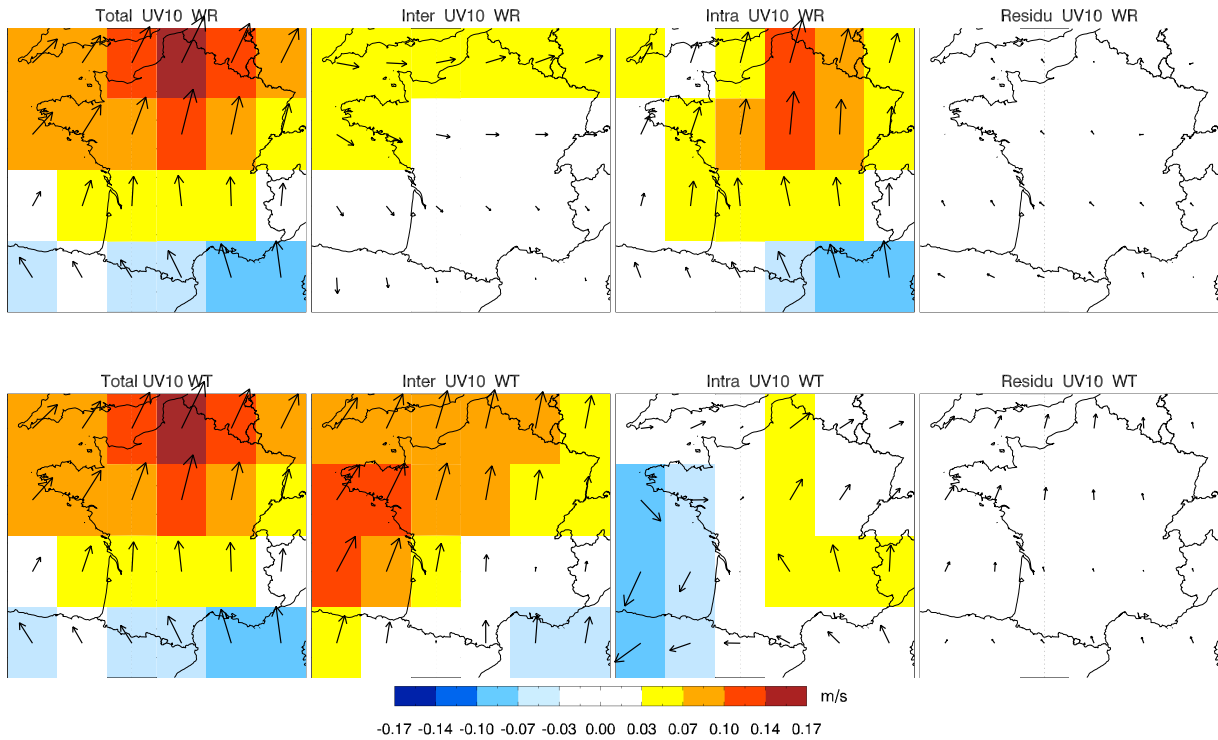


FIG. 3.35: *Changements totaux (1<sup>ère</sup> colonne), inter-régimes (2<sup>ème</sup> colonne), intra-régimes (3<sup>ème</sup> colonne) et résiduels (dernière colonne) entre les périodes 2046-2065 et 1971-2000 pour le vent à 10 m, avec les régimes de temps (ligne du haut) et les types de temps (ligne du bas), pour le multi-modèles CMIP3 en NDJFM (les deux figures de la 1<sup>ère</sup> colonne sont identiques).*

fréquences d'occurrence des types de temps permettent ainsi d'expliquer une part plus importante des modifications du UV10 dans le futur (environ 50 % en moyenne). Cependant, les changements intra-types demeurent du même ordre de grandeur que les changements inter-types. Cela souligne la nécessité de tenir compte de la variabilité intra-types et de ces modifications dans le futur pour étudier les changements du UV10. Cela sera l'objet des chapitres suivants.



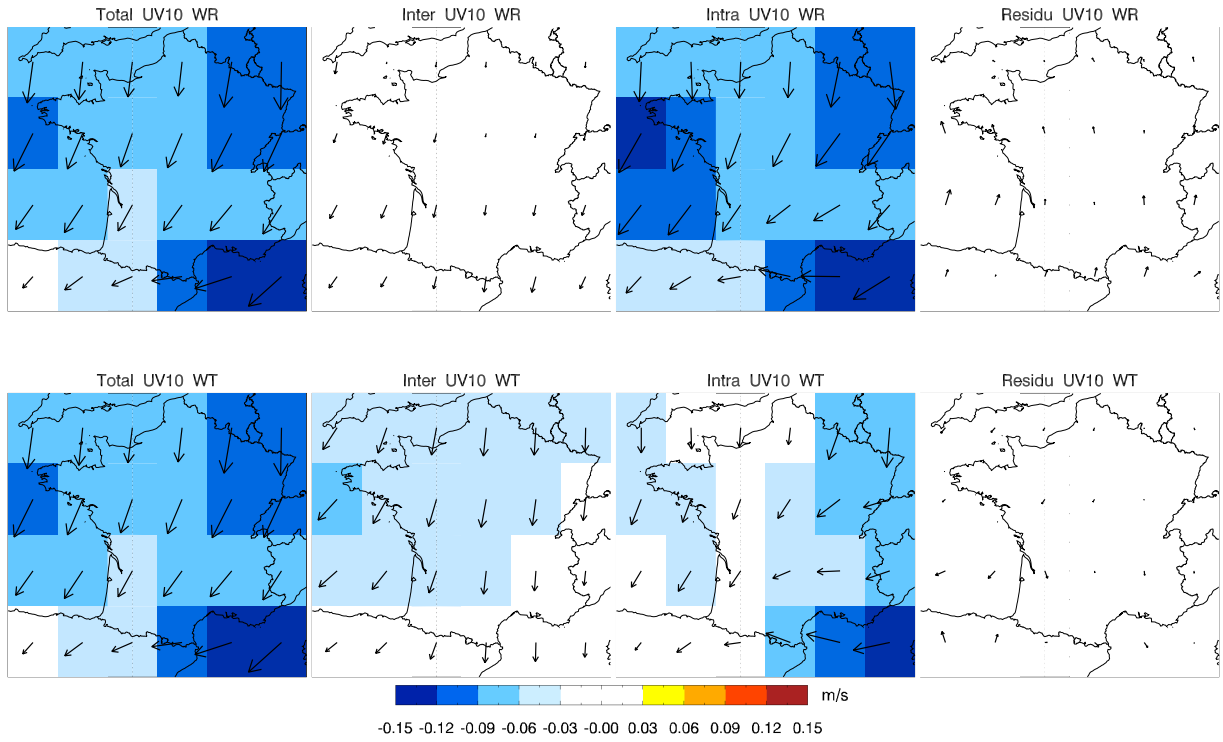


FIG. 3.36: *Idem que la Figure 3.35 pour MJJAS.*

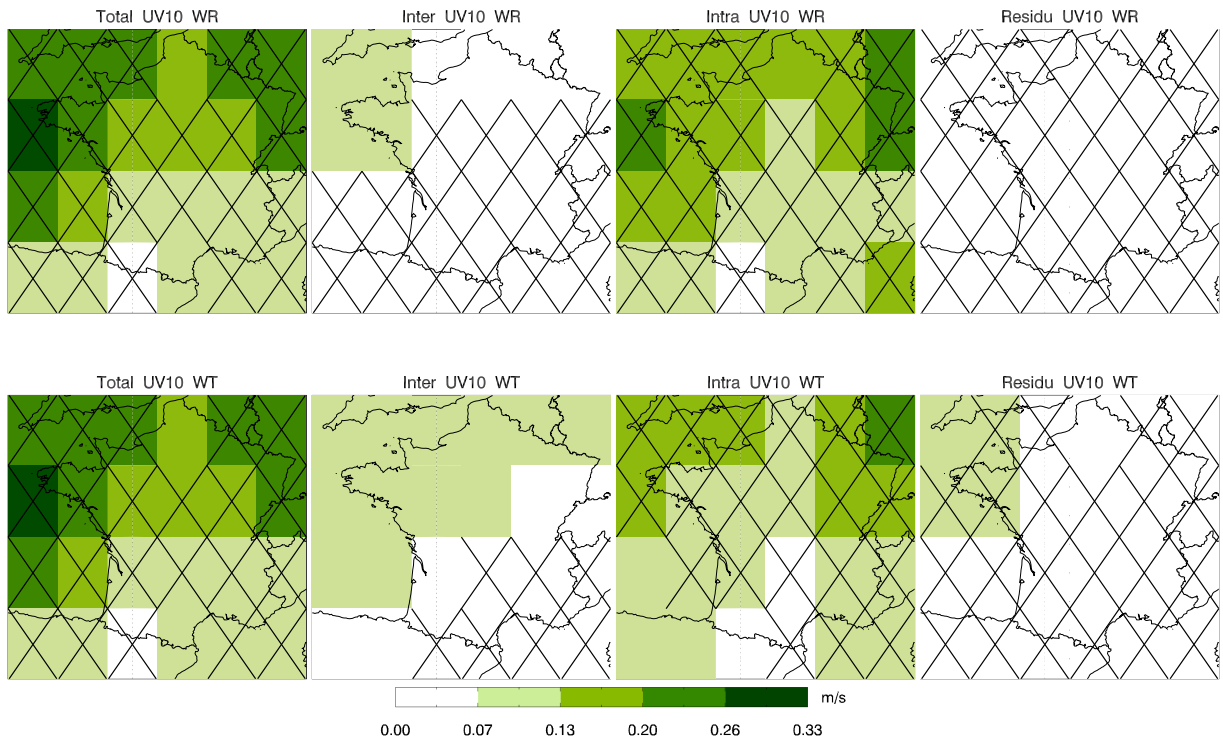


FIG. 3.37: *Dispersion inter-modèles (écart-type) de chaque terme présenté sur la Figure 3.35. Les croix indiquent les zones où la cohérence de signe entre les modèles CMIP3 est inférieure à 80 %.*

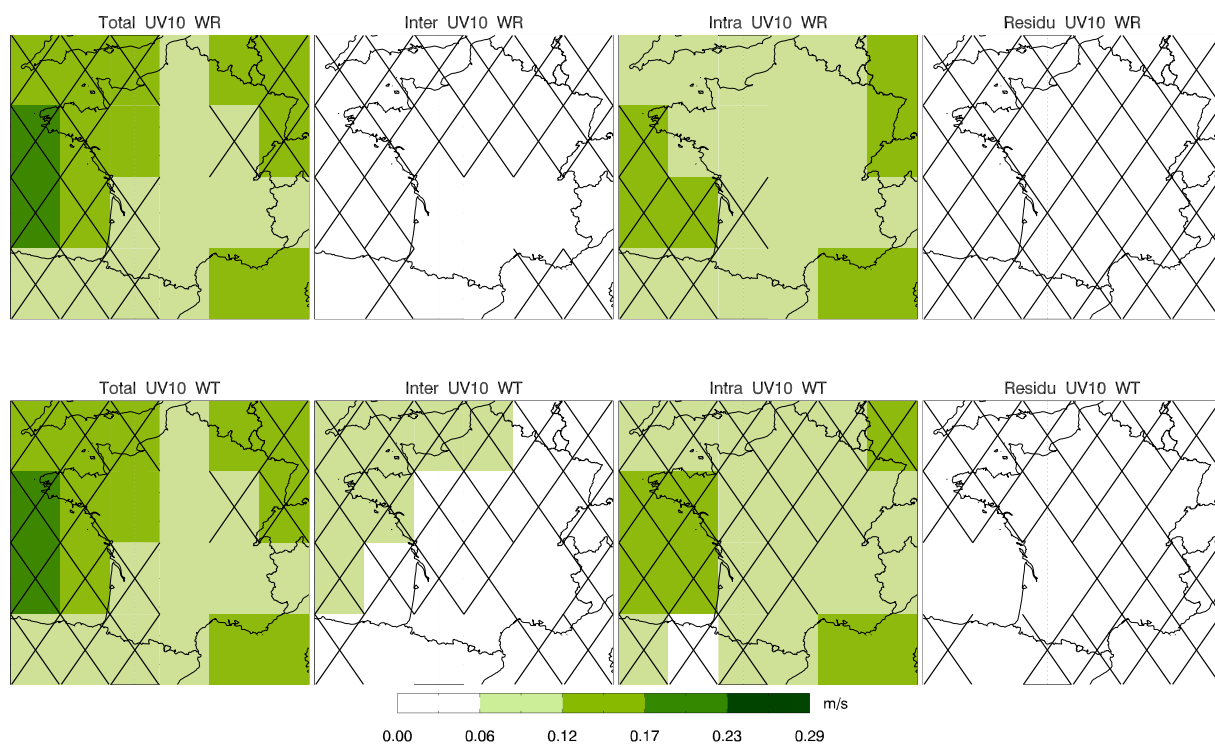


FIG. 3.38: *Idem que la Figure 3.37 pour MJJAS.*

# Synthèse

## • Objectifs

Il s'agit d'étudier la circulation atmosphérique de grande échelle sur l'Europe et ses liens avec certaines variables locales (température à 2 m, précipitations, vent à 10 m). En particulier, nous nous intéressons aux modifications de la circulation atmosphérique de grande échelle dans le futur et à l'impact de ces modifications sur les variables locales. Cette étape est un préliminaire au développement des méthodes de désagrégations présentées dans les chapitres suivants, et permet d'introduire un outil conceptuel, les types de temps, à la base de ces méthodes.

## • Méthodes

Nous utilisons les concepts de régimes de temps et de types de temps pour caractériser la circulation atmosphérique de grande échelle et ses liens avec les variables locales. Les modifications des variables locales dans le futur sont notamment analysées en termes de changements inter-régimes et intra-régimes, et de changements inter-types et intra-types.

## • Principales conclusions

### Les régimes de temps

↪ Sur la période historique, le pouvoir discriminant des régimes de temps ERA40 (amplitude des anomalies composites, rapport de la variance intra-régimes sur la variance totale) varie selon la saison et la variable considérées. En particulier, on note un pouvoir discriminant généralement plus faible l'été que l'hiver, notamment pour la température et les précipitations. En effet, en été, d'autres phénomènes physiques ont un impact important sur ces variables (par exemple le couplage sol/atmosphère), ce qui rend la circulation atmosphérique de grande échelle moins déterminante. Ce contraste hiver/été est moins marqué pour les vents à 10 m, ce qui suggère que les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les vents de surface restent forts tout au long de l'année. Cependant, le pouvoir discriminant des régimes de temps pour le vent à 10 m reste faible dans le sud de la France, où des phénomènes locaux liés au relief ne peuvent pas être pris en compte par les régimes. Ainsi, les régimes de temps ne permettent pas de discriminer les événements de vent fort dans le sud-est de la France.

↪ En utilisant les centroïdes des régimes de temps ERA40 comme référence, les caractéristiques principales des régimes de temps sont bien reproduites par les modèles CMIP3 sur la période 1971-2000 : anomalies composites des différentes variables étudiées, fréquences d'occurrence, persistances.

# Synthèse

↪ Les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100 présentent une dispersion inter-modèles importante. Cependant, on note une bonne cohérence des modèles au niveau du signe des changements, notamment en été. Pour la PSL, les changements intra-régimes sont du même ordre de grandeur que les changements inter-régimes. Pour les variables de surface, les changements intra-régimes dominent largement : les changements des fréquences d'occurrence des régimes de temps ne permettent d'expliquer qu'une part minime des changements des variables de surface. De plus, pour toutes les variables, la dispersion des changements s'explique en grande partie par la dispersion des changements intra-régimes, quelle que soit la saison.

## Les types de temps

↪ Par construction (variable classifiée, zone géographique, préconditionnement, nombre), les types de temps permettent d'augmenter nettement le pouvoir discriminant pour les vents de surface sur la France : anomalies composites plus marquées, rapport de la variance intra-types sur la variance totale plus faible, différenciation de différents régimes de vent dans le sud-est de la France, meilleure caractérisation des événements de vent fort. Les types de temps constituent ainsi un outil plus pertinent que les régimes de temps pour étudier le vent à 10 m en France.

↪ Bien qu'ils soient définis sur une zone géographique plus limitée que les régimes de temps, les types de temps sont bien reproduits par les modèles CMIP3 sur la période 1971-2000 en termes d'anomalies composites des différentes variables étudiées, de fréquences d'occurrence, et de persistances.

↪ Comme pour les régimes de temps, les changements des fréquences d'occurrence des types de temps pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100 présentent une dispersion inter-modèles importante. Cependant, le signe des changements est assez robuste pour certains types de temps. Contrairement aux régimes de temps, les seuls changements des fréquences d'occurrence des types de temps permettent d'expliquer une part importante des changements du vent à 10 m sur la France. Cependant, les changements intra-types restent du même ordre de grandeur que les changements inter-types et la dispersion des changements reste dominée par la dispersion des changements intra-types. Il est par conséquent indispensable de tenir compte de la variabilité intra-types et de ces modifications dans le futur pour étudier les changements des vents de surface.

## • Perspectives

Les types de temps vont être le point de départ des deux algorithmes de désagrégation développés dans les chapitres 4 et 5.

## Chapitre 4

# Une méthode de désagrégation statistique pour le vent à 10 m

Dans ce chapitre, nous présentons une méthode de désagrégation statistique pour le vent à 10 m en France. Dans un premier temps, nous reproduisons un article publié dans *Climate Dynamics* qui traite de la construction de la méthode, de sa validation et de son application au climat futur. Des éléments supplémentaires de validation sont ensuite fournis dans les sections suivantes.

### 4.1 Article publié dans *Climate Dynamics*

#### 4.1.1 Résumé

Dans le chapitre précédent, nous avons souligné la pertinence des types de temps pour étudier le vent à 10 m à l'échelle de la France. A partir de ces types de temps, une méthode de désagrégation statistique a été développée afin de déduire, pour un jour donné, le vent à 10 m aux stations SQR connaissant le vent à 850hPa sur la grille ERA40. Cette méthode repose sur l'idée que la position d'un jour par rapport aux centroïdes des types de temps dans l'espace des EOFs du UV850 est un bon indicateur des conditions de vents en surface (voir la section 3.4.3). Ainsi, pour chaque station SQR, une régression linéaire multiple est effectuée, sur la période d'apprentissage 1974-2002, entre la vitesse du vent à 10 m observée et les distances journalières des champs de UV850 aux centroïdes des types de temps. La régression linéaire multiple permet de prendre en compte la variabilité intra-types des types de temps. Une étape supplémentaire, basée sur une méthode de rééchantillonnage, est effectuée afin de pallier la sous-estimation de la variance induite par la méthode de régression. Une validation croisée est effectuée sur la période 1974-2002. Les performances de la méthode sont comparées à celles de trois autres méthodes, dont une méthode classique d'analogues et une régression linéaire multiple sur les composantes principales du UV850. Bien que les résultats des 4 méthodes soient assez proches pour certains diagnostics, notre méthode permet de mieux représenter certaines caractéristiques essentielles de la distribution du vent telles que la variance ou les extrêmes. L'algorithme

de désagrégation est ensuite appliqué aux UV850 simulés par 14 modèles CMIP3 sur la période historique 1971-2000 et sur deux périodes du scénario SRESA1B (2046-2065 et 2081-2100). Les résultats sur la période 1974-2000 sont comparés aux observations, puis les différences entre les périodes futures et la période historique sont étudiées. Des changements significatifs sont mis en évidence : en AMJJAS, une diminution de la vitesse moyenne du vent pour toutes les stations, et en ONDJFM, une augmentation pour les stations situées dans le nord de la France et une diminution pour celles situées dans le sud. Ces changements sur la vitesse moyenne sont accentués par des changements similaires sur les extrêmes. Cependant, dans la majorité des cas, la dispersion inter-modèles est du même ordre de grandeur que l'amplitude des changements moyens multi-modèles. Les incertitudes sont donc importantes. Finalement, les changements moyens du vent à 10 m sont décomposés en trois termes suivant l'équation 3.3 présenté dans le chapitre 3. Il apparaît que les changements intra-types sont du même ordre de grandeur que les changements inter-types pour les deux saisons et les deux périodes futures. Cela souligne la nécessité de tenir compte de la variabilité intra-types et de ses modifications dans le futur.

Dans les sections et les chapitres suivants, nous appellerons cette méthode de désagrégation, la méthode des types de temps ou bien la méthode de régression avec les types de temps.

#### **4.1.2 Article**

# A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France

Julien Najac · Julien Boé · Laurent Terray

Received: 19 October 2007 / Accepted: 18 June 2008  
© Springer-Verlag 2008

**Abstract** Statistical downscaling of 14 coupled atmosphere-ocean general circulation models (AOGCM) is presented to assess potential changes of the 10 m wind speeds in France. First, a statistical downscaling method is introduced to estimate daily mean 10 m wind speed at specific sites using general circulation model output. Daily 850 hPa wind field has been selected as the large scale circulation predictor. The method is based on a classification of the daily wind fields into a few synoptic weather types and multiple linear regressions. Years are divided into an extended winter season from October to March and an extended summer season from April to September, and the procedure is conducted separately for each season. ERA40 reanalysis and observed station data have been used to build and validate the downscaling algorithm over France for the period 1974–2002. The method is then applied to 14 AOGCMs of the coupled model intercomparison project phase 3 (CMIP3) multi-model dataset. Three time periods are focused on: a historical period (1971–2000) from the climate of the twentieth century experiment and two climate projection periods (2046–2065 and 2081–2100) from the IPCC SRES A1B experiment. Evolution of the 10 m wind speed in France and associated uncertainties are discussed. Significant changes are depicted, in particular a decrease of the wind speed in the Mediterranean area. Sources of those changes are investigated by quantifying the effects of changes in the weather type occurrences, and modifications of the distribution of the days within the weather types.

**Keywords** Statistical downscaling · Wind energy · Climate change · Multi-model ensemble · Impact study

## 1 Introduction

Near-surface winds have a strong influence on climate system and human activities. They play a major role at the air-sea interface affecting wave fields, surface fluxes and ocean mixing (Siegismund and Schrum 2001; Simmonds and Keay 2002; Fisher-Bruns et al. 2005; Wolf and Woolf 2006). As an example, the Mistral and Tramontana winds that originate in the Southeast of France and blow over the Gulf of Lion are key components of the Mediterranean Sea circulation (Millot 1999). Winds are also essential for building dimensioning, and may harshly affect crops (Cleugh et al. 1998): wind erosion, sandblasting, lodging, thigmomorphogenesis (modification of the plant growth due to the plant motion, mainly induced by the wind). Among climate community, wind speed extremes and gusts have received the most interest (Alexander and Tett 2005; Barring and von Storch 2004). However, since wind energy is a fast growing renewable energy there is more and more interest in evaluating wind power potentials (Archer and Jacobson 2005), and in assessing any change in the wind distribution as a result of global warming (Bogardi and Matyasovszky 1996; Sailor et al. 2000; Pryor et al. 2005, 2006). This is particularly the case for France, as the Northwest and the Southeast of France are among the most attractive regions for wind energy in Europe (Troen and Petersen 1989).

The surface winds are mainly driven by the large scale circulation (LSC). However, several local features such as the surface roughness and the orography modify the spatial and temporal features of the surface winds. Because of

---

J. Najac (✉) · J. Boé · L. Terray  
Climate Modeling and Global Change Team, CERFACS/CNRS,  
SUC URA1875, 42 Av. Gaspard Coriolis,  
31057 Toulouse Cedex 1, France  
e-mail: najac@cerfacs.fr

their coarse resolution, general circulation models (GCMs), cannot represent the small spatial scale variability of the near surface winds (Pryor et al. 2005). However, they show good skills in simulating the global climate and the LSC. To carry out an impact study we thus need to derive the high resolution climate state from the GCM's coarse resolution one (Giorgi and Mearns 1991). Different strategies have been developed to bridge this scale gap. They belong to the wide range class of the so-called downscaling techniques (Wilby et al. 2004). In the present study, we used a statistical downscaling (SD) technique.

The idea of the SD relies on the fact that the local climate is conditioned by two factors: the LSC and the local physiographic features such as the orography, the land cover, or the land-sea distribution. The observed relationships between the LSC and the local climate variables are used to set up a statistical model that enables to implicitly represent the interactions between the LSC and the local physiographic features (von Storch 1995). The main advantage of this method is that it is computationally little expensive. The main drawback of SD is the assumption that the empirical relationship between the predictors and the predictands remains stationary under future climate conditions. However, it is expected that the period over which the statistical model is implemented is long enough to contain a wide range of atmospheric situations. As a result, the statistical model should be able to handle successfully most of the future atmospheric situations provided that the large scale variables in the future climate lie roughly within the sampled variability of the present climate.

In the recent years, many SD studies have been carried out, mainly for surface temperature and precipitation. Concerning SD of surface wind speeds, only a few studies can be found in the literature. For instance, Pryor et al. (2005) uses the two parameter Weibull probability density function to represent the wind speed probability distribution (Hennessey 1977) at 46 stations in northern Europe. The downscaling methodology is then based on a multiple linear regression in which the monthly station-specific Weibull parameters are the predictands and the monthly means, and standard deviations of relative vorticity and mean sea level pressure gradients are the predictors. Sailor et al. (2000) develops a Neural Network transfer function to relate observed daily surface wind speed at three sites to a set of large scale atmospheric variables (wind speeds and geopotential heights at the surface, 850 and 700 hPa pressure levels, and sea level pressure). Kaas et al. (1996) carry out a canonical correlation analysis technique to reconstruct surface wind speeds at ten stations over the northern North Atlantic region using monthly means of sea level pressure and sea surface temperature fields as predictors.

As mentioned previously, one of the main advantages of the SD approaches is that the transfer functions that relate local variables to GCM large scale variables may be easily applied to several GCMs. This enables a multimodel approach that reinforces confidence in the results and provides an estimation of the uncertainty of the potential changes as the response of atmospheric circulation in climate change scenario simulations may be model dependent. Such multimodel studies were performed for wind speeds by Pryor et al. (2005, 2006) for northern Europe using respectively 5 and 10 GCMs. Pryor et al. (2006) showed that there was any consistent signal with regard to an increase or a decrease of the mean and 90th percentile wind speed or energy density over northern Europe in either climate projection period (2046–2065 and 2081–2100 for the IPCC SRES A2 experiment) relative to 1971–2000.

In the present study, we apply a SD method based on a weather regime classification that enables a day-to-day wind speed downscaling. We follow Boé et al. (2006) by first performing a classification of the observed days into a few groups (weather types) according to their synoptic similarity. Like other methods, this method provides several features that are of interest for our case of study. Firstly, it enables to identify dominant modes of circulation (Conil and Hall 2006). Secondly, the weather types enable to analyze the links between the LSC and the local climate on a physical point of view (Plaut and Simonnet 2001; Cassou et al. 2005). In particular, considering the LSC patterns only, the knowledge of the position of each day relative to the weather types may be sufficient to evaluate the associated local climate state (Gutiérrez et al. 2004). Thirdly, the weather type classification provides a powerful tool to cope with the multimodality of the distribution of some variables (for instance wind direction). Indeed, classification methods based on recurrence properties localize high concentrations of points in the classification space. Thus, the classification algorithm may allow to separate local maxima in the probability distribution function of the data in the classification space (Stephenson et al. 2004), and linear regressions may be applied within each weather type in order to recover the local climate state from the LSC. Last but not least, the weather type method enables to investigate sources of changes in the 10 m winds in the future in terms of large scale dynamical features. Indeed, the response of the climate system to external forcing may manifest itself in terms of excited modes of circulation (Corti et al. 1999; Stone et al. 2001). In that purpose, the weather types appear to be an interesting tool and partly justify our choice for this method.

The purpose of this paper is to present a SD method for surface winds and to carry out a multi-model ensemble study of the impact of climate change on surface winds in



France. In Sect. 2, the data and model used for the study are presented. Section 3 describes the SD methodology and Sect. 4 its validation. In Sect. 5 the SD is applied to different climate projections and differences with the current climate are discussed. Conclusions and perspective are presented in Sect. 6.

## 2 Data and model description

### 2.1 Near-surface wind speeds

Daily mean 10 m wind speeds and directions were extracted from the Météo-France (French meteorology service) SQR (Série Quotidienne de Référence) dataset (Moisselin et al. 2002). Daily mean wind speeds have been obtained by averaging 24 h values of wind speed measurements. We use wind speed and direction from this dataset at 78 stations over France for the period 1974–2002 (Fig. 1). The quality control of this dataset has been carried out by the Division de la Climatologie (DCLIM) service of Météo-France.

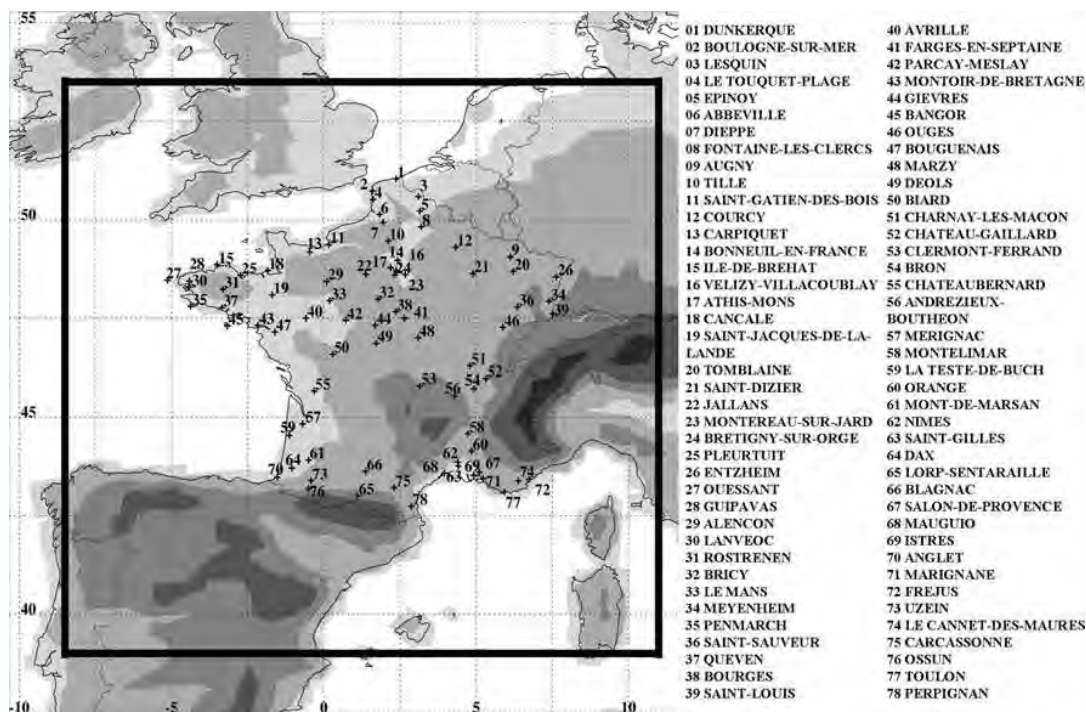
### 2.2 ERA40 Reanalysis

Zonal and meridian components of the daily mean 850 hPa wind over the period 1974–2002 were derived from the

European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis (Uppala et al. 2005). 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC and 1800 UTC values at a  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  resolution were daily averaged. The predictor domain is represented in Fig. 1. A discussion of the choice of the predictor and the size of the predictor area is presented in Sect. 3.3.

### 2.3 Models

For the future climatic study, we use daily mean 850 hPa wind fields from 14 coupled atmosphere-ocean general circulation models (AOGCM) of the World Climate Research Program's (WCRP's) Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3) multi-model dataset, according to the daily data availability: BCCR-BCM2.0, CGCM3.1(T63), CNRM-CM3, CSIRO-Mk3.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-AOM, FGOALS-g1.0, INM-CM3.0, IPSL-CM4, MIROC3.2(medres), ECHO-G, ECHAM5/MPI-OM, MRI-CGCM2.3.2. Detailed documentation of the CMIP3 models can be found at [http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model\\_documentation/ipcc\\_model\\_documentation.php](http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php). The horizontal resolution of these models varies between  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$  and  $4^\circ \times 5^\circ$ . Daily mean 850 hPa wind fields have been interpolated onto the ERA40  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  grid. Three time periods are focused on: a historical period (1971–2000) from the climate of the twentieth century experiment and two climate projection



**Fig. 1** 850 hPa wind area is indicated by a *black square*, and stations providing daily mean 10 m winds by *numbers*. Six orographic levels are represented: 0, 100, 500, 1,000, 2,000, 3,000 meters

periods from the IPCC SRES A1B experiment: 2046–2065 (indicated by P1 in some figures) and 2081–2100 (indicated by P2 in some figures).

### 3 Methodology

The statistical downscaling method is an adaptation for this study of the method described by Boé et al. (2006). It has been implemented separately for two seasons: an extended winter season from October to March (6 months) called cold season and an extended summer season from April to September (6 months) called warm season (see Sect. 3.1 for a discussion of the definition of the seasons).

Thereafter, *UV850* and *UV10* refer to the 850 hPa and 10 m wind vectors (defined by both their zonal and meridional components), respectively.

#### 3.1 Classification

The classification is achieved by implementing the widely used k-means algorithm (Michelangeli et al. 1995). The first step consists in performing a principal component analysis (PCA, based on the covariance matrix) to decrease the number of degrees of freedom of the system, as many of them represent just background noise that can be filtered out (Vautard 1990; Kaas et al. 1996; Plaut and Simonnet 2001). Combined empirical orthogonal functions (EOF) of the wind field component anomalies are computed (Kaihatu et al. 1998; Ludwig et al. 2004) (anomalies are calculated by removing the annual cycles). The first 10 and 12 EOFs of the *UV850* and *UV10* are retained to account for more than 80% of the total variance of both the *UV850* and *UV10*. We then proceed as follows:

1. We classify the *UV850* and *UV10* together in the space spanned by the leading *UV850* and *UV10* EOFs. We get initial weather types defined by their centroids in the *UV850* and *UV10* EOFs state space.
2. The weather type centroids are determined in the space spanned by the *UV850* EOFs only.
3. In the space spanned by the *UV850* EOFs only, we assign each *UV850* pattern to the closest centroid (reclassification), using the Euclidean distance as similarity measure: we get the final weather types defined by their centroids in the *UV850* EOFs state space.

Thus, although the weather types are only defined by the LSC variables (the final weather types are only defined by the *UV850*), they remain discriminating for the 10 m wind (see Sect. 4.1) as the *UV10* enter the preliminary

classification (similar approach as Plaut et al. 2001; Boé et al. 2006).

Several statistical approaches to estimate the number of clusters to be retained in the classification can be found in the literature, most of them differing from each other by the measure of similarity. In the present study, the tests described by Michelangeli et al. (1995), Straus and Molteni (2004), and Levine and Domany (2001) have been computed. The Euclidean distance is used as the measure of similarity between points in the subspace of the retained EOFs. Only solutions that pass successfully through the three tests are kept. Accordingly, a six cluster partition is retained for both the cold and warm seasons.

The definition of the cold and warm seasons was actually achieved by first performing the weather type classification for the four classical seasons separately (December–January–February called DJF, March–April–May called MAM, June–July–August called JJA and September–October–November called SON). According to the statistical tests previously mentioned, we found the suitable number of clusters to be 6 for DJF, 5 for MAM, 6 for JJA, and 4 for SON. Then we performed a classification of the whole dataset using the 21 clusters previously calculated. We found that most of the days predominantly project onto either the JJA clusters or the DJF clusters, and that there was not any long and stable transition period between JJA and DJF and between DJF and JJA. We thus defined an extended summer season as the period over which the days predominantly project onto the JJA clusters (from April to September), and an extended winter season as the period over which the days predominantly project onto the DJF clusters (from October to March).

#### 3.2 Regression

The final step consists in defining a way to relate the 10 m wind speed (*U10*) to the *UV850* classification. Previous studies showed that the position of each day relative to the weather types could be a good predictor of the associated local climate state (Plaut et al. 2001; Gutiérrez et al. 2004). Thus, for each station and weather type, we have performed a multiple linear regression using the Euclidean distances between the *UV850* weather type centroids and the *UV850* patterns as the predictors and the observed 10 m wind speed as the predictand. Thus, for all days within a weather type we get a relationship of the form:

$$U10_i^{\text{Reg}}(t_{p,k}) = \alpha_{p,i} + \sum_{j=1}^N \beta_{p,i}^j d_{\text{Eucli}}^j(t_{p,k})$$

where,  $U10_i^{\text{Reg}}$  is the 10 m wind speed reconstructed by regression, the subscript  $i$  refers to the  $i$ th station,  $t_{p,k}$  is the  $k$ th day of the  $p$ th weather type,  $N$  is the number of clusters,

$\alpha_{p,i}$ , and  $(\beta_{p,i}^j)_{1 \leq j \leq N}$  are the regression parameters for the station  $i$  and the weather type  $p$ , and  $d_{\text{Eucli}}^j$  is the Euclidean distance between the UV850 pattern of one day and the  $j$ th cluster centroid.

### 3.3 Final reconstruction

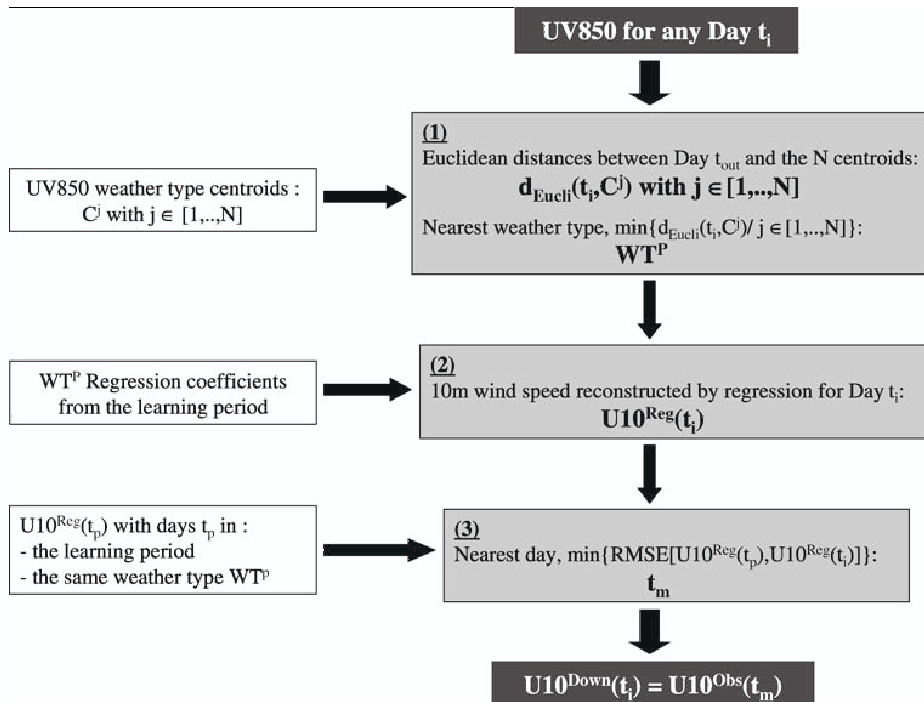
The variance of the 10 m wind speed downscaled in the way described previously is largely underestimated (underestimation of  $-35\%$  for the cold season and  $-25\%$  for the warm season, on average over all stations). Indeed, as the predictor does not completely specify the predictand, the whole predictand variability cannot be fully reproduced (von Storch 1999). Therefore, we add a final step based on an analog method in order to empirically increase the variance (similar approach as Boé et al. 2006).

The method can be divided into three steps summarized in Fig. 2. Let us consider a given day  $t_i$  for which we seek to estimate the 10 m wind speed and for which we only know the 850 hPa wind ( $UV850(t_i)$ ).

1. The  $N$  Euclidean distances between  $UV850(t_i)$  and the  $N$  weather type centroids are first computed in the UV850 EOF space. We identify the closest weather type  $WT^p$  by determining the minimum of these distances.

2. Secondly, the 10 m wind speed of this day is reconstructed using the  $WT^p$  regression coefficients, thereafter referred to as  $U10^{\text{Reg}}(t_i)$ .
3. Thirdly, spatial root-mean-square differences (RMSE) are computed between  $U10^{\text{Reg}}(t_i)$  and all the reconstructed value  $U10^{\text{Reg}}$  of the days belonging to  $WT^p$  in the learning period. We select the day  $t_m$  for which the RMSE value is minimal. Finally, we consider the corresponding observed 10 m wind speeds for this day  $t_m$  as our best estimate for the final downscaled wind speed  $U10^{\text{Down}}(t_i)$ .

If day  $t_i$  belongs to the learning period and observed or reanalyzed predictors are used (for example, present climate reconstruction with ERA40 predictors for the cross-validation procedure), the neighbor days of day  $t_i$  are excluded from the learning period. The neighbor days are defined as the days that belong to the same year. For example, if we reconstruct the 10 m wind speed for the first of February of 1982 with ERA40 predictors, the learning period will consist of all cold seasons except the 1981/1982 one. In Sect. 4.2, we apply this method when performing a cross-validation of the downscaling algorithm. Therefore, as the atmospheric synoptic time scale is about one or two weeks, we account for persistence properties that could produce



**Fig. 2** Successive steps of the statistical downscaling method for 10 m wind speeds. UV850 stands for the zonal and meridional 850 hPa wind anomaly components,  $N$  stands for the number of

weather types.  $U10^{\text{Down}}$  stands for the downscaled 10 m wind speed.  $U10^{\text{Obs}}$  stands for the observed 10 m wind speed. RMSE stands for the root-mean-square difference

artificial skills, and we can consider the downscaled days to be independent of the learning period.

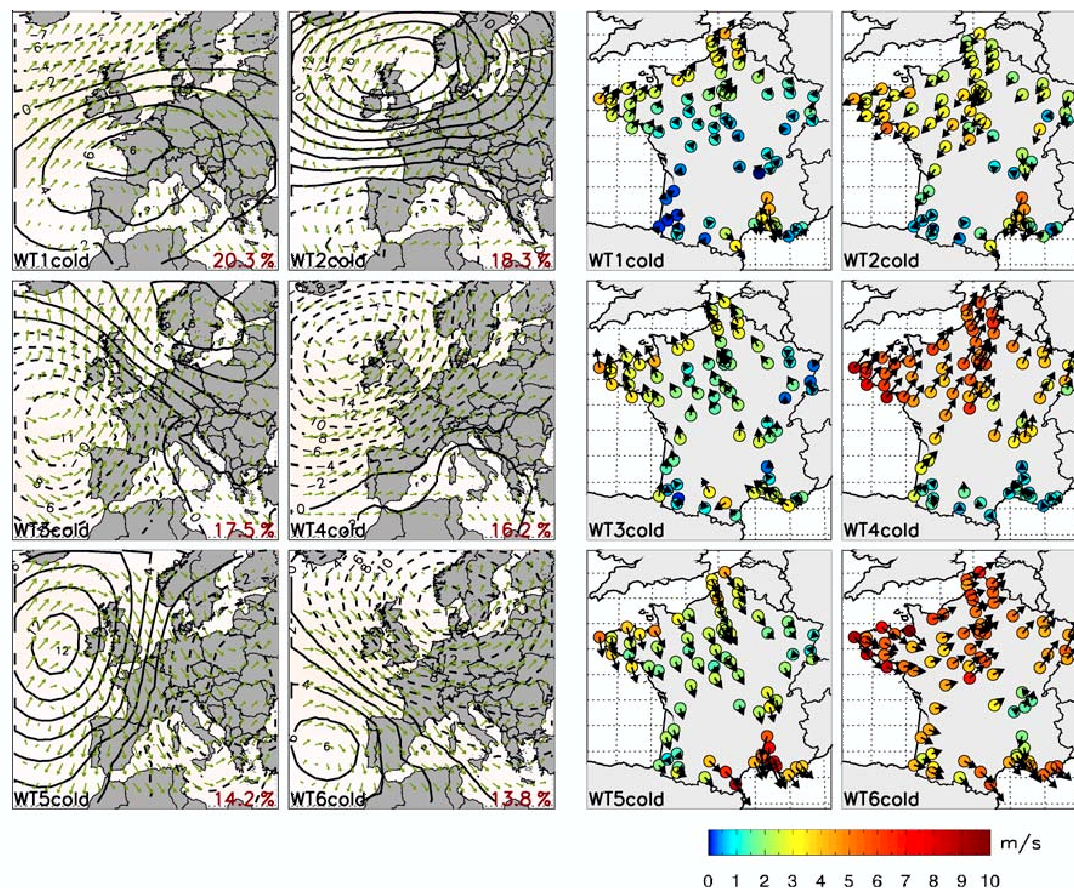
One may wonder about the relevance of the regression step. For instance, we could skip the regression step and simply select a day according to minimum distances to the weather type centroids. However, the regression step enables to significantly improve the final results (for instance RMSE is reduced by 6% on average) as observed linear statistical relationships between  $UV_{850}$  and  $U_{10}$  are thus implemented in the algorithm.

Similarly, the condition of the search of an analog within the same weather type may seem superfluous as we would expect the analog day to systematically belong to the same weather type. This is actually the case for about 92% of the days. As a result this condition is meaningful for about 8% of the days.

As a part of the validation procedure, this method has been confronted to other downscaling methods (see Sect.

4.2). Focusing on some classical diagnoses, we show that our method provides good overall performances compared to the others, even if differences are sometimes small and that the performances of each method differ according to the diagnoses. However, beyond the more or less good performance of our method with regard to others, its main justification remains the opportunity to provide physical interpretations of changes in the surface winds thanks to the weather types.

The performance of the method has been also evaluated using different predictors: sea level pressure (SLP), 500 hPa geopotential height (Z500), 500 hPa relative vorticity ( $Vo_{500}$ ). All these variables have strong dynamical links with the 10 m winds. We found that the  $UV_{850}$  outperformed the other predictors. Furthermore, combinations of different predictors did not improve the results significantly or remained outperformed by the  $UV_{850}$  alone.



**Fig. 3** SLP anomaly (contours every 2 hPa) and 850 hPa wind (arrows) composites (left panel), and 10 m wind composites (m/s) (right panel) for the weather types of the cold season (1974–2002). Left panel: arrows indicate wind directions, arrow length is proportional to wind module (varying between 0 and 18 m/s). Right panel:

color shading represents wind module and arrows indicate wind directions (arrow length is proportional to wind module). Weather type occurrence (%) is indicated in the bottom left-hand corner of each panel. Composites are defined as the average fields of all days that belong to the same weather type



Moreover, different predictor domains have been tested, from a small domain centered over France to a large North Atlantic domain. On the one hand, the performance of the method (RMSE, daily correlation) was found to decrease when the size of the domain increases. On the other hand, the ability of the CMIP3 models to represent the large scale circulation at the synoptic scale (estimated by means of Taylor diagrams—see Sect. 5.2.1) was found to decline when the size of the domain decreases. The domain which has been selected appeared to be a good compromise.

## 4 Validation

### 4.1 Weather types

Figure 3 shows the average 10 m wind for each weather type of the cold season and the corresponding average sea level pressure (SLP) anomalies and average 850 hPa wind. All the weather types represent classical synoptic situations which are well known by meteorologists (personal communication from forecasters at Météo-France, Jiang et al.

2003 for some of the weather types). As an example, WT5<sub>cold</sub> is characterized by a SLP positive anomaly over the Atlantic Ocean and a negative anomaly over Eastern Europe. This synoptic situation is associated with northerly winds all over France, the geostrophic flow being highly accelerated near the Mediterranean Sea by the mountains (Pyrenees, Massif Central, Alps). This generates the well known Mistral which blows from the North in the valley between the Massif Central and the Alps, and the Tramontana which blows from the Northwest in the valley between the Pyrenees and the Massif Central.

Weather types for the warm season have slightly different patterns with weaker anomaly intensities (Fig. 4). They also represent well known synoptic situations.

In order to assess the relevance of the weather type classification, several diagnoses concerning its discriminating skills have been performed. As expected, the 10 m wind variability is significantly weaker within the weather types than when considering the whole dataset. This is highlighted by Fig. 5, for two stations which exhibit different surface wind features and are good representatives of two regions of interest for wind energy, namely Station 27

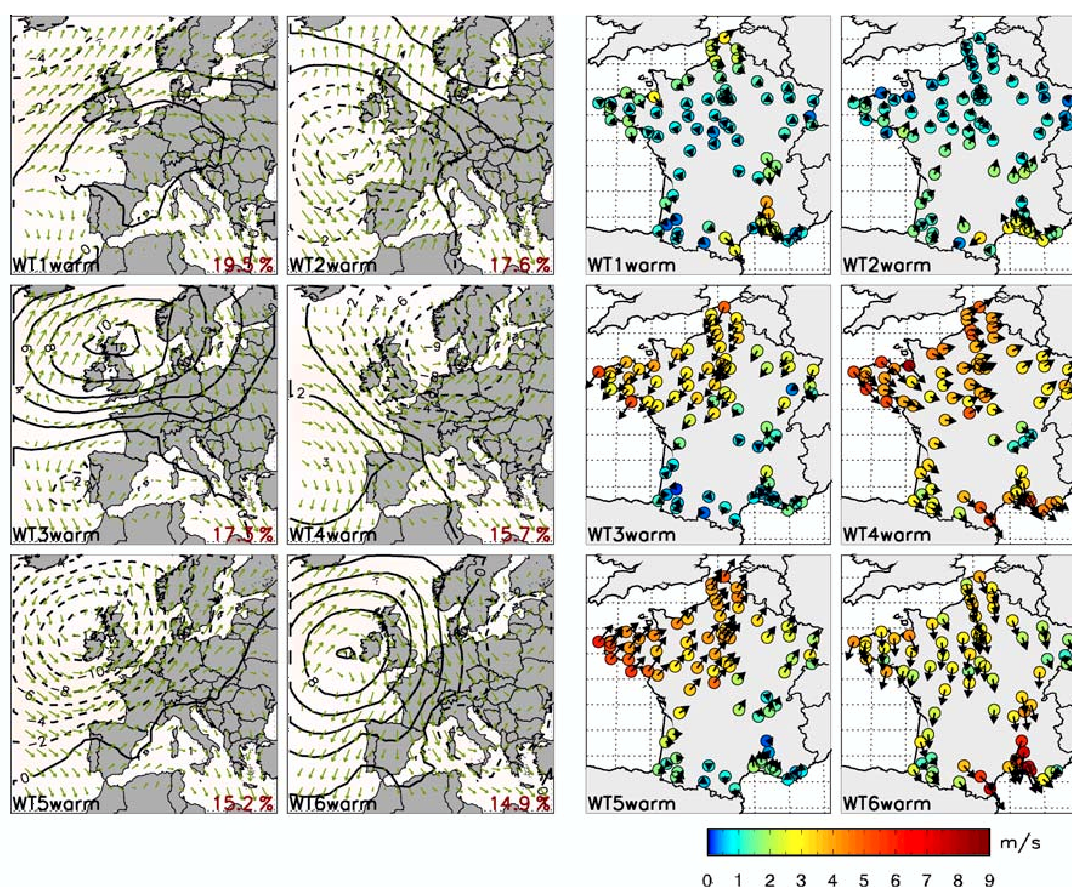
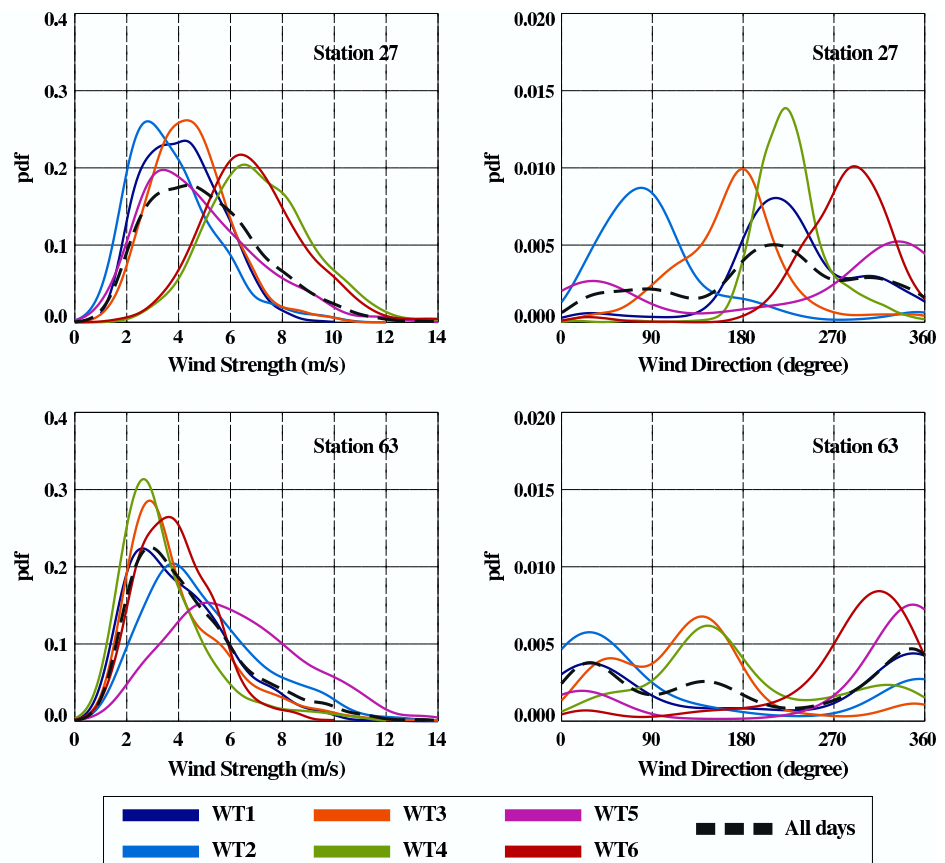


Fig. 4 Same as Fig. 3 but for the warm season

**Fig. 5** 10 m wind speed (m/s) (left panels) and direction (degree) (right panels) distributions within each weather type (colored lines) and for the whole dataset (dashed black line), for the cold season (1974–2002) at Station 27 on the upper panels and at Station 63 on the lower panels



in northwestern France and Station 63 in southeastern France. As is shown by this figure, the weather type classification enables to aggregate days with similar surface wind properties. Indeed, the spread of the probability density functions (pdf) is generally much smaller within the weather types than when considering the whole dataset. This confirms that the classification algorithm enables to minimize the variance within clusters with regard to the 10 m winds. Furthermore, while the 10 m wind direction pdf is multimodal when considering the whole dataset, the pdf within the weather types tend to be having unimodal shapes. The means of both 10 m wind direction and speed within the weather types are also clearly different, which suggests that the weather types are well separated and capture distinct atmospheric situations with respect to the 10 m winds.

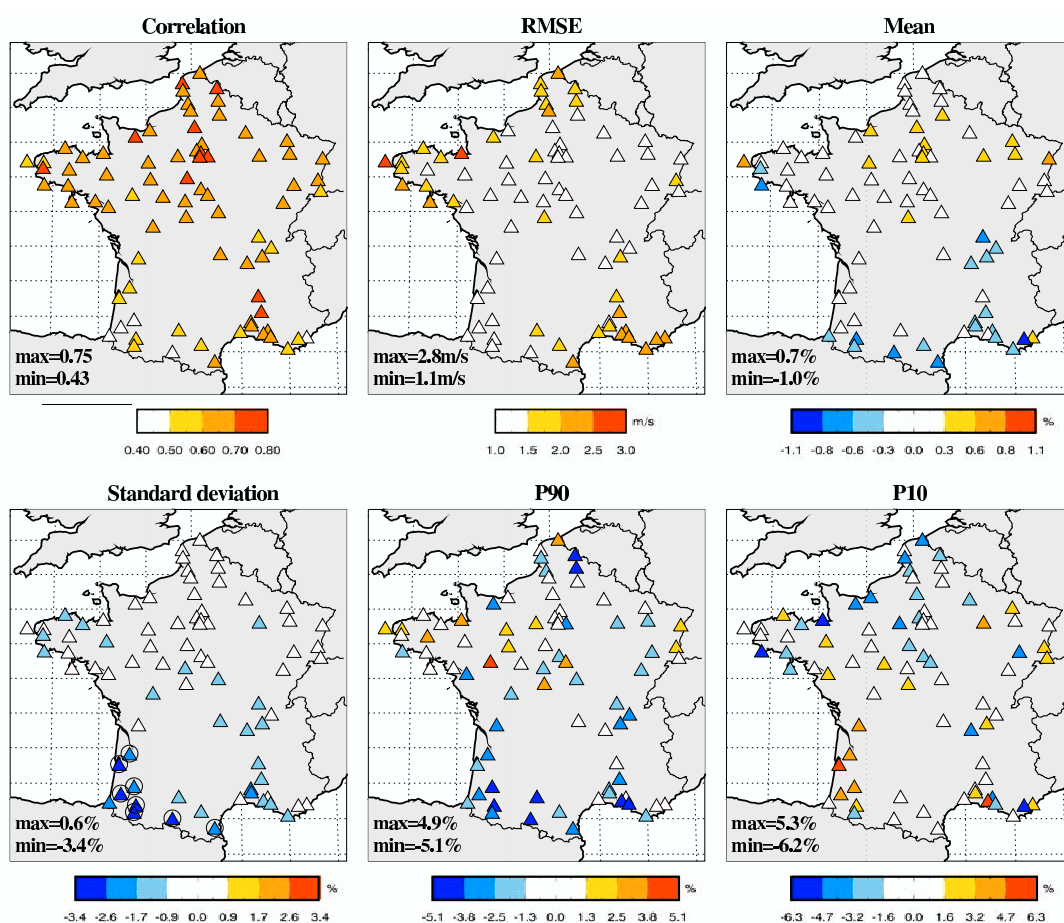
#### 4.2 Downscaling validation

As only one short complete observed 10 m wind speed dataset was available (from 1974 to 2002), it has not been possible to validate the downscaling algorithm over an independent time period. As a consequence, the method has been cross-validated over the whole learning period

(1974–2002) (see Sect. 3.3 for definition of the cross-validation).

While the downscaling algorithm is applied separately for each season, the performance of the method is similar for both seasons. As a result, we only show results for the two seasons together in the following.

Daily linear correlation, RMSE, mean error, standard deviation error, 90th and 10th percentiles (P90, P10) errors are shown in Fig. 6 for each station (in this study, all daily linear correlations have been computed on time series in which the annual cycle has been filtered out). First of all, it can be seen that results from the downscaling match well with the observations (high correlation coefficients and weak errors in most stations), and that there is not any clear recurrent geographic pattern on the six maps. However, according to the diagnoses, some geographic contrasts can be noticed. In the Southwest of France, there is a slight underestimation of the standard deviation and P90, an overestimation of P10, the correlation coefficients are lower, but the RMSE and the mean wind speed errors remain weak. In the regions that exhibit high wind speed variability, namely the coastal areas in the Northwest and the Southeast, the RMSE is higher while there is high correlation coefficients. In most stations of the South of



**Fig. 6** Daily linear correlations (*upper left panel*), RMSE (*upper central panel*), mean errors (*upper right panel*—in percent), standard deviation errors (*lower left panel*—in percent), 90th percentile errors (P90) (*lower central panel*—in percent) and 10th percentile (P10) errors (*lower right panel*—in percent) between observed and down-scaled daily wind speeds for each station (1974–2002). The large

circles indicate stations where errors are significant at the 0.05 level (Wilcoxon Rank-Sum test for the mean and  $F$ -statistic test for the standard deviation). Correlation coefficients are significant at the 0.05 level (“random-phase” test accounting for autocorrelation described in Ebisuzaki 1997)

France, there is a slight underestimation of the mean wind speed, standard deviation and P90. As said previously, results are similar for both the cold and warm seasons. However, while the spatial patterns of the results are almost identical, daily linear correlation coefficients are higher for the cold season, and RMSE and mean errors are slightly weaker for the warm season (not shown).

In order to assess the performance of our method for the six diagnoses presented previously, it has been confronted to three other downscaling algorithms: two linear regression methods and an analog method. The analog method (called Anal) is implemented in the EOF state space as described by Zorita and von Storch (1999). The first linear regression method (called Reg\_WT) consists in performing linear regressions at each station between the observed wind speeds and the Euclidean distances to the weather type centroids (this is exactly similar to our

method without the final reconstruction step—see Sect. 3.3). The second linear regression method (called Reg\_EOF) consists in performing linear regressions at each station between the observed wind speeds and the principal component coefficients. Table 1 shows the performance of each method for the 6 diagnoses presented in Fig. 6. For daily linear correlation, RMSE and mean error, the Reg\_WT method provides the best results. Differences between the other methods are small and none of them distinguishes itself from the others. Concerning wind speed distribution features (standard deviation, P90, P10), our method outperforms the other ones. Note that as no inflation method has been applied to the linear regression methods, they largely underestimate the variance and P90, and overestimate P10. Finally, as the ability to reproduce the main wind speed distribution features is essential for impact studies, it appears that our method provides a good

**Table 1** Daily linear correlations, RMSE, mean errors, standard deviation (SD) errors, 90th percentile errors (P90) and 10th percentile (P10) errors between observed and downscaled daily wind speeds averaged in absolute value over all stations (1974–2002). WT indicates our method, Reg\_WT indicates the linear regression method with the distances to the weather type centroids, Reg\_EOF indicates the linear regression method with the principal component coefficients, Anal indicates the analog method

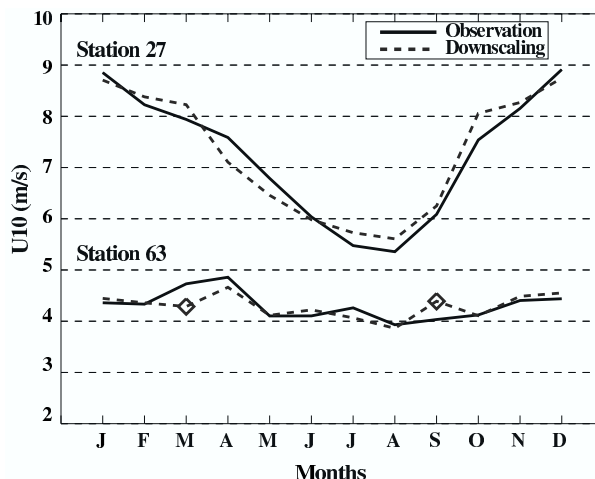
	Correlation	RMSE (m/s)	Mean (%)	SD (%)	P90 (%)	P10 (%)
WT	0.63	1.59	0.3	0.9	2.0	2.0
Reg_WT	0.77	1.19	0.1	21.8	35.6	81.3
Reg_EOF	0.56	1.54	0.1	42.5	75.0	83.3
Anal	0.67	1.48	2.4	3.8	11.7	4.9

compromise between all diagnoses. Furthermore, we also compared the spatial patterns of the errors obtained with the four methods (not shown). We found that all methods lead to geographic contrasts, which are similar to the ones described previously for most cases.

Next, Fig. 7 shows the monthly mean annual cycle of the observed and downscaled wind speeds at two stations which exhibit different annual cycles, and are good representatives of two regions of interest for wind energy: Station 27 on the western Atlantic coast and Station 63 in southeastern France. Once more, the downscaling method provides results which are in good agreement with observations. This is particularly interesting as the monthly mean wind speed annual cycle is very different at these stations: while it is weak in Station 63 (with a small increase of the mean wind speed in spring), the seasonal cycle is quite strong in Station 27. As shown in Fig. 8, the monthly mean annual cycle is actually properly reproduced in most stations: the mean absolute error in percent averaged over all stations is equal to 3.9%. The highest discrepancies are found in the Southwest.

The last evaluation relates to the temporal evolution of extreme wind speed indices. Figure 9 shows the number of days per year for which the wind is higher than 15.9 m/s (95th percentile of the observed daily maximum over France of the daily 10 m wind speed) in at least one station, according to the observed and downscaled wind speeds. It can be seen that the inter-annual variability is properly reproduced, the linear correlation coefficient between the downscaling results and the observations being equal to 0.67 (significant at the 0.05 level).

To conclude, the downscaling method shows good skills in reproducing a large number of wind speed features. The different diagnoses that have been presented show weak differences between reconstructed and observed wind speeds (most of the differences are not statistically significant).

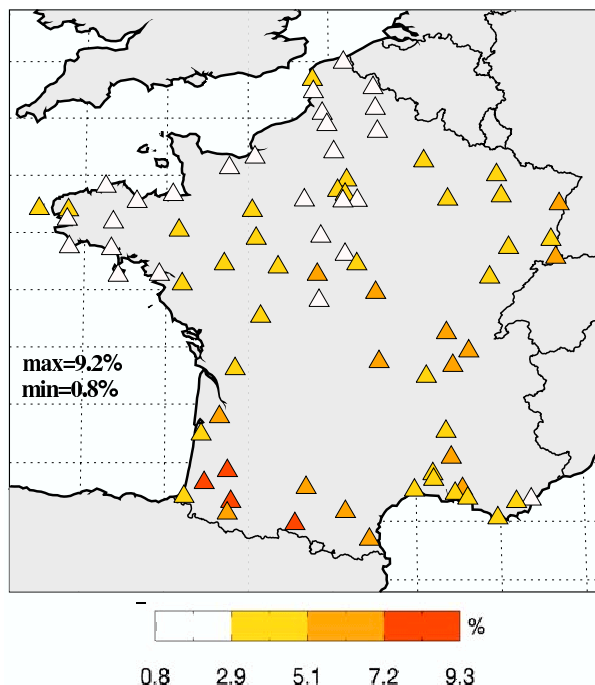


**Fig. 7** Monthly mean annual cycle of the observed and downscaled wind speeds (1974–2002) at Station 27 on the western Atlantic coast and Station 63 in southeastern France. Black solid lines indicate observations, dark-gray dashed lines indicate the downscaling method. Diamonds indicate months where differences are significant at the 0.05 level (Wilcoxon Rank-Sum test)

## 5 Future climate

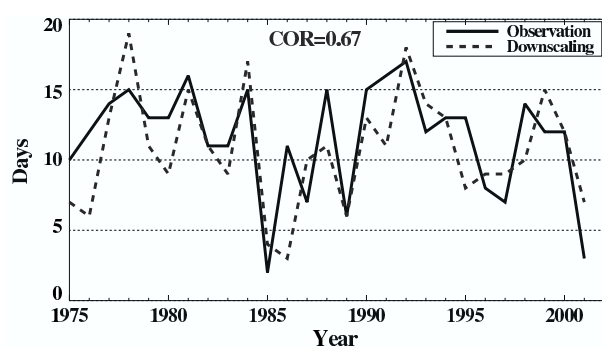
### 5.1 Methodology

We use the 850 hPa winds from the 14 CMIP3 models as predictors (see Sect. 2.3). The  $UV850$  anomalies are



**Fig. 8** Mean absolute errors in percent between the downscaled and observed monthly mean annual cycles (1974–2002)





**Fig. 9** Number of days per year for which the wind is higher than 15.9 m/s in at least one station (95th percentile of the daily maximum over France of the daily 10 m wind speed), according to the observed and downscaled wind speeds (1974–2002). *Black solid lines* indicate observations, *dark-gray dashed lines* indicate the downscaling method. Correlation coefficients are significant at the 0.05 level (“random-phase” test accounting for autocorrelation described in Ebisuzaki 1997)

computed using the historical period climatologies. Then, the  $UV850$  anomalies are projected onto the learning period ERA40  $UV850$  EOFs, and classified in the weather types by minimization of the distance to the ERA40  $UV850$  weather type centroids. Finally, the downscaling algorithm is performed for both the cold and warm seasons.

## 5.2 Historical period

### 5.2.1 Predictor validation

According to our methodology, we need to ensure that the CMIP3 models reproduce adequately the main features of the weather types.

First of all, the ability of the models to properly reproduce the  $UV850$  mean states within the weather types is assessed by means of Taylor diagrams (Taylor 2001, Fig. 10). Those diagrams provide a concise statistical summary of how well spatial patterns match each other in terms of their correlation, their root-mean-square difference and the ratio of their variances. First of all, it can be seen that the pattern correlations are generally high (higher than 0.6 in most cases). Secondly one can notice that the variance is generally underestimated by the models, whatever the weather type or the season. This was actually expected. Indeed most models have horizontal resolution lower than the ERA40 resolution, therefore the spatial variability of the interpolated fields is smaller for most models. It is also interesting to note that there is high coherence between the models: they share similar qualities or deficiencies (see the clusters of color points).

Then, we compare the occurrence frequencies of the weather types when classifying the  $UV850$  from ERA40

and the CMIP3 models for the historical period (see Fig. 11). Results with the CMIP3 models are generally close to the reanalysis, except for  $WT2_{\text{cold}}$  for the cold season and  $WT1_{\text{warm}}$  for the warm season:  $WT2_{\text{cold}}$  occurrence is underestimated by the CMIP3 models and there is low dispersion of the models, while  $WT1_{\text{warm}}$  is generally overestimated by the CMIP3 models and there is high dispersion of the models.

### 5.2.2 Downscaling validation

We now compare the multi-model downscaled 10 m wind speeds using the CMIP3 predictors with the observations over the period 1974–2000. As is shown in Fig. 12, although errors are slightly larger than for the cross-validation with the ERA40 predictors, results remain satisfactory. However, it can be seen that the multi-model 10 m wind speeds and standard deviations are overestimated in the Southeast and underestimated in the North. The same pattern is found for both seasons. We found that other downscaling methods lead to the same pattern. In order to investigate the sources of this pattern, we have conducted a similar study as in Sect. 5.3.2 (not shown). We found that only a small fraction of this bias originates from errors in the weather type occurrences, except for the warm season, for which the overestimation of the  $WT1_{\text{warm}}$  occurrence and the slight underestimation of the  $WT3_{\text{warm}}$  occurrence contributes to this pattern. Actually, most of this bias originates from an underestimation of the 10 m wind speeds in the Northwest of France for  $WT4_{\text{cold}}$  and  $WT6_{\text{cold}}$  for the cold season, and  $WT4_{\text{warm}}$  and  $WT5_{\text{warm}}$  for the warm season.

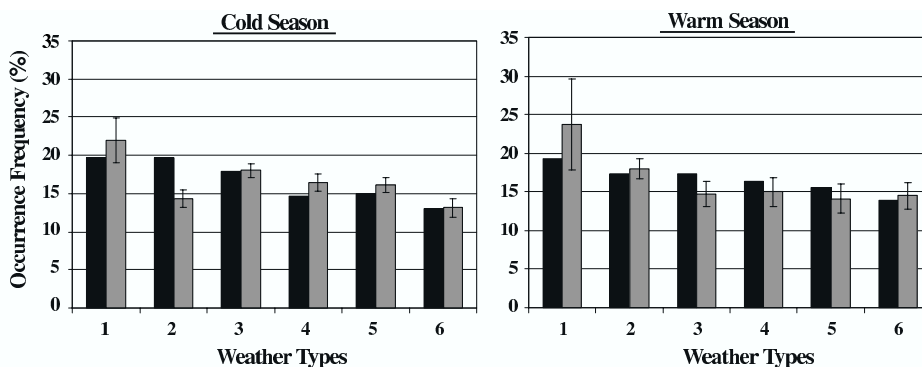
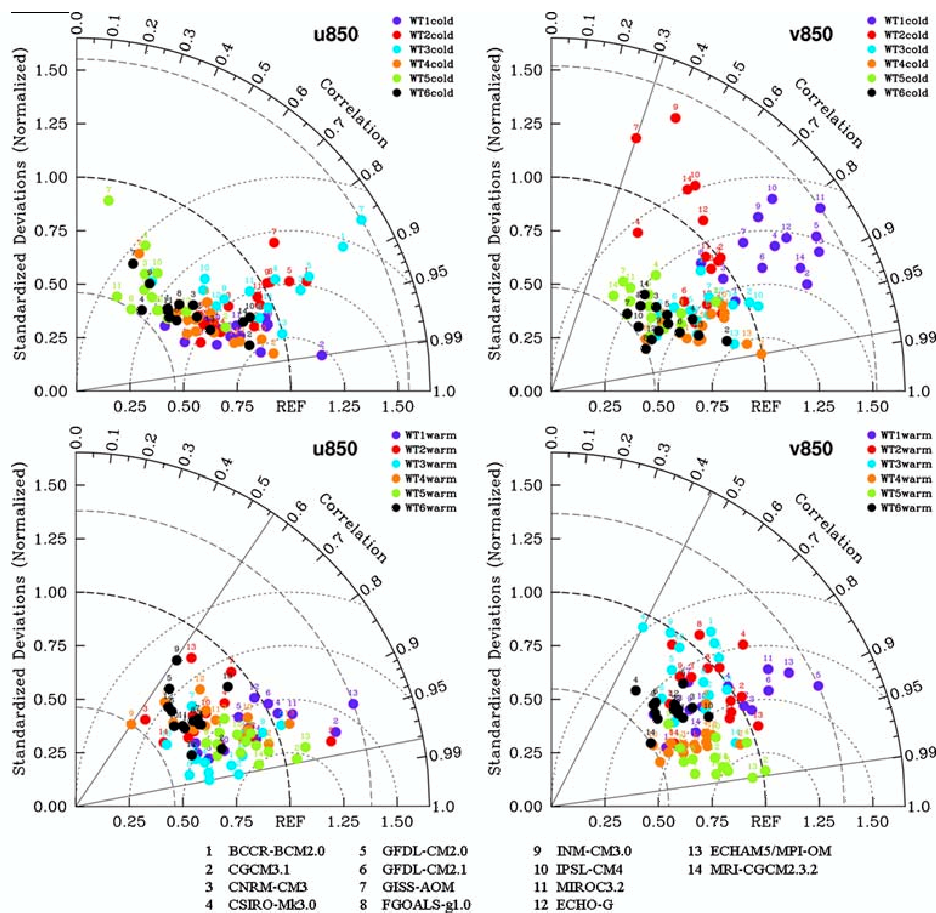
## 5.3 Climate scenario

### 5.3.1 Downscaled wind speeds

We now focus on the climate projection periods 2046–2065 and 2081–2100 (see Sect. 2.3). Results of the SD for those two periods are compared with results for the historical period (Figs. 13, 14, 15, and 16).

For the cold season (Fig. 13), the Mediterranean area experiences a decrease of the mean wind speed, while northwestern France experiences a weak increase. Those changes are larger for the 2081–2100 period than for the 2046–2065 period. In the Southeast, there is good agreement between the models with regard to the sign of the changes. Indeed at least 80% of the models provide changes of the same sign. On the contrary, in the North (except the most northern part) and the Center there is little sign coherence between the models. Furthermore, the lower panels of Fig. 13 show that the inter-model dispersion is weak in the Mediterranean area and larger in the

**Fig. 10** Taylor diagram for the mean zonal (*left panel*) and meridional (*right panels*) 850 hPa wind components of each weather type for the cold season (*upper panels*) and the warm season (*lower panels*) of the historical period (1971–2000). The horizontal and vertical axes represent the ratio of the standard deviations of the reference (ERA40) and simulated (CMIP3) fields. The radial axis indicates the spatial correlation between the reference and simulated fields. The distance between the origin (noted REF) and any point is proportional to the RMSE



**Fig. 11** Weather type occurrences in percent for each season when classifying the 850 hPa wind fields from ERA40 (*black*) and the CMIP3 models (*dark-gray*) (occurrences averaged over all the CMIP3 models) for the historical period 1971–2000. Classification is

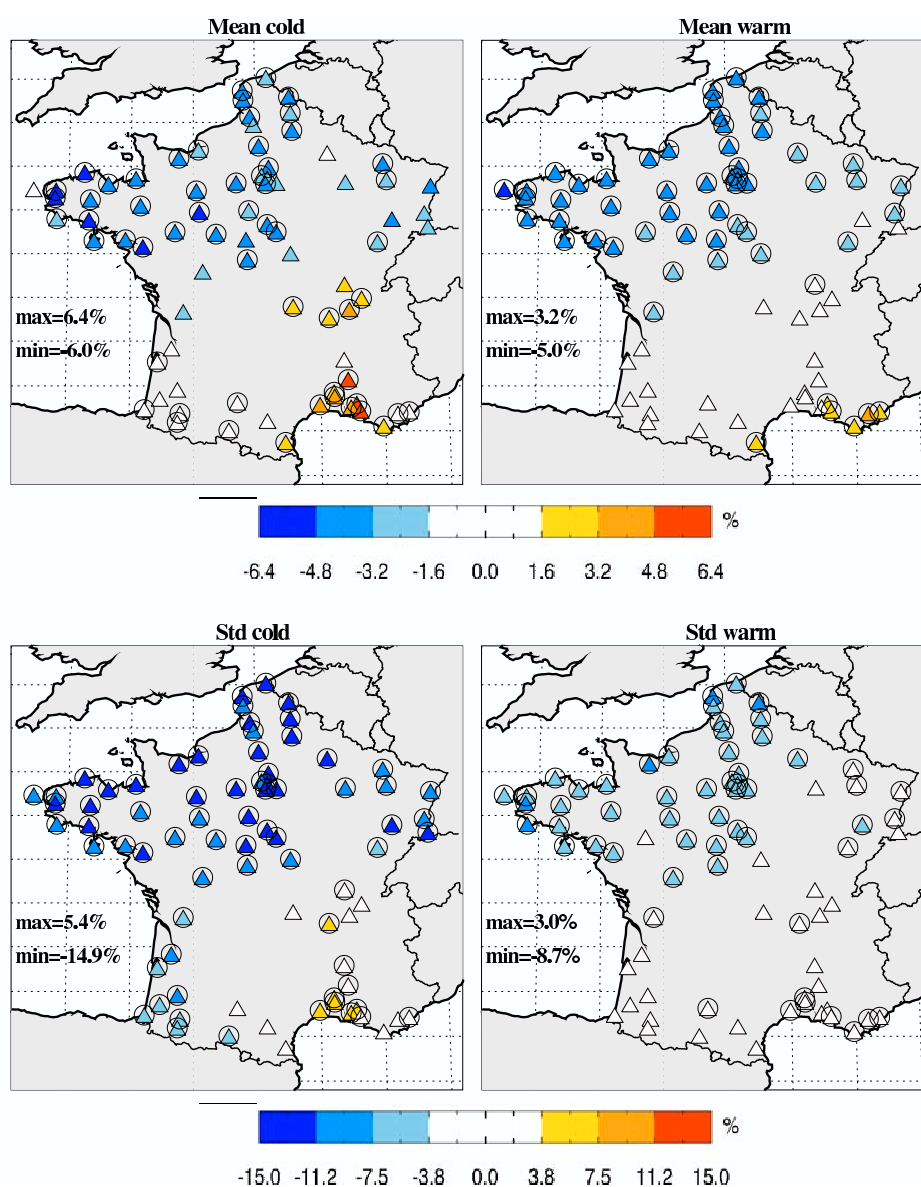
performed in the space spanned by the learning period ERA40 850 hPa wind field EOFs using the centroids of the learning period weather types (1974–2002). *Vertical bars* represent the dispersion of the models ( $\pm 1$  inter-model standard deviation)

North of France. However, the amplitude of the multi-model mean changes are only significantly larger than the inter-model dispersion in the Southeast and for the 2081–2100 period only (2 times larger on average). Concerning extreme wind speed indices (Fig. 14), the number of high wind days decreases near the Mediterranean Sea

and increases in northwestern France, while the number of low wind days increases significantly near the Mediterranean Sea.

For the warm season (Fig. 15), the mean wind speed decreases in most stations. Those changes are larger for the 2081–2100 period than for the 2046–2065 period. The sign

**Fig. 12** Multi-model mean error (*upper panels*) and standard deviation error (*lower panels*) between observed and downscaled 10 m wind speeds over the period 1974–2002 for the cold season (*left panels*) and the warm season (*right panels*), formulated as percentages of the observed wind speed and the observed wind speed standard deviation, respectively. The large circles indicate the stations where the errors are significant at the 0.05 level (Wilcoxon Rank-Sum test for the mean and *F*-statistic test for the standard deviation)



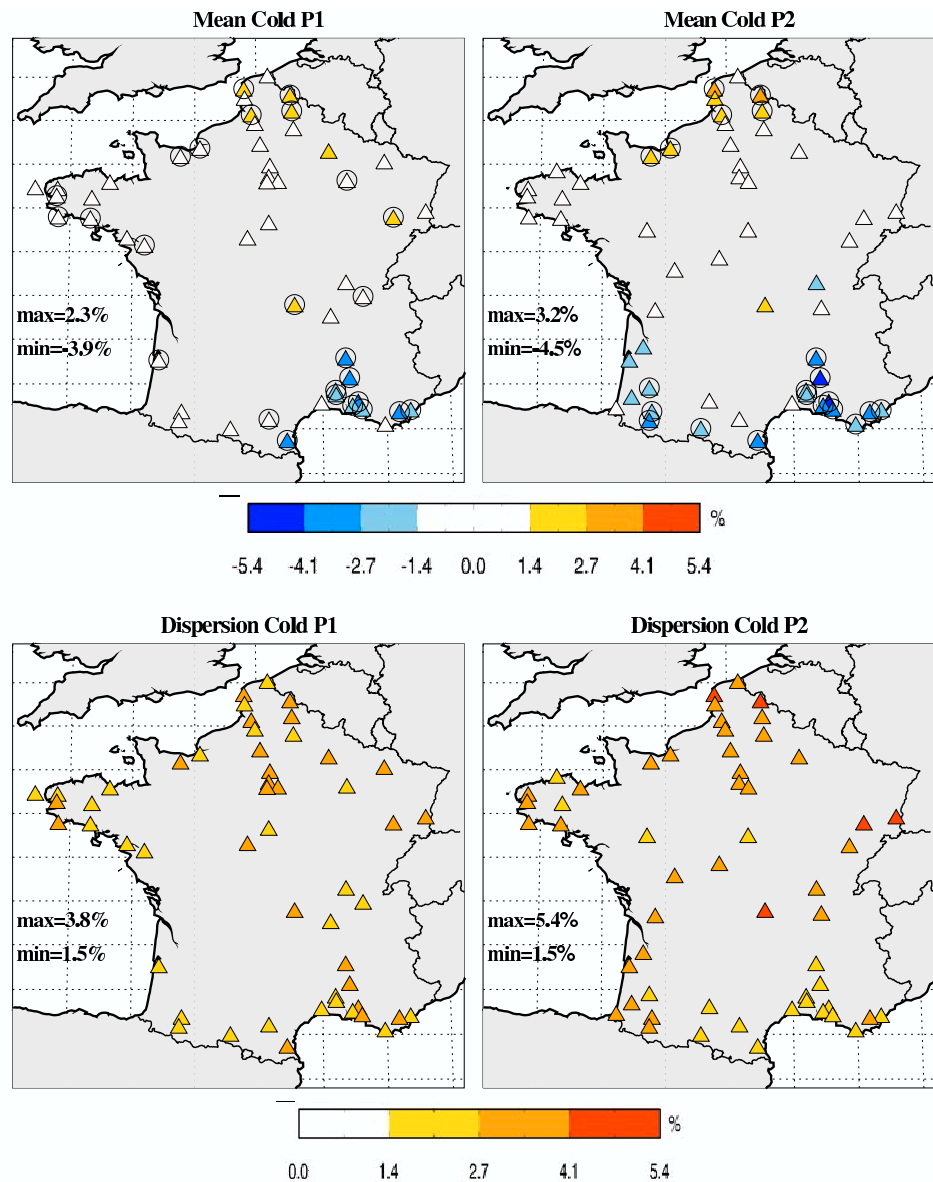
coherence of the models is high in most stations (at least 80% of the models provide changes of the same sign in most stations) and the inter-model dispersion is weak all over France except in the Southeast. The amplitude of the multimodel mean changes are significantly larger than the inter-model dispersion in the West and the center of France for both periods. These changes in the mean wind speed are reinforced by a strong decrease of the number of high wind days and a strong increase of the number of low wind days all over France (Fig. 16).

For all seasons and variables (mean wind speed,  $N_{90}$ ,  $N_{10}$ ), the sign coherence of the models increases between 2046–265 period and the 2081–2100 period, while the

dispersion increases in most stations. As a consequence, although the agreement between the models increases with time with regard to an increase or a decrease of mean wind speed,  $N_{10}$  and  $N_{90}$ , the agreement with regard to the magnitude of those changes decreases with time.

For both seasons and periods, multi-model mean 10 m wind speed changes remain weak (maximum of 5.7%). However, those changes are statistically significant. Furthermore, changes in  $N_{10}$  and  $N_{90}$  are of much larger magnitude (maximum of 21.5%), and changes in the multimodel mean wind power density (which is proportional to the cube of the wind speed) are also much larger (maximum of 18%) (not shown).

**Fig. 13** Upper panels: multi-model mean 10 m wind speed changes (in percent) for the cold season, between 2046–2065 and 1971–2000 (left panel) and between 2081–2100 and 1971–2000 (right panel). Only stations where differences are significant at the 0.05 level are shown (Wilcoxon Rank-Sum test). The large circles indicate the stations where at least 80% of the models (11 over 14) provide changes of the same sign. Lower panels: One inter-model standard deviation (in percent)



5.3.2 Intertype and intratype changes

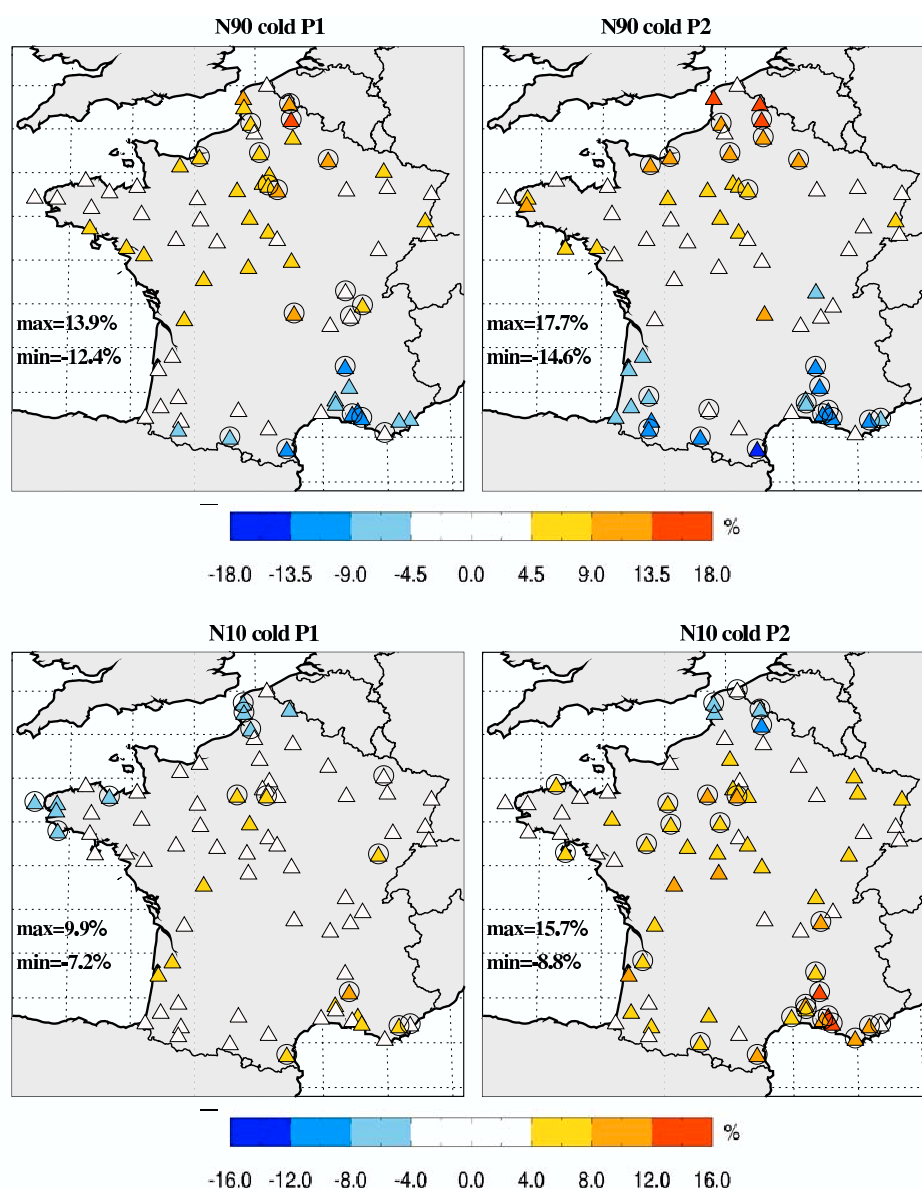
The changes in the 10 m wind speeds that have been highlighted previously may be explained in terms of weather type modifications: this is one of the assets of the weather type downscaling method. Modifications of the weather types may occur in two ways: modification of the distribution of the days within the weather types (intratype modification) and modification of the weather type occurrences (intertype modification).

We first investigate the evolution of the weather type occurrences (intertype approach). The relevance of this approach relies on recent studies which suggested that anthropogenic climate change may manifest itself as a

projection onto the preexisting natural modes of variability of the climate system (Corti et al. 1999; Stone et al. 2001).

As illustrated in Fig. 17, significant changes occur for the cold season: WT1<sub>cold</sub> occurrence increases by 8 and 12% and WT4<sub>cold</sub> occurrence by 11 and 11%, while WT2<sub>cold</sub> occurrence decreases by 13 and 14% and WT5<sub>cold</sub> occurrence by 10 and 14% (percentages of increase/decrease relative to the occurrence frequencies in the historical simulation). Note that those results agree with previous studies concerning changes in the residence frequency of the climate system in the wintertime North Atlantic-European atmospheric circulation regimes (Terray et al. 2004; Stephenson et al. 2006). Those changes in the

**Fig. 14** *Upper panels:* multi-model changes in some extreme 10 m wind speed indices. *Upper panels:* multi-model mean changes in the number of high wind days ( $N_{90}$ ) (in percent). High wind days are defined at each station and occur when the mean 10 m wind speed is higher than the 90th percentile (P90) of the historical period daily mean 10 m wind speed. *Lower panels:* multi-model mean changes in the number of low wind days ( $N_{10}$ ) (in percent). Low wind days are defined at each station and occur when the mean 10 m wind speed is lower than the 10th percentile (P10) of the historical period daily mean 10 m wind speed. *Left panels:* multi-model mean changes between 2046–2065 and 1971–2000. *Right panels:* multi-model mean changes between 2081–2100 and 1971–2000. Only stations where differences are significant at the 0.05 level are shown. The *large circles* indicate the stations where at least 80% of the models (11 over 14) provide changes of the same sign



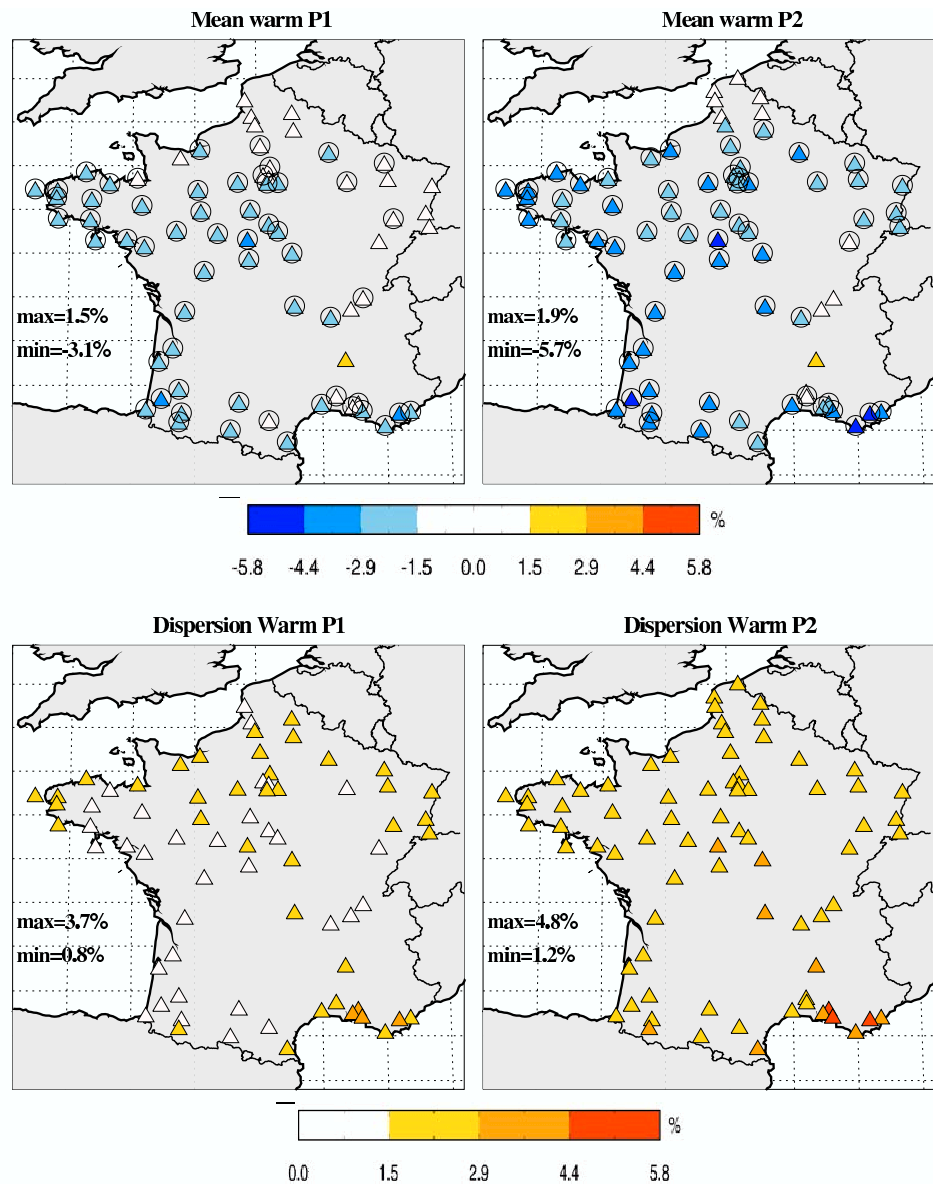
weather type occurrences may have additive effects and give rise to important changes in the wind speed distribution. Indeed, according to Sect. 4.1 and Fig. 3,  $WT4_{\text{cold}}$  is associated with strong southwesterly winds in northern France,  $WT1_{\text{cold}}$  with weak anticyclonic winds over France,  $WT5_{\text{cold}}$  with weak northerly winds in northern France and strong wind events in the Mediterranean area (Mistral and Tramontana), and  $WT2_{\text{cold}}$  with weak northeasterly winds all over France. As a consequence, for the cold season, changes in the weather type occurrence are expected to lead to a decrease of the wind speed in the Mediterranean area and an increase in northwestern France. This is in perfect agreement with the 10 m wind speed changes highlighted in Sect. 5.3.1.

For the warm season,  $WT1_{\text{warm}}$  occurrence increases by 14 and 22%, while  $WT2_{\text{warm}}$  occurrences decrease by 11 and 14% and  $WT5_{\text{warm}}$  occurrences decrease by 9 and 16%. According to Sect. 4.1 and Fig. 4,  $WT1_{\text{warm}}$  is associated with weak anticyclonic winds over France,  $WT2_{\text{warm}}$  with southerly winds all over France and  $WT5_{\text{warm}}$  with strong southwesterly winds in northern France. As a result, changes in the weather type occurrences for the warm season are expected to lead to a low decrease of the wind speed all over France. This is also in agreement with the 10 m wind speed changes highlighted in Sect. 5.3.1.

However, changes in the weather type occurrences may not be sufficient to draw any firm conclusion concerning



**Fig. 15** Multi-model mean 10 m wind speed changes and model dispersion for the warm season. See legend of Fig. 13



the downscaled wind speed, as changes in the distribution of the days within the weather types may be as much or even more important. In order to quantify the effects of the intratype and intertype modifications separately, we follow Boé et al. (2006) and use a simple mathematical decomposition of the total anomaly  $\Delta X$  of a regional variable between future and present climate:

$$\Delta X = X^f - X^p = \sum_{j=1}^N (f_j^f \cdot x_j^f - f_j^p \cdot x_j^p) \quad (1)$$

where,  $X^p$  ( $X^f$ ) is the mean value of a regional variable in present (future) climate,  $N$  is the number of weather types,  $f_j^p$  ( $f_j^f$ ) is the occurrence frequency of the  $j$ th weather type in

present (future) climate, and  $x_j^p$  ( $x_j^f$ ) is the mean value of the regional variable in the  $j$ th weather type in present (future) climate.

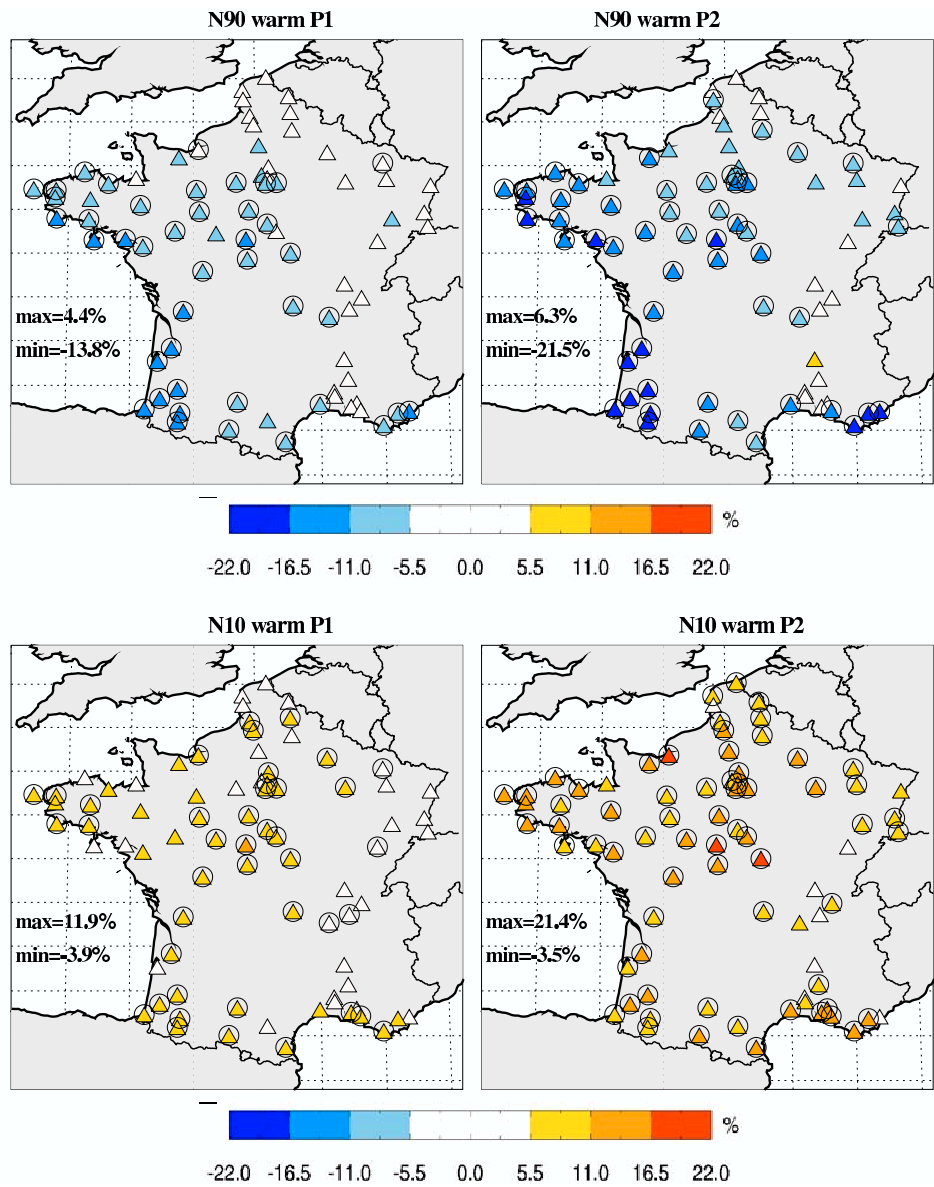
Equation 1 can be rewritten as:

$$\Delta X = \sum_{j=1}^N (f_j^f - f_j^p) x_j^p + f_j^p (x_j^f - x_j^p) + (f_j^f - f_j^p) (x_j^f - x_j^p) \quad (2)$$

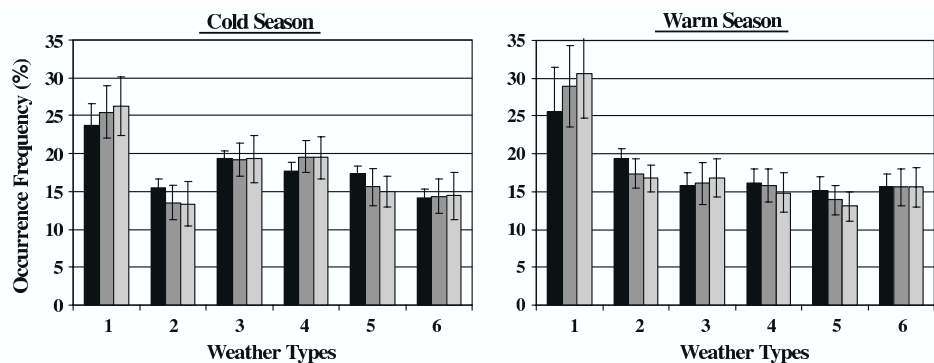
Finally, we can exhibit three terms:

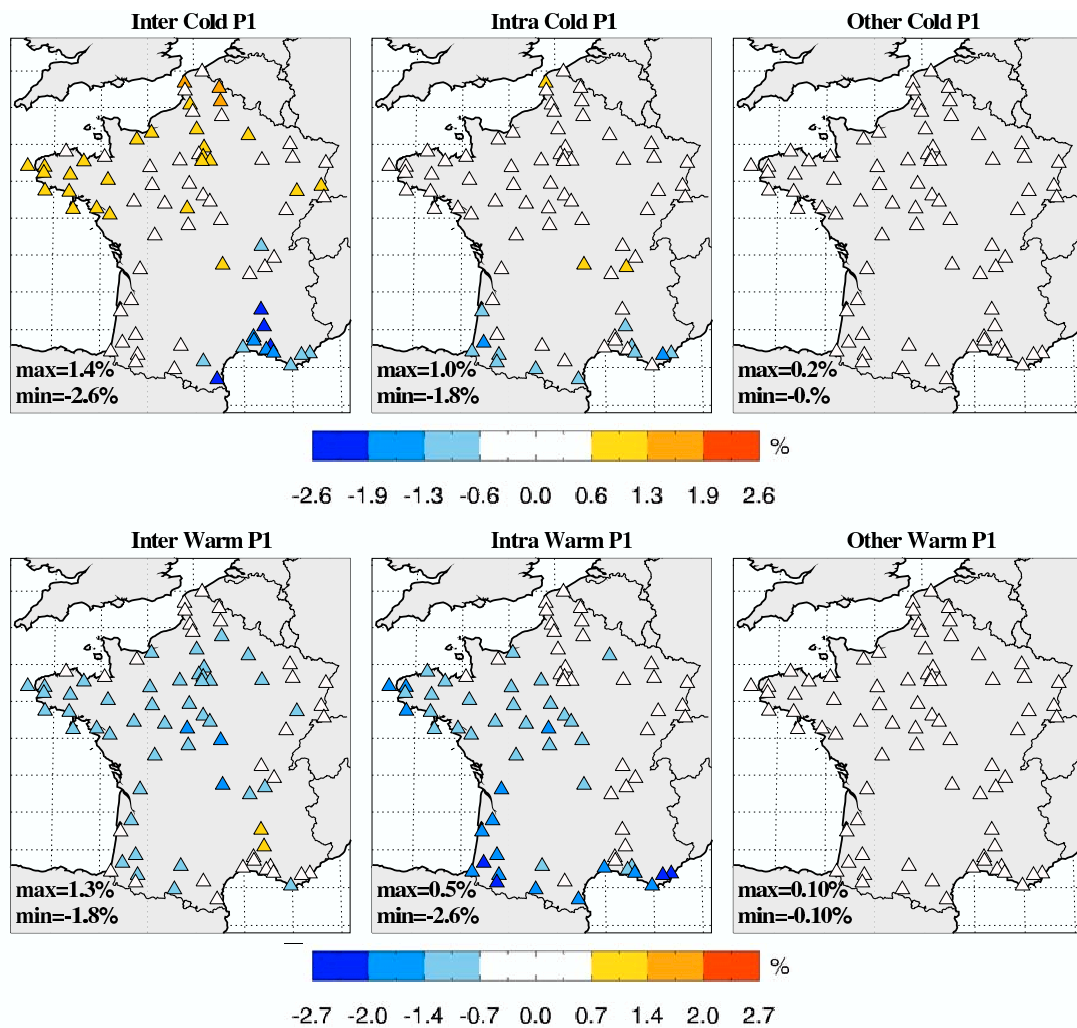
$$\Delta X = \sum_{j=1}^N (\Delta f_j \cdot x_j^p) + \sum_{j=1}^N (f_j^p \cdot \Delta x_j) + \sum_{j=1}^N (\Delta f_j \cdot \Delta x_j) \quad (3)$$

**Fig. 16** Multi-model changes in some extreme 10 m wind speed indices for the warm season. See legend of Fig. 14



**Fig. 17** Weather type occurrence frequencies (averaged over all the CMIP3 models) in percent for the cold and warm seasons, for the historical period (*black*), 2046–2065 (*dark-gray*) and 2081–2100 (*light-gray*). Vertical bars represent the dispersion of the models ( $\pm 1$  inter-model standard deviation)





**Fig. 18** Effects of the different terms of the 10 m wind speed anomaly decomposition (see Eq. 3) upon the mean 10 m wind speed for the 2046–2065 period (formulated as percentages of the mean 10 m wind speed over the historical period (1971–2000)). The three terms of Eq. 3 have been evaluated for each model, and the average of each term over all models is presented. Upper (lower) panels show

results for the cold (warm) season. Effects of the intertype modifications are shown on the left panels, effects of the intratype modifications are shown on the center panels, and effects of the other modifications are shown on the right panels. Results are to be confronted with results in Figs. 13 and 15 for the 2046–2065 period

where  $\Delta x_j = x_j^f - x_j^p$  and  $\Delta f_j = f_j^f - f_j^p$ .

The first term of Eq. 3 represents the part of the total anomaly that is due to changes in the occurrence frequency of the weather types: this is the intertype change. The second term represents the part of the total anomaly that is due to changes within weather types: this is the intratype change. The third term exhibits both the intertype and intratype changes.

We have applied this decomposition to the 10 m wind speed. As shown in Fig. 18 for the 2046–2065 period, the third term of Eq. 3 is much smaller than the first and second terms. Furthermore, the intertype and intratype

changes are generally of similar magnitude. For the warm season, they are of the same signs in most stations and the intratype changes slightly dominate in the South. For the cold season, intertype and intratype changes of the same sign in the Mediterranean area while they are of opposite signs in the West and North of France. The intertype changes dominate in the North and the Southeast. Finally, the intratype modifications play a role as important as the intertype modifications in the 10 m wind speed changes. In some cases like the Mediterranean area for the cold season or most of France for the warm season, the effects of the intertype and intratype modifications add up, resulting in a



significant decrease of the 10 m wind speeds. On the contrary, in the North and West of France the intratype modifications countered the intertype modifications. Results for the 2081–2100 period are similar, except that changes are stronger (up to 4.4%) (not shown). These results show that changes in the weather type occurrences are only a part of the climate change signal and are not sufficient to explain the whole change in the 10 m wind speeds.

## 6 Conclusion

In this paper we have presented a statistical downscaling method for 10 m wind speeds over France. We performed a cross-validation of the method over the whole learning period (1974–2002). Good agreements with the observations were pointed out. We applied the method with predictors from 14 AOGCMs. For the cold season, we found significant changes in the Southeast (decrease of the mean wind speed and the number of high wind days, and an increase in the number of low wind days) and in the North (increase in the mean wind speed and the number of high wind days, and decrease of the number of low wind days). For the warm season, we found significant changes all over France with a decrease of the mean wind speed and the number of high wind days, and an increase of the number of low wind days in all stations. For both seasons, changes are larger for 2081–2100 than for 2046–2065. We found good agreement between the models with regard to the sign of the changes in most stations for the warm season, and in a few stations for the cold season. Moreover, the magnitude of the changes remains uncertain in most cases as the inter-model dispersion is of the same order of magnitude as the amplitude of the changes. Finally, we showed that those changes are due to both intratype and intertype modifications.

Concerning wind energy applications, those results show that the North of France may experience an increase of its wind energy resources during the cold season and a decrease during the warm season, while the Southeast may expect a decrease of its wind energy resources during both the cold and warm season. Given the fact that the coastal areas of those regions are among the most attractive locations for wind energy in Europe (Troen and Petersen 1989), those results may be of interest for wind energy development in France.

Finally, the SD method developed in this paper is well adapted to impact studies using multi-model ensembles. The current version of the method remains simple: only one predictor, a few weather types, and linear regressions. Besides, the construction of the method enables to get physical interpretations of each step: weather types and

atmospheric dynamics, linear regressions, and intratype variability, intratype and intertype modifications under perturbed climate.

As a conclusion, it is worth pointing out that this method may be easily implemented for probabilistic forecasting for a wide range of time scales: from daily forecasting to future climate study, and monthly and seasonal forecasting. Furthermore, in order to overcome the low density of stations over France, future work will consist in associating the SD method to mesoscale modeling so that high spatial resolution results will be provided for some areas of interest.

**Acknowledgments** J. Najac Ph.D. grant was partly supported by Electricité de France (EDF). ECMWF ERA-40 data were obtained from the ECMWF data server. The authors are grateful to the Division de la Climatologie (DCLIM) at Météo-France for providing the SQR dataset. We acknowledge the modeling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP's Working Group on Coupled Modeling (WGCM) for their roles in making available the WCRP CMIP3 multi-model dataset. Support of this dataset is provided by the Office of Science, U.S. Department of Energy. Some statistical calculations have been performed with Statpack, developed by P. Terray (IPSL/LOCEAN). We would like to thank S. Parey, C. Fil-Tardieu and C. Cassou for stimulating discussion about this work, and the anonymous reviewers for their constructive comments which helped to improve this article.

## References

- Alexander LV, Tett SFB (2005) Recent observed changes in severe storms over the United Kingdom and Iceland. *Geophys Res Lett* 32:L13704. doi:[10.1029/2005GL022371](https://doi.org/10.1029/2005GL022371)
- Archer CL, Jacobson MZ (2005) Evaluation of global wind power. *J Geophys Res* 110:D12110. doi:[10.1029/2004JD005462](https://doi.org/10.1029/2004JD005462)
- Björing L, von Storch H (2004) Scandinavian storminess since about 1800. *Geophys Res Lett* 31:L20202. doi:[10.1029/2004GL020441](https://doi.org/10.1029/2004GL020441)
- Boé J, Terray L, Habets F, Martin E (2006) A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J Geophys Res* 111:D23106. doi:[10.1029/2005JD006889](https://doi.org/10.1029/2005JD006889)
- Bogardi I, Matyasovszky I (1996) Estimating daily wind speed under climate change. *Solar Energy* 57-3:239–248
- Cassou C, Terray L, Phillips AS (2005) Tropical Atlantic influence on European heatwaves. *J Clim* 18:2805–2811. doi:[10.1175/JCLI3506.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1)
- Cleugh HA, Miller JM, Bohm M (1998) Direct mechanical effects of wind on crops. *Agrofor Syst* 41:85–112. doi:[10.1023/A:1006067721039](https://doi.org/10.1023/A:1006067721039)
- Conil S, Hall A (2006) Local modes of atmospheric variability: a case study of southern California. *J Clim* 19-17:4308–4325
- Corti S, Molteni F, Palmer TN (1999) Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature* 398:799–802. doi:[10.1038/19745](https://doi.org/10.1038/19745)
- Ebisuzaki W (1997) A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. *J Clim* 10-9:2147–2153
- Fisher-Bruns I, von Storch H, Gonzales-Rouco JF, Zorita E (2005) Modeling the variability of midlatitude storm activity on decadal to century time scales. *Clim Dyn* 25-5:461–476

- Giorgi F, Mearns LO (1991) Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev Geophys* 29-2:191–216
- Gutiérrez JM, Cofino AS, Cano R, Rodriguez MA (2004) Clustering methods for statistical downscaling in short-range weather forecast. *Mon Wea Rev* 132-9:2169–2183
- Hennessey JP (1977) Some aspects of wind power statistics. *J Appl Meteorol* 16-2:19–128
- Jiang Q, Smith RB, Doyle J (2003) The nature of mistral: observations and modeling of two MAP events. *Q J R Meteorol Soc* 129:857–875. doi:10.1256/qj.02.21
- Kaas E, Li TS, Schmith T (1996) Statistical hindcast of wind climatology in the North Atlantic and northwestern European region. *Clim Res* 7:97–110. doi:10.3354/cr007097
- Kaihatu JM, Handler RA, Marmorino GO, Shay LK (1998) Empirical orthogonal function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods. *J Atmos Ocean Technol* 15:927–941. doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0927:EOFAOO>2.0.CO;2
- Levine E, Domany E (2001) Resampling method for unsupervised estimation of cluster validity. *Neural Comput* 13-11:2573–2593
- Ludwig FL, Horel J, Whiteman CD (2004) Using EOF analysis to identify important surface wind patterns in mountain valleys. *J Appl Meteorol* 43:969–983. doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0969:UEATII>2.0.CO;2
- Michelangeli PA, Vautard R, Legras B (1995) Weather regimes: recurrence and quasi stationarity. *J Atmos Sci* 52-8:1237–1256
- Millot C (1999) Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J Mar Syst* 20:423–442. doi:10.1016/S0924-7963(98)00078-5
- Moisselin JM, Schneider M, Canellas C, Mestre O (2002) Changements climatiques en France au 20<sup>ème</sup> siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures. *Meteorologie* 38:45–46
- Plaut G, Schuepbach E, Doctor M (2001) Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971–1995. *Clim Res* 17:285–302. doi:10.3354/cr017285
- Plaut G, Simonnet E (2001) Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and western Europe. *Clim Res* 17:303–324. doi:10.3354/cr017303
- Pryor SC, Schoof JT, Barthelmie RJ (2005) Climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe: empirical downscaling of multiple AOGCMs. *Clim Res* 29:183–198. doi:10.3354/cr029183
- Pryor SC, Schoof JT, Barthelmie RJ (2006) Winds of change?: projections of near-surface winds under climate change scenarios. *Geophys Res Lett* 33:L11702. doi:10.1029/2006GL026000
- Sailor DJ, Hu T, Li X, Rosen JN (2000) A neural network approach to local downscaling of GCM output for assessing wind power implications of climate change. *Renew Energy* 19:359–378. doi:10.1016/S0960-1481(99)00056-7
- Siegmund F, Schrum C (2001) Decadal changes in the wind forcing over the North Sea. *Clim Res* 18:39–45. doi:10.3354/cr018039
- Simmonds I, Keay K (2002) Surface fluxes of momentum and mechanical energy over the North Pacific and North Atlantic Oceans. *Meteorol Atmos Phys* 80:1–18. doi:10.1007/s007030200009
- Stephenson DB, Hannachi A, O'Neill A (2004) On the existence of multiple climate regimes. *Q J R Meteorol Soc* 130:583–605. doi:10.1256/qj.02.146
- Stephenson DB, Pavan V, Collins M, Junge MM, Quadrelli R (2006) Participating CMIP2 modeling groups. North Atlantic oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Clim Dyn* 27:401–420. doi:10.1007/s00382-006-0140-x
- Stone DA, Weaver AJ, Stouffer RJ (2001) Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. *J Clim* 14:3551–3565. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3551:POCCOM>2.0.CO;2
- Straus DM, Molteni F (2004) Circulation regimes and SST forcings: results from large GCM ensembles. *J Clim* 17-8:1641–1656. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1641:CRASFR>2.0.CO;2
- Taylor KE (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in single diagram. *J Geophys Res* 106:D7. doi:10.1029/2000JA002008
- Terray L, Demory ME, Déqué M, Coetlogon G, Maisonave E (2004) Simulation of late-twenty first century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J Clim* 17-24:4630–4635
- Troen I, Petersen EL (1989) European wind atlas. Risø national laboratory, Roskilde. ISBN 87-550-1482-8
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, a Bechtold V, Fiorino M et al (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012. doi:10.1256/qj.04.176
- Vautard R (1990) Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. *Mon Weather Rev* 118:2056–2081. doi:10.1175/1520-0493(1990)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2
- von Storch H (1995) Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorol Z NF* 4:72–80
- von Storch H (1999) On the use of ‘inflation’ in statistical downscaling. *J Clim* 12:3505–3506. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3505:OTUOII>2.0.CO;2
- Wilby RL, Charles SP, Zorita E, Timbal B, Whetton P, Mearns LO (2004) Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Data distribution center of the intergovernmental panel on climate change
- Wolf J, Woolf DK (2006) Waves and climate change in the north-east Atlantic. *Geophys Res Lett* 33:L06604. doi:10.1029/2005GL025113
- Zorita E, von Storch H (1999) The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *J Clim* 12:2474–2489. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2474:TAMAAS>2.0.CO;2

## 4.2 Éléments supplémentaires de validation

### 4.2.1 Validation des prédicteurs

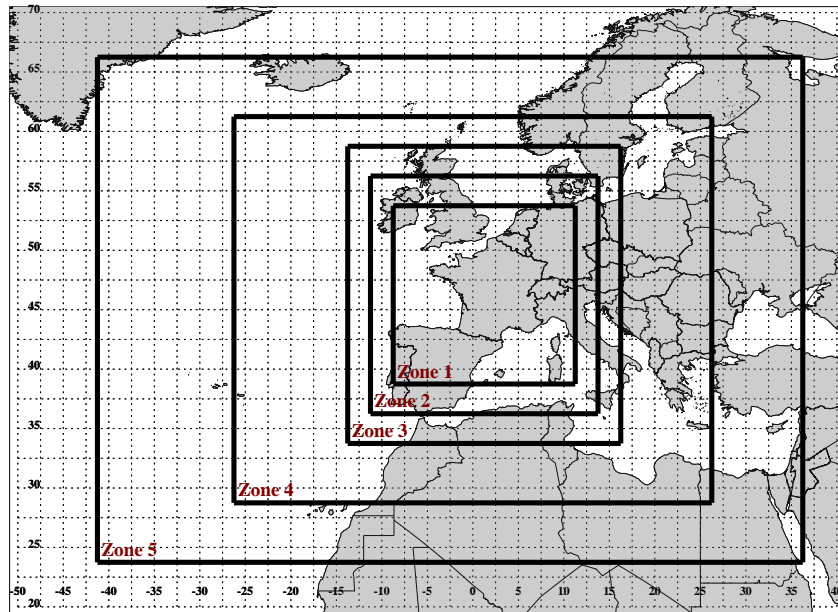


FIG. 4.1: *Les cinq domaines testés pour la méthode de désagrégation statistique.*

Le choix du prédicteur de grande échelle et du domaine géographique de ce prédicteur sont des éléments cruciaux dans le développement d'une méthode de désagrégation statistique. Le prédicteur de grande échelle doit, en effet, satisfaire plusieurs critères : il doit présenter de forts liens avec la variable locale considérée, il doit être correctement simulé par les MCGOAs, et il doit être approprié à l'étude des changements climatiques (hypothèse de stationnarité décrite dans la section 2.5.2). Souvent, ce choix repose sur des raisonnements physiques (Pryor et Schoof 2005b). Cependant, la méthode la plus rigoureuse consiste à tester plusieurs prédicteurs et plusieurs domaines géographiques (Timbal et McAvaney 2001). Nous avons adopté cette dernière approche et testé notre méthode avec différents prédicteurs : la hauteur du géopotential à 500 hPa (Z500), la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (PSL), la vorticité relative à 500 hPa (Vort500), le vent à 850hPa (UV850), le vent à 10 m (UV10) et différentes combinaisons de ces variables. Cinq domaines géographiques ont également été testés (figure 4.1). Les résultats de la validation croisée sur la période 1974-2002 sont présentés sur la figure 4.2. La validation croisée consiste à reconstruire le vent à 10 m pour chaque jour de la période d'apprentissage, en excluant de la période d'apprentissage l'année à laquelle appartient le jour considéré (procédure identique à celle de l'article de la section 4.1.2, cf. section 3.3 de l'article). Par exemple, si l'on souhaite reconstruire le vent à 10 m du 18 février 1982, alors la période d'apprentissage est composée de tous les hivers de la période 1974-2002

excepté l'hiver 1981-1982.

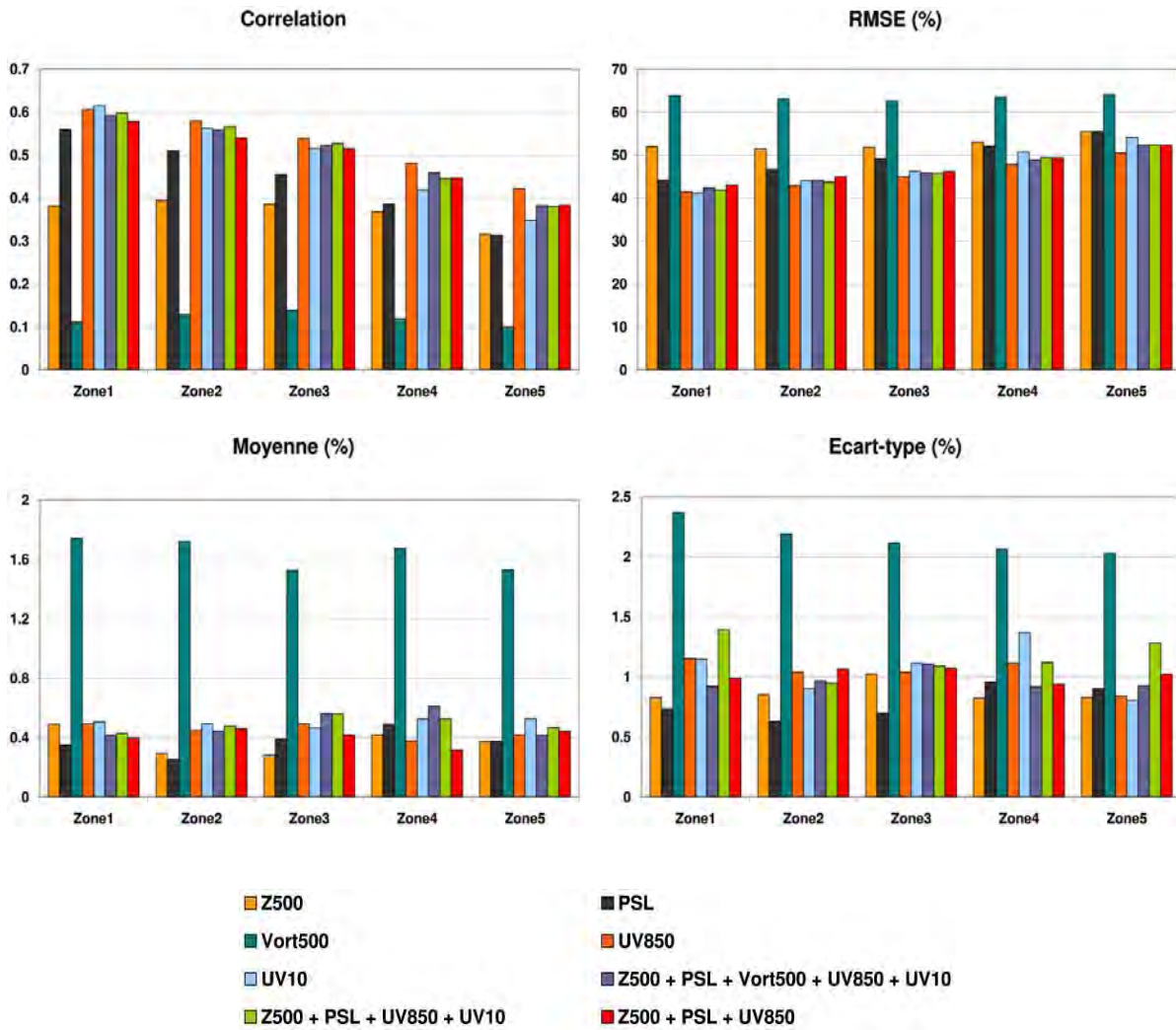


FIG. 4.2: Corrélations journalières (en haut à gauche), racines carrées des erreurs quadratiques moyennes (en haut à droite), erreurs moyennes (en bas à gauche), erreurs sur l'écart-type (en bas à droite) entre les séries journalières de la vitesse du vent à 10 m reconstruites et observées sur la période 1974-2002 (validation croisée). Les 4 diagnostics ont été moyennés, en valeur absolue, sur les 78 stations. Les résultats avec 8 prédicteurs différents et 5 domaines géographiques sont présentés. Les corrélations journalières ont été calculées avec des séries dont le cycle saisonnier a été au préalable retiré.

La PSL et le Z500 sont des prédicteurs classiques, ayant été utilisés dans de nombreuses études. Le UV850 et la Vort500 sont des prédicteurs plus spécifiques à la désagrégation statistique des vents de surface (Frey-Buness et al. 1995, Sailor et al. 2004 et Leboucher 2007 pour le UV850, Pryor et al. 2006 pour la Vort500). L'utilisation du UV10 comme prédicteur peut surprendre car, dans la majorité des études de désagrégation statistique, les prédicteurs sont des variables de plus grande échelle (pression atmosphérique, hauteurs de géopotential). Cependant, à partir du moment où une variable satisfait les trois critères

énoncés précédemment (liens forts avec les vents de surface, bonne représentation par les MCGOAs et hypothèse de stationnarité), rien ne s'oppose à son utilisation comme prédicteur. Le UV10 a d'ailleurs déjà été utilisé comme prédicteur pour estimer la vitesse du vent à 10 m à partir de simulations de MCGOAs (Sailor et al. 2004).

En ce qui concerne l'impact du domaine géographique, on remarque des résultats différents suivant les diagnostics. Tandis que les erreurs sur la moyenne et l'écart-type sont peu sensibles au domaine géographique, les corrélations journalières diminuent et la RMSE augmentent avec la majorité des prédicteurs lorsque la taille du domaine augmente. En effet, la corrélation journalière et la RMSE sont étroitement liées à la taille du domaine : lorsque la taille du domaine augmente, les liens entre le prédicteur de grande échelle et le vent à 10 m aux stations SQR s'affaiblissent, et, par conséquent, les corrélations diminuent et les RMSE augmentent. Le choix du plus petit domaine semble donc judicieux.

En ce qui concerne les différences entre les prédicteurs, plusieurs remarques peuvent être faites. Tout d'abord, il apparaît que les résultats obtenus avec la Vort500 sont nettement insuffisants pour les quatre diagnostics comparés aux autres prédicteurs. Le Z500 conduit également à des corrélations plus faibles et des RMSE plus importantes que les autres prédicteurs. En outre, le recours à une combinaison de plusieurs prédicteurs ne semble pas nécessaire, les résultats n'étant pas améliorés de façon significative par rapport à l'utilisation d'un prédicteur unique. Finalement, trois prédicteurs semblent se détacher : la PSL, le UV850 et le UV10. Les résultats obtenus avec le UV850 et le UV10 sont très proches. En général, la PSL conduit à des corrélations plus faibles et des RMSE plus importantes que le UV850 et le UV10, mais conduit à des erreurs plus faibles sur la moyenne et l'écart-type.

Nous examinons maintenant l'aptitude des modèles à correctement simuler ces prédicteurs sur les différents domaines. Toutes les méthodes de désagrégation statistique présentées dans la section 4.1.2 utilisent les anomalies journalières des prédicteurs. La bonne représentation de l'état moyen du prédicteur n'est donc pas essentielle. Nous présentons ici une comparaison de la variabilité journalière de la PSL, du UV850, et du UV10 dans les modèles CMIP3 et dans les réanalyses ERA40 sur la période 1971-2000 pour les 5 domaines géographiques (Figure 4.3).

Plusieurs remarques générales peuvent être faites. Premièrement, l'écart-type journalier des prédicteurs présente une variabilité spatiale plus faible dans le multi-modèles CMIP3 que dans les réanalyses ERA40. Cela peut provenir de la plus faible résolution spatiale de la majorité des modèles CMIP3 par rapport aux réanalyses ERA40 (cf. Tableau 2.1). Deuxièmement, les différences entre le multi-modèles CMIP3 et les réanalyses ERA40 diminuent lorsque la taille du domaine augmente. Cependant, l'influence de la taille du domaine géographique diffère selon les variables : tandis que les résultats avec le UV10 sont très sensibles au domaine géographique, celui-ci a une influence plus faible sur le UV850, et encore plus faible sur la PSL.

En ce qui concerne les différences entre les prédicteurs, les meilleurs résultats sont obtenus avec la PSL, tandis que les plus forts écarts sont obtenus avec le UV10. Cela limite

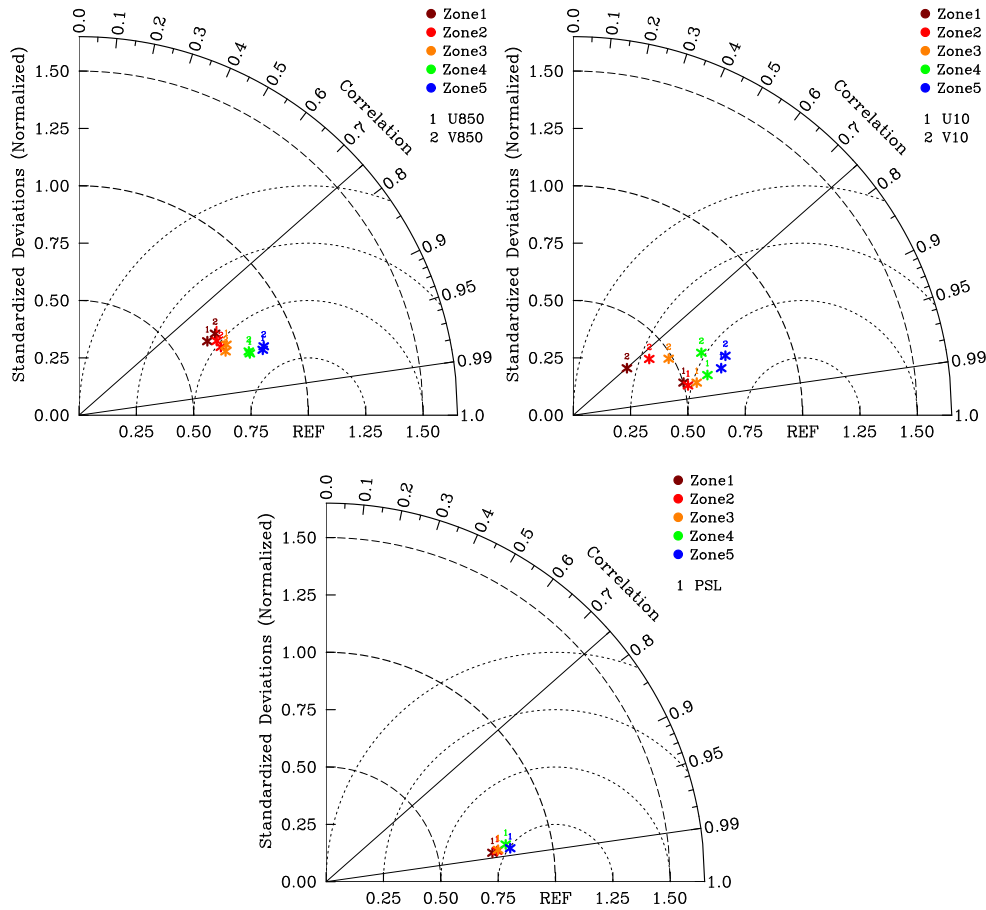


FIG. 4.3: Diagramme de Taylor pour l'écart-type journalier (noté STD) des composantes zonales et méridiennes du UV850 (en haut à gauche), des composantes zonales et méridiennes du UV10 (en haut à droite) et de la PSL (en bas), pour les 5 domaines géographiques. Pour chaque variable et chaque domaine, les cartes de STD du multi-modèles CMIP3 ont été comparées à celles des réanalyses ERA40. Les axes horizontal et vertical indiquent le rapport de l'écart-type (spatial) du STD du multi-modèles CMIP3 sur celui des réanalyses ERA40. L'axe radial indique la corrélation spatiale entre le STD du multi-modèles CMIP3 et des réanalyses ERA40. La distance au point REF est proportionnelle à la racine carrée de la différence quadratique moyenne entre le STD du multi-modèles CMIP3 et des réanalyses ERA40.

sérieusement la pertinence du UV10 comme prédicteur. Ces résultats étaient prévisibles. En effet, la PSL présente des structures de plus grande échelle que celles du UV850 et du UV10, et ces structures de grande échelle sont mieux simulées par les modèles CMIP3. Au contraire, le UV10 présente des caractéristiques très locales et très marquées par le relief et les contrastes terre/mer. Ces caractéristiques sont moins bien traitées par les modèles CMIP3, notamment à cause de leurs faibles résolutions spatiales. On peut également constater un saut entre les domaines 3 et 4 pour le UV10 et le UV850. Ce saut s'explique non seulement par l'augmentation importante de la taille du domaine mais aussi, et surtout, par la forte augmentation de la proportion d'océan. Le UV10 et le UV850 étant

mieux simulés par les modèles CMIP3 au-dessus de l'océan, les résultats s'améliorent nettement avec les domaines 4 et 5. Ainsi, cette amélioration globale de la représentation de la variabilité journalière des prédicteurs avec des domaines géographiques plus grands n'est pas nécessairement le gage d'une augmentation des performances de la méthode de désagrégation sur les zones de terre.

Finalement, le choix du UV850 sur la zone 1 est le fruit d'un compromis entre deux critères essentiels : les performances de la méthode de désagrégation et l'aptitude des modèles CMIP3 à reproduire certaines caractéristiques essentielles du prédicteur. Cependant, ce choix n'apparaît pas comme une solution évidente, d'autres prédicteurs, notamment la PSL, présentant également certains atouts. De plus, il reste à s'assurer que l'hypothèse de stationnarité n'est pas violée (3<sup>ème</sup> critère).

## 4.2.2 L'hypothèse de stationnarité

### a. Dans le monde des modèles

L'hypothèse majeure qui sous-tend toutes les méthodes de désagrégation statistique est la stationnarité de la relation statistique entre les prédicteurs et la variable locale (cf. section 2.5.2) : l'hypothèse de stationnarité stipule que cette relation statistique, établie sur une période historique, reste valide dans un climat perturbé par les émissions anthropiques. Cette hypothèse est impossible à valider formellement. Cependant, une approche développée par González-Rouco et al. (1999) et Frías et al. (2006) permet de tester cette hypothèse dans le monde des modèles climatiques. Cette approche consiste à construire le modèle statistique sur une période historique, en utilisant les variables simulées par des modèles climatiques comme des observations, puis à appliquer ce modèle statistique au futur. Il est alors possible de comparer les résultats de la désagrégation statistique avec les variables directement issues des modèles climatiques.

Nous appliquons cette approche avec les modèles CMIP3 en utilisant trois méthodes : la méthode de régression avec les types de temps et le UV850 (cf. section 4.1.2), la méthode des analogues avec le UV850, et la méthode des analogues avec la PSL. La méthode des analogues, très simple à mettre en œuvre, peut être utilisée comme une méthode de référence pour discuter les résultats d'autres méthodes de désagrégation statistique (Zorita et von Storch 1999). Les méthodes des analogues avec le UV850 et la PSL sont développées dans l'espace des EOFs du UV850 et de la PSL, respectivement. Le nombre d'EOFs est déterminé de telle sorte que les EOFs retenues expliquent au moins 90% de la variance totale de la variable considérée. Les trois méthodes de désagrégation sont développées pour chaque modèle CMIP3. Pour nous placer dans des conditions identiques au cas réel de la section 4.1.2, nous utilisons une période d'apprentissage de même taille (28 ans), soit la période 1972-2000. Nous obtenons des modèles statistiques propres à chaque modèle CMIP3. Ces modèles statistiques sont ensuite appliqués aux deux périodes futures (2046-2065 et 2081-2100).

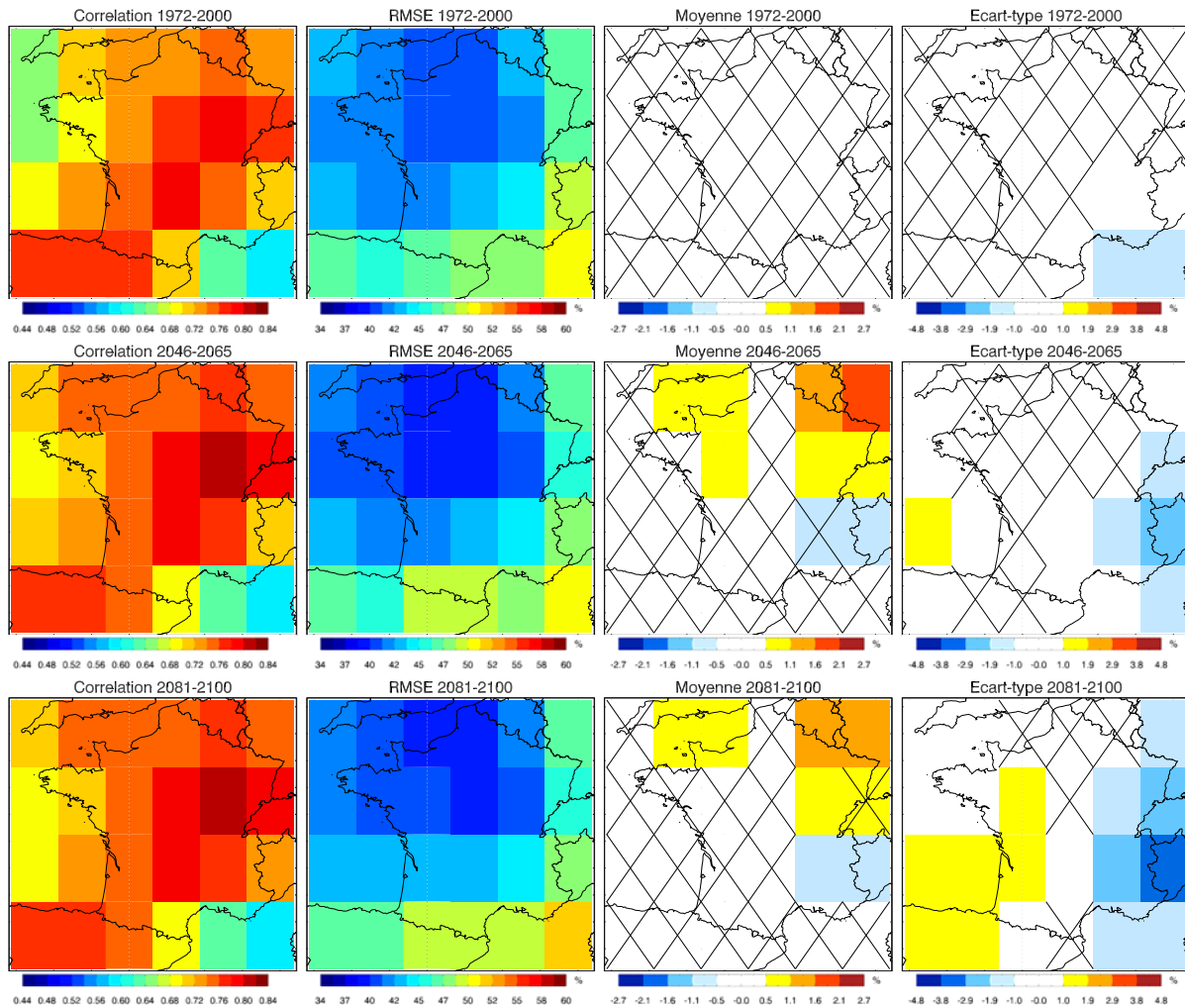


FIG. 4.4: Corrélations journalières (1<sup>ère</sup> colonne), RMSE (2<sup>ème</sup> colonne) (en pourcentage de la vitesse moyenne du vent simulée), erreurs moyennes (3<sup>ème</sup> colonne) et erreurs sur l'écart-type (4<sup>ème</sup> colonne) entre les séries de vitesse du vent à 10 m désagrégées et simulées avec le multi-modèles CMIP3, pour les périodes 1972-2000 (1<sup>ère</sup> ligne) (validation croisée), 2046-2065 (2<sup>ème</sup> ligne) et 2081-2100 (3<sup>ème</sup> ligne). Les points où les erreurs sur la moyenne ou sur la variance ne sont pas statistiquement significatives sont marqués d'une croix (niveau de confiance à 95%,  $T$ -test pour la moyenne et  $F$ -test pour la variance). Toutes les corrélations sont statistiquement significatives (niveau de confiance à 95 %).

Nous commençons par comparer les séries journalières de la vitesse du vent à 10 m désagrégées avec celles directement simulées par les modèles CMIP3 pour la période historique (validation croisée identique à celle décrite dans la section 3.3 de l'article de la section 4.1.2) et les deux périodes futures (figures 4.4, 4.5 et 4.6).

En ce qui concerne les corrélations journalières et les RMSE, les résultats sont très proches pour les 3 périodes, quelle que soit la méthode. Cela montre que les liens entre les



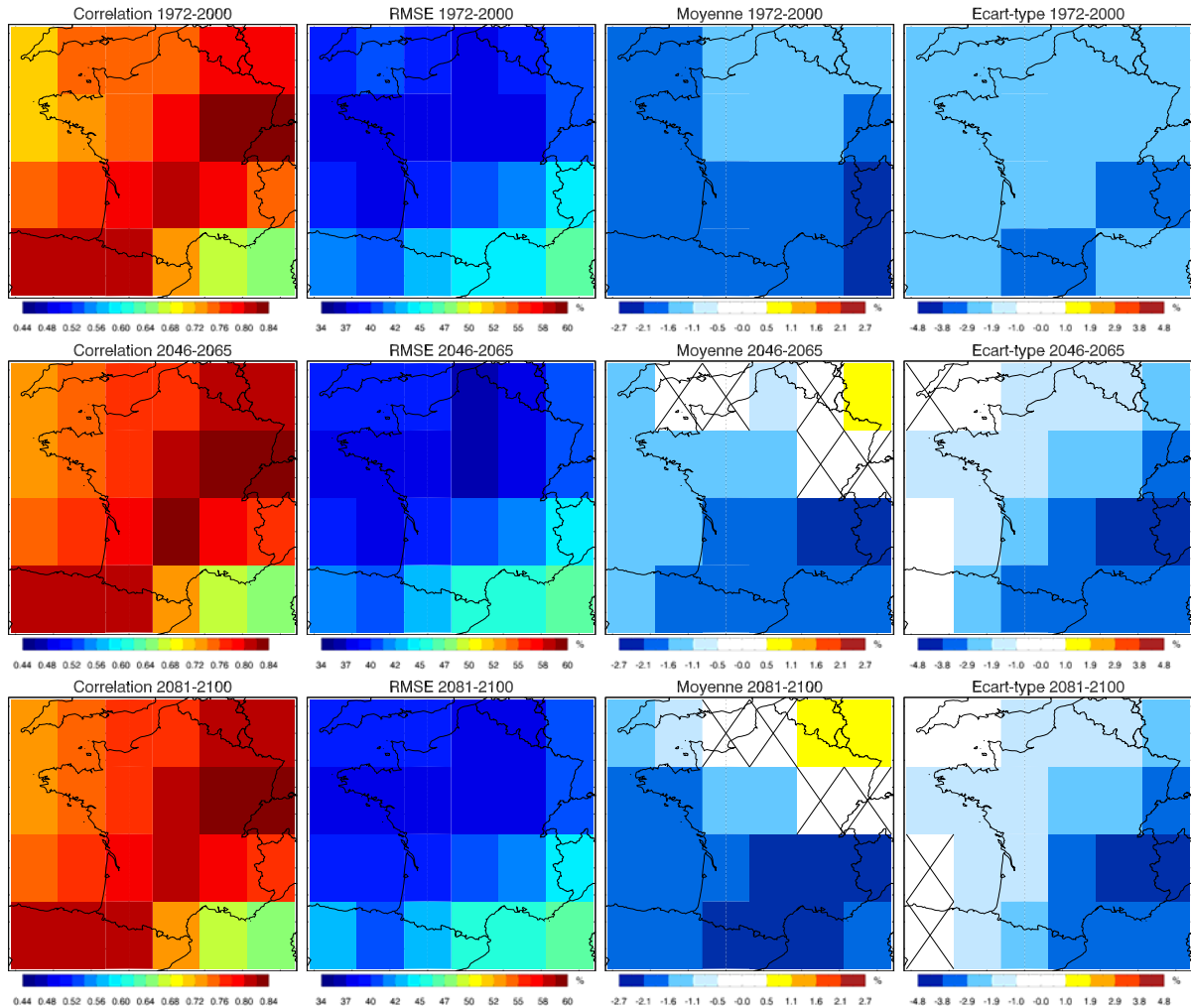


FIG. 4.5: Idem que la figure 4.4 avec la méthode des analogues et le UV850 comme prédicteur. Les échelles de couleur sont les mêmes que sur la figure 4.4.

prédicteurs sélectionnés et le vent à 10 m dans le monde des modèles restent inchangés dans le futur. La méthode des analogues avec le UV850 présente les meilleurs résultats pour ces deux diagnostics. Cela confirme les résultats du tableau 1 de la section 4.1.2.

Les erreurs sur la moyenne et l'écart-type sont nettement moins marquées avec la méthode des types de temps. Cela confirme, à nouveau, les résultats du tableau 1 de la section 4.1.2. Avec la méthode des types de temps et celle des analogues avec la PSL, une légère augmentation de ces erreurs apparaît parfois, sans qu'une tendance générale ne se dégage pour l'ensemble du domaine. Par exemple, avec la méthode des analogues avec la PSL, les amplitudes maximales des erreurs sur la moyenne et l'écart-type augmentent avec le temps, mais le nombre de points de grille où ces erreurs ne sont pas statistiquement significatives augmente également avec le temps. En général, les erreurs sur la moyenne et l'écart-type sont dues à des problèmes d'échantillonnage et non à une faiblesse des liens entre prédicteurs et vent à 10 m : du fait de la taille relativement réduite de la période

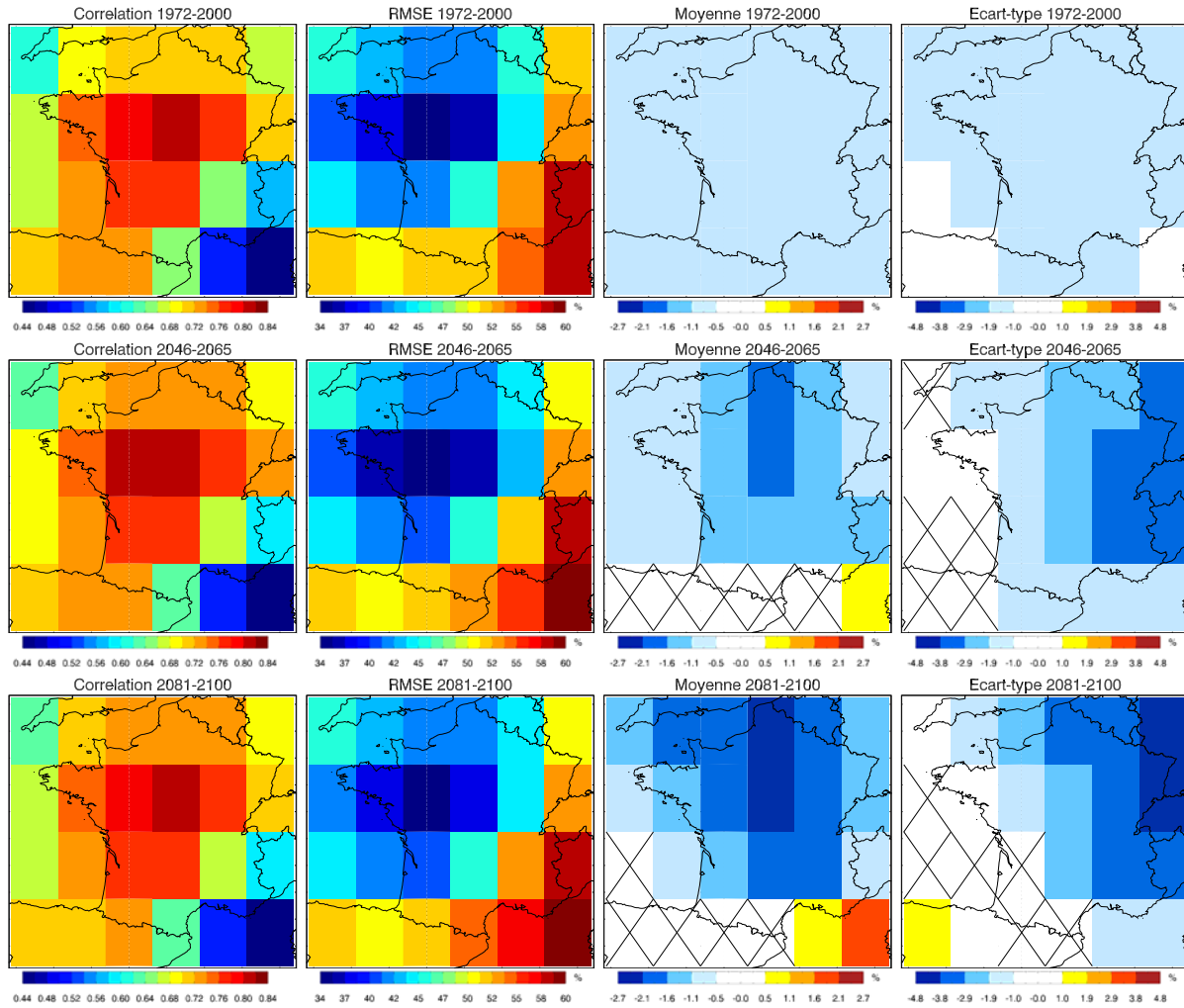


FIG. 4.6: Idem que la figure 4.4 avec la méthode des analogues et la PSL comme prédicteur. Les échelles de couleur sont les mêmes que sur la figure 4.4.

d'apprentissage, certaines situations atmosphériques de grande échelle peuvent ne pas trouver d'analogues suffisamment proches dans la période d'apprentissage, ce qui conduit à des erreurs sur l'écart-type et la moyenne avec les trois méthodes (rappelons que la méthode des types de temps comprend également une étape de recherche d'analogues : cf. section 3.3 de l'article de la section 4.1.2). En effet, nous avons constaté que ces erreurs sur la moyenne et sur l'écart-type étaient atténuées lorsque toute la période historique disponible était utilisée comme période d'apprentissage, soit une période de 40 ans (1961-2000) au lieu de 28 ans (1972-2000) (non présenté).

En conclusion, nous retiendrons qu'il n'y a pas de dégradation significative des performances des méthodes de désagrégation avec le temps. Cela est d'autant plus remarquable que la reconstruction sur la période 1972-2000 est le résultat d'une validation croisée. On pouvait donc s'attendre à obtenir de meilleurs résultats pour la période 1972-2000 que pour les deux périodes futures. Or ce n'est généralement pas le cas. Cela démontre en

partie la pertinence de ces méthodes pour étudier l'impact du réchauffement global sur les vents de surface en France. Nous retiendrons également que la méthode des types de temps avec le UV850 est la méthode qui reproduit le mieux les caractéristiques principales des distributions du vent à 10 m sur les trois périodes (moyenne, écart-type).

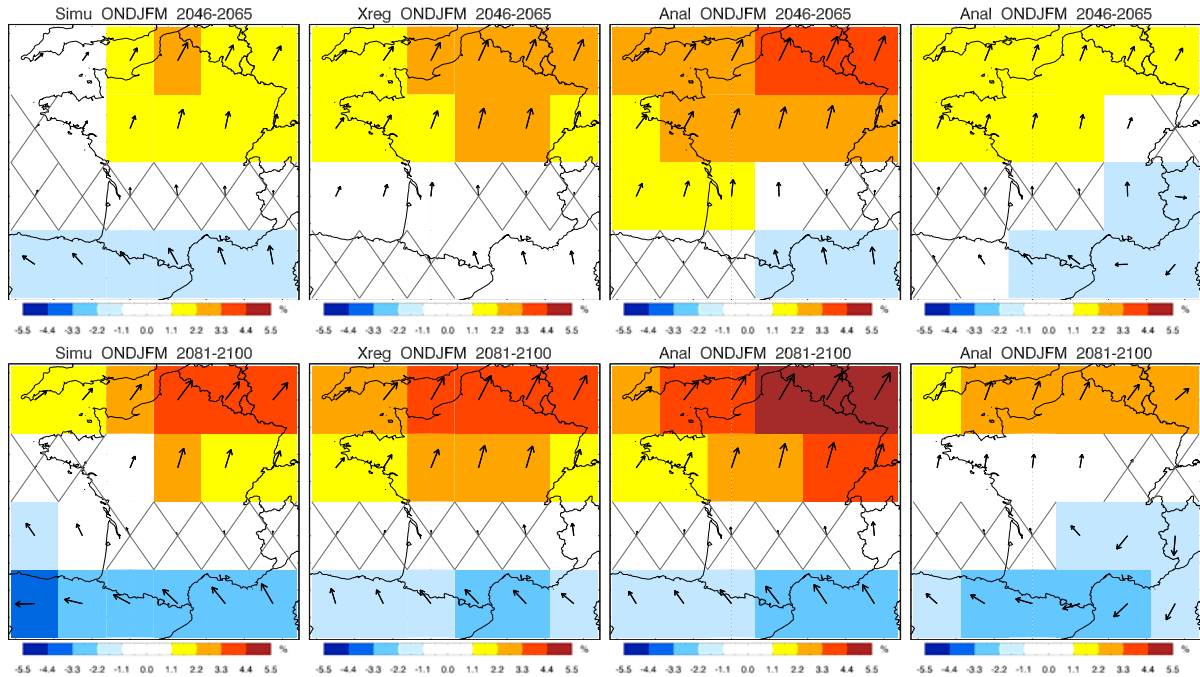


FIG. 4.7: *Changements moyens multi-modèles de la vitesse et de la direction du vent à 10 m pour les périodes 2046-2065 (ligne du haut) et 2081-2100 (ligne du bas), en pourcentage de la moyenne sur la période 1972-2000 : simulations directes des modèles CMIP3 (1<sup>ère</sup> colonne), méthode des types de temps avec le UV850 (2<sup>ème</sup> colonne), méthode des analogues avec le UV850 (3<sup>ème</sup> colonne), et méthode des analogues avec la PSL (4<sup>ème</sup> colonne). Les points où les changements moyens ne sont pas statistiquement significatifs sont marqués d'une croix (T-test, niveau de confiance à 95%).*

L'étape finale consiste à vérifier que ces méthodes permettent de reproduire les modifications du vent à 10 m dans le futur. Les figures 4.7 et 4.8 montrent que les trois méthodes reproduisent bien les modifications du vent à 10 m simulées par les modèles CMIP3, en termes de changements moyens de la vitesse et de la direction du vent. On retrouve ainsi, en hiver, une diminution de la vitesse du vent dans le sud de la France et une augmentation de la vitesse du vent dans le nord associée à une augmentation des vents de sud-ouest, et en été, une diminution de la vitesse du vent sur toute la France associée à une augmentation des vents de nord et nord-est. Cependant, on retrouve, pour chaque méthode, des biais qui peuvent être reliés aux biais visibles sur les figures 4.4, 4.5 et 4.6 : par exemple, en hiver, une surestimation de l'augmentation de la vitesse du vent dans le nord-est de la France avec les méthodes des types de temps et des analogues avec

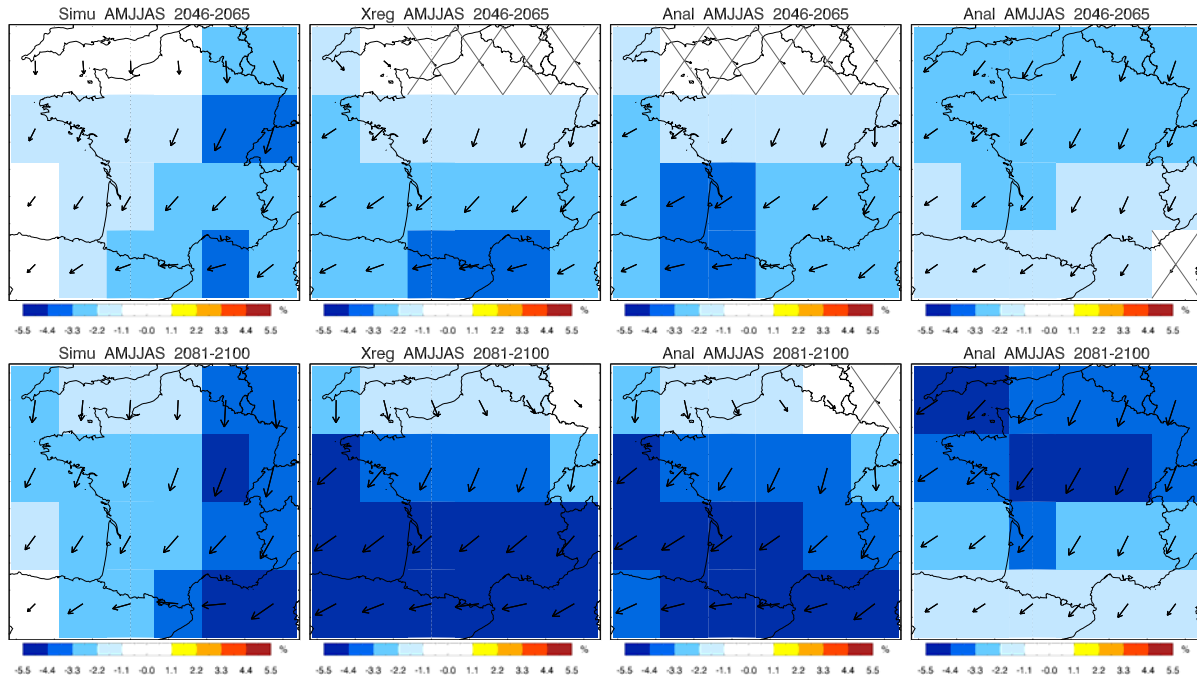


FIG. 4.8: *Idem que la figure 4.7 pour AMJJAS.*

le UV850, ou, en été, une sous-estimation de la diminution de la vitesse du vent dans le sud-est de la France avec la méthode des analogues avec la PSL.

Nous avons également vérifié que les changements d'autres caractéristiques des distributions du vent à 10 m étaient correctement reproduits par les trois méthodes de désagrégation (variance, quantiles). Par exemple, l'annexe B présente les changements des 10<sup>ème</sup> et 90<sup>ème</sup> percentiles de la vitesse du vent à 10 m : l'hypothèse de stationnarité se justifie à nouveau.

Bien que l'hypothèse de stationnarité ne puisse pas être validée dans le cas réel (pour lequel des observations de vents à 10 m sont utilisées pour l'apprentissage de la méthode), cette étude a démontré la capacité des méthodes de désagrégation utilisées à reproduire les modifications du vent à 10 m simulées par les modèles CMIP3. Cette approche a ainsi mis en évidence la robustesse de ces méthodes, et leur pertinence dans un contexte d'étude d'impact du réchauffement global pour le vent à 10 m en France. Cette approche a également permis de souligner certains biais au niveau de l'amplitude des changements de vent à 10 m. Ces résultats incitent donc à la prudence vis-à-vis de l'amplitude exacte des changements de vent à 10 m estimés avec ces méthodes dans le cas réel (section 4.1.2).

Il est également apparu que la sensibilité des résultats précédents à la méthode de désagrégation était du même ordre de grandeur que la sensibilité au prédicteur. Cependant, il convient de noter que toutes les méthodes de désagrégation utilisées dans ce chapitre reposent sur les mêmes principes généraux (régressions linéaires et/ou analogues) : l'utilisation de méthodes différentes (par exemple une méthode de générateur de temps, Wilks

et Wilby 1999) pourrait conduire à des différences plus marquées. Cependant, Timbal et al. (2008b) ont montré, dans le cas des précipitations dans le sud-ouest de l’Australie, que le choix des prédicteurs était plus décisif que le choix de la méthode de désagrégation pour l’hypothèse de stationnarité.

## **b. Les distances aux centroïdes**

Une des étapes fondamentales de la méthode des types de temps présentée dans la section 4.1.2, est la reconstruction du vent à 10 m par régression, à partir des distances aux centroïdes des types de temps (calculées dans l’espace des EOFs du UV850 des réanalyses ERA40). Les anomalies journalières du UV850 simulé par les modèles CMIP3 sont ainsi projetées sur les EOFs du UV850 des réanalyses ERA40, et les distances euclidiennes aux centroïdes sont calculées dans l’espace défini par ces EOFs. Il est donc important de s’assurer que les distances aux centroïdes des types de temps calculées avec les modèles CMIP3 pour les trois fenêtres temporelles (1971-2000, 2046-265, 2081-2100) ne sont pas sensiblement différentes des distances obtenues avec les réanalyses ERA40 sur la période d’apprentissage. Dans le cas contraire, l’étape de reconstruction avec les coefficients de régression serait peu robuste.

La figure 4.9 présente les caractéristiques principales de ces distributions : moyenne, médiane, 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartile, 1<sup>er</sup> et 99<sup>ème</sup> percentile, minimum et maximum (les distributions complètes des distances aux centroïdes avec les réanalyses ERA40 et les modèles CMIP3 sont présentées dans l’annexe B). On remarque que, d’une part, les caractéristiques des distributions calculées avec les modèles CMIP3 sur la période historique sont proches de celles calculées avec les réanalyses ERA40 sur la période d’apprentissage ; d’autre part, ces caractéristiques sont peu modifiées dans le futur, quel que soit le type de temps. Par exemple, aucune des différences entre les distances moyennes aux centroïdes des types de temps pour les différentes périodes n’est statistiquement significative (T-test, niveau à 95 %). De plus, bien que les valeurs maximales et minimales des distributions CMIP3 soient à de nombreuses reprises en dehors de l’échantillon d’apprentissage, les valeurs extrêmes définies par les 1<sup>er</sup> et 99<sup>ème</sup> percentiles s’écartent peu des valeurs obtenues sur la période d’apprentissage avec les réanalyses ERA40.

En conclusion, on note que les distributions des distances aux centroïdes dans les réanalyses ERA40 et les modèles CMIP3 sont très proches sur la période historique, et ne sont pas modifiées de façon significative dans le futur. L’étape de régression linéaire pour les périodes futures avec les modèles CMIP3 est donc pertinente.

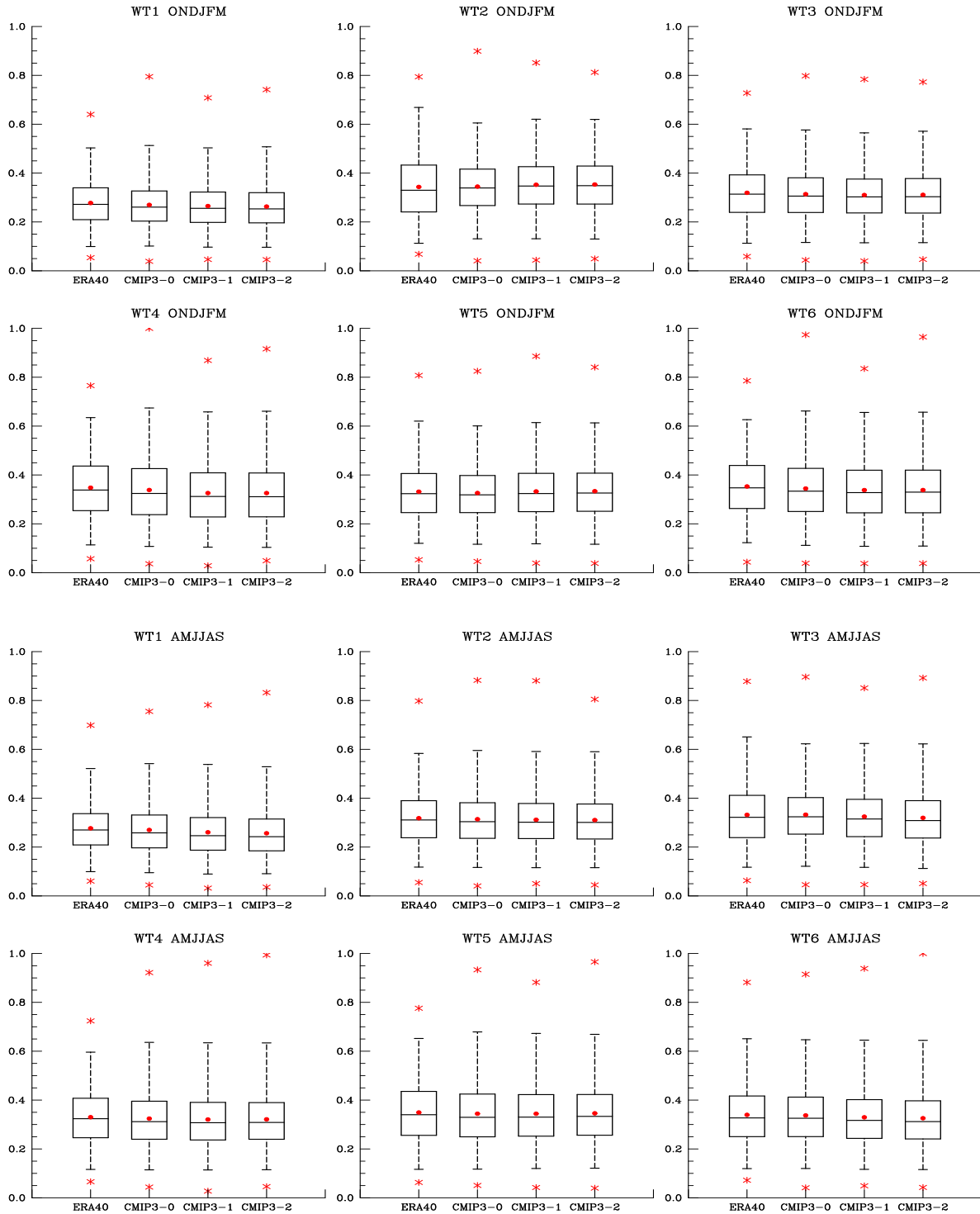


FIG. 4.9: Boîtes à moustaches des distances aux centroïdes des types de temps en ONDJFM (1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> lignes) et en AMJJAS (3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> lignes), avec les réanalyses ERA40 sur la période d'apprentissage 1974-2002 (notée ERA40), et le multi-modèles CMIP3 sur les périodes 1971-2000 (notée CMIP3-0), 2046-2065 (notée CMIP3-1) et 2081-2100 (notée CMIP3-2). Les boîtes à moustaches sont représentées par le 1<sup>er</sup> percentile, le 1<sup>er</sup> quartile, la médiane, le 3<sup>ème</sup> quartile et le 99<sup>ème</sup> percentile. Les valeurs moyennes sont indiquées par des cercles rouges, et les valeurs minimales et maximales par des croix rouges. Pour chaque saison, les distances à tous les centroïdes ont été divisées par la même valeur : la distance maximale calculée.

### c. La variabilité interannuelle

Dans l'article de la section 4.1.2, une validation croisée a permis d'étudier les performances de la méthode des types de temps sur la période historique, indépendamment des MCGOAs. Nous avons notamment examiné les erreurs sur la moyenne, l'écart-type, les 10<sup>ème</sup> et 90<sup>ème</sup> percentiles, le cycle annuel des moyennes mensuelles et le nombre annuel de jours de vent fort. Nous présentons ici des résultats complémentaires concernant la variabilité interannuelle de la vitesse du vent à 10 m. La bonne reproduction de la variabilité interannuelle de la vitesse du vent est en effet essentielle dans une perspective d'application de la méthode pour le climat futur (cf. section 2.5.2).

Pour chaque année, nous calculons les moyennes saisonnières (DJF, MAM, JJA et SON) des vitesses de vent observées et reconstruites à chaque station, sur la période 1974-2002. Nous obtenons ainsi, pour les observations et pour la méthode de désagrégation statistique, 4 séries de 28 moyennes saisonnières pour chaque station. Puis nous effectuons une décomposition en EOFs de ces moyennes saisonnières. Les pourcentages de variance expliquée par la première EOF sont indiquées dans le tableau 4.1. Quelle que soit

	DJF	MAM	JJA	SON
EOF <sub>1</sub> obs	89 %	91 %	90 %	91 %
EOF <sub>1</sub> xreg	91 %	96 %	96 %	95 %

TAB. 4.1: *Pourcentages de variance expliquée par les 1<sup>ère</sup> EOFs des moyennes saisonnières de la vitesse du vent observée (1<sup>ère</sup> ligne) et de la vitesse du vent reconstruite avec la méthode des types de temps (2<sup>ème</sup> ligne), sur la période 1974-2002.*

la saison, la première EOF domine largement en termes de pourcentage de variance expliquée, avec les observations et avec la méthode de désagrégation statistique. La figure 4.10 présente la première EOF pour les observations et pour la méthode de désagrégation statistique, pour DJF et JJA, ainsi que les composantes principales (PC) correspondantes. Les coefficients de corrélation spatiale entre les EOFs sont particulièrement élevés : les structures spatiales de la variabilité interannuelle de la vitesse du vent sont donc correctement reproduites par la méthode des types de temps. En DJF, la première EOF présente ainsi des anomalies marquées dans le nord-ouest de la France, tandis qu'en JJA, deux régions différentes présentent des anomalies importantes, le nord-ouest et le sud-est. Les coefficients de corrélation temporelle entre les PCs sont également élevés, ce qui démontre que la méthode de désagrégation statistique permet de reproduire les variations interannuelles du premier mode de variabilité des moyennes saisonnières de la vitesse du vent à 10 m. Nous obtenons des résultats similaires pour les deux saisons intermédiaires (MAM et SON) (cf. tableau 4.2).

En ce qui concerne les tendances observées de la vitesse moyenne du vent à 10 m (cf. figure 2.7), elles ne sont pas correctement reproduites par la méthode (non montré) : les structures spatiales sont proches mais l'amplitude est nettement sous-estimée, les tendances n'étant presque jamais statistiquement significatives (niveau à 95 %). Le même

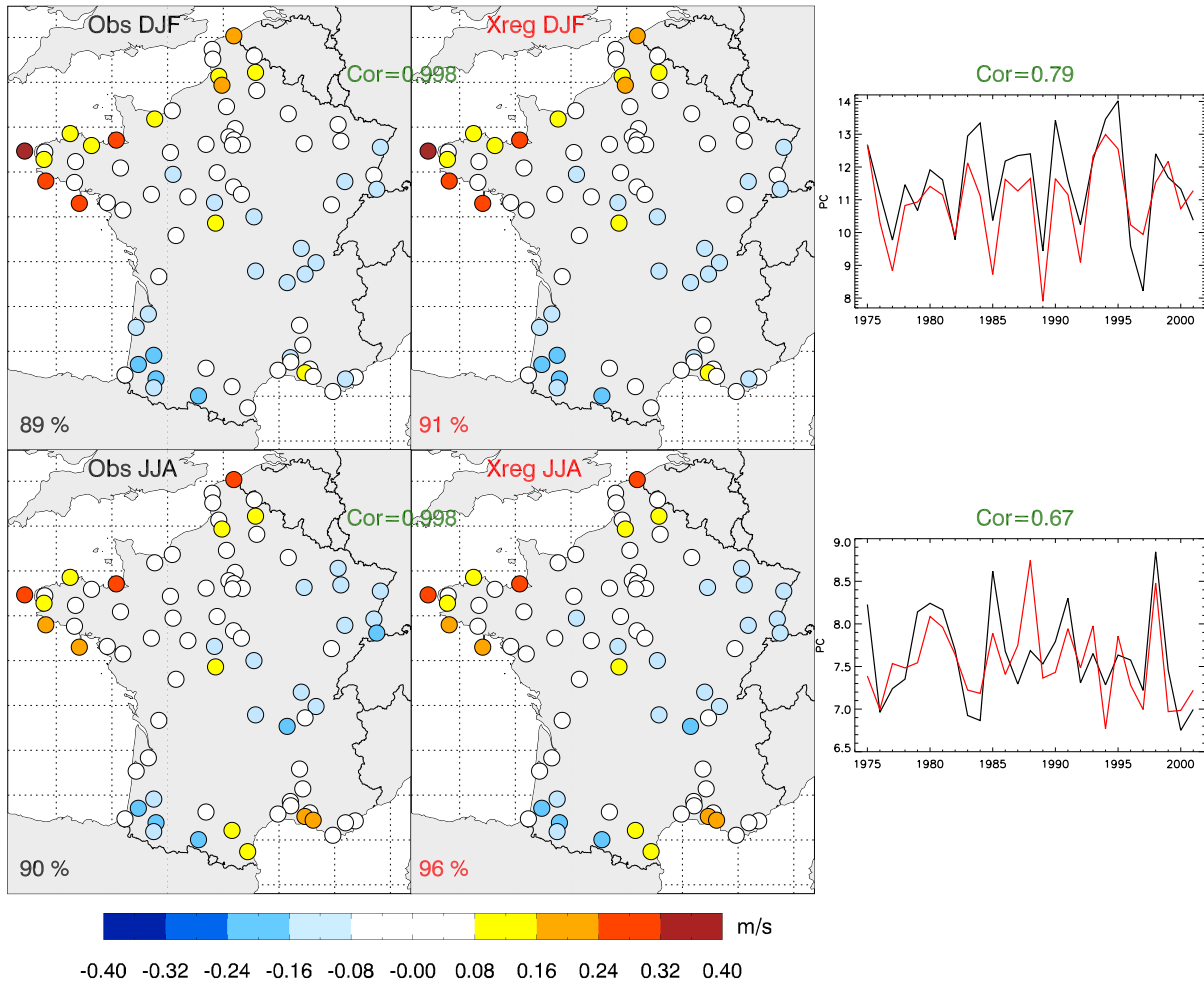


FIG. 4.10: A gauche : 1<sup>ères</sup> EOFs (normées) des moyennes saisonnières de la vitesse du vent observée (2<sup>ème</sup> colonne) et de la vitesse du vent reconstruite avec la méthode des types de temps (1<sup>ème</sup> colonne), pour DJF (en haut) et JJA (en bas), sur la période 1974-2002. Le pourcentage de variance expliquée par chaque EOF est indiquée en bas à gauche de l'EOF correspondante. Les corrélations spatiales entre les EOFs correspondantes sont indiquées en vert. A droite : composantes principales des EOFs : en noir les observations, en rouge la méthode des types de temps. Les corrélations temporelles des composantes principales sont indiquées en vert.

	DJF	MAM	JJA	SON
EOF <sub>1</sub>	0.998	0.996	0.998	0.997
PC <sub>1</sub>	0.79	0.64	0.67	0.64

TAB. 4.2: 1<sup>ère</sup> ligne : corrélations spatiales entre les 1<sup>ères</sup> EOFs des moyennes saisonnières de la vitesse du vent observée et les 1<sup>ères</sup> EOFs des moyennes saisonnières de la vitesse du vent reconstruite avec la méthode des types de temps, sur la période 1974-2002. 2<sup>ème</sup> ligne : corrélations temporelles entre les composantes principales des EOFs.

constat est fait pour les deux autres méthodes de désagrégation statistique (analogues avec le UV850 et analogues avec la PSL). Cela pourrait être une sérieuse limitation de ces



méthodes. Cependant nous avons montré à la section 4.2.2 que l'hypothèse de stationnarité était plutôt bien respectée par ces méthodes. De plus, nous avons souligné à la section 2.3 que les tendances observées étaient faibles et que, souvent, bien que statistiquement significatives, elles ne présentaient pas de cohérence spatiale. La variabilité interannuelle de la vitesse moyenne du vent étant très bien reproduite par les méthodes de désagrégation statistique, ces résultats suggèrent que cette lacune des méthodes de désagrégation statistique n'est pas rédhibitoire, les tendances observées sur la période 1974-2002 n'étant pas un signal dominant.

### 4.2.3 Validation avec les modèles CMIP3

Dans l'article de la section 4.1.2, la figure 12 présente une validation de la méthode de désagrégation avec le UV850 simulé par les modèles CMIP3 sur la période 1974-2000. Nous présentons ici quelques résultats complémentaires, ainsi qu'une comparaison des résultats avec ceux obtenus avec les méthodes des analogues avec le UV850 et avec la PSL. Cette étape de validation supplémentaire est nécessaire pour souligner les incertitudes des méthodes de désagrégation lorsqu'elles sont appliquées avec des prédicteurs simulés par les modèles CMIP3. Cependant, il est important de noter que l'étape de validation avec les prédicteurs ERA40 reste indispensable dans le processus de validation de la méthode de désagrégation. En effet, la validation avec les prédicteurs CMIP3 ne peut porter que sur la distribution du vent à 10 m (par exemple la moyenne, la variance, ou les quantiles) : puisqu'il n'y a pas de cohérence chronologique entre les modèles CMIP3 et les observations, on ne peut pas calculer, par exemple, de corrélations ou de RMSE. Ainsi, une méthode qui sélectionnerait simplement des jours de façon aléatoire dans l'échantillon des jours observés obtiendrait des résultats très proches des observations, avec des erreurs très faibles sur la moyenne, l'écart-type ou les quantiles. L'étape de validation avec les modèles CMIP3 ne peut donc pas être utilisée pour choisir les paramètres de la procédure de désagrégation (par exemple, choix de la méthode, du prédicteur ou du domaine géographique du prédicteur).

La figure 4.11 présente les erreurs sur la moyenne, l'écart-type, et les 10<sup>ème</sup> et 90<sup>ème</sup> percentiles, pour les trois méthodes. Les résultats étant proches pour les deux saisons, nous présentons uniquement les résultats pour l'année complète. Les trois méthodes présentent des erreurs dont les amplitudes et les structures spatiales sont proches. Toutes les méthodes présentent notamment une sous-estimation de la moyenne, de l'écart-type et du 90<sup>ème</sup> percentile dans la moitié nord de la France. Il apparaît également que la méthode des types de temps et la méthode des analogues avec le UV850 présentent des similitudes plus marquées. Ainsi, contrairement à la méthode des analogues avec la PSL, ces deux méthodes présentent une surestimation de la moyenne, de l'écart-type et du 90<sup>ème</sup> percentile dans le sud-est de la France. Ces similarités sont certainement liées au fait que ces deux méthodes utilisent le même prédicteur. Ces résultats suggèrent ainsi que les erreurs sur la moyenne, l'écart-type et le 90<sup>ème</sup> percentile sont plus sensibles au choix du prédicteur qu'au choix de la technique de désagrégation. De façon plus générale, la plus forte sensibilité des résultats

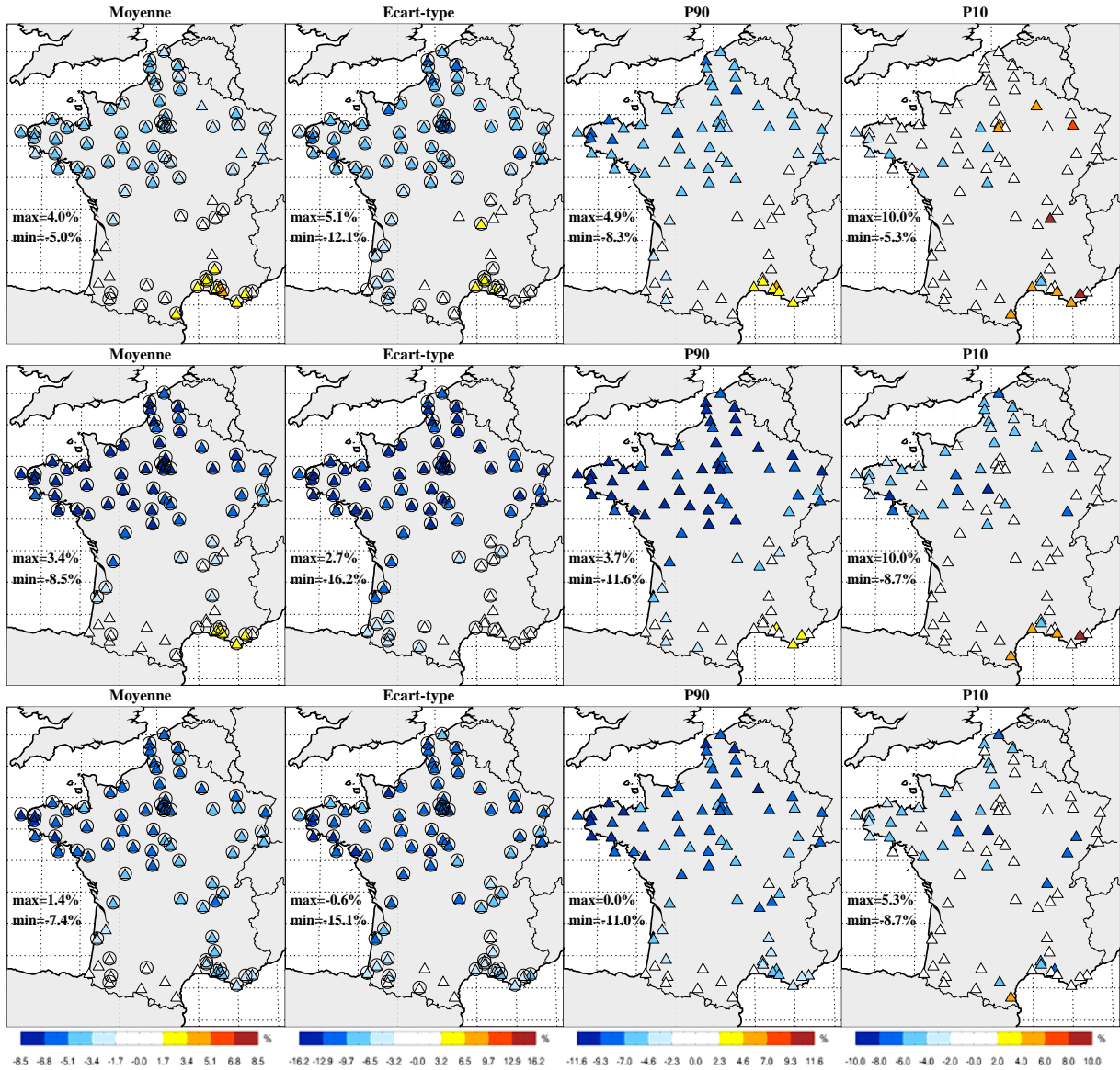


FIG. 4.11: Erreurs relatives (en %) sur la moyenne (1<sup>ère</sup> colonne), l'écart-type (1<sup>ère</sup> colonne), le 10<sup>ème</sup> percentile (3<sup>ème</sup> colonne) et le 90<sup>ème</sup> percentile (4<sup>ème</sup> colonne) entre les séries observées (données SQR) et les séries désagrégées (multi-modèles CMIP3) avec les trois méthodes statistiques sur la période 1974-2000 : types de temps (1<sup>ère</sup> ligne), analogues avec le UV850 (2<sup>ème</sup> ligne) et analogues avec la PSL (3<sup>ème</sup> ligne). Les stations où les erreurs sur la moyenne ou sur la variance sont statistiquement significatives sont entourées d'un cercle (niveau de confiance à 95%, T-test pour la moyenne et F-test pour la variance).

de la désagrégation statistique au choix du prédicteur, plutôt qu'au choix de la technique de désagrégation, a été signalée dans différentes études portant sur les précipitations (Charles et al. 1999, Vrac et al. 2007 et Timbal et al. 2008b). En ce qui concerne les structures spatiales des erreurs sur le 10<sup>ème</sup> percentile, elles varient selon les méthodes. Cela suggère une sensibilité plus forte de ce diagnostic à la technique de désagrégation

utilisée.

Il apparaît donc que les performances relatives des méthodes varient selon les diagnostics et les régions. Cependant, la méthode des types de temps présente généralement les erreurs les plus faibles en valeur absolue. En outre, il est important de souligner que les erreurs sur la moyenne avec la méthode des types de temps sont du même ordre de grandeur que l'amplitude des changements présentés sur les figures 13 et 14 de l'article de la section 4.1.2. Au contraire, pour les 10<sup>ème</sup> et 90<sup>ème</sup> percentiles, les erreurs sont sensiblement inférieures à l'amplitude des changements.

Les résultats que nous venons de commenter ont été obtenus en considérant le multi-modèles CMIP3. Or cette vision peut en fait masquer des différences importantes entre les différents modèles CMIP3. Par conséquent, nous cherchons maintenant à savoir si la résolution d'origine des modèles CMIP3, et donc des prédicteurs, a une influence sur la qualité de la reconstruction du vent à 10 m. Pour cela, nous étudions l'erreur sur la moyenne, l'écart-type, le 10<sup>ème</sup> percentile et le 90<sup>ème</sup> percentile de la vitesse du vent à 10 m reconstruite avec la méthode des types de temps pour chaque modèle CMIP3 (figure 4.12). Il apparaît que la résolution des modèles CMIP3 n'a que peu d'impact sur la qualité de la reconstruction du vent à 10 m : quelle que soit la variable considérée, les erreurs sont relativement homogènes entre les modèles et ne présentent pas de liens évidents avec la résolution des modèles.

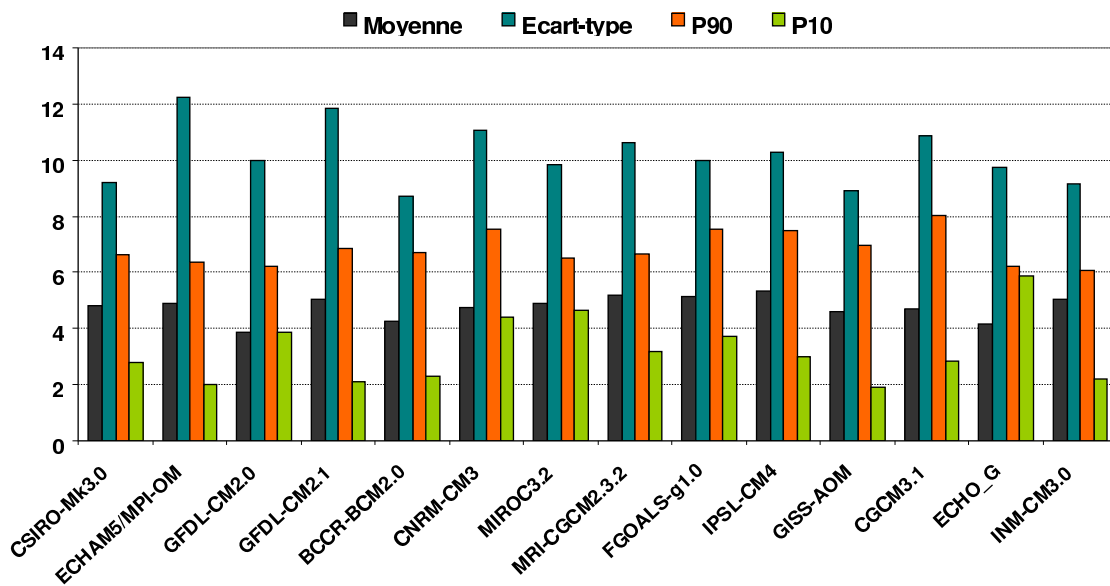


FIG. 4.12: Moyenne en valeur absolue sur la France des erreurs relatives (en %) sur la moyenne (en noir), l'écart-type (en bleu), le 10<sup>ème</sup> percentile (en orange) et le 90<sup>ème</sup> percentile (en vert) entre les séries observées (données SQR) et les séries désagrégées pour chaque modèle CMIP3 avec la méthode statistique des types de temps sur la période 1974-2000. Les modèles CMIP3 sont classés par ordre décroissant de résolution (de gauche à droite).

### 4.3 Précisions sur les incertitudes des changements futurs

Dans l'article présenté dans la section 4.1.2, nous avons mis en évidence des incertitudes importantes sur l'amplitude des changements moyens de la vitesse du vent à 10 m, et parfois sur le signe même de ces changements. Ces incertitudes sont dues à la dispersion inter-modèles (définie par l'écart-type des changements), qui, dans la majorité des stations, est du même ordre de grandeur que l'amplitude des changements moyens multi-modèles. Afin de souligner ces incertitudes, nous présentons ici les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m pour chaque modèle pour la période 2046-2065, après désagrégation avec la méthode des types de temps (figures 4.13 pour ONDJFM et 4.14 pour AMJJAS). Ces figures mettent en évidence les différences importantes entre certains modèles. En ONDJFM, des différences importantes entre les modèles sont visibles dans toutes les régions. On obtient, avec une majorité de modèles, une augmentation de la vitesse du vent dans le nord de la France associée à une augmentation des flux de sud-ouest, et une diminution de la vitesse du vent sur le pourtour méditerranéen associée à une diminution des flux de nord et d'ouest. Cependant, avec certains modèles, on obtient une diminution de la vitesse moyenne du vent sur toute la France avec une augmentation des flux d'est. En AMJJAS, les différences entre les modèles sont plus limitées géographiquement. On obtient avec pratiquement tous les modèles une diminution de la vitesse moyenne du vent dans le nord, associée à une augmentation des flux de nord et nord-est. Par contre, des différences importantes sont visibles sur le pourtour méditerranéen au niveau du signe des changements de la vitesse moyenne du vent et des vecteurs anomalies associées. Ces différences sont cohérentes avec les différences obtenues en considérant le vent à 10 m directement simulé par les modèles CMIP3 (voir annexe A).

Ces résultats mettent donc en évidence la grande incertitude des changements du vent à 10 m dans le futur du fait des disparités des modèles CMIP3. Ces résultats soulignent ainsi la nécessité de l'approche multi-modèles. Cependant, il est également intéressant d'estimer l'incertitude liée à la méthode de désagrégation. Nous avons donc étudié les changements du vent à 10 m en utilisant trois méthodes de désagrégation statistique différentes : la méthode des types de temps, la méthode des analogues avec le UV850 et la méthode des analogues avec la PSL. Comme nous l'avons noté à la section 4.2.2, ces trois méthodes présentent de fortes similarités méthodologiques et ne peuvent donc représenter qu'un éventail limité des très nombreuses méthodes de désagrégation existantes. Cependant, il s'agit, ici, d'effectuer une étape préliminaire d'estimation des différentes sources d'incertitudes, une approche plus complète étant présentée dans le chapitre 6.

Nous présentons tout d'abord les changements moyens multi-modèles du vent à 10 m obtenus avec les trois méthodes de désagrégation pour la période 2046-2065 (figure 4.15). Les changements obtenus avec les trois méthodes sont très proches : en ONDJFM, augmentation de la vitesse du vent dans la moitié nord de la France associée à une augmentation des flux de sud-ouest, et diminution de la vitesse du vent dans le sud-est associée

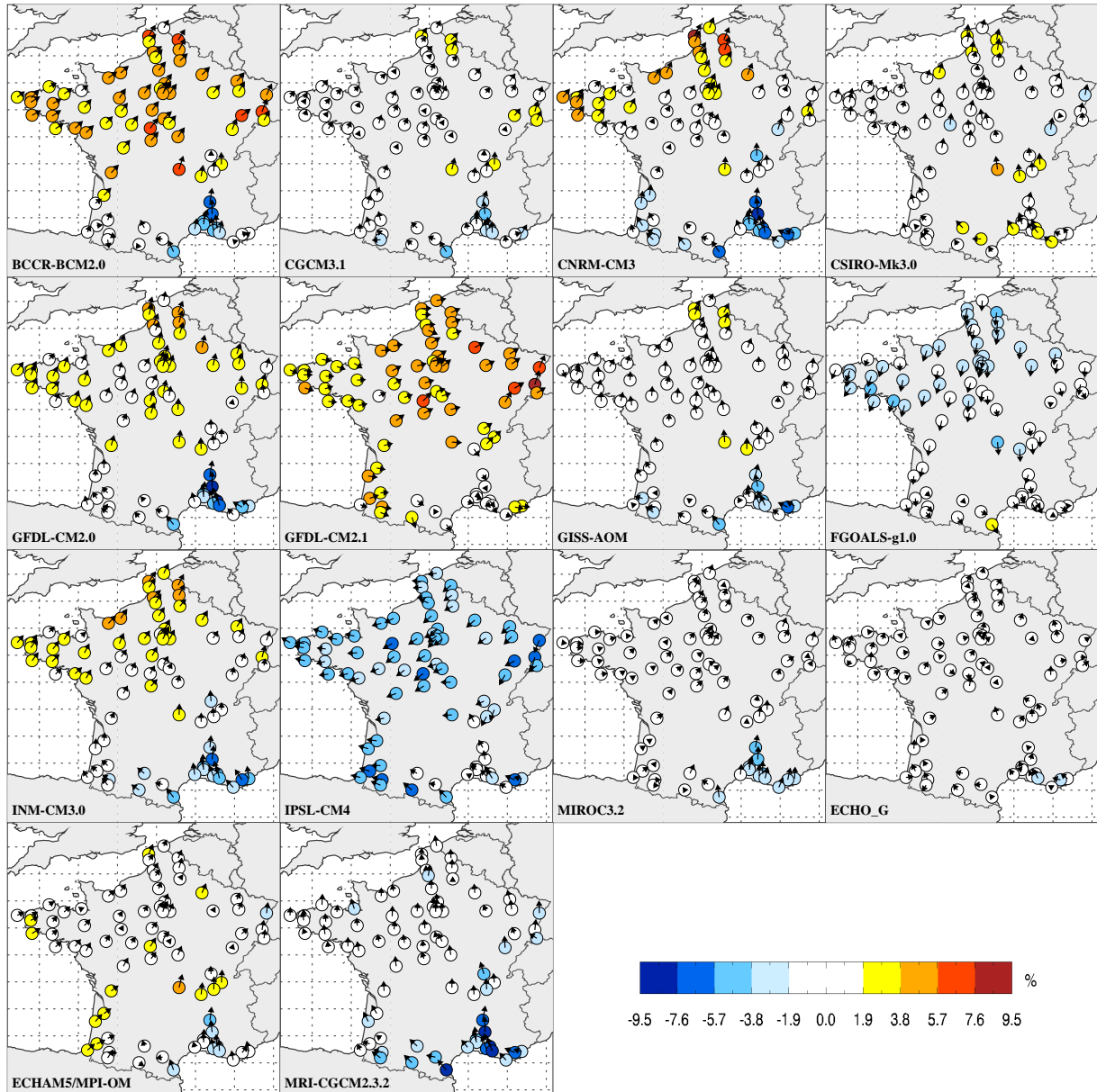


FIG. 4.13: *Changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m (en pourcent) et vecteurs anomalies associés, pour la période 2046-2065 en ONDJFM, pour 14 modèles CMIP3. Les résultats sont issus de la désagrégation statistique avec la méthode des types de temps. La période historique est 1971-2000.*

à une diminution des flux de nord et nord-ouest ; en AMJJAS, diminution de la vitesse du vent à toutes les stations sauf celles situées dans la vallée du Rhône, associée à une augmentation des flux de nord-est. Les méthodes de désagrégation semblent donc être une source d'incertitudes plus faible que les modèles CMIP3. Cependant, quelques différences peuvent être notées à certaines stations. C'est le cas, par exemple, dans le centre et l'est de la France en ONDJFM, où la méthode des analogues avec la PSL conduit à une diminution de la vitesse du vent tandis que les deux autres méthodes conduisent à

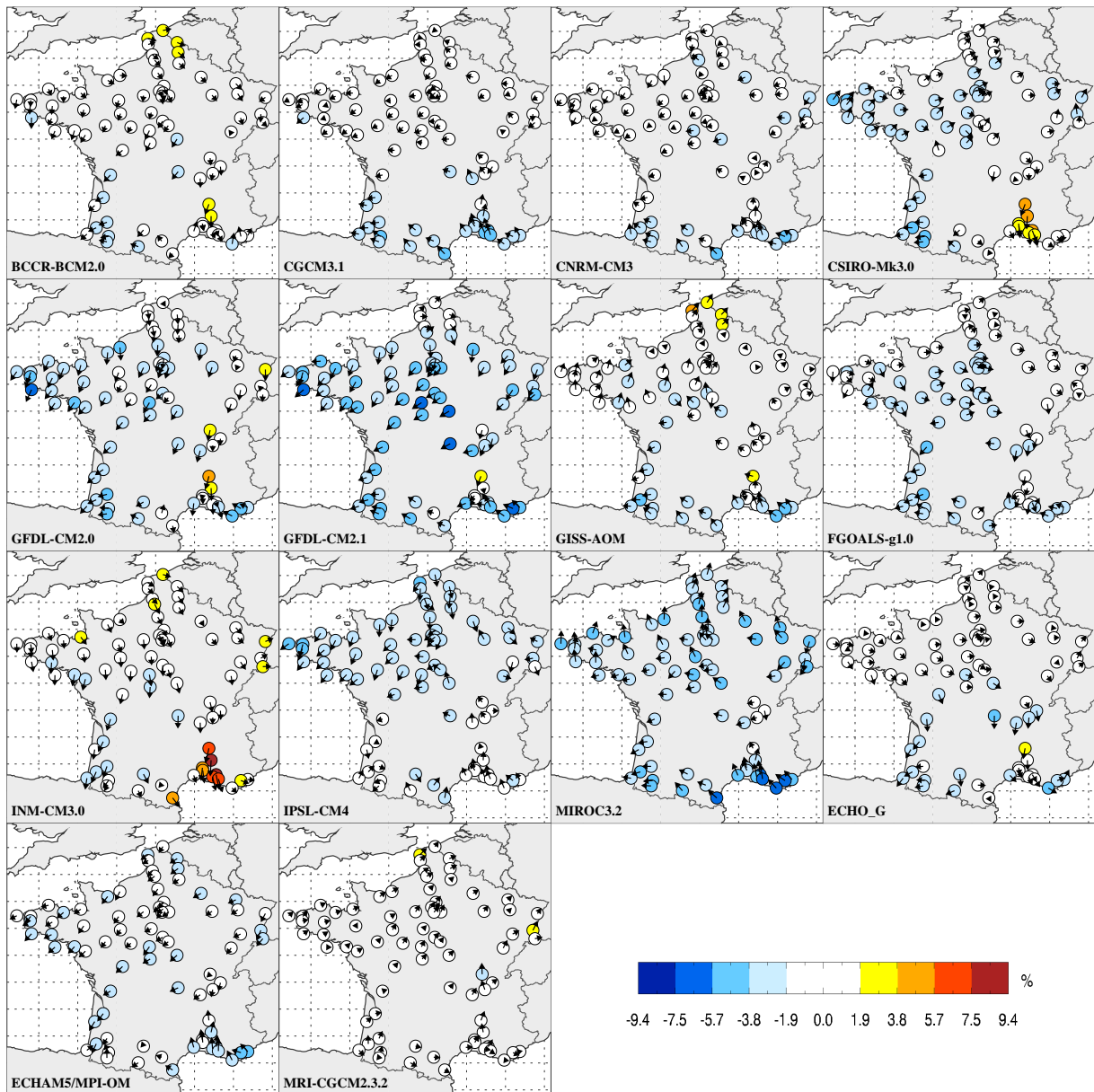


FIG. 4.14: *Idem que la figure 4.13 pour AMJJAS.*

une augmentation ou à des changements de faible amplitude. Comme indiqué à la section 4.2.3, il apparaît donc que les résultats de la désagrégation sont plus sensibles au choix du prédicteur qu'au choix de la technique de désagrégation, toute chose étant égale par ailleurs. Il est également intéressant de noter que les trois méthodes conduisent à une augmentation très locale (seulement quelques stations) de la vitesse du vent dans la vallée du Rhône en AMJJAS. Or cette augmentation, très locale, ne peut pas être directement simulée par les modèles CMIP3 (cf. 1<sup>ère</sup> colonne de la figure 4.8). C'est un bon exemple de l'intérêt des méthodes de désagrégation dans les zones de relief complexe. En effet, l'augmentation de flux faibles de nord sur la France est associée à une diminution de la

vitesse du vent sur pratiquement toute la France, ce que les modèles CMIP3 reproduisent bien (cf. figures 3.25 et 3.31 du chapitre 3). Or, dans la vallée du Rhône, les vents de nord sont accélérés par le relief : une augmentation de flux faibles de nord dans le futur peut donc conduire à une augmentation locale de la vitesse du vent dans cette région, mais la résolution spatiale des MCGOAs est insuffisante pour reproduire ce type d'interactions à petite échelle.

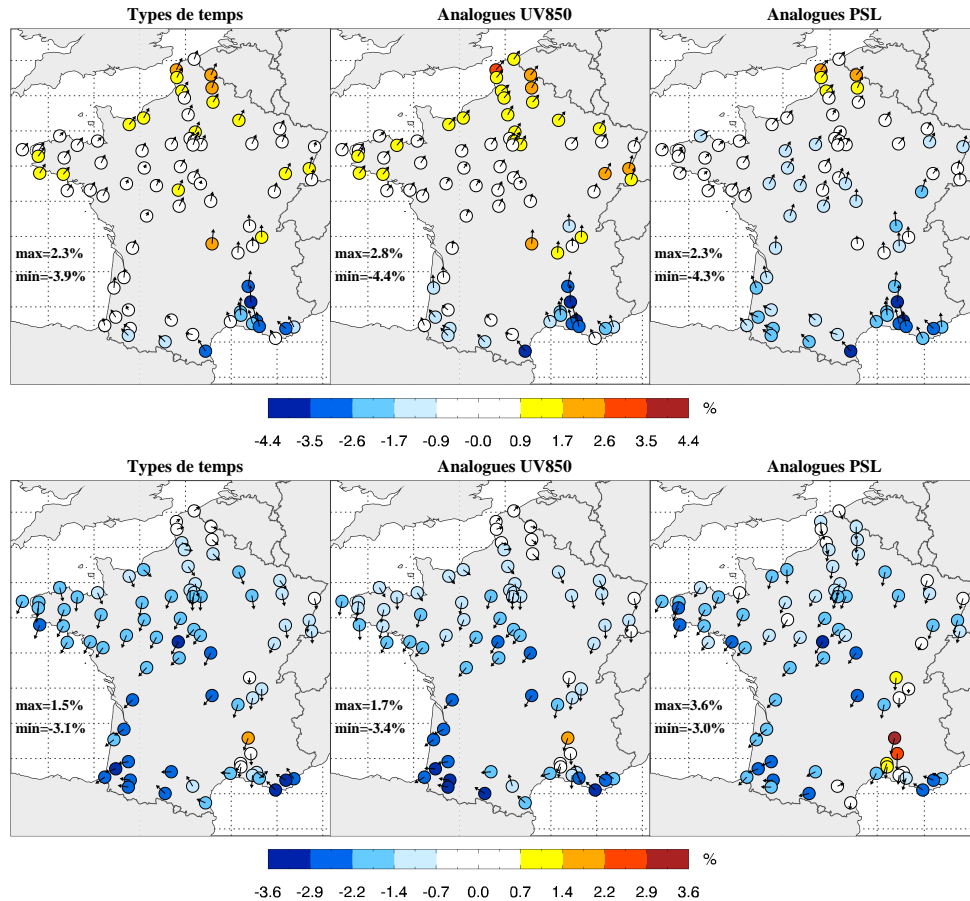


FIG. 4.15: *Changements moyens multi-modèles de la vitesse et de la direction du vent à 10 m pour la période 2046-2065 par rapport à la période 1971-2000 avec la méthode des types de temps (1<sup>ère</sup> colonne), la méthode des analogues avec le UV850 (2<sup>ème</sup> colonne) et la méthode des analogues avec la PSL (3<sup>ème</sup> colonne), pour ONDJFM (ligne du haut) et AMJJAS (ligne du bas) (les changements obtenus avec la méthode des types de temps pour la vitesse moyenne du vent à 10 m ont déjà été présentés sur les figures 13 et 15 de l'article de la section 4.1.2).*

En utilisant l'écart-type des changements comme mesure de l'incertitude, nous pouvons estimer le poids relatif de l'incertitude due aux modèles CMIP3 (appelée incertitude inter-modèles) et l'incertitude due aux méthodes de désagrégation statistique (appelée incertitude inter-méthodes), pour les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m et du nombre de jours de vent fort et de vent faible (voir la légende du tableau 4.3 pour la définition des jours de vent fort et de vent faible). Nous adoptons la méthode de



crite par Rowell (2006). L'incertitude inter-méthodes est calculée en appliquant chacune des trois méthodes de désagrégation statistique au multi-modèles CMIP3. Nous obtenons ainsi trois cartes de changements pour chaque critère (moyenne, nombre de jours de vent fort, nombre de jours de vent faible). L'incertitude inter-modèles est calculée à partir des changements multi-méthodes de chaque modèle CMIP3 : pour chaque modèle CMIP3 et chaque fenêtre temporelle, nous faisons la moyenne des critères obtenus avec les trois méthodes de désagrégation statistique; les changements sont ensuite calculées à partir de ces moyennes multi-méthodes. On obtient ainsi 14 cartes de changements pour chaque critère. Les rapports entre l'incertitude inter-modèles et l'incertitude inter-méthodes sont présentés sur le tableau 4.3. En moyenne, l'incertitude inter-modèles est ainsi 4 fois supérieure à l'incertitude inter-méthodes pour les changements de la moyenne, du nombre de jours de vent fort et du nombre de jours de vent faible. Il n'y a pas de différences importantes entre les deux saisons. On remarque également que le poids relatif de l'incertitude inter-méthodes est sensiblement plus fort pour les changements du nombre de jours de vent faible. Ce résultat est cohérent avec les résultats de la section 4.2.3, où nous avons montré une sensibilité plus forte du 10<sup>ème</sup> percentile à la méthode de désagrégation statistique.

<b>ONDJFM</b>	Moyenne	N90	N10
2046-2065	4.2	4.1	3.1
2081-2100	4.4	4.3	3.8
<b>AMJJAS</b>	Moyenne	N90	N10
2046-2065	4.6	4.8	3.1
2081-2100	4.2	4.2	3.1

TAB. 4.3: Rapport de l'incertitude inter-modèles sur l'incertitude inter-méthodes, pour les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m (1<sup>ère</sup> colonne), du nombre de jours de vent fort (noté N90, 2<sup>ème</sup> colonne) et du nombre de jours de vent faible (noté N10, 3<sup>ème</sup> colonne), en ONDJFM et en AMJJAS, pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100 (la période 1971-2000 étant la période de référence). Les résultats sont moyennés sur les 78 stations SQR. Les jours de vent fort (faible) sont définis pour chaque station et sont les jours pour lesquels la vitesse moyenne du vent à 10 m est supérieure (inférieure) au 90<sup>ème</sup> (10<sup>ème</sup>) percentile calculée sur la période 1971-2000 (cf. figures 14 et 16 de l'article de la section 4.1.2).



# Synthèse

## • Objectifs

Il s'agit de développer une méthode de désagrégation statistique pour le vent à 10 m en France et d'étudier l'impact du réchauffement global sur les vents de surfaces en appliquant cette méthode avec 14 MCGOAs.

## • Méthode

↪ Description : la méthode statistique développée repose sur l'idée que la position d'un jour par rapport aux centroïdes des types de temps dans l'espace des EOFs du vent à 850 hPa est un bon indicateur des conditions de vent en surface. La méthode a été construite et validée sur la période 1974-2002. Plusieurs choix méthodologiques ont également été validés (prédicteur, domaine géographique du prédicteur, étape de régression, recherche d'un analogue final). Nous avons souligné les bonnes performances de cette méthode en la comparant à d'autres méthodes de désagrégation statistique, en particulier en ce qui concerne la reproduction de la variance de la vitesse du vent.

↪ Avantages : cette méthode permet de désagréger un grand nombre de projections climatiques réalisées avec des MCGOAs. Elle permet de reconstruire les séries journalières du vent à 10 m, ce qui autorise un grand nombre de diagnostics à différentes échelles temporelles (par exemple, journalière et interannuelle). De plus, l'utilisation des types de temps comme base de la méthode offre la possibilité d'interprétations physiques intéressantes, notamment pour les extrêmes de vent.

↪ Inconvénients :

Comme toutes les méthodes de désagrégation statistique, cette méthode repose sur l'hypothèse que la relation de désagrégation statistique construite sur la période historique reste valide dans le climat futur. De plus, elle utilise comme seul prédicteur le vent à 850 hPa : elle pourrait donc ne pas capturer l'intégralité du signal du changement climatique, notamment les effets de rétroactions locales ou de changements thermodynamiques. Cependant, deux diagnostics ont permis de justifier en partie cette hypothèse. Nous avons montré que l'hypothèse de stationnarité était manifestement respectée dans le monde des modèles climatiques, et que la variabilité basse fréquence de la vitesse du vent à 10 m était correctement reproduite sur la période 1974-2002. Par contre, il est apparu que les tendances observées sur les moyennes saisonnières de la vitesse du vent à 10 m étaient sous-estimées par la méthode, ainsi que par les autres méthodes de désagrégation statistique testées. Les tendances observées restent cependant faibles et ne constituent pas un signal dominant de la variabilité basse fréquence de la vitesse du vent à 10 m sur la période 1974-2002.

# Synthèse

Les résultats obtenus dépendent de la qualité des données de vent observées, ce qui est un point particulièrement délicat dans le cas des données de vent (voir section 2.3.1).

Enfin, une dernière faiblesse de cette méthode est qu'elle ne permet de reconstruire le vent à 10 m qu'aux 78 stations SQR. C'est en fait une limitation sérieuse dans un but d'application pour le potentiel éolien : la représentativité spatiale des projections climatiques étant limitée à ces 78 stations, ces projections ne peuvent donner qu'une information d'ordre qualitatif pour des zones d'intérêt pour l'industrie éolienne.

## • Projections climatiques

Les projections climatiques ont été établies pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100 à partir de 14 modèles climatiques (scénario SRES-A1B). Des changements significatifs ont été mis en évidence : en AMJJAS, une diminution de la vitesse moyenne du vent pour toutes les stations associée à une augmentation des flux de nord-est, et en ONDJFM, une augmentation pour les stations situées dans le nord de la France et une diminution pour celles situées dans le sud associées à une augmentation des flux de sud-ouest. Ces changements de la vitesse moyenne sont accentués par des changements similaires des extrêmes de vent. Cependant, les changements moyens multi-modèles sont faibles (moins de 7 % pour la vitesse moyenne du vent à 10 m pour les deux périodes), et la dispersion inter-modèles est généralement du même ordre de grandeur que l'amplitude des changements moyens multi-modèles. Les incertitudes sont donc importantes. En utilisant trois méthodes de désagrégation statistique différentes, mais aux fondements méthodologiques proches, il est apparu que l'incertitude due aux modèles climatiques dominait l'incertitude due aux méthodes de désagrégation.

## • Perspectives

Afin de pallier à la faible représentativité spatiale des stations SQR, une méthode alternative va être développée dans le chapitre suivant. Cette méthode va consister à construire un modèle statistique reliant le vent à 10 m au vent à 850 hPa en utilisant un petit nombre de simulations d'un modèle méso-échelle au lieu d'observations à des stations.

## Chapitre 5

# Une méthode de désagrégation statistico-dynamique pour le vent à 10 m

Dans ce chapitre, nous présentons une méthode de désagrégation statistico-dynamique pour le vent à 10 m en France. Dans un premier temps, nous reproduisons un article soumis dans *International Journal of Climatology* qui traite de la construction de la méthode, de sa validation et de son application au climat futur. Des éléments supplémentaires de validation sont ensuite fournis dans les sections suivantes.

### 5.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté une méthode de désagrégation statistique pour le vent à 10 m. Cette méthode, basée sur l'analyse en types de temps présentée dans le chapitre 3, permet de reconstruire la moyenne journalière de la vitesse et de la direction du vent à 10 m pour n'importe quel jour dont le champ de vent à 850 hPa est connu. Cependant, cette reconstruction est limitée par la disponibilité de données observées nécessaires à l'apprentissage de la méthode statistique. Ainsi, la reconstruction du vent à 10 m n'a pu être réalisée que pour 78 stations sur la France. L'étude d'impact du réchauffement global réalisée avec cette méthode présente donc une faiblesse importante : la représentation spatiale des changements est limitée à ces 78 stations. Le recours à la modélisation numérique est indispensable pour obtenir une représentation des changements homogène et à haute résolution sur la France. L'approche multi-modèles étant essentielle, les méthodes classiques de désagrégation dynamique présentées dans le chapitre 2 sont impossibles à mettre en œuvre. Nous proposons ici une approche alternative, qui s'inspire des travaux de Frey-Buness et al. (1995) et Mengelkamp et al. (1997), et d'une étude réalisée par Champeaux et al. (2001) au CNRM/Météo-France dans le cadre de l'Action RETIC B-95 (cf. section 2.5.3). Ces travaux n'ayant porté que sur le climat présent, nous avons adapté les méthodologies proposées à l'étude du climat futur. Dans ces études, les auteurs définissent tout d'abord des classes de circulation atmosphérique

de grande échelle. Puis, ils associent à chaque classe une situation météorologique locale. Chaque situation météorologique locale est le résultat d'une simulation avec un modèle méso-échelle forcé par un état de grande échelle caractéristique de la classe considérée (par exemple l'état moyen de la classe ou le centroïdes de la classe). Enfin, chaque simulation est pondérée par la fréquence d'occurrence des classes sur une période historique, de façon à reconstruire la distribution des variables locales à la résolution spatiale du modèle. Sous l'hypothèse classique de stationnarité (les liens entre la circulation de grande échelle et les variables locales demeurent inchangés dans un climat perturbé), cette méthode peut ensuite être appliquée pour reconstruire les distributions de variables locales dans le futur : il suffit de calculer les changements d'occurrence de chaque classe.

## 5.2 Article soumis dans *International Journal of Climatology*

### 5.2.1 Résumé

Dans cet article, nous présentons une méthode de désagrégation statistico-dynamique pour étudier les changements futurs du vent à 10 m sur la France. La période d'apprentissage de la méthode est 1974-2002 et les deux saisons ONDJFM et AMJJAS sont traitées séparément. Toutes les étapes de la méthode sont présentées sur la figure 2 de l'article. La première étape consiste à définir des classes de circulation atmosphérique de grande échelle. Celles-ci sont définies par le vent à 850 hPa à partir des types de temps présentés dans le chapitre 3. Le point de départ de cette méthode statistico-dynamique est donc identique à celui de la méthode statistique présentée au chapitre précédent : les types de temps. De façon à prendre en compte la variabilité intra-type, chaque type de temps est divisé en plusieurs classes de vent. Pour cela, nous calculons les distances euclidiennes journalières aux centroïdes des types de temps (pour chaque jour, nous calculons la distance entre le champ de UV850 et les centroïde des types de temps, dans l'espace des EOFs du UV850 des réanalyses ERA40), et pour chaque type de temps et chaque station SQR, nous calculons les corrélations temporelles entre ces distances et les composantes zonales et méridiennes du vent à 10 m observées aux stations SQR. On obtient ainsi  $6 \times 6 \times 2$  coefficients de corrélation pour chaque station SQR et chaque saison. Les coefficients de corrélation moyennés sur toutes les stations et les deux composantes du vent sont présentés sur le tableau 5.1. Nous sélectionnons alors, pour chaque type de temps, la distance la plus corrélée avec le vent à 10 m : par exemple, pour le type de temps WT2<sub>cold</sub>, il s'agit de la distance au centroïde du type de temps WT4<sub>cold</sub>. En utilisant la corrélation, la covariance ou la norme L1 comme mesure de similarité dans l'espace des EOFs du UV850 au lieu de la distance euclidienne, nous avons obtenu des coefficients de corrélation plus faibles (non montré). Il apparaît que pour un type de temps donné, la distance à son propre centroïde est la distance la moins corrélée avec le vent à 10 m. Cela est vrai pour tous les types de temps. Chaque type de temps est ensuite divisé selon des quantiles de

ONDJFM	WT1 <sub>cold</sub>	WT2 <sub>cold</sub>	WT3 <sub>cold</sub>	WT4 <sub>cold</sub>	WT5 <sub>cold</sub>	WT6 <sub>cold</sub>
WT1 <sub>cold</sub>	<i>0.04</i>	0.28	0.21	0.27	0.24	0.27
WT2 <sub>cold</sub>	<b>0.30</b>	<b>0.10</b>	0.28	0.30	0.30	0.30
WT3 <sub>cold</sub>	0.26	0.29	<b>0.11</b>	<b>0.31</b>	0.28	<b>0.32</b>
WT4 <sub>cold</sub>	0.22	<b>0.31</b>	<b>0.29</b>	<b>0.11</b>	0.26	0.28
WT5 <sub>cold</sub>	0.21	0.25	0.27	0.26	<b>0.11</b>	0.29
WT6 <sub>cold</sub>	0.28	0.27	0.28	0.26	<b>0.30</b>	<b>0.09</b>
Tous	0.53	0.58	0.58	0.56	0.59	0.56
AMJJAS	WT1 <sub>warm</sub>	WT2 <sub>warm</sub>	WT3 <sub>warm</sub>	WT4 <sub>warm</sub>	WT5 <sub>warm</sub>	WT6 <sub>warm</sub>
WT1 <sub>warm</sub>	<i>0.07</i>	0.21	0.21	0.23	0.25	0.26
WT2 <sub>warm</sub>	0.16	<b>0.13</b>	0.27	0.24	0.25	0.21
WT3 <sub>warm</sub>	<b>0.24</b>	<b>0.25</b>	<b>0.10</b>	0.26	<b>0.26</b>	0.25
WT4 <sub>warm</sub>	0.24	0.25	0.23	<b>0.12</b>	0.22	<b>0.33</b>
WT5 <sub>warm</sub>	0.21	0.18	<b>0.28</b>	0.19	<b>0.13</b>	0.31
WT6 <sub>warm</sub>	0.18	0.24	0.19	<b>0.26</b>	0.24	<b>0.12</b>
Tous	0.50	0.48	0.51	0.52	0.51	0.57

TAB. 5.1: Pour chaque saison et chaque type de temps, corrélations moyennes entre les composantes zonales et méridiennes du vent à 10 m et les distances aux centroïdes des types de temps (moyennées en valeur absolue sur les 78 stations SQR et les deux composantes du vent à 10 m) sur la période 1974-2002 avec le UV850 des réanalyses ERA40. Le tableau se lit en colonnes. Pour chaque type de temps, le maximum et le minimum sont en gras. Pour chaque saison, la dernière ligne donne les coefficients de corrélation multiple entre les composantes zonales et méridiennes du vent et les distances aux centroïdes des six types de temps. Les corrélations non significatives sont en italique (niveau à 95%).

la distance sélectionnée (cf. figure 5.1), le nombre de quantiles étant proportionnel à la fréquence d'occurrence du type de temps considéré. Ainsi, plus la fréquence d'occurrence d'un type de temps est élevée, plus le nombre de classes de vent à l'intérieur de ce type de temps est grand. 200 classes de vents sont ainsi définies (100 pour ONDJFM et 100 pour AMJJAS), chaque classe étant composée d'environ 51 jours sur la période d'apprentissage. Par exemple, pour le type de temps WT2<sub>cold</sub>, sa fréquence d'occurrence étant de 18.3% sur la période 1974-2002 (cf. tableau 3.3 dans le chapitre 3), ce type de temps est divisé en 18 quantiles de la distance au centroïde du type de temps WT4<sub>cold</sub>. Un jour est ensuite tiré de façon aléatoire à l'intérieur de chaque classe de vent ; on obtient ainsi un échantillon de 200 jours. Le choix du nombre de classes de vent (100 pour ONDJFM et 100 pour AMJJAS) est le résultat d'un compromis entre les scores de la méthode (plus le nombre de jours sélectionnés est important, plus les performances de la méthode sont élevées) et le temps de calcul des simulations méso-échelle (en moyenne, 1 jour simulé nécessite environ 1 jour de calcul). Nous montrons, dans l'article, que les scores obtenus avec cette méthode de sélection de jours sont meilleurs que ceux obtenus avec d'autres méthodes plus simples ou décrites dans la littérature. Ces dernières consistent, par exemple,

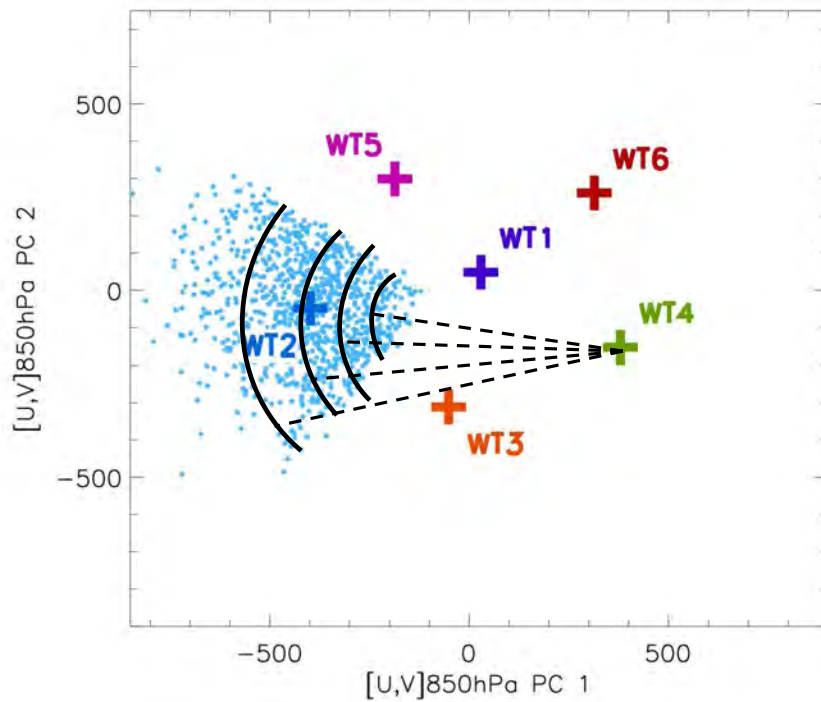


FIG. 5.1: Nous reprenons la figure 3.26 du chapitre 3. Les croix colorées indiquent la position des centroïdes des types de temps de ONDJFM dans l'espace des deux premières EOFs de UV850 des réanalyses ERA40. Seuls les jours appartenant au type de temps  $WT2_{cold}$  sont présentés (en bleu). Le type de temps  $WT2_{cold}$  est divisé en 5 classes de vent définies par les 5 quantiles de la distance euclidienne au centroïde du type de temps  $WT4_{cold}$  (dans un souci de clarté nous ne représentons que 5 quantiles au lieu des 18 réellement définis, et nous présentons un cas simplifié 2D pour lequel les distances euclidiennes sont calculées dans l'espace des deux 1<sup>ères</sup> EOFs).

à choisir les jours les plus proches des centroïdes des classes de vent (donc sans tirage aléatoire), ou à définir des classes de vent avec l'algorithme du k-means (sans l'étape des types de temps) et à sélectionner les jours les plus proches des centroïdes, ou bien, tout simplement, à sélectionner de façon aléatoire des jours dans la période d'apprentissage (sans utiliser d'algorithme de classification).

Pour chacun des 200 jours sélectionnés, une simulation avec un modèle méso-échelle (le modèle Méso-NH) est ensuite effectuée. Le modèle est forcé par les réanalyses ERA40 et couvre trois domaines imbriqués : un domaine couvrant l'Europe de l'ouest avec une résolution spatiale horizontale de 36 km, un domaine couvrant la France métropolitaine avec une résolution de 9 km et un domaine couvrant le sud-est de la France avec une résolution de 3 km. Les moyennes journalières de la vitesse et de la direction du vent à 10 m sont calculées à partir des valeurs horaires instantanées simulées. Ces moyennes peuvent ensuite être pondérées par la fréquence d'occurrence des classes de vent sur une période quelconque pour reconstruire les distributions de la vitesse et de la direction du

vent à 10 m sur cette période.

Chaque étape de la méthode est validée séparément :

- **La sélection des jours**

Il s'agit d'estimer la qualité de l'échantillonnage de la période d'apprentissage. Les distributions de la vitesse et de la direction du vent à 10 m sont reconstruites en pondérant les valeurs observées des jours sélectionnés (100 jours pour ONDJFM et 100 jours pour AMJJAS) par les fréquences d'occurrence des classes de vent (à ce stade, on ne considère pas les simulations méso-échelle). Ces distributions sont comparées à celles obtenues en considérant tous les jours de la période d'apprentissage 1974-2002 (5103 jours pour ONDJFM et 4941 jours pour AMJJAS). Nous obtenons les meilleurs scores près de certains reliefs (vallée du Rhône, zone entre les Pyrénées et le Massif Central) où la variabilité de la direction du vent est plus faible, et les scores les plus faibles dans le nord-ouest de la France où la variabilité de la vitesse et de la direction du vent est importante.

- **Les simulations méso-échelle**

Le vent à 10 m simulé par le modèle Méso-NH est comparé aux observations des stations SQR pour les 200 jours simulés. Nous montrons que les erreurs les plus importantes se situent dans les zones de relief (sud et sud-est de la France) où la résolution du modèle, même à 3 km, reste trop importante pour reproduire exactement les conditions de vent à l'échelle des stations SQR.

- **La reconstruction finale des distributions de la vitesse et de la direction du vent à 10 m**

Les distributions de la vitesse et de la direction du vent à 10 m sont reconstruites en pondérant les simulations Méso-NH des jours sélectionnés (100 jours pour ONDJFM et 100 jours pour AMJJAS) par les fréquences d'occurrence des classes de vent sur la période 1974-2002. Ces distributions sont comparées à celles obtenues avec les observations aux stations SQR en considérant tous les jours de la période d'apprentissage 1974-2002 (5103 jours pour ONDJFM et 4941 jours pour AMJJAS). Les erreurs dues à l'échantillonnage et aux simulations numériques s'additionnent alors. Nous montrons que les erreurs dues à l'échantillonnage dominant dans les zones de plaines, notamment dans le nord-ouest de la France, et que les erreurs dues aux simulations numériques dominant dans les zones de relief.

La méthode est ensuite appliquée avec le UV850 simulé par 14 modèles CMIP3 sur la période historique 1971-2000 et la période 2046-2065 du scénario SRESA1B. Pour chaque période, les simulations Méso-NH sont pondérées par les fréquences d'occurrence des classes de vent correspondantes. Les résultats sur la période 1974-2000 sont d'abord comparés aux observations, puis les différences entre la période future et la période historique sont étudiées. En AMJJAS, on note une diminution de la vitesse moyenne du vent

sur toute la France, et en ONDJFM, une augmentation dans le nord de la France et une diminution dans le sud-est. Cependant, l'amplitude des changements reste relativement faible (inférieure à 7%). De plus, la dispersion inter-modèles est en général du même ordre de grandeur que l'amplitude des changements moyens multi-modèles. Les incertitudes sont donc importantes.

Cette méthode statistico-dynamique permet donc de fournir des projections climatiques à haute résolution (9 km sur la France et 3 km sur le sud-est) avec un grand nombre de MCGOAs. Cette méthode, à mi-chemin entre les méthodes statistiques et les méthodes dynamiques, constitue ainsi une stratégie de régionalisation séduisante pour des applications pratiques.

### **5.2.2 Article**



# **Impact of climate change on surface winds in France using a statistical-dynamical downscaling method with mesoscale modeling**

Julien Najac, Christine Lac, Laurent Terray

*Climate Modelling and Global Change Team, CERFACS/CNRS, SUC URA1875, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057, Toulouse Cedex 1, France*

*CNRM/GMME/Meso-NH, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31 057 Toulouse, France*

A statistical-dynamical downscaling method is presented to estimate 10m wind speed and direction distributions at high spatial resolutions using general circulation models. Daily 850hPa wind fields (predictors) from ERA40 reanalysis and daily 10m wind speeds and directions (predictands) measured at 78 meteorological stations over France are used to build and validate the downscaling algorithm over the period 1974-2002. First of all, the daily wind fields are classified into wind classes. Then one day is randomly chosen inside each wind class so that we get a group of days (200 days) which is expected to be suitable to estimate the 10m wind distributions at each station. Simulations with a non-hydrostatic mesoscale atmospheric model are then performed for the selected days over three interactively nested domains over France, with finest horizontal mesh size of 3km over the Mediterranean area. The initial and coupling fields are derived from the ERA40 reanalysis. Finally, the wind distributions are reconstructed by weighting each simulation by the corresponding wind class frequency. Evaluation and uncertainty assessment of each step of the procedure is performed. This method is then applied for a climate change impact study: daily 850hPa wind fields from fourteen general circulation models of the CMIP3 multi-model dataset are used to determine evolutions in the occurrence frequency of the wind classes and to assess potential evolution of the wind resources in France. Two time periods are focused on: a historical period (1971-2000) from the climate of the twentieth century experiment and a future period (2046-2065) from the IPCC SRES A1B experiment. Evolution of the 10m winds in France and associated uncertainties are discussed. Significant changes are depicted, in particular a decrease of the wind speed in the Mediterranean area.

## **1 Introduction**

Wind energy is a fast growing renewable energy. Over the past ten years, global wind power capacity has grown at an average annual rate of about 30% (Global wind energy council, 2007). As the life span of modern onshore wind farms is about 20 years, it is of great interest to assess the potential impact of climate change on the wind energy resources over the next decades.

In France, two main regions exhibit high wind resources: the Northwest and the Southeast. The Northwest benefits from south-westerly and westerly winds that blow from the Atlantic Ocean. In the Southeast, the complex topography constrains and accelerates the wind flows according to its initial direction. In particular, two natural channels, the Rhone valley between the Alps and the Massif Central and the valley between the Pyrenees and the Massif Central (Figure 1), generate strong northerly and north-westerly winds called respectively Mistral and Tramontana.

The surface winds are mainly driven by the large scale circulation (LSC). However, several local features such as the surface roughness and the orography modify the spatial and temporal features of the surface winds. Because of their coarse resolution, general circulation models (GCMs), cannot represent the small spatial scale variability of the near surface winds (Pryor et al. 2005b). However they show reasonable skill in simulating the global climate and the LSC. To bridge this scale gap, different downscaling strategies have been developed (Wilby et al. 2004). They consist in deriving the local climate state from the GCM's coarse resolution climate state (Giorgi and Mearns 1991).

In the literature, only a few studies deal with the impact of climate change on wind energy resources. Most of them were performed using statistical downscaling algorithms (Bogardi and Matyasovszky 1996; Sailor et al. 2000; Pryor et al. 2005b; Pryor et al. 2005c; Pryor et al. 2006, Najac et al. 2008). One advantage of the statistical downscaling approach is that the transfer functions that relate local winds to GCM large scale variables may be easily applied to several GCMs. This enables a multimodel approach that reinforces confidence in the results and provides an estimation of the uncertainty of the potential changes. Such studies were performed by Pryor et al. (2005c) and Pryor et al. (2006) for northern Europe using respectively 5 and 10 GCMs, and Najac et al. (2008) for France using 14 GCMs. However a limitation of those approaches relies on their dependence on wind observational data from meteorological stations. For instance, Sailor et al. (2000) use 3 stations over Texas and California, Bogardi et al. (1996) 7 stations over Nebraska, Pryor et al. (2005b, 2005c, 2006) 46 stations over northern Europe, Najac et al. (2008) 78 stations over France. Alternatively, Pryor et al. (2005a) use a regional climate model (RCM) to dynamically downscale near-surface wind fields. They provide results with high spatial resolution ( $0.44 \times 0.44^\circ$  horizontal resolution) but use only two GCMs

to force their RCM. Indeed such a method requires simulations that are computationally very expensive.

An alternative procedure to statistical-only or dynamical-only downscaling was introduced by Frey-Buness et al. (1995). Following previous studies (Wipperman and Gross 1981; Heimann 1986), their approach is based on the assumption that the climate of a given region may be characterized by the frequency distribution of classified large-scale weather situations. As a result, they first define 48 large scale weather classes according to some synoptic similarities. Then a simulation is performed for each large-scale weather class with a hydrostatic mesoscale model whose horizontal resolution varies between 20 and 30 km. The individual simulation results are then weighted by the frequency of the corresponding weather classes. Eventually they obtain fine mesh wind distributions. This procedure is applied to the Alpine region for a global climate simulation of the present January climate. Mengelkamp et al. (1997) and Mengelkamp (1999) applied the same procedure to estimate wind climatologies over an area of central Germany for the present climate.

In this paper we follow the main ideas of the methodology described by Frey-Buness et al. (1995) and apply a similar approach for France. We use a non-hydrostatic mesoscale model with highest horizontal resolution of 3 km, and apply this method to estimate the impact of climate change on the near-surface winds in France with a multimodel approach.

In Section 2, the data and model used for the study are presented. The different steps of the method and their validation are described in Section 3. In Section 4, we apply the downscaling algorithm with several GCMs for a historical period (1971-2000) and a future period (2046-2065). Conclusions and perspectives are presented in Section 5.

## **2 Data and Model Description**

### **2.1 Near-surface wind speeds**

Daily mean 10-meter wind speeds and directions were extracted from the Météo-France (French meteorology service) SQR (Série Quotidienne de Référence) dataset (Moisselin et al. 2002). Daily mean wind speeds have been obtained by averaging 24 hourly values of wind speed measurements. We use wind speed and direction from this dataset at 78 stations over France for the period 1974-2002 (Figure 1). The quality control of this dataset has been carried out by the Division de la Climatologie (DCLIM) service of Météo-France.

## 2.2 ERA40 Reanalysis

Zonal and meridian components of the daily mean 850hPa wind over the period 1974-2002 were derived from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis (Uppala et al. 2005). 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC and 1800 UTC values at a  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  resolution were daily averaged. The predictor domain is represented in Figure 1.

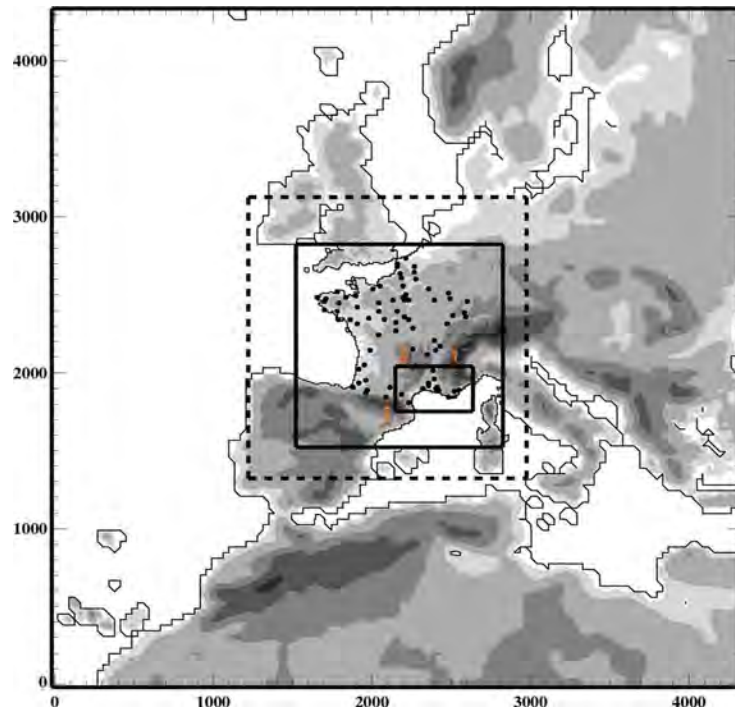


Figure 1: The three Meso-NH domains are indicated by the black solid squares, the predictor domain by the black dashed square and the 78 SQR dataset stations by the dots. Six orographic levels are represented: 0, 100, 500, 1000, 2000, 3000 meters. Number 1, 2 and 3 indicate the three major French massifs: the Alps, the Massif Central and the Pyrenees.

## 2.3 CMIP3 multi-model dataset

For the future climate study, we use daily mean 850hPa wind fields from fourteen coupled atmosphere-ocean general circulation models (AOGCM) of the World Climate Research Programme's (WCRP's) Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3) multi-model dataset, according to the daily data availability: BCCR-BCM2.0, CGCM3.1(T63), CNRM-CM3, CSIRO-Mk3.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-AOM, FGOALS-g1.0, INM-CM3.0, IPSL-CM4, MIROC3.2(medres), ECHO-G, ECHAM5/MPI-OM, MRI-CGCM2.3.2. Detailed documentation of the CMIP3 models can be found at

[http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model\\_documentation/ipcc\\_model\\_documentation.php](http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php). The horizontal resolution of these models varies between  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$  and  $4^\circ \times 5^\circ$ . Daily mean 850hPa wind fields

have been interpolated onto the ERA40 2.5° x 2.5° grid. Two time periods are focused on: a historical period (1971-2000) from the climate of the twentieth century experiment and a climate projection period (2046-2065) from the IPCC SRES A1B experiment.

## 2.4 Méso-NH model

Méso-NH is a nonhydrostatic mesoscale model that has been jointly developed by the CNRM (Centre National de la Recherche Météorologique) and by the Laboratoire d'Aérodynamique (Lafont et al. 1998). This multidimensional model integrates an anelastic system of equations and allows for simulations of atmospheric flow ranging from the meso-alpha scale down to the microscale. The three components of the wind and the turbulent kinetic energy are prognostic variables. Simulations at different scales can be done with the two-way interactive grid nesting technique (Stein et al., 2000). More details about Méso-NH can be found on the website (<http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/>).

The simulations were performed with Méso-NH over three nested domains: the first domain covers a 4300×4300 km<sup>2</sup> area centred over western Europe with a 36-km horizontal resolution, the second domain covers a 1300×1300 km<sup>2</sup> area centred over France with a 9-km horizontal resolution, the third domain covers a 480×290 km<sup>2</sup> area centred over south-eastern France with a 3-km horizontal resolution (Figure 1). There are 40 vertical levels from 0 m to 20 km, the vertical resolution varying between 20 m near the ground to 1 200 m for the highest levels. All model domains use two-way grid-nesting interactions. Simulations last 24 hours after a 6-hour spin-up. Boundary and initial conditions of the largest domain are provided by the ERA40 reanalyses, updated every six hours.

## 3 Method

### 3.1 Introduction

As introduced by Frey-Buness et al. (1995), our approach relies on the assumption that the local climate may be characterized by the occurrence frequency of classified large scale weather classes. Under future climate conditions, the occurrence frequencies of those weather classes might be modified, but their dynamical characteristics are assumed to remain unchanged. The relevance of this approach is supported by some studies which suggested that anthropogenic climate change may manifest itself as a projection onto the pre-existing natural modes of variability of the climate system (Corti et al. 1999, Stone et al. 2001).

The construction of our downscaling algorithm consists of two steps summarized in Figure 2:

1. Daily 850hPa wind fields (UV850) from the ERA40 reanalysis are used to define wind classes over the period 1974-2002, and one day is selected inside each wind class.
2. Mesoscale simulations of each selected day are performed with Méso-NH.

Then, the UV850 simulated by a GCM over any period of time is used to compute the occurrence frequency of the wind classes over this period. Finally, each mesoscale simulation is weighted by the occurrence frequency of the corresponding wind class so that 10m wind speed and direction distributions are provided at the horizontal resolution of the different Méso-NH domains. We discuss those steps into more details in the following sections.

The UV850 is a large scale variable that exhibits strong dynamical links with the 10 m winds. Accordingly, it has been shown to be a relevant predictor for 10m wind downscaling in several previous studies (Frey-Buness et al. 1995, Sailor et al. 2004, Najac et al. 2008).

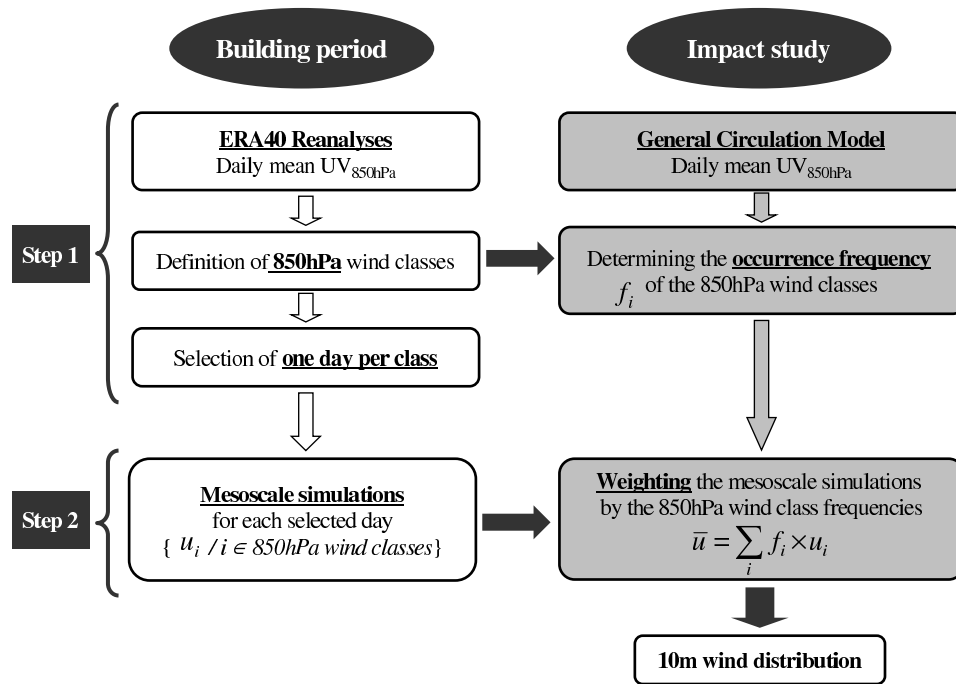


Figure 2: Flow chart of the downscaling procedure.

### 3.2 Wind roses

In the following sections, 10m wind roses are used to validate different steps of the method. We adopt wind roses as used by Météo France:

- 1 category for low wind speeds ( $U_{10} < 1.5$  m/s) which encompasses all wind directions
- 3 other wind speed categories, which are subdivided into 18 wind direction categories (every  $20^\circ$ )

$$1.5 \text{ m/s} < U_{10} < 4.5 \text{ m/s}$$

$$4.5 \text{ m/s} < U_{10} < 8.5 \text{ m/s}$$

$$8.5 \text{ m/s} < U_{10}$$

The wind roses are thus composed of 55 categories (1 + 18 x 3). A quality criterion  $C$  has been defined in order to measure the similarity between reconstructed and observed wind roses:

$$C = 100 - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{55} |f_i^{obs} - f_i^{rec}|$$

where  $f_i^{obs}$  is the frequency of the category  $i$  of the observed wind rose, and  $f_i^{rec}$  is the frequency of the category  $i$  of the reconstructed wind rose. Therefore  $C$  is equal to 0 when the wind roses are totally disjointed and equal to 100 when they perfectly match. This wind rose quality criteria is a useful tool that enables to account for both the wind speed and direction.

### 3.2 Step 1: day selection

#### 3.2.1 Method

The first step consists in defining wind classes. We start from the weather type classification performed by Najac et al. (2008). Considering two seasons (an extended winter season from October to March called ONDJFM and an extended summer season from April to September called AMJJAS), they perform a weather type classification of the UV850 of the ERA40 reanalysis, over the period 1974-2002, in the subspace spanned by the leading UV850 empirical orthogonal functions (EOFs). The classification is performed with the k-means algorithm. They find 6 weather types for ONDJFM and 6 weather types for AMJJAS (Figure 3 and Figure 4). They show that those weather types represent classical synoptic situations over France. They also assess the relevance of the weather type classification with regards to 10m wind properties (for instance minimization of the 10m wind speed and direction intra-type variance). In the following sections, the statement ‘weather types’ will refer to the weather types described in Najac et al. (2008).

Similar weather type approaches have been shown to be a useful tool to identify dominant modes of circulation variability (Conil and Hall 2006) and to analyze the links between the large scale circulation and the local climate (Plaut and Simonnet 2001; Cassou et al. 2005). However, under perturbed climate, modifications of the weather types may occur in two ways (Boé et al. 2006): changes in the weather type occurrences (inter-type modifications) and changes in the distribution of the days within the weather types (intra-type modifications). As a result, the weather types have been subdivided into smaller wind classes in order to deal with the surface wind variability within the weather types and to account for intra-type changes. For each weather type, we have computed the Euclidean distances between each daily 850hPa wind pattern and the weather type centroids in the space spanned by the leading UV850 EOFs as defined in Najac et al. (2008). Then, for each weather type, we have determined the distance that is the best correlated with the 10 m wind components. For example, for the weather type WT1cold, we found that the distances to the centroid of the weather type

WT4cold provided the best linear correlations with the 10 m wind components. Then, each weather type has been subdivided into quantiles of the retained distances. The number of quantiles depends on the occurrence frequency of the weather types: this means that the higher the occurrence frequency of a given weather type, the greater the number of wind classes within this weather type and thus the greater the number of quantiles. Finally, one day has been randomly selected within each wind class. We thus get a sample of days for each season which is expected to be suitable to estimate the 10m wind speed and direction distributions.

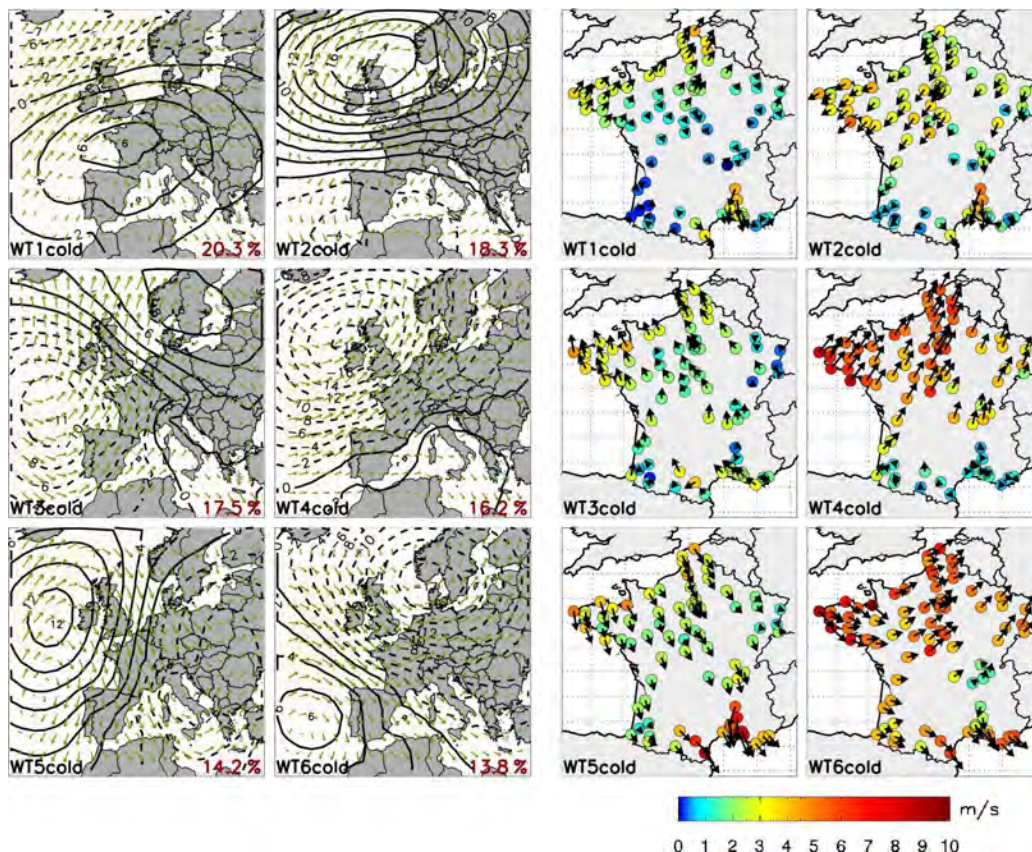


Figure 3: SLP anomaly (contours every 2 hPa) and 850hPa wind (arrows) composites (left panel), and 10m wind composites (m/s) (right panel) for the weather types of ONDJFM (cold season) (1974-2002). Left panel: arrows indicate wind directions, arrow length is proportional to wind module (varying between 0 and 18 m/s). Right panel: color shading represents wind module and arrows indicate wind directions (note that arrow length is proportional to wind module). Weather type occurrence (%) is indicated in the bottom right-hand corner of each panel.



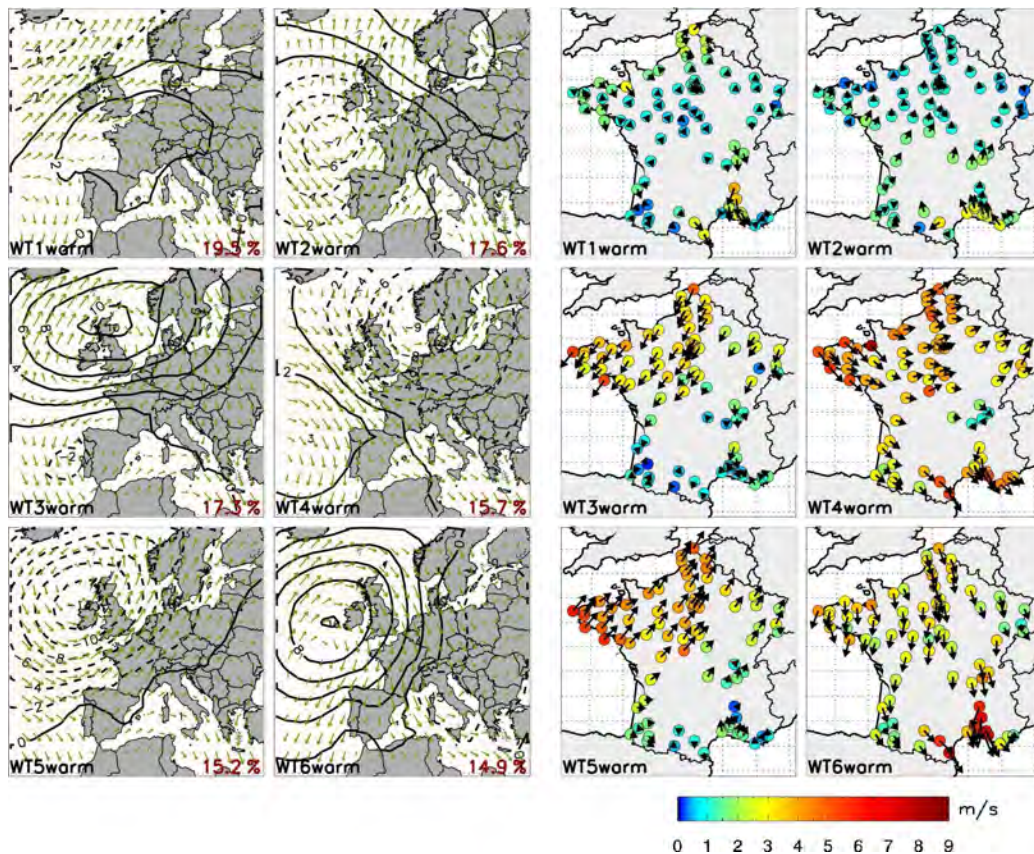


Figure 4: Same as Figure 3, but for AMJJAS (warm season).

### 3.2.2 Size of the day samples

The total number of wind classes defines the size of the sample of selected days. As the mesoscale simulations are very time consuming, only a small number of days can be selected. According to the available computing resources, about 300 simulations was a maximum. In order to define the size of the samples, we have computed the wind rose quality criteria at each station, for each season and for different sample sizes (from 10 to 200) over the period 1974-2002. Here, observed wind roses are computed using the observed wind speeds and directions from the whole SQR dataset, and reconstructed wind roses are computed by weighting the observed wind speed and direction of the selected days by the corresponding 850hPa wind class frequencies. As days are selected at random, for each sample size we have repeated the procedure 1000 times in order to get an estimation of the robustness of the resulting quality criteria.

The evolution of the mean quality criterion (averaged over all stations) as a function of the sample size is shown in Figure 5. As expected, the quality criterion increases with the sample size while the dispersion decreases: the larger the size of the sample of selected days, the better the estimation of the 10m wind properties. It can also be seen that the behaviour of the curve becomes

asymptotic. This means that, from a certain size, increasing the sample size will not significantly improve the quality criteria whereas it will largely increase the computing time.

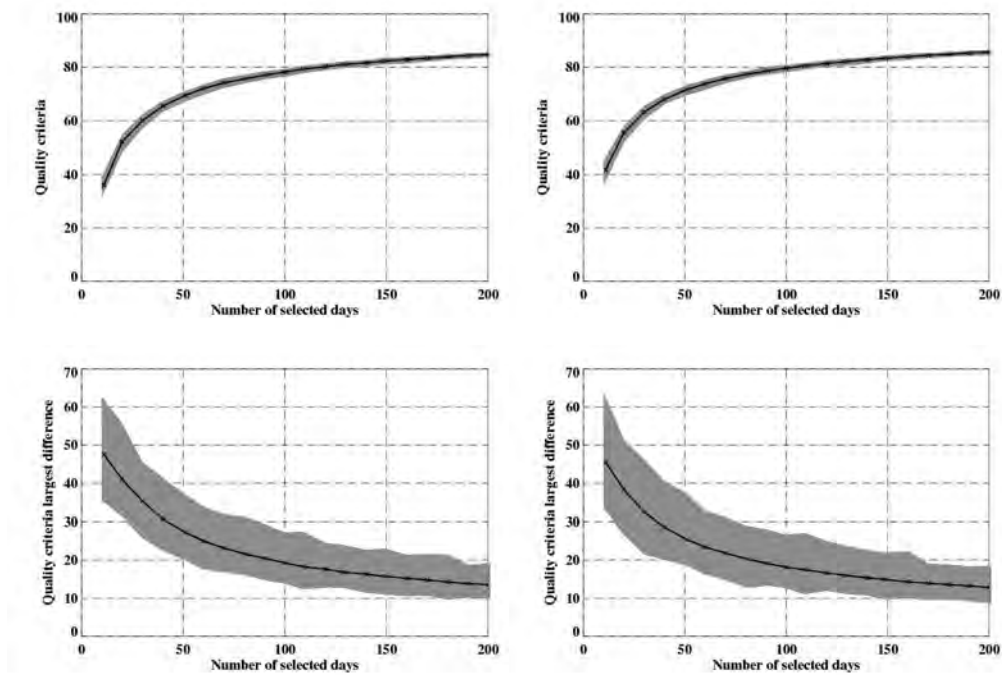


Figure 5: Upper panels: evolution of the mean wind rose quality criteria (averaged over all stations and the 1000 classifications) as a function of the number of selected days, for ONDJFM (left panel) and AMJJAS (right panel). The grey curves indicate the range between the minimum and maximum values of the quality criteria over the 1000 classification. Lower panels: wind rose quality criteria have been computed at each station for each classification. For each classification, the difference between the highest and the lowest quality criteria is calculated. The black curve indicates the evolution of this difference averaged over the 1000 classifications as a function of the number of selected days. The grey curves indicate the range between the minimum and maximum values of this difference over the 1000 classifications.

As we will see in section 3.2.4, the quality criterion is not homogeneous over France: some areas exhibit high quality criteria, while other areas exhibit lower quality criteria. For a given classification, the difference between the highest and the lowest quality criteria is thus another indicator of the relevance of this classification. Figure 5 shows the evolution of this difference, averaged over the 1000 classifications, as a function of the sample size. It can be seen that this difference and the dispersion of this difference decrease with the sample size. However, the behaviour of the curves becomes also asymptotic: while there is a significant improvement when increasing the sample size for small sample sizes, the improvement for large sample sizes is poor considering the computing time cost.

Finally, we estimated that 100 days for ONDJFM and 100 days for AMJJAS was a good compromise (quality criterion close to 80 and about 6 months of computing time with Meso-NH for 200 simulations).

### 3.2.3 Comparison with other methods

Other methods have been tested in order to assess the performance of ours, from the simplest method that consists in randomly choosing 200 days among the whole 1974-2002 period to more complex methods involving different classification algorithms. The quality criteria averaged over all stations for each season and different methods are presented in Table 1. When a random process is involved in the method, the procedure is repeated 1000 times in order to provide an estimation of the robustness of the results.

Averaged quality criteria \ Method	1	2	3	4	5	6
<i>ONDJFM</i>	77.8 (±0.6)	78.1 (± 0.5)	78.4	77.7 (± 0.4)	78.4	78.3 (± 0.4)
<i>AMJJAS</i>	79.2 (±0.6)	79.5 (± 0.4)	78.8	78.9 (± 0.4)	79.9	79.6 (± 0.4)

*Table 1: Mean wind rose quality criteria (averaged over all stations) obtained with 6 different methods of day selection. (1) days randomly chosen / (2) days randomly chosen within the weather types / (3) direct classification of the UV850 into 100 wind classes and days chosen near the wind classes centroids / (4) direct classification of the UV850 into 100 classes and days randomly chosen within the wind classes / (5) reclassification of the weather types into wind classes and days chosen near the wind class centroids / (6) reclassification of the weather types into wind class and days randomly chosen within the wind classes. When a method involves a random process, 1000 classification are performed and the amplitude between the lowest and the highest value of the mean quality criteria is indicated between brackets.*

It can be seen that all methods provide close results. However, for both seasons, our method provides the best results among the methods that use a random process. The best partition calculated with our method provides also the best results among the deterministic methods (78.3 + 0.4 is the highest value in ONDJFM and 79.6 + 0.4 is the highest value in AMJJAS). Furthermore, our method presents three advantages in a climate change perspective:

1. it is based on robust weather types that have been shown to allow useful physical interpretations of climate change impacts on surface winds (Najac et al. 2008);

2. the intra-type variability is handled by means of the wind classes that have been defined within the weather types;
3. for a given criterion, deterministic methods enable to define the best partition for the present climate. However, this may change under perturbed climate as the best partition for the present climate will not necessarily be the best partition for the future climate. Accordingly, the random process used in our method implies that all days that belong to a given wind class may constitute a good representative sample of this wind class for different climate conditions. Thus, such a procedure prevents from favouring the performance of the downscaling method over the historical period compared with the future periods.

### 3.2.4 Final validation of the step 1

Finally, the Figure 6 shows the value of the quality criteria at each station for both seasons. Here, observed wind roses are computed using the observed wind speeds and directions from the whole SQR dataset, and reconstructed wind roses are computed by weighting the observed wind speed and direction of the selected days by the corresponding 850hPa wind class frequencies. Results are satisfactory with quality criteria higher than 70 at all stations and for both seasons. Results are globally similar for both seasons (the mean quality criterion is equal to 79 for both the ONDJFM and AMJJAS seasons). It can be noticed that the quality criteria are lower in the Northwest and along the coasts. This is due to the fact that the 10m wind speed and direction temporal variability is higher in those regions. On the contrary, in the channels between the Pyrenees and the Massif Central (South of France), and between the Massif Central and the Alps (Southeast of France), the wind flow is constrained by the orography into a few dominant directions. As a result, the temporal variability of the 10m wind direction is lower, and the quality criteria are generally higher.

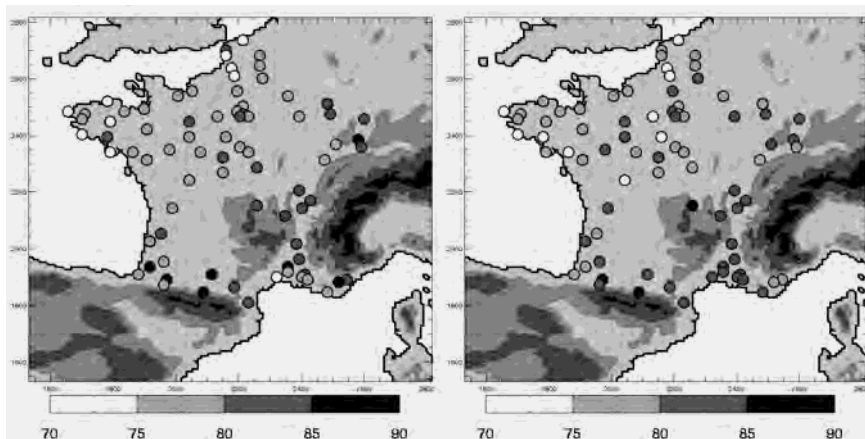


Figure 6: Quality criteria in ONDJFM (left panel) and AMJJAS (right panel) using observations for the selected days (1974-2002). Four orographic levels are represented: 0, 500, 1000, 2000 meters.

### 3.3 Step 2: mesoscale simulations

Mesoscale simulations with the Mésos-NH model (see Section 2.4) have been performed for each one of the 200 selected days. For each station and each day, the daily mean 10m wind speed and direction simulated by Mésos-NH at the nearest grid-point were compared with the SQR observed values. Figure 7 shows the results for the 9-km domain. The highest discrepancies for both the wind speed and direction are found near mountains in the South, the Southeast and the East. Indeed, in those regions, the wind flow is constrained by a complex orography. This leads to a high spatial variability of the wind speed and direction. As a result, the wind conditions observed at the stations may be significantly different from the wind conditions simulated at the nearest-grid point. Accordingly, discrepancies for both the wind speed and direction decrease when getting away from mountains (the lowest discrepancies are thus found in the Northwest).

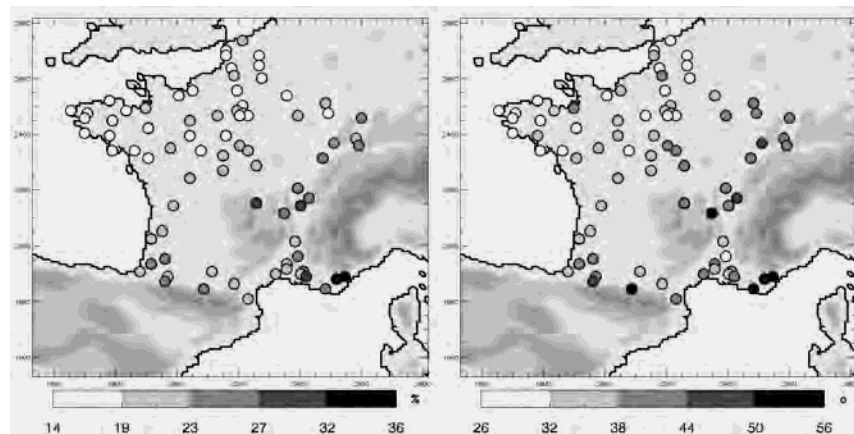


Figure 7: For the 9-km domain, mean absolute errors between observed and simulated daily mean 10m wind speeds (left panel) (in percent) and directions (right panel) for the 200 simulated days (100 for ONDJFM and 100 for AMJJAS). The orographic levels are the same as in Figure 6.

Furthermore, we found that the Meso-NH model generally underestimates high wind speeds and overestimates low wind speeds. This is shown in Figure 8, where the mean errors have been computed at each station for the high wind days and the low wind days separately. It can be seen that these biases are found in almost all stations. Then, Figure 9 shows the linear correlation coefficients at each station between the observed wind speeds and the relative differences between simulated and observed wind speeds. Many stations exhibit high correlation coefficients (in absolute value). This confirms our previous remark: for low observed wind speeds, differences are large and positive (overestimation); when the observed wind speeds increase, differences decrease until being negative; when observed wind speeds get stronger then differences get large and negative (underestimation).

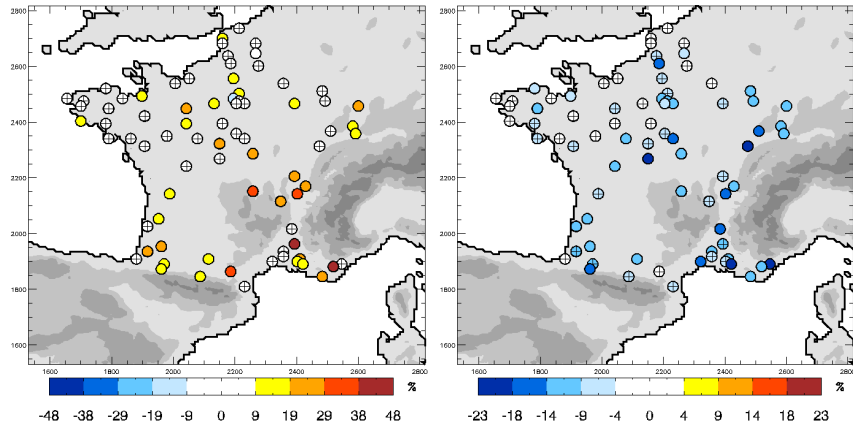


Figure 8: For the 9-km domain, mean errors (in percent) between observed and simulated daily mean 10m wind speeds for the low wind days (left panel) and the high wind days (right panel). Low (high) wind days are defined at each station as the days for which the observed wind speed is lower (higher) than the median. We thus get 100 high wind days and 100 low wind days for each station. Stations where errors are not statistically significant are indicated by crosses (T-test, 0.05 level). The orographic levels are the same as in Figure 6.

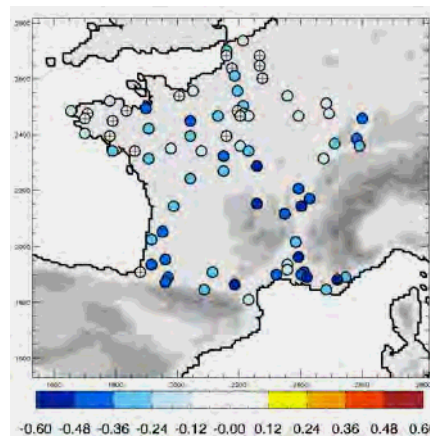


Figure 9: Linear correlation coefficients between the observed wind speeds and the relative differences between observed and simulated wind speeds. Stations where the correlation is not statistically significant are indicated by crosses (0.05 level). The orographic levels are the same as in Figure 6.

In the Southeast, results are not significantly improved with the 3-km domain, neither for the wind speed nor for the wind direction (not shown). This may suggest that the additional value of using the 3-km domain, which is very computing time demanding, is limited. However, as the simulations have been performed with two-way grid-nesting interactions, results from the 9-km may benefit from the better representation of the dynamical and physical processes with the 3-km domain. Confirming this hypothesis would require to perform new simulations without the 3-km domain and to compare the

results. Actually, it is likely that the 3-km resolution still remains too low to deal with the very complex orography of the south-east of France, especially in the eastern part of the area (south of the Alps).

### 3.4 Validation of the whole procedure

Final wind roses are reconstructed by weighting the mesoscale simulations by the corresponding wind class frequencies and compared to the observed wind roses. As shown by Figure 10, the quality criteria are lower than on Figure 6. Averaged over all stations and both seasons, the quality criterion has decreased from 79 to 70. While the lowest quality criteria on Figure 6 were found in the Northwest and along the coasts, they are now situated in the Southeast. Differences between Figure 10 and Figure 6 can be explained by the fact that errors originating from the day sampling (Section 3.2) and errors originating from the numerical simulations (Section 3.3) add up. At each station, we can evaluate the relative weight of each one of these two parts. This is shown on Figure 11. As expected, errors that originate from the numerical simulations predominate in stations situated in the mountainous areas of the south and southeast of France, while, in the Northwest of France, the main fraction of the errors is due to the day sampling. This is coherent with what we found in sections 3.2.4 and 3.3. Finally, errors that originate from the day sampling predominate in most stations (69 stations over 78).

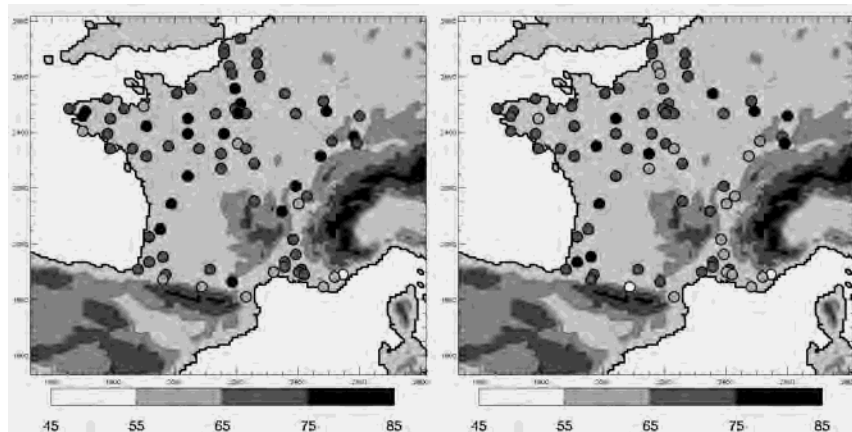


Figure 10: Quality criteria in ONDJFM (left panel) and AMJJAS (right panel), using the *Méso-NH* simulations for the selected days (1974-2002). The orographic levels are the same as in Figure 6.



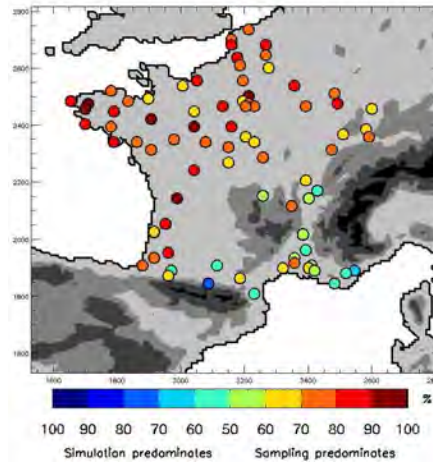


Figure 11: Percentage of the wind rose errors explained by the day sampling and the numerical simulations respectively. Stations where errors that originate from the day sampling (numerical simulation) predominate are red (blue). The orographic levels are the same as in Figure 6.

## 4 Impact study

### 4.1 Methodology

We use the daily 850hPa wind fields from the fourteen CMIP3 models as predictors (see Section 2.3). For each CMIP3 model, the UV850 anomalies are computed using the historical period climatologies. Then, the UV850 anomalies are projected onto the learning period ERA40 UV850 EOFs, and the occurrence frequencies of the wind classes are computed for each model, each period and each season. Finally, for each model, each period and each season, the Méso-NH simulations are weighted by the corresponding wind class frequencies.

### 4.2 Historical period

#### 4.2.1 Predictor Validation

First of all, the ability of the models to properly reproduce the UV850 mean states within the weather types over the historical period is assessed by means of Taylor diagrams (Taylor 2001) (Figure 12). Those diagrams provide a concise statistical summary of how well spatial patterns match each other in terms of their pattern correlation, their root-mean-square difference and the ratio of their spatial variances. First of all, it can be seen that the pattern correlations are generally high (higher than 0.6 in most cases). Secondly one can notice that the variance is generally underestimated by the models, whatever the weather type or the season. This was actually expected. Indeed most models have horizontal resolution lower than the ERA40 resolution, therefore the spatial variability of the



interpolated fields is smaller for most models. It is also interesting to note that there is high coherence between the models: they share similar qualities or deficiencies (see the clusters of colored points).

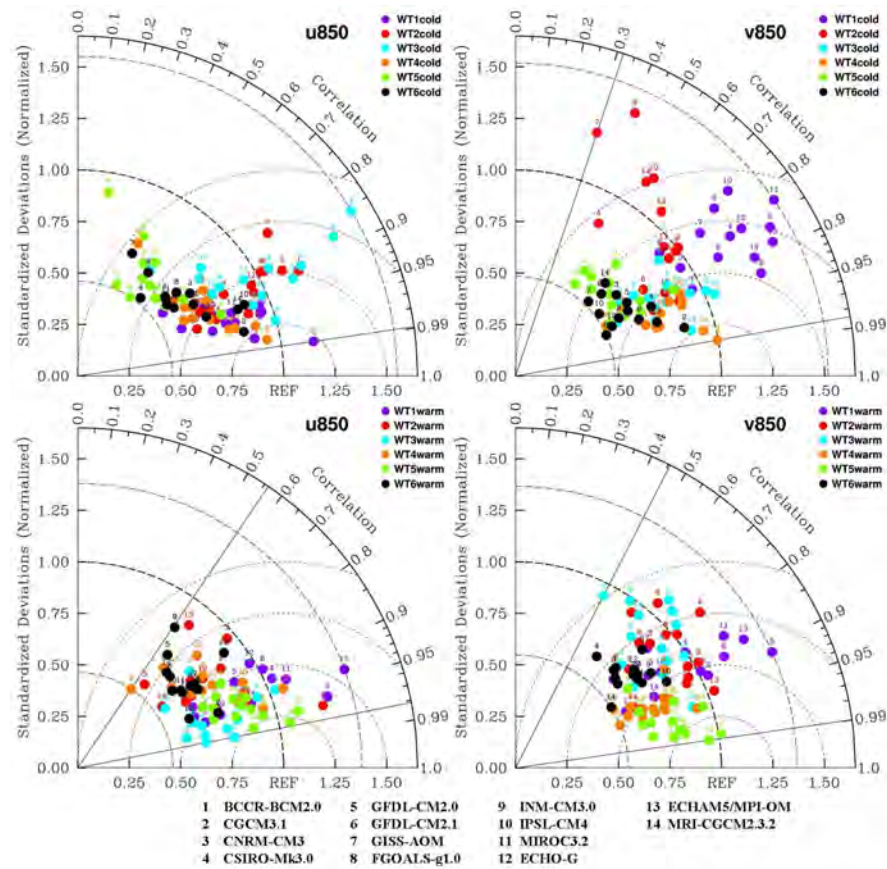


Figure 12: Taylor diagram for the mean zonal (left panel) and meridional (right panels) 850hPa wind components of each weather type in ONDJFM (upper panels) and AMJJAS (lower panels) of the historical period (1971-2000). The horizontal and vertical axes represent the ratio of the spatial standard deviations of the reference (ERA40) and simulated (CMIP3) fields. The radial axis indicates the spatial correlation between the reference and simulated fields. The distance between the origin (noted REF) and any point is proportional to the root-mean-square difference.

Then, we compare the occurrence frequencies of the weather types when classifying the UV850 from ERA40 and the CMIP3 models for the historical period (see Figure 13). Classification is performed in the subspace spanned by the leading learning period ERA40 UV850 EOFs using the centroids of the learning period weather types. Results with the CMIP3 models are generally close to the reanalysis, except for the weather types associated with a high pressure system centred over France ( $WT1_{\text{cold}}$  and  $WT1_{\text{warm}}$ ) or over the north of the British Isles ( $WT2_{\text{cold}}$  and  $WT3_{\text{warm}}$ ): while the  $WT1_{\text{cold}}$

and WT1<sub>warm</sub> occurrences are overestimated and show high dispersion among models, the WT2<sub>cold</sub> and WT3<sub>warm</sub> occurrences are underestimated.

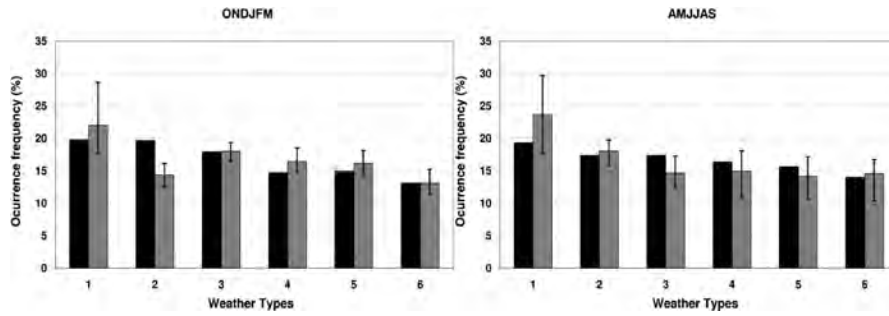


Figure 13: Weather type occurrences in percent for each season when classifying the 850hPa wind fields from ERA40 (black) and the CMIP3 models (dark-grey) (occurrences averaged over all the CMIP3 models) for the historical period 1971-2000. Vertical bars represent the range between the maximum and the minimum values obtained with all models.

#### 4.2.2 Downscaling Validation

First, we first apply the downscaling algorithm for the historical period. Multi-model wind roses are computed by merging all CMIP3 model downscaling results, and the quality criteria are calculated for the 1974-2000 period using the observed wind roses as references. Those quality criteria are then compared to the ones obtained with the ERA40 downscaling (see Figure 14 for the 9-km domain). In most cases, the CMIP3 quality criteria are lower but differences are small (the largest difference between the quality criteria is equal to 4). When focusing on the spread of the CMIP3 model downscaling results, no regional structure appears: the agreement between models is homogeneous over the whole studied domain. On average, the spread is equal to 5 in ONDJFM and 7 in AMJJAS. The larger spread in AMJJAS can be linked to the larger dispersion in the weather type occurrences for this season (Figure 13). Finally, the averaged quality criterion is equal to 69 in ONDJFM and 69 in AMJJAS with CMIP3 models, while it is equal to 70 in ONDJFM and 69 in AMJJAS with ERA40.

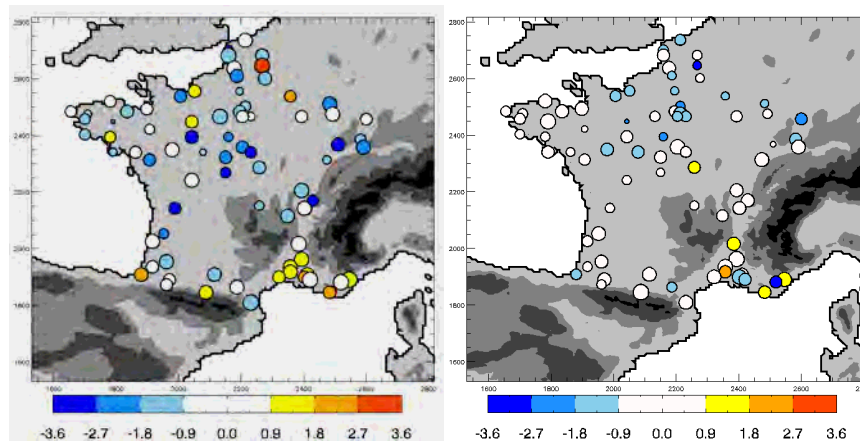


Figure 14: Differences between the wind rose quality criteria computed with the CMIP3 models downscaling and with the ERA40 downscaling, for the period 1974-2000 and the 9-km Més0-NH domain, in ONDJFM (left panel) and AMJJAS (right panel). Circles are inversely related to the multimodel spread (wind roses have been computed for each CMIP3 model separately and the difference between the highest and the smallest quality criteria is calculated at each station): the smallest circle indicates a spread of 16.7 and the largest a spread of 1.5. The orographic levels are the same as in Figure 6.

## 4.3 Climate Scenario

### 4.3.1 Downscaled winds

We now focus on mean changes in the 10m winds for the 2046-2065 period relative to the 1971-2000 historical period (Figure 15 for ONDJFM and Figure 16 for AMJJAS).

In ONDJFM, the Northwest experiences a low increase (maximum of 2.6 %) while the Mediterranean area experiences a stronger decrease of the mean 10m wind speed (maximum of 5.8 %). This is associated with a decrease of the westerly, north-westerly and northerly winds over the Southeast (decrease of the Mistral and Tramontana events), and an increase of the south-westerly winds over the Northwest. Decrease of the wind speeds in the Southeast is particularly pronounced in areas where the Mistral and Tramontana winds are usually the strongest: the Rhone valley between the Alps and the Massif Central with an extension over the sea, and the most southern part of France where the Pyrenees reach the Mediterranean sea and which extends far away over the sea. In the Northwest, changes are more uniform. Differences between the 9-km and 3-km domains are weak, except that results from the 3-km domain obviously provide more details. Most models are in agreement concerning the sign of the changes in those areas (80% of the models agree) while the sign of the changes are unclear in the centre and the southwest of France. The dispersion of the models is of the same order of magnitude as the amplitude of the changes all over France. This means that although

there is high confidence in the sign of the changes in the Southeast and the Northwest, the amplitude of the changes remains uncertain.

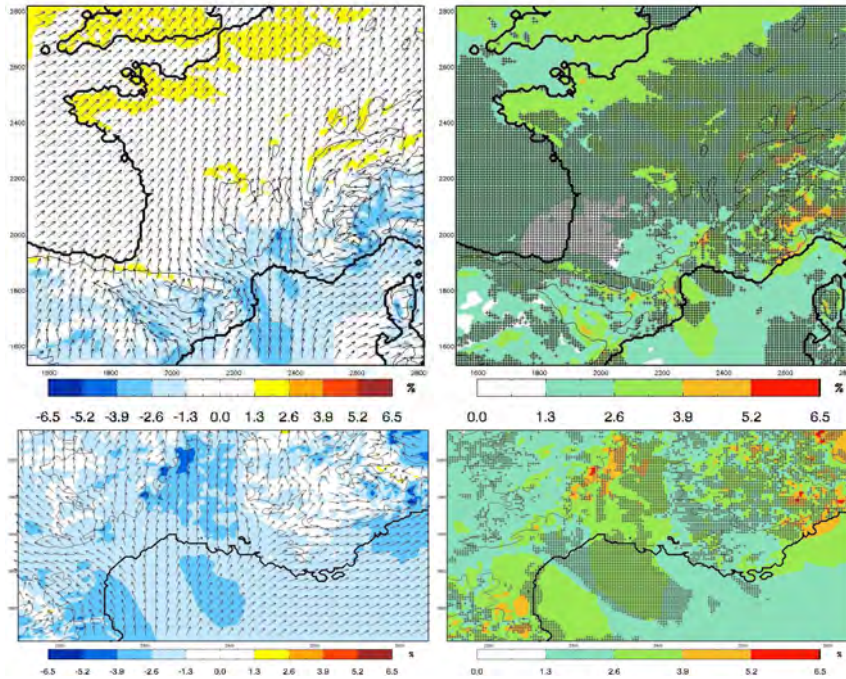


Figure 15: Left panels: multi-model mean 10m wind speed changes in percent and associated vector anomalies for 2046-2065 relative to 1971-2000 in ONDJFM with the 9-km domain (upper-left panel) and the 3-km domain (lower-left panel). Right panels: dispersion among the CMIP3 models (standard deviation formulated as a percentage of the historical period multi-model mean 10m wind speeds) and consistency in the sign of the 10m wind speed changes (non shadow areas indicate areas where at least 80% of the CMIP3 models provide changes of the same sign (11/14)).

In AMJJAS, most of France experiences a decrease of the mean wind speed. This is associated with an increase of the northerly winds all over France. Increase of the northerly winds only leads to an increase of the mean wind speeds in a very limited area in the Rhone valley, where the complex topography accelerates the wind flows. However, uncertainties are higher than in ONDJFM. The sign and the amplitude of the changes are unclear all over France, except in the Centre (maximum decrease of 4.8 %). However, even in the Centre, the dispersion of the models is of the same order of magnitude as the changes. Differences between the 9-km and 3-km domains are also weak.

Those results are in agreement with the 10m wind changes found by Najac et al. (2008), with regards to both the sign and the amplitude of the changes.



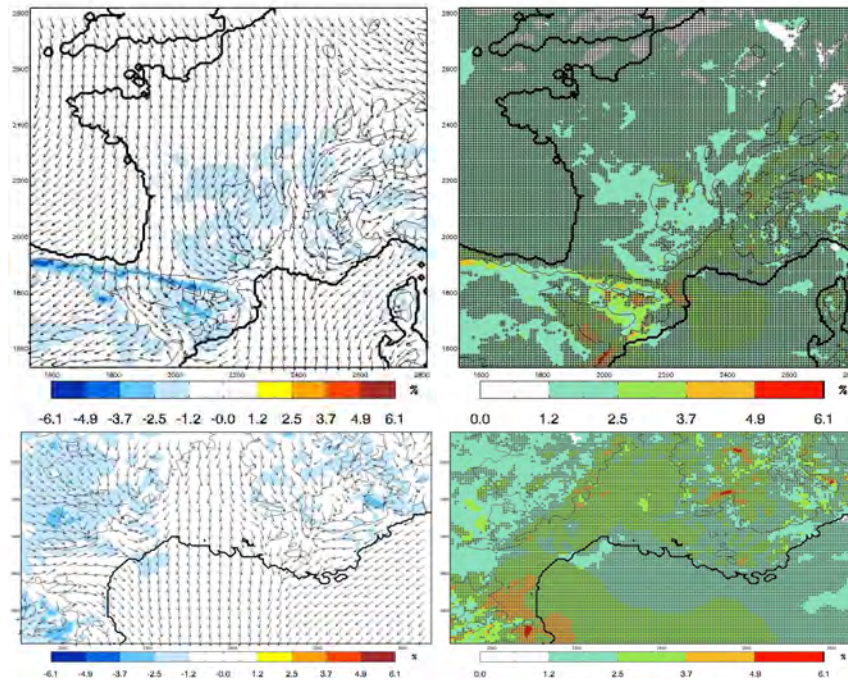


Figure 16: Same as Figure 15, but for AMJJAS.

#### 4.3.2 Changes in the weather type occurrences

The changes in the 10m winds that have been highlighted previously may be linked to changes in weather type occurrences. The relevance of this approach relies on recent studies which suggested that anthropogenic climate change may manifest itself as a projection onto the preexisting natural modes of variability of the climate system (Corti et al. 1999, Stone et al. 2001).

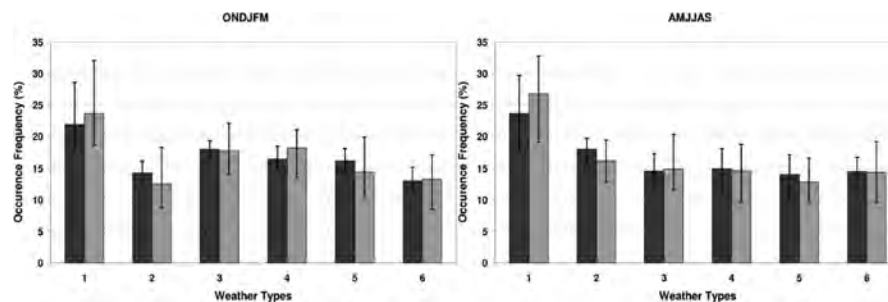


Figure 17: Weather type occurrence frequencies (averaged over all the CMIP3 models) in percent for the cold and warm seasons, for the historical period (dark grey) and 2046-2065 (light-grey). Vertical bars represent the range between the maximum and the minimum values obtained with all models.

As illustrated in Figure 17, significant changes occur in ONDJFM: WT1cold occurrence increases by 8% and WT4cold occurrence by 11%, while WT2cold occurrence decreases by 13% and WT5cold occurrence by 10% (percentages of increase/decrease relative to the occurrence frequencies

in the historical simulation). Note that those results agree with previous studies concerning changes in the residence frequency of the climate system in the wintertime North Atlantic-European atmospheric circulation regimes (Terray et al. 2004, Stephenson et al. 2006). Those changes in the weather type occurrences may have additive effects and give rise to important changes in the wind speed distribution. Indeed, according to Section 4.1 and Figure 3, WT4cold is associated with strong south-westerly winds in northern France, WT1cold with weak anticyclonic winds over France, WT5cold with weak northerly winds in northern France and strong wind events in the Mediterranean area (Mistral and Tramontana), and WT2cold with weak north-easterly winds all over France. As a consequence, in ONDJFM, changes in the weather type occurrence are expected to lead to a decrease of the wind speed in the Mediterranean area and an increase in north-western France. This is in good agreement with the 10m wind speed changes highlighted in Section 4.3.1.

In AMJJAS, WT1warm occurrence increases by 14%, while WT2warm occurrences decrease by 11% and WT5warm occurrences decrease by 9%. According to Section 4.1 and Figure 4, WT1warm is associated with weak anticyclonic winds over France, WT2warm with southerly winds all over France and WT5warm with strong south-westerly winds in northern France. As a result, changes in the weather type occurrences in AMJJAS are expected to lead to a low decrease of the wind speed all over France. This is also in agreement with the 10m wind speed changes highlighted in Section 4.3.1.

However, Najac et al. (2008) showed that changes in the weather type occurrences are only a part of the climate change signal and are not sufficient to explain the whole change in the 10m winds. Indeed changes in the distribution of the days within the weather types may be as much important. Note that, in our method, those changes are accounted for by changes in the occurrences of the wind classes, which have been defined within the weather types.

## **5 Conclusion**

In this paper we have presented a statistical-dynamical downscaling method to estimate the 10m wind speed and direction distributions at high spatial resolution. Relatively good agreements between observed and reconstructed wind roses were found. The main drawbacks of such a method are the addition of two sources of errors (errors that originate from the day sampling and errors that originate from the mesoscale simulations) and the assumption that the climate change signal may be entirely captured by changes in the wind class occurrence frequencies. Furthermore, while a sample of 200 days appeared to be satisfactory to represent the 10m wind speed and direction distributions, this method is not adapted for extreme wind studies. The main advantage of this method is that it can provide crucial information at the scale of interest for policymakers. Moreover, given the mesoscale simulations, it can be easily applied to a wide range of GCMs for different time periods, which is essential to carry out relevant impact studies.

The multimodel study of the impact of climate change on the wind resources over France were carried out for the 2046-2065 period with the 1971-2000 period as a reference. Concerning the mean 10m wind speeds, although there is high confidence in the sign of the changes in some areas (increase in the Northwest and decrease in the Southeast in ONDJFM, decrease in the Centre in AMJJAS), there is a great uncertainty with regards to the amplitude of those changes. Furthermore, the changes that have been highlighted remain low (maximum of 5.8%). Those results are in good agreement with previous studies (Najac et al. 2008).

## Acknowledgments

J. Najac PhD grant was partly supported by Electricité de France (EDF). ECMWF ERA-40 data were obtained from the ECMWF data server. The authors are grateful to the Division de la Climatologie (DCLIM) at Météo-France for providing the SQR dataset. We acknowledge the modeling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP's Working Group on Coupled Modelling (WGCM) for their roles in making available the WCRP CMIP3 multi-model dataset. Support of this dataset is provided by the Office of Science, U.S. Department of Energy. Some statistical calculations have been performed with Statpack, developed by P. Terray (IPSL/LOCEAN). We would like to thank J. Payart for her precious help with the MesoNH model.

## Reference

- Boé J, Terray L, Habets F, Martin E. 2006. A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J Geophys Res* 111:D23106
- Bogardi I, Matyasovszky I. 1996. Estimating daily wind speed under climate change. *Solar Energy* 57-3:239-248
- Cassou C, Terray L, Phillips AS. 2005. Tropical Atlantic influence on European heatwaves. *J Clim* 18:2805-2811
- Conil S, Hall A. 2006. Local modes of atmospheric variability: a case study of Southern California. *J Clim* 19-17:4308-4325
- Corti S, Molteni F, and Palmer TN. 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature* 398:799-802
- Frey-Buness F, Heimann D, Sausen R. 1995. A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.* 50:117-131
- Giorgi F, Mearns LO. 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev Geophys* 29-2:191-216
- Global Wind Energy Council. 2007. Global wind 2007 report  
[http://www.gwec.net/fileadmin/documents/test2/gwec-08-update\\_FINAL.pdf](http://www.gwec.net/fileadmin/documents/test2/gwec-08-update_FINAL.pdf)

- Heimann D. 1986. Estimation of regional surface-layer wind-field characteristics using a three-layer mesoscale model. *Beitr Phys Atmosph* 59:518-537
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Hereil P, Mascart P, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, Vila-Guerau de Arellano J. 1998. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16:90-109
- Mengelkamp H-T, Kapitza H, Pfluger U. 1997. Statistical-dynamical downscaling of wind climatologies. *J Wind Eng Ind Aerodyn* 67&68:449-457
- Mengelkamp H-T. 1999. Wind climate simulation over complex terrain and wind turbine energy output estimation. *Theor Appl Climatol* 63:129-139
- Moisselin JM, Schneider M, Canellas C, Mestre O. 2002. Changements climatiques en France au 20ème siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures. *La Météorologie* 38 :45-46
- Najac J, Boé J, Terray L. 2008. A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Clim Dyn* In press
- Plaut G, Simonnet E. 2001. Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Clim Res* 17:303-324
- Pryor SC, Barthelmie RJ, Kjellström E. 2005a. Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe: analyses using a regional climate model. *Clim Dyn* 25:815-835
- Pryor SC, Schoof JT. 2005b. Empirical downscaling of wind speed probability distributions. *J Geophys Res* 110:D19109
- Pryor SC, Schoof JT, Barthelmie RJ. 2005c. Climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe: empirical downscaling of multiple AOGCMs. *Clim Res* 29:183-198
- Pryor SC, Schoof JT, Barthelmie RJ. 2006. Winds of change?: projections of near-surface winds under climate change scenarios. *Geophys Res Lett* 33:L11702
- Sailor DJ, Hu T, Li X, Rosen JN. 2000. A neural network approach to local downscaling of GCM output for assessing wind power implications of climate change. *Renewable Energy* 19:359-378
- Stein J, Richard E, Lafore JP, Pinty JP, Asencio N, Cosma S. 2000. High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parametrization. *Meteorol Atmos Phys* 72:101-110
- Stone DA, Weaver AJ, Stouffer RJ. 2001. Projection of climate change onto modes of atmospheric Variability. *J Clim* 14:3551-3565
- Taylor KE. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in single diagram. *J Geophys Res* 106:D7



Terray L, Demory ME, Déqué M, Coetlogon G, Maisonnave E. 2004. Simulation of late-twenty-first-century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J Clim* 17-24:4630-4635

Troen I, Petersen EL. 1989. *European Wind Atlas*. Risø National Laboratory, Roskilde. ISBN 87-550-1482-8

Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, da Costa Bechtold V, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Holm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf J-F, Morcrette J-J, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J Roy Meteor Soc* 131:2961-3012

Wilby RL, Charles SP, Zorita E, Timbal B, Whetton P, Mearns LO. 2004. Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Data Distribution Centre of the Intergovernmental Panel on Climate Change

Wippermann F, Groß G. 1981. On the construction of orographically influenced wind roses for given distribution of the large-scale wind. *Beitr Phys Atmos* 54:492-501

## 5.3 Eléments supplémentaires de validation

### 5.3.1 Les classes de vent

Dans cette section, nous présentons quelques résultats complémentaires sur les classes de vent. Nous reprenons tout d'abord l'approche présentée dans le chapitre 3 concernant le pouvoir discriminant des régimes et des types de temps. Nous avons alors souligné la nette diminution de la variabilité intra-régime avec les types de temps par rapport aux régimes de temps (figure 3.29 du chapitre 3). Cette diminution s'expliquait par différents éléments intervenant dans la classification : la zone géographique de classification, la variable classifiée, le préconditionnement de la classification par le UV10, le nombre de régimes. Or la différence principale entre les types de temps et les classes de vent est le nombre de classes : 100 pour les classes de vent contre 6 pour les types de temps, pour chaque saison. On peut ainsi s'interroger sur l'impact de cette caractéristique sur le pouvoir discriminant. La figure 5.2 présente le rapport moyen de la variance intra-régime sur la variance totale du UV10 pour les types de temps et les classes de vent pour les deux saisons. Il apparaît que le pouvoir discriminant des classes de vent est bien supérieur à celui des types de temps à toutes les stations. Cependant, alors que le rapport de la variance intra-régime sur la variance totale était diminué, en moyenne, de 29 % en passant des régimes de temps aux types de temps, celui-ci n'est diminué que de 12 % en passant des types de temps aux classes de vent. Ainsi, à partir d'un certain nombre de classes, augmenter ce nombre ne permet qu'une faible augmentation du pouvoir discriminant. Ce point a été entrevu dans la section 3.3.2 du chapitre 3 où la figure 3.6 présentait l'évolution du pouvoir discriminant en fonction du nombre de régimes de temps. On voyait sur cette figure une stagnation du pouvoir discriminant pour des nombres importants de régimes de temps. En outre, ce résultat indique que la variabilité du vent à 10 m à l'intérieur des classes de vent n'est pas négligeable. Il s'agit d'une première limite de notre approche et de la définition de classes de vent à l'échelle de la France. Pour augmenter encore plus le pouvoir discriminant des classes de vent et donc améliorer la représentativité des jours sélectionnés, il faudrait définir des classes de vent à une échelle spatiale plus fine, c'est-à-dire à l'échelle de régions climatologiques et traiter chaque région séparément. C'est l'approche adoptée par Plaut et al. (2001b) qui définissent des types de temps de grande échelle différents pour plusieurs zones de montagne en France, en Suisse et en Italie. Cependant, appliquer la méthode de désagrégation à plusieurs régions séparément nécessiterait de diminuer le nombre de jours sélectionnés pour chaque région, le nombre de simulations méso-échelle ne pouvant être augmenté pour des raisons de temps de calcul. Ainsi, si l'on définit 5 régions en France (par exemple, le nord-ouest, le nord-est, le sud-ouest, le centre et le sud-est), le nombre de simulations méso-échelle étant fixé à 200, on ne pourrait sélectionner que 20 jours par région et par saison. Les distributions de la vitesse et de la direction du vent à 10 m seraient alors peu robustes car reconstruites à partir de seulement 20 valeurs.

Afin de comparer l'impact des changements d'occurrence des types de temps et des

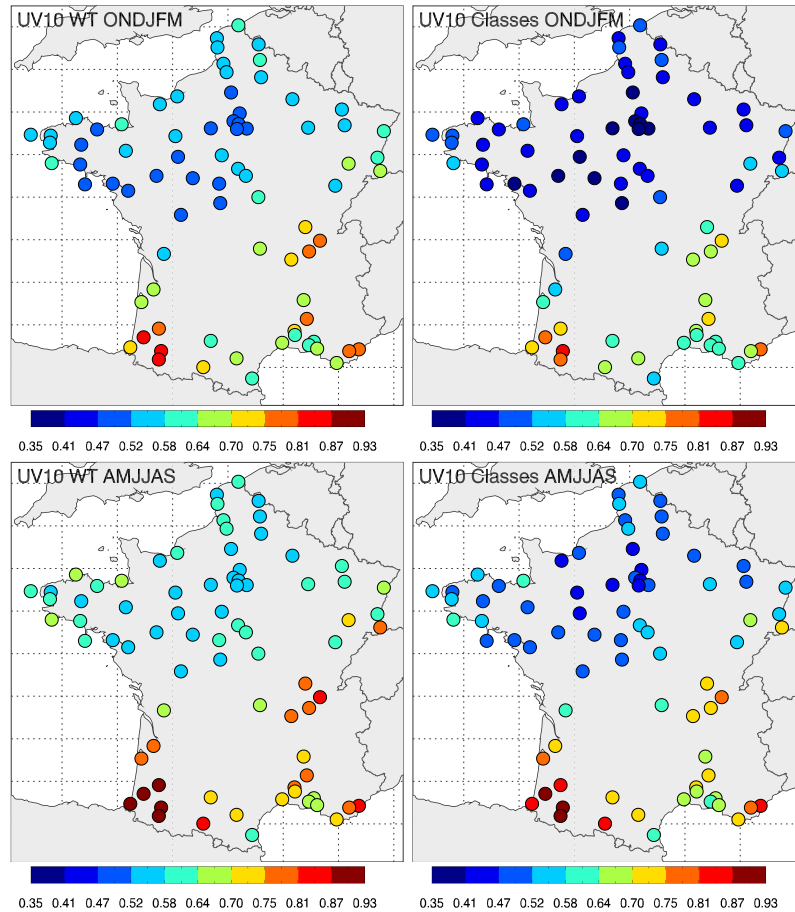


FIG. 5.2: Rapport moyen de la variance intra-régime sur la variance totale pour les types de temps (colonne de gauche) et les classes de vents (colonne de droite) pour ONDJFM (ligne du haut) et AMJJAS (ligne du bas) du vent à 10 m (moyenne des résultats pour  $u_{10}$  et  $v_{10}$ ) sur la période 1974-2002.

classes de vent sur le vent à 10 m, nous utilisons la décomposition décrite dans la section 3.3.3. Les deux premiers termes de l'équation 3.3 sont appelés, dans le cas des classes de vent, changements inter-classes et changements intra-classes. Ces différents termes, ainsi que ceux correspondants aux types de temps, sont présentés, pour le vent à 10 m, sur la figure 5.3 pour ONDJFM et sur la figure 5.4 pour AMJJAS.

En ONDJFM, les différences entre les types de temps et les classes de vent sont faibles : les classes de vent ne permettent pas d'augmenter de façon significative la part du changement de la vitesse moyenne du vent expliquée par les changements inter-classes. Les changements inter-classes expliquent ainsi environ 60 % des changements totaux, contre 48% pour les changements inter-types. Ce résultat met en évidence les limites de la méthode de désagrégation avec les classes de vent. En particulier, en ne prenant en compte que les changements inter-classes, on peut s'attendre à une surestimation de l'augmentation de la vitesse du vent dans l'ouest de la zone et une sous-estimation de la diminution de la vitesse du vent dans le sud.

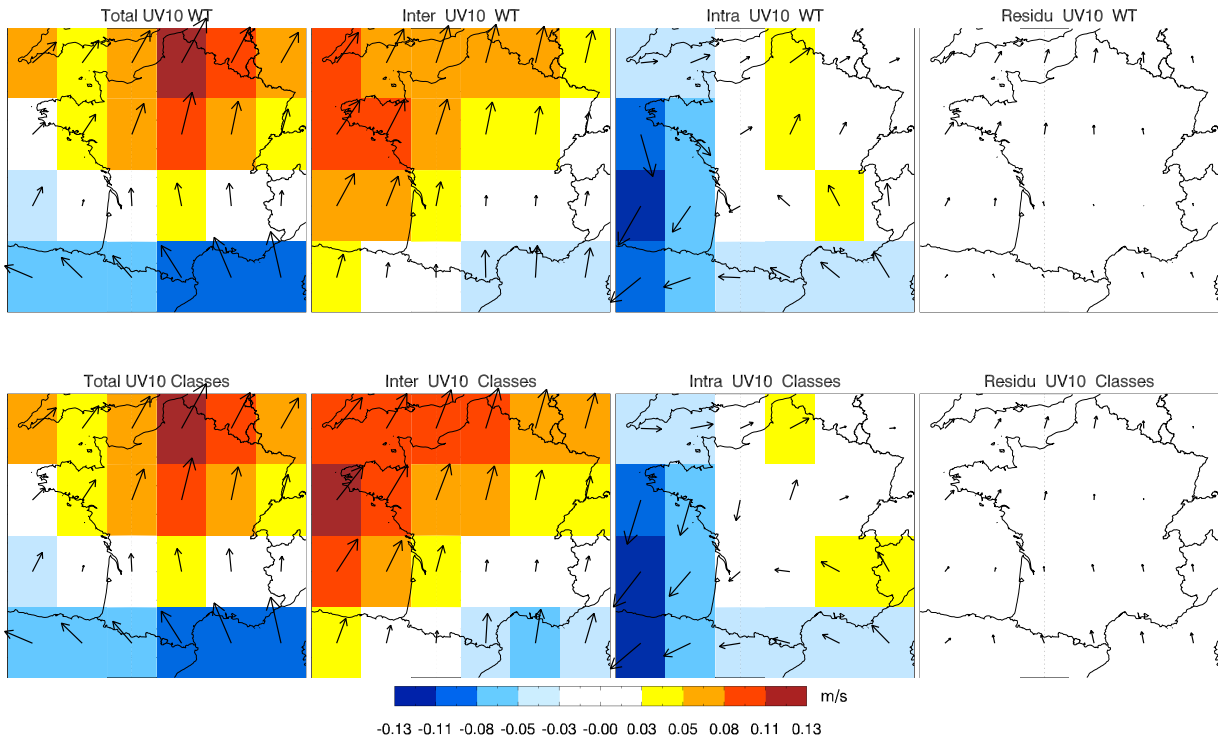


FIG. 5.3: Changements totaux (1<sup>ère</sup> colonne), inter-régimes (2<sup>ème</sup> colonne), intra-régimes (3<sup>ème</sup> colonne) et résiduels (dernière colonne) entre les périodes 2046-2065 et 1971-2000 pour le vent à 10 m, avec les types de temps (ligne du haut) et les classes de vent (ligne du bas), pour le multi-modèles CMIP3 en ONDJFM.

En AMJJAS, les différences entre les types de temps et les classes de vent sont plus marquées. Les changements intra-classes sont ainsi nettement plus faibles que les changements intra-types : les changements inter-classes expliquent environ 70 % des changements totaux, contre 49% pour les changements inter-types. Cependant, bien que les changements intra-classes soient largement dominés par les changements inter-classes dans l'ouest du domaine, les changements intra-classes expliquent une part importante des changements totaux dans l'est de la zone. Par conséquent, en ne prenant en compte que les changements inter-classes, on peut s'attendre à une sous-estimation de la diminution de la vitesse du vent dans l'est du domaine avec la méthode des classes de vent.

Finalement, cette approche révèle certaines limites de la méthode des classes de vent employée dans l'article de la section 5.2.2 : dans certains cas, l'hypothèse sur laquelle repose cette méthode (les changements du vent à 10 m peuvent être expliqués par les changements d'occurrence des classes de vent) ne semble pas totalement respectée. Les résultats de cette méthode doivent donc être considérés avec prudence.

Nous présentons maintenant les résultats de l'approche REXA décrite par Yiou et Nogaj (2004) (figure 5.5). Rappelons que cette approche consiste, pour chaque station, à repérer la classe de vent qui favorise le plus les vents forts (définis à chaque station par le

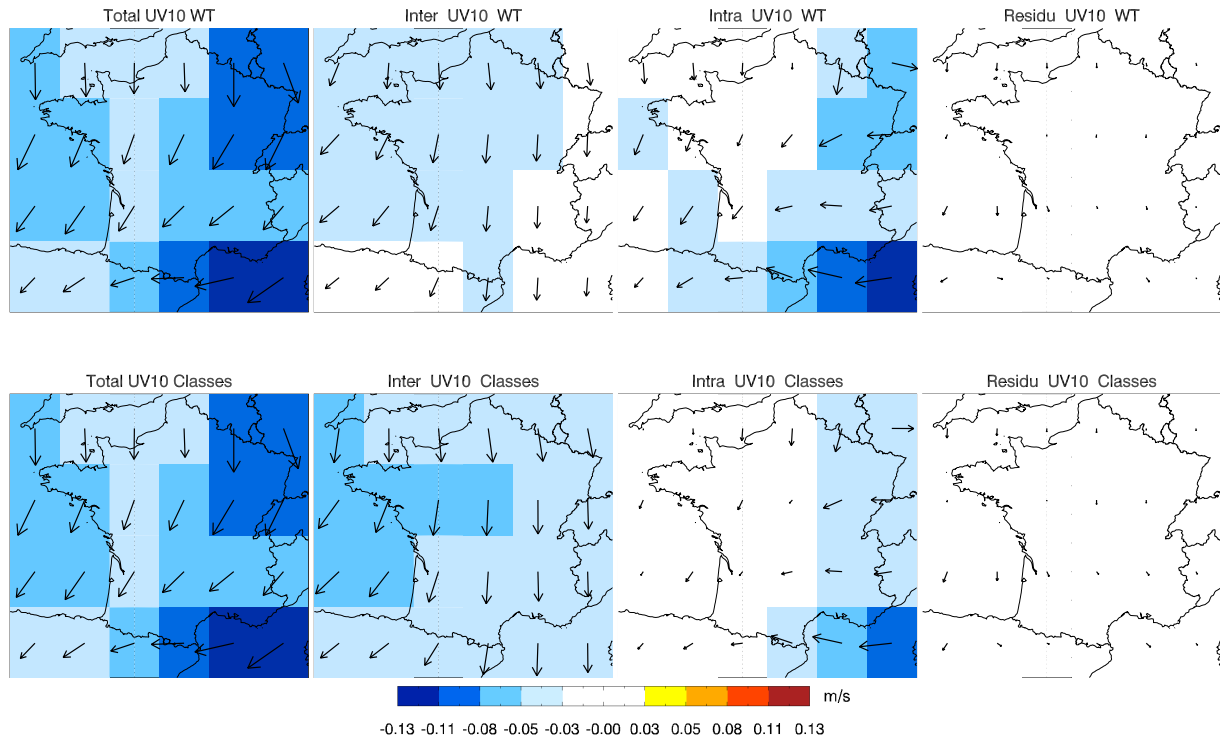


FIG. 5.4: *Idem que la Figure 5.3 pour AMJJAS.*

99<sup>ème</sup> percentile, voir la légende de la figure 5.5 pour plus de détails). Le lecteur pourra se reporter à la figure 3.23 pour situer les stations dont il sera fait mention dans la suite. Mis à part quelques rares stations, les classes de vent obtenues appartiennent toutes aux mêmes types de temps que ceux obtenus en appliquant directement l'approche REXA aux types de temps (voir figure 3.27). En outre, les classes de vent obtenues sont les dernières classes de leurs types de temps respectifs : 18<sup>ème</sup> classe du type de temps WT3<sub>cold</sub> (qui en contient 18), 16<sup>ème</sup> classe du type de temps WT4<sub>cold</sub> (qui en contient 16), 14<sup>ème</sup> classe du type de temps WT5<sub>cold</sub> (qui en contient 14) et 14<sup>ème</sup> classe du type de temps WT6<sub>cold</sub> (qui en contient 14). Ainsi, la définition des classes de vent au sein des types de temps a permis d'isoler les événements de vent fort. On retrouve donc la dernière classe des types de temps WT6<sub>cold</sub> et WT4<sub>cold</sub> pour la moitié nord de la France, le sud-ouest de la France, et pour les stations les plus orientales du sud-est. Dans le sud-est, on retrouve majoritairement la dernière classe du type de temps WT5<sub>cold</sub>, ainsi que la dernière classe du type de temps WT3<sub>cold</sub> pour les stations de Mauguio et de Blagnac.

Afin de mieux comprendre les différences régionales révélées par l'approche REXA, nous présentons les résultats des simulations Méso-NH des jours représentatifs de chacune des quatre classes de vent fort obtenues par la méthode REXA. Rappelons que les jours représentatifs de chaque classe de vent ont été tirés de façon aléatoire à l'intérieur de chaque classe de vent (cf. section 5.2.1). Il est donc important de garder à l'esprit que les jours simulés ne représentent qu'un échantillon des classes de vents correspondantes, et que

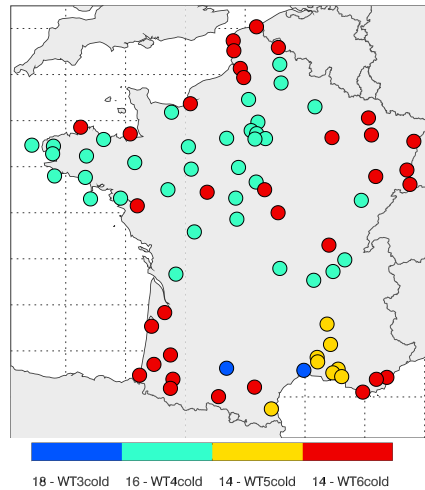


FIG. 5.5: Pour chaque station, classe de vent présentant le plus grand nombre de jours de vent fort (approche REXA décrite par Yiou et Nogaj 2004). Les jours de vent fort sont définis, pour chaque station, par le 99<sup>ème</sup> percentile des vitesses de vent observées sur la période 1974-2002 (hiver et été confondus). Le seuil est donc différent pour chaque station. Les types de temps auxquels appartiennent les classes de vent sont également indiqués. Les 4 classes de vent obtenues sont des classes de vent d'hiver.

des différences peuvent exister entre des jours d'une même classe du fait de la variabilité à l'intérieur des classes de vent (cf. figure 5.2). De façon similaire, les composites des régimes de temps et des types de temps présentés dans le chapitre 3 ne représentaient qu'un état moyen supposé représentatif des nombreuses situations différentes regroupées au sein des régimes et des types de temps.

La figure 5.6 met en évidence l'intérêt des simulations Mésos-NH : elles permettent de distinguer clairement les contrastes régionaux, et, par conséquent, de mieux comprendre les différences entre certaines stations proches les unes des autres. Tout d'abord, il apparaît que les vitesses moyennes du vent sont nettement plus élevées au-dessus de la mer qu'au-dessus de la terre. Les zones côtières sont donc des zones où les méthodes de désagrégation présentent inévitablement de fortes incertitudes. Etudions maintenant le cas du sud-est de la France. La 16<sup>ème</sup> classe du type de temps WT4<sub>cold</sub> n'est manifestement pas propice aux vents forts dans cette région. La 14<sup>ème</sup> classe du type de temps WT5<sub>cold</sub> est un cas classique de fort mistral dans la vallée du Rhône (vents de nord) et de forte tramontane sur le Languedoc-Roussillon (vents de nord-ouest). Cette classe favorise donc les événements de vent fort à toutes les stations de la vallée du Rhône et à Perpignan. Les zones situées à l'est de la vallée du Rhône et entre la vallée du Rhône et la zone de tramontane, sont alors abritées du mistral et de la tramontane, et présentent des vitesses moyennes de vent très faibles.

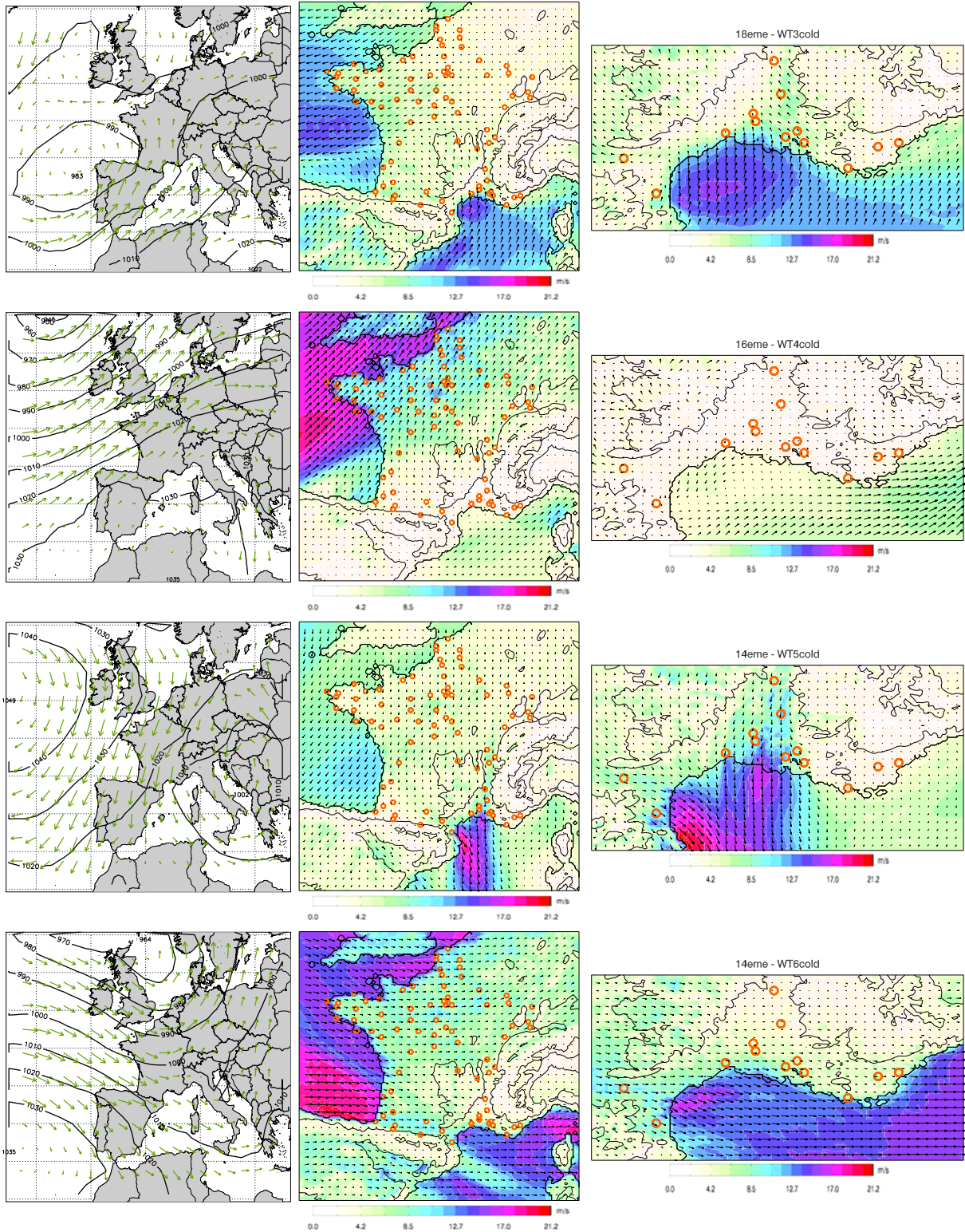


FIG. 5.6: Moyenne de la PSL (hPa) et du UV850 des réanalyses ERA40 (1<sup>ère</sup> colonne), du vent à 10 m moyen simulé par Més0-NH sur le domaine à 9 km (2<sup>ème</sup> colonne) et sur le domaine à 3 km (3<sup>ème</sup> colonne) des jours représentatifs des quatre classes de vent obtenues par la méthode REXA. Il s'agit du 2 mars 2001 pour la 18<sup>ème</sup> classe du type de temps WT3<sub>cold</sub>, du 10 janvier 1993 pour la 16<sup>ème</sup> classe du type de temps WT4<sub>cold</sub>, du 27 février 1988 pour la 14<sup>ème</sup> classe du type de temps WT5<sub>cold</sub> et du 12 février 1990 pour la 14<sup>ème</sup> classe du type de temps WT6<sub>cold</sub>. La position des stations SQR est indiquée par des cercles oranges sur les domaines Més0-NH.



La 14<sup>ème</sup> classe du type de temps  $WT6_{cold}$  présente un fort flux d'ouest sur toute la zone méditerranéenne. Il n'y a pas de mistral dans la vallée du Rhône et la tramontane est orientée à l'ouest. La zone située à l'est de la vallée du Rhône présente alors de forts vents d'ouest qui s'étendent jusqu'aux côtes italiennes. Cette classe de vent favorise ainsi les événements de vent fort aux stations de Toulon, le Cannet-des-Maures et Fréjus. On remarque également qu'avec cette orientation, la tramontane présente des vents plus forts au niveau du seuil du Lauragais (étroite vallée entre le Massif Central et les Pyrénées), ce qui explique pourquoi cette classe de vent favorise majoritairement les événements de vent fort à la station de Carcassonne. Enfin, la 18<sup>ème</sup> classe du type de temps  $WT3_{cold}$ , bien que présentant des vitesses moyennes de vent généralement plus faibles que les deux classes de vent précédentes, est caractérisée par des vents forts sur la zone comprise entre la vallée du Rhône et la région sous influence de la tramontane. Cette classe de vent favorise ainsi les événements de vent fort à la station de Mauguio.

Le cas du sud-ouest est également intéressant. Comme nous l'avons décrit dans la section 3.4.3 du chapitre 3, cette région est abritée des forts flux de sud-ouest par les massifs montagneux du nord de la péninsule ibérique (16<sup>ème</sup> classe du type de temps  $WT4_{cold}$ ). Ainsi, on distingue parfaitement les zones de vents faibles sous le vent des reliefs avec cette classe de vent. Cette caractéristique est particulièrement remarquable sur l'océan au nord de la péninsule ibérique. Lorsque les vents sont d'ouest (14<sup>ème</sup> classe du type de temps  $WT6_{cold}$ ), cette région n'est plus abritée par le relief et présente alors des vitesses de vent élevées.

Cependant, les événements de vent fort peuvent également se produire avec d'autres classes de vent. La figure 5.7 présente, pour chaque station, le nombre de classes de vent présentant au moins un événement extrême sur la période 1974-2002. Rappelons que 200 classes de vent ont été définies. Il existe un fort contraste entre les stations du nord de

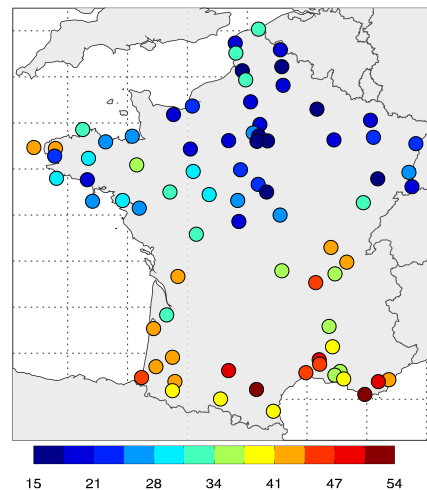


FIG. 5.7: Pour chaque station, nombre de classes de vent présentant au moins un jour de vent fort (cf. figure 5.5 pour la définition des jours de vent fort).



la France, qui affichent un faible nombre de classes de vent, et les stations du sud de la France, qui affichent un plus grand nombre de classes de vent. Dans certaines stations du sud de la France, plus de 25 % des classes de vent présentent ainsi au moins 1 jour de vent fort. Ce contraste géographique s'explique essentiellement par les caractéristiques du cycle saisonnier du vent à 10 m. Dans le nord de la France, nous avons vu que le cycle saisonnier du vent à 10 m était plus marqué, avec un maximum en hiver et un minimum en été (section 2.3 du chapitre 2). Les classes de vent concernées par les événements de vent fort sont donc essentiellement des classes de vent d'hiver. Au contraire, dans le sud de la France, le cycle saisonnier du vent à 10 m est peu marqué et des événements de vent fort ont lieu l'hiver et l'été, ce qui augmente le nombre de classes de vent présentant des événements de vent fort. Ce contraste géographique est également lié au plus faible pouvoir discriminant des classes de vent dans le sud de la France (voir figure 5.2).

Enfin, la figure 5.8 présente la probabilité que le seuil du 99<sup>ème</sup> percentile soit dépassé à au moins une station, pour chaque classe de vent. Pour tous les types de temps sauf

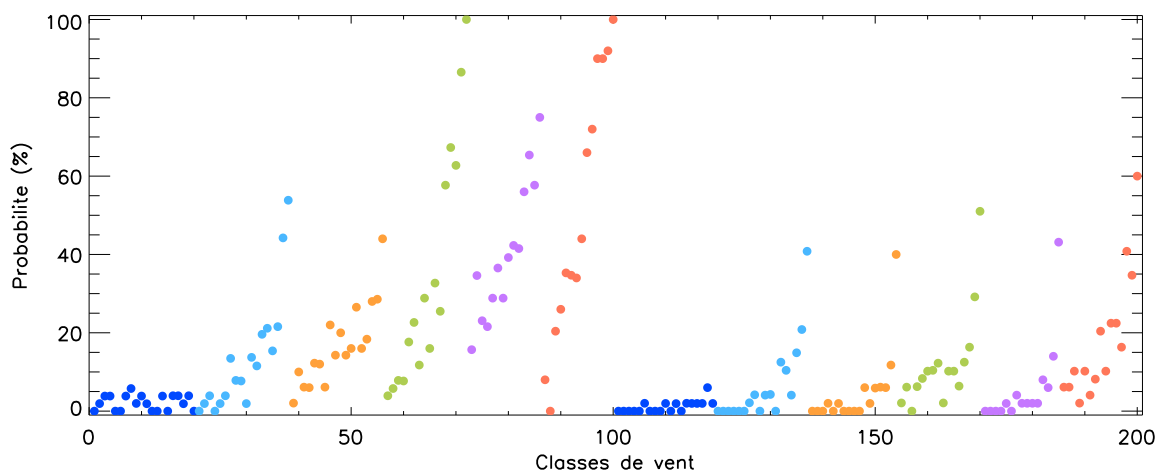


FIG. 5.8: Pour chaque classe de vent, probabilité (en %) que la vitesse du vent à 10 m soit supérieure au 99<sup>ème</sup> percentile à au moins une station (période 1974-2002). Chaque couleur représente un type de temps. Les cent premières classes de vent sont les classes de vent d'hiver, et les cent dernières sont les classes de vent d'été.

WT1<sub>cold</sub>, on peut voir que la probabilité de dépasser le 99<sup>ème</sup> percentile à au moins une station augmente presque linéairement avec le rang des classes de vent à l'intérieur de chaque type de temps. Cette caractéristique suggère que la méthode de division des types de temps (cf. section 5.2.1) est bien adaptée pour étudier les extrêmes (la méthode n'ayant pas été expressément développée pour cela). Deux classes de vent (la dernière classe du type de temps WT4<sub>cold</sub> et la dernière classe du type de temps WT6<sub>cold</sub>) ont même une probabilité de 100 % que la vitesse du vent soit supérieure au 99<sup>ème</sup> percentile à au moins une station. Le type de temps WT1<sub>cold</sub>, décrit comme un type de temps présentant des

vents faibles sur toute la France dans la section 3.4.3, présente des probabilités d'occurrence de vents forts très faibles pour toutes ses classes.

Pour terminer, nous vérifions que les fréquences d'occurrence des classes de vent sont correctement reproduites par le multi-modèles CMIP3 sur la période historique (figure 5.9). Bien que des différences apparaissent entre le multi-modèles et les réanalyses, les fréquences d'occurrence sont généralement bien reproduites. En particulier, toutes les classes de vent sont représentées dans le multi-modèles, ce qui n'était pas assuré étant donnée la taille réduite des classes de vents (environ 51 jours pour chaque classe de vent sur la période historique). De plus, nous retrouvons certaines caractéristiques des types de temps décrites dans la section 3.4.5 : par exemple, nous constatons une sous-estimation des fréquences d'occurrence des classes de vent du type de temps  $WT2_{\text{cold}}$  et une surestimation de celles des classes de vent du type de temps  $WT1_{\text{warm}}$  ; or nous avons noté, dans la section 3.4.5, une sous-estimation de la fréquence d'occurrence du type de temps  $WT2_{\text{cold}}$  et une surestimation de celle du type de temps  $WT1_{\text{warm}}$  (cf. figure 3.32).

### 5.3.2 L'hypothèse de stationnarité

#### a. Dans le monde des modèles

Dans cette section, nous reprenons la méthodologie proposée par González-Rouco et al. (1999), Frías et al. (2006) et Timbal et al. (2008b), et que nous avons décrite dans la section 4.2.2 du chapitre 4. L'hypothèse de stationnarité stipule que la relation statistique entre les prédicteurs (les fréquences d'occurrence des classes de vent) et les variables à prédire (les roses des vents), établie sur la période d'apprentissage 1974-2002, reste valide pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100. Il s'agit donc de vérifier la validité de cette hypothèse de stationnarité dans le monde des modèles climatiques. Pour nous placer dans des conditions identiques au cas réel de la section 5.2.2, nous utilisons une période d'apprentissage de même taille (28 ans), soit la période 1972-2000. Pour chaque modèle CMIP3, un jour est tiré de façon aléatoire à l'intérieur de chaque classe de vent sur la période 1972-2000, et les fréquences d'occurrence des classes de vent sont calculées sur les périodes 1972-2000, 2046-2065 et 2081-2100. Ensuite, le vent à 10 m simulé par les modèles CMIP3 pour les jours sélectionnés est pondéré par les fréquences d'occurrence des classes de vent sur les trois périodes.

Nous avons vérifié que les résultats que nous présentons dans cette section sont peu sensibles au choix aléatoire des jours à l'intérieur des classes de vent.

Nous commençons par comparer les critères de qualité des roses des vents multi-modèles sur les trois périodes (figure 5.10). Les valeurs obtenues pour la période 1972-2000 sont particulièrement élevées : le critère de qualité est supérieur à 90 à tous les points de grille sauf un. Ces valeurs sont supérieures à celles obtenues dans le cas réel (entre 70 et 90, voir figure 6 de l'article de la section 5.2.2). Cette différence s'explique essentiellement

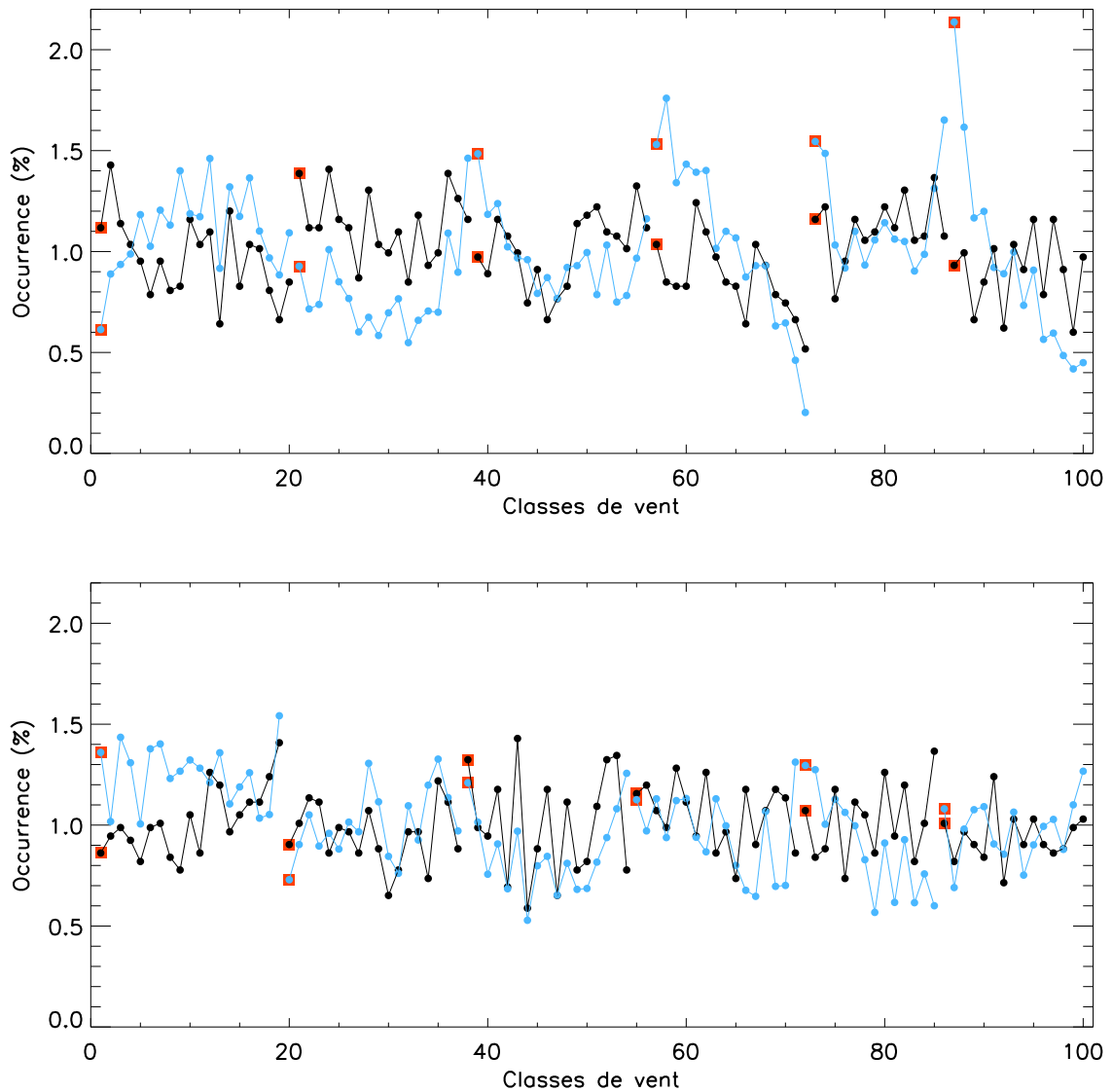


FIG. 5.9: Fréquence d'occurrence des classes de vent sur la période 1971-2000 avec les réanalyses ERA40 (en noir) et le multi-modèles CMIP3 (en bleu), en ONDJFM (en haut) et en AMJJAS (en bas). Les classes de vent appartenant au même type de temps sont reliées par un trait, et la première classe de vent de chaque type de temps est indiquée par un carré orange.

par la plus faible variabilité du vent à 10 m (force et direction) simulé par les modèles CMIP3 (cf. section 2.4 du chapitre 2) : pour un même nombre de jours sélectionnés, il est donc plus facile d'estimer les roses des vents des modèles CMIP3 que les roses des vents observées aux stations SQR. Il apparaît que les critères de qualité diminuent légèrement au cours du temps pour la majorité des points de grille. Cependant, ces diminutions sont faibles, notamment en hiver où certains points de grille présentent même une augmentation. Ainsi, les critères de qualité diminuent, en moyenne, de 0.4 en hiver et 0.7 en été

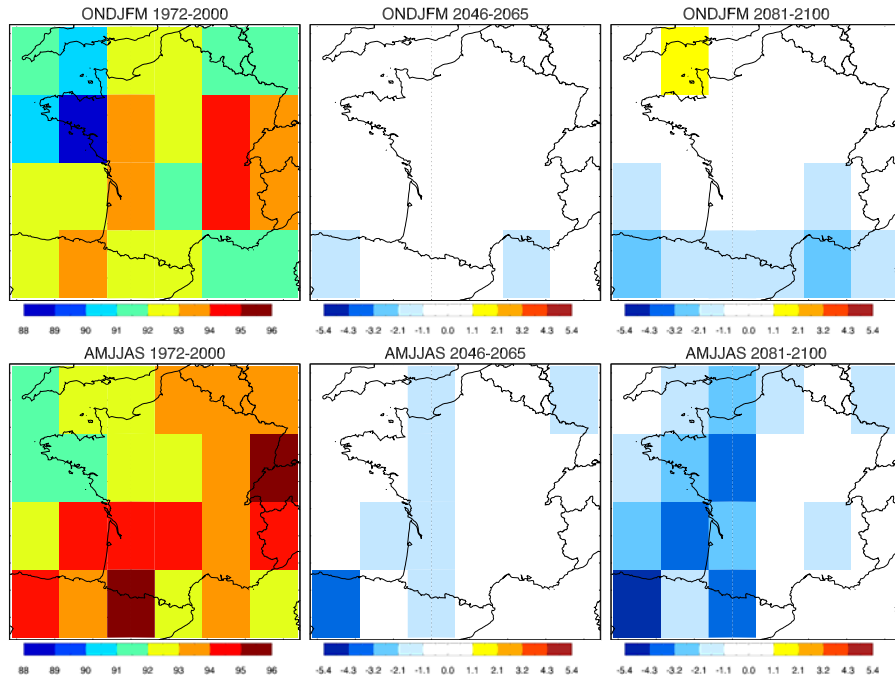


FIG. 5.10: 1<sup>ère</sup> colonne : critères de qualité des roses des vents multi-modèles en ONDJFM (ligne du haut) et AMJJAS (ligne du bas) pour la période 1972-2000. 2<sup>ème</sup> colonne : différence entre le critère de qualité pour la période 2046-2065 et celui pour la période 1972-2000, en ONDJFM (ligne du haut) et AMJJAS (ligne du bas). 3<sup>ème</sup> colonne : différence entre le critère de qualité pour la période 2081-2100 et celui pour la période 1972-2000, en ONDJFM (ligne du haut) et AMJJAS (ligne du bas). Les critères de qualité sont obtenus par comparaison des roses des vents reconstruites (obtenues en pondérant le UV10 directement simulé par les modèles CMIP3 par les fréquences d'occurrence des classes de vent sur la période considérée) avec les roses des vents simulées (obtenues avec le UV10 directement simulé par les modèles CMIP3 sur toute la période considérée).

pour la période 2046-2065, et de 0.7 en hiver et 1.7 en été pour la période 2081-2100. La diminution des valeurs du critère de qualité est plus marquée l'été que l'hiver, et plus particulièrement dans l'ouest du domaine. Cette diminution est en fait liée à une augmentation de l'erreur sur la direction du vent à 10 m (tableau 5.2), notamment dans le sud-ouest du domaine.

L'étape finale consiste à s'assurer que la méthode de désagrégation permet de reproduire les modifications du vent à 10 m dans le futur. Les figures 5.11 et 5.12 montrent que la méthode de désagrégation reproduit bien les modifications du vent à 10 m simulées par les modèles CMIP3, en termes de changements moyens de la vitesse et de la direction du vent. On retrouve ainsi, en hiver, une diminution de la vitesse du vent dans le sud et une augmentation de la vitesse du vent dans le nord de la France associée à une augmentation des vents de sud-ouest, et en été, une diminution de la vitesse du vent sur toute la France

Vitesse (%)	1972-2000	2046-2065	2081-2100
ONDJFM	1.3	1.6	2.2
AMJJAS	0.7	0.7	1.1
Angle (°)	1972-2000	2046-2065	2081-2100
ONDJFM	2.5	2.9	3.4
AMJJAS	2.4	10.4	16.1

TAB. 5.2: Deux premières lignes : erreur moyenne (en %) entre les vitesses du vent à 10 m reconstruites par la méthode des classes de vent et directement simulées par les modèles CMIP3, pour les trois fenêtres temporelles et les deux saisons. Deux dernières lignes : erreur moyenne (en °) entre les directions du vent à 10 m reconstruites par la méthode des classes de vent et directement simulées par les modèles CMIP3, pour les trois fenêtres temporelles et les deux saisons.

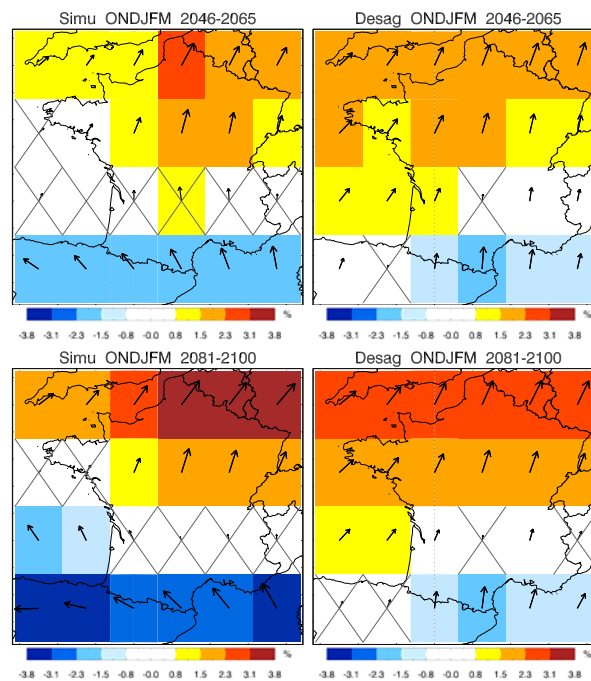


FIG. 5.11: Changements moyens multi-modèles de la vitesse et de la direction du vent à 10 m en ONDJFM, pour les périodes 2046-2065 (ligne du haut) et 2081-2100 (ligne du bas), en pourcentage de la moyenne sur la période 1972-2000 : simulations directes des modèles CMIP3 (colonne de gauche) et méthode de désagrégation par changement d'occurrence des classes de vent (colonne de droite). Les points où les changements moyens ne sont pas statistiquement significatifs sont marqués d'une croix (T-test, niveau de confiance à 95%).

associée à une augmentation des vents de nord et de nord-est. Cependant, il existe des différences au niveau de l'amplitude des changements et de la direction des anomalies de vent. En particulier, pour les deux périodes, la méthode sous-estime la diminution de la vitesse du vent dans sud de la France en hiver, elle surestime l'augmentation de la vitesse du vent à l'ouest en hiver et elle sous-estime la diminution de la vitesse du vent

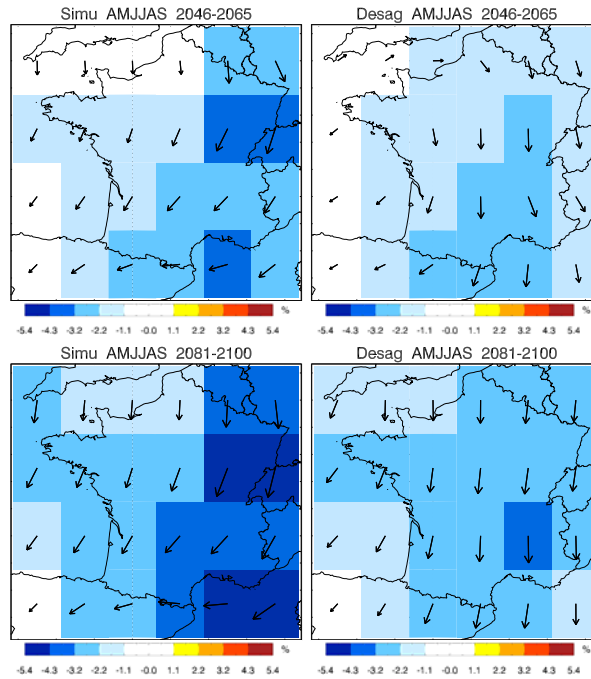


FIG. 5.12: *Idem que la figure 5.11 pour AMJJAS.*

à l'est en été. Les différences entre les changements simulés par les modèles CMIP3 et les changements obtenus après désagrégation s'expliquent par l'impact des changements intra-classes qui ne sont pas pris en compte par la méthode de désagrégation (cf. figures 5.3 et 5.4). Ces résultats incitent donc, à nouveau, à la prudence vis-à-vis des changements de vent à 10 m estimés dans le cas réel (section 5.2.2).

### b. La variabilité interannuelle

Nous reprenons l'étude de la variabilité interannuelle des moyennes saisonnières de la vitesse du vent à 10 m sur la période 1974-2002, telle que décrite à la partie c. de la section 4.2.2.

Le tableau 5.3 présente le pourcentage de variance expliquée par la première EOF pour les observations et pour la méthode Méso-NH pour les quatre saisons.

	DJF	MAM	JJA	SON
EOF <sub>1</sub> obs	89 %	91 %	90 %	91 %
EOF <sub>1</sub> Méso-NH	96 %	98 %	97 %	97 %

TAB. 5.3: *Pourcentages de variance expliquée par les 1<sup>ère</sup> EOFs des moyennes saisonnières de la vitesse du vent observée (1<sup>ère</sup> ligne) et de la vitesse du vent reconstruite avec la méthode Méso-NH (2<sup>ème</sup> ligne), sur la période 1974-2002.*

Il apparaît, comme à la section 4.2.2, que le premier mode domine largement dans les deux cas. La figure 5.13 présente ensuite les premières EOFs et les PCs correspondantes

pour DJF et JJA. Bien que les coefficients de corrélation obtenus soient plus faibles qu'avec la méthode des types de temps, ils sont suffisamment élevés pour conclure que la méthode Méso-NH reproduit correctement (structures spatiales et variations interannuelles) la variabilité des moyennes saisonnières de la vitesse du vent à 10 m en DJF et JJA.

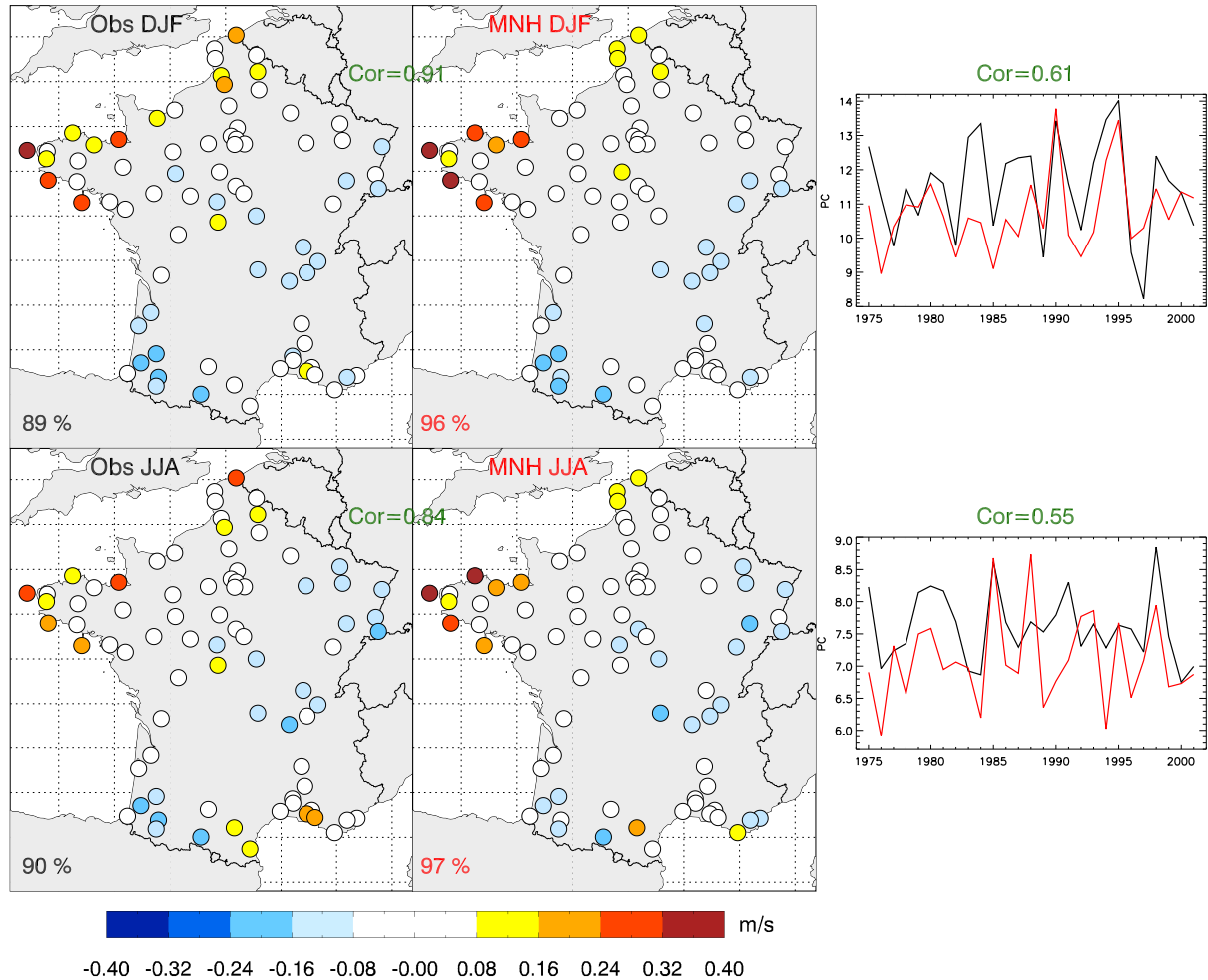


FIG. 5.13: A gauche : 1<sup>ères</sup> EOFs (normées) des moyennes saisonnières de la vitesse du vent observée (2<sup>ème</sup> colonne) et de la vitesse du vent reconstruite avec la méthode Méso-NH (1<sup>ème</sup> colonne), pour DJF (en haut) et JJA (en bas), sur la période 1974-2002. Le pourcentage de variance expliquée par chaque EOF est indiqué en bas à gauche de l'EOF correspondante. Les corrélations spatiales entre les EOFs correspondantes sont indiquées en vert. A droite : composantes principales des EOFs : en noir les observations, en rouge la méthode Méso-NH. Les corrélations temporelles des composantes principales sont indiquées en vert.

Pour les saisons intermédiaires MAM et SON, les EOFs présentent également des coefficients de corrélation élevés, mais les corrélations temporelles des PCs correspondantes sont nettement plus faibles qu'en DJF et JJA (tableau 5.4). Cela indique que les variations interannuelles du premier mode de variabilité des moyennes saisonnières de la vitesse du vent à 10 m sont moins bien reproduites pour les saisons intermédiaires.

Comme avec les méthodes de désagrégation statistique du chapitre 4, les tendances

	DJF	MAM	JJA	SON
EOF <sub>1</sub>	0.91	0.87	0.84	0.91
PC <sub>1</sub>	0.61	<i>0.38</i>	0.55	<b>0.22</b>

TAB. 5.4: 1<sup>ère</sup> ligne : corrélations spatiales entre les 1<sup>ères</sup> EOFs des moyennes saisonnières de la vitesse du vent observée et les 1<sup>ères</sup> EOFs des moyennes saisonnières de la vitesse du vent reconstruite avec la méthode Méso-NH, sur la période 1974-2002. 2<sup>ème</sup> ligne : corrélations temporelles entre les composantes principales des EOFs. Les corrélations non statistiquement significatives au niveau 99 % sont en italique, et au niveau 95 % en gras.

obtenues avec la méthode Méso-NH présentent des structures spatiales proches des tendances observées (figure 2.7) mais avec des amplitudes nettement plus faibles. Bien qu'elles soient rarement statistiquement significatives, nous présentons les tendances obtenues avec la méthode Méso-NH pour les quatre saisons (figure 5.14) car elles sont une représentation à haute résolution des structures spatiales des tendances observées (figure 5.15, identique à la figure 2.7). On retrouve ainsi des structures de grande échelle comme la diminution en

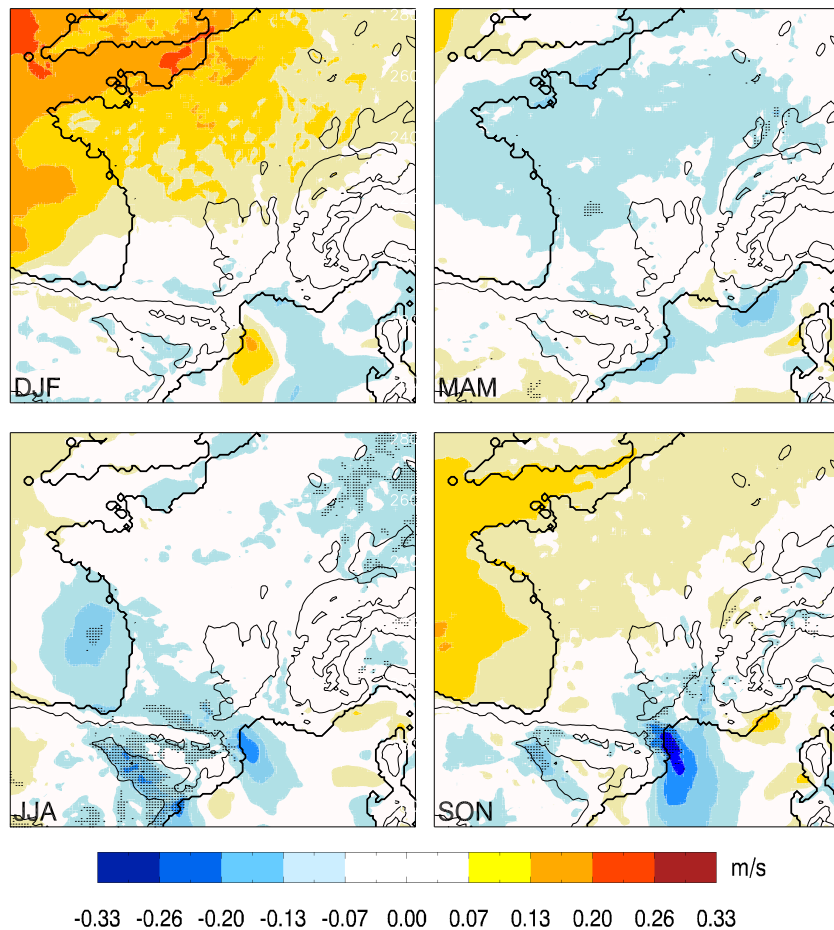


FIG. 5.14: Tendances linéaires en m/s par décennie sur les moyennes saisonnières du vent à 10 m sur la période 1974-2002. Les points gris indiquent les points de grille où les tendances sont statistiquement significatives (niveau à 95%).



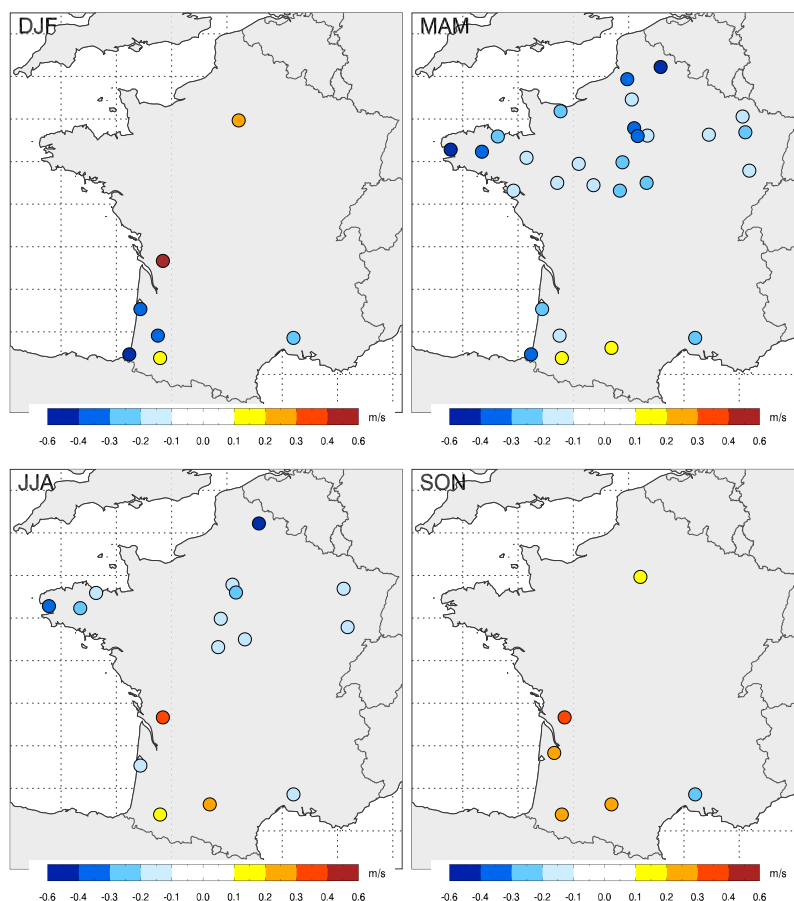


FIG. 5.15: Tendances linéaires en m/s par décennie sur les moyennes saisonnières du vent à 10 m sur la période 1974-2002. Seules les tendances statistiquement significatives sont montrées (niveau à 95%).

MAM, associées à des structures plus locales influencées par le relief comme la diminution dans la zone de tramontane en SON.

## 5.4 Précisions sur les changements futurs

### 5.4.1 Les incertitudes

Comme nous l'avons fait avec la méthode de désagrégation statistique présentée au chapitre 4 (cf. section 4.3), nous présentons ici les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m obtenus pour chaque modèle CMIP3 pour la période 2046-2065, après désagrégation avec la méthode des classes de vent (figures 5.16 pour ONDJFM et 5.17 pour AMJJAS). Ces figures mettent en évidence des différences importantes entre certains modèles à l'origine de la forte dispersion inter-modèles présentée sur les figures 15 et 16 de l'article de la section 5.2.2.

En ONDJFM, des différences importantes entre les modèles sont visibles dans toutes

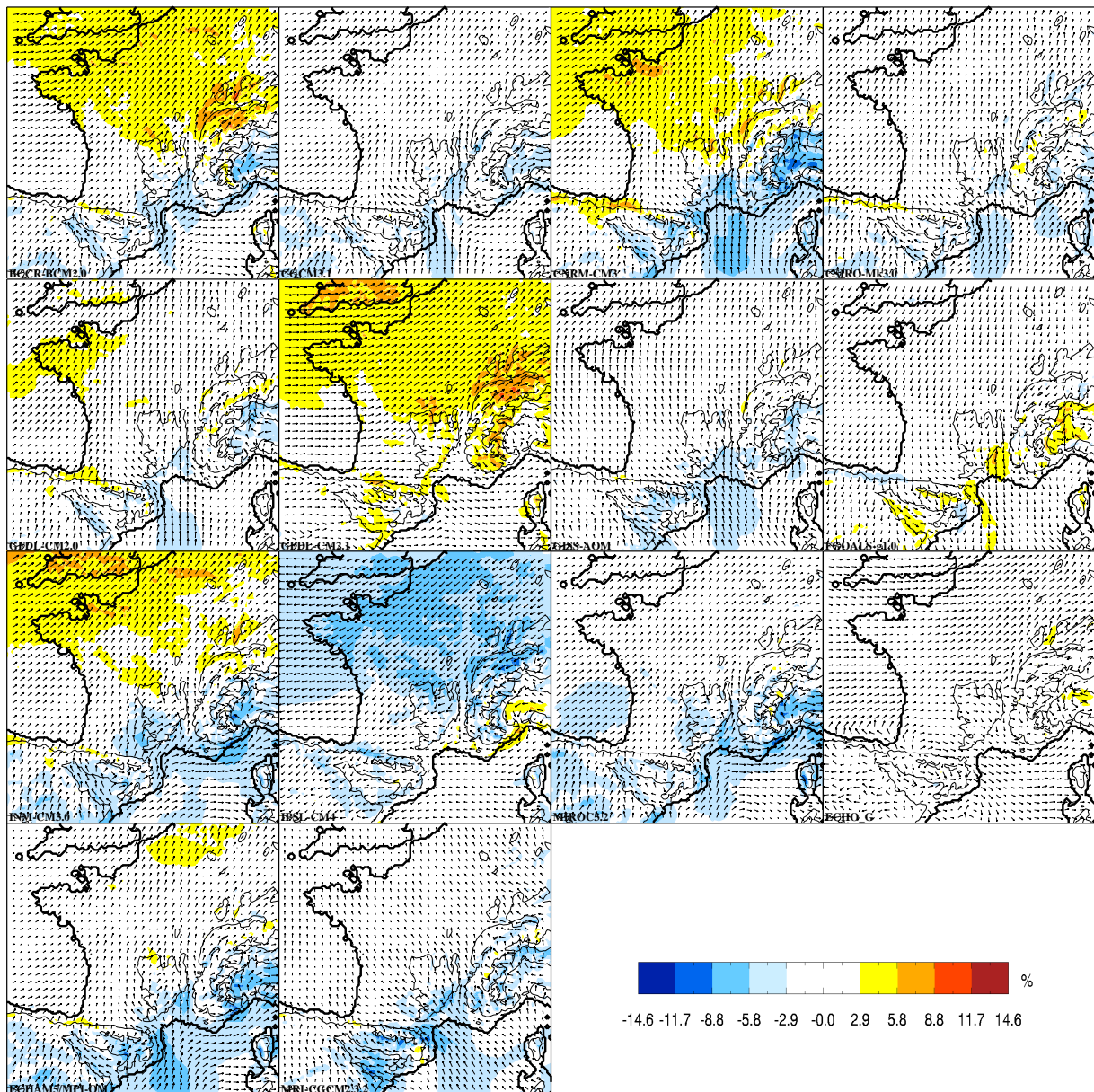


FIG. 5.16: *Changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m (en %) et vecteurs anomalies associés après désagrégation, pour la période 2046-2065 en ONDJFM, pour 14 modèles CMIP3. La période historique est 1971-2000.*

les régions. On obtient, avec une majorité de modèles, une augmentation de la vitesse du vent dans le nord de la France associée à une augmentation des flux de sud-ouest, et une diminution de la vitesse du vent sur le pourtour méditerranéen associée à une diminution des flux de nord et d'ouest. Cependant, avec certains modèles, on obtient une diminution de la vitesse moyenne du vent sur toute la France avec une augmentation des flux de nord-est. En AMJJAS, les différences entre les modèles semblent plus importantes. Les structures spatiales associées aux changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m

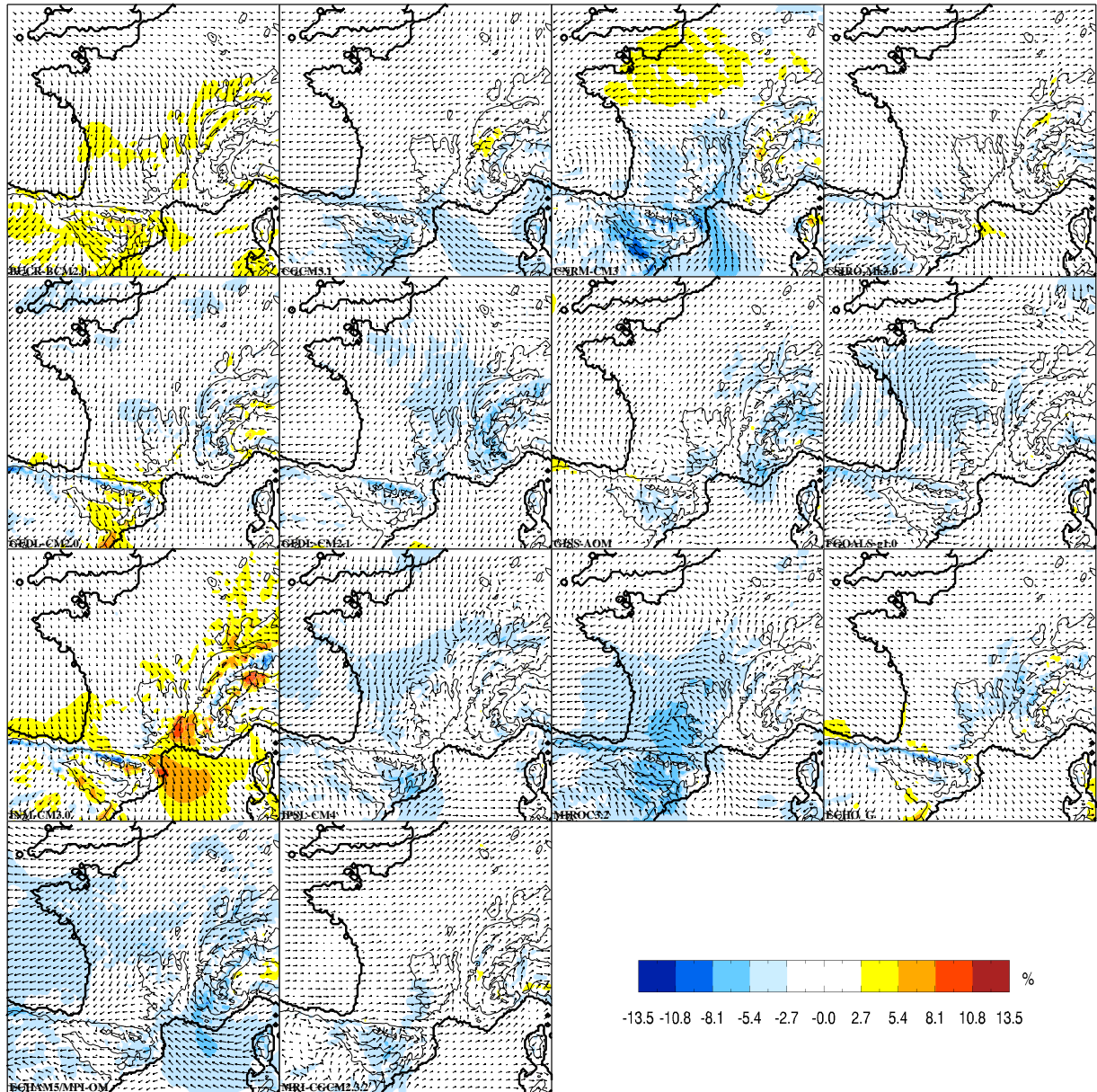


FIG. 5.17: *Idem que la figure 5.16 pour AMJJAS.*

varient nettement d'un modèle à l'autre. Les directions des anomalies de vents sont également très variables. Cela explique la faible cohérence de signe et la dispersion importante des changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m signalées dans l'article de la section 5.2.2 (cf. figure 16).

Ces différences sont cohérentes avec les différences obtenues en considérant le vent à 10 m directement simulé par les modèles CMIP3 (voir annexe A) et le vent à 10 m obtenu avec les méthodes de désagrégation statistique du chapitre 4 (cf. figures 4.13 et 4.14).

### 5.4.2 Les classes de vent

La méthode de désagrégation basée sur les changements d'occurrence des classes de vent a montré de bonnes aptitudes pour reproduire les changements moyens de la vitesse et de la direction du vent à 10 m et les changements sur les roses des vents. Cependant, cette méthode ne permet pas d'étudier directement les extrêmes de vent : l'échantillon de 200 jours utilisé conduit inévitablement à une mauvaise représentation des queues de distributions des vitesses de vent. Cependant, l'évolution des fréquences d'occurrence des classes de vent peut apporter des informations pertinentes sur les probabilités d'occurrence d'évènements extrêmes dans le futur. En effet, l'approche REXA effectuée dans la section 5.3.1 a permis d'identifier clairement quatre classes de vent favorisant les évènements de vent forts en France : la dernière classe du type de temps  $WT3_{cold}$ , la dernière classe du type de temps  $WT4_{cold}$ , la dernière classe du type de temps  $WT5_{cold}$  et la dernière classe du type de temps  $WT6_{cold}$ . La figure 5.18 présente la probabilité d'occurrence d'un jour de vent fort pour ces quatre classes de vent. Nous retrouvons les structures spatiales décrites dans la section 5.3.1. Les probabilités d'occurrence élevées pour certaines stations et certaines classes de vent soulignent l'intérêt d'étudier l'évolution de ces classes de vent dans le futur. La figure 5.19 présente les changements de fréquence d'occurrence

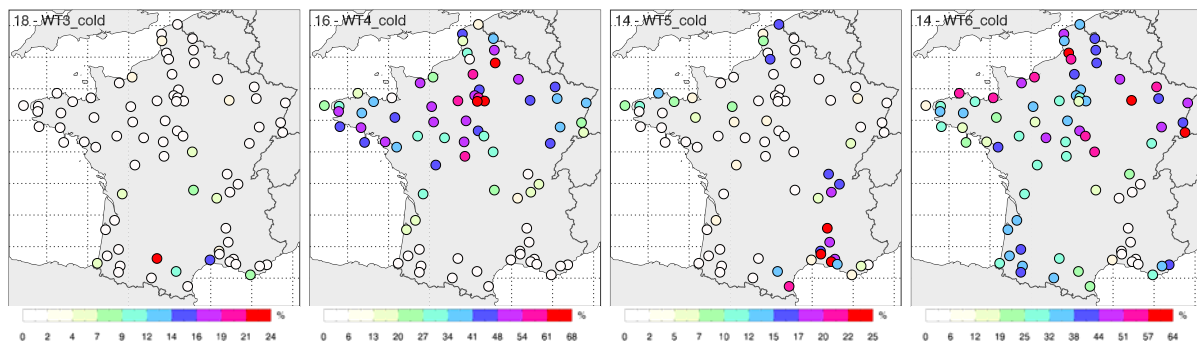


FIG. 5.18: Pour les quatre classes de vent obtenues avec la méthode REXA, probabilité (en %) que la vitesse du vent à 10 m soit supérieure au 99<sup>ème</sup> percentile à chaque station (période 1974-2002).

des 200 classes de vent pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100. Certains changements sont remarquables. Par exemple, la dernière classe du type de temps  $WT4_{cold}$  présente une augmentation de 72% et 58 % sur les périodes respectives 2046-2065 et 2081-2100. Or cette classe de vent est associée à des vents forts sur toute la moitié nord de la France, avec des probabilités d'occurrence d'évènements de vents forts atteignant 68 % sur la région parisienne. On note également une diminution de la dernière classe de vent du type de temps  $WT5_{cold}$  de l'ordre de -20 % pour les deux périodes. Cette classe de vent est associée à des évènements de vent fort dans le sud-est de la France, en particulier dans la vallée du Rhône. Ces résultats sont cohérents avec les changements du nombre de jours de vent fort présentés dans l'article de la section 4.1.2 du chapitre 4 avec la méthode de désagrégation statistique des types de temps (cf. figure 14). De façon plus générale,

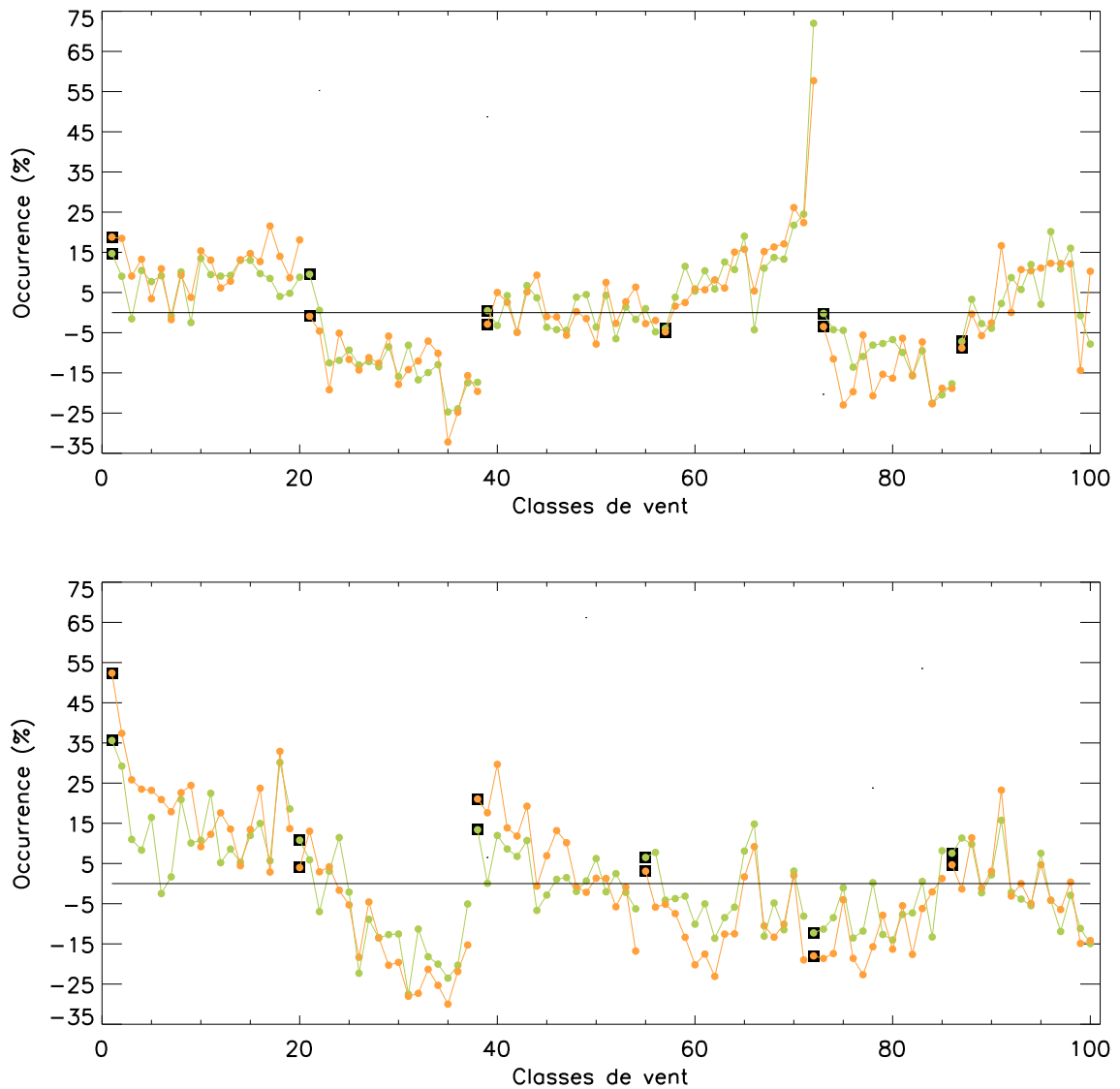


FIG. 5.19: *Changements relatifs de la fréquence d'occurrence des 100 classes de vent de ONDJFM (en haut) et des 100 classes de vent de AMJJAS (en bas) avec le multi-modèles CMIP3 pour les périodes 2046-2065 (en vert) et 2081-2100 (en orange). Pour les deux périodes futures, on considère des changements relatifs par rapport à la période historique 1971-2000. Les classes de vent appartenant au même type de temps sont reliées par un trait, et la première classe de vent de chaque type de temps est indiquée par un carré noir.*

on retrouve des caractéristiques des types de temps décrites dans la section 3.4.5 : par exemple l'augmentation de la fréquence d'occurrence des classes de vent du type de temps  $WT1_{\text{warm}}$ . De même, l'absence de signal pour les types de temps  $WT3_{\text{cold}}$  et  $WT6_{\text{warm}}$  (cf. figure 3.34) est en accord avec les changements de fréquence d'occurrence des classes de vent de ces deux types de temps : ils sont faibles, parfois positifs et parfois négatifs.



# Synthèse

## • Objectifs

Il s'agit de développer une méthode de désagrégation statistique pour le vent à 10 m permettant de produire des projections climatiques à haute résolution sur la France.

## • Méthode

↪ Description : la méthode consiste tout d'abord à sélectionner un échantillon de jours représentatif d'une période historique du point de vue de la variabilité de la circulation atmosphérique de grande échelle et du vent à 10 m en France. Chaque jour de l'échantillon est en fait sélectionné à l'intérieur de classes de vent définies à partir du vent à 850 hPa. Chaque jour sélectionné est ensuite simulé avec un modèle méso-échelle, le modèle Méso-NH. Nous obtenons ainsi des cartes de moyenne journalière de vent à 10 m à haute résolution (9 km sur la France et 3 km sur le sud-est de la France) pour chaque jour sélectionné. Pour une période donnée, les distributions du vent à 10 m peuvent alors être reconstruites à haute résolution en pondérant les simulations Méso-NH par les fréquences d'occurrence des classes de vent correspondantes sur cette période.

↪ Avantages : le principal avantage de cette méthode est de permettre de reconstruire les distributions du vent à 10 m avec une résolution spatiale élevée. Cela est particulièrement intéressant pour des applications pratiques (potentiel éolien notamment) pour lesquelles l'utilisation de méthodes classiques de désagrégation statistique est limitée du fait de la faible disponibilité de données de vent observées. De plus, une fois les simulations Méso-NH effectuées, cette méthode permet de traiter facilement un grand nombre de projections climatiques réalisées avec des MCGOAs, et donc de produire de nombreuses projections climatiques désagrégées à haute résolution. Enfin, l'utilisation des types de temps et des classes de vents permet d'expliquer les changements de vent obtenus en termes de modifications de la circulation atmosphérique de grande échelle. En particulier, les classes de vent permettent d'isoler les événements de vent fort et d'étudier leurs probabilités d'occurrence.

# Synthèse

↪ Inconvénients : tout d'abord, l'étape de simulations méso-échelles avec Méso-NH est très coûteuse en temps de calcul. Ensuite, le principal inconvénient de cette méthode est que les 200 jours sélectionnés ne permettent qu'une estimation imparfaite des distributions du vent à 10 m. En particulier, cette méthode ne permet pas de représenter correctement les queues de distribution. De plus, deux sources d'erreurs s'additionnent : l'échantillonnage et les simulations Méso-NH. Il est également apparu que les changements inter-classes ne permettent pas d'expliquer la totalité des changements de la vitesse du vent à 10 m : les erreurs sur les projections climatiques sont donc inévitables. Ce problème peut-être lié à celui, plus général, de l'hypothèse de stationnarité, problème classique et incontournable de toute méthode de désagrégation statistique. Deux éléments ont permis de s'assurer que cette hypothèse n'était pas violée de façon évidente : les relativement bonnes performances de la méthode dans le monde des modèles climatiques et la reproduction de la variabilité basse fréquence de la vitesse du vent à 10 m. Des erreurs non négligeables incitent, malgré-tout, à la prudence vis-à-vis des projections climatiques obtenues avec cette méthode. En particulier, il est apparu que la variabilité interannuelle de la vitesse du vent est mal reproduite pour les saisons intermédiaires.

## • Projections climatiques

Les projections climatiques ont été établies pour la période 2046-2065 à partir de 14 modèles climatiques (scénario SRES-A1B). Des changements significatifs ont été mis en évidence : en AMJJAS, une diminution de la vitesse moyenne du vent dans le centre de la France associée à une augmentation des flux de nord, et en ONDJFM, une augmentation dans le nord de la France et une diminution dans le sud associées à une augmentation des flux de sud-ouest. Cependant, les changements moyens multi-modèles sont faibles (moins de 6 %), et la dispersion inter-modèles est généralement du même ordre de grandeur que l'amplitude des changements moyens multi-modèles. Les incertitudes sont donc importantes. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus avec la méthode statistique décrite au chapitre 4.





# Chapitre 6

## Impacts et incertitudes

Dans ce chapitre, nous comparons les changements de vent à 10 m obtenus avec les différentes méthodes présentées dans les chapitres précédents. En particulier, une étude des différentes sources d'incertitudes associées à ces changements est effectuée. Les changements sur la distribution complète du vent sont également abordés. Enfin, les résultats obtenus sont analysés en termes de puissance éolienne disponible.

### 6.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous utilisons, pour une variable donnée, le terme projection climatique pour désigner, abusivement, la différence entre la moyenne de cette variable sur la période future 2046-2065 et la moyenne de cette variable sur la période historique 1971-2000.

Suite aux chapitres précédents, nous disposons à présent de trois ensembles de projections climatiques du vent à 10 m sur la France :

- les projections obtenues à partir des vents à 10 m directement simulés par les quatorze modèles CMIP3. Dans la suite, nous appellerons ces projections les projections CMIP3 ;
- les projections obtenues à partir des vents à 10 m désagrégés avec les trois méthodes de désagrégation statistique (méthode des types de temps avec le UV850, méthode des analogues avec le UV850 et méthode des analogues avec la PSL) à partir du UV850 et de la PSL simulés par les quatorze modèles CMIP3 (chapitre 4). Dans la suite, nous appellerons ces projections les projections DS ;
- les projections obtenues à partir des vents à 10 m désagrégés avec la méthode de désagrégation statistico-dynamique avec Méso-NH à partir du UV850 simulé par les quatorze modèles CMIP3 (chapitre 5). Dans la suite, nous appellerons ces projections les projections MNH.

Dans ce chapitre, nous utilisons un quatrième ensemble de projections climatiques : les projections obtenues à partir des vents à 10 m simulés par six modèles régionaux du projet ENSEMBLES. Dans le cadre de ce projet, plusieurs modèles régionaux ont été forcés par différents MCGOAs afin de produire des scénarios climatiques régionaux sur l'Europe. Au mois d'août 2008, six modèles étaient disponibles pour les périodes 1950-2000 (climat du 20<sup>ème</sup> siècle) et 2001-2050 (scénario SRES-A1B) (cf. table 6.1). Dans la suite, nous considérerons les fenêtres temporelles 1971-2000 et 2031-2050 pour les modèles ENSEMBLES et les périodes 1971-2000 et 2046-2065 pour les modèles CMIP3. Nous garderons donc à l'esprit que les fenêtres temporelles du scénario SRES-A1B des modèles ENSEMBLES et des modèles CMIP3 ne sont pas identiques. Cependant, trois modèles ENSEMBLES parmi les six utilisés sont disponibles au-delà de 2050. Pour ces trois modèles, nous avons vérifié que les différences entre les changements obtenus avec la période 2031-2050 et ceux obtenus avec la période 2046-2065 étaient faibles. Les vents à 10 m des modèles ENSEMBLES ont été interpolés sur une grille commune dont la résolution horizontale est de 0.25° en latitude et 0.5° en longitude. Dans la suite, nous appellerons projections ENSEMBLES, les projections obtenues à partir des vents à 10 m simulés par les modèles ENSEMBLES.

Numéro	Modèle	Institution	MCGOA forceur	Résolution	Niveaux verticaux
1	C4IRCA3	C4I	HadCM3-e1	25 km	31
2	CNRM-RM4.5	CNRM	ARPEGE	25 km	31
3	ETHZ-CLM	ETHZ	HadCM3Q0	25 km	32
4	KNMI-RACMO2	KNMI	ECHAM5	25 km	40
5	METNOHIRHAM	METNO	BCM	25 km	31
6	MPI-M-REMO	MPI	ECHAM5	25 km	27

TAB. 6.1: Modèles régionaux du projet ENSEMBLES utilisés. Voir <http://ensemblesrt3.dmi.dk/> pour plus de détails.

Le vent à 850 hPa des modèles ENSEMBLES n'étant disponible qu'aux échéances 00h et 12h, nous n'avons pas pu appliquer les méthodes de désagrégation présentées aux chapitres 4 et 5 à ces modèles (les moyennes journalières n'étant pas directement disponibles, les échéances 06h et 18h auraient été nécessaires pour les calculer). Seul le vent à 10 m directement simulé par ces modèles a donc été utilisé. De plus, les MCGOAs utilisés pour fournir les conditions aux limites des modèles régionaux ENSEMBLES ne sont pas toujours identiques aux MCGOAs CMIP3 du même nom : il n'a donc pas été possible de généraliser, pour chaque MCGOA, une comparaison des résultats de la désagrégation statistique et statistico-dynamique avec ceux de la désagrégation dynamique du projet ENSEMBLES.

Finalement nous disposons de 76 projections climatiques du vent à 10 m sur la France

(dont 62 projections régionalisées), récapitulées dans le tableau 6.2. Ce grand nombre

	Sorties directes	Désagrégation statistique	Désagrégation Méso-NH
<b>Modèles CMIP3</b> (2046-2065) - (1971-2000)	14	3 x 14	14
<b>Modèles ENSEMBLES</b> (2031-2050) - (1971-2000)	6	0	0

TAB. 6.2: *Nombre de projections disponibles selon les méthodes et les modèles.*

de projections nous permet d'étudier différentes sources d'incertitudes associées aux projections climatiques, en particulier celle liée aux MCGOAs et celle liée aux méthodes de régionalisation. Pour étudier la première nous disposons des 14 modèles CMIP3, et pour la deuxième, nous disposons des 4 méthodes différentes de régionalisation appliquées aux mêmes MCGOAs : les trois méthodes de désagrégation statistique et la méthode de désagrégation statistico-dynamique avec Méso-NH. Rappelons que l'incertitude liée aux MCGOAs est composée d'une incertitude structurelle (liée par exemple aux différentes paramétrisations physiques ou aux différentes résolutions spatiales des MCGOAs) et d'une incertitude liée à la variabilité interne du système climatique. En l'absence d'un ensemble de simulations pour chaque MCGOA, nous ne pouvons pas distinguer ces deux sources d'incertitudes. Enfin, bien qu'elle ne soit pas directement traitée, nous pouvons également présumer de l'impact d'une autre source d'incertitudes, les scénarios socio-économiques d'émissions et de concentrations en GES et en aérosols, en étudiant les liens entre l'amplitude des changements de vent à 10 m et l'amplitude des changements de température dans les MCGOAs.

## 6.2 Les changements moyens

Dans les chapitres précédents, nous avons souvent traité les périodes ONDJFM et AMJJAS séparément. Cependant, une étude détaillée des changements du vent à 10 m pour chaque mois de l'année montre que les changements pour le mois d'octobre sont plus proches de ceux obtenus pour l'été, et que les changements pour le mois d'avril sont plus proches de ceux obtenus pour l'hiver (cf. annexe C). Dans la suite, nous considérerons donc les périodes NDJFMA et MJJASO au lieu des périodes ONDJFM et AMJJAS. Bien que cette modification ne modifie que faiblement les résultats que nous allons présenter, cette approche est plus cohérente. Par ailleurs, les caractéristiques des changements obtenus pour les mois d'octobre et d'avril démontrent que les variations saisonnières des changements de vent à 10 m ne sont pas un artéfact des méthodes de désagrégation statistique (qui ont été développées pour les saisons ONDJFM et AMJJAS séparément). Cela est confirmé par la similarité des changements de vent obtenus pour chaque mois de l'année avec les méthodes de désagrégation statistique et avec les sorties directes des

modèles CMIP3 (cf. annexe C).

Les figures 6.1 et 6.2 présentent les changements moyens multi-modèles de la direction et de la vitesse moyenne du vent à 10 m pour les différentes méthodes. Bien que les

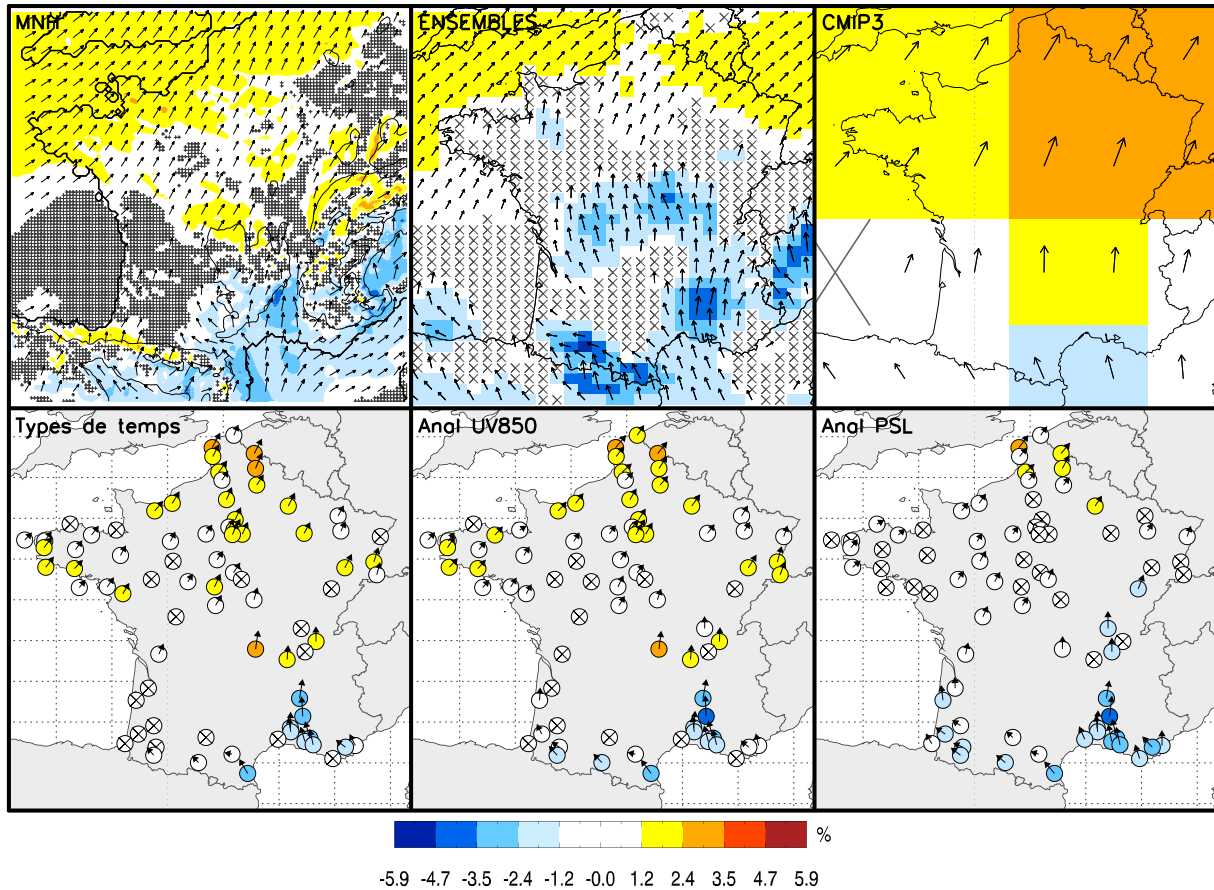


FIG. 6.1: *Changements relatifs moyens multi-modèles (en %) de la vitesse moyenne du vent à 10 m et vecteurs anomalies associés en NDJFMA calculés avec (de gauche à droite et de bas en haut) les projections MNH, les projections ENSEMBLES, les projections CMIP3 et les projections DS. Les croix indiquent les points de grille ou les stations où les changements de la vitesse moyenne du vent ne sont pas statistiquement significatifs (T-test, niveau à 95 %).*

résolutions spatiales de ces projections varient considérablement (de l'ordre de 200 km pour les projections CMIP3, de 25 km pour les projections ENSEMBLES et de 9 km pour les projections MNH), les changements moyens du vent à 10 m présentent de fortes similarités, du point de vue des structures spatiales et de l'amplitude de ces structures. En NDJFMA, toutes les projections présentent une augmentation de la vitesse moyenne du vent dans le nord de la France avec une augmentation des flux de sud-ouest, et une diminution de la vitesse moyenne du vent dans le sud avec une diminution des flux de nord. Cependant, des différences apparaissent au niveau de la position de ces structures spatiales. Les projections DS et MNH présentent une diminution de la vitesse du vent

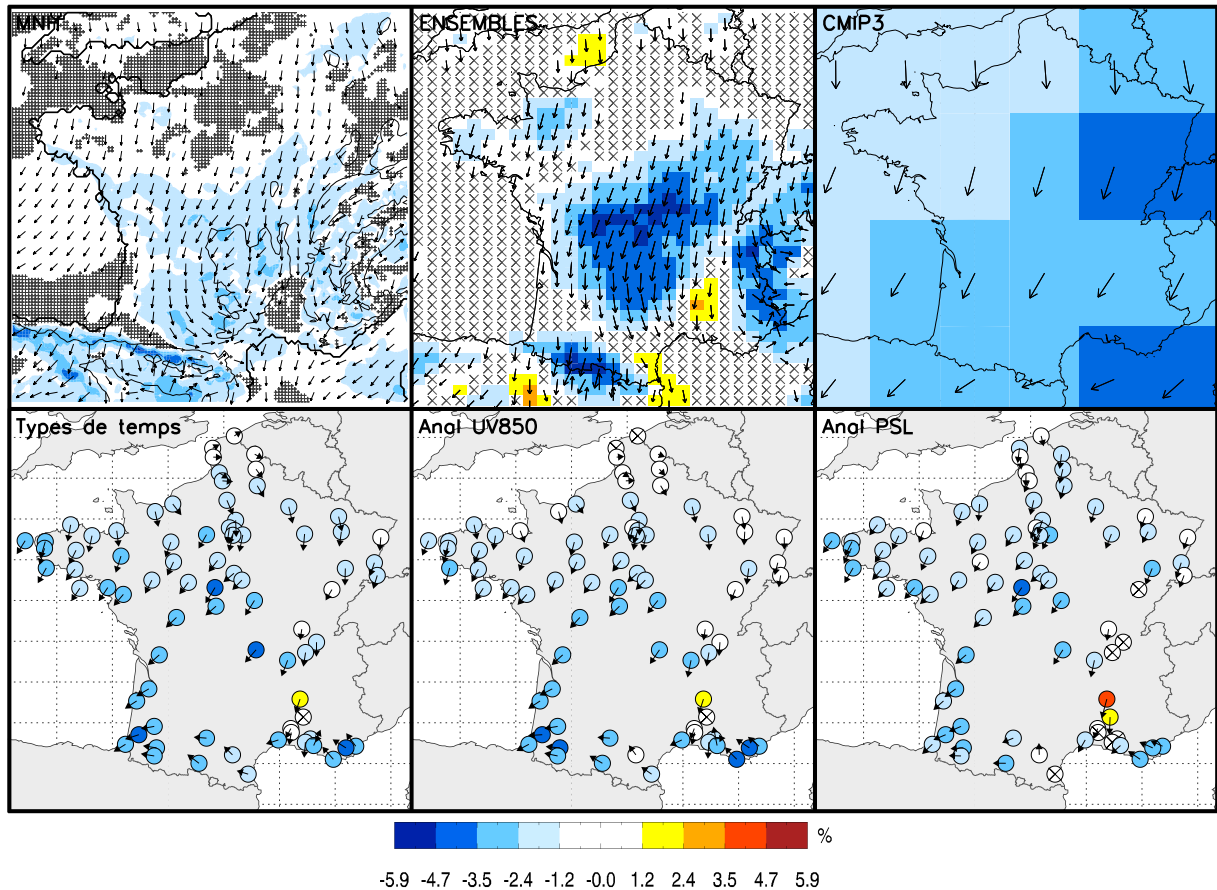


FIG. 6.2: *Idem que la Figure 6.1 pour MJJASO.*

sur le pourtour méditerranéen, la zone d'augmentation commençant au nord du Massif Central. Les projections ENSEMBLES présentent également une diminution de la vitesse du vent dans le sud-est de la France, mais la zone d'augmentation est repoussée beaucoup plus au nord, le centre de la France présentant une nette diminution de la vitesse du vent. Avec les projections CMIP3, la diminution de la vitesse du vent est évidemment sous-estimée dans le sud-est de la France. La résolution des modèles CMIP3 est en effet trop grossière pour reproduire les effets du relief. Ainsi, la nette diminution de la vitesse du vent dans la vallée du Rhône obtenue avec toutes les méthodes de désagrégation n'est pas reproduite avec les modèles CMIP3. Les projections CMIP3 présentent également une augmentation plus importante de la vitesse du vent dans le nord de la France. En MJJASO, toutes les projections présentent une diminution de la vitesse du vent sur toute la France avec une augmentation des flux de nord. Cependant, l'amplitude de ces changements varie. Les projections ENSEMBLES et DS présentent également une augmentation très locale de la vitesse du vent dans la vallée du Rhône. Enfin, quelque soit la saison, les changements relatifs moyens multi-modèles de la vitesse moyenne du vent à 10 m restent faibles (inférieurs à 6 %).

Nous calculons maintenant un intervalle de confiance pour les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m. Nous ne considérons ici que les projections obtenues après régionalisation (nous ne considérons donc pas les projections obtenues à partir du vent à 10 m directement simulé par les modèles CMIP3), c'est-à-dire les 14x3 projections DS, les 14 projections MNH et les 6 projections ENSEMBLES, soit un total de 62 projections. Afin de traiter toutes ces projections ensemble, nous avons interpolé les vents à 10 m issus des modèles ENSEMBLES et de la désagrégation Més0-NH, sur les points stations SQR. Nous utilisons ainsi les stations SQR comme grille commune pour toutes les projections climatiques. Nous adoptons la méthodologie décrite par Déqué et al. (2007). Etant donnée la taille importante de l'échantillon considéré (3650 valeurs journalières en moyenne, si l'on considère les saisons NDJFMA et MJJASO sur 20 ans), nous faisons l'hypothèse que le changement de la vitesse moyenne du vent à 10 m à chaque station SQR suit une loi normale (théorème de la limite centrale, von Storch et Zwiers 1999). Sous l'hypothèse que les 62 projections climatiques sont, à chaque station SQR  $j$  ( $1 \leq j \leq 78$ ), un échantillon de variables aléatoires indépendantes et identiquement distribuées suivant une loi normale, un intervalle de confiance à  $p \times 100$  % est alors :

$$\left( \bar{X}_j - t_U \frac{\sigma_j}{\sqrt{n}}, \bar{X}_j + t_U \frac{\sigma_j}{\sqrt{n}} \right) \quad (6.1)$$

avec  $\bar{X}_j$  la moyenne d'ensemble des projections climatiques à la station  $j$ ,  $n$  le nombre de projections climatiques,  $\sigma_j$  l'écart-type des changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m à la station  $j$  et  $t_U$  le  $0.5 + p/2$  quantile de la loi de Student à  $n-1$  degré de liberté. Un intervalle de confiance à 99 % à chaque station SQR  $j$  est donc :

$$\left( \bar{X}_j - 2.659 \frac{\sigma_j}{\sqrt{62}}, \bar{X}_j + 2.659 \frac{\sigma_j}{\sqrt{62}} \right) \quad (6.2)$$

Les  $X_j$  pouvant être positifs ou négatifs, les bornes supérieures et inférieures de l'intervalle de confiance sont définies de telle sorte que les bornes supérieures soient du même signe que la moyenne d'ensemble. Lorsque les bornes supérieures et inférieures sont de signes opposés, le signe de la moyenne d'ensemble peut être considéré comme incertain. Les résultats sont présentés sur la figure 6.3. Tout d'abord, on peut remarquer que l'amplitude des changements moyens de la vitesse moyenne du vent à 10 m est généralement inférieure à l'amplitude des changements présentés sur les figures 6.1 et 6.2. Cela s'explique par le fait que les changements moyens sont ici calculés à partir d'un ensemble plus important (62 projections, au lieu de 14 ou 6 précédemment) et que certaines projections (projections MNH et ENSEMBLES) ont été interpolées spatialement. En MJJASO, les bornes inférieures et supérieures de l'intervalle de confiance sont du même signe à une large majorité de stations (plus de 90 % des stations) : ce résultat indique que la diminution de la vitesse du vent sur pratiquement toute la France en MJJASO est un résultat robuste. Il est intéressant de noter que l'augmentation locale de la vitesse du vent à quelques stations situées dans la vallée du Rhône est robuste pour au moins une station. En NDJFMA, les bornes inférieures et supérieures de l'intervalle de confiance ne sont du même signe que

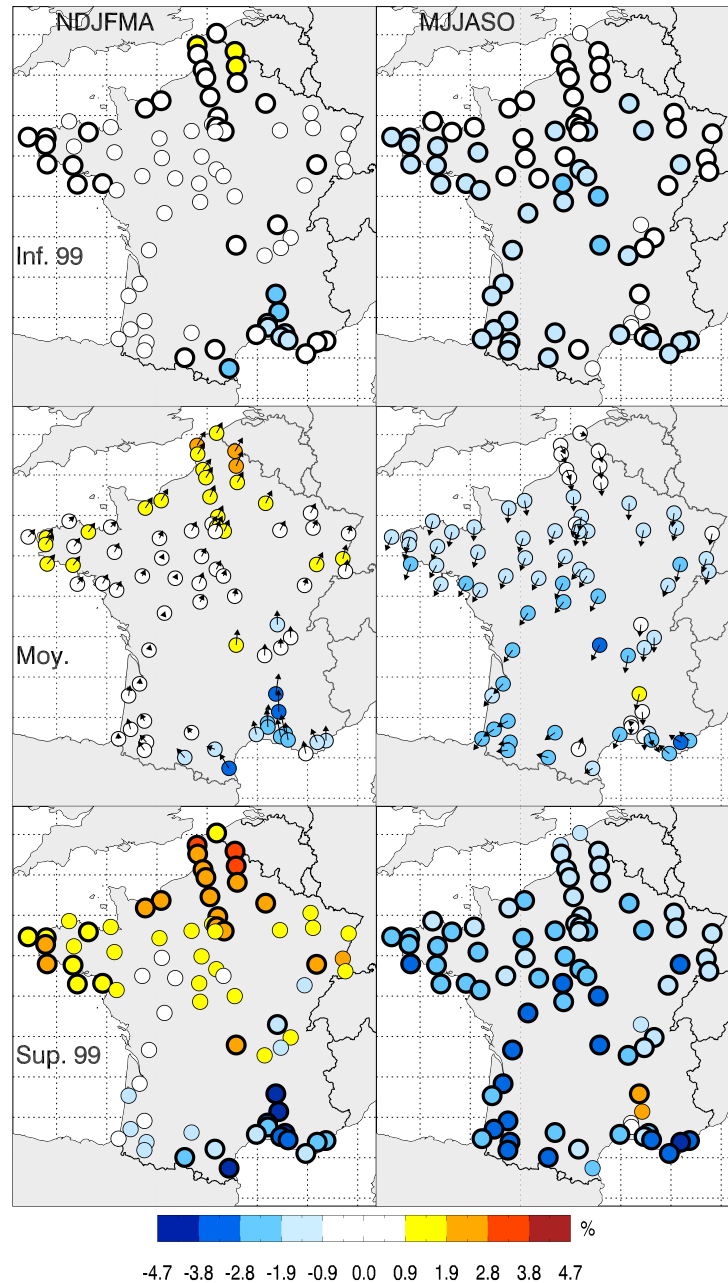


FIG. 6.3: Bornes inférieures (1<sup>ère</sup> ligne) et supérieures (3<sup>ème</sup> ligne) de l'intervalle de confiance à 99 % des changements relatifs de la vitesse moyenne du vent à 10 m, et changements relatifs moyens multi-modèles et multi-méthodes de la vitesse moyenne du vent à 10 m (2<sup>ème</sup> ligne), en NDJFMA (colonne de gauche) et MJJASO (colonne de droite). Les cercles noirs indiquent les stations où les bornes inférieures et supérieures sont du même signe.

dans le sud (diminution de la vitesse du vent), le nord et le nord-ouest (augmentation de la vitesse du vent). Ailleurs, le signe des changements est incertain.

Ces intervalles de confiance à 99 % ont également été calculés avec une autre méthode, la méthode de rééchantillonnage du bootstrap (Saporta 2006) : les résultats obtenus sont

très proches (voir figure C.6, annexe C).

Après avoir étudié les changements de la vitesse moyenne du vent, nous considérons maintenant les changements du nombre de jours appartenant aux 1<sup>er</sup> et dernier terciles de la distribution de la vitesse du vent de la période historique, NDJFMA et MJJASO confondus (figures 6.4 et 6.5). En ce qui concerne le nombre de jours appartenant au 1<sup>er</sup>

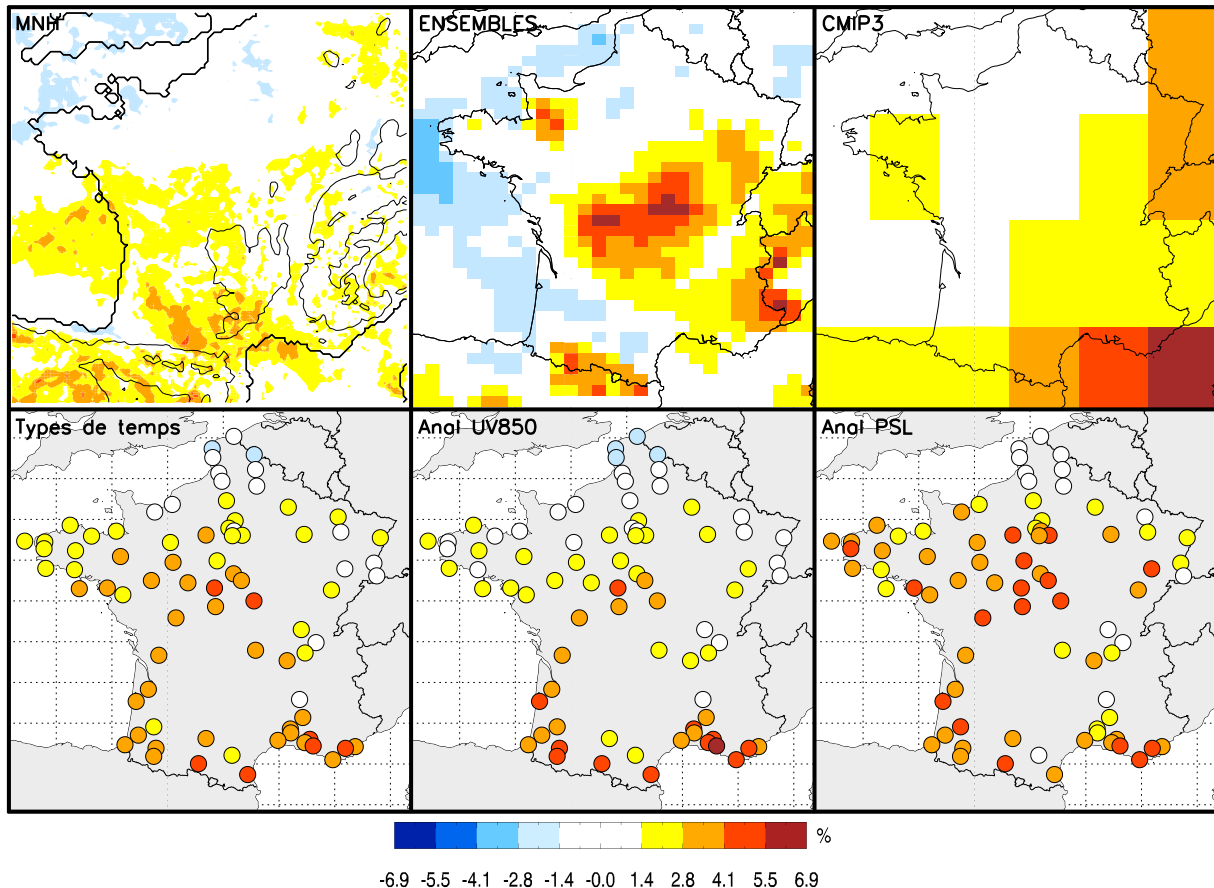


FIG. 6.4: *Changements relatifs moyens multi-modèles (en %) du nombre de jours appartenant au 1<sup>er</sup> tercile de la distribution de la vitesse du vent à 10 m de la période historique (1971-2000), calculés avec (de gauche à droite et de bas en haut) les projections MNH, les projections ENSEMBLES, les projections CMIP3 et les projections DS.*

tercile, c'est-à-dire le nombre de jours de vent faible, toutes les méthodes conduisent à une augmentation sur pratiquement toute la France, avec des amplitudes assez proches, mais des structures spatiales parfois différentes. Par exemple, la méthode MNH conduit à une augmentation marquée dans le quart sud-ouest de la France tandis que la méthode ENSEMBLES conduit à une augmentation marquée dans le centre et l'est de la France. Plusieurs méthodes conduisent en revanche à une diminution du nombre de jours de vent faible dans le nord de la France. Ainsi, il apparaît que les changements du nombre de jours de vent faibles correspondent bien aux changements de la vitesse moyenne du vent :



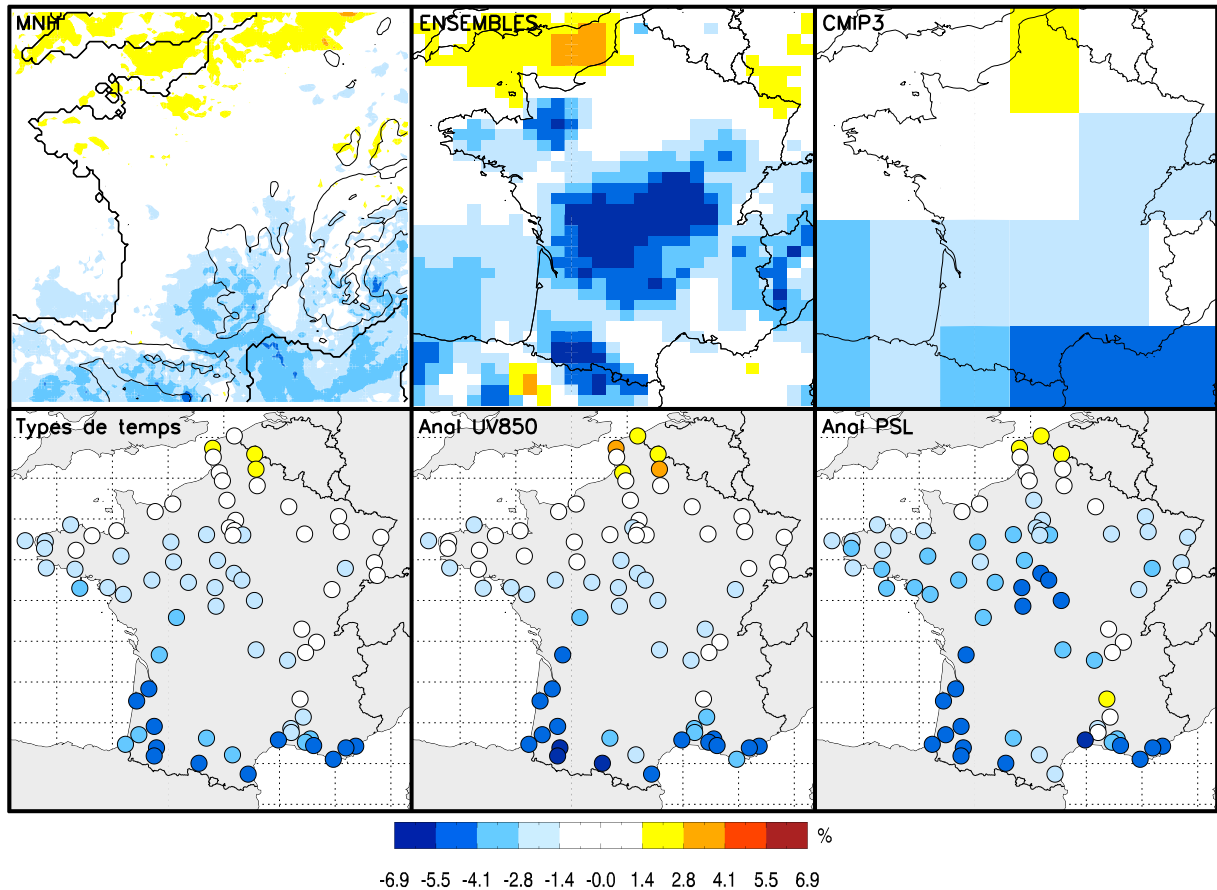


FIG. 6.5: *Idem que la Figure 6.4 pour le dernier tercile.*

la vitesse moyenne du vent diminue dans les régions où le nombre de jours de vent faible augmente, et inversement. En ce qui concerne les changements du nombre de jours de vent fort, on retrouve ainsi des structures spatiales similaires mais de signes opposés, avec une augmentation dans le nord de la France et une diminution sur le reste du territoire. La cohérence des résultats entre les différentes méthodes est cependant plus nette que dans le cas des changements du nombre de jours de vent faible.

Pour finir, nous étudions les changements du nombre de jours de vent fort avec un seuil plus extrême : le 90<sup>ème</sup> percentile de la vitesse du vent calculé sur la période historique (figure 6.6). Sans surprise, les résultats sont proches de ceux obtenus avec le dernier tercile. Cependant certaines différences méritent d'être soulignées. Tout d'abord, les changements sont de façon générale nettement plus importants (cf. les échelles de couleurs des deux figures). Ensuite, la zone du nord de la France présentant une augmentation du nombre de jours de vent fort est plus étendue et présente des changements plus marqués : en termes d'amplitude, l'augmentation du nombre de jours de vent fort dans le nord est ainsi du même ordre de grandeur que la diminution dans le sud.

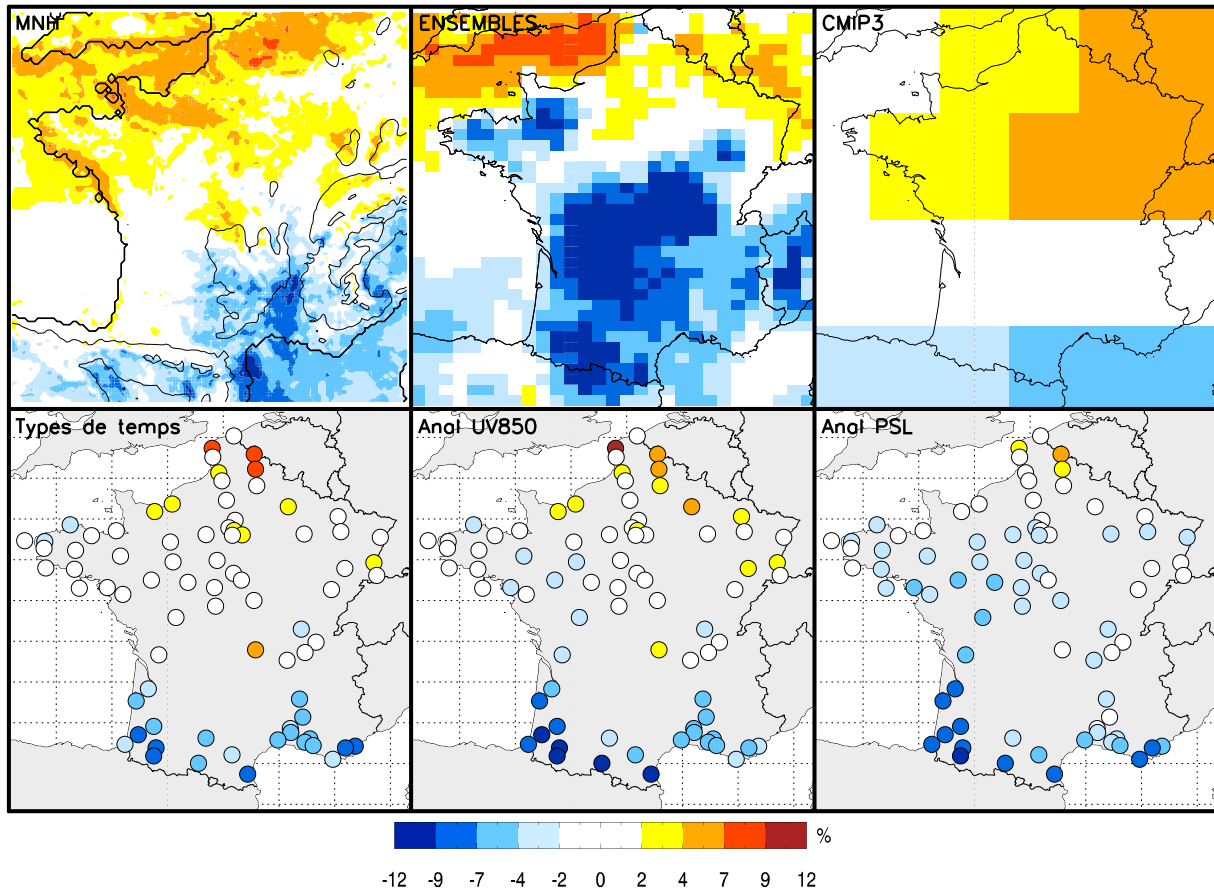


FIG. 6.6: Changements relatifs moyens multi-modèles (en %) du nombre de jours tels que la vitesse moyenne du vent à 10 m est supérieure au 90<sup>ème</sup> percentile de la période historique (1971-2000), calculés avec (de gauche à droite et de bas en haut) les projections MNH, les projections ENSEMBLES, les projections CMIP3 et les projections DS.

### 6.3 Les incertitudes

Nous étudions maintenant le poids relatif des deux sources d'incertitudes considérées : les MCGOAs et les méthodes de régionalisation. Ici, les projections ENSEMBLES ne sont pas utilisées, car elles ne peuvent pas être directement comparées aux projections régionalisées obtenues avec les modèles CMIP3. Nous considérons donc un ensemble de 56 projections (14 modèles et 4 méthodes de régionalisation). Pour un sous-ensemble donné de projections climatiques, nous utilisons l'écart-type (noté  $\sigma$ ) comme mesure de l'incertitude. Nous calculons ainsi deux termes :

- $\sigma_{\text{modèle}}$  : pour chacune des 4 méthodes de désagrégation et pour chaque station SQR, nous calculons l'écart-type des 14 projections obtenues (1 projection par modèles CMIP3). Puis nous calculons, pour chaque station SQR, la moyenne des 4 écarts-types.  $\sigma_{\text{modèle}}$  caractérise ainsi l'incertitude due aux modèles CMIP3. En effet, si les réponses des modèles CMIP3 au forçage anthropique sont proches, alors, pour une méthode donnée, toutes les projections seront proches :  $\sigma_{\text{modèle}}$  sera faible. Au

contraire, si la dispersion des réponses des modèles CMIP3 est importante alors, pour une méthode donnée,  $\sigma_{\text{modèle}}$  sera élevé ;

- $\sigma_{\text{méthode}}$  : pour chacun des 14 modèles CMIP3 et pour chaque station SQR, nous calculons l'écart-type des 4 projections obtenues (1 projection par méthode de désagrégation). Puis nous calculons, pour chaque station SQR, la moyenne des 14 écarts-types.  $\sigma_{\text{méthode}}$  caractérise ainsi l'incertitude due aux méthodes de désagrégation. En effet, si pour chaque modèle, les quatre méthodes utilisées conduisent à des projections proches les unes des autres, alors  $\sigma_{\text{méthode}}$  sera faible. Au contraire, si les méthodes conduisent, pour un même modèle, à des projections sensiblement différentes, alors  $\sigma_{\text{méthode}}$  sera élevé.

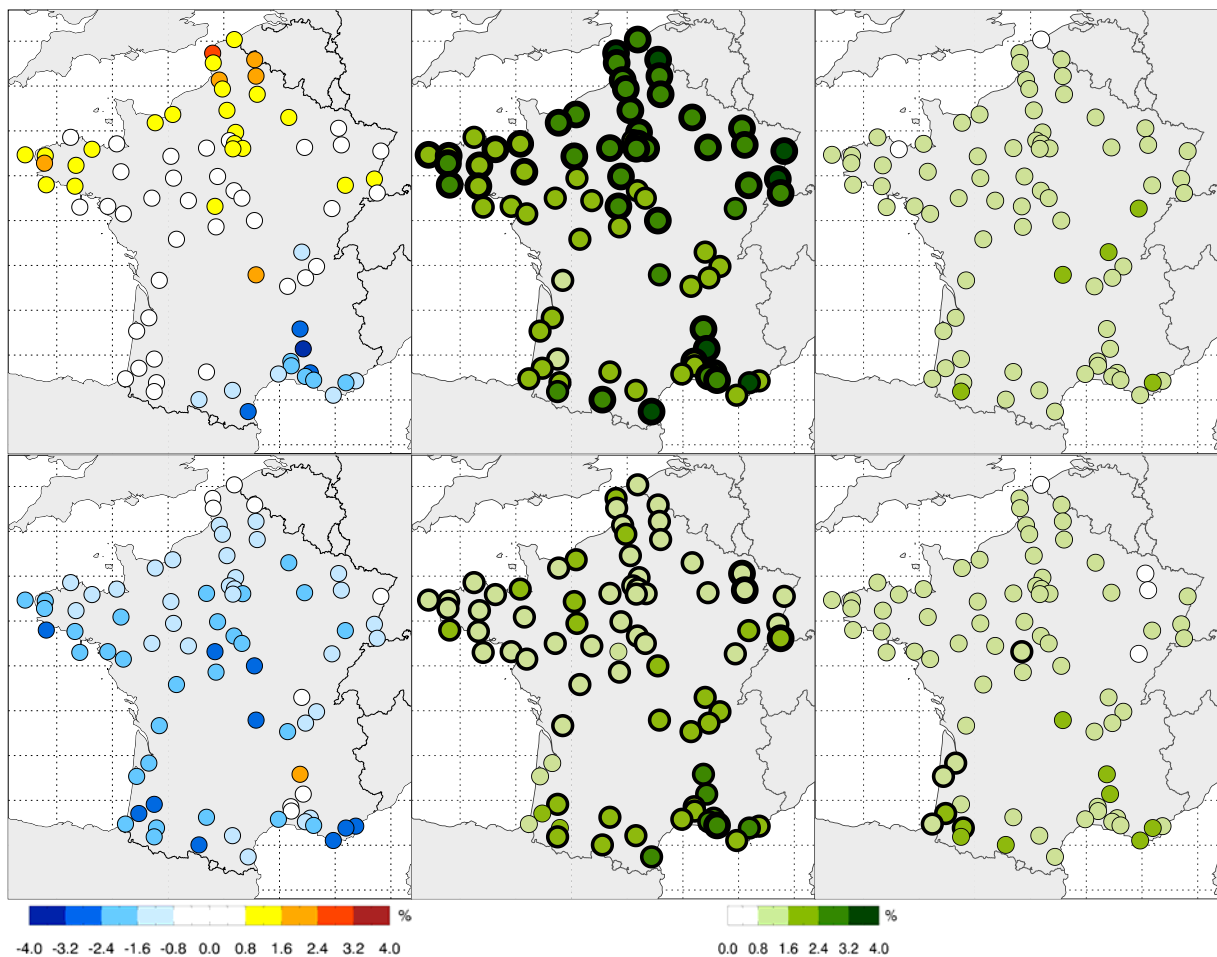


FIG. 6.7: Changements moyens multi-modèles et multi-méthodes de la vitesse du vent à 10 m (1<sup>ère</sup> colonne),  $\sigma_{\text{modèle}}$  (2<sup>ème</sup> colonne) et  $\sigma_{\text{méthode}}$  (3<sup>ème</sup> colonne), en NDJFMA (en haut) et en MJJASO (en bas). Sur les figures présentant les valeurs de  $\sigma_{\text{modèle}}$  (2<sup>ème</sup> colonne), les stations sont entourées d'un cercle noir, fin ou épais, lorsque le rapport  $\sigma_{\text{modèle}}/\sigma_{\text{méthode}}$  est respectivement supérieur à 1 ou à 2 (idem pour le rapport  $\sigma_{\text{méthode}}/\sigma_{\text{modèle}}$ ).

Les valeurs de  $\sigma_{\text{modèle}}$  et de  $\sigma_{\text{méthode}}$  pour NDJFMA et MJJASO sont présentées sur la figure 6.7. En NDJFMA,  $\sigma_{\text{modèle}}$  est supérieure à  $\sigma_{\text{méthode}}$  à toute les stations et présente des valeurs deux fois plus élevées à plus de la moitié des stations. De plus,  $\sigma_{\text{modèle}}$  est supérieure à l'amplitude des changements de la vitesse moyenne du vent à toutes les stations sauf une. En MJJASO, l'écart entre  $\sigma_{\text{modèle}}$  et  $\sigma_{\text{méthode}}$  est plus faible, mais  $\sigma_{\text{modèle}}$  présente toujours des valeurs plus élevées à une large majorité de stations. Cependant, le terme  $\sigma_{\text{méthode}}$  domine à certaines stations, en particulier dans le sud-ouest de la France. En effet, dans cette région les différentes méthodes de régionalisation conduisent à des changements assez différents. Cela est clairement visible sur les changements moyens multi-modèles de la vitesse moyenne du vent (figure 6.2) : les trois méthodes de désagrégation statistique conduisent à une diminution marquée de la vitesse moyenne du vent tandis que la méthode Méso-NH conduit à des changements non significatifs. Il est également intéressant de noter qu'en MJJASO, contrairement à NDJFMA,  $\sigma_{\text{modèle}}$  et  $\sigma_{\text{méthode}}$  ne présentent des valeurs supérieures à l'amplitude des changements de la vitesse moyenne du vent qu'à environ la moitié des stations. L'incertitude sur l'amplitude des changements de la vitesse moyenne du vent est donc plus faible en MJJASO qu'en NDJFMA.

Les MCGOAs sont donc bien la principale source d'incertitudes sur les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m. En moyenne sur toutes les stations et sur les deux saisons, le rapport  $\sigma_{\text{modèle}}/\sigma_{\text{méthode}}$  est ainsi égal à 1.9 (2.3 en NDJFMA et 1.5 en MJJASO).

Afin d'approfondir l'étude du poids relatif de chaque source d'incertitude, nous adoptons une méthode permettant de représenter les 76 projections climatiques considérées dans un espace à 2 dimensions. Pour cela nous nous inspirons de la méthodologie décrite par Déqué et al. (2005). L'idée est de définir un espace à 2 dimensions dans lequel les distances entre les projections climatiques sont aussi proches que possible des distances réelles. Dans le cas où la distance considérée est une distance euclidienne (ce qui est le cas de la RMSD), cet espace est celui formé par les deux premières EOFs des projections climatiques (Déqué et al. 2005). La variable considérée étant un scalaire (le changement de la vitesse moyenne du vent à 10 m), nous avons, pour chaque saison (NDJFMA et MJJASO), une matrice  $n \times m$ , avec  $n$  le nombre de projections (76) et  $m$  le nombre de stations (78). Les EOFs obtenues représentent des modes orthogonaux de la variabilité des 76 projections climatiques. Plus le pourcentage de variance expliquée par les deux premières EOFs est important, plus la distance euclidienne entre deux projections dans l'espace de ces deux EOFs sera proche de la distance réelle. Le tableau 6.3 présente le pourcentage de variance expliquée par les cinq premières EOFs en NDJFMA et MJJASO. En NDJFMA, les deux premières EOFs expliquent 76.5 % de la variance des projections climatiques, les EOFs suivantes ayant un poids négligeable : les distances entre les projections climatiques dans l'espace des deux premières EOFs seront donc proches des distances réelles. En MJJASO, le pourcentage de variance expliquée par les deux premières EOFs est plus faible : 59.1 %. De plus, la décroissance de ce pourcentage avec le rang des EOFs est moins rapide qu'en NDJFMA : la projection dans l'espace des deux premières EOFs

	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
<b>NDJFMA</b>	69.4	7.1	5.5	4.2	2.9
<b>MJJASO</b>	32.1	27.1	9.9	6.0	5.0

TAB. 6.3: Pourcentage de variance expliquée par les cinq premières EOFs des changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m en NDJFMA et MJJASO.

sera donc moins précise.

La figure 6.8 présente les deux premières EOFs (normées) des projections climatiques et la projection des 76 projections climatiques dans le repère orthonormé défini par ces deux EOFs, en NDJFMA. Le pourcentage de variance expliquée indique que la première EOF domine largement. Celle-ci présente une structure proche du changement moyen, avec des anomalies sur le sud-est et le nord-ouest de la France. Les changements de la vitesse du vent à 10 m présentent en effet une variabilité importante dans ces deux zones (cf. figures 4.13, 5.16 et A.1). La deuxième EOF présente un pourcentage de variance expliquée beaucoup plus faible et est plus difficile à interpréter physiquement. Dans le plan défini par ces deux EOFs, les projections climatiques présentent ainsi une forte variabilité suivant l'axe des x (1<sup>ère</sup> EOF). La figure de gauche permet d'étudier l'incertitude due aux modèles CMIP3 tandis que la figure de droite permet d'étudier l'incertitude due aux méthodes de calcul des projections climatiques. Il apparaît ainsi que la variabilité expliquée par la première EOF est essentiellement due aux modèles CMIP3. En effet, sur la figure de gauche, les points de même couleur (projections avec la même méthode mais plusieurs MCGOAs) s'étalent tout le long de l'axe des x, alors que sur la figure de droite, les points de même couleur (projections avec le même MCGOA mais plusieurs méthodes) sont plus regroupés. Cette caractéristique est la traduction graphique de  $RMSD_{\text{modèle}} > RMSD_{\text{méthode}}$ . Les projections ENSEMBLES ne sont présentées que sur la figure de gauche (cercles bleus) : la dispersion des projections ENSEMBLES semble être du même ordre de grandeur que les autres projections.

La figure 6.9 présente les deux premières EOFs (normées) des projections climatiques et la projection des 76 projections climatiques dans le repère orthonormé défini par ces deux EOFs, en MJJASO. Les pourcentages de variance expliquée par ces deux EOFs sont proches. La première EOF présente de fortes anomalies dans la vallée du Rhône. L'interprétation physique de cette EOF est claire. En effet, nous avons noté précédemment que les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m présentent de fortes incertitudes dans la vallée du Rhône (voir, en particulier, les figures 6.2, 4.14 et 5.17) : certaines projections climatiques présentent une augmentation de la vitesse moyenne du vent dans cette zone du fait de l'augmentation des flux de nord, tandis que d'autres présentent au contraire une diminution de la vitesse moyenne du vent. La deuxième EOF est plus difficile à interpréter physiquement. Les différences entre l'incertitude due aux modèles et celle due aux méthodes sont moins claires qu'en NDJFMA, et il est donc difficile d'estimer le poids relatif des deux sources d'incertitude à partir de cette figure. De plus, le pourcentage de variance expliquée par ces deux EOFs est relativement faible (59 %), et les

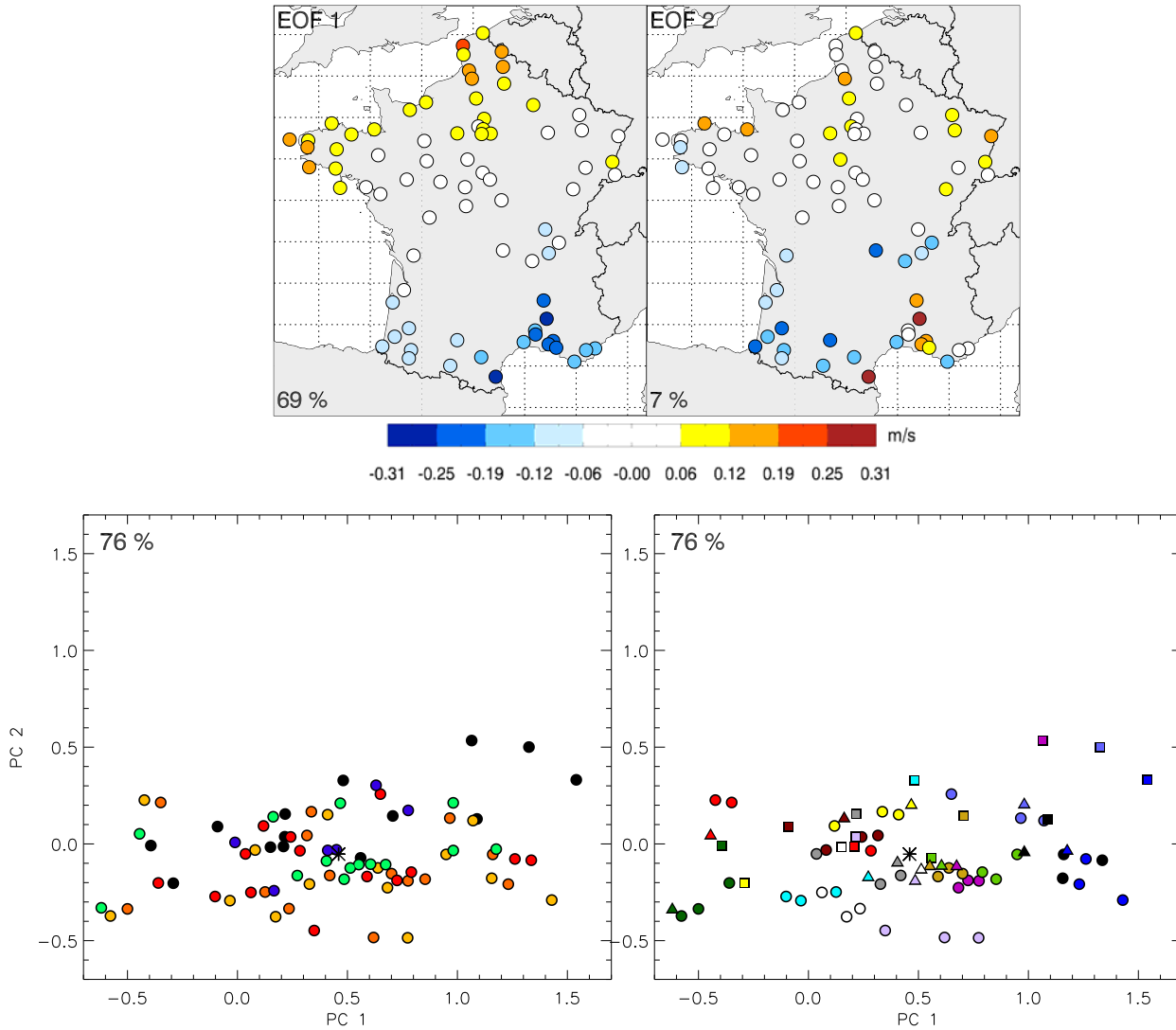


FIG. 6.8: *En haut* : deux premières EOFs (normées) des changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m moyen en NDJFMA. Le pourcentage de variance expliquée par chaque EOF est indiqué en bas à gauche. *En bas à gauche* : projection des 76 projections climatiques dans l'espace des deux premières EOFs. Chacune des 5 méthodes de calcul des projections climatiques est représentée par une couleur : en noir les projections CMIP3, en rouge/orange/jaune les projections DS, en vert les projections MNH et en bleu les projections ENSEMBLES. La moyenne d'ensemble est indiquée par une croix. Le pourcentage de variance expliquée par les deux premières EOFs est indiqué en haut à gauche. *En bas à droite* : projection des 70 projections climatiques (toutes les projections sauf les 6 projections ENSEMBLES) dans l'espace des deux premières EOFs. Chaque modèle CMIP3 est indiqué par une couleur. Les projections CMIP3 sont indiquées par un carré, les projections DS par un cercle et les projections MNH par un triangle. La moyenne d'ensemble est indiquée par une croix.

distances entre les projections dans ce plan peuvent donc être sensiblement différentes de celles calculées dans l'espace réel à 78 dimensions. L'interprétation de ces figures est donc

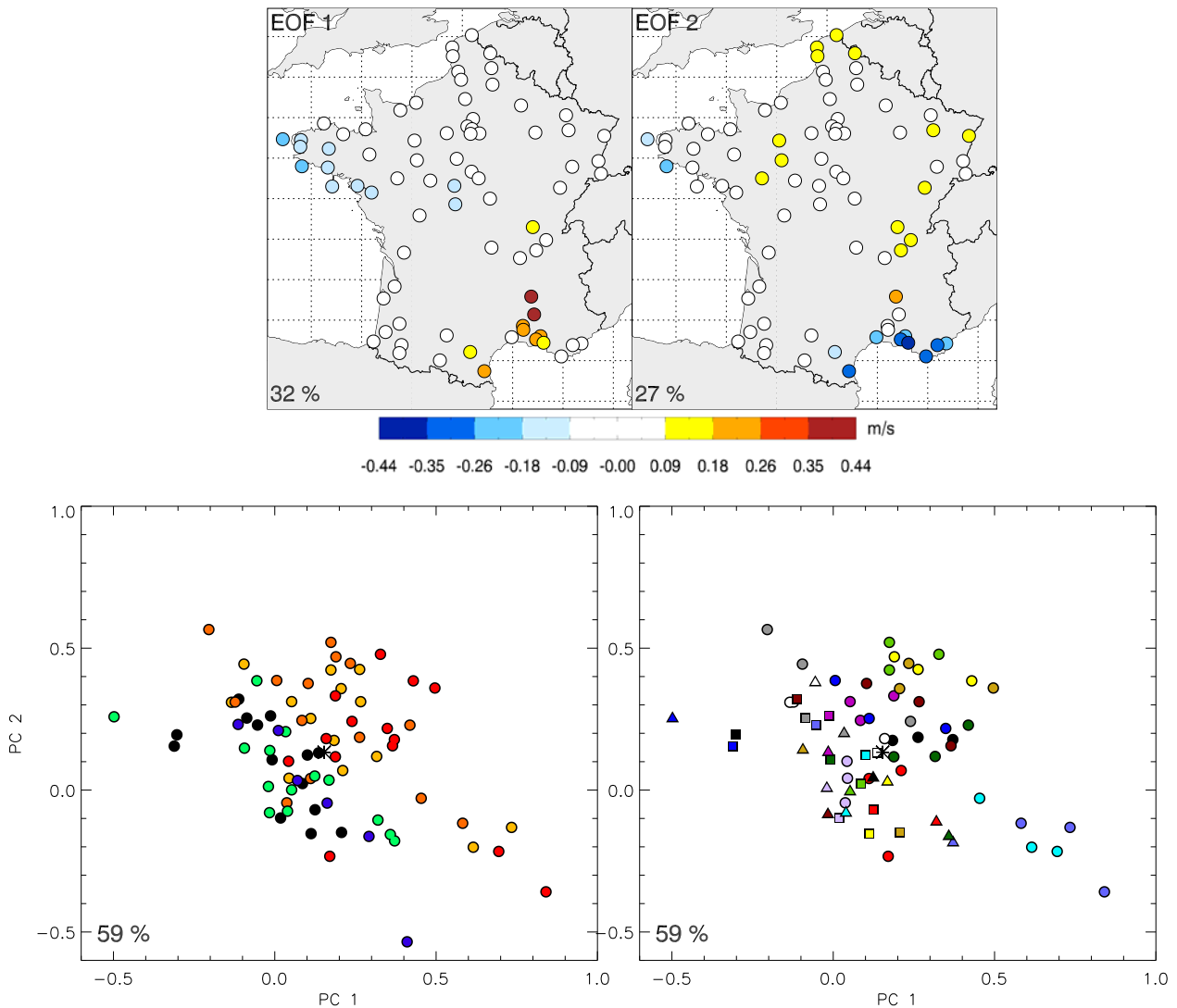


FIG. 6.9: *idem* que 6.8 pour MJJASO.

à considérer avec précaution. Cependant, il est intéressant de comparer la position des groupes de cercles de même couleur sur la figure de gauche (chaque couleur représentant une méthode de calcul des projections climatiques). Il apparaît ainsi que tous les cercles noirs (projections CMIP3) s'étendent peu dans la direction des  $x$  (1<sup>ère</sup> EOF) par rapport aux autres groupes de couleur. En effet, nous avons vu que la 1<sup>ère</sup> EOF traduisait la forte variabilité des changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m dans la vallée du Rhône. Or, comme nous l'avons vu à plusieurs reprises, les modèles CMIP3 ne peuvent pas reproduire correctement les vents de surface dans cette zone. En particulier, les projections CMIP3 présentent une plus faible variabilité que les autres projections dans cette zone (cf. annexe A).

## 6.4 Application au potentiel éolien

Comme nous l'avons montré à la section 1.2 du chapitre 1, la puissance éolienne disponible en un site donné est :

$$P_{disp} = \frac{1}{8} \rho \pi D^2 u^3 \quad (6.3)$$

avec  $\rho$  la densité de l'air,  $D$  le diamètre du rotor de l'éolienne et  $u$  la vitesse du vent au niveau du rotor. La puissance éolienne disponible par unité de surface balayée par le rotor de l'éolienne est donc :

$$p_{disp} = \frac{1}{8} \rho \pi u^3 \quad (6.4)$$

Des modifications de la densité de l'air et/ou de la vitesse du vent peuvent donc modifier la puissance éolienne disponible. Nous avons vu précédemment que des changements de la vitesse du vent étaient attendus. Examinons maintenant le cas de la densité de l'air. Celle-ci dépend de plusieurs variables thermodynamiques :

$$\rho = \frac{P}{(1 - q) R_a T + q R_v T} \quad (6.5)$$

avec  $P$  la pression atmosphérique,  $T$  la température de l'air,  $q$  l'humidité spécifique,  $R_a = 287 J.K^{-1}.kg^{-1}$  la constante spécifique des gaz parfaits de l'air sec et  $R_v = 462 J.K^{-1}.kg^{-1}$  la constante spécifique des gaz parfaits de la vapeur d'eau. En utilisant l'humidité spécifique à 2 m et la température de l'air à 2 m directement simulées par les modèles CMIP3, il apparaît que la densité de l'air à 2 m diminue, en moyenne, de moins de 0.7 % à l'horizon 2050 au niveau de la France. Les changements de densité de l'air sont donc négligeables par rapport aux changements du cube de la vitesse du vent.

Nous utilisons maintenant les différentes projections climatiques du vent à 10 m présentées précédemment pour calculer les changements de la puissance éolienne disponible à 80 m. La première étape consiste à interpoler le vent à 10 m au niveau 80 m. Nous utilisons la loi puissance (Archer et Jacobson 2005) :

$$u(z) = u(z_R) \left( \frac{z}{z_R} \right)^\alpha \quad (6.6)$$

avec  $u$  la vitesse du vent à l'altitude  $z$ ,  $z_R$  une altitude de référence et  $\alpha$  un coefficient dépendant de la rugosité. En l'absence de données précises sur la rugosité, l'approximation  $\alpha = 1/7$  a été retenue (Burton et al. 2001). La figure 6.10 présente la moyenne multi-modèles et multi-méthodes des changements de la puissance éolienne disponible et les bornes inférieures et supérieures de l'intervalle de confiance à 99 % (calculées comme dans la section 6.2). Les structures spatiales obtenues sont pratiquement identiques à celles obtenues pour la vitesse moyenne du vent à 10 m (figure 6.3). Par contre, l'amplitude des changements moyens est nettement supérieur, avec un maximum de 8.1 % contre 3.6 % pour la vitesse moyenne du vent à 10 m. Ce résultat n'est pas surprenant. En effet, nous avons montré à plusieurs reprises que les changements sur les événements de vent



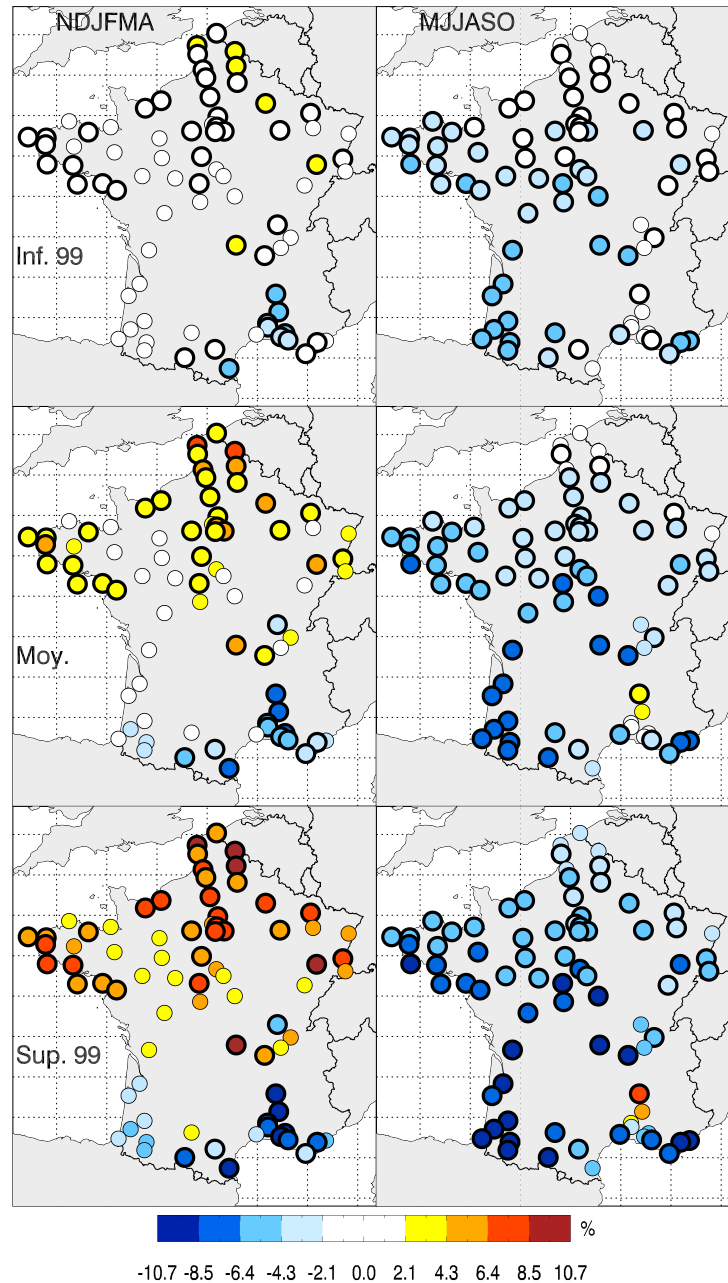


FIG. 6.10: Bornes inférieures (1<sup>ère</sup> ligne) et supérieures (3<sup>ème</sup> ligne) de l'intervalle de confiance à 99 % des changements relatifs de la puissance éolienne disponible, et moyenne multi-modèles et multi-méthodes (moyenne de 62 projections) des changements relatifs de la puissance éolienne disponible (2<sup>ème</sup> ligne), en NDJFMA (colonne de gauche) et MJJASO (colonne de droite). Les cercles noirs indiquent les stations où les bornes inférieures et supérieures sont du même signe.

fort (90<sup>ème</sup> percentile et nombre de jours où la vitesse du vent est supérieure au 90<sup>ème</sup> percentile de la période historique) étaient plus marqués que les changements de la vitesse moyenne. La puissance éolienne étant une fonction du cube de la vitesse du vent, les changements sont ainsi plus marqués pour la puissance éolienne que pour la vitesse

moyenne du vent.

Un dernier diagnostic concerne l'évolution du nombre de jours tels que la vitesse moyenne du vent à 80 m est inférieure à 4 m/s. Ce seuil de 4 m/s est important, puisque, en pratique, il s'agit du seuil moyen à partir duquel une éolienne fonctionne (cf. section 1.2.2) : c'est la vitesse de démarrage de l'éolienne. On retrouve des résultats proches de

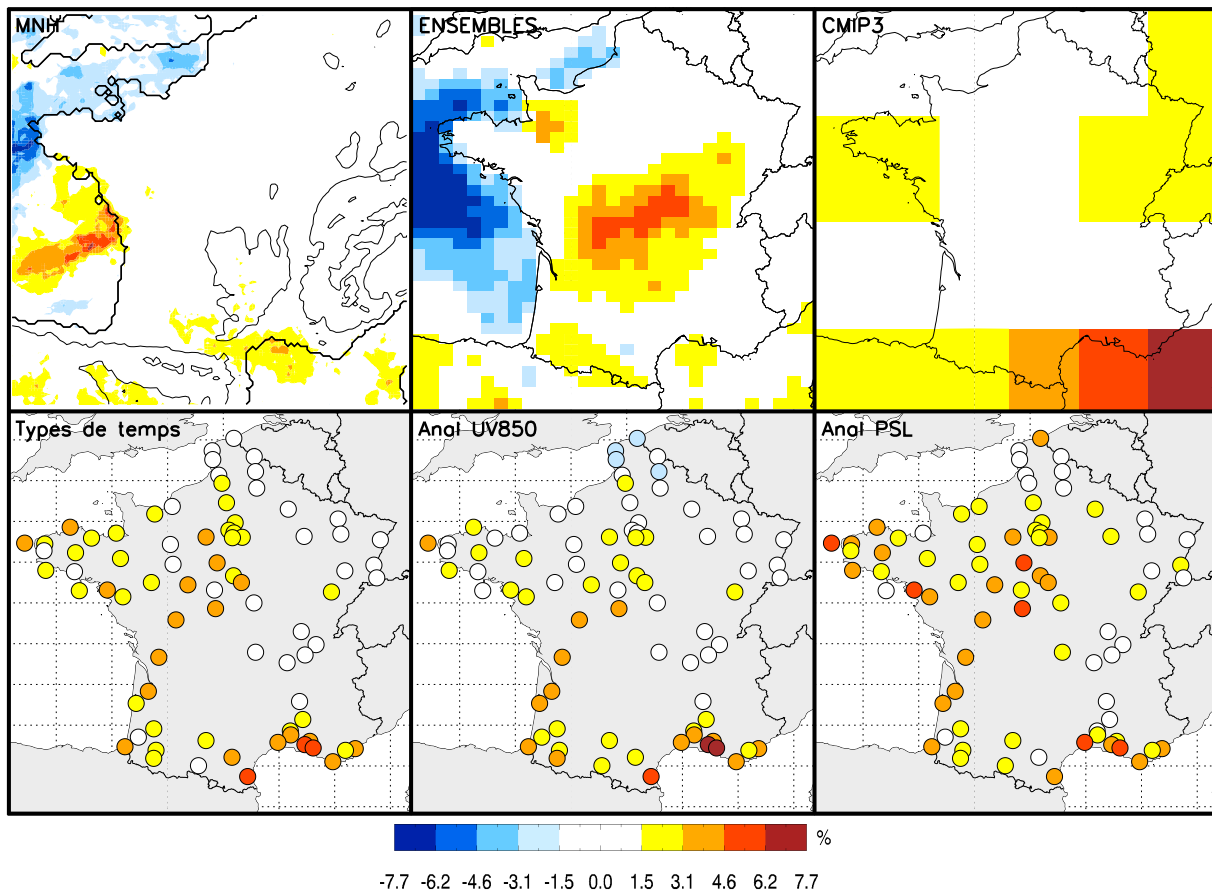


FIG. 6.11: Changements relatifs moyens multi-modèles (en %) du nombre de jours tels que la vitesse moyenne du vent à 80 m est inférieure à 4 m/s, calculés avec (de gauche à droite et de bas en haut) les projections MNH, les projections ENSEMBLES, les projections CMIP3 et les projections DS.

ceux obtenus avec le 1<sup>er</sup> tercile (figure 6.4), c'est-à-dire une augmentation générale des jours de vent faible sur toute la France. Il existe cependant quelques exceptions selon les méthodes : par exemple dans l'extrême nord avec certaines méthodes statistiques, sur la façade atlantique et le long des côtes de la Manche avec les modèles EMSEMBLES et le long des côtes de la Manche avec la méthode Méso-NH. En outre, les structures spatiales associées à la diminution du nombre de jours de vent faible présentent des différences importantes en fonction des méthodes : par exemple, avec les méthodes statistiques les diminutions sont plus marquées dans le sud, le centre et l'ouest de la France, et avec la

méthode ENSEMBLES elles sont plus marquées dans le centre.

Il convient de rappeler que la vitesse de démarrage de 4/ms s'applique en pratique aux vitesses du vent instantanées. Or, dans notre étude, nous ne traitons que des moyennes journalières. Le fait que la moyenne de la vitesse du vent sur une journée soit inférieure à 4 m/s ne signifie donc pas que l'éolienne n'a pas fonctionné de toute la journée : il est seulement acquis qu'elle n'a pas fonctionné pendant certaines périodes, mais il est possible qu'elle ait par moment fonctionné. En fait, seule la méthode de désagrégation statistico-dynamique avec Méso-NH pourrait permettre de traiter des vitesses de vent instantanées, les moyennes journalières étant calculées à partir de valeurs horaires instantanées. Cependant, nous n'avons pas utilisé directement ces données horaires car utiliser pour le futur des vitesses de vent horaires simulées par Méso-NH pour un échantillon de jours de la période historique nécessiterait de faire l'hypothèse que le cycle journalier du vent à 10 m reste inchangé. Or il est peu probable que le cycle journalier du vent à 10 m ne soit pas modifié dans le futur.

D'un point de vue pratique, plusieurs conclusions peuvent être tirées de ces résultats :

- en NDJFMA, le potentiel éolien de la moitié nord de la France pourrait augmenter tandis que celui du sud de la France pourrait diminuer. L'augmentation du nombre de jours de non fonctionnement des éoliennes pourrait accentuer ce résultat dans le sud de la France. En revanche, ce résultat pourrait être nuancé, dans le sud-est, par la nette diminution des extrêmes de vent fort, synonymes de non fonctionnement des éoliennes, ce qui pourrait conduire à une augmentation du nombre de jours de fonctionnement des éoliennes ;
- en MJJASO, le potentiel éolien pourrait diminuer sur toute la France exceptée dans une zone très limitée de la vallée du Rhône. Ce résultat pourrait être accentué par l'augmentation du nombre de jours de non fonctionnement des éoliennes, mais nuancé par la diminution des événements de vent fort dans les zones où il arrive que le seuil de 25 m/s (voir section 1.2.2) soit dépassé en valeur instantanée (sud-est et nord-ouest de la France notamment).

## 6.5 Les autres sources d'incertitudes

Jusqu'à présent nous n'avons considéré que deux sources d'incertitudes associées aux projections climatiques du vent à 10 m : les modèles climatiques et les méthodes de régionalisation. Une autre source d'incertitude importante est les scénarios d'émissions et de concentrations en GES et en aérosols. Comme nous l'avons déjà souligné, nous avons fait le choix de ne pas traiter directement cette source d'incertitude et de choisir un scénario d'émissions intermédiaire, le scénario SRES A1B. A l'horizon 2050, il y a en fait peu de différences entre les différents scénarios en termes de concentrations en GES et en aérosols. En revanche les scénarios d'émissions conduisent à des niveaux de concentrations en GES et en aérosols nettement différents à l'horizon 2100. La seule façon de directement

tenir compte de l'incertitude sur les scénarios d'émissions consiste alors à appliquer les différentes méthodes de régionalisation avec différents scénarios. Cependant, une approche alternative existe. Elle part du constat que les changements régionaux de certaines variables varient linéairement avec le changement de température globale (Watterson 2008). Cette approche consiste alors à adopter un point de vue différent : au lieu d'étudier la sensibilité des projections climatiques régionales du vent à 10 m aux scénarios d'émissions, on peut étudier la sensibilité de ces projections aux changements de température globale. S'il existe une relation linéaire entre le changement de la vitesse du vent à 10 m sur une région donnée et le changement de la température globale, on peut alors établir un intervalle pour les changements de la vitesse du vent en fonction d'un intervalle pour les changements de températures globales, sans considérer les scénarios d'émissions.

Nous avons cherché à savoir si une telle approche était applicable aux vents à 10 m en France. Pour chaque modèle CMIP3 et pour les deux périodes futures (2046-2065 et 2081-2100), nous avons moyenné les changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m (obtenus avec la méthode statistique des types de temps) sur différentes régions de France et différentes saisons. Puis nous avons regardé s'il existait une relation linéaire entre ces changements et les changements de température globale simulés par les modèles CMIP3 (figure 6.12).

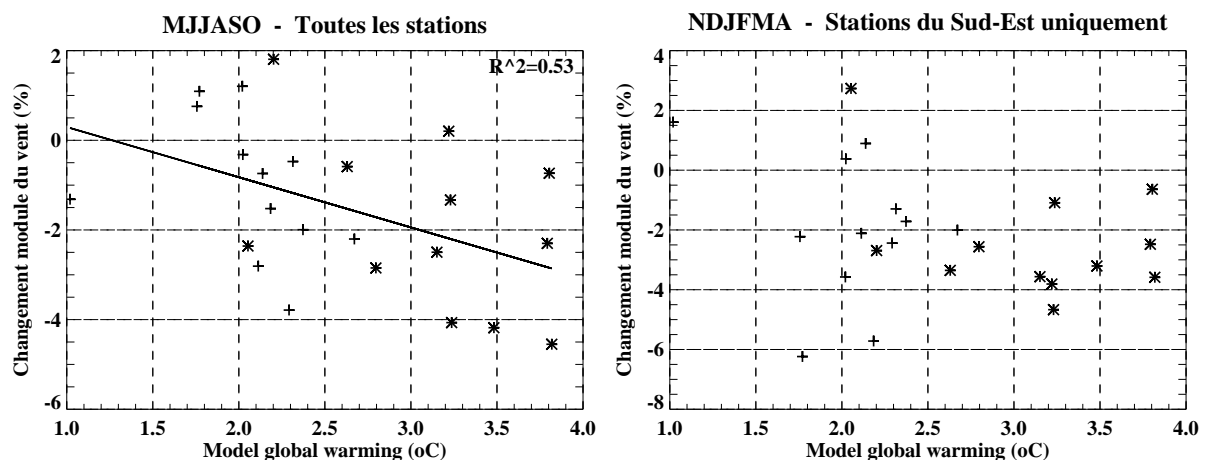


FIG. 6.12: *Changements relatifs moyens de la vitesse du vent à 10 m (en %) en MJJASO et moyennés sur toutes les stations (à gauche), et en NDJFMA et moyennés sur les stations du sud-est (à droite), en fonction du réchauffement global (en °C), pour 12 modèles CMIP3 (période 2046-2065 : croix / période 2081-2100 : astérisques). Les changements de la vitesse du vent à 10 m sont issus de la désagrégation statistique avec la méthode des types de temps.*

En MJJASO, une relation linéaire assez robuste (53 % de la variance expliquée) apparaît entre la diminution de la vitesse du vent sur la France et le réchauffement global : plus le réchauffement est important, plus la diminution de la vitesse du vent est élevée. On peut ainsi s'attendre à une accentuation de la diminution de la vitesse du vent avec

des scénarios d'émissions plus pessimistes comme le scénario A2.

En revanche, il n'apparaît pas de relation linéaire évidente entre la diminution de la vitesse du vent dans le sud-est de la France en NDJFMA et le réchauffement global. Les liens entre réchauffement global et diminution de la vitesse du vent sont donc, dans ce cas, complexes.

## 6.6 Conclusion

Ce dernier chapitre a permis de mettre en évidence les incertitudes importantes des résultats présentés tout au long de ce manuscrit. En particulier, nous avons confirmé que les incertitudes dues aux modèles CMIP3 dominaient les incertitudes dues aux méthodes de désagrégation. L'approche multi-modèle s'avère donc à la fois indispensable et délicate, indispensable car une étude d'impact ne peut se limiter aux résultats obtenus avec un seul modèle, délicate car les moyennes multi-modèles masquent les fortes disparités entre certains modèles.

En considérant les moyennes multi-modèles, il est apparu que toutes les méthodes conduisaient à des changements de vent à 10 m similaires, avec, en NDJFMA, une augmentation de la vitesse moyenne du vent dans le nord de la France et une diminution dans le sud, associées à une augmentation des flux de sud-ouest, et, en MJJASO, une diminution de la vitesse moyenne du vent sur toute la France associée à une augmentation des flux de nord. Cependant, bien que le signe des changements soit relativement robuste, l'amplitude moyenne reste faible (inférieure à 5 %) et les incertitudes inter-modèles importantes. En ce qui concerne la puissance éolienne disponible, les changements moyens multi-modèles sont cohérents avec ceux de la vitesse moyenne du vent, mais ils sont plus marqués.



# Conclusion et perspectives

## Résumé

Cette thèse avait pour objectif de caractériser les impacts du réchauffement global sur le potentiel éolien en France, et de quantifier les incertitudes associées. La complexité du système climatique rend la tâche ardue, la prise en compte de l'ensemble des paramètres physiques intervenant dans les changements climatiques étant impossible. Ce constat, consubstantiel aux sciences du climat, exige humilité et prudence dans l'interprétation des résultats qui jalonnent ce manuscrit. Nous nous sommes donc efforcés de souligner les incertitudes des résultats présentés tout au long de cette thèse. En particulier, nous avons organisé ce manuscrit sous la forme d'un cheminement progressif du climat global au climat local, chaque étape de ce cheminement étant associée à son cortège d'incertitudes.

Tout d'abord, nous avons fait une brève présentation des concepts physiques de base de l'énergie éolienne. Nous avons souligné qu'il était indispensable de prendre en compte la distribution complète de la vitesse du vent, et non la seule moyenne, pour pouvoir estimer la puissance éolienne en un lieu donné. Un aperçu de la place actuelle de l'énergie éolienne dans le paysage énergétique français et mondial et des perspectives d'avenir, a permis d'identifier les enjeux de ce travail de thèse et d'en justifier les motivations.

A partir d'observations, nous avons ensuite décrit certaines caractéristiques des vents à 10 m en France sur la période 1974-2002 : état moyen, variabilité temporelle, cycle saisonnier. Nous avons ainsi souligné l'existence de forts contrastes géographiques, par exemple entre le nord-ouest de la France et le pourtour méditerranéen. Il est également apparu que les moyennes saisonnières des vitesses de vent observées ne présentent généralement pas de tendances linéaires sur les 30 dernières années. Seul le nord de la France en MAM présente une diminution significative de la vitesse du vent. La problématique des études d'impact du réchauffement global a ensuite été présentée. Les modèles climatiques couplés océan/atmosphère qui constituent nos meilleurs outils pour étudier les changements climatiques ont actuellement une résolution spatiale bien trop faible pour représenter de façon totalement satisfaisante le climat à l'échelle régionale. Nous avons mis cela en évidence en étudiant les vents à 10 m directement simulés par une dizaine de modèles climatiques dont les scénarios climatiques ont été réalisés dans le cadre du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC. Des méthodes de désagrégation doivent donc être mises en œuvre. Nous avons alors fait une présentation critique des différentes familles de méthodes de désagrégation et fait un état de l'art de la désagrégation pour les vents de surface. Nous avons ainsi introduit les concepts généraux des trois familles de méthodes de descente d'échelle utilisées dans cette thèse : les méthodes de

désagrégation dynamique, les méthodes de désagrégation statistique et les méthodes hybrides statistico-dynamiques.

Dans notre processus de descente d'échelle du climat global au climat local, la première étape a été l'étude de la circulation atmosphérique de grande échelle sur l'Europe et ses liens avec certaines variables locales (température à 2 m, précipitations, vent à 10 m). Nous avons montré que le concept de régimes de temps présentait des limites pour des applications très régionales telles que l'étude des vents de surface sur la France. Nous avons ainsi développé une méthodologie ad hoc : l'analyse en types de temps. Les types de temps nous ont permis d'aller beaucoup plus loin dans l'analyse des liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les vents de surface en France. Ils se sont ainsi révélés être un outil puissant pour discriminer les extrêmes de vent et différencier les régimes de vent régionaux. En ce qui concerne les modifications futures de la circulation atmosphérique de grande échelle sur l'Europe, nous avons mis en évidence des changements de fréquence d'occurrence des régimes et des types de temps robustes, malgré une incertitude inter-modèles importante. Cependant, il est apparu que les changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps n'étaient pas suffisants pour expliquer les changements des variables locales dans le futur. Au contraire, les seuls changements des fréquences d'occurrence des types de temps ont permis d'expliquer environ 50% des changements du vent à 10 m sur la France. Malgré tout, les changements intra-types sont importants et ils doivent donc être pris en compte dans l'élaboration de méthodes de désagrégation.

Forts des conclusions précédentes, nous avons ensuite développé deux méthodes de désagrégation différentes. La première est uniquement statistique et repose sur l'idée que la position d'un jour par rapport aux centroïdes des types de temps dans un espace réduit est un bon indicateur des conditions de vent en surface. Elle a l'avantage d'être peu coûteuse en temps de calcul et de permettre de reconstruire des séries temporelles. En revanche, elle est tributaire de la qualité des données observées et de leur couverture spatiale. La deuxième est une méthode hybride statistico-dynamique utilisant un modèle méso-échelle. Elle repose sur l'idée qu'un échantillon de jours judicieusement choisis est suffisant pour estimer les distributions du vent à 10 m. Des simulations méso-échelles effectuées pour chacun des jours de l'échantillon permettent alors de reconstruire les distributions du vent à 10 m à une très haute résolution spatiale. C'est une méthode novatrice dans son concept et dans sa mise en œuvre, qui permet de pallier à la mauvaise représentativité spatiale des stations d'observations, tout en permettant une approche multi-modèles aisée. Cependant, c'est une méthode dont l'étape d'apprentissage (simulations méso-échelles) est très coûteuse en temps de calcul. De plus, elle ne permet pas, dans sa version actuelle, de reconstruire des séries temporelles. Ces deux méthodes ont été validées et comparées à d'autres méthodes plus classiques de désagrégation sur la période 1974-2002. Elles permettent toutes de reproduire correctement les principales caractéristiques des vents à 10 m en France : par exemple, la moyenne, l'écart-type ou la variabilité interannuelle. Cependant, la méthode Méso-NH présente des performances en retrait par rapport à la première méthode, du fait de l'addition de deux sources d'erreur : l'échantillonnage et les simulations Méso-NH. Cependant, l'évaluation des simulations Méso-NH est délicate, car, malgré la haute résolution de ces simulations, les conditions de vent aux stations d'observations peuvent être très différentes de celles rencontrées au point de grille le plus proche. Ces deux méthodes ont ensuite été appliquées avec 14 modèles



climatiques. Les changements de vent à 10 m obtenus avec les deux méthodes pour les périodes 2046-2065 et 2081-2100 sont cohérents : en AMJJAS, diminution de la vitesse moyenne du vent sur toute la France associée à une augmentation des flux de nord, et en ONDJFM, augmentation dans le nord de la France et diminution dans le sud associées à une augmentation des flux de sud-ouest. Cependant, les changements moyens multi-modèles sont faibles (inférieurs à 10 %), et la dispersion inter-modèles est généralement du même ordre de grandeur que l'amplitude des changements moyens multi-modèles. Ces deux méthodes, comme toutes les méthodes de désagrégation, souffrent également de limitations que nous nous sommes attachés à décrire.

Enfin, nous avons comparé les changements des vents à 10 m obtenus à partir de 76 projections climatiques en utilisant les 14 simulations directes des modèles climatiques, trois méthodes de désagrégation statistique appliquées aux 14 modèles climatiques, la méthode hybride de désagrégation statistico-dynamique appliquée aux 14 modèles climatiques et la désagrégation dynamique de 6 modèles climatiques (projections climatiques régionales du projet ENSEMBLES). Nous avons mis en évidence de fortes cohérences entre les différentes projections, autant au niveau des structures spatiales des changements de vent à 10 m que de l'amplitude de ces changements. Puis nous avons étudié en détail les différentes sources d'incertitudes prises en compte dans cette thèse : les modèles climatiques et les méthodes de désagrégation. Il est apparu que l'incertitude totale était généralement dominée par l'incertitude due aux modèles climatiques. Finalement, nous avons établi un intervalle de confiance à 99 % des changements moyens de la vitesse moyenne du vent à 10 m et de la puissance éolienne disponible. L'ordre de grandeur des changements obtenus indique des changements relativement faibles à l'horizon 2046-2065.

## Limites et perspectives

Une des principales limites de notre étude concerne les hypothèses de stationnarité qui sous-tendent les méthodes de désagrégation statistique et la méthode Mésos-NH : le modèle statistique établi et validé pour le climat présent est supposé rester valable dans le climat futur modifié par les émissions anthropiques. Cette hypothèse, inhérente à toute méthode de désagrégation statistique, est invérifiable en toute rigueur, à moins d'attendre 2050 pour vérifier que le modèle statistique est toujours valable. Cependant, nous avons essayé de diminuer les doutes sur la validité de cette hypothèse, en nous assurant qu'elle n'était manifestement pas violée dans le monde des modèles et que la variabilité basse fréquence du vent à 10 m était correctement reproduite sur la période historique. En lien avec cette hypothèse de stationnarité, il serait possible de nous reprocher de ne pas utiliser de prédicteurs plus sensibles aux changements thermodynamiques dans l'atmosphère (par exemple la température). Cependant, en ce qui concerne le vent, l'ajout d'un tel prédicteur n'a pas permis de renforcer la robustesse de la relation statistique en climat perturbé. Une perspective d'étude intéressante consisterait à appliquer la méthode Mésos-NH de façon indépendante sur une période historique et une période future, en forçant le modèle Mésos-NH avec un MCGA à résolution variable au lieu des réanalyses : un échantillon de jours représentatifs serait défini pour chaque période et les distributions de vent pour le futur seraient reconstruites, d'une part à partir des simulations Mésos-NH de la période future, d'autre part à partir des simulations Mésos-NH de la période historique. Nous pourrions ainsi déceler l'impact sur les vents de surface de changements non pris en compte dans la méthode actuelle. Une approche similaire a d'ailleurs déjà été

expérimentée pour étudier l'évolution dans le futur des systèmes météorologiques à l'origine de vents violents ou de précipitations intenses sur la Méditerranée, dans le cadre du projet CYPRIM.

Une autre limite de notre travail concerne évidemment les données observées de vent utilisées. Tout d'abord, nous n'avons utilisé qu'un seul jeu de données pour construire et valider les méthodes de désagrégation. L'utilisation d'un jeu de données indépendantes permettrait de donner plus de crédit aux validations des méthodes et donc à nos conclusions. Ensuite, la qualité de ces données est loin d'être parfaite. Par sa nature, le vent est en effet une variable très difficile à mesurer, surtout lorsqu'il s'agit d'effectuer des relevés continus pendant plusieurs dizaines d'années. Il faut donc être conscient de la fragilité des résultats obtenus à partir de ces observations. C'est notamment le cas avec les méthodes de désagrégation statistique, dont l'apprentissage est effectué avec les observations et pour lesquelles les observations servent à reconstruire les séries de vent désagrégées. C'est également le cas, mais dans une moindre mesure, de la méthode Méso-NH puisque les observations servent à définir les classes de vent. Cependant, l'utilisation de méthodes indépendantes de ces observations (modèles CMIP3, modèles ENSEMBLES) ou moins tributaires de ces observations (méthode Méso-NH) nous a permis de vérifier la cohérence des résultats des méthodes de désagrégation statistique. Dans une perspective d'application des résultats à l'énergie éolienne, la question de la pertinence de l'utilisation de moyennes journalières peut également être posée. En effet, nous avons vu que l'utilisation de moyennes journalières pour calculer des puissances éoliennes conduisait à une sous-estimation de celles-ci. Des données horaires ou à des échéances plus courtes seraient plus appropriées. Malheureusement, de telles données ne sont pas disponibles avec des profondeurs suffisantes pour des applications climatiques (au moins 20 ans). Dans la même idée, l'application des méthodes de désagrégation statistique à une zone plus étendue que la France aurait pu être possible si des données avaient été disponibles.

Enfin, il faut admettre que nous n'avons pas poussé la validation des simulations Méso-NH aussi loin que possible. La version et la configuration du modèle que nous avons utilisées ayant été largement testées et validées pour des cas d'étude similaires, nous avons fait le choix de privilégier le développement de la méthode statistique et la validation de ses hypothèses.

A l'issue de ce travail, plusieurs perspectives peuvent être identifiées. Tout d'abord, il serait simple d'étendre cette étude à d'autres scénarios de concentrations en GES et aérosols. Une autre source d'incertitude pourrait ainsi être directement traitée. En utilisant un ensemble de simulations pour chaque modèle climatique, nous pourrions également différencier l'incertitude liée à la variabilité naturelle du système climatique de l'incertitude structurelle des modèles climatiques. Pour rester dans le même thème, on peut finalement s'interroger sur les moyens de réduire les incertitudes finales sur les projections climatiques régionales. La constante amélioration des modèles climatiques devrait permettre d'améliorer progressivement le réalisme de leurs projections. Mais il n'est pas certain que les incertitudes liées aux modèles climatiques diminuent. Au contraire, l'amélioration des modèles allant souvent de pair avec leur complexification (inclusion de la végétation, de la chimie atmosphérique, du cycle du carbone, etc.), les incertitudes liées aux modèles climatiques pourraient s'accroître. Une amélioration peut donc venir des méthodes probabilistes permettant de combiner au mieux un ensemble de projections. Par exemple, dans cette thèse, nous avons considéré que la moyenne d'ensemble multi-modèles permettait d'obtenir la

meilleure estimation des changements moyens du vent à 10 m. Une approche alternative consisterait à pondérer les projections climatiques par des coefficients dépendant des performances des modèles climatiques pour un critère donné. Cependant, il resterait à définir une métrique adéquate, autrement dit un critère de performance et un système de pondération, en gardant à l'esprit que la faculté d'un modèle climatique à bien reproduire le changement climatique n'est pas nécessairement liée à ses performances dans le climat présent.

Il pourrait également être intéressant d'effectuer l'apprentissage des méthodes de désagrégation statistique pour plusieurs régions séparément, au lieu de traiter toute la France en une seule fois. Dans ce cas, les types de temps pourraient être redéfinis pour chaque région, ce qui permettrait de diminuer localement la variabilité intra-types. Cependant, il convient d'éviter une fuite en avant vers le "toujours plus local" en gardant à l'esprit que plus les types de temps sont spécifiques à une région donnée, moins il est garanti que leurs caractéristiques dynamiques soient correctement reproduites par les modèles climatiques.

Enfin, une perspective intéressante consisterait à approfondir l'étude des événements extrêmes, soit à partir des types de temps ou des classes de vent déjà définis, soit à partir de nouveaux régimes définis pour une région particulière (par exemple la zone de tramontane dans le sud-est de la France). L'utilisation de données de vitesses de vent en rafale au lieu de moyennes journalières pourrait également être un prolongement intéressant, les types de temps ayant montrés de bonnes aptitudes pour discriminer les vents forts et les vents faibles.

Pour terminer, il nous paraît important de souligner la nécessité de soutenir les efforts de mise à disposition de données, qu'il s'agisse d'observations ou de sorties de modèles climatiques. Les bases de données comme celles du CMIP3 et du projet ENSEMBLES sont un outil formidable et indispensable pour réaliser des études d'impact crédibles du réchauffement global. La mise à disposition des données et l'uniformisation des formats et des métadonnées ne doivent pas être considérées comme secondaires mais bien comme une étape primordiale dans le long processus visant à déterminer les impacts du réchauffement global.



# Bibliographie

- Archer C.L. et Jacobson M.Z.** (2005) : Evaluation of global wind power. *J. Geophys. Res.*, **110**, D12110, DOI :10.1029/2004JD005462.
- Boé J., Terray L., Habets F. et Martin E.** (2006) : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, **111**, D23106.
- Boé J.** (2007) : *Changement global et cycle hydrologique : une étude de régionalisation sur la France*, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse, France.
- Bogardi I. et Matyasovszky I.** (1996) : Estimating daily wind speed under climate change. *Solar Energy*, **57-3**, 239-248.
- Burlando M., Antonelli M. et Ratto C.F.** (2008a) : Mesoscale wind climate analysis : identification of anemological regions and wind regimes. *Int. J. Climatol.*, **28-5**, 629-641, DOI :10.1002/joc.1561.
- Burlando M.** (2008b) : The synoptic-scale surface wind climate regimes of the Mediterranean Sea according to the cluster analysis of ERA-40 wind fields. *Theor. Appl. Climatol.*, DOI :10.1007/s00704-008-0033-5.
- Burton T., Sharpe D., Jenkins N. et Bossanyi E.** (2002) : Wind Energy Handbook, Wiley, ISBN : 0-471-48997-2.
- Cassou C., Terray L. et Phillips A.S.** (2005) : Tropical Atlantic influence on European heatwaves. *J. Climate*, **18**, 2805-2811.
- Champeaux J.-L., Favot F., Lacarrère P., Le Moigne P. et Therry G.** (2001) : Reconstitution de la climatologie du vent au moyen de simulations numériques à méso-échelle. *Action RETIC B-95*, Note de Centre Réseau d'Etudes et de Transfert Interne des Connaissances, N° 8, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo France.
- Charles S., Bates B., Whetton P. et Hughes J.** (1999) : Validation of downscaling models for changed climate conditions : case study of southwestern Australia. *Clim. Res.*, **12**, 1-14.
- Christensen J.H., Hewitson B., Busuioc A., Chen A., Gao X., Held I., Jones R., Kolli R.K., Kwon W.-T., Laprise R., Magaña Rueda V., Mearns L., Menéndez C.G., Räisänen J., Rinke A., Sarr A., Whetton P.** (2007) : *Regional Climate Projections (In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change) [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M.C. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Conil S. et Hall A.** (2006) : Local modes of atmospheric variability : a case study of Southern California. *J. Climate*, **19-17**, 4308-4325.

- Corti S., Molteni F. et Palmer T.N.** (1999) : Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, **398**, 799-802.
- Déqué M., Jones R.G., Wild M., Giorgi F., Christensen J.H., Hassel D.C., Vidale P.L., Rockel B., Jacob D., Kjellstrom E., de Castro M., Kucharski F. et van den Hurk B.J.J.M.** (2005) : Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe : quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Clim. Dyn.*, **25**, 653-670, DOI :10.1007/s00382-005-0052-1.
- Déqué M., Rowell D.P., Luthi D., Giorgi F., Christensen J.H., Rockel B., Jacob D., Kjellstrom E., de Castro M. et van den Hurk B.J.J.M.** (2007) : An intercomparison of regional climate simulations for Europe : assessing uncertainties in model projections. *Clim. Change*, **81**, 53-70, DOI :10007/s10584-006-9228-x.
- Fischer E.M., Seneviratne S.I., Vidale P.L., Lüthi D. et Schär C.** (2007) : Soil moisture - atmosphere interactions during the 2003 European summer heatwave. *J. Climate*, **20-20**, 5081-5099.
- Fisher-Bruns I., von Storch H., González-Rouco J.F. et Zorita E.** (2005) : Modelling the variability of midlatitude storm activity on decadal to century time scales. *Clim. Dyn.*, **25-5**, 461-476.
- Frey-Buness F., Heimann D., Sausen R.** (1995) A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, **50**, 117-131.
- Frías M. D., Zorita E., Fernández J. et Rodríguez-Puebla C.** (2006) : Testing statistical downscaling methods in simulated climates. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19807, DOI :10.1029/2006GL027453.
- Gao X., Pal J.S. et Giorgi F.** (2006) : Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03706.
- Gibelin A.L. et Déqué M.** (2003) : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dyn.*, **20**, 327-339.
- Giorgi F., Marinucci M.R. et Visconti G.** (1990) : Use of a limited-area model nested in a general circulation model for regional climate simulation over Europe. *J. Geophys. Res.*, **95**(D11), 18413-18431.
- Giorgi F. et Mearns L.O.** (1991) : Approaches to the Simulation of Regional Climate Change : A Review. *Rev. Geophys.*, **29**(2), 1912013216.
- Giorgi F.** (2005a) : Interdecadal variability of regional climate change : Implications for the development of regional climate change scenarios. *Meteor. Atmos. Phys.*, **89**, 1-15.
- Giorgi F. et Lionello P.** (2007) : Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change*, DOI :10.1016/j.gloplacha.2007.09.005
- Giorgi F.** (2008) : A simple equation for regional climate change and associated uncertainty. *J. Climate*, **21**, 1589-1604.
- González-Rouco J. F., Heyen H., Zorita E. et Valero F.** (1999) : Testing the validity of a statistical downscaling method in simulations with global climate models. Tech. Rep. Report 99/E/29, GKSS.

- Hsu C.J. et Zwiers F.** (2001) : Climate change in recurrent regimes and modes of Northern Hemisphere atmospheric variability. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20145-20159.
- Jiménez P.A., González-Rouco J.F., Montávez J.P., García-Bustamante E. et Navarro J.** (2008) : Climatology of wind patterns in the northeast of the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, DOI :10.1002/joc.1705.
- Kaas E., Li T.S. et Schmith T.** (1996) : Statistical hindcast of wind climatology in the North Atlantic and northwestern European region. *Clim. Res.*, **7**, 97-110.
- Kaihatu J.M., Handler R.A., Marmorino G.O. et Shay L.K.** (1998) : Empirical Orthogonal Function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods. *J. Atmos. Ocean. Techn.*, **15**, 927-941.
- Keeley S.P.E., Collins M. et Thorpe A.J.** (2008) : Northern hemisphere winter atmospheric climate : modes of natural variability and climate change. *Clim. Dyn.*, **31**, 195-211.
- Laurent C., Parey S. et Deltel C.** (2002) : Impact sur la production et le transport d'électricité. *Projet IMFREX*, Rapport final, Gestion et Impacts du Changement Climatique (GICC) APR 2002, Annexe D.
- Leboucher V.** (2007) : Estimation de l'évolution des vents moyens en France d'ici la fin du 21ème siècle par une méthode de désagrégation d'échelle : résultats des modèles Arpège-Climat et LMDZ. *Rapport EDF RD*, **HP-I88-2007-01046-FR**.
- Lionello P., Nizzero A. et Elvini E.** (2003) : A procedure for estimating wind waves and storm-surge climate scenarios in a regional basin : the Adriatic Sea case. *Clim. Res.*, **23**, 217-231.
- Ludwig F.L., Horel J. et Whiteman C.D.** (2004) : Using EOF analysis to identify important surface wind patterns in mountain valleys. *J. Applied Meteorol.*, **43**, 969-983.
- Mearns L.O., Giorgi F., Whetton P., Pabon D., Hulme M. et Lal M.** (2003) : Guidelines for use of climate scenarios developed from Regional Climate Model experiments. *Data Distribution Centre of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Available at <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines>.
- Mengelkamp H.T., Kapitza H., Pfluger U.** (1997) : Statistical-dynamical downscaling of wind climatologies. *J. Wind. Eng. Ind. Aerodyn.*, **67-68**, 449-457.
- Mengelkamp H.T.** (1999) : Wind climate simulation over complex terrain and wind turbine energy output estimation. *Theor. Appl. Climatol.*, **63**, 129-139.
- Michelangeli P.A., Vautard R. et Legras B.** (1995) : Weather regimes : recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, **52-8**, 1237-1256.
- Mitchell J.F.B., Johns T.C., Eagles M., Ingram W.J. et Davis R.A.** (1999) : Towards the construction of climate change scenarios. *Clim. Change*, **41**, 547-581.
- Mitchell T.D.** (2003) : Pattern scaling : An examination of the accuracy of the technique for describing future climates. *Clim. Change*, **60**, 217-242.
- Najac J., Boé J. et Terray L.** (2008a) : A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Clim. Dyn.*, DOI :10.1007/s00382-008-0440-4.

- Najac J., Lac C. et Terray L.** (2008b) : Impact of climate change on surface winds in France using a statistical-dynamical downscaling method with mesoscale modeling. *Int. J. Climatol.*, submitted.
- Parey S.** (2005) : Tendances dans les séries quotidiennes de référence de Météo-France concernant le vent moyen en France. *Rapport EDF RD, HP-45/05/017/A*.
- Plaut G. et Simonnet E.** (2001a) : Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Clim. Res.*, **17**, 303-324.
- Plaut G., Schuepbach E. et Doctor M.** (2001b) : Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Clim. Res.*, **17**, 285-302.
- Pryor S.C., Barthelmie R.J. et Kjellström E.** (2005a) : Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe : analyses using a regional climate model. *Clim. Dyn.*, **25**, 815-835.
- Pryor S.C. et Schoof J.T.** (2005b) : Empirical downscaling of wind speed probability distributions. *J. Geophys. Res.*, **110**, D19109.
- Pryor S.C., Schoof J.T. et Barthelmie R.J.** (2005c) : Climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe : empirical downscaling of multiple AOGCMs. *Clim. Res.*, **29**, 183-198.
- Pryor S.C., Schoof J.T. et Barthelmie R.J.** (2006) : Winds of change? : projections of near-surface winds under climate change scenarios. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L11702.
- Räisänen J., Hansson U., Ullerstig A., Döscher R., Graham L., Jones C., Meier H., Samuelsson P. et Willén U.** (2004) : European climate in the late twenty-first century : Regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim. Dyn.*, **22**, 13-31.
- Randall D.A., Wood R.A., Bony S., Colman R., Fichefet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R.J., Sumi A. et Taylor K.E.** (2007) : *Climate Models and Their Evaluation (In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change) [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M.C. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rowell D.P.** (2006) : A demonstration of the uncertainty in projections of UK climate change resulting from regional model formulation. *Clim. Change*, **79(3-4)**, 243-257, DOI :10.1007/s10584-006-9100-z.
- Sabre M. et Sacré C.** (2002) : Impact du vent et de la charge de neige sur les bâtiments. *Projet IMFREX*, Rapport final, Gestion et Impacts du Changement Climatique (GICC) APR 2002, Annexe E.
- Sailor D.J., Hu T., Li X. et Rosen J.N.** (2000) : A neural network approach to local downscaling of GCM output for assessing wind power implications of climate change. *Renewable Energy*, **19**, 359-378.
- Sanchez Gomez E., S. Somot S. et Déqué M.** (2008) : Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961-2000. *Clim. Dyn.*, in press.



- Saporta. G.** (2006) : Probabilités, analyse des données et statistique, Technip.
- Siegismund F. et Schrum C.** (2001) : Decadal changes in the wind forcing over the North Sea. *Clim. Res.*, **18**, 39-45.
- Simmonds I. et Keay K.** (2002) : Surface fluxes of momentum and mechanical energy over the North Pacific and North Atlantic Oceans. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **80**, 1-18.
- Somot S.** (2005) : Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Stone D.A., Weaver A.J., Stouffer R.J.** (2001) : Projection of climate change onto modes of atmospheric Variability. *J. Climate*, **14**, 3551-3565.
- Timbal B. et McAvaney B.J.** (2001) : An analogue-based method to downscale surface air temperature : application for Australia. *Clim. Dyn.*, **17-12**, 947-963.
- Timbal B. et Jones D.A.** (2008a) : Future projections of winter rainfall in southeast Australia using a statistical downscaling technique. *Clim. Change*, **86**, 165-187, DOI :10.1007/s10584-007-9279-7.
- Timbal B., Hope P. et Charles S.** (2008b) : Evaluating the consistency between statistically downscaled and global dynamical model climate change projections. *J. Climate*, submitted.
- Van der Hoven I.** (1957) : Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *J. Atmos. Sci.*, **14**, 160-164.
- Vautard R.** (1990) : Multiple weather regimes over the North Atlantic : Analysis of precursors and successors. *Mon. Wea. Rev.*, **118(10)**, 2056-2081.
- Vautard R., Yiou P., D'Andrea F., de Noblet N., Viovy N., Cassou C., Polcher J., Ciais P., Kageyama M. et Fan Y.** (2007) : Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L07711, DOI :10.1029/2006GL028001.
- von Storch H.** (1995) : Inconsistencies at the interface of climate impact studies and globale climate research. *Meteorol. Zeitschrift*, **4**, 72-80.
- von Storch H.** (1999) : On the use of 'inflation' in statistical downscaling. *J. Climate*, **12-12**, 3505-3506.
- von Storch H. et Zwiers F.** (1999) : Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge University Press, Cambridge.
- von Storch H., Hewitson B. et Mearns L.** (2000) : Review of Empirical Downscaling Techniques. T. Iversen and B.A.K. Høiskar (Eds.) : Regional climate development under global warming. General Technical Report No. 4. Conf. Proceedings RegClim Spring Meeting Jevnaker, Torbjørnrud, Norway, 8-9 May 2000, p. 29-46.
- Vrac M., Stein M., Hayhoe K., Liang X.Z.** (2007) : A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L18701, DOI :10.1029/2007GL030295.
- Watterson I. G.** (2008) : Calculation of probability density functions for temperature and precipitation change under global warming. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12106, DOI :10.1029/2007JD009254.

- Wilby R.L., Charles S.P., Zorita E., Timbal B., Whetton P. et Mearns L.O.** (2004) : Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. *Data Distribution Centre of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Available at <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines>.
- Wilks D. S.** (1995) : Statistical Methods in the Atmospheric Sciences : An Introduction, Academic Press.
- Wilks D. S. et Wilby R. L.** (1999) : The Weather Generation Game : A Review of Stochastic Weather Modell. *Prog. Phys. Geo.*, **23**, 329-357.
- Wolf J. et Woolf D.K.** (2006) : Waves and climate change in the north-east Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06604.
- Yiou P. et Nogaj M.** (2004) : Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic : when and where?. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07202.
- Zorita E, et von Storch H.** (1999) : The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods. *J. Climate*, **12**, 2474-2489.

# Liste des principaux acronymes et notations

CMIP3 : Coupled Model Intercomparison Project phase 3  
EOF : Empirical Orthogonal Function  
GES : Gaz à Effet de Serre  
GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat  
MAM : Modèle à Aire Limitée  
NAO : Oscillation Nord Atlantique  
MCGA : Modèle de Circulation Générale Atmosphérique  
MCGOA : Modèle de Circulation Générale couplé Océan-Atmosphère  
MCR : Modèle Climatique Régional  
MDS : Modèle de Désagrégation Statistique  
PSL : Pression atmosphérique réduite au niveau de la mer  
RMSE : Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne  
SQR : Séries Quotidiennes de Référence  
SRES : Special Report on Emission Scenario  
T2m : Température à deux mètres  
TSO : Température de Surface de l'Océan  
UV10 : Composantes zonales et méridiennes du vent à 10 mètres  
UV850 : Composantes zonales et méridiennes du vent à 850 hPa  
Z500 : Géopotential à 500 hPa



Annexe A

Modèles CMIP3

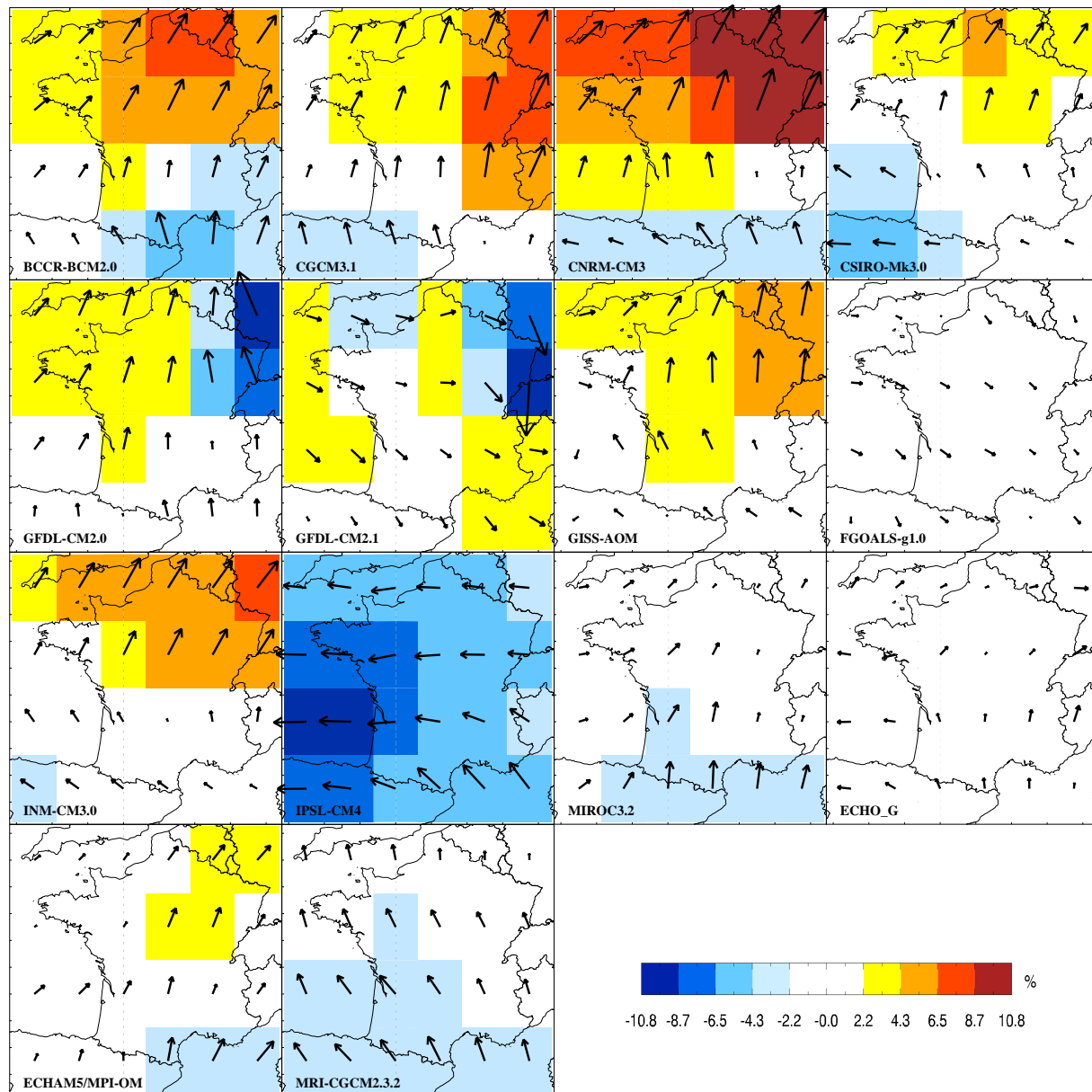


FIG. A.1: *Changements de la vitesse moyenne du vent à 10 m (en pourcent) et vecteurs anomalies associés, pour la période 2046-2065 en ONDJFM, directement simulés par les 14 modèles CMIP3. La période historique est 1971-2000.*

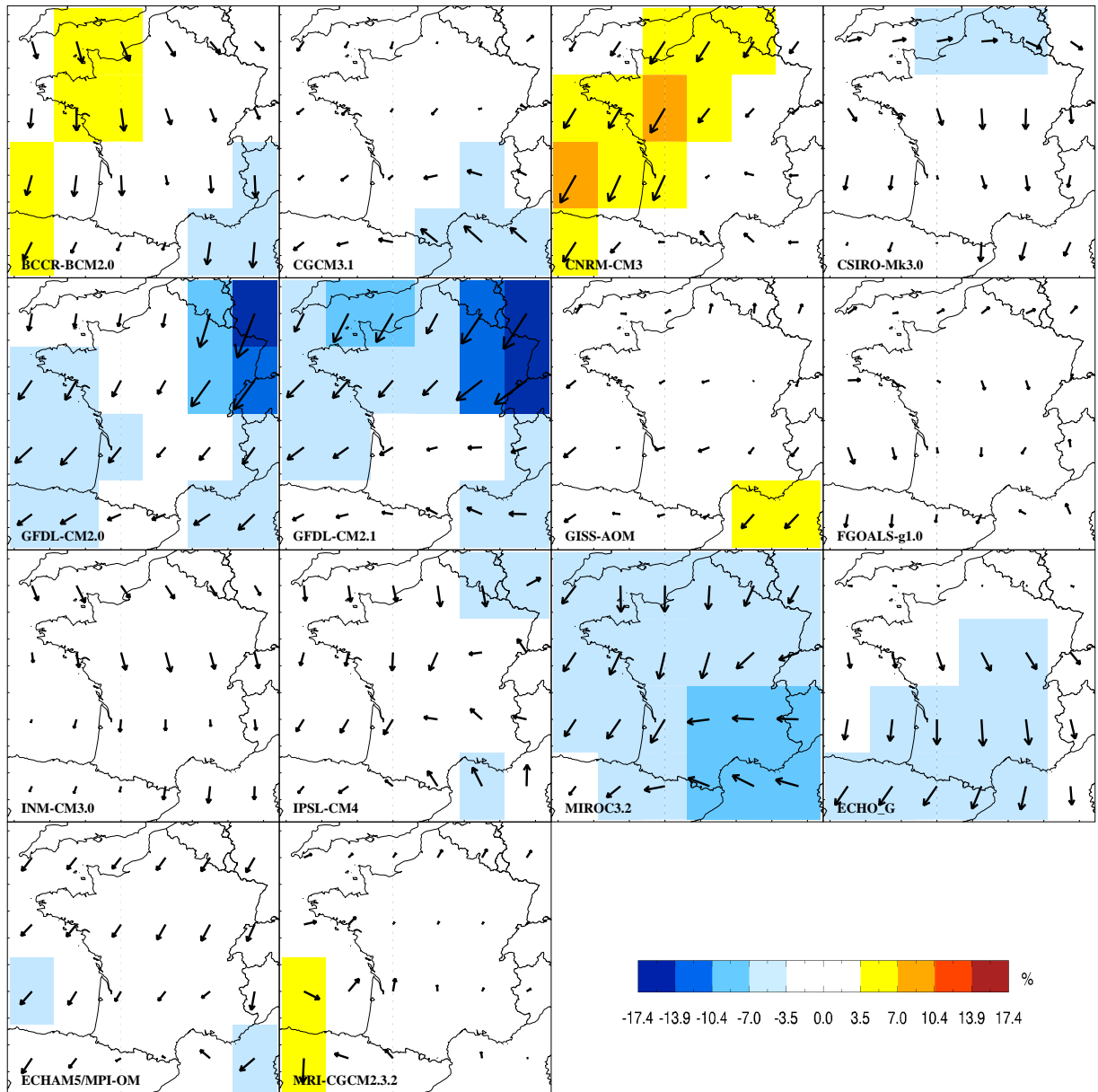


FIG. A.2: *Idem que la figure A.1 pour AMJJAS.*





## Annexe B

# Désagrégation statistique

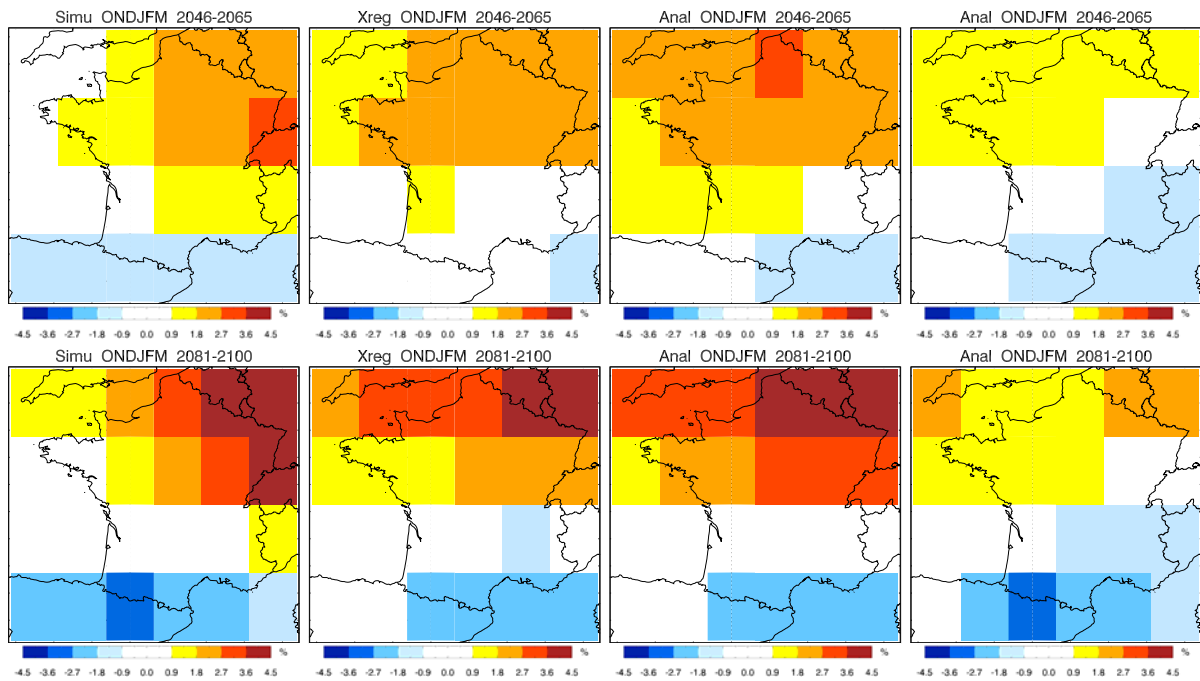


FIG. B.1: *Changements moyens multi-modèles (en %) du 90<sup>ème</sup> percentile de la vitesse du vent à 10 m en ONDJFM pour les périodes 2046-2065 (1<sup>ère</sup> ligne) et 2081-2100 (2<sup>ème</sup> ligne) : simulations directes des modèles CMIP3 (1<sup>ère</sup> colonne), méthode des types de temps avec le UV850 (2<sup>ème</sup> colonne), méthode des analogues avec le UV850 (3<sup>ème</sup> colonne), et méthode des analogues avec la PSL (4<sup>ème</sup> colonne).*

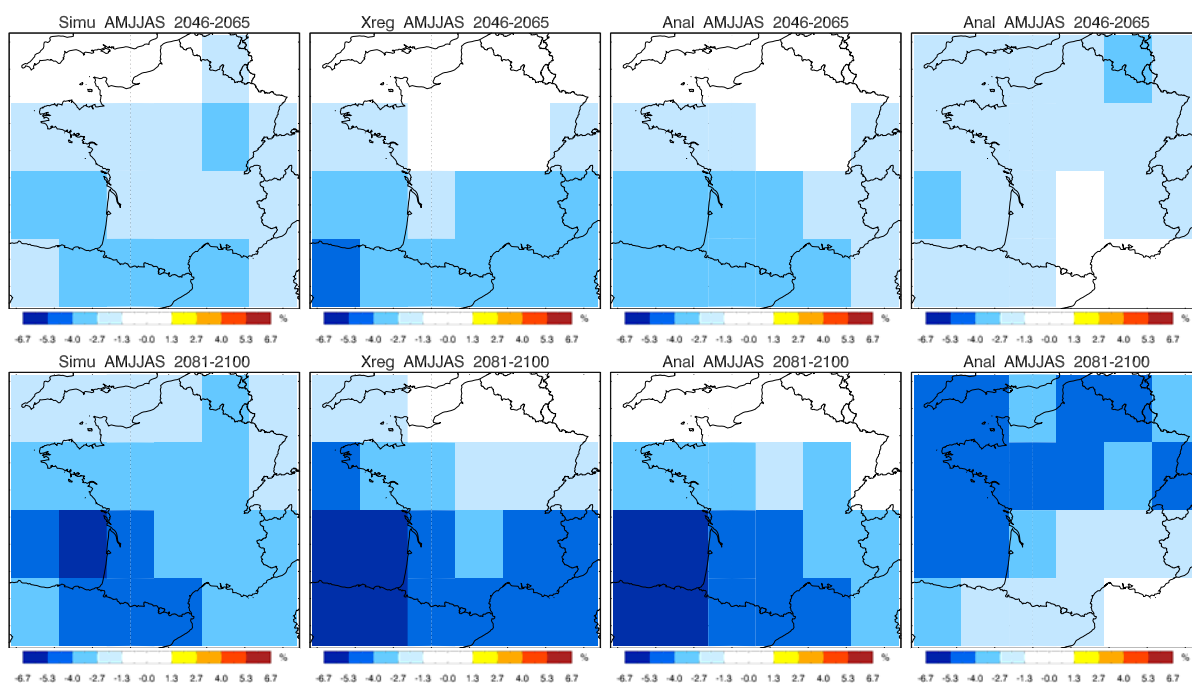


FIG. B.2: *Idem que la figure B.1 pour AMJJAS.*

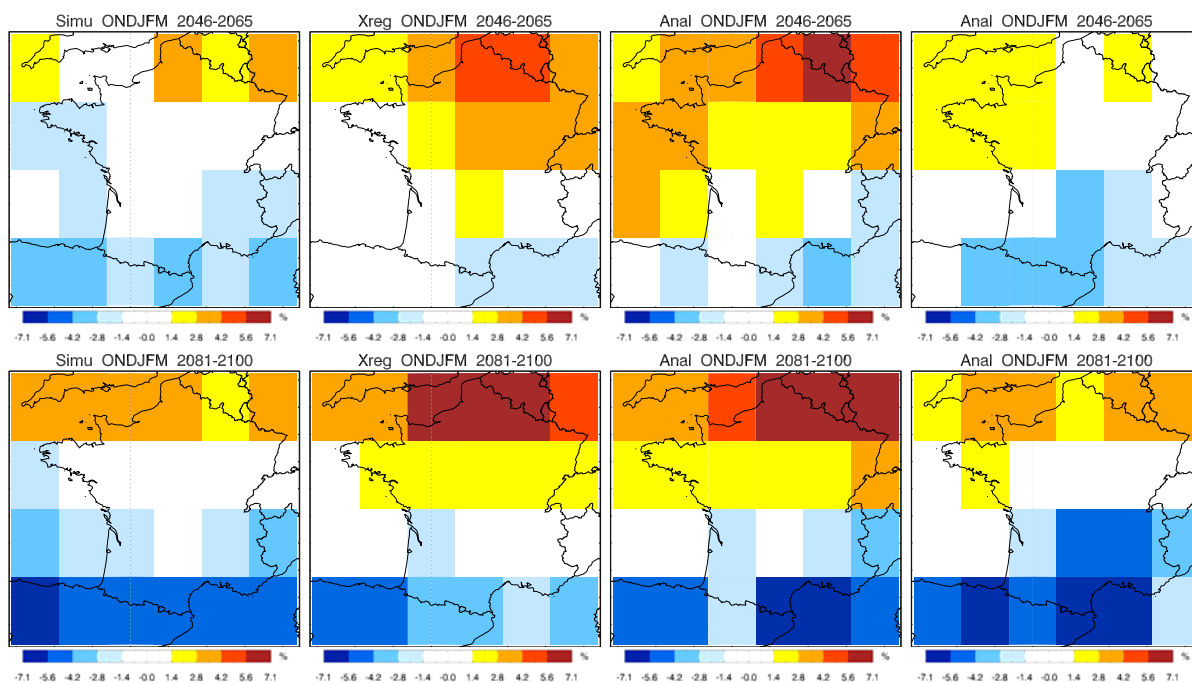


FIG. B.3: *Idem que la figure B.1 pour le 10<sup>ème</sup> percentile.*

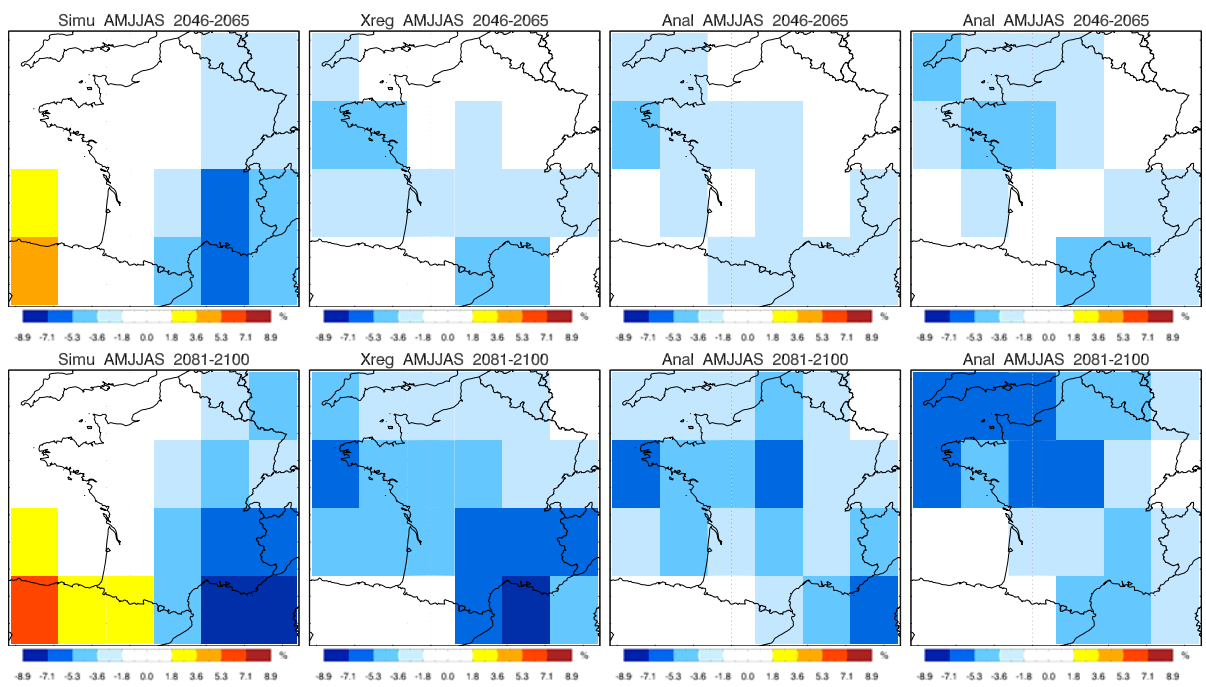


FIG. B.4: *Idem que la figure B.3 pour AMJJAS.*

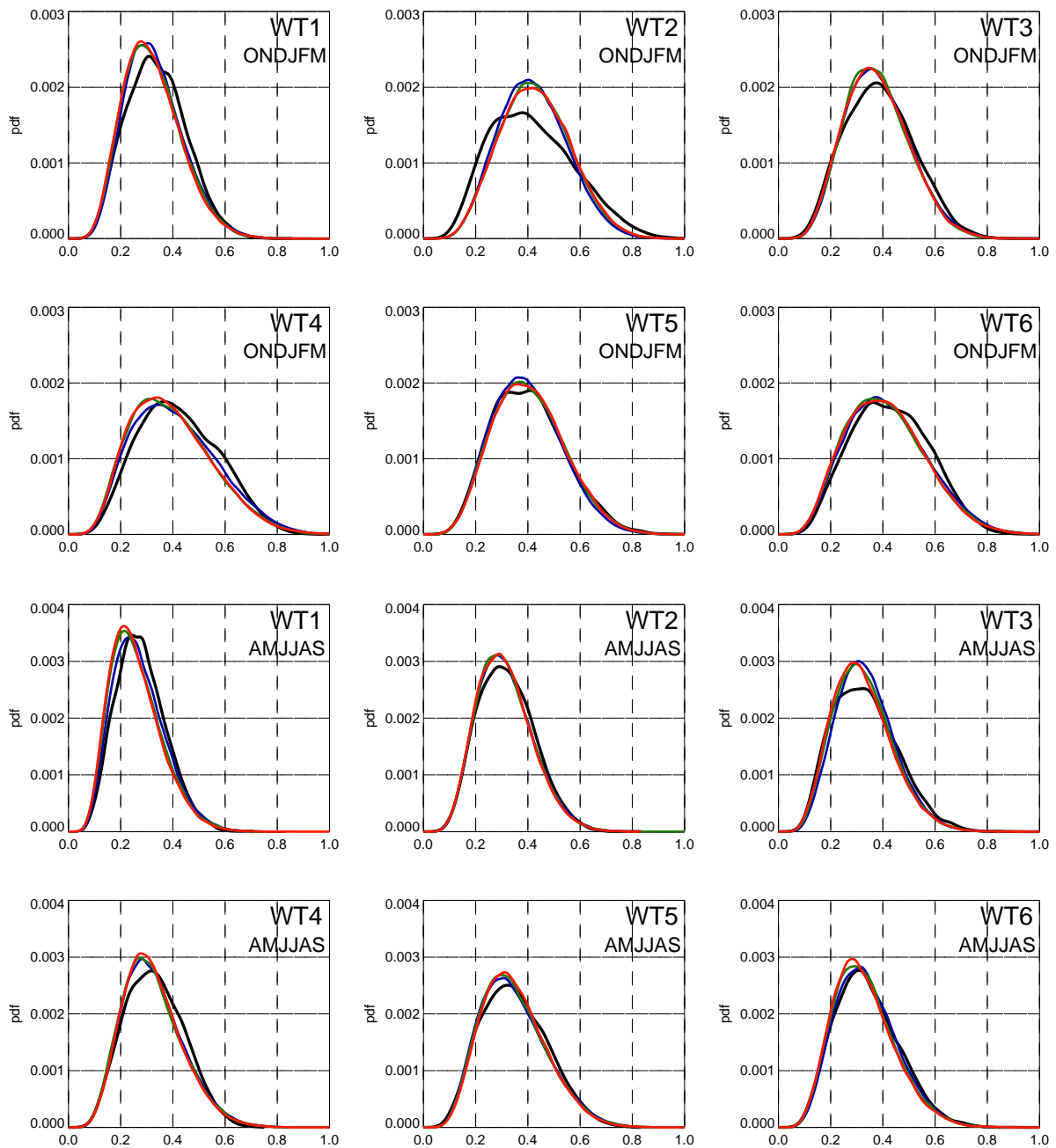


FIG. B.5: Distributions des distances euclidiennes aux 6 types de temps en ONDJFM (en haut) et en AMJJAS (en bas), avec les réanalyses ERA40 sur la période d'apprentissage 1974-2002 (noir), et le multi-modèles CMIP3 sur les périodes 1971-2000 (bleu), 2046-2065 (vert) et 2081-2100 (rouge) (rappelons que les anomalies journalières du UV850 simulé par les modèles CMIP3 sont projetées sur les EOFs du UV850 des réanalyses ERA40, et que les distances euclidiennes aux centroïdes sont calculées dans l'espace défini par ces EOFs). Pour chaque saison, les distances ont été divisées par la distance maximale obtenue.

Annexe C

# Projections climatiques

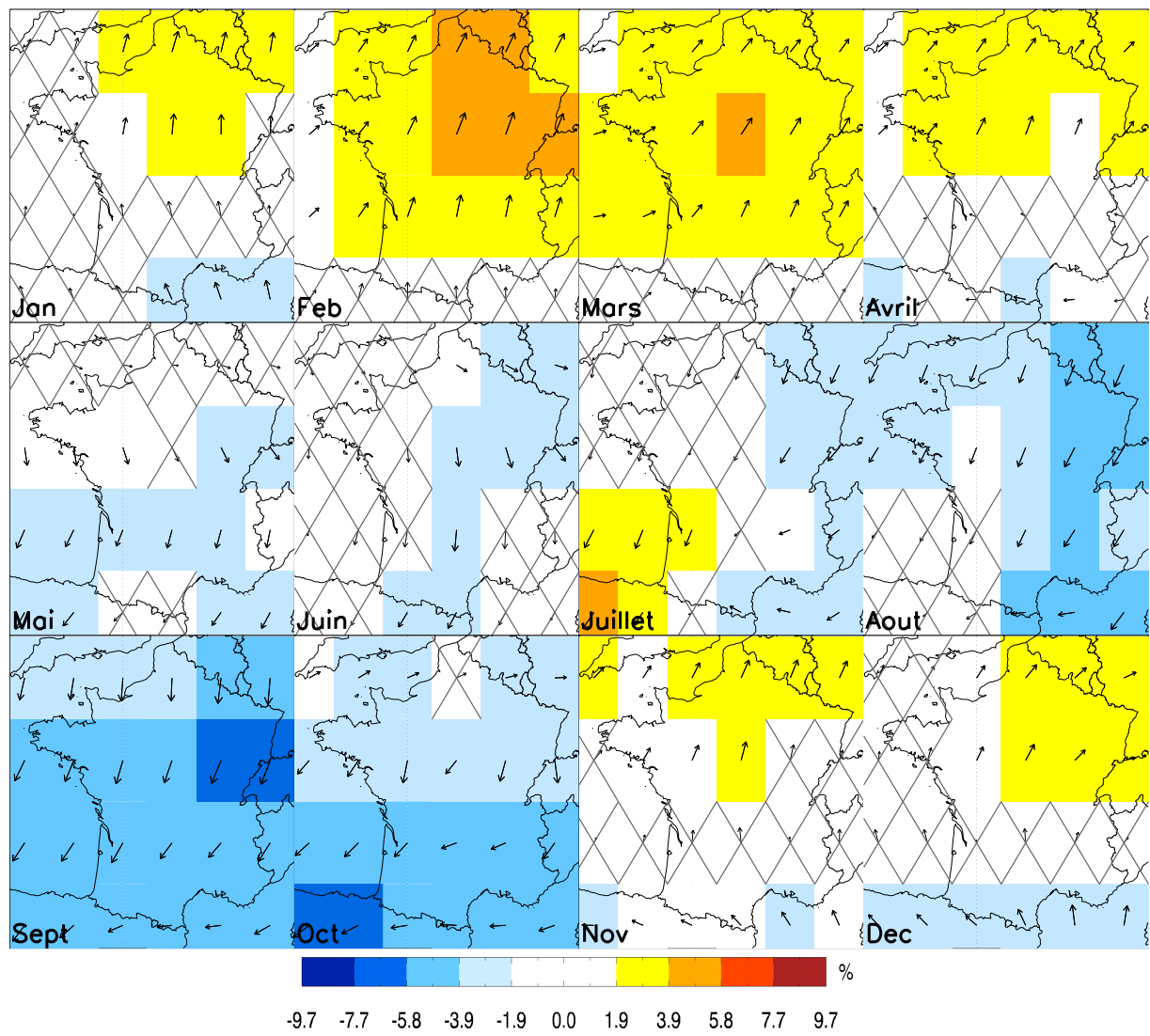


FIG. C.1: Changements moyens multi-modèles de la vitesse moyenne du vent à 10 m (en %) et vecteurs anomalies associés pour chaque mois de l'année, pour la période 2046-2065 par rapport à la période 1971-2000, avec les vents à 10 m directement simulés par les modèles CMIP3. Les croix indiquent les points de grille où les changements de la vitesse moyenne du vent ne sont pas statistiquement significatifs (T-test, niveau à 95 %).

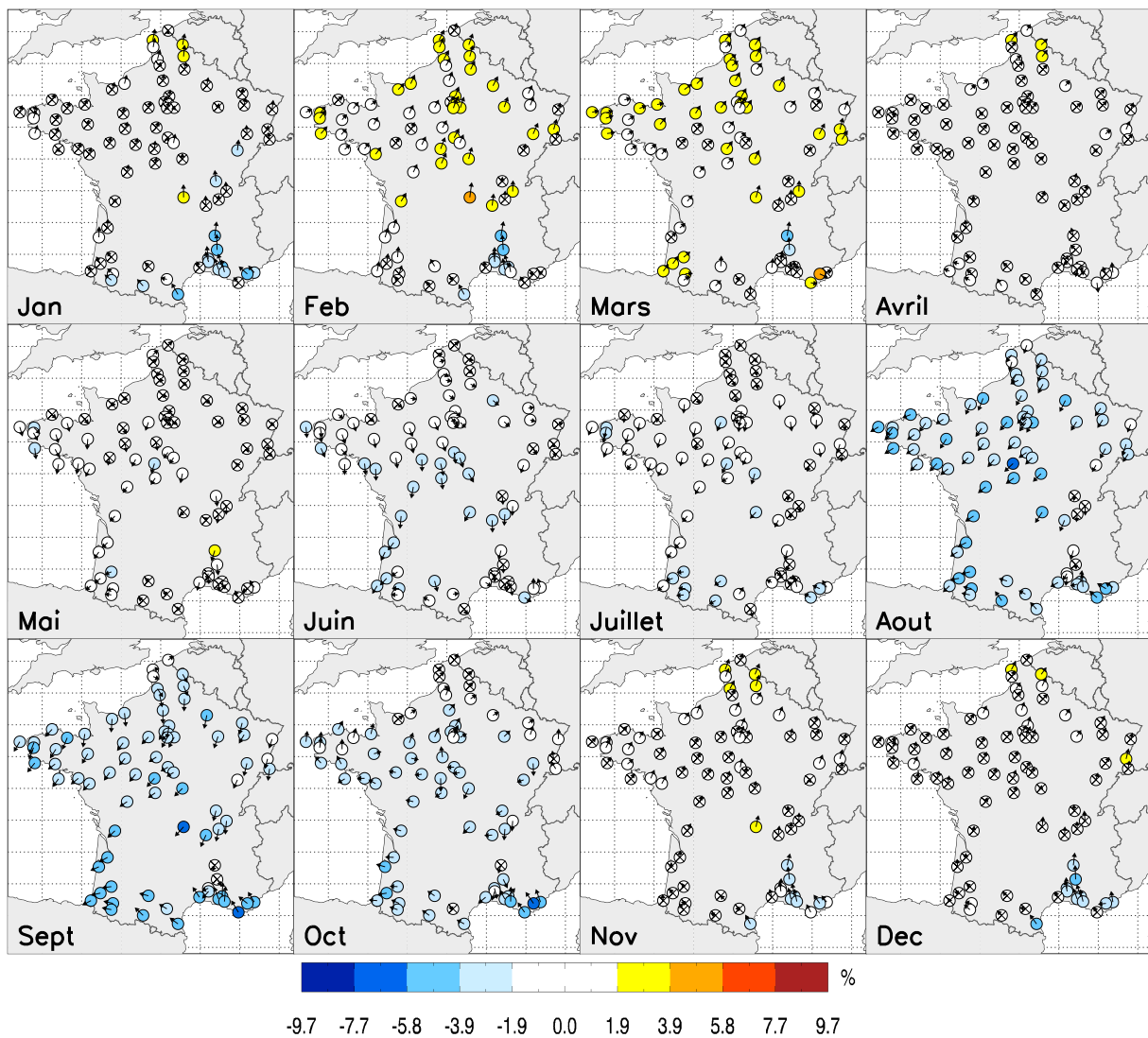


FIG. C.2: Idem que la figure C.1 avec la méthode de désagrégation statistique des types de temps. L'échelle de couleur est identique à celle de la figure C.1.

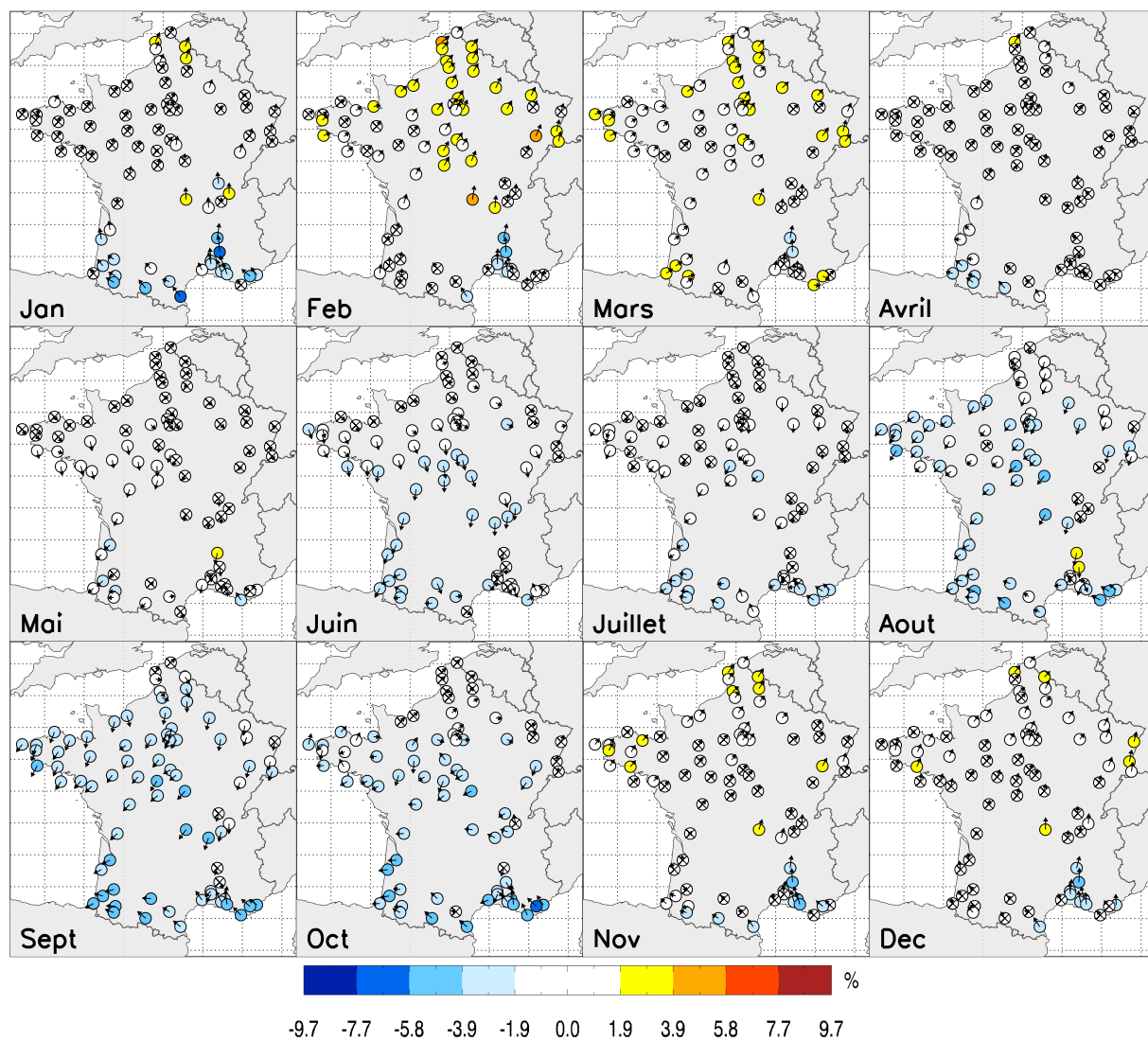


FIG. C.3: Idem que la figure C.1 avec la méthode de désagrégation statistique des analogues avec le UV850. L'échelle de couleur est identique à celle de la figure C.1.



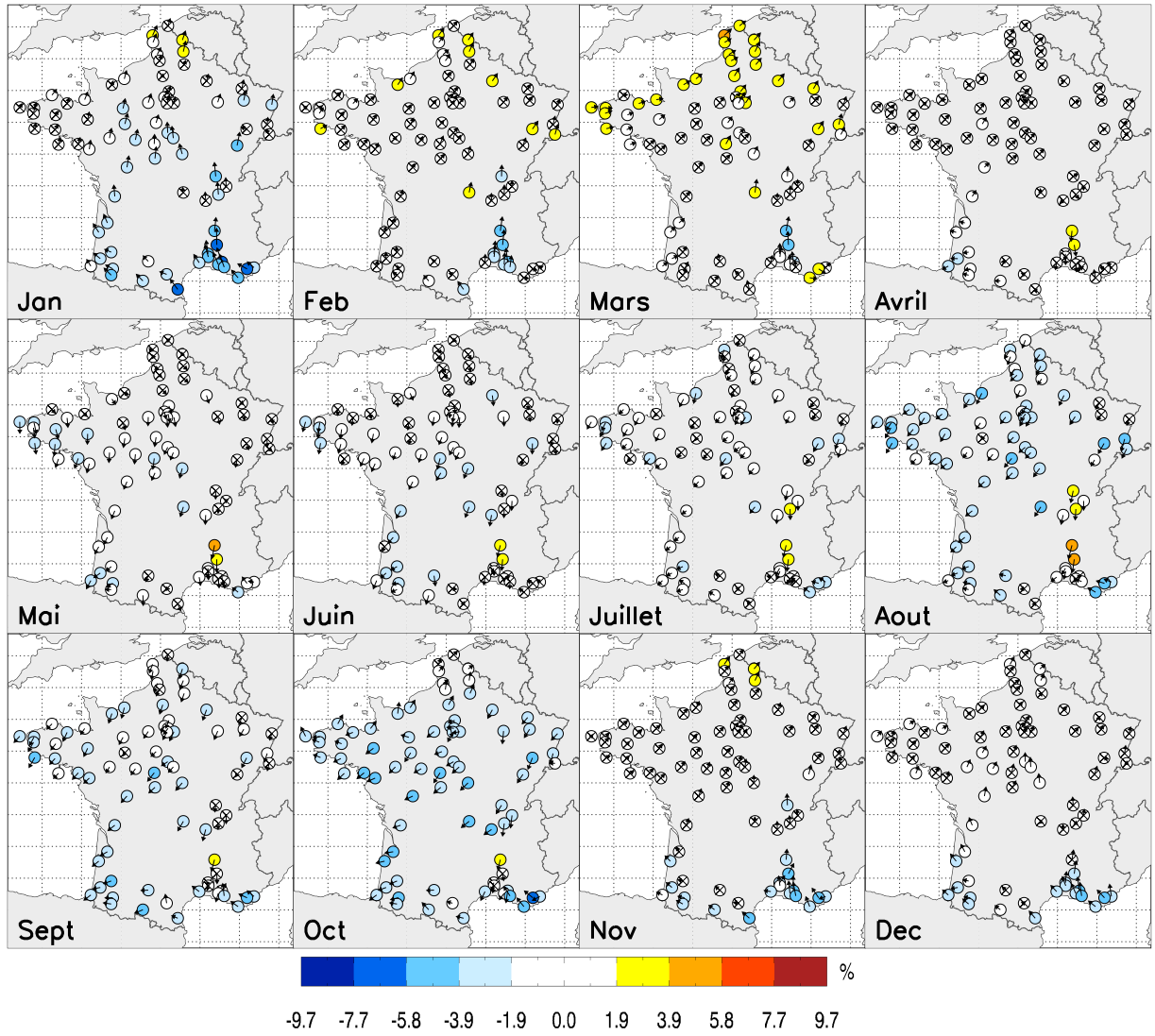


FIG. C.4: Idem que la figure C.1 avec la méthode de désagrégation statistique des analogues avec la PSL. L'échelle de couleur est identique à celle de la figure C.1.

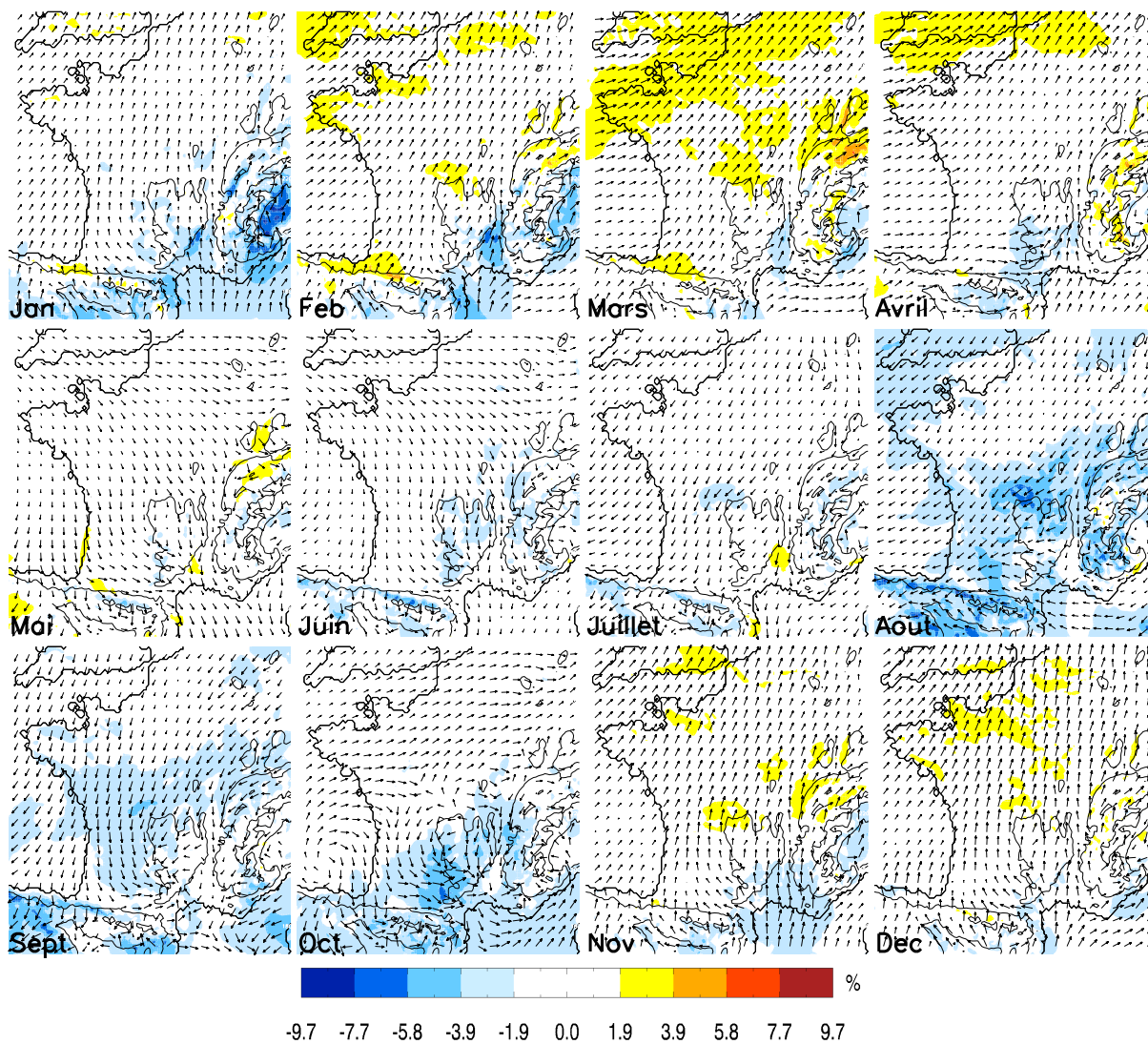


FIG. C.5: Idem que la figure C.1 avec la méthode de désagrégation Més0-NH. L'échelle de couleur est identique à celle de la figure C.1.

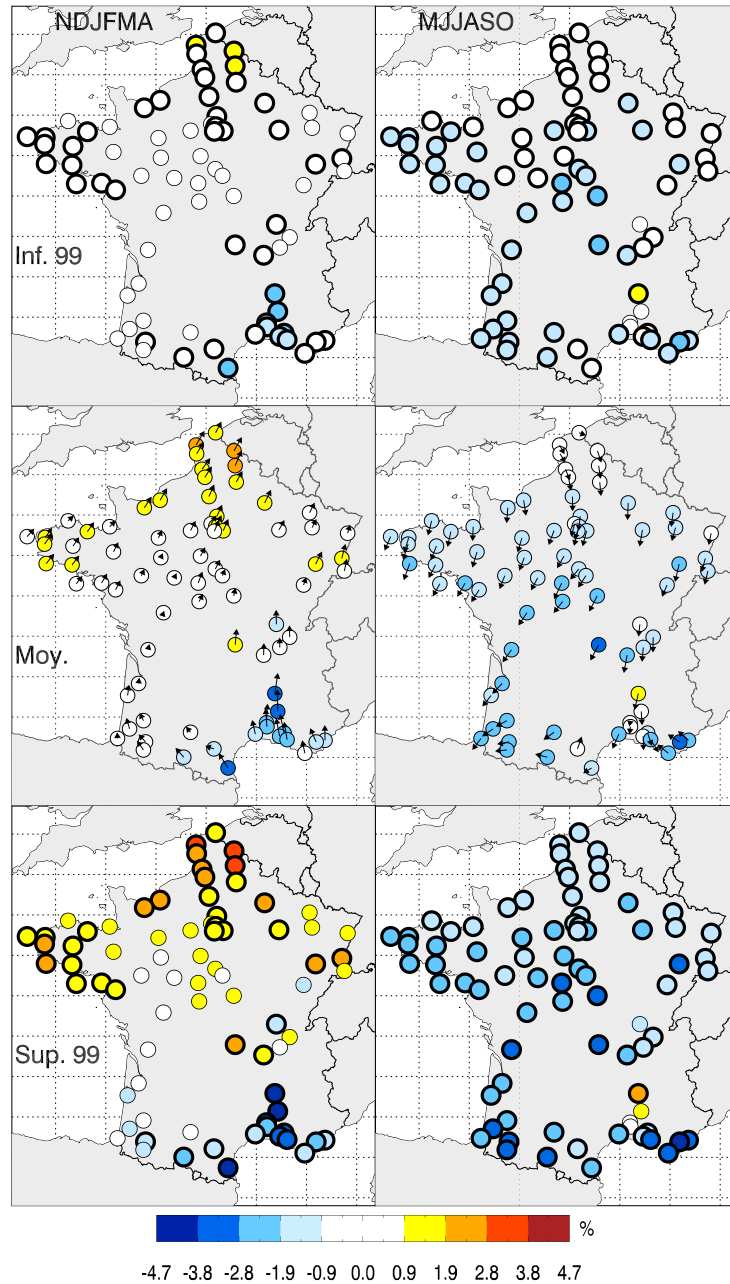


FIG. C.6: Bornes inférieures (1<sup>ère</sup> ligne) et supérieures (3<sup>ème</sup> ligne) de l'intervalle de confiance à 99 % des changements relatifs de la vitesse moyenne du vent à 10 m, et changements relatifs moyens multi-modèles et multi-méthodes de la vitesse moyenne du vent à 10 m (2<sup>ème</sup> ligne), en NDJFMA (colonne de gauche) et MJJASO (colonne de droite). Les cercles noirs indiquent les stations où les bornes inférieures et supérieures sont du même signe. Intervalle de confiance calculée avec la méthode de rééchantillonnage du bootstrap (Saporta 2006).



## Ph.D. dissertation

**AUTHOR :**

Julien Najac

**TITLE :**

*Impacts of climate change on wind energy  
ressources in France : a regionalization study*

**ADVISOR :**

Laurent TERRAY

**PLACE and DATE of THESIS DEFENCE :**

CERFACS, 6 November 2008

---

**ABSTRACT :**

In this thesis, we study the impact of climate change on surface winds in France, and draw conclusions concerning wind energy resources. Because of their coarse spatial resolution, climate models cannot properly reproduce the spatial variability of the surface winds. Thus, two downscaling methods are developed in order to regionalize an ensemble of climate scenarios : a statistical method based on weather typing and a statistico-dynamical method that resorts to high resolution mesoscale modelling. By 2050, significant but relatively small changes are depicted with, in particular, a decrease of the wind speed in the south and an increase in the north. The use of other downscaling methods enables to study several uncertainty sources : it appears that most of the uncertainty is due to the climate models.

---

**KEY WORDS :**

Climate change, impacts, wind power, surface winds, regionalization, statistical downscaling, dynamical downscaling, weather regimes, uncertainties

---

**SUBJECT :**

Physics of climate

---

**LABORATORY ADDRESS :**

CERFACS/CNRS Sciences de l'Univers au Cerfacs URA 1875  
42 Avenue G. Coriolis 31057 Toulouse Cedex.

# Thèse de doctorat

**AUTEUR :**

Julien Najac

**TITRE :**

*Impacts du changement climatique sur le potentiel éolien en France : une étude de régionalisation*

**DIRECTEUR de THÈSE :**

Laurent TERRAY

**LIEU et DATE de SOUTENANCE :**

CERFACS, le 6 Novembre 2008

---

## **RÉSUMÉ :**

Cette thèse se propose d'étudier les impacts des changements climatiques sur les vents de surface en France et d'en tirer des conclusions sur le potentiel éolien. Du fait de leur faible résolution spatiale, les modèles climatiques ne peuvent pas reproduire correctement la variabilité spatiale des vents de surface en France. Deux méthodes de désagrégation ont donc été développées afin de régionaliser un ensemble de scénarios climatiques : une méthode statistique basée sur une analyse en types de temps et une méthode statistico-dynamique utilisant des simulations méso-échelles à haute résolution. A l'horizon 2050, des changements significatifs mais relativement faibles apparaissent avec notamment une diminution de la vitesse du vent dans le sud et une augmentation dans le nord. L'utilisation d'autres méthodes de désagrégation permet d'étudier différentes sources d'incertitudes : il apparaît que l'essentiel de l'incertitude est dû aux modèles climatiques.

---

## **MOTS-CLES :**

Changement climatique, impacts, potentiel éolien, vents de surface, régionalisation, désagrégation statistique, désagrégation dynamique, régimes de temps, incertitudes

---

## **DISCIPLINE :**

Physique du climat

---

## **INTITULÉ ET ADRESSE DU LABORATOIRE :**

CERFACS/CNRS Sciences de l'Univers au Cerfacs URA 1875  
42 Avenue G. Coriolis 31057 Toulouse Cedex.