



HAL
open science

Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France

Julien Boé

► **To cite this version:**

Julien Boé. Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007. Français. NNT : . tel-00256811

HAL Id: tel-00256811

<https://theses.hal.science/tel-00256811>

Submitted on 18 Feb 2008

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 PAUL SABATIER - TOULOUSE III
Ecole doctorale "Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace"
U.F.R. Physique Chimie Automatique

THÈSE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE
délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier
Spécialité : **Physique du Climat**

présentée et soutenue
par

Julien BOE

le 23 novembre 2007

Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France

Directeur de thèse : **Laurent TERRAY**
Co-directrice de thèse : **Florence HABETS**

JURY :

Serge CHAUZY	<i>LA, Université Toulouse III</i>	Président
Sonia SENEVIRATNE	<i>ETH, Zurich</i>	Rapporteur
Robert VAUTARD	<i>LSCE/IPSL, Paris</i>	Rapporteur
Pascale BRACONNOT	<i>LSCE/IPSL, Paris</i>	Examineur
Etienne LEBLOIS	<i>CEMAGREF, Lyon</i>	Examineur
Serge PLANTON	<i>CNRM/Mété-France, Toulouse</i>	Examineur

Travaux effectués au CERFACS
Centre Européen de Recherche et de Formation Avancées en Calcul Scientifique,
42, avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse-Cedex, France

UNIVERSITÉ PAUL SABATIER - TOULOUSE III
Ecole doctorale "Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace"
U.F.R. Physique Chimie Automatique

THÈSE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE
délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier
Spécialité : **Physique du Climat**

présentée et soutenue
par

Julien BOE

le 23 novembre 2007

Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France

Directeur de thèse : **Laurent TERRAY**
Co-directrice de thèse : **Florence HABETS**

JURY :

Serge CHAUZY	<i>LA, Université Toulouse III</i>	Président
Sonia SENEVIRATNE	<i>ETH, Zurich</i>	Rapporteur
Robert VAUTARD	<i>LSCE/IPSL, Paris</i>	Rapporteur
Pascale BRACONNOT	<i>LSCE/IPSL, Paris</i>	Examineur
Etienne LEBLOIS	<i>CEMAGREF, Lyon</i>	Examineur
Serge PLANTON	<i>CNRM/Mété-France, Toulouse</i>	Examineur

Travaux effectués au CERFACS
Centre Européen de Recherche et de Formation Avancées en Calcul Scientifique,
42, avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse-Cedex, France

Remerciements

L'exercice des remerciements est un travail d'équilibriste : trop de remerciements et l'on pourrait douter de leur sincérité tandis que des remerciements trop partiels seraient un signe d'ingratitude. J'espère ici éviter ces deux écueils.

Il est de coutume de commencer par citer le directeur de thèse. Ce n'est pourtant pas ici pour respecter la tradition que je tiens à remercier en premier lieu Laurent Terray, mais bien pour le rôle déterminant qu'il a joué à toutes les étapes de cette thèse, pour la confiance et la liberté qu'il m'a accordées, tout en étant toujours très disponible.

Ce travail a aussi bénéficié du soutien scientifique et amical de Florence Habets, co-directrice de cette thèse et d'Eric Martin qui, bien que n'ayant pas eu de rôle "officiel", a néanmoins joué un rôle important dans ce travail.

Je tiens à exprimer ma gratitude à Sonia Seneviratne et Robert Vautard qui ont accepté la dure tâche de rapporteur (d'un manuscrit un peu long paraît-il) ainsi qu'aux autres membres du jury : Serge Chauzy, Serge Planton, Etienne Leblois, Pascale Braconnot. Un grand merci aussi aux développeurs des modèles et des jeux de données utilisés au cours de ce travail de thèse.

Il me faut bien aussi remercier mon "camarade" de bureau Cyril C., ne serait-ce que pour m'avoir permis de développer mes capacités de calme et de concentration en environnement difficile. Il aura aussi su égayer mes journées (parfois involontairement) et supporter mon humour (humeur?) parfois (souvent?) déplorable.

Merci aussi à Christophe Cassou pour sa sympathie, son soutien et les très enrichissantes discussions scientifiques que nous avons eues. Merci aussi à Eric Maisonnave, précieux ingénieur de l'équipe qui a su reprendre à son compte le célèbre dicton : corrige un bug dans le programme d'un thésard, il te laissera tranquille un jour. Mais apprend-lui à travailler proprement (ou au moins essaie) et il se débrouillera toujours (enfin, à peu près... Il essaiera en tout cas).

Ces trois années de thèse n'auraient pas été aussi agréables sans la convivialité de l'équipe GLOBC du CERFACS. Je pense notamment à la génération perdue (Nicolas B., Samuel B., Guillaume G., Virginie L., Emilia S.), la génération montante (et parfois bruyante : Julien N., Marie M., Nicolas D., coach de piètre qualité qui n'aura pas su mener l'équipe de foot du CERFACS sur la plus haute marche du podium de la prestigieuse coupe inter-métropole, malgré la qualité évidente (ou pas) des joueurs) et plus généralement à tous les membres de l'équipe. Merci enfin aux secrétaires et au personnel administratif pour leur gentillesse (Isabelle, Nathalie, Lydia, Chantal, Nicole et Michèle) et à la formidable équipe de support informatique du CERFACS.

Bien que je ne veuille pas tomber dans un sentimentalisme de mauvais aloi, il me faut quand même remercier mes parents, au moins pour le temps qu'ils ont passé à corriger les rares (nombreuses) coquilles typographiques (fautes d'orthographe et de grammaire) égayant (pourrissant) les premières versions de ce manuscrit (la version parentale est donnée entre parenthèses). Par la même, le lecteur que les fautes encore présentes dans ce manuscrit final indisposerait saura qui blâmer.

Table des matières

Résumé	v
Introduction	1
I Cycle hydrologique et climat : une introduction	5
1 De l'importance du cycle de l'eau dans la machine climatique	7
1.1 Introduction	7
1.2 Le cycle hydrologique	12
1.3 Couplages et rétroactions	13
2 Changement climatique et cycle hydrologique : quelques considérations physiques simples	17
2.1 Introduction	17
2.2 Humidité atmosphérique et relation de Clausius-Clapeyron	18
2.3 Bilan énergétique de l'atmosphère	23
2.4 Précipitations extrêmes : rôle des contraintes de la vapeur d'eau et du bilan énergétique	25
2.5 Changement du cycle hydrologique et aérosols	29
3 Influence du changement climatique sur le cycle hydrologique : état de l'art	33
3.1 De l'échelle globale aux échelles régionales	33
3.1.1 Précipitations au cours du 20 ^{ème} siècle	33
3.1.2 Projection climatique pour les précipitations	34
3.1.3 Autres variables du cycle hydrologique	38
3.2 Le cas de la France	40
3.2.1 20 ^{ème} siècle	40
3.2.2 Climat futur : impacts	41
3.3 Cadre et problématiques de nos travaux	42
3.3.1 Objectifs et mise en œuvre	45
3.3.2 Rappel de l'organisation de la thèse	47
Synthèse	48

II	Le cycle hydrologique en France	51
4	Le cycle hydrologique en France	53
4.1	Le système de modélisation hydro-météorologique SIM	53
4.1.1	SAFRAN	55
4.1.2	ISBA	56
4.1.3	MODCOU	57
4.1.4	Éléments de validation	57
4.2	Le cycle hydrologique dans le climat présent	59
4.2.1	Forçage atmosphérique	59
4.2.2	Cycle hydrologique	61
4.2.3	Variabilité inter-annuelle	63
4.2.4	Tendances	64
5	Evolution des précipitations en France au cours du 20^{ème} siècle	69
5.1	Introduction	69
5.2	Article en révision dans Journal of Climate	69
5.2.1	Résumé	69
5.2.2	Article	70
5.2.3	Discussion supplémentaire	95
5.2.4	Le cas de l'été	95
	Synthèse	98
III	Méthodes de désagrégation	101
6	Désagrégation d'échelle : théorie et généralités	103
6.1	Problématique	103
6.2	Désagrégation statistique	104
6.2.1	Les méthodes de désagrégation statistique	107
6.3	Désagrégation dynamique	109
6.3.1	Avantages et inconvénients des deux approches	111
6.3.2	Méthodologie de régionalisation adoptée pour cette thèse	114
7	Méthodologie de désagrégation dynamique	115
7.1	Modèle climatique régional	115
7.1.1	Le modèle atmosphérique ARPEGE à résolution variable	115
7.1.2	Forçage par les TSO	116
7.2	Correction de biais quantile-quantile	118
7.2.1	Motivations	118
7.2.2	Méthodologie de correction quantile/quantile	120
7.2.3	Limites	123

8	Méthodologie de désagrégation statistique	127
8.1	Article publié dans Journal of Geophysical Research	127
8.1.1	Résumé	127
8.1.2	Article	128
8.2	Extension de l'article : Adaptation de la méthode à l'ensemble du territoire français	149
8.3	Validation	152
8.3.1	Désagrégation des réanalyses NCEP	152
8.4	Test de l'hypothèse de stationnarité dans le monde du modèle	158
9	Application à la simulation hydrologique et comparaison des méthodes	161
9.1	Préambule	161
9.2	Désagrégation statistique des réanalyses NCEP	162
9.3	Comparaison désagrégation statistique / dynamique	164
	Synthèse	168
IV	Projections climatiques et Impacts	171
10	Changement climatique sur l'Europe simulé par les modèles du GIEC	173
10.1	Introduction	173
10.2	Rappel sur les changements du temps sensible	175
10.2.1	Changements de la circulation atmosphérique de grande échelle	177
a.	Changements moyens	177
b.	Régimes de temps en hiver	178
c.	Régimes de temps en été	181
10.2.2	Analyses complémentaires basées sur les régimes	183
10.3	Changements du climat européen durant l'été	191
10.3.1	Changements des flux radiatifs en surface	192
10.3.2	Changements des flux de chaleur latente et sensible	195
10.3.3	Mécanismes	196
10.3.4	Analyse à plus fine échelle à l'aide de ARPEGE-VR	201
10.3.5	Discussion sur les changements estivaux	205
	Synthèse	207
11	Impacts sur le cycle hydrologique en France	209
11.1	Expériences de désagrégation réalisées	209
11.2	Scénarios transitoires et comparaison désagrégation statistique/dynamique	211
11.2.1	Comparaison à la méthode du delta	218
11.3	Etude multi-modèles	220
11.3.1	Précipitations	220
11.3.2	Note sur les résultats du projet PRUDENCE en hiver	223
11.3.3	Changements des débits	224

11.3.4 Changements des débits extrêmes	227
11.3.5 Autres variables du cycle hydrologique	231
Synthèse	236
Conclusion et perspectives	239
Bibliographie	245
Liste des principaux acronymes	255
Annexes	A
A Eléments de validation	A
B Changements mensuels des débits	E

Résumé

Cette thèse se propose d'étudier le changement climatique sur l'Europe et la France ainsi que les mécanismes associés afin de caractériser au mieux ses impacts sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français. Pour répondre à cet objectif, des informations climatiques à très fine échelle spatiale sont nécessaires. Or, à l'heure actuelle, les modèles climatiques globaux ont une résolution spatiale bien trop limitée pour pouvoir fournir ce type d'information. De plus, de fortes incertitudes existent en ce qui concerne les changements climatiques attendus, en particulier à l'échelle régionale. Deux questions importantes se posent donc : comment régionaliser (désagréger) l'information climatique simulée par les modèles globaux ? Comment prendre en compte les nombreuses incertitudes associées ?

Nous commençons par étudier le cycle hydrologique sur la France dans le climat présent, en terme d'état moyen et de variabilité temporelle, à l'aide d'observations et d'un modèle hydro-météorologique. L'évaporation simulée présente des tendances mensuelles sur la période 1970-2005 ayant une structure temporelle pouvant être physiquement cohérente avec le changement climatique. Nous montrons ensuite le rôle majeur des changements de circulation atmosphérique sur la variabilité inter-annuelle des précipitations, mais aussi sur leur tendance sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, à l'aide d'une analyse en type de temps.

Fort de ce constat, nous proposons une méthode de régionalisation statistique basée sur une décomposition en types de temps. En parallèle, nous mettons en œuvre une méthode complémentaire de régionalisation dynamique basée sur un modèle de circulation générale atmosphérique à résolution variable et une correction des biais de la distribution des variables simulées quantile par quantile. Une validation montre la capacité des deux méthodes à produire des forçages météorologiques permettant une bonne reproduction des caractéristiques des débits sur la France après modélisation hydro-météorologique. La comparaison des résultats des deux approches dans le climat futur nous permettra d'avoir une idée des incertitudes liées au choix de la méthode de régionalisation.

Nous étudions alors plus en détail les changements climatiques sur l'Europe et la France en terme de mécanismes et d'incertitudes. Cette analyse se base principalement sur un ensemble de scénarios climatiques réalisé dans le cadre du 4^{ème} rapport du Groupe

d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat. Nous montrons en particulier le rôle des changements de la circulation atmosphérique de grande échelle dans la dispersion des changements de précipitations simulés sur la France en été, mais aussi celui des processus locaux liés au couplage sol/atmosphère. En effet, une forte incertitude existe dans cet ensemble de modèles sur le signe des changements d'évaporation sur la France en été, liée en partie d'après nos analyses à la représentation dans les modèles des mécanismes contrôlant l'évaporation dans le climat présent.

Pour finir, les résultats d'un ensemble de simulations hydro-météorologiques basées sur différentes méthodes de désagrégation et un ensemble de modèles climatiques sont analysés. Malgré des incertitudes importantes, des impacts robustes et sévères sur le cycle hydrologique en France sont visibles, dès le milieu du 21^{ème} siècle. En particulier, une forte diminution des débits moyens en automne et en été se produit, ainsi qu'une augmentation du nombre de jours d'étiage. Des impacts forts concernent aussi les hauteurs de neige dans les zones de montagnes, avec une diminution généralisée.

Introduction

Le froid et la chaleur eux-mêmes s'accroissent ou diminuent par le soleil, et par le mouvement de révolution; et c'est par le chaud et le froid que les diverses régions de la terre prennent une propriété différente, pouvant, durant un certain temps, rester humides, puis se desséchant et vieillissant ensuite. D'autres lieux revivent et redeviennent par portions successivement humides. [...] Ce qui fait que ces phénomènes nous échappent, c'est que toute cette formation naturelle de la terre ne se fait que par additions successives et dans des temps immensément longs, si on les compare à notre existence; des nations tout entières disparaissent et périssent avant qu'on ne puisse conserver le souvenir de ces grands changements, de l'origine jusqu'à la fin.

Aristote (384 av. J.-C. ; 322 av J.-C.)-Météorologie. Traduction de J.Barthélemy Saint-Hilaire (1863)

L'idée que le climat et par suite le cycle de l'eau évoluent constamment, à des échelles de temps parfois très longues, n'est pas nouvelle, comme cette citation d'Aristote l'indique. Il est d'ailleurs étonnant de constater la justesse de cette analyse, avec notamment l'identification du rôle du soleil comme moteur de cette variabilité *très basse fréquence* comme on dirait aujourd'hui. Néanmoins, le philosophe grec n'aurait sans doute jamais pu envisager qu'un jour l'homme aurait une influence majeure sur le climat et sur le cycle hydrologique, observable à une échelle de temps humaine. Or, depuis plus d'un siècle, l'activité humaine altère profondément la composition chimique de l'atmosphère terrestre par le rejet croissant de gaz à effet de serre (GES, comme le dioxyde de carbone, le méthane, l'oxyde nitreux ou les halocarbones) et de particules telles que les aérosols sulfatés. Les rejets anthropiques de GES sont en train de renforcer l'effet de serre de l'atmosphère terrestre, et d'en modifier le climat. Parmi les différents impacts du changement climatique, ceux affectant le cycle de l'eau sont certainement parmi les plus préoccupants.

Encore balbutiante il y a quelques décennies, la science du changement climatique a fait depuis lors de rapides progrès. A mesure que les indices de l'influence de l'homme sur le climat s'accumulaient, que la compréhension des phénomènes physiques en jeu progressait, et que les scénarios climatiques s'affinaient, la question des impacts du changement climatique a pris un important essor. C'est d'autant plus vrai que l'idée d'un climat altéré par les activités humaines s'étant progressivement répandue hors des laboratoires, elle attire désormais l'attention du grand public, des médias et des dirigeants politiques.

Si le changement est global, les impacts sont bien souvent locaux : fruits de l'aléa et de la vulnérabilité, ils varient aussi bien en fonction des caractéristiques climatiques locales que des activités humaines particulières à la zone géographique considérée. C'est donc à l'échelle locale qu'il est pertinent de considérer les impacts. Mais cela ne se fait pas sans difficultés majeures.

“Une telle douleur, si j'ai pu la prévoir, je saurais la subir” écrit Virgile dans l'éneïde. Sans verser dans le tragique, il est évident que même si le changement climatique ne prendra toute son ampleur que dans quelques décennies, il serait indispensable de pouvoir en anticiper dès à présent les conséquences, pour mettre en place les mesures d'adaptation adéquates permettant d'y faire face le moment venu.

Quel débit extrême prendre en compte pour l'aménagement de coûteuses protections contre les crues qui devront encore demeurer efficaces dans cinquante ans ? Le débit de tel fleuve en été restera-t-il suffisant pour assurer le refroidissement de telle centrale thermique ou nucléaire compte tenu des installations actuelles ? Quelles ressources en eau alimenteront tel barrage en cours de construction dans quarante ans, alors que son coût ne sera même pas amorti ? Dans quelle direction entreprendre la reconversion agricole de telle région alors que d'ici quelques décennies des ressources en eau trop limitées pourraient empêcher une irrigation satisfaisante ? Il serait facile de multiplier de tels exemples à l'infini. Alors que les problèmes liés à l'eau sont déjà sévères pour de nombreuses régions du globe, que des menaces importantes, notamment d'ordre démographique se font déjà sentir, le changement climatique pourrait rendre la situation encore plus complexe.

Si l'on était en mesure de prévoir avec exactitude et à une échelle spatiale suffisamment fine les modifications de la température, des précipitations, de l'enneigement, de l'humidité des sols, des débits, etc. avec le changement climatique global, le fait de prendre en compte dès à présent ces changements apparaîtrait comme une évidence. Même si dans certains cas l'adaptation à posteriori serait possible, elle ne se ferait de toute façon pas sans mal (et surtout sans coût...). Hélas, à l'heure actuelle, les modèles climatiques ne peuvent fournir que des scénarios de changement climatique à une échelle spatiale relativement grossière, et surtout entachés de multiples et importantes incertitudes, en particulier en ce qui concerne le cycle de l'eau.

En effet, des incertitudes existent à tous les niveaux de ce type d'étude. Du point de vue du climatologue, certaines incertitudes se situent en amont (concernant les scénarios d'émissions des GES et d'aérosols reposant sur des considérations économiques, politiques, démographiques etc.), d'autres en aval (concernant par exemple les modèles d'impact). Certaines incertitudes sont par contre directement liées à la formulation des différentes composantes des modèles climatiques et aux méthodes de résolution employées. De plus, une très grande disparité d'échelle existe à l'heure actuelle entre les informations que les modèles climatiques peuvent fournir et celles dont les modèles d'impact ont besoin. Des méthodes doivent donc être employées pour fournir les variables climatiques à une résolution spatiale suffisante pour être utilisées par les modèles d'impact et des incertitudes

y sont associées. Il s'agit de la problématique de la régionalisation, désagrégation ou encore downscaling en anglais.

Entre l'idée générale d'un réchauffement global et les informations pratiques locales nécessaires à la prise de décision et la mise en place de mesures pour y faire face se trouvent donc de nombreuses difficultés et une cascade d'incertitudes qui donnerait presque le vertige. Néanmoins, compte tenu de l'importance des enjeux, ce constat loin d'inciter à l'inaction et à l'attentisme devrait au contraire justifier que l'on y consacre un effort de recherche important.

Fort de ce constat, cette thèse se propose d'être une petite pierre à ce vaste édifice, et plus particulièrement d'étudier le changement climatique sur l'Europe et la France et ses impacts sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français. Ce mémoire de thèse se subdivise en 4 grandes parties.

- Nous présenterons dans la **première partie** le cycle hydrologique à l'échelle globale, puis nous verrons son importance dans la machine climatique. A l'aide de considérations physiques simples nous envisagerons comment le changement climatique peut influencer sur le cycle hydrologique. Nous pourrons ensuite faire un rapide tour d'horizon des principaux résultats récents sur l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique. Nous commencerons par l'échelle planétaire puis nous nous focaliserons sur l'Europe et enfin sur la France. Nous pourrons alors introduire les principaux objectifs et spécificités de cette thèse.

- Avant de pouvoir envisager le changement du cycle hydrologique des grands bassins versant français dans le climat futur, il est nécessaire de le caractériser dans le climat présent. Nous nous attacherons donc dans la **deuxième partie** à décrire le cycle hydrologique sur la France, en terme d'état moyen, de variabilité saisonnière, inter-annuelle et multi-décennale. Nous mettrons en lumière certains mécanismes pouvant jouer un rôle important dans le climat futur.

- Pour pouvoir étudier le changement du cycle hydrologique sur la France, il est nécessaire de disposer de scénarios d'évolution du climat à l'échelle du pays. Compte tenu des limitations techniques actuelles, c'est un point particulièrement délicat, demandant un travail important. Nous présenterons donc dans cette **troisième partie** les outils de régionalisation du changement climatique que nous avons bâtis et mis en œuvre, ainsi qu'une validation de ces méthodes. Toutes les méthodes de régionalisation ayant des points faibles, nous nous attacherons à les décrire et à les caractériser.

- Enfin, dans la **quatrième et dernière partie** nous étudierons l'évolution du cycle hydrologique dans le climat modifié par l'homme. Dans un premier temps nous nous focaliserons sur l'Europe à l'aide d'un ensemble de modèles globaux à basse résolution, puis à l'aide d'un modèle régional, afin de mieux comprendre les mécanismes à l'œuvre dans le changement climatique régional et les incertitudes associées. Nous étudierons pour finir les résultats plus spécifiques d'un ensemble de simulations hydrométéorologiques sur

la France en nous attachant à évaluer la robustesse des résultats obtenus.

Enfin, la conclusion générale synthétisera les principaux résultats de cette thèse, s'attachera à décrire ses limitations et esquissera en perspective quelques pistes de travail susceptibles de permettre une amélioration de nos connaissances sur l'évolution future du cycle hydrologique, notamment en France.

Première partie

Cycle hydrologique et climat : une introduction

Chapitre 1

De l'importance du cycle de l'eau dans la machine climatique

1.1 Introduction

Le premier de ces principes, comme moteur et comme supérieur, c'est le cercle dans lequel évidemment la révolution du soleil, divisant et réunissant selon qu'il est plus rapproché ou plus loin, est cause de la génération et de la destruction des choses. La terre étant immobile, le liquide qui l'entoure vaporisé par les rayons du soleil et par toute la chaleur qui vient d'en haut, est porté vers le haut. Quand la chaleur qui l'a élevé vient à manquer, soit qu'elle se disperse dans la région supérieure, soit même qu'elle s'éteigne parce qu'elle est emportée plus loin dans l'air qui est au-dessus de la terre, la vapeur refroidie par la disparition de la chaleur et par le lieu se réunit de nouveau, et redevient eau, d'air qu'elle était; l'eau ainsi reformée est portée de rechef vers la terre.

Aristote (384 av. J.-C. ; 322 av J.-C.)-Météorologie. Traduction de J.Barthélemy Saint-Hilaire (1863)

Si l'idée que le cycle de l'eau et le climat sont étroitement liés n'est pas nouvelle -comme la citation d'Arsitote ci-dessus le montre-, elle prend néanmoins une nouvelle importance dans le contexte du changement climatique. Ainsi, prévoir l'évolution du climat dans les décennies à venir passe nécessairement par une bonne compréhension des processus du cycle hydrologique. D'autre part, le changement du climat s'accompagnera obligatoirement de modifications du cycle de l'eau. Vu l'importance que l'eau revêt pour la vie en général et pour l'homme en particulier il est à craindre que certains des impacts les plus importants du changement climatique seront dus aux modifications du cycle hydrologique.

L'eau est à la fois un élément clé de la machine climatique et de la vie sur Terre pour des raisons d'ailleurs en partie similaires. En effet, la molécule d'eau possède certaines caractéristiques chimiques et physiques qui expliquent à la fois son rôle dans le "métabolisme" de la vie et dans celui de la planète. L'atome d'oxygène de la molécule d'eau tend à contrôler l'électron partagé avec chaque atome d'hydrogène dans une plus grande



FIG. 1.1: Le cycle de l'eau selon Kircher (1601-1680). Cette gravure représente le cycle de l'eau selon une théorie populaire à l'époque de Kircher : l'eau des lacs est aspirée par des tourbillons, remonte par capillarité en haut des montagnes, où elle jaillit alors des sources. A l'époque, pour de nombreuses personnes, l'eau des fleuves et rivières ne pouvaient pas provenir de la pluie. Les enseignements d'Aristote plusieurs siècles auparavant avaient été oubliés.

proportion, en raison de l'électronégativité bien plus importante de l'atome d'oxygène. Ainsi, l'atome d'oxygène est en général négativement chargé, alors que la région autour des atomes d'hydrogène est positivement chargée. Comme les deux atomes d'hydrogène se situent du même côté de la molécule, cette dernière a une structure dipolaire et nombre des propriétés particulières de l'eau en découlent. En particulier, la structure dipolaire permet la création de liaisons hydrogènes entre les molécules d'eau. De ces liaisons résultent à la fois la grande capacité calorifique de l'eau, et ses chaleurs latentes de vaporisation et de fusion élevées. La grande capacité calorifique de l'eau fait qu'elle peut absorber une quantité importante de chaleur pour une faible augmentation de température d'où une grande inertie thermique, et un effet tampon. Cette inertie thermique joue à la fois sur les processus vitaux (en limitant les variations thermiques des êtres vivants), et sur le climat (rôle de l'inertie thermique des océans, par exemple). Les grandes chaleurs latentes de l'eau font qu'elle peut absorber beaucoup d'énergie en un point (lors de l'évaporation notamment) et la libérer ensuite à un autre endroit (lors de la condensation). L'eau joue ainsi un rôle majeur dans la redistribution de l'énergie sur le globe. Pour finir, les liquides dipolaires comme l'eau sont aussi d'excellents solvants, et l'eau peut ainsi dissoudre une très large variété de composants. Cette propriété est particulièrement importante pour la vie, les membranes cellulaires étant uniquement perméables à certaines substances dissoutes.

Les utilisations de l'eau par l'homme sont multiples (besoin vital, hygiène, énergie, production industrielle et agricole...) et la gestion des ressources est d'ores et déjà un enjeu critique de nos sociétés (voir encadré *De l'eau et des hommes*). Si le changement

climatique n'est pas la seule ni même peut être la principale source d'inquiétude pour la gestion de la ressource en eau, il ne fait guère de doute que les modifications du cycle hydrologique dues au changement climatique compliqueront encore sa gestion.

De l'eau et des hommes

L'objet de cette thèse n'est pas d'étudier l'importance de l'eau pour les êtres humains. Ce serait d'ailleurs une vaste tâche compte tenu des nombreuses façons dont elle intervient dans nos vies : en tant que simple besoin vital, pour l'hygiène, pour l'agriculture ou la production économique et énergétique. Néanmoins, il est toujours utile de replacer un travail scientifique dans le contexte plus large qui l'entoure.

Il pourrait à priori sembler paradoxal que les ressources en eau de la planète dite bleue soient au final si limitées dès que l'on songe à les utiliser. Pourtant, les problèmes d'alimentation en eau sont bel et bien une réalité sur de larges étendues du globe, touchant d'ailleurs tous types de pays et d'économies, pour des raisons variées. La réponse simple (mais en partie fautive) que l'on donne en général à ce paradoxe est que, bien qu'il y ait d'immenses quantités d'eau sur terre, seulement 2.5% environ de cette eau est douce, la majorité de cette eau douce étant en plus stockée dans des glaciers ou des nappes souterraines profondes, et donc difficilement utilisable.

Or, il n'est pas juste de raisonner uniquement en terme de stock : il faut en effet aussi prendre en compte les flux. Ainsi, 3800 km³/an d'eau sont utilisés par les hommes, alors que la quantité d'eau drainée par les rivières et fleuves du globe est d'environ 40.000 km³/an (Oki et Kanae, 2006. Dans la suite de cet encart, la plupart des chiffres cités proviennent de cette étude). Ainsi moins de 10% de la quantité maximale d'eau renouvelable facilement disponible (que l'on nomme aussi *eau bleue*) est utilisée par l'homme annuellement. L'eau bleue n'est en fait pas la seule utilisée par l'homme : ce que l'on considère souvent comme des "pertes" n'en sont pas toujours. Ainsi, l'évapotranspiration au dessus des cultures non-irriguées bénéficie au final aussi aux hommes : elle constitue ce que l'on nomme *eau verte*. On estime que 30% de l'eau verte disponible est utilisée à l'heure actuelle. Qu'elle soit bleue ou verte, seulement une faible partie de l'eau en théorie disponible est donc utilisée par l'homme.

En fait, le problème de la ressource en eau ne découle pas de la quantité totale d'eau disponible, mais plutôt de la très forte variabilité spatiale et temporelle de ces ressources. Pour ce qui est de l'aspect temporel, il suffit de penser à l'exemple d'une crue : l'eau s'écoulant pendant une crue ne peut pas être utilisée ultérieurement lors

d'une période de basse eau, à moins que l'on puisse la stocker. Le stockage constitue ainsi la principale solution à la variabilité temporelle des ressources en eau. A l'échelle du globe la capacité de stockage artificielle est d'ailleurs loin d'être négligeable : elle est estimée à 7200 km³ soit quasiment deux années de besoins humains.

L'estimation du ruissellement global annuel représentée par la Figure A illustre la variabilité spatiale des ressources en eau.

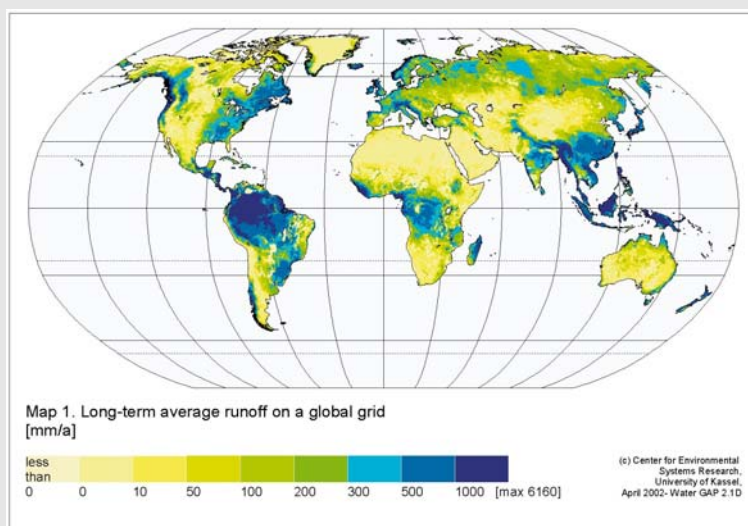


Fig A : Moyenne annuelle climatologique (1961-1990) du ruissellement. Source : <http://www.usf.uni-kassel.de/wwap/results.htm>

Le ruissellement est très inégalement réparti à la surface du globe. Il est fort notamment à l'équateur (forte pluie) et aux moyennes latitudes (évapotranspiration limitée). Sur de très vastes étendues, il est très faible (Afrique du Nord et du Sud, centre-ouest des Etats-Unis, Asie centrale, Australie). Si le stockage est la solution évidente à la variabilité temporelle, le transport est celle à la variabilité spatiale. Néanmoins, l'eau ne se transporte facilement que si la force de gravité peut être mise à contribution, ce qui limite grandement les échanges possibles. Si les besoins vitaux du corps humain sont faibles, tous les besoins annexes (pour les foyers, l'agriculture, l'économie) sont par contre très importants et le transport d'eau par des moyens autres que gravitaires n'est pas une solution envisageable : elle demanderait une très grande quantité d'énergie (qui est aussi un problème du monde actuel) et serait extrêmement coûteuse.

Les produits manufacturés et agricoles ayant nécessité de l'eau durant leur fabrication sont bien moins pesants et volumineux que l'eau nécessaire à leur fabrication. Produire une paire de chaussures demande ainsi environ 8000 litres (!) d'eau, et une simple feuille de papier A4, 10 litres (le lecteur tient ainsi environ 2500 litres d'eau dans ces mains). Il pourrait donc sembler plus rationnel de simplement redistribuer l'eau existante sous forme virtuelle dans les produits agricoles et/ou manufacturés. C'est ainsi qu'est né le concept d'eau virtuelle. A l'heure actuelle, le commerce d'eau

virtuelle représente 1000 km³ d'eau par an, ce qui est loin d'être négligeable et est vraisemblablement amené à se développer. En guise d'illustration, la Figure B présente une estimation de la quantité d'eau virtuelle liée au commerce céréalier, importée ou exportée par les différents pays.

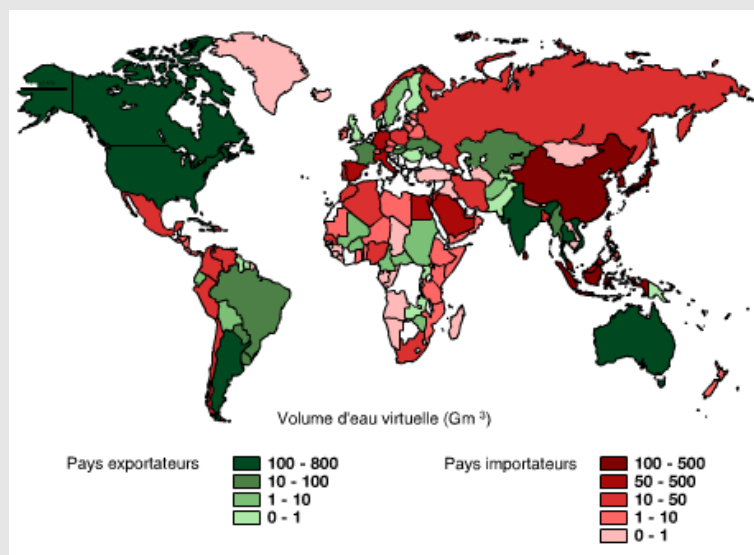


Fig B : Une illustration des échanges d'eau virtuelle. Source : A.Y. Hoekstra et P.Q. Hung. *Virtual water trade - A quantification of virtual water flows between nations in relation to international crop trade.*

Néanmoins, le commerce d'eau virtuelle n'est pas une solution miracle, les pays manquant le plus cruellement d'eau étant souvent des pays pauvres et l'eau virtuelle est chère. De plus, la généralisation de ce type de solution aurait des conséquences très importantes sur le plan social (pour les agriculteurs des pays à faible ressource en eau, par exemple), politique et économique (dépendance à l'importation accrue et déficit de la balance commerciale) et environnemental (augmentation nécessaires des transports d'eau virtuelle sur de longues distances, avec les conséquences que l'on sait sur le climat) (de Marsily et al., 2006). Pour être réellement efficace, cette solution demanderait en plus une réorganisation et une rationalisation des productions à l'échelle mondiale, ce qui n'est guère réaliste. Par exemple, la quantité d'eau virtuelle contenu dans un 1 kg de blé n'est pas la même selon qu'il ait été produit en Chine ou aux Etats-Unis.

Au risque de finir sur une note guère encourageante, il faut évoquer l'évolution des besoins en eau dans le futur. Il est très probable qu'une forte croissance démographique ait lieu durant le 21^{ème} siècle. La demande d'eau moyenne par habitant devrait aussi en parallèle croître à mesure que le niveau de vie des pays en voie de développement s'élèvera. Selon toute vraisemblance, le problème de la ressource devrait se renforcer (de Marsily et al., 2006). Dans ce contexte, le changement climatique n'est pas forcément le principal problème qui se posera pour la gestion des ressources en eau. Néanmoins, il compliquera sans aucun doute les problèmes existants, les incertitudes qui pèsent sur

l'évolution du cycle de l'eau rendant la planification de la gestion des ressources en eau à long terme très compliquée et la mise en place de solutions hasardeuse.

Cette thèse se focalisera ultérieurement sur l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique à l'échelle du territoire français. Néanmoins, il est utile de commencer par considérer le cycle hydrologique et ses changements d'un point de vue global. Dans ce premier chapitre, le cycle hydrologique global sera succinctement décrit, et son importance dans la machine climatique introduite.

1.2 Le cycle hydrologique

Le cycle de l'eau global peut se résumer approximativement de la façon suivante : grâce principalement à l'énergie fournie par le rayonnement solaire, l'eau s'évapore au dessus des surfaces océaniques et terrestres (si de l'eau y est disponible). Cette vapeur d'eau est advectée par les vents puis se condense, formant les nuages et produisant les précipitations. Les précipitations continentales peuvent être stockées provisoirement sous forme de neige et d'humidité dans les sols. Contrairement aux océans, il y a un excès de précipitations par rapport à l'évaporation au dessus des terres : l'excès d'eau qui n'est pas évaporé ruisselle, formant rivières et fleuves et retourne vers les océans, bouclant ainsi le cycle. La Figure 1.2 tirée de l'article de Trenberth et al. (2006) présente un schéma du cycle hydrologique ainsi qu'une estimation des principaux flux et réservoirs associés, intégrant des données récentes de la meilleure qualité possible.

Quelques chiffres de cette figure sont plus spécifiquement intéressants. Tout d'abord, le stock de vapeur d'eau dans l'atmosphère est très faible ($12\,700\text{ km}^3$). Cette quantité équivaut à une lame d'eau d'environ 25 mm sur la surface de la Terre. Cette valeur est d'ailleurs de l'ordre de grandeur de la quantité de vapeur d'eau précipitable dans l'atmosphère aux moyennes latitudes. Cette lame d'eau correspond grossièrement sur 24 heures aux moyennes latitudes à un événement intense, sans être exceptionnel. La faiblesse du stock d'eau atmosphérique fait que la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère peut être un élément limitant du développement des systèmes précipitants. En considérant en parallèle le flux de vapeur d'eau vers l'atmosphère, on peut estimer que le temps de résidence moyen de l'eau dans l'atmosphère est de l'ordre de seulement 10 jours. L'eau atmosphérique se renouvelle donc en moyenne très rapidement. Ceci explique d'ailleurs pourquoi la vapeur d'eau ne peut pas être considérée comme un forçage du réchauffement climatique, mais constitue une rétroaction.

Le stock d'eau constitué par l'humidité des sols est plus important que le stock atmosphérique (le chiffre est aussi beaucoup plus incertain, si l'on en croit la dispersion des différentes estimations existantes). Néanmoins, le temps de résidence moyen de l'eau comme humidité des sols est aussi relativement faible (ici de l'ordre de l'année, mais

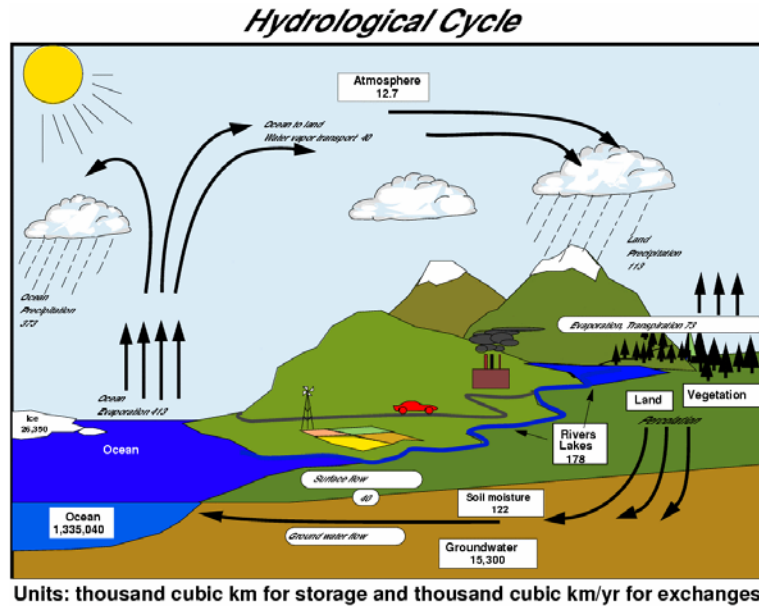


FIG. 1.2: Le cycle de l'eau. Estimation des principaux réservoirs (police normale) en 10^3 km^3 et des principaux flux au travers du système (police italique) en $10^3 \text{ km}^3/\text{year}$. Source : Trenberth et al. (2006)

on trouve des estimations allant du mois à l'année). L'humidité des sols joue un rôle important dans la machine climatique : lorsque de l'eau est disponible dans le sol, une évaporation accrue peut répondre à une augmentation d'énergie en surface, modérant alors le réchauffement qui aurait eu lieu sans augmentation d'évaporation. Le stock constitué par les eaux souterraines est très important ($15.3 \cdot 10^6 \text{ km}^3$), mais son importance climatique est faible. Pour finir, le réservoir d'eau sous forme de glace est le plus important après les océans et il représente environ 2% du stock océanique.

1.3 Couplages et rétroactions

Le cycle de l'eau et le climat sont inextricablement liés. Lorsque de l'eau en surface s'évapore grâce à l'énergie fournie par le soleil, de l'énergie est stockée sous forme latente dans la vapeur d'eau. En raison des mouvements de l'atmosphère, cette vapeur d'eau condense après s'être déplacée, libérant alors l'énergie stockée. L'eau est ainsi au cœur d'un des principaux modes de transport de l'énergie du système climatique. L'eau atmosphérique joue aussi un rôle majeur dans le budget radiatif terrestre, la vapeur d'eau étant un GES très efficace, le principal GES de l'atmosphère. De plus, les nuages, résultant de la condensation de la vapeur d'eau, ont à la fois un effet réfléchissant sur le rayonnement solaire incident, et sont responsables d'un effet de serre : ils jouent ainsi un rôle important et complexe dans le climat.

On peut citer d'autres exemples d'interactions climat/cycle de l'eau, à des échelles

de temps beaucoup plus longues. L'eau joue un rôle majeur dans le "le thermosât CO₂-silicates" : les précipitations influent sur le taux d'altération chimique des silicates, réaction capturant du CO₂ atmosphérique, et régulant ainsi sa concentration dans l'atmosphère (Pierrehumbert, 2002). Les études paléoclimatiques enseignent que les variations du cycle de l'eau ont souvent joué un rôle important par le passé dans l'évolution du climat. Ce serait par exemple le cas lors de l'entrée en période glaciaire il y a 115 000 ans. Les changements d'insolation auraient amplifié le gradient méridien de température de surface océanique (TSO), conduisant ainsi à un transport d'humidité accru de l'océan tropical plus chaud vers le nord du continent américain, résultant en une augmentation des chûtes de neige au dessus des régions où les calottes polaires se mirent à croître (Ramstein et al., 2005).

Il est donc clair que le cycle de l'eau et ses modifications vont jouer un rôle majeur dans le contexte du changement climatique d'origine anthropique. L'eau est ainsi au cœur des rétroactions climatiques les plus importantes allant affecter notre climat futur (Karl et Trenberth, 2003) :

1. **Rétroaction de la vapeur d'eau**

A mesure que la température de l'atmosphère s'élève, sa capacité à contenir de la vapeur d'eau augmente. Au final la quantité de vapeur d'eau atmosphérique augmente aussi. Comme la vapeur d'eau est un GES puissant, cela entraîne un renforcement de l'effet de serre causé initialement par les GES anthropiques.

2. **Rétroaction des nuages**

Les nuages réfléchissent vers l'espace le rayonnement solaire incident, provoquant ainsi un refroidissement mais aussi piègent le rayonnement infrarouge montant, provoquant alors un réchauffement. Selon les propriétés optiques des nuages, leur altitude, et leur localisation, ils peuvent conduire soit à un réchauffement, soit à un refroidissement. Cette rétroaction est une des principales sources d'incertitude pour la sensibilité climatique.

3. **Rétroaction neige-glace/albédo**

Le réchauffement de la surface terrestre peut conduire à une diminution du couvert en neige et en glace, d'où une modification des propriétés radiatives de la surface terrestre, avec une diminution de l'albédo, une absorption du rayonnement solaire accrue, et au final un réchauffement.

La Figure 1.3 (d'après Bony et Dufresne, 2007) donne une quantification du rôle de ces différentes rétroactions dans le changement de température global ainsi que les incertitudes associées, en réponse à un doublement de la concentration en CO₂.

Les modèles climatiques participant au 4^{ème} rapport du Groupe d'Experts Intergouver-

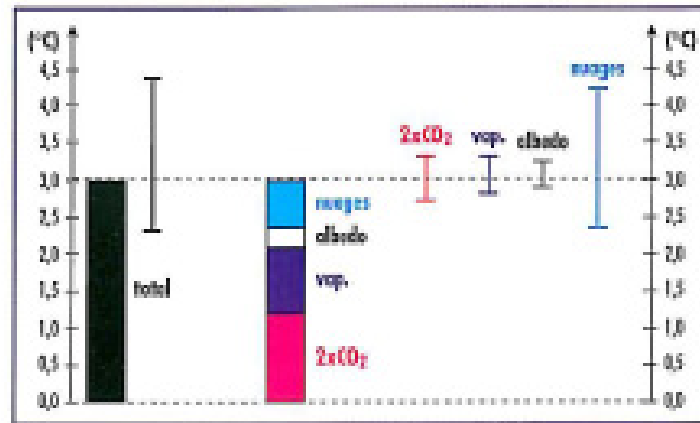


FIG. 1.3: Réchauffement global en réponse à un doublement de la concentration en CO_2 . La barre noire à gauche est la moyenne multi-modèle. L'incertitude associée est donnée par la barre adjacente. Les contributions moyennes à ce réchauffement sont indiquées sur la barre colorée. $2\times\text{CO}_2$ correspond à l'estimation lorsqu'on néglige les rétroactions climatiques et *nuages*, *albedo*, *vap.* correspondent aux parts dues aux différentes rétroactions. Les 4 barres d'erreurs à droite illustrent l'incertitude associée à chacune des contributions (estimée d'après la dispersion inter-modèles). Source : *Bony et Dufresne, (2007)*.

nemental sur l'Evolution du Climat (GIEC)¹ indiquent qu'un doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 se traduirait par une augmentation de température comprise entre 2 et 4.5 °C (moyenne de 3 °C). Les rétroactions climatiques multiplient la variation initiale de température due au doublement de la concentration en CO_2 (un peu plus de 1 °C) par un facteur compris entre 2 et 3.5. La principale rétroaction est celle de la vapeur d'eau, puis celle des nuages et enfin celle de l'albédo. Des incertitudes existent néanmoins quant aux valeurs de ces différentes rétroactions ; en particulier, celle liée aux nuages est très forte.

Les changements du cycle hydrologique ont aussi une grande importance pour les changements de température à l'échelle régionale : les changements d'humidité des sols ou de couverture neigeuse peuvent par exemple avoir des impacts locaux très importants.

L'amélioration des scénarios d'évolution du climat au cours 21^{ème} siècle passe donc par une meilleure représentation du cycle de l'eau dans les modèles climatiques. Or, le cycle de l'eau fait intervenir une multitude d'échelles spatiales et temporelles, ainsi qu'une grande variété de processus tant physiques que chimiques ou biologiques. De la condensation de la vapeur d'eau dans les nuages autour de microscopiques noyaux de condensation, à l'advection de la vapeur d'eau par la circulation atmosphérique sur des centaines de kilomètres, de la transpiration des feuilles d'une plante à la mécanique et thermodynamique complexe des calottes polaires, le cycle de l'eau présente une multitude de défis à la modélisation.

¹Ce rapport sera désigné par la suite par le mélange anglais-français "GIEC AR4"

Chapitre 2

Changement climatique et cycle hydrologique : quelques considérations physiques simples

2.1 Introduction

Nous avons vu précédemment que des liens très forts existent entre le climat et le cycle hydrologique. La question est maintenant de comprendre comment le réchauffement global peut influencer le cycle hydrologique en se plaçant à l'échelle de la planète et en se basant sur des arguments physiques simples. Si le lien entre accroissement de la concentration en GES et changement de température est relativement direct, pour les précipitations tout n'est pas si évident. Le raisonnement le plus simple que l'on peut résumer ainsi "*augmentation de l'effet de serre* → *atmosphère plus chaude* → *atmosphère plus humide* → *plus de précipitations*" est juste seulement en partie. Dans la réalité, différents processus physiques viennent compliquer les choses.

Pourquoi pleut-il ? Une parcelle d'air s'élève, se détend à mesure que la pression diminue et se refroidit. La vapeur d'eau qu'elle contient peut alors se condenser pour former un nuage et parfois de la pluie ou de la neige. Deux "ingrédients" nécessaires à la génération de précipitations apparaissent donc : l'humidité atmosphérique et le mouvement ascendant. L'élévation de la parcelle d'air peut résulter de différents mécanismes parmi lesquels les effets de l'orographie et les multiples instabilités atmosphériques, tant dynamiques que thermodynamiques (instabilité convective, instabilité barocline, fronts...) (Tremberth et al., 2003). Ainsi, des changements affectant les différents mécanismes conduisant à l'élévation d'une parcelle d'air avec le changement climatique peuvent conduire à un changement de précipitations. Il est assez difficile d'envisager simplement les changements affectant ces mécanismes sans analyser en détail les résultats des modèles climatiques. Nous étudierons donc ici dans un premier temps les mécanismes thermodynamiques liés à l'humidité.

2.2 Humidité atmosphérique et relation de Clausius-Clapeyron

Une relation thermodynamique simple relie la pression de vapeur saturante de l'eau dans l'air (une mesure de la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir une parcelle d'air avant condensation) à la température atmosphérique. Il s'agit de la relation de Clausius-Clapeyron. En appelant e_s la pression de vapeur saturante de l'eau, et T température, la relation de Clausius-Clapeyron peut s'écrire de façon simplifiée ainsi (Held et Soden, 2006) :

$$\frac{\delta e_s}{e_s} \approx \alpha \delta T \quad (2.1)$$

Le terme α n'est en fait pas constant et varie lentement avec T , de façon inversement proportionnelle. Par exemple, pour $T \simeq 15^\circ\text{C}$, $\alpha=6.45\%$ et pour $T \simeq 25^\circ\text{C}$, $\alpha=5.97\%$. Une augmentation de température de 1°C se traduit donc par une augmentation d'environ 6.5% de la pression de vapeur saturante aux moyennes latitudes, l'augmentation correspondante étant moindre dans les tropiques et plus importante aux hautes latitudes.

En principe, la relation de Clausius-Clapeyron renseigne uniquement sur les changements de la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir une parcelle d'air, mais pas sur les changements effectifs de la quantité de vapeur d'eau. Néanmoins, les résultats des modèles climatiques suggèrent que les changements d'humidité relative seront faibles dans le climat futur (Trenberth *et al.*, 2003), ce qui est cohérent avec ce que les observations peuvent nous apprendre (Soden *et al.*, 2002). Les océans étant une source d'humidité quasi-infinie, à l'échelle globale, la quantité d'humidité disponible en surface n'est pas un facteur limitant (mais ce n'est pas forcément vrai à l'échelle régionale). Le fait que le changement climatique se fasse à humidité relative quasi-constante malgré l'augmentation de pression de vapeur saturante implique que l'humidité spécifique et donc la quantité effective de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère augmente en proportion, en suivant la relation de Clausius-Clapeyron.

La Figure 2.1(gauche) montre que l'humidité atmosphérique augmente bien proportionnellement à la température dans une vingtaine de scénarios climatiques réalisés dans le cadre du 4^{ème} rapport du GIEC. La pente de 7.5%/K est légèrement supérieure à celle déduite de façon simplifiée par la relation 2.1 en utilisant la température moyenne globale, mais on voit que les considérations physiques précédentes s'appliquent.

On pourrait supposer que le surplus d'humidité disponible dans l'atmosphère se traduit par une augmentation des précipitations en proportion. Ce n'est clairement pas le cas, comme la Figure 2.1 (droite) le montre. L'augmentation du taux de précipitations semble bien dépendre du changement de température simulé. Néanmoins, elle est bien plus faible que les 7.5%/K de l'humidité : pour les précipitations la sensibilité du changement est de l'ordre de 2%/K.

Pour tester si ces résultats tiennent aussi à des échelles de temps plus courtes et si le

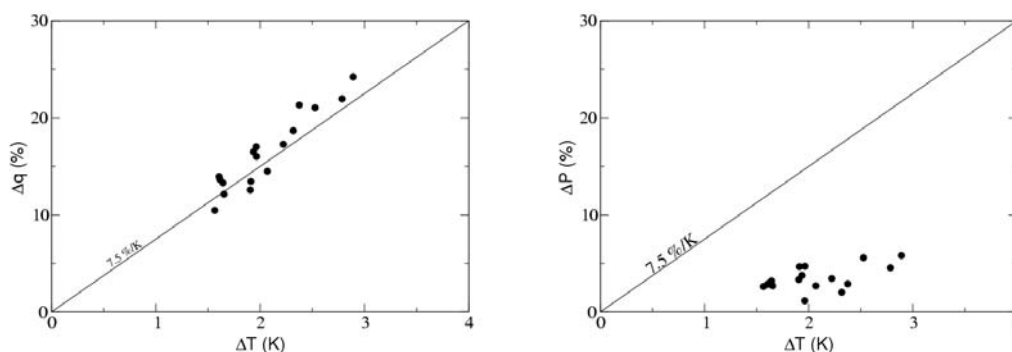


FIG. 2.1: Gauche : Changement relatif de la moyenne globale de la vapeur d'eau intégrée dans la colonne atmosphérique en fonction du changement global moyen de température pour les modèles du GIEC AR4 (scénario d'émission SRES-A1B, différence entre les 20 premières et les 20 dernières années du 21^{ème} siècle. Droite : Idem pour le changement relatif de la moyenne globale des précipitations en fonction du changement global moyen de température. Source : *Held et Soden (2006)*.

mécanisme est robuste, le lien entre température et précipitation est étudié à l'échelle de temps inter-annuelle. Pour 20 modèles du GIEC on considère l'évolution du climat sur la période 1900-2100 (scénario SRES-A1B dans le futur) et on calcule l'anomalie moyenne annuelle des précipitations globales (en relatif) et de la température sur cette période. La Figure 2.2 synthétise ces résultats. Chaque point correspond à une année pour un modèle parmi les 20. La couleur du point est fonction de l'année.

On constate ici aussi une augmentation relative de précipitations avec la température (et une augmentation des deux variables dans le temps). En se plaçant dans un cadre linéaire, la pente est d'environ 1.5%/K (cohérent avec le chiffre précédent de Held et Soden). Néanmoins, l'augmentation relative des précipitations avec les températures n'apparaît pas tout à fait linéaire, mais plutôt quadratique. De plus, la dispersion est plus forte pour les températures élevées.

Pour évaluer si la réponse est robuste entre les modèles, on sépare maintenant les résultats des différentes simulations (Figure 2.3). Pour plus de clarté on trace uniquement pour chaque modèle l'ajustement polynomial (3^{ème} ordre). Globalement, pour tous les modèles, une augmentation des précipitations avec la température a lieu (Figure 2.3, à gauche). Néanmoins la forme de la relation varie : elle est linéaire pour un nombre important de modèles, mais parfois aussi plus complexe. Les pentes (en approximation linéaire) sont aussi très variables selon les modèles (elles vont d'environ 0.5 %/K à plus de 2.5 %/K). Si les résultats au dessus des océans sont proches des résultats globaux, au dessus des surfaces continentales, ils sont beaucoup plus dispersés : une augmentation de température ne se traduit pas dans tous les modèles par une augmentation des précipitations ; la forme ainsi que la pente sont beaucoup plus variables d'un modèle à l'autre.

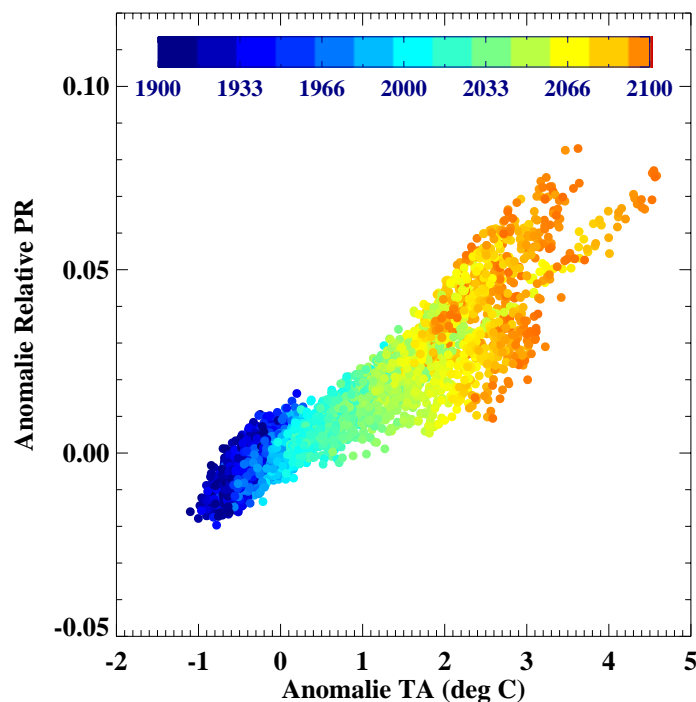


FIG. 2.2: Anomalie relative moyenne des précipitations annuelles en fonction de l'anomalie de température correspondante, à l'échelle globale. Période 1900-2100, référence 1970-2000. Les résultats des 20 modèles du GIEC AR4 sont présentés ensemble pour le scénario SRESA1B. La couleur du point représente le temps.

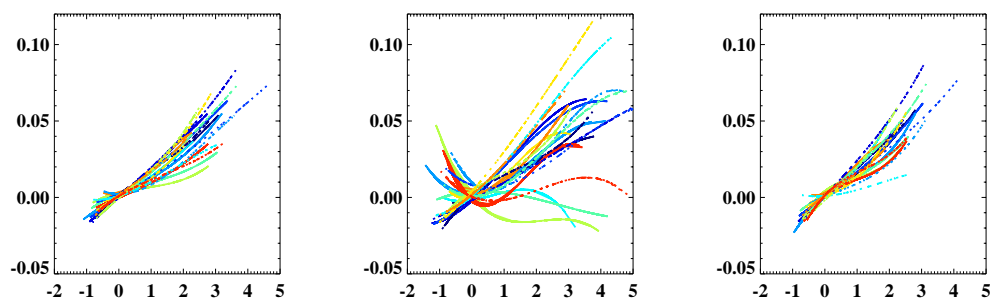


FIG. 2.3: Anomalie relative moyenne des précipitations annuelles en fonction de l'anomalie de température correspondante, à l'échelle globale (ajustement polynomial du 3^{ème} ordre). Période 1900-2100, référence 1970-2000. Les résultats des 20 modèles du GIEC AR4 sont présentés séparément pour le scénario SRES-A1B. A gauche : tous les points ; au centre : points terre uniquement, à droite : points mer uniquement.

La grande dispersion des résultats des différents modèles au dessus des terres s'explique probablement par une différence de réponse des surfaces continentales au réchauffement climatique. Même si l'atmosphère peut contenir plus d'humidité à une température plus élevée, les sols, contrairement aux océans, constituent une source d'humidité limitée pour

l'atmosphère. L'augmentation de la capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau ne se traduit donc pas en toutes circonstances par une augmentation de l'humidité effective et par suite des pluies. Cette augmentation de pression de vapeur saturante peut alors avoir un effet inverse sur les précipitations : plus d'humidité est nécessaire avant d'arriver à saturation et condensation, d'où le rôle important des sources d'humidité.

La relation de Clausius-Clapeyron permet aussi de déduire certaines informations sur le changement hydrologique à une échelle régionale. A circulation atmosphérique constante, une augmentation d'humidité atmosphérique se traduit par une augmentation du flux d'humidité. L'hypothèse de constance de la circulation est fautive mais constitue un bon point de départ.

Si on appelle F le flux d'humidité intégré temporellement et verticalement, à circulation constante, en considérant l'équation 2.1 on peut écrire que (Held et Soden, 2006) :

$$\frac{\delta F}{F} \approx \frac{\delta e_s}{e_s} \approx \alpha \delta T \quad (2.2)$$

La divergence du flux d'humidité étant égale à la différence entre évaporation et précipitation $E-P$ (en considérant une période de temps suffisamment longue), on peut alors écrire que :

$$\delta(P - E) \approx -\nabla \cdot (\alpha \delta T F) \quad (2.3)$$

En supposant que δT puisse être retiré de la dérivée ($P - E$ ayant une structure bien plus méridienne que δT) on arrive à l'expression suivante (Held et Soden, 2006) :

$$\delta(P - E) \approx \alpha \delta T (P - E) \quad (2.4)$$

Sous les hypothèses faites, les changements spatiaux de la différence P-E se traduisent seulement par une accentuation de la structure spatiale de P-E présente : les zones sèches deviennent plus sèches, les zones humides deviennent plus humides. La Figure 2.4 présente la comparaison du changement multi-modèle GIEC AR4 de P-E et la valeur estimée par l'équation 2.4.

Malgré les hypothèses faites, les deux cartes sont assez similaires avec un assèchement aux subtropiques et une humidification aux hautes latitudes. Même si à l'échelle régionale des différences majeures peuvent exister, la composante thermodynamique joue clairement un rôle dans le changement de P-E. Les différences entre les deux cartes, importantes en Europe par exemple, indiquent une violation des hypothèses faites et suggèrent donc probablement un rôle très important des changements de circulation atmosphérique. Notons au passage que sur les continents, P-E correspond en moyenne sur une période de temps suffisamment longue au ruissellement total (ruissellement de surface + infiltration).

Avant de conclure, il est nécessaire de mentionner un article récent venant éclairer d'une lumière nouvelle la question du lien entre augmentation d'humidité et de précipitations. En effet, Wentz et al. (2007) ont montré à l'aide de données satellites que durant les deux

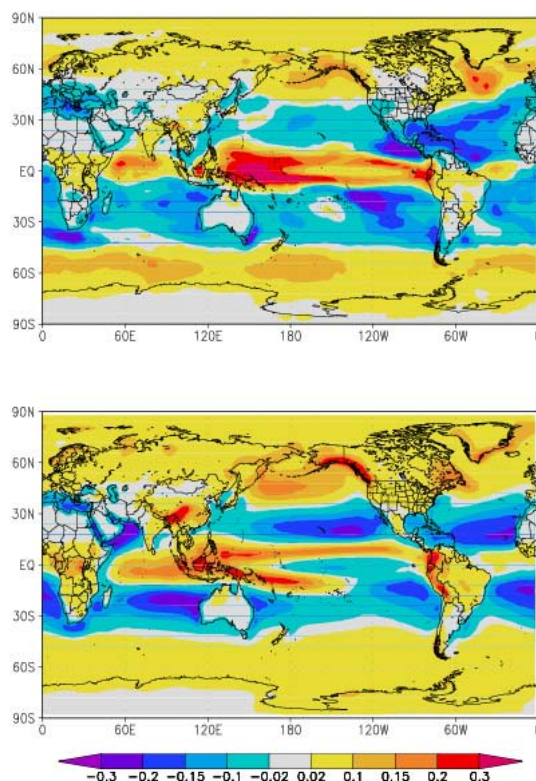


FIG. 2.4: Changement moyen annuel de (P-E) (moyenne d'ensemble des modèles du GIEC AR4, scénario SRES-A1B, différence entre les deux dernières et les deux premières décennies du 21^{ème} siècle) En haut : composante thermodynamique estimée par la relation 2.4, en bas : changement total simulé. Source : *Held et Soden (2006)*.

dernières décades les précipitations ont augmenté à un taux proche des $7\% \text{ K}^{-1}$ de l'humidité et donc du ratio de Clausius-Clapeyron. Or, comme nous l'avons vu, les modèles climatiques simulent une augmentation des précipitations de seulement 1 à $3\% \text{ K}^{-1}$, bien plus faible que celle de l'humidité. Vingt ans est une période sans doute un peu courte pour extrapoler des tendances. De plus, les changements absolus restent faibles et des erreurs dans les données satellites pourraient exister (même si les auteurs de l'étude ont pris soin d'utiliser différentes données indépendantes pour valider leurs résultats). Néanmoins, cette différence entre modèles et observations est inquiétante et s'il elle se confirme, pourrait jeter le doute sur les projections des changements du cycle hydrologique global. Les prochains résultats concernant ce point seront donc d'une importance cruciale.

En attendant, dans les modèles, si l'augmentation de température atmosphérique se traduit bien par une augmentation des précipitations à l'échelle globale, elle est bien plus faible que celle à laquelle on pourrait s'attendre compte tenu de l'augmentation de la disponibilité d'humidité dans l'atmosphère. Ces résultats suggèrent qu'une ou plusieurs autres contraintes jouent sur l'évolution des précipitations globales dans le climat perturbé.

2.3 Bilan énergétique de l'atmosphère

Comme nous l'avons vu précédemment, le cycle de l'eau est étroitement lié au bilan énergétique de l'atmosphère. Une augmentation des précipitations se traduit par une augmentation du chauffage diabatique de l'atmosphère, qui doit être compensée. En isolant le système "atmosphère", l'équation suivante traduit le changement de son bilan énergétique, :

$$\Delta R = L\Delta P + \Delta S \quad (2.5)$$

où R est le refroidissement radiatif de l'atmosphère, résultant de son bilan radiatif toutes longueurs d'onde comprises, P les précipitations et L la chaleur latente d'évaporation (LP étant donc le flux de chaleur latente, car les précipitations sont égales à l'évaporation en moyenne) et S le flux de chaleur sensible.

Les résultats de Mitchell et al. (1987) -souvent confirmés depuis- montrent que globalement la variation de chaleur sensible ΔS reste faible. Ainsi, en première approximation, toute augmentation de précipitations doit donc être compensée par une augmentation du refroidissement radiatif de l'atmosphère. Pour donner un ordre de grandeur $L\Delta P$ équivaut à 1 Wm^{-2} pour une augmentation de 1% des précipitations (Allen et Ingram, 2002). Une augmentation des précipitations de 7.5%/K suivant la relation de Clausius-Clapeyron pour une augmentation de température de 3 K nécessiterait donc une augmentation du refroidissement radiatif de l'ordre de 20 Wm^{-2} . Cet ajustement n'est pas forcément possible, et la contrainte du refroidissement énergétique de l'atmosphère peut limiter l'augmentation des précipitations en climat perturbé (Allen et Ingram, 2002). Il faut toutefois noter que le refroidissement infrarouge de l'atmosphère est affecté par la différence de température entre l'atmosphère et la surface et que cette différence pourrait en théorie s'ajuster de façon à compenser n'importe quelle augmentation de flux de chaleur latente (Pierrehumbert, 2002). Néanmoins, le bilan radiatif de l'atmosphère obéit aussi à d'autres contraintes, et il semble que le raisonnement de Allen et Ingram s'applique.

Yang et al. (2003) ont réalisé des expériences idéalisées avec un modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA), en appliquant soit une perturbation du refroidissement radiatif de l'atmosphère (en modifiant la concentration en CO_2 tout en gardant constantes les TSO climatologiques servant à forcer le modèle), soit en appliquant une perturbation diabatique (via une augmentation ou diminution globales des TSO climato-

logiques à concentration en CO_2 constante, qui fait varier l'évaporation et donc le chauffage diabatique de l'atmosphère). Dans le cadre de mon stage de DEA au CERFACS en 2004, ces expériences ont été reproduites en utilisant un modèle différent (Boé, 2004). Des expériences croisées faisant intervenir les deux types de perturbations ont aussi été menées. Ces résultats, cohérents avec ceux de Yang et al (2003), sont résumés sur la Figure 2.5.

Les variations du flux de chaleur sensible sont effectivement faibles, et on ne le commentera pas. L'augmentation de la concentration en CO_2 à TSO constante se traduit par une diminution du refroidissement radiatif de l'atmosphère dans l'infrarouge mais aussi dans le visible. En compensation, une importante diminution du flux de chaleur latente a lieu. Au final, la température de surface augmente faiblement mais les précipitations diminuent largement. L'augmentation des TSO de 1°C à concentration en CO_2 constante se traduit par une forte augmentation du flux de chaleur latente, une forte augmentation du refroidissement radiatif dans l'infrarouge, et une faible augmentation dans le visible. Dans ce cas, les précipitations tout comme la température augmentent. Les expériences SST-1 et $0.5\times\text{CO}_2$ donnent des résultats opposés à SST+1 et $2\times\text{CO}_2$ comme on pouvait s'y attendre. Pour les expériences croisées mettant en jeu les deux types de perturbations, le résultat est quasiment la superposition linéaire des effets des perturbations prises séparément, aussi bien pour le bilan énergétique que pour la température de surface et les précipitations. Au final, alors que pour la température les deux perturbations vont dans le même sens (augmentation), pour les précipitations, les effets sont opposés. Les changements de précipitations résultent effectivement ici de la compétition entre chauffage diabatique et refroidissement radiatif de l'atmosphère. Cette contrainte énergétique pourrait donc expliquer pourquoi tout le surplus de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère avec le réchauffement global ne se retrouve pas dans l'augmentation des précipitations.

La compétition entre perturbation radiative et diabatique peut aussi se décliner d'un point de vue spatial et temporel. Durant la phase transitoire du changement climatique, l'océan se réchauffe lentement en raison de son inertie thermique. La perturbation diabatique se mettant lentement en œuvre, la phase transitoire pourrait se traduire en théorie à la fois par une augmentation de température globale mais aussi par une diminution des précipitations. C'est ce que montre une expérience numérique de Yang et al. (2003). Concernant l'aspect spatial, le rôle du flux de chaleur latente dans le bilan énergétique de l'atmosphère n'est pas identique en tout point du globe. En particulier, il est plus faible aux hautes latitudes que dans les tropiques. Les changements de précipitations pourraient donc moins subir la contrainte du bilan énergétique de l'atmosphère aux hautes latitudes. Dans notre expérience $2\times\text{CO}_2$, les précipitations diminuent ainsi très faiblement aux hautes latitudes, voire augmentent pour celles de l'hémisphère nord (non montré ici).

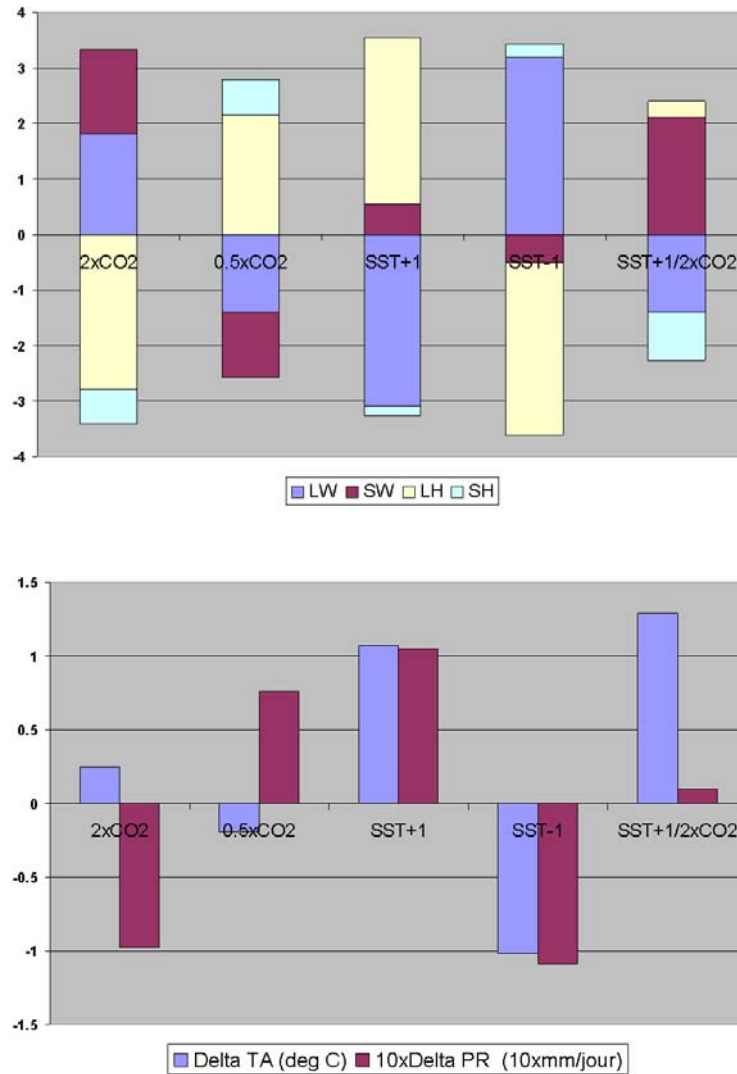


FIG. 2.5: Réponse du MCGA ARPEGE en moyenne globale au forçage par des anomalies radiatives, diabatiques ou combinées. 2xCO₂ (0.5xCO₂) correspond à un doublement (division par 2) de la concentration en CO₂ à TSO climatologique fixée. SST+1 (SST-1) correspond à une augmentation (diminution) des TSO climatologiques de 1 K à concentration en CO₂ fixée. SST+1/2xCO₂ correspond à une expérience croisée où les deux perturbations sont appliquées. Pour le bilan énergétique, les valeurs positives (négatives) correspondent à un gain (perte) pour l'atmosphère (Wm⁻²). LH est le flux de chaleur latente, SH le flux de chaleur sensible, LW le bilan infrarouge net de l'atmosphère et SW le bilan solaire net de l'atmosphère. TA est la température de l'air en surface et PR les précipitations.

2.4 Précipitations extrêmes : rôle des contraintes de la vapeur d'eau et du bilan énergétique

Les deux sous-sections précédentes montrent que les modifications du cycle hydrologique à l'échelle planétaire avec le réchauffement climatique subissent deux contraintes

opposées. L'augmentation d'humidité dans l'air pourrait permettre une large augmentation des précipitations, mais le maintien de l'équilibre énergétique de l'atmosphère limite l'augmentation effective. Nous allons maintenant voir que la compétition entre ces deux contraintes ne joue pas seulement sur les changements moyens de précipitations, mais aussi sur les changements de leurs distributions statistiques.

Globalement, les précipitations et l'évaporation sont en équilibre. Néanmoins, les précipitations sont très intermittentes (il pleut en moyenne seulement environ 1 jour sur 10) tandis que l'évaporation est un processus bien plus continu. Ainsi, lors d'un événement pluvieux, le taux de précipitations instantané est d'un ordre de grandeur supérieur au taux d'évaporation instantané (Trenberth, 1999). Cela implique que les systèmes précipitants croissent principalement sur l'humidité déjà présente dans l'atmosphère au moment où ils se développent. La convergence d'humidité joue un rôle important, mais elle possède des limites physiques, l'air ne pouvant parcourir qu'une certaine distance en un temps donné. Il résulte que l'humidité disponible dans l'atmosphère peut être un facteur limitant le développement des systèmes précipitants les plus intenses et donc les plus rares.

On peut alors supposer que l'augmentation d'humidité liée au réchauffement climatique va permettre une intensification des systèmes précipitants les plus intenses. La Figure 2.6 tirée de Allen et Ingram (2002) confirme cette hypothèse. Elle présente sous forme log-log la fonction de densité cumulée des précipitations journalières pour le climat présent et le climat futur, ainsi que le ratio des deux. L'augmentation d'intensité des précipitations extrêmes est très proche de celle déduite de la relation de Clausius-Clapeyron (23%). Par contre, en dessous du 90^{ème} percentile l'intensité des événements pluvieux diminue. Ceci peut s'expliquer à partir de la contrainte du bilan énergétique de l'atmosphère : on l'a vu, tous les événements pluvieux ne peuvent pas augmenter suivant Clausius-Clapeyron ; l'augmentation importante de l'intensité des événements pluvieux extrêmes doit donc être compensée par une diminution des événements peu intenses. Ainsi, au final seulement un événement pluvieux sur dix augmente en intensité.

La Figure 2.4 présente la même analyse basée sur un MCGA différent (Boé, 2004). Les résultats sont tout à fait similaires à ceux de Allen et Ingram. L'augmentation des quantiles extrêmes est ici un peu supérieure à celle suggérée par la relation de Clausius-Clapeyron. La saturation du ratio d'augmentation autour du 99.96^{ème} quantile à une valeur proche de celle déduite de la relation de Clausius-Clapeyron est particulièrement visible ici. La relation extrêmes/relation de Clausius-Clapeyron semble donc robuste, et ne pas résulter d'un artefact de paramétrisation.

Dans un article récent, Kharin et al. (2007) effectuent une analyse similaire pour les modèles du GIEC AR4 (Figure 2.8). Là aussi, l'augmentation des précipitations extrêmes à l'échelle journalière est proche de celle déduite de la relation de Clausius-Clapeyron dans la majorité des modèles. Certains modèles se distinguent néanmoins par une augmentation plus faible (modèles INM CM3.0 et GISS ER). Il est intéressant de noter que ce sont d'ailleurs les deux modèles ayant la plus faible résolution horizontale (résolution de

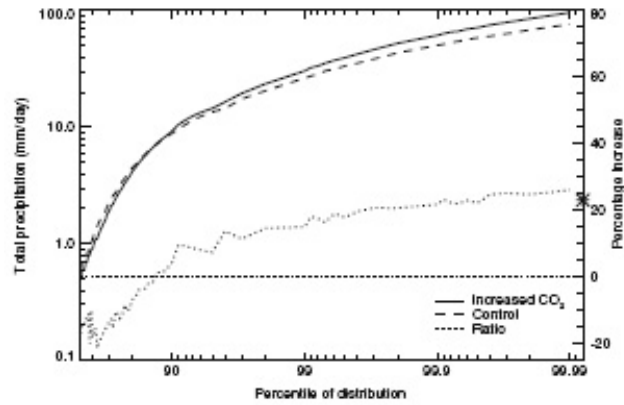


FIG. 2.6: Distribution des précipitations journalières dans le modèle climatique couplé HadCM3 (tous points de grilles et toutes saisons confondues), pour le climat présent (trait tireté) et pour la période 2070-2100 (trait plein). Les deux axes sont logarithmiques. Le ratio des deux courbes est représenté par le trait pointillé. L'augmentation de température globale moyenne est de 3.6 K d'où une augmentation d'humidité selon la relation de Clausius-Clapeyron d'environ 23% (croix noire). Source : *Allen et Ingram, 2002*.

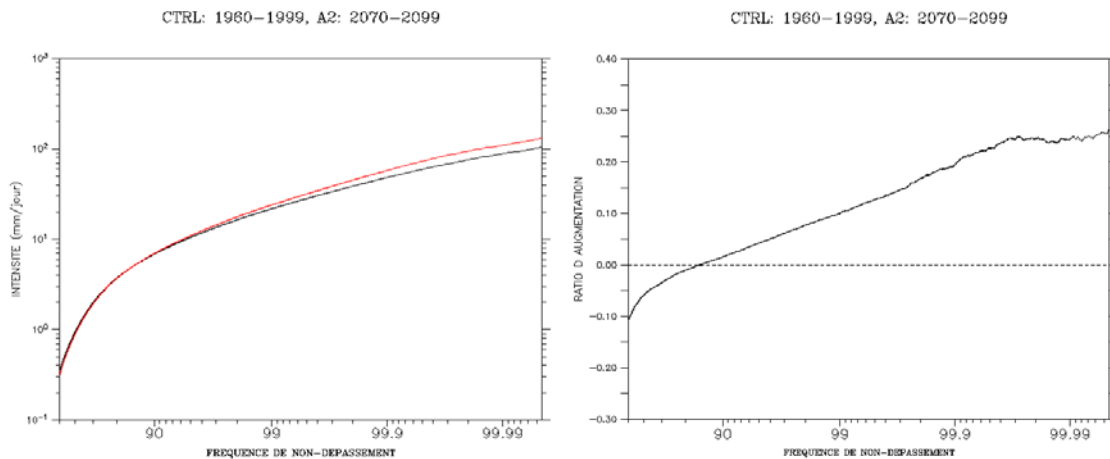


FIG. 2.7: (gauche) Distribution des précipitations journalières dans le modèle atmosphérique forcé ARPEGE (tous points de grilles et toutes saisons confondues), pour le climat présent (courbe noire) et pour la période 2070-2100 pour un scénario A2 (trait pointillé). Les deux axes sont logarithmiques. (droite) Ratio des deux courbes. L'augmentation de température globale moyenne est de 3°K d'où une augmentation d'humidité selon la relation de Clausius-Clapeyron d'environ 20%. L'augmentation moyenne des précipitations est de 5.30%.

l'ordre de 4-5° dans les deux cas). L'impact de la résolution sur la génération d'événements précipitants intenses pourrait être en cause. Les deux modèles du GFDL se caractérisent à l'inverse par une augmentation très forte des extrêmes.

Dans les analyses précédentes tous les points du globe sont pris en compte. Or, les événements les plus intenses à l'échelle planétaire se situent principalement dans les tro-

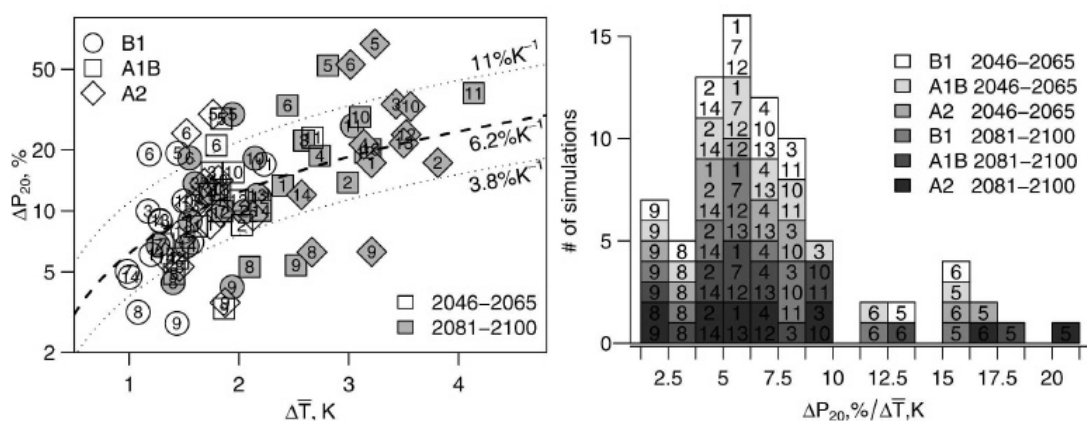


FIG. 2.8: (gauche) Changement relatif (%) de la moyenne globale de la valeur de période de retour de 20 ans des évènements précipitants sur 24 heures (ΔP_{20}), (échelle logarithmique) en fonction du changement de température de surface moyen simulé par les modèles du GIEC AR4 pour le scénario SRES A1B (cercles), A1B (carrés) et A2 (losanges) pour la période 2046-2065 (symboles vides), et la période 2081-2100 (symboles grisés). La pente médiane de $6.2\% K^{-1}$ et les 15^{ème} et 85^{ème} percentiles sont indiqués par les lignes tiretée et pointillées respectivement. (droite) Histogramme de $\Delta P_{20} / \Delta \bar{T}$ ($\%K^{-1}$). Les numéros désignent les modèles : CCCMA CGCM3.1(T47), 2 : CCCMA CGCM3.1(T63), 3 : CNRM CM3, 4 : ECHO G, 5 : GFDL CM2.0, 6 : GFDL CM2.1, 7 : GISS AOM, 8 : GISS ER, 9 : INM CM3.0, 10 : IPSL CM4, 11 : MIROC3.2(hires), 12 : MIROC3.2(medres), 13 : MPI ECHAM5, et 14 : MRI CGCM2.3.2. Source : Kharin et al., 2007.

piques. Il est donc fort probable que ce soit cette région qui domine les résultats. Pour voir comment le lien entre augmentation des extrêmes et relation de Clausius-Clapeyron se décline selon les latitudes, Pall et al. (2006) ont fait la même analyse que celle de la Figure 2.6, mais cette fois par bande de latitude. La Figure 2.9 synthétise ces résultats.

Les courbes globales montrées précédemment sont bien caractéristiques du comportement des tropiques. Entre $60^\circ N$ et $60^\circ S$, on a à la fois une diminution d'intensité des évènements peu intenses et une augmentation d'intensité des évènements rares. Ce contraste culmine autour de $25^\circ N$ et $25^\circ S$, où les précipitations augmentent seulement un jour sur 20 (ligne de 0% au 95^{ème} percentile). A l'inverse, au dessus de $60^\circ N$ et $60^\circ S$, les précipitations augmentent pour tous les quantiles. Comme déjà mentionné, aux hautes latitudes, la chaleur latente joue un rôle moins important qu'aux tropiques dans le budget énergétique de l'atmosphère et tous les quantiles peuvent augmenter plus ou moins conformément à la relation de Clausius-Clapeyron. Aux moyennes et basses latitudes, l'augmentation d'humidité permet un développement plus important des systèmes précipitants convectifs les plus intenses, mais cette augmentation doit être compensée par une diminution des évènements peu intenses pour respecter la contrainte du bilan énergétique.

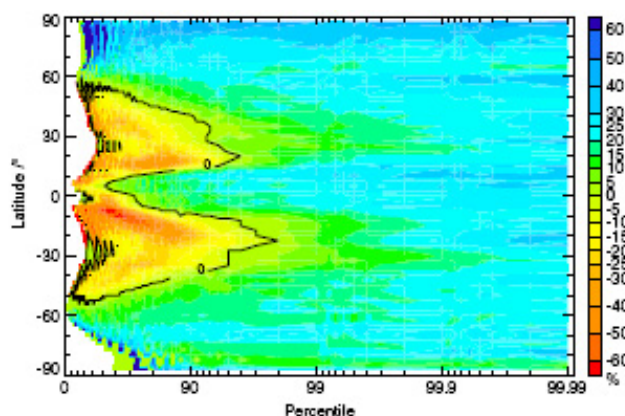


FIG. 2.9: Changement relatif d'intensité des percentiles de précipitations zonalement agrégées. Même période et modèle que pour la Figure 2.6. Les points en blanc correspondent aux quantiles pour lesquels les précipitations sont nulles dans le climat présent et donc pour lesquels le ratio n'est pas défini. L'échelle est log-linéaire. Le trait noir indique pour chaque latitude le quantile où le changement d'intensité est nul. Source : *Pall et al., 2006*.

2.5 Changement du cycle hydrologique et aérosols

Les GES ne constituent pas la seule perturbation d'origine anthropique du climat ; ainsi les aérosols émis par l'homme peuvent aussi jouer un rôle important. Les aérosols troposphériques (principalement les aérosols sulfatés) sont caractérisés par un effet direct sur le climat qui correspond à la rétrodiffusion d'une partie du rayonnement solaire incident vers l'espace et par des effets indirects, comme l'augmentation de l'albédo nuageux (rôle de noyaux de nucléation des aérosols), et l'augmentation de la durée de vie des nuages. Ces aérosols causent ainsi une diminution du rayonnement solaire arrivant en surface, réduisant l'énergie disponible au sol. Les aérosols peuvent donc avoir un impact sur le cycle hydrologique via une diminution de l'évaporation (Romanou et al. (2007) ou Liepert et al. (2004)). La Figure 2.10 tirée de Romanou et al. (2007) illustre via différentes expériences de sensibilité le fort impact possible des aérosols troposphériques sur le flux de chaleur latente (LAT) lorsque les deux effets indirects sont inclus.

Si au final, sur le bilan énergétique (TOT), l'effet des GES l'emporte, ce n'est pas le cas sur le flux de chaleur latente : en valeur absolue, l'augmentation due au GES est plus faible que la diminution liée aux aérosols. On a donc ici une augmentation de température de l'air, mais une diminution de l'évaporation et par suite des précipitations. L'effet des aérosols est en plus beaucoup plus régional que celui des GES. Toutefois, il faut rester prudent : même si d'importants progrès ont eu lieu ces dernières années, la modélisation du rôle des aérosols sur le climat, et en particulier celle des effets indirects est encore très incertaine. Néanmoins, on voit que les aérosols pourraient avoir un impact important, en particulier à l'échelle régionale sur le cycle de l'eau.

En résumé, le raisonnement intuitif "*augmentation de l'effet de serre* \rightarrow *atmosphère*

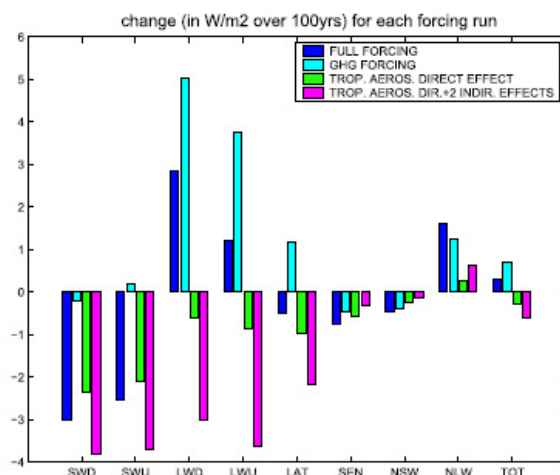


FIG. 2.10: Tendances linéaires (W/m^2 sur 100 ans) pour 4 expériences de sensibilité (modèle climatique GISS-ER). La période simulée est le 20^{ème} siècle, avec différents forçages (GES uniquement, effet direct des aérosols troposphériques, effet direct + les 2 effets indirects des aérosols troposphériques, tous les forçages précédents réunis). SWD : downward shortwave radiation (positif vers le bas), SWU : upward shortwave (positif vers le haut), LWD : downward longwave (positif vers le bas), LWU : upward longwave (positif vers le haut), LAT : latent heat flux (positif vers le haut), SEN : sensible heat flux (positif vers le haut), NSW : net shortwave (positif vers le bas), NLW : net longwave (positif vers le bas), TOT : bilan énergétique total. Source : Romanou et al., 2007.

plus chaude → *atmosphère plus humide* → *plus de précipitations*” n’est pas si évident. Différents mécanismes, liés par exemple à la disponibilité d’eau à évaporer sur les surfaces continentales, ou à la contrainte exercée par le bilan énergétique de l’atmosphère, ou aux aérosols, viennent compliquer les choses, modulant la réponse en précipitations spatialement, temporellement ou en terme de distribution statistique. D’autres effets, non mentionnés ici, peuvent aussi influencer sur les changements du cycle hydrologique. C’est le cas par exemple des changements d’usage des sols ou de l’effet direct du CO_2 sur la transpiration des plantes : cet effet antitranspirant du CO_2 pourrait limiter l’augmentation de l’évapotranspiration.

Mais surtout, dans cette partie, nous n’avons pas parlé des changements de circulation atmosphérique, plus difficiles à envisager sans recourir à la modélisation numérique (aux moyennes latitudes en tout cas). Ces derniers peuvent jouer un rôle prépondérant sur les précipitations, aux moyennes latitudes notamment, comme nous le verrons par la suite.

L’inertie thermique des océans venant différer l’augmentation du chauffage diabatique de l’atmosphère, l’évolution temporelle des aérosols avec une concentration en déclin, les non-linéarités des rétroactions climatiques impliquant le cycle de l’eau ou de possibles effets de seuil (pensons à la désertification), rendent la compréhension de l’évolution du cycle de l’eau au cours du 20^{ème} siècle très complexe, et pourraient aussi faire que le signal du changement climatique sur le 20^{ème} siècle ne ressemble pas à celui du 21^{ème} siècle.

Dans ce chapitre, nous avons présenté différents mécanismes physiques simples permettant de mieux comprendre globalement l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique. Nous allons maintenant faire un rapide état de l'art des résultats récents sur les projections climatiques en ce qui concerne le cycle hydrologique.

Chapitre 3

Influence du changement climatique sur le cycle hydrologique : état de l'art

3.1 De l'échelle globale aux échelles régionales

Dans cette section, nous allons faire une revue des principaux travaux récents portant sur l'évolution du cycle hydrologique dans le climat perturbé par les émissions anthropiques. Nous commencerons par examiner les changements globaux, avant de nous focaliser sur l'Europe. Même si pour le cycle hydrologique la plus grande attention est généralement donnée aux précipitations nous nous intéresserons aussi, lorsque possible, aux autres variables.

3.1.1 Précipitations au cours du 20^{ème} siècle

Avant même de s'intéresser au climat futur, la première question qui se pose est : *Peut-on d'ores et déjà détecter l'influence du changement climatique d'origine anthropique sur le cycle de l'eau ?* D'importants travaux sur les méthodes de "détection et attribution" du changement climatique ont été publiés ces dernières années. Ces études constituent le principal "témoin à charge" de l'influence de l'homme sur le climat.

Pour détecter un changement climatique, il s'agit de démontrer que l'évolution observée d'une variable climatique est incompatible (à un certain niveau de confiance, au sens statistique) avec sa variabilité interne intrinsèque. Les causes de ce changement peuvent très bien être naturelles, c'est à dire résulter d'un forçage externe naturel (volcanisme, variabilité solaire etc.) ou bien d'origine anthropique (GES, aérosols etc.). L'attribution au changement constaté d'une origine anthropique consiste alors à démontrer que le changement détecté est cohérent avec une combinaison donnée de forçages naturels et anthropiques, et non cohérent avec des explications alternatives physiquement plausibles (toujours à un certain de niveau confiance, au sens statistique) (Hegerl et al., 2007).

Ces études ont montré que le signal des GES peut être discerné de la variabilité interne

et des signaux naturels (variabilité solaire, volcanisme) pour la température globale (Stott et al. 2001 pour la plus récente), pour la température à l'échelle continentale (Zwiers et Zhang, 2003 ; Karoly et al. 2003). Ces résultats sont maintenant bien établis. Le signal anthropique a été aussi détecté pour la température à l'échelle du pays (Planton et Terray, 2007), la pression de surface (Gillett et al., 2003), le contenu en chaleur de l'océan (Barnett et al., 2005 pour la plus récente), la salinité océanique (Curry et al., 2003) et la hauteur de la tropopause (Santer et al., 2003).

Un pré-requis indispensable à toute étude de détection et d'attribution du changement climatique est la disponibilité d'un jeu d'observation de qualité pour la variable d'intérêt. C'est un problème majeur pour la plupart des variables du cycle hydrologique, en général peu et/ou mal observées. En conséquence, ce type d'étude en ce qui concerne le cycle hydrologique s'est surtout focalisé jusqu'à maintenant sur les précipitations. Pour les précipitations, les résultats ont été bien moins tranchés jusqu'à très récemment que pour la température. L'étude de Lambert et al. (2004) arrive à la conclusion qu'à l'échelle globale, la variabilité des précipitations observées ne peut pas s'expliquer uniquement par la variabilité interne intrinsèque et que donc des facteurs externes ont joué un rôle (GES et/ou aérosols et/ou rayonnement solaire et/ou volcanisme). Néanmoins, la plus grande partie des variations forcées des précipitations semble venir du forçage dans le visible (principalement naturel, donc), et non du forçage infrarouge dû aux GES. De façon cohérente, Gillett et al. (2004), ne peuvent pas mettre en évidence l'impact des GES (et du flux solaire) sur les précipitations globales, mais démontrent un impact du volcanisme (une diminution significative des précipitations globales suivant les éruptions). Lambert et al. ont publié une nouvelle étude en 2005 utilisant cette fois-ci neuf modèles climatiques différents. Dans cinq de ces modèles, l'influence des forçages climatiques appliqués est détectée sur les précipitations globales. Néanmoins, comme les forçages appliqués sont à la fois anthropiques (GES, aérosols sulfatés) et naturels (volcanisme, irradiance solaire), ces résultats ne permettent toujours pas de conclure catégoriquement à un impact anthropique sur les précipitations au siècle passé. Néanmoins, au moment où ces lignes sont écrites, est parue l'étude de Zhang et al. (2007) démontrant pour la première fois un impact des forçages anthropiques sur les précipitations. En comparant les changements observés des précipitations continentales aux résultats de 14 modèles climatiques, sur des bandes latitudinales, ils ont pu démontrer une influence anthropique dans l'augmentation des précipitations aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord, dans la diminution des précipitations aux subtropiques et tropiques de l'hémisphère nord et dans l'augmentation des pluies aux subtropiques et tropiques profonds de l'hémisphère sud. Ces changements sont incompatibles avec la variabilité naturelle.

3.1.2 Projection climatique pour les précipitations

Si les scénarios climatiques pour le 21^{ème} siècle montrent des changements de précipitations en moyenne globale assez faibles comme nous l'avons vu dans le Chapitre 2, des changements régionaux parfois très importants existent. Néanmoins, de larges incertitudes

existent encore pour de nombreuses régions du globe, même simplement en ce qui concerne le signe du changement. La meilleure estimation actuelle globale des changements de précipitations attendus au cours du 21^{ème} siècle provient des simulations réalisées dans le cadre du 4^{ème} rapport du GIEC. Nous reviendrons au cours de cette thèse sur ces résultats, nous présentons ici de simples figures de synthèse. La première (Figure 3.1) illustre l'incertitude qui peut exister sur le signe des changements des précipitations.

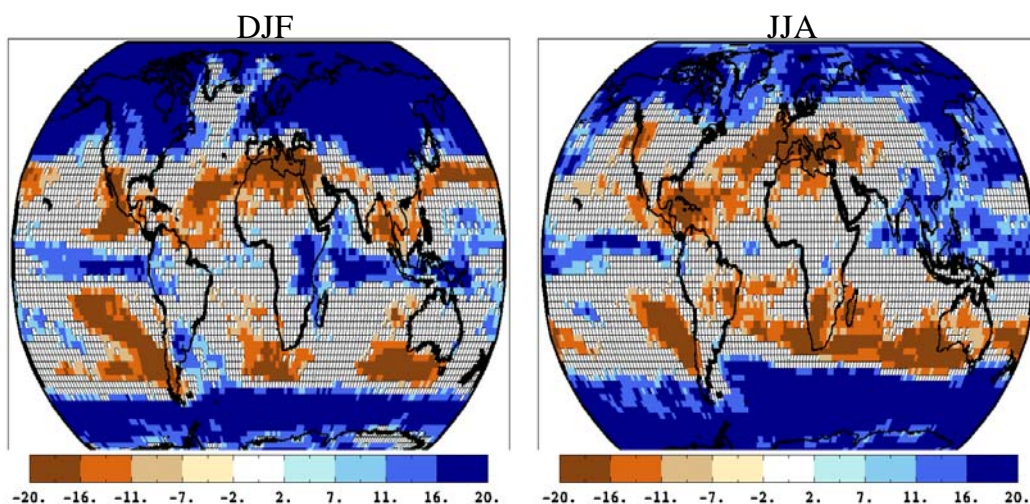


FIG. 3.1: Différence entre le nombre de modèles donnant une diminution de précipitations et le nombre de ceux donnant une augmentation. Vingt modèles utilisés dans le cadre du 4^{ème} rapport du GIEC sont considérés ici (soit la quasi-intégralité des modèles disponibles) On contraste les périodes 1970-2000 et 2070-2100 pour le scénario SRES A1B. Les points pour lesquels moins de 75% des modèles donnent le même signe (soit une différence de plus ou moins 10) sont blancs afin de faire ressortir les zones où une cohérence de signe existe. (gauche) hiver boréal ; (droite) été boréal.

Certains signaux clairs apparaissent : aussi bien en été qu'en hiver les précipitations augmentent aux hautes latitudes. Elles augmentent aussi généralement sur la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et diminuent dans les régions subtropicales durant les deux saisons. On note aussi une diminution très cohérente des précipitations sur la Méditerranée en hiver, s'étendant vers le nord en été. Ailleurs, pour de larges zones, on ne peut même pas dire avec une confiance raisonnable dans quel sens vont évoluer les précipitations : c'est notamment le cas pour une large part des Etats-Unis, de la Russie, de l'Afrique, de l'océan indien, en été.

Ces résultats sont globalement cohérents avec ceux de l'étude de Räisänen publiée en 2002 portant sur la comparaison de 19 modèles climatiques (moins récents) du projet CMIP2 (Coupled Model Intercomparison Project). Cette étude note en plus une augmentation de la variabilité des précipitations sur une grande partie du globe, même à des endroits où les précipitations moyennes diminuent. Cette augmentation de variabilité peut se comprendre en partie dans le cadre de ce qui a été dit précédemment dans la section 2.4.

Dans un article récent, Kharin et al. (2007) étudient le changement des précipitations extrêmes dans les modèles du GIEC AR4 (Figure 3.2). Comme mentionné précédemment, en moyenne spatiale globale, les précipitations extrêmes augmentent bien plus fortement que la moyenne (+12.3% contre +3.4% pour la période 2081-2100). Sur une grande partie du globe les précipitations extrêmes augmentent en intensité, même dans des zones où les précipitations moyennes diminuent pourtant : c'est par exemple le cas pour le Sud de l'Europe. Il y a en fait très peu de régions qui présentent une baisse des précipitations extrêmes significative : ces diminutions sont limitées aux subtropiques, là où les diminutions des précipitations moyennes sont les plus importantes.

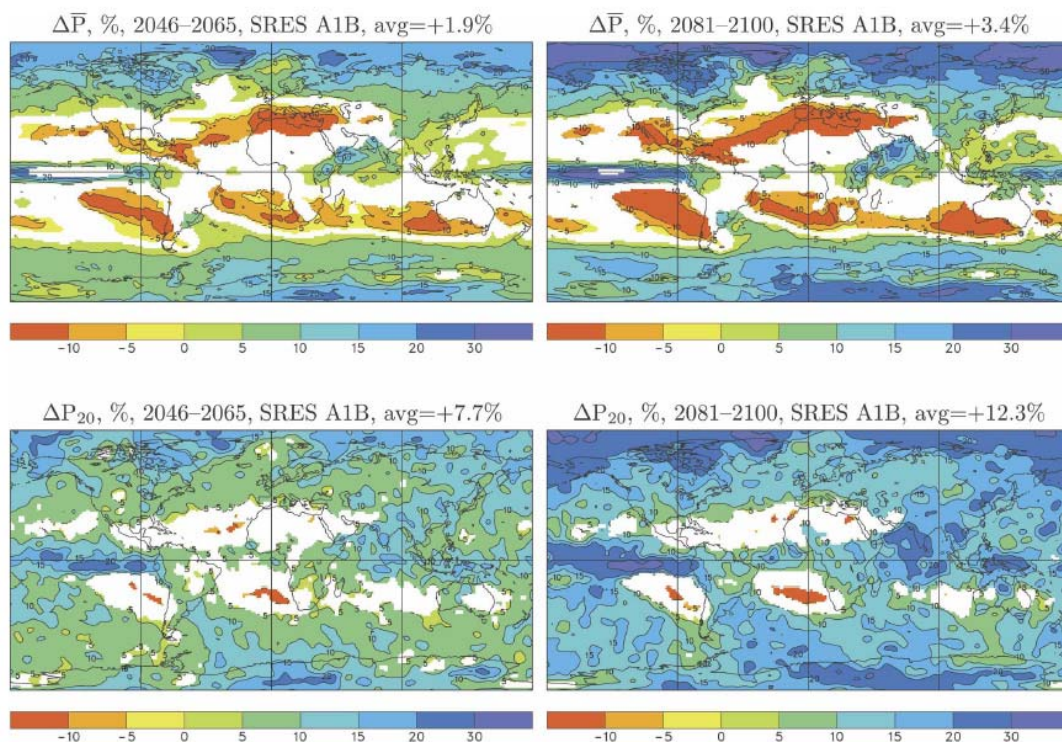


FIG. 3.2: Changement relatif multi-modèles médian (%) de (haut) la moyenne annuel du taux de précipitations et (bas) la valeur de période de retour de 20 ans des extrêmes annuels des précipitations journalières pour 14 modèles du GIEC AR4. A gauche : période 2046-2065, à droite : période 2081-2100. Les points où le changement n'est pas significatif (seuil de confiance de 90%) sont masqués en blanc. Source : *Kharin et al., 2007*.

La Figure 3.3 présente les résultats des modèles du GIEC AR4, en se focalisant maintenant sur l'Europe. Des changements sévères de précipitations y sont attendus. Les précipitations diminuent ainsi sur les régions du sud de l'Europe (diminution inférieure à -25% en été) et augmentent au nord de l'Europe (augmentation supérieure à +25% en hiver). La limite entre augmentation et diminution varie largement selon la saison : elle est au maximum au nord en été et plus au sud en hiver. La France se situe d'ailleurs dans

la zone de changement de signe et une incertitude importante peut y exister. La forte diminution estivale des précipitations sur le sud de l'Europe est associée à une forte augmentation des températures, ce qui laisse présager des impacts très importants.

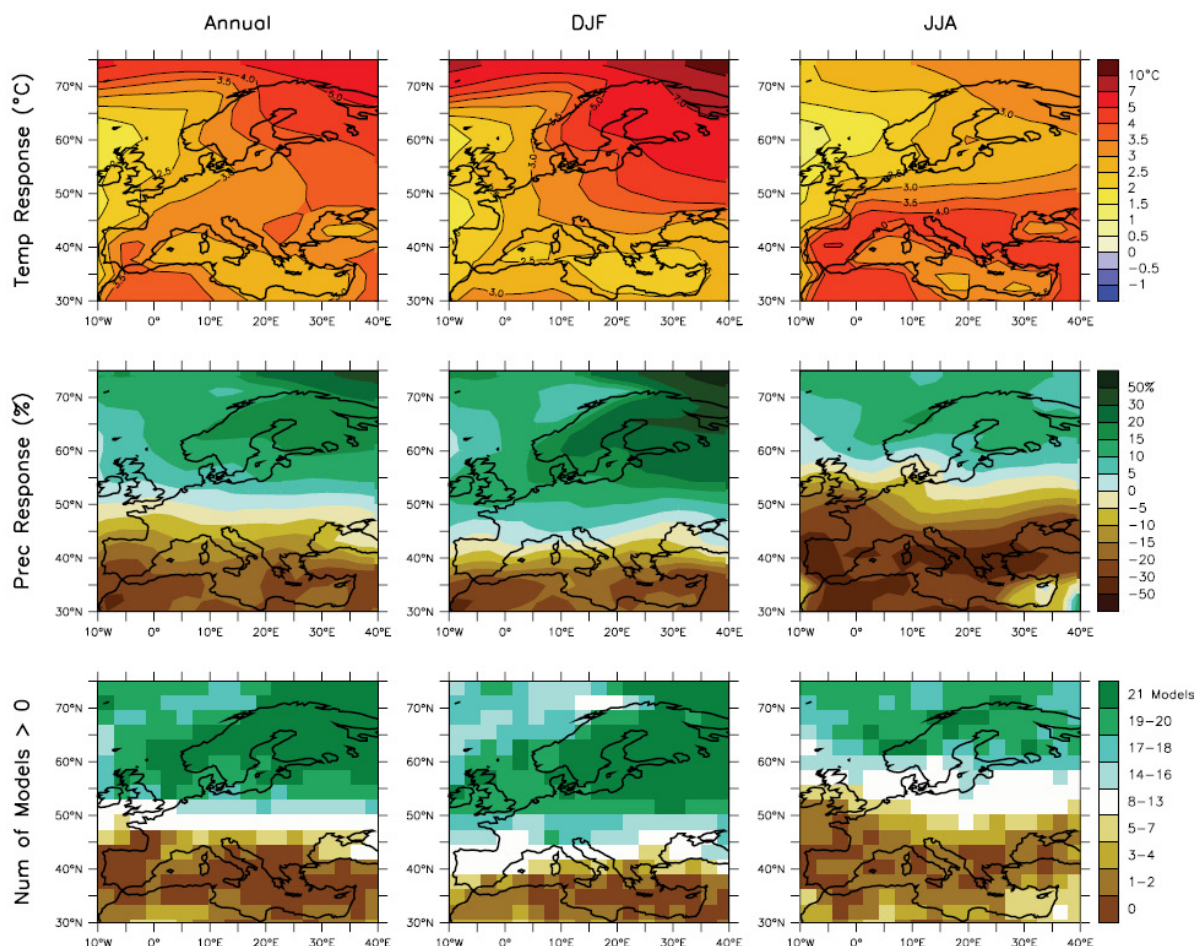


FIG. 3.3: Changements multi-modèles de température et de précipitations (en annuel, hiver et été) entre la période 2080-2099 et la période 1980-1999. En haut : température ; au milieu : précipitations (changement relatif) ; en bas : nombre de modèles parmi les 21 utilisés donnant une augmentation des précipitations. Source : *Christensen et al. (2007)*.

Les modèles climatiques couplés océan-atmosphère ont encore à l'heure actuelle des résolutions grossières, qui ne permettent pas, notamment, de représenter correctement le relief. Ceci peut avoir un impact très important sur la simulation des précipitations et du cycle hydrologique en général. La France en particulier est une zone à la topographie complexe, avec de nombreux massifs (Pyrénées, Alpes, Massif Central, Vosges etc), présentant des orientations variées. Il est donc difficile de se fier au détail des changements prévus à l'échelle du pays par les modèles climatiques basse résolution. Une solution consiste à utiliser des modèles régionaux à haute résolution forcés aux limites par les résultats des modèles globaux ou des modèles à résolution variable. Pour l'Europe, dans le cadre du pro-

jet PRUDENCE (Déqué et al., 2005) différents scénarios climatiques utilisant un ensemble de modèles régionaux ont été réalisés. Globalement, les résultats sont cohérents en terme de structure spatiale avec ceux des modèles globaux du GIEC AR4, même si d'importantes variations existent à l'échelle du pays entre les modèles et en intensité. De plus, les conditions aux limites des modèles régionaux provenaient principalement de deux modèles basse résolution. Or, Rowell (2006) a montré qu'une grande part de l'incertitude dans le changement climatique régional simulé par les modèles régionaux provenait des conditions aux limites fournies par le modèle global. Les résultats multi-modèles régionaux de PRUDENCE ne sont ainsi pas représentatifs de la vraie incertitude sous-jacente. Christensen et al. (2007) dans le dernier rapport du GIEC notent que les changements de circulation sur l'Europe simulés par les 2 modèles basse résolution ayant servi à forcer les modèles régionaux PRUDENCE aux limites se situent aux deux extrêmes des changements de circulation simulés par les modèles du GIEC AR4. Nous verrons par la suite que si cela est peut être vrai en moyenne annuelle, ce n'est pas le cas à l'échelle saisonnière, en particulier pour l'hiver.

3.1.3 Autres variables du cycle hydrologique

Le cycle hydrologique ne se limite pas aux précipitations, d'autres variables étant autant, voire plus importantes en terme d'impact, comme le ruissellement. Ce dernier intègre à la fois les effets du changement de précipitations et d'évaporation, et représente une partie de l'eau disponible en surface pour les besoins humains. Gedney et al. (2006) indiquent que globalement le ruissellement continental a augmenté durant le 20^{ème} siècle et que cette tendance est consistante avec une réduction de la transpiration des plantes résultant de la fermeture stomatale sous augmentation de concentration en CO₂. Ce résultat est néanmoins à prendre avec précautions tant la qualité des observations globales de ruissellement est limitée (Douville et Terray, 2007). De plus, la simulation par les modèles de surface de l'effet de la concentration en CO₂ sur la conductance stomatale n'est pas encore généralisée et ce résultat n'a pas été confirmé par d'autres modèles. L'étude de Milly et al. (2005) aurait d'ailleurs tendance à contredire ces résultats car elle montre que dans les simulations climatiques du GIEC pour le 20^{ème} siècle, en moyenne d'ensemble, les tendances sur les débits reconstitués à partir des ruissellements simulés sont assez proches de celles observées. Or, ces simulations prennent en compte le forçage anthropique -ce qui n'implique pas qu'il soit responsable des tendances- mais pas les changements de conductance stomatale.

Pour ce qui est des décennies à venir, la Figure 3.4 dépeint les changements du ruissellement, de l'évaporation et de l'humidité des sols (et des précipitations que nous avons déjà étudiées) tels que simulés par les modèles du GIEC AR4 à la fin du 21^{ème} siècle.

Pour le ruissellement, la structure spatiale du changement est assez semblable à celle des précipitations, avec par exemple une augmentation importante du ruissellement aux hautes latitudes de l'hémisphère nord (Russie, Scandinavie, Canada), et une forte diminu-

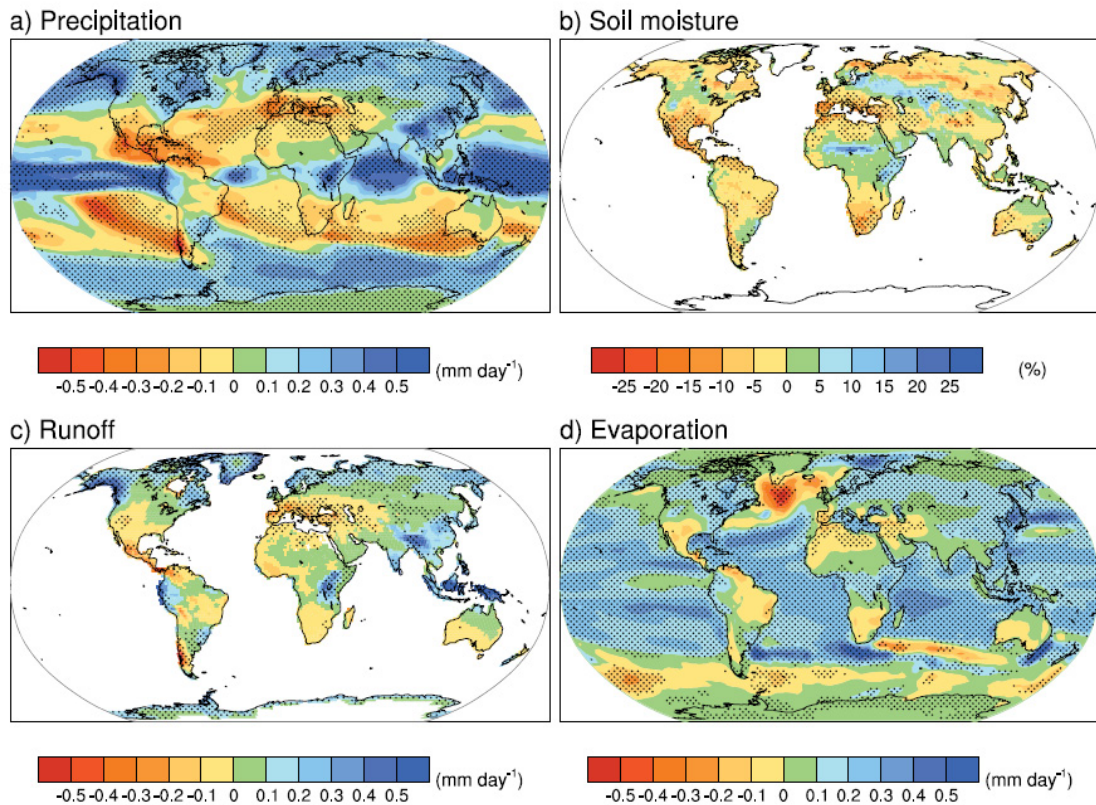


FIG. 3.4: Moyenne multi-modèle du changement (a) des précipitations (mm/jour), du contenu en eau des sols (%), (c) du ruissellement (mm/jour), (d) de l'évaporation (mm/jour). Les zones où 80% des modèles s'accordent sur le signe du changement moyen sont marquées par des pointillés. Les changements sont ceux des moyennes annuelles pour le scénario SRESA1B pour la période 2080-2099 par rapport à 1980-1999. Les changements pour le ruissellement et l'humidité des sols sont montrés pour les points où des données valides pour au moins 10 modèles sont présentes. Source : Meehl *et al.* (2007).

tion pour le pourtour méditerranéen. Pour l'Europe du Sud, France méridionale incluse, des diminutions très importantes, supérieures à 0.2 mm/jour apparaissent. La diminution du ruissellement est d'ailleurs générale sur le territoire français, bien qu'elle soit de moindre ampleur au nord. Les changements d'humidité des sols sont négatifs sur une grande partie des terres, même aux hautes latitudes de l'hémisphère nord où pourtant les précipitations augmentent (Sibérie, Grand-Nord Canadien et Alaska). Ici aussi, le bassin méditerranéen est très touché, avec une large diminution. Pour l'évaporation, on note une augmentation attendue sur une large partie des océans. Une exception notable concerne l'Atlantique Nord, où l'évaporation diminue largement au sud du Groenland. Cette zone se caractérise par une faible augmentation des TSO (voire une diminution dans certains modèles), ce qui constitue probablement un premier élément d'explication. Sur les terres, la structure spatiale du changement d'évaporation est complexe : même si plus d'énergie arrive au sol et pourrait donc permettre une augmentation de l'évaporation, la plus faible

disponibilité d'eau dans le sol peut jouer un rôle limitant. Ainsi dans des zones sèches actuellement comme le sud de l'Europe, l'Afrique du Nord, le sud des Etats Unis et le Mexique, l'évaporation diminue.

Les résultats détaillés dans cette section montrent que l'Europe est une des zones du globe où les changements du cycle hydrologique seront les plus marqués. Le bassin méditerranéen risque en particulier de connaître des conditions de sécheresse particulièrement sévères. La France devrait donc subir d'importants impacts, et les principaux risques se situent plutôt du côté d'un déficit que d'un excès d'eau en moyenne. En parallèle, une augmentation de l'intensité des événements extrêmes (en terme de pluie) est probable.

3.2 Le cas de la France

3.2.1 20^{ème} siècle

Maintenant que nous avons fait un tour d'horizon des projections du changement climatique sur le cycle hydrologique à l'échelle globale et pour l'Europe, nous allons nous focaliser sur la France, objet principal d'étude de cette thèse.

Nous étudierons par la suite les précipitations sur la France durant le 20^{ème} siècle. Mentionnons ici néanmoins les résultats de Ribes et al. (communication personnelle) qui par une étude de détection suggèrent une influence des forçages anthropiques sur les changements de précipitations en hiver sur la France. Néanmoins, la détection est faite sur les précipitations centrées spatialement et non sur les précipitations brutes.

En ce qui concerne les débits des rivières et fleuves français, les travaux de thèse récents de Renard (2006) montrent qu'une fois les stations de mesures présentant des discontinuités d'origine non climatique connues éliminées, il n'y a pas de tendance généralisée discernable à l'échelle de la France sur les débits (en terme de hautes et basses eaux, régimes, etc.) durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle. A l'échelle spatiale plus fine des régions hydro-climatiques, certaines évolutions régionalement cohérentes sont néanmoins notées :

- Etiages moins sévères dans les Alpes et onde de fonte nivale semblant plus précoce
- Augmentation du module nival des stations glaciaires accompagnée d'une précocité accrue de la date du maximum du débit de base
- Aggravation des étiages dans les Pyrénées et le Pays Basque. Crues pluviales semblant en diminution dans les Pyrénées
- Augmentation des maxima annuels dans la région continentale du Nord-Est
- Aggravation des crues en région océanique (nord de la France), apparemment liée au remplissage des nappes d'accompagnement

Une analyse basée sur la modélisation hydrologique permet à Renard de suggérer que l'évolution observée des débits dans le Nord-Est est cohérente avec l'augmentation des

pluies sur cette région et qu'un lien pourrait exister entre l'augmentation des températures et les changements de saisonnalité des écoulements liés à la fonte nivale dans les Alpes.

3.2.2 Climat futur : impacts

Etant donné qu'il n'existe pas de scénarios climatiques spécifiques à la France, les principaux résultats en terme de projection climatique ont déjà été présentés dans la partie précédente. Mentionnons juste les résultats du projet "IMpact des changements anthropiques sur la FRéquence des phénomènes EXtrêmes de vent, de température et de précipitations" (IMFREX) dédié à l'étude des changements des événements météorologiques extrêmes pour la France. En ce qui concerne les précipitations, les résultats d'IMFREX basés sur un modèle global à haute résolution sur l'Europe montrent une augmentation des extrêmes en hiver et une diminution en été (Déqué, 2007). Ces résultats doivent néanmoins être pris avec précaution, un seul modèle ayant été utilisé.

Différentes études des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique de grands bassins versant français ont déjà été réalisées. On peut notamment mentionner les projets du programme "Gestion des Impacts du Changement Climatique" (GICC) pour la Seine et le Rhône. Les principaux résultats sont présentés dans Ducharne et al. (2004) pour la Seine et Etchevers et al. (2002) pour le Rhône.

Pour la Seine, l'étude conclut principalement à une diminution très probable de l'humidité des sols et des débits d'étiage en été. En hiver, la situation est moins claire (Figure 3.5). La majorité des modèles prévoit une augmentation des précipitations, mais celle-ci ne se traduit que rarement par une augmentation des débits en raison notamment d'une augmentation d'évaporation. Ainsi, dans la majorité des cas, l'écoulement diminue en hiver. Cette étude souligne l'impact de la grande dispersion des scénarios de précipitations sur les débits simulés. Elle montre qu'une forte incertitude existe et qu'il est donc absolument nécessaire de considérer un ensemble de scénarios climatiques.

En ce qui concerne le Rhône, où le relief et la composante neigeuse jouent un rôle important contrairement à la Seine, Etchevers et al. (2002) notent une grande variabilité spatiale des résultats. Dans le nord du bassin, une augmentation relative importante des débits annuels (40%) due en partie à l'augmentation des précipitations (+25%) et à une plus faible augmentation de l'évapotranspiration (+13%) est constatée. Dans le sud du domaine, on note par contre une diminution de 10% à 30% des débits, associée à une faible augmentation de l'évapotranspiration due à un sol très sec. Cette étude met aussi en avant la diminution importante du couvert neigeux (en quantité et en durée) dans les régions de moyenne et basse altitudes, ce qui a évidemment un impact sur les régimes hydrologiques neigeux, avec un pic de débit au printemps avancé d'un mois (Figure 3.6).

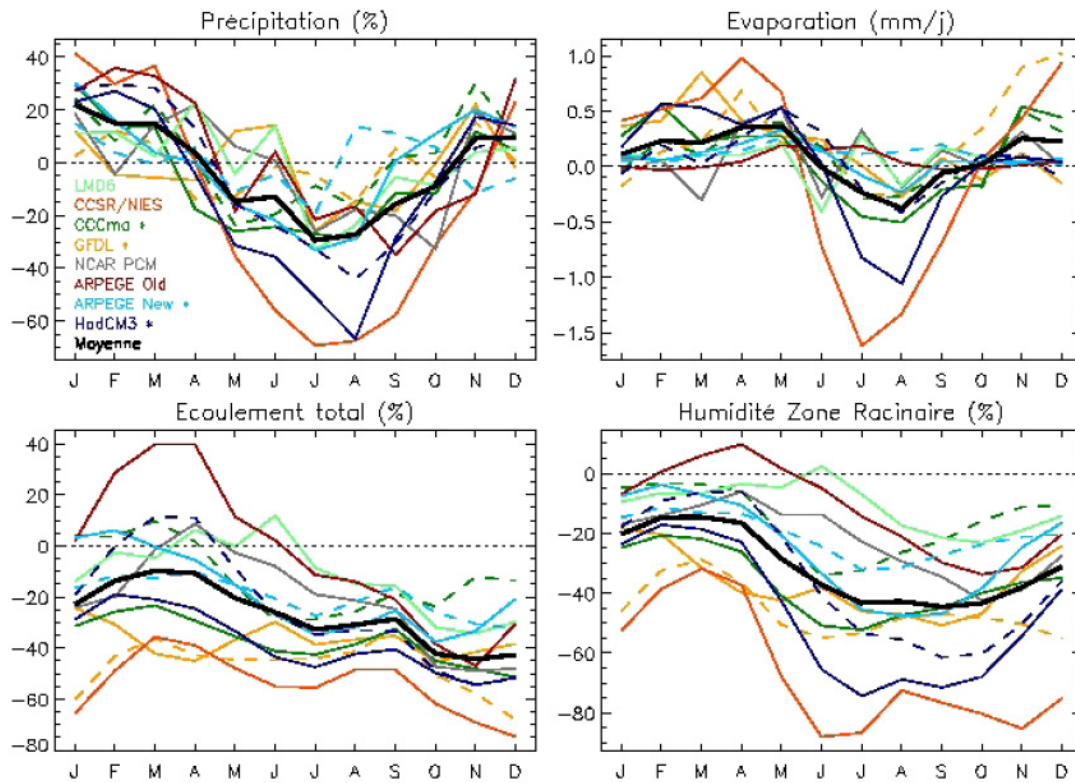


FIG. 3.5: Impact de 12 scénarios de changement climatique sur les bilans d'eau simulés par le modèle hydrologique CaB sur le bassin de la Seine. Source : *Ducharne et al. (2004)*.

3.3 Cadre et problématiques de nos travaux

Comme cette partie introductive l'a montré, le changement climatique va impliquer et implique déjà des modifications importantes du cycle de l'eau. Si à l'échelle globale des considérations physiques simples permettent de comprendre en partie les évolutions attendues, à mesure que l'on descend en échelle, les difficultés et les incertitudes augmentent.

Quasiment toutes les études des impacts du changement climatique, telles que celles pour la Seine ou le Rhône mentionnées dans la section précédente sont confrontées à deux problèmes majeurs : la régionalisation du changement climatique, et la caractérisation des incertitudes.

Les meilleurs outils dont on dispose aujourd'hui pour réaliser des projections climatiques globales sous différents scénarios d'émission de GES sont les modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère (MCGOA, on parlera aussi de modèles climatiques). Néanmoins, en raison de leur fort coût numérique, la résolution de ce type de modèle est à l'heure actuelle grossière (de l'ordre de 250 km). Cette résolution n'est pas suffisante pour représenter correctement l'usage des sols, les contrastes terre-mer, le relief qui ont pourtant un rôle majeur dans la détermination du climat régional et local. De plus, les modèles d'impact, tels que les modèles hydrologiques, nécessitent la plupart du temps des infor-

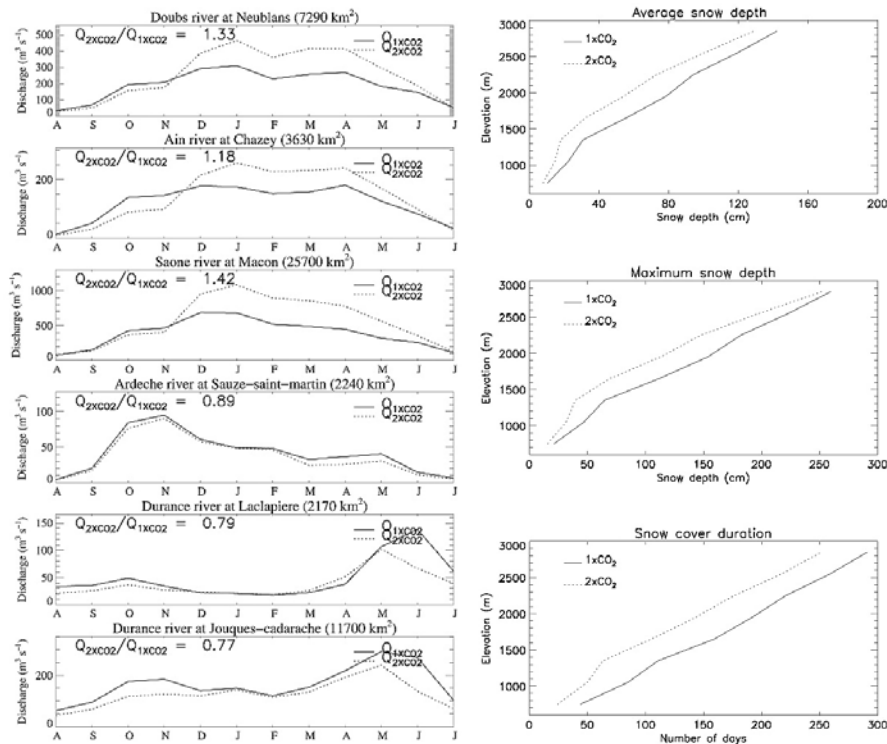


FIG. 3.6: Gauche : Débits mensuels de cours d'eau du bassin du Rhône, moyennés sur 14 années pour le climat actuel et pour un climat futur au taux de CO_2 doublé par rapport à la période pré-industrielle. Droite : Principales caractéristiques du couvert neigeux sur le bassin du Rhône pour le climat présent et pour le climat futur en fonction de l'altitude. Source : *Etchevers et al. (2002)*.

mations météorologiques en entrée à une résolution spatiale très fine, la plupart du temps inférieure à 10 km. Une étape intermédiaire, nommée régionalisation, désagrégation ou encore downscaling, consistant à dériver des variables simulées par les MCGOA à basse résolution l'information climatique à haute résolution nécessaire aux modèles d'impact doit être mise en œuvre. Cette étape est cruciale, et si une vaste zoologie de méthodes de désagrégation existe, aucune ne peut prétendre être parfaite et/ou universelle.

Pour les études Seine et Rhône citées dans la section précédente, c'est une méthode de désagrégation très simple qui a été utilisée. Cette méthode dite du "delta" consiste à ajouter la différence climatologique entre un scénario climatique et sa simulation de référence aux observations à haute résolution nécessaires pour forcer le modèle d'impact. Cette méthode permet de prendre en compte uniquement le changement de moyenne des variables de forçage, et pas les changements de variabilité et de distribution, ce qui constitue un défaut majeur. De plus, lorsque le "delta" est calculé à partir d'un modèle basse résolution, donc sur des mailles d'environ 250 km, il risque de ne pas représenter de façon pertinente le changement régional des variables climatiques. C'est d'autant plus vrai pour une zone avec d'importants contrastes terre-mer, au relief complexe, comme la France.

La deuxième grosse difficulté des études d'impact du changement climatique est la prise en compte des multiples incertitudes qui interviennent. A toutes les étapes de ce type d'étude, de la génération des scénarios d'émission de GES, aux modèles d'impact en passant par les simulations climatiques et la régionalisation, des incertitudes existent et vont s'accumuler (Figure 3.7).

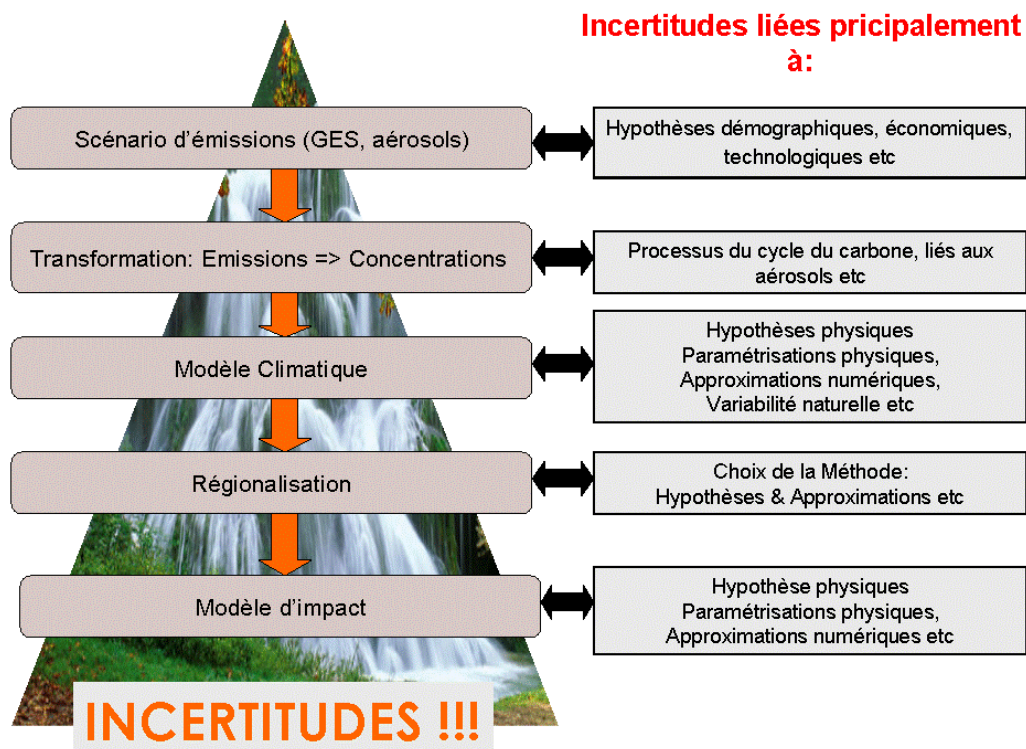


FIG. 3.7: La cascade des incertitudes caractéristique d'une étude des impacts du changement climatique

L'ampleur de l'incertitude n'est pas identique à chaque étape. Ainsi, celle liée aux modèles d'impact est très variable selon le type d'application. Dans le domaine de l'hydrologie, l'incertitude liée au modèle d'impact est souvent considérée comme limitée. Ce type d'incertitude ne sera pas traité dans cette thèse car il se trouve, en plus, hors de notre cadre de compétence.

En amont du modèle d'impact, la simulation climatique constitue le plus souvent l'étape où l'incertitude est la plus forte (Rowell, 2006). Si on considère en plus l'étape de régionalisation où l'incertitude est importante, il est clair que les changements du climat régional sont très incertains. Ces incertitudes du forçage hydro-météorologique sont ensuite transmises aux variables d'impact par le modèle d'impact (les débits et autres variables hydrologiques simulées dans notre cas).

Pour qu'une étude d'impact puisse être réellement utile aux décideurs, il est donc nécessaire d'estimer au mieux l'incertitude. Ceci implique de transférer l'incertitude des

scénarios d'émission jusqu'aux variables d'impact. La stratégie de prise en compte de l'incertitude est fortement conditionnée par des considérations pratiques, telles que la complexité des calculs de chaque étape. Par exemple, selon que le modèle d'impact soit coûteux en temps de calcul ou pas, on pourra le forcer avec un grand nombre de scénarios climatiques, ou bien il s'avèrera nécessaire d'essayer de construire un faible nombre de scénarios "synthétiques". La démarche conceptuellement la plus simple (mais pas forcément la plus élégante, ni la plus simple à mettre en œuvre en pratique) consiste à régionaliser un ensemble de scénarios climatiques provenant de différents modèles afin de réaliser un ensemble de simulations d'impact.

En parallèle à ce traitement "brut et aveugle" de l'incertitude, une deuxième approche plus subtile est possible. Il s'agit de comprendre les causes physiques sous-jacentes à l'incertitude pour ensuite utiliser notre connaissance des qualités et défauts des modèles afin d'établir notre "niveau" de confiance dans les changements simulés (Rowell et Jones, 2006). Cela peut se faire dans un cadre mathématique formalisé ou d'une façon plus subjective basée sur l'expertise humaine. Cela peut permettre par exemple d'accorder plus ou moins de confiance aux différents modèles utilisés en fonction de leur réponse à certains mécanismes établis comme cruciaux, voire d'éliminer les modèles ne présentant pas une réponse satisfaisante.

Il peut ainsi s'agir d'établir une "métrique" de la qualité des modèles, pertinente pour les diagnostics envisagés, et pouvant être confrontée aux observations. Tout le problème vient du terme "pertinente". Par exemple, on peut douter que la reproduction correcte de l'état moyen pour le climat présent constitue un critère valable pour juger de la plausibilité des changements simulés dans le climat futur. Douville et al. (2006) montrent par contre que la réponse globale en précipitations d'un modèle dans le climat futur pourrait être dans une certaine mesure "déduite" de la variabilité inter-annuelle des précipitations dans le climat présent sous certaines conditions. Dans le même genre, Hall et al. (2006) montrent que le cycle saisonnier sur le climat présent peut permettre de contraindre la rétroaction de la neige dans le climat futur. Définir ce type de métrique est une tâche ardue, sans doute impossible pour certaines variables. Néanmoins, le travail de base, consistant à essayer de comprendre au mieux physiquement les sources d'incertitude, ne serait-ce que de façon qualitative, est toujours payant.

3.3.1 Objectifs et mise en œuvre

Cette thèse se propose d'étudier le changement climatique sur l'Europe et la France afin de caractériser les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français. Elle s'insère logiquement à la suite des études ayant traité certains grands bassins versant français citées dans la section précédente. Nous profiterons d'ailleurs pour cette thèse des outils de modélisation hydro-météorologique et de jeux de données mis en place lors de ces études.

Les principaux objectifs sont les suivant :

- **Traitement de l'ensemble du territoire français métropolitain de façon homogène**¹. Les études précédentes se sont attachées à des bassins versant particuliers. Les nouveaux outils devenus disponibles durant cette thèse (grâce aux travaux de Florence Habets et du Groupe de Météorologie à moyenne échelle (GMME) du Centre National de la Recherche Météorologique notamment) permettent désormais de traiter l'ensemble du territoire français. Aucune étude des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique n'a encore porté sur l'ensemble du territoire français à notre connaissance.
- **Développement et utilisation de nouvelles méthodes de régionalisation.** Comme nous l'avons vu précédemment, au cœur des études des impacts du changement climatique se trouve la question de la régionalisation. Un objectif de cette thèse est de développer et de mettre œuvre de nouvelles méthodes de désagrégation permettant de mieux prendre en compte les changements des variables météorologiques sous forçage anthropique. Ces méthodes pourront être utilisées dans d'autres études par la suite. Un certain nombre d'hypothèses importantes sont faites lorsqu'on applique une méthode de régionalisation, et elles peuvent avoir des conséquences importantes pour les résultats de l'étude d'impacts. Nous nous attacherons à justifier ces hypothèses.
- **Utilisation de nouveaux scénarios climatiques.** Les modèles climatiques sont en constante évolution : depuis les études précédentes de nombreux nouveaux scénarios climatiques ont été réalisés. Nous essaierons d'exploiter au mieux ces nouvelles données.
- **Prise en compte et analyse de l'incertitude.** Tout étude d'impact pour être réellement exploitable d'un point de vue pratique doit se confronter avec l'estimation des incertitudes associées. Dans cette thèse nous utiliserons un nombre important de scénarios climatiques provenant de différents modèles afin d'échantillonner, au mieux possible, l'incertitude liée aux modèles climatiques. Nous emploierons également plusieurs méthodes de régionalisation afin d'envisager la robustesse des scénarios régionaux dérivés.
- **Analyse des mécanismes importants.** Au travail précédent sur l'incertitude s'ajoutera l'étude nécessaire des mécanismes locaux ou globaux, importants pour les changements du cycle hydrologique, en particulier sur la France.

¹Corse exclue. Que les corses n'en prennent pas ombrage, mais la relative indépendance climatique de la Corse par rapport au territoire français posait problème pour la mise au point de la méthode de désagrégation statistique.

3.3.2 Rappel de l'organisation de la thèse

Cette thèse se divise en 4 grandes parties. La première partie qui se conclut sur cette section a décrit le cycle hydrologique de manière globale, ses interactions avec le climat, et a envisagé à l'aide de considérations physiques simples de quelle façon le changement climatique pourrait affecter le cycle de l'eau. Un bref bilan des principaux résultats récents sur les impacts du changement climatique sur le cycle de l'eau a été présenté, en partant de l'échelle globale pour aller jusqu'à l'échelle du territoire français.

La deuxième partie de cette thèse est dédiée à l'étude du cycle de l'eau en France au cours du 20^{ème} siècle, en terme d'état moyen et de variabilité temporelle. On s'intéressera en particulier aux précipitations, variables du cycle de l'eau les mieux observées.

La partie précédente nous ayant permis de mieux comprendre les mécanismes de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations, la troisième partie est dédiée à la description et validation des méthodes de désagrégation utilisées par la suite.

Finalement, dans la quatrième partie le changement climatique sur la France et l'Europe est étudié ainsi que l'évolution du cycle hydrologique en France au cours du 21^{ème} siècle, à l'aide d'un ensemble d'outils complémentaires.

Les conclusions et perspectives de cette thèse viendront clore ce manuscrit. Nous nous attacherons à mettre en lumière les limitations des méthodes employées et à évaluer la robustesse des conclusions. De possibles voies d'étude dans le futur seront suggérées.

Synthèse

- **Pourquoi étudier les changements du cycle de l'eau ?**

Le cycle de l'eau est une composante majeure du climat. D'une part, le cycle évaporation/transport/condensation est l'un des principaux modes de transport de l'énergie du système terrestre. D'autre part, la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre puissant, et les nuages réfléchissent une partie du rayonnement solaire incident tout en étant aussi responsables d'un effet de serre. Inversement, le cycle de l'eau est très largement influencé par le climat. Ce double lien fait que simuler le changement climatique passe nécessairement par une bonne compréhension de l'évolution du cycle l'eau, et que les impacts liés aux modifications du cycle hydrologique seront parmi les plus importants.

- **Quels sont les grands mécanismes jouant sur les changements du cycle hydrologique global ?**

Le réchauffement climatique implique une large augmentation de l'humidité atmosphérique qui pourrait favoriser une large augmentation des pluies. Néanmoins, toute augmentation des précipitations donc du chauffage diabatique de l'atmosphère doit être compensée par une augmentation de son refroidissement radiatif. Au final, les précipitations globales moyennes augmentent, mais faiblement et bien moins que l'humidité. Néanmoins, la vapeur d'eau supplémentaire permet une intensification des systèmes précipitants extrêmes et leur intensité augmente bien plus vite que la moyenne. Les événements peu intenses perdent en intensité pour compenser. Cela est vrai à l'échelle globale ou dans les tropiques, mais moins aux hautes latitudes.

D'autres phénomènes vont aussi jouer un rôle : c'est le cas des aérosols, ou des effets liés à la végétation. Les changements de circulation atmosphérique vont jouer un rôle crucial, mais leur importance se fait surtout sentir à l'échelle régionale.

- **Le changement climatique a-t-il déjà modifié le cycle hydrologique ?**

Une étude de détection et attribution du changement climatique a pu montrer très récemment et pour la première fois que les forçages anthropiques avaient déjà joué un rôle sur les changements de précipitations durant le 20^{ème} siècle, avec notamment une augmentation des précipitations aux moyennes latitudes et une diminution aux subtropiques et tropiques, pour l'hémisphère nord, et une augmentation pour les subtropiques de l'hémisphère sud. Les autres variables du cycle hydrologique, non ou mal observées, ont été moins étudiées.

Synthèse

- **Que prédisent les modèles ? Qu'en est-il pour l'Europe et la France ?**

D'importantes incertitudes existent sur les changements du cycle hydrologique dans le climat futur, même dans les scénarios les plus récents. Ces incertitudes sont néanmoins très variables selon les zones géographiques. L'Europe est une zone où les modèles s'accordent relativement bien, avec une augmentation des précipitations au nord et une diminution au sud du continent. La limite est variable selon les saisons (plus au nord en été et plus au sud en hiver). La France se situant dans la zone de changement de signe, les incertitudes y sont fortes. Les impacts les plus importants risquent d'avoir lieu en été avec une importante diminution des précipitations sur le sud de l'Europe, France incluse, une forte diminution du ruissellement ainsi qu'un assèchement des sols. Ceci n'exclut pas une augmentation d'intensité des événements extrêmes, en hiver notamment.

Deuxième partie

Le cycle hydrologique en France

Chapitre 4

Le cycle hydrologique en France

Avant d'envisager les modifications risquant d'affecter le cycle hydrologique des grands bassins versant français au cours du 21^{ème} siècle, il est important de caractériser son état moyen dans le climat actuel, ainsi que d'étudier sa variabilité. C'est l'objet de cette seconde partie, ce qui nous permettra par ailleurs d'introduire les outils de modélisation hydro-météorologique utilisés dans ce travail de thèse. Comprendre les mécanismes gouvernant la variabilité des précipitations nous sera de plus utile par la suite, lors de la mise en place de méthodes de désagrégation.

Les variables du cycle hydrologique mesurées avec à la fois un bon échantillonnage spatial et temporel sont peu nombreuses. On trouve principalement les précipitations et dans une moindre mesure les débits, ces derniers souffrant de mesures moins précises et pouvant être affectés par des forçages non climatiques (usage du sol, captages d'eau, barrages etc.). Des variables cruciales comme l'évaporation, le drainage, l'humidité des sols ne sont pas ou peu observées. Dans ce contexte, le recours à la modélisation numérique s'avère indispensable.

4.1 Le système de modélisation hydro-météorologique SIM

Le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-GAME) de Météo France en collaboration avec l'Ecole des Mines de Paris développe depuis plusieurs années le système de modélisation hydro-météorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM en abrégé). Ce système fonctionne maintenant sur l'intégralité du territoire français métropolitain. SIM est notamment utilisé pour l'estimation en temps réel de l'humidité des sols, pour des études rétrospectives du bilan en eau et en énergie, ou bien dans le cadre d'études des impacts du changement climatique.

SIM se compose de trois sous-systèmes. SAFRAN (Durand et al., 1993) fournit une analyse des forçages météorologiques au modèle de surface ISBA (Noilhan et Planton 1989, Boone et al., 1999) qui calcule les bilans d'eau et d'énergie en surface, et MODCOU (Ledoux et al., 1989) calcule ensuite l'évolution des aquifères et des débits des cours d'eau

à partir des informations transmises par ISBA (Figure 4.1).

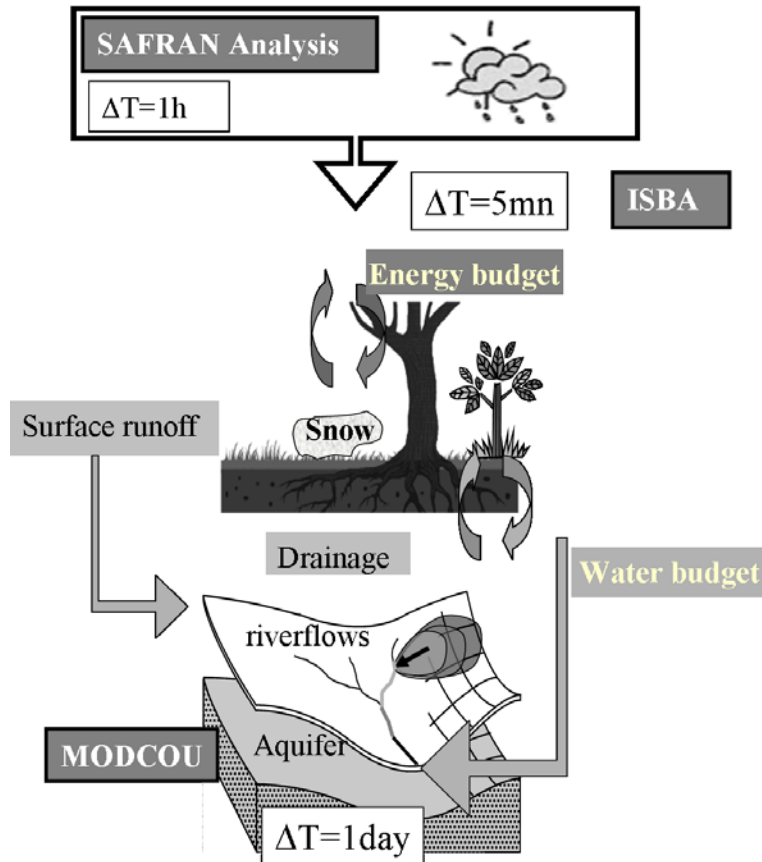


FIG. 4.1: Schéma récapitulatif du fonctionnement du système de modélisation hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU. Source : *Habets et al., 2007*.

De nombreuses études ont utilisé le système SIM sur différentes zones géographiques et pour différentes applications. SIM a été notamment testé pour les bassins de l'Adour (Habets et al., 1999c), du Rhône (Etchevers et al., 2002), de la Garonne (Voirin-Morel, 2003) et de la Seine (Rousset et al., 2004). SIM a servi par exemple à étudier le rôle de diverses influences ayant joué sur des crues du bassin de la Seine (Rousset et al., 2004) ou l'évolution des ressources en eau avec le changement climatique pour les bassins du Rhône (Etchevers et al., 2002) ou de l'Adour (Caballero et al., 2007).

Habets et al. (2007) décrivent l'application du modèle SIM sur la France entière pour la période 1995-2005, et présentent une validation détaillée des principales variables simulées pour lesquelles des observations existent (débits des rivières, hauteur des aquifères et de la neige), et une validation partielle (compte-tenu du manque d'observations) des bilans en eau et énergie. Habets et al. (2007) montrent ainsi que les résultats de SIM sont globalement robustes spatialement et temporellement, et que SIM donne une bonne estimation des débits. Ces résultats permettent donc de considérer avec confiance les résultats de SIM sur la France. Cet article constituant une référence pour la version de SIM que nous utilisons dans cette thèse, nous tiendrons ces résultats comme acquis et ne reviendrons

donc pas sur la validation détaillée du modèle.

la Figure 4.2 présente le réseau hydrographique de la zone d'étude modélisée par SIM, les principaux bassins versant français et le relief.

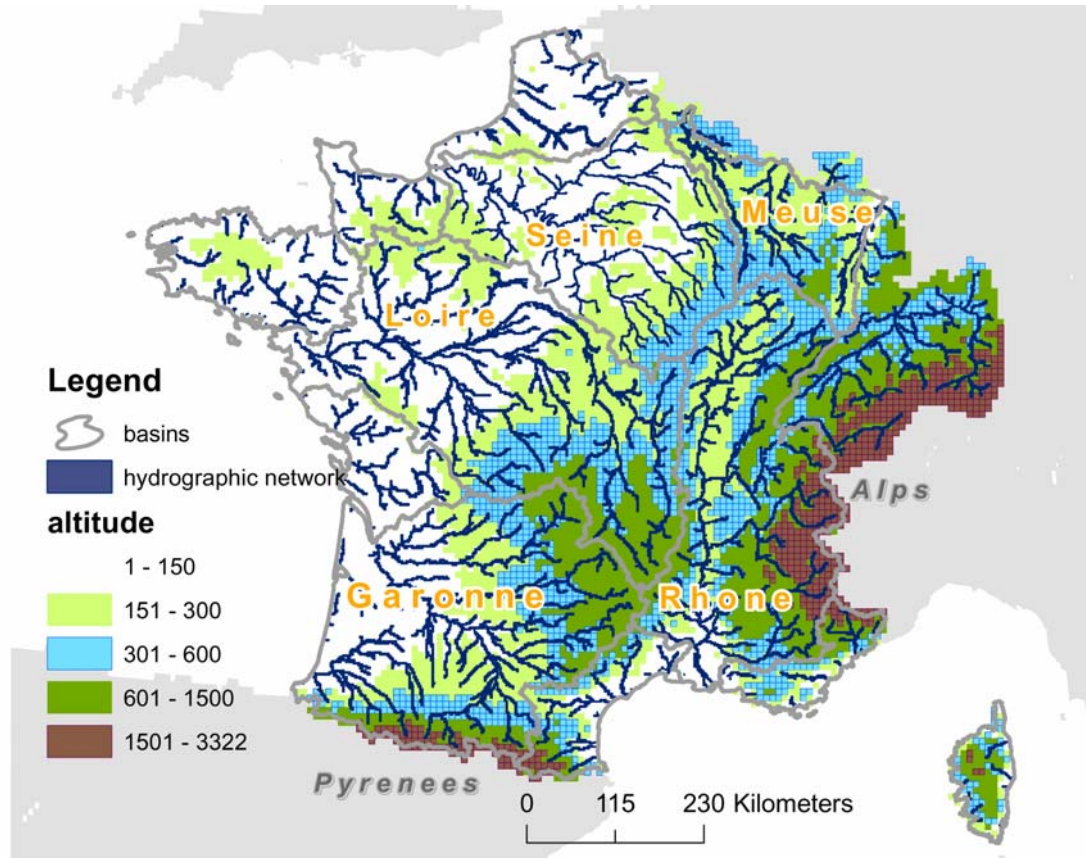


FIG. 4.2: Réseau hydrographique des principaux bassins versant français et relief

Dans les sous-sections suivantes, les trois systèmes SAFRAN, ISBA, et MODCOU sont décrits de façon concise. Nous n'entrerons pas dans les détails, ces différents systèmes ayant déjà fait l'objet de nombreuses publications.

4.1.1 SAFRAN

Le système d'analyse SAFRAN (Durand et al., 1993) fournit le forçage atmosphérique à ISBA. Huit variables sont analysées : le module du vent à 10 m, l'humidité spécifique et la température à 2 m, les flux solaire et infrarouge descendants, les précipitations liquides et solides, la nébulosité (sachant que la nébulosité n'est pas utilisée pour forcer ISBA). La description et la validation détaillées de SAFRAN sont présentées dans Quintana-Seguí et al. (2007). Nous faisons ici un simple résumé des principales caractéristiques du système.

SAFRAN repose sur l'hypothèse que les variables atmosphériques sont homogènes à l'intérieur de zones climatiques judicieusement choisies, où elles ne peuvent varier qu'en fonction de la topographie. Ces zones climatiquement homogènes, de formes irrégulières,

couvrent une surface inférieure à 1000 km² la plupart du temps. En France, ces zones sont utilisées par Météo-France pour délivrer les bulletins de prévision météorologique. SAFRAN prend en compte toutes les observations disponibles dans et autour de la zone étudiée (typiquement plus de 1000 stations pour la température et l’humidité, plus de 3500 pluviomètres journaliers sur la France).

Tout d’abord, SAFRAN fait un contrôle qualité des observations. Le processus est itératif et repose sur la comparaison des quantités observées et analysées. Les analyses de la température, de l’humidité, du module du vent et de la couverture nuageuse sont réalisées toutes les six heures. Les variables sont ensuite interpolées au pas de temps horaire. Pour les précipitations l’analyse se fait journalièrement à 6 UTC. L’interpolation horaire des précipitations journalières est basée sur l’évolution de l’humidité relative de l’air. L’isotherme 0.5°C est utilisée pour partitionner les précipitations totales en pluie et neige. En raison du manque d’observations disponibles, le rayonnements solaire (direct et diffus) et infrarouge incidents sont calculés grâce à un schéma de transfert radiatif (Ritter and Geleyn, 1992) utilisant les profils verticaux des variables analysées précédemment, en particulier la couverture nuageuse. A l’intérieur de chaque zone climatiquement homogène, SAFRAN estime par interpolation optimale un unique profil vertical de la variable avec une résolution verticale de 300 m et les variables sont ainsi interpolées sur la grille de calcul d’ISBA (grille régulière de 8 km de côté) en fonction de l’altitude des points de grille. Les données analysées par SAFRAN sont disponibles au pas temps horaire à partir d’août 1970 jusqu’en juillet 2005.

4.1.2 ISBA

Le modèle de surface ISBA (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996) est utilisé dans le modèle météorologique opérationnel de Météo-France et dans sa version climatique. ISBA est modulaire et existe dans différentes configurations. Dans le système SIM, c’est la version “Force-Restore” d’ISBA à trois niveaux qui est utilisée (Boone et al., 1999), avec le modèle de neige explicite (Boone et al., 2001). De plus, un schéma de ruissellement sous-maille (Habets et al., 1999b) et un schéma de drainage sous-maille (Habets et al., 1999a) sont utilisés. Ce dernier permet de prendre en compte indirectement et de façon simple l’impact des aquifères non résolus sur les étiages à l’aide d’un unique paramètre. Ce paramètre est calibré en utilisant la méthode décrite dans Caballero et al. (2007) visant à soutenir le Q10 quantile des débits. Les paramètres de sol et de végétation utilisés par ISBA proviennent de la base de données Ecoclimap (Masson et al., 2003).

Le modèle ISBA résoud le bilan hydrique et énergétique en surface. Le bilan énergétique s’écrit :

$$R_n = R_G(1 - \alpha_t) + \epsilon(RAT - \sigma T_s^4) = H + LE + G \quad (4.1)$$

où R_n est le rayonnement total net, σ est la constante de Stefan-Boltzmann, α_t l’albédo

total, $R_G(1 - \alpha_t)$ le rayonnement solaire descendant absorbé et $\epsilon(RAT - \sigma T_s^4)$ la différence entre le rayonnement atmosphérique infrarouge descendant absorbé et les radiations émises par la surface $\epsilon\sigma T_s^4$. H et LE sont respectivement les flux de chaleur sensible et latente. G est le flux de conduction dans le sol (stockage de chaleur dans le sol). Le flux H est déterminé par une loi aérodynamique, de la forme $H = f(V_a, T_s - T_a)$ avec V_a le vent, T_s la température de surface du sol, T_a la température de l'air.

Le bilan énergétique et le bilan hydrique sont couplés par le flux d'évaporation (i.e. chaleur latente).

Le bilan hydrique sur un temps t s'écrit :

$$P = E + R + D + \Delta w \quad (4.2)$$

avec P la somme des précipitations, E la somme des évaporations et des transpirations, R le ruissellement, D le drainage et Δw la variation du stock d'eau dans le réservoir total.

Les flux d'évaporation (évaporation du sol nu, évaporation du réservoir d'interception, transpiration des plantes, sublimation de la neige) sont aussi déterminés par les lois aérodynamiques. Ils sont de la forme général $E = f(V_a, q_{sat}(T_s), q_a)$ avec V_a le vent, $q_{sat}(T_s)$ l'humidité spécifique à saturation à la température T_s et q_a l'humidité spécifique de l'air. D'autres paramètres (liés par exemple à l'humidité du sol, aux propriétés des plantes, etc.) interviennent selon la nature du flux.

Au final, le drainage simulé par ISBA est transféré au modèle hydrogéologique MODCOU pour la simulation de l'évolution des aquifères et le ruissellement de surface calculé par ISBA, est routé dans le réseau hydrographique par MODCOU pour simuler les débits.

4.1.3 MODCOU

Le modèle hydrogéologique MODCOU calcule l'évolution temporelle et spatiale d'aquifères à plusieurs couches, en utilisant l'équation de diffusivité (Ledoux et al., 1989). Il résoud alors l'interaction entre les aquifères et les rivières et finalement il route l'eau de surface dans les rivières, en utilisant un algorithme isochronique, pour calculer les débits. Le pas de temps de calcul est de 3 heures pour les débits et 1 jour pour l'évolution des aquifères.

A l'heure actuelle, et donc dans la version de SIM que nous utilisons, les aquifères sont simulés sur uniquement deux bassins. On retrouve l'aquifère à trois couches du bassin de la Seine et l'aquifère à une couche du bassin du Rhône (Figure 4.3). D'autres aquifères existent sur le territoire français (en gris sur la Figure 4.3). Pour les prendre en compte implicitement, là où un aquifère existe mais n'est pas simulé explicitement par MODCOU, le drainage sous-maille d'ISBA mentionné précédemment est calibré. Partout ailleurs il est nul.

4.1.4 Eléments de validation

Habets et al. (2007) présentent une validation poussée des résultats de SIM dans une configuration identique à la notre pour la période 1995-2005, pour les différentes

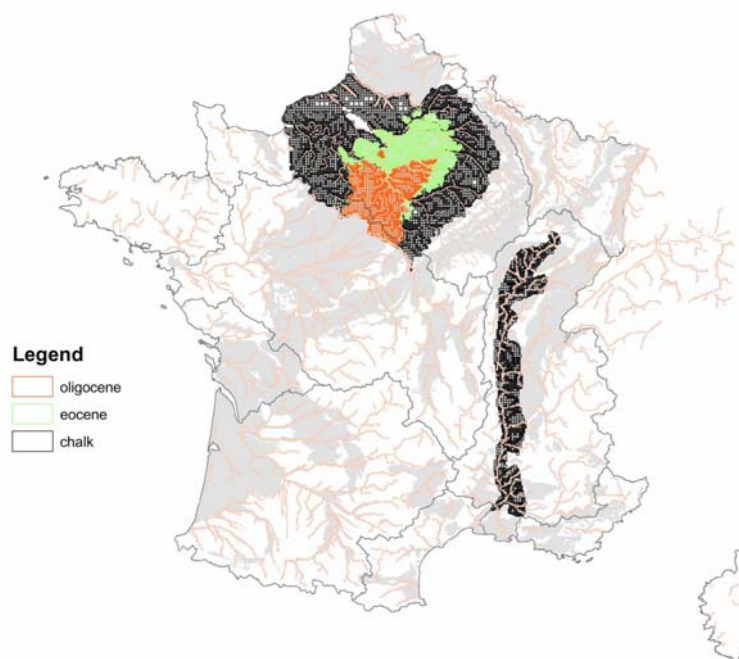


FIG. 4.3: Principaux aquifères français : les aquifères colorés sont simulés par MODCOU alors que les aquifères grisés ne le sont pas. Source : *Habets et al., 2007*.

variables du cycle hydrologique observées existantes (débits, hauteur de neige, hauteur piézométrique des aquifères). La Figure 4.4 présente deux critères statistiques de validation des débits simulés : l'efficacité de Nash (Nash et Suttcliff, 1972) et le ratio des débits moyens simulés et observés. L'efficacité est calculée au pas de temps journalier.

Des résultats parfois médiocres sont obtenus. C'est principalement le cas en terme d'efficacité pour les petits bassins versant (moins de 1000 km²) sur l'ensemble du territoire (un lien clair entre la surface du bassin et le réalisme des débits simulés existant classiquement ici), une partie des Alpes (où les débits naturels sont perturbés par de nombreux barrages, non pris en compte dans le système de modélisation), et l'extrême nord de la France (où un large aquifère ayant un fort impact sur les rivières n'est pas encore simulé par SIM). Il faut noter que pour les Alpes le ratio des débits est bon, en dépit de la mauvaise efficacité car les barrages sont plus ou moins "transparents" à l'échelle de temps annuel. A part ça, globalement, les performances de SIM sont correctes sur une large partie du territoire français, en terme d'efficacité ou du ratio des débits simulés. En particulier, les performances sont bonnes à l'exutoire des quatre principaux bassins français (Seine, Rhône, Loire, Garonne), l'efficacité allant de 0.68 à 0.88 et l'erreur sur le débit moyen de -10% à +6%. Dernier point intéressant à mentionner : les performances de SIM sont globalement

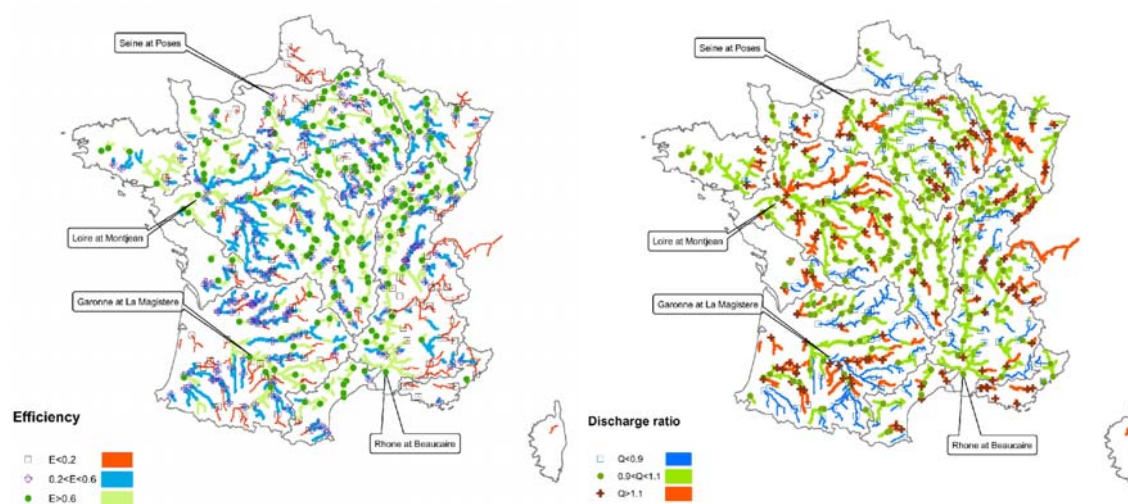


FIG. 4.4: Diagnostics de validation des débits simulés par SIM sur la période 1995-2005. À gauche, efficacité de Nash ; à droite, ratio des débits moyens simulés et observés. Source : *Habets et al., 2007*.

meilleures les années humides que les années sèches (non montré ici).

La différence des débits observés et simulés à l'échelle annuelle est due soit à une mauvaise estimation de l'évaporation, soit à une mauvaise estimation du stockage d'eau dans le sol, dans le couvert neigeux ou les aquifères (en faisant l'hypothèse qu'il n'y a pas d'erreur sur les précipitations analysées par SAFRAN à l'échelle du bassin et sur les débits observés et qu'à l'échelle annuelle le stockage d'eau par les barrages n'est pas significatif (Habets et al. (2007)). Pour les quatre principaux bassins, les erreurs moyennes sur les débits sont faibles (moins de 2.5% en valeur absolue de la quantité de précipitations annuelle). Cela valide partiellement le budget hydrique de SIM (et il n'est pas possible de faire mieux compte tenu du manque d'observations pour l'évaporation ou l'humidité des sols) : il peut être regardé avec une bonne confiance à l'échelle annuelle, bien qu'en toute rigueur les erreurs sur l'évaporation et le stockage total pourraient se compenser.

4.2 Le cycle hydrologique dans le climat présent

4.2.1 Forçage atmosphérique

Dans un premier temps, les variables de forçage de SIM issues de l'analyse SAFRAN sur la période 1970-2005 sont examinées, en terme d'état moyen et de variations saisonnières. La Figure 4.5 présente la moyenne annuelle des sept variables SAFRAN. Une importante variabilité spatiale existe pour la plupart de ces champs, en particulier pour les précipitations liquides, le vent, le rayonnement visible. Le relief (déjà montré sur la Figure 4.2) joue un rôle important sur la détermination des climats régionaux. De forts

contrastes à petite échelle sont visibles, souvent résultant de l'interaction de la circulation de grande échelle et du relief. Le relief cévenol (bordure sud-est du Massif Central) exposé au flux de sud est ainsi très arrosé, alors que le versant à l'abri l'est beaucoup moins. C'est aussi le cas de la plaine d'Alsace, avec une faible pluviométrie, protégée en partie par les Vosges des flux zonaux.

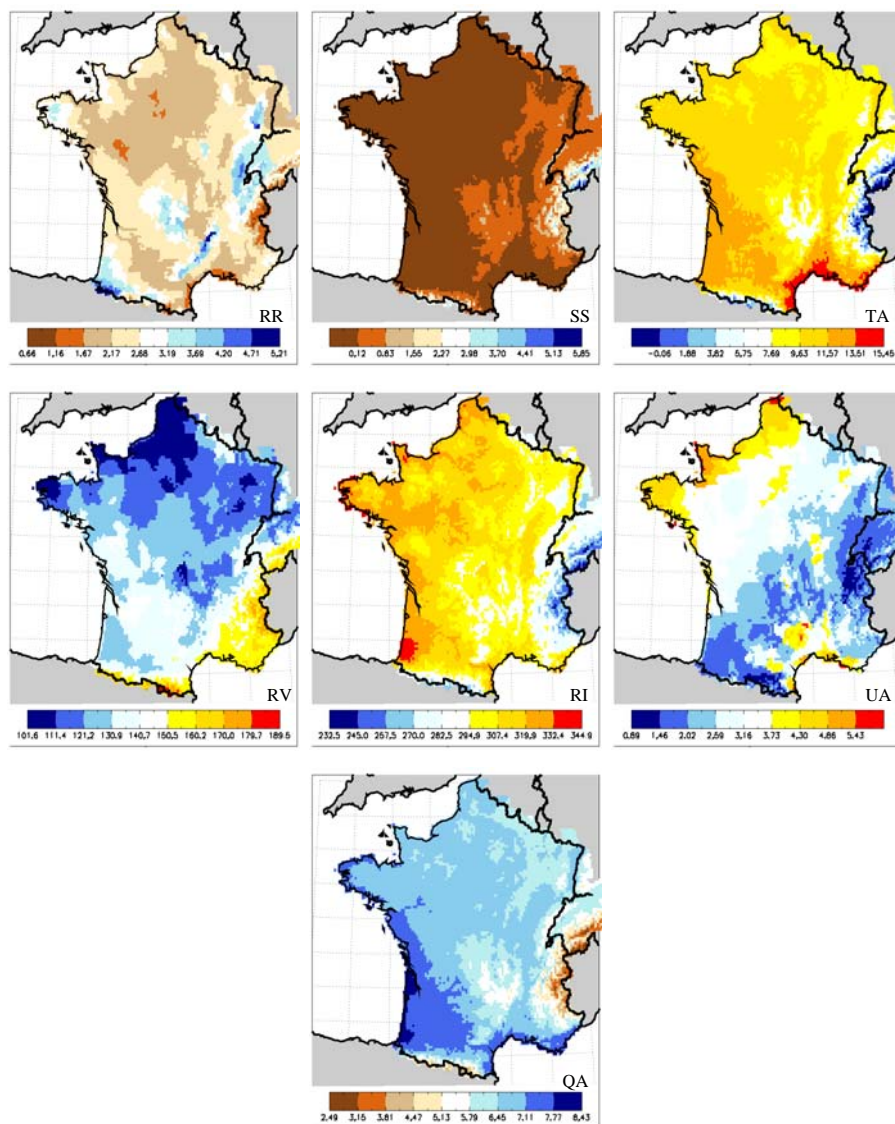


FIG. 4.5: Moyenne annuelle des variables SAFRAN, 1970-2005. RR : précipitations liquides en mm/jour, SS : précipitations solides en mm/jour, TA température à 2 m en °C, RV : rayonnement visible incident en Wm⁻², RI : rayonnement infrarouge incident en Wm⁻², UA : module du vent à 10 m en m/s, QA : humidité spécifique en g/kg.

La Figure 4.6 donne une représentation du cycle saisonnier, pour le module du vent et les précipitations. Le cycle saisonnier des précipitations est relativement marqué sur le sud-est (pourtour méditerranéen et Cévennes) avec environ 35% des précipitations ayant

lieu durant l'automne et seulement 15% durant l'été. L'extrême pointe de la Bretagne présente aussi un cycle saisonnier notable avec un minimum aussi durant l'été (15%) mais un maximum en hiver (35%). Sur une vaste partie du territoire le cycle saisonnier des précipitations est par contre très faible (Sud-ouest, Nord).

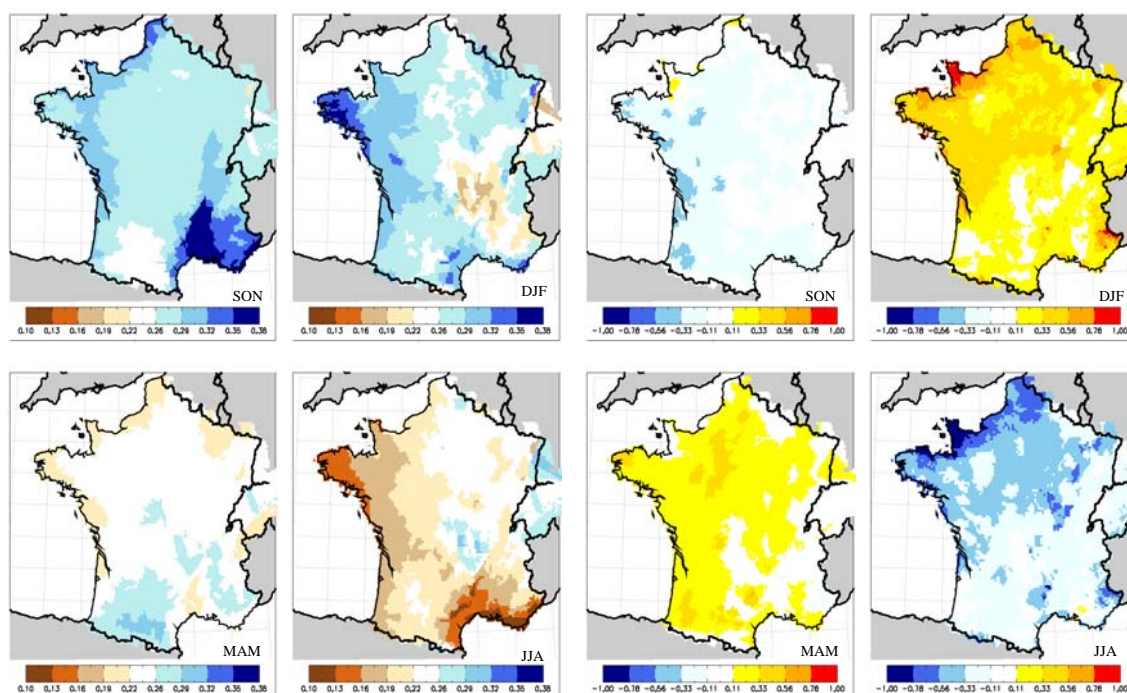


FIG. 4.6: Rapport de la moyenne saisonnière à la moyenne annuelle, pour des précipitations totales (à gauche) et différence de la moyenne saisonnière et de la moyenne annuelle de la vitesse du vent (à droite), 1970-2005. Les initiales des mois de la saison sont indiquées sur chaque carte.

Pour la vitesse du vent, sur la majeure partie du territoire le maximum a lieu en hiver avec un minimum en été et une asymétrie entre printemps et automne, le vent étant plus fort au printemps. Le cycle saisonnier est le plus prononcé sur le pourtour de la Manche.

Pour les autres variables, comme les variations du cycle saisonnier sont plus homogènes spatialement, uniquement le cycle saisonnier de la moyenne spatiale est présenté. Sans surprise, pour les rayonnements incidents, la température et l'humidité, le cycle saisonnier est très marqué.

4.2.2 Cycle hydrologique

Une simulation hydrologique allant d'août 1970 à juillet 2005 a été réalisée avec SIM. Les Figures 4.8 et 4.9 présentent le cycle saisonnier des variables du bilan hydrique pour les quatre principaux bassins français (Rhône, Loire, Seine, Garonne). Si sur les quatre bassins, le cycle saisonnier des précipitations est faible, il n'en est pas de même pour l'évaporation (évaporation désignant ici et par la suite le total des évaporations et de la

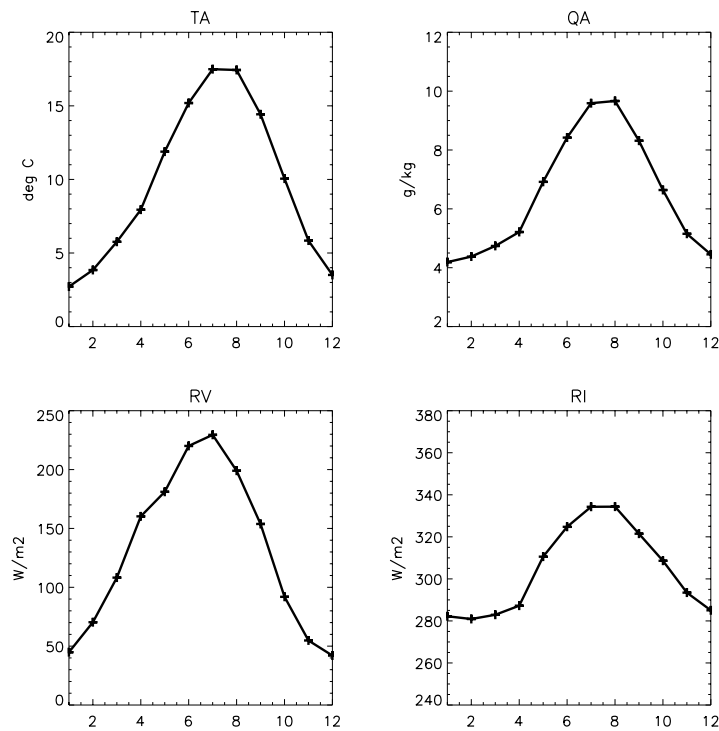


FIG. 4.7: Cycle saisonnier (janvier à décembre) de la température, de l'humidité spécifique, du rayonnement infrarouge et solaire incident

transpiration). L'évaporation suit un cycle très marqué, l'énergie radiative disponible en surface ayant elle-même un fort cycle saisonnier (Figure 4.7). On peut noter l'asymétrie de l'automne et du printemps, avec un pic de l'évaporation proche de mai, résultant de l'effet conjugué de la végétation (développement au printemps) et de la disponibilité d'eau dans le sol (plus forte au printemps qu'en automne). L'évaporation dépasse les précipitations totales durant un laps de temps qui varie selon le bassin (d'avril en août pour la Seine, et uniquement en juillet, et de peu, pour le Rhône). L'eau du sol est ainsi largement utilisée pour soutenir l'évaporation durant cette période : on peut noter un fort déstockage de l'eau du sol (Figure 4.9).

En compensation de l'évaporation, le cycle saisonnier du ruissellement total (drainage plus ruissellement de surface) est aussi très marqué, avec un maximum en janvier ou décembre. Pour le Rhône (et dans une moindre mesure la Garonne) on note aussi l'impact de la fonte des neiges, avec un pic secondaire d'écoulement en mai (ce pic étant bien plus marqué dans certains sous-bassins montagneux). Le drainage est largement supérieur au ruissellement de surface en hiver pour tous les bassins, la différence étant plus faible en été, période durant laquelle le ruissellement total est limité.

La Figure 4.9 présente le cycle saisonnier de la variation mensuelle des réservoirs (eau du sol et couvert neigeux). Le rôle de la neige est très limité pour la Loire et la Seine, où le relief est faible, et plus important pour la Garonne (intégrant une partie des Pyrénées) et surtout le Rhône (intégrant une partie des Alpes). Sur le bassin du Rhône, le stock

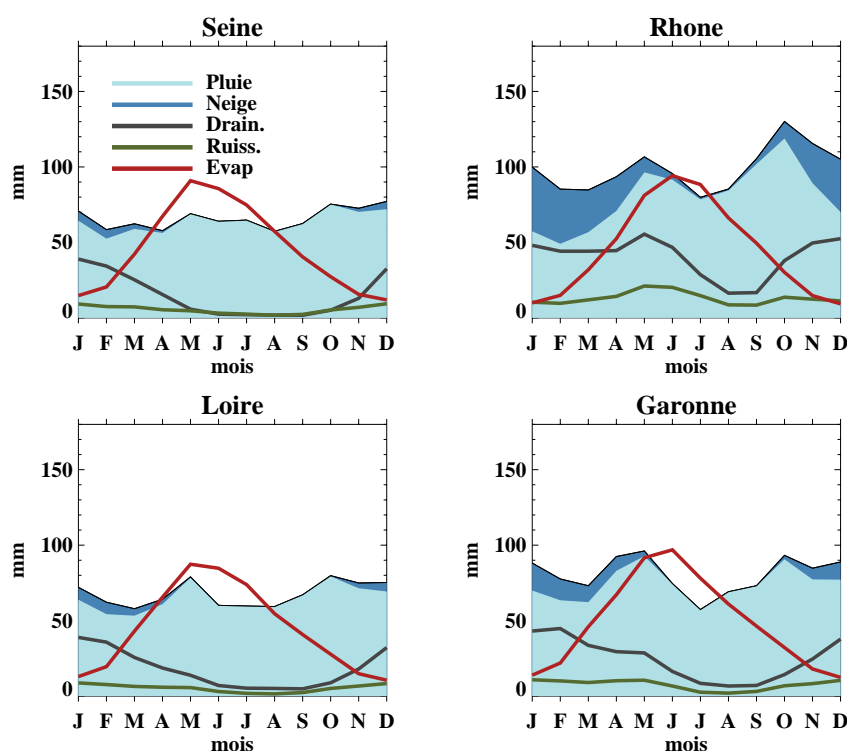


FIG. 4.8: Cycle saisonnier du bilan hydrique (pluie, neige, évaporation, ruissellement, drainage) moyen des principaux bassins français simulé par SIM pour différentes unités climatiques, sur la période 1970-2005

neigeux augmente de septembre jusqu'en mars et diminue ensuite, le pic de diminution se situant en mai, comme vu sur le ruissellement total. Pour l'eau du sol, les quatre bassins versant ont un comportement relativement similaire avec une augmentation de fin août à janvier, très marquée en automne (due à la diminution de l'activité de la végétation), et une diminution de la fin de l'hiver à la fin de l'été (maximale en mai ou juin) servant à alimenter l'évaporation.

Pour résumer, ces graphes montrent deux caractéristiques importantes du cycle hydrologique sur les grands bassins versant français : le fort contrôle par l'évaporation du cycle saisonnier du ruissellement total, et l'importance du réservoir d'eau des sols pour l'alimentation de l'évaporation au cours du printemps et du début de l'été.

4.2.3 Variabilité inter-annuelle

Les Figures 4.10 et 4.11 présentent la variabilité inter-annuelle des variables du bilan hydrique. Bien que les précipitations aient une variabilité inter-annuelle très marquée cette dernière reste faible pour l'évaporation et le ruissellement de surface. Le drainage, par contre, montre une forte variabilité temporelle. Pour ce qui est des réservoirs, pour la Seine, la Loire et la Garonne le cumul annuel des variations du stock d'eau dans la neige est nul, la neige ne pouvant pas se maintenir d'une année à l'autre, ce qui n'est pas le cas

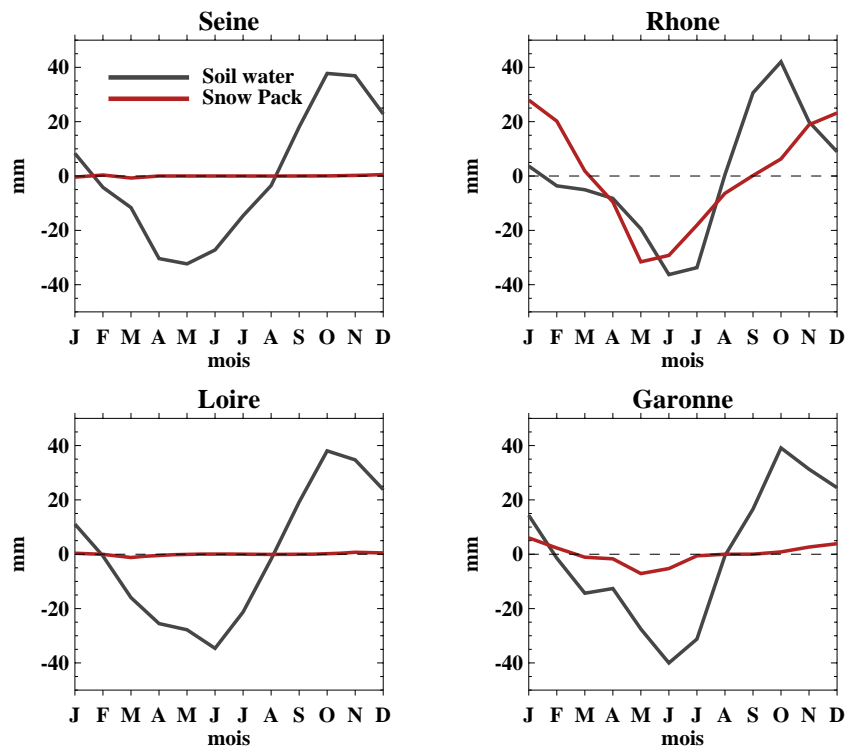


FIG. 4.9: Cycle saisonnier des variations des réservoirs (contenu total en eau des sols, équivalent en eau du couvert neigeux) sur la période 1970-2005. Moyenne sur les principaux bassins français

pour le Rhône et ses hautes altitudes. Les variations du changement mensuel du réservoir en eau du sol ont par contre une variabilité interannuelle marquée, à haute fréquence (le spectre, non montré ici, confirme l'impression visuelle) : il est rare qu'un déficit ou un excès se prolonge sur deux années (les précipitations et la faible évaporation permettant une recharge du sol en eau dès l'automne pour amener en hiver le sol dans un état proche de la saturation).

Ces deux graphes indiquent qu'aucune tendance nette n'existe en moyenne annuelle sur les variables du bilan hydrique sur la période 1970-2005.

4.2.4 Tendances

Le cumul annuel des variables du cycle hydrologique pouvant masquer des tendances saisonnières opposées, nous présentons sur la Figure 4.12 les tendances des principales variables du bilan hydrique pour chaque mois, sur la période 1970-2005. Il faut garder à l'esprit que 35 ans est une période de temps relativement courte pour pouvoir dégager des tendances robustes. Qui plus est, l'évolution du cycle hydrologique n'a pas de raison d'être linéaire. Le fait que des tendances linéaires significatives sur 35 ans puissent être mises en lumière n'implique d'ailleurs pas qu'elles soient d'origine anthropique : elles pourraient résulter d'une simple variabilité multi-décennale. Pour aller plus loin, il serait nécessaire

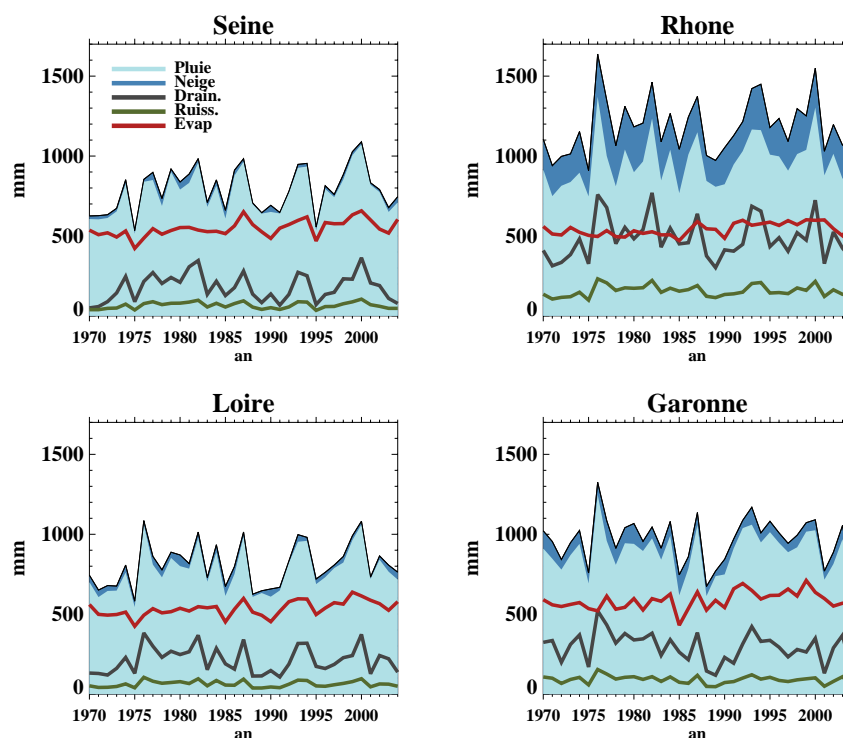


FIG. 4.10: Evolution inter-annuelle du cumul annuel des variables du bilan hydrique sur la période 1970-2005. Moyenne sur les principaux bassins français. (attention : on utilise ici une année hydrologique allant de août à juillet)

de recourir aux méthodologies de détection et d'attribution du changement climatique dont nous avons parlé dans la partie introductive. Malgré ces limitations, l'examen des tendances peut révéler certains points intéressants.

Pour ce qui est des précipitations ou du ruissellement, les tendances sont très variables d'un mois à l'autre et selon le bassin considéré. Elles sont de plus rarement significatives. Si les précipitations totales diminuent sur le bassin de l'Adour et de la Garonne en janvier et en février, le ruissellement total diminue fortement en février alors qu'il augmente en janvier. Les changements d'évaporation n'expliquent pas cette différence d'évolution du ruissellement entre janvier et février. Cet exemple montre bien la non-linéarité et la complexité des processus du cycle hydrologique.

Seule l'évaporation présente des changements significatifs, à la fois spatialement et temporellement cohérents. Des tendances positives significatives d'octobre à mai sont visibles pour les six bassins considérés. Ces tendances sont particulièrement marquées en mai, avant de diminuer brutalement pour devenir négatives en juillet. Les bassins de l'Adour, de la Garonne et du Rhône, situés dans le sud de la France sont particulièrement touchés par cette diminution en juillet, qui y est significative.

Afin de comprendre ces changements d'évaporation, on étudie maintenant les mécanismes qui la contrôlent. On calcule tout d'abord la corrélation de l'évaporation avec l'indice d'hu-

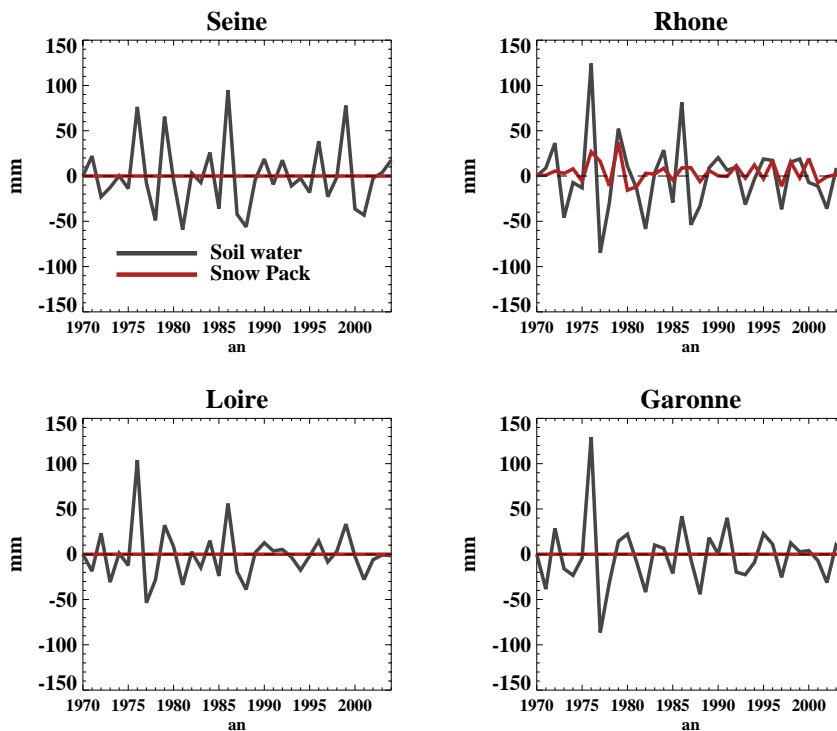


FIG. 4.11: Evolution inter-annuelle du cumul annuel des variations des réservoirs sur la période 1970-2005. Moyenne sur les principaux bassins français. (attention : une année ici va de août en juillet)

midité des sols, la somme des rayonnements (solaire et infrarouge) incidents, et le vent, point à point sur la France (grille ISBA), pour chaque mois, sur la période 1970-2005. L'indice d'humidité des sols ou $SWI = (w_{tot} - w_{wilt}) / (w_{fc} - w_{wilt})$ avec w_{tot} le contenu en eau de la colonne de sol, w_{fc} la capacité au champ et w_{wilt} le contenu en eau des sols au point de flétrissement, est une mesure de l'eau disponible dans le sol pour la végétation. Une valeur du SWI égale ou supérieure à 1 indique qu'il n'y a pas de stress hydrique, alors qu'une valeur nulle indique que la plante ne peut plus transpirer.

La partie gauche de la Figure 4.13 présente la moyenne spatiale de ces corrélations. En hiver et surtout au printemps, l'évaporation sur la France est largement contrôlée par la somme des rayonnements visible et infrarouge et donc par l'énergie arrivant au sol. Puis une transition a lieu et l'évaporation en été devient largement contrôlée par l'humidité disponible dans le sol. Le vent joue un rôle, mais principalement en hiver et à la fin de l'automne. En hiver, le sol est proche de la saturation. Peu à peu, l'évaporation augmente au cours du printemps, en raison de la plus grande énergie disponible et à l'activité de la végétation, et l'humidité du sol diminue en conséquence (on a vu précédemment que l'évaporation était en général supérieure aux pluies à partir d'avril). Vers le début de l'été l'humidité des sols peut devenir un facteur limitant de l'évaporation.

Pour tous les mois de l'année, l'énergie disponible en surface a une tendance positive

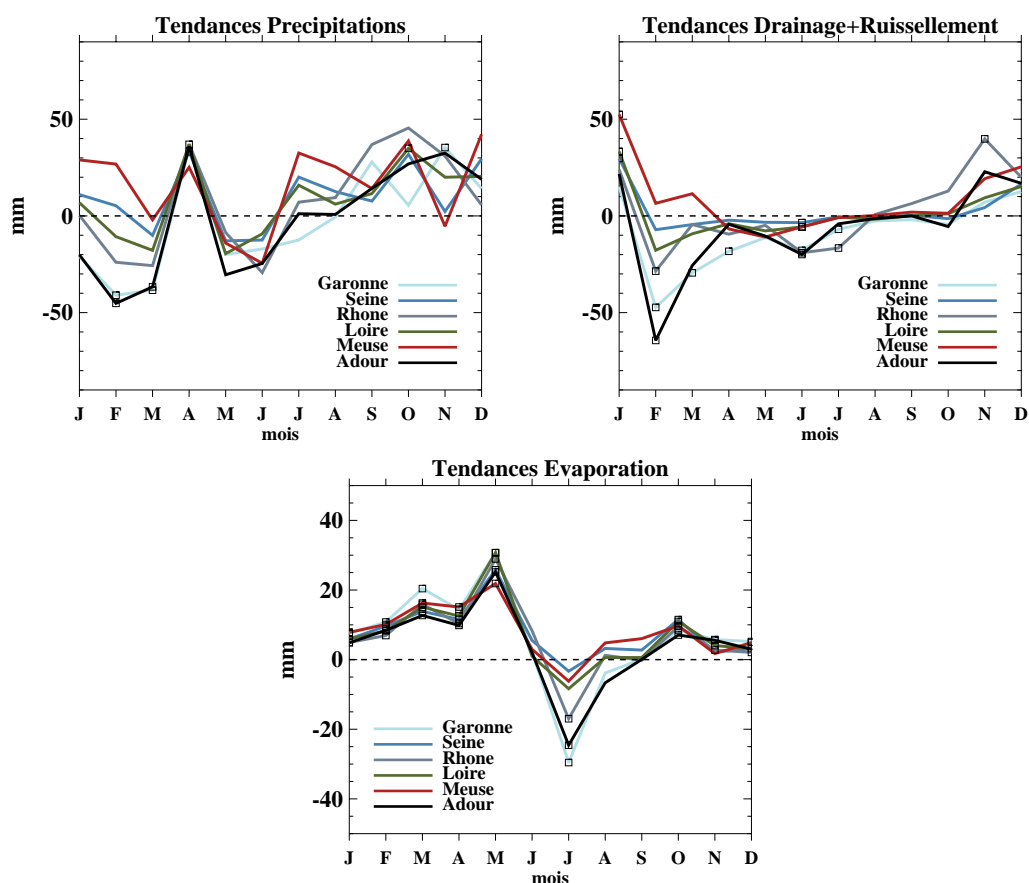


FIG. 4.12: Tendances mensuelles calculées sur la période 1970-2005 des précipitations, du ruissellement total et de l'évaporation (mm) en moyenne sur six principaux bassins versants français (le bassin de l'Adour et de la Meuse sont considérés ici en plus des 4 principaux bassins déjà mentionnés). Les tendances significatives à 0.05 sont marquées par des carrés.

sur la période 1970-2005 (augmentation de l'effet de serre, mais aussi augmentation dans le visible, non montré) favorisant une augmentation de l'évaporation durant l'hiver et le printemps. Le SWI (partie droite de la Figure 4.13) diminue à partir de mars jusqu'en août où la tendance négative est très importante (-45 %). La diminution du SWI résulte en une diminution de l'évaporation en juillet.

Cette structure temporelle des changements d'évaporation est intéressante car elle pourrait être une "empreinte" du changement climatique. Wetherald et Manabe (1995) décrivent d'ailleurs ce mécanisme pour signaler le risque d'important assèchement aux moyennes latitudes en été dans le climat futur. Comme le soulignent Seneviratne et al. (2002), il faut prendre le résultat de Wetherald et Manabe avec précaution car il se base sur des simulations climatiques utilisant un modèle du sol très simplifié (bucket), alors que les processus de surface sont ici cruciaux. Comme nous le verrons dans la partie sur le changement climatique, les changements d'évaporation sont en fait très variables selon les modèles sur la France en été. C'est pourquoi il est très intéressant de voir que ce

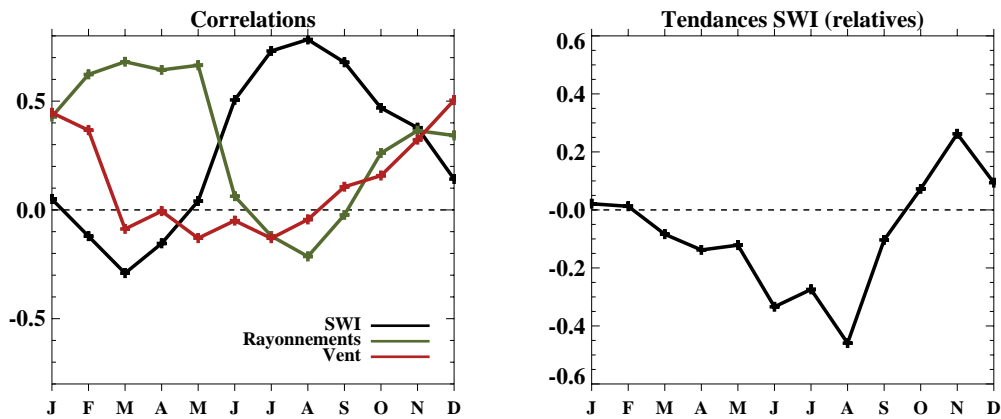


FIG. 4.13: (gauche) Moyennes spatiales des corrélations mensuelles de l'évaporation avec le SWI, la somme des rayonnements incidents et la vitesse du vent. (droite) Moyenne spatiale des tendances mensuelles du SWI sur la France.

mécanisme pourrait avoir joué en France au cours des trente dernières années. Attention néanmoins : nos résultats ne proviennent pas d'observations (non disponibles) mais d'un modèle hydro-météorologique, employant un schéma de surface (ISBA) aussi utilisé dans le modèle climatique ARPEGE (dans une version modifiée). Le fait de coupler ce modèle de sol avec un modèle de routage du ruissellement (MODCOU) et de le forcer par des (pseudos) observations permet quand même de valider partiellement son bilan hydrique en comparant les débits simulés aux débits observés : on peut donc accorder une relative confiance aux changements d'évaporation qu'il simule. C'est d'ailleurs un intérêt de ce type d'approche, consistant à coupler un modèle de surface à un schéma de routage du ruissellement : cela permet d'étudier en profondeur le comportement des schémas de surface utilisés dans les modèles climatiques.

Nous n'étudions pas ici les tendances observées sur les débits, ce travail ayant déjà fait l'objet d'une thèse récemment (Renard, 2006) dont certains résultats ont été résumés dans la première partie. Par contre, dans le prochain chapitre, la variabilité inter-annuelle et multi-décennale des précipitations est étudiée plus en détail.

Chapitre 5

Evolution des précipitations en France au cours du 20^{ème} siècle

5.1 Introduction

La pluie est une des variables les plus importantes du cycle hydrologique. C'est en tout cas celle pour laquelle on dispose des meilleurs jeux d'observations, avec une bonne couverture spatiale et temporelle. Dans le cadre de cette thèse, l'étude des précipitations sur la France au cours du 20^{ème} siècle constitue donc un passage obligé. Plusieurs questions importantes se posent : quelles sont les causes de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations ? Comment ont-elles évolué au cours du 20^{ème} siècle ? Peut-on voir la signature du changement climatique sur cette évolution ? Répondre à ces questions sera aussi utile par la suite, lorsqu'il s'agira de construire les scénarios climatiques régionaux nécessaires pour forcer le système hydrométéorologique ISBA-MODCOU. Ces questions demanderaient à elles seules une thèse entière et nous devons donc restreindre le champ du problème. Nous nous focaliserons ici dans un premier temps sur l'évolution des précipitations sur la France au cours d'un hiver étendu. La situation en été sera ensuite brièvement examinée. Les résultats de cette étude sont présentés dans un article soumis à *Journal of Climate*, et actuellement en révision, que nous produisons ci-dessous accompagné d'un résumé et d'une extension en français.

5.2 Article en révision dans *Journal of Climate*

5.2.1 Résumé

L'objectif de cet article est de comprendre les causes de la variabilité des précipitations hivernales (hiver étendu allant de Novembre à Mars) sur la France à l'échelle de temps inter-annuelle mais aussi multi-décennale. Nous partons de l'hypothèse que les variations de la circulation atmosphérique de grande échelle (CAGE) expliquent une part à déterminer de la variabilité des précipitations. Pour tester cette hypothèse, nous nous appuyons sur une analyse en type de temps. On appelle "type de temps" un ensemble de jours

caractérisés par des circulations atmosphériques similaires. Les types de temps sont ici construits à l'aide d'un algorithme de classification automatique, afin d'être spécialement discriminants pour les précipitations sur la France.

Nous montrons qu'un lien fort existe ainsi entre l'occurrence saisonnière des types de temps et le cumul des précipitations sur l'hiver. Une large part de variabilité inter-annuelle des précipitations sur la France s'explique ainsi par les variations de la circulation atmosphérique de grande échelle. De plus, une part importante des tendances des précipitations observées sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, et en particulier leur structure spatiale contrastant une augmentation dans le nord et une diminution dans le sud, s'expliquent par les changements d'occurrence des types de temps. Des analyses complémentaires indiquent que le rôle des changements de température atmosphérique sur les variations des précipitations est faible, mais que la variabilité dynamique à l'intérieur même des types de temps joue un rôle non-négligeable.

Une étude de détection indique que les forçages anthropiques pourraient avoir eu un rôle dans l'évolution décennale de l'occurrence des types de temps et donc indirectement des précipitations. Néanmoins, en ce qui concerne les tendances sur la période 1951-2000, le rôle direct des forçages anthropiques est très faible comparé à celui des TSO observées (qui pourraient néanmoins porter la marque du forçage anthropique).

5.2.2 Article

A weather type approach to analysing winter precipitation in France: twentieth century trends and role of anthropogenic forcing

J. Boé*

L. Terray

Climate Modelling and Global Change Team

CERFACS/CNRS

Toulouse, France

September 2, 2007

Abstract

The relationship between large scale atmospheric circulation and November-March precipitation over France during the twentieth century is investigated. A long daily MSLP data set is used to derive daily weather types discriminant for precipitation. A linear regression model is then used to relate the November-March accumulated precipitation amount and the occurrence frequency of the weather types. This simple model shows that an important part of the inter-annual variability of precipitation is directly linked to large scale circulation changes. Trends in observed and reconstructed by regression precipitation series are computed and compared. Spatially coherent trends in November-March precipitation during the second half of the twentieth century are observed, with an increase in the north and a decrease in the south. The spatial pattern of the trends in reconstructed precipitation is very similar to the observed, even if an underestimation of the positive trends in the north is seen, indicating that other mechanisms play a role. A detection study then leads to a better understanding of the respective roles of anthropogenic forcing (greenhouse gases and sulfate aerosol) and sea surface temperature in the evolution of the weather type occurrence. Finally, it is shown that intra-type dynamical variability has also played a role in precipitation changes in northern France, whereas no impact of temperature changes is seen.

1. Introduction

Large uncertainties in changes in precipitation under anthropogenic climate change still exist, especially at the regional scale. To progress, a better understanding of the physical mechanisms underlying the spatio-temporal variability of precipitation at the regional scale in the present climate is needed. In France, spatially coherent trends in winter precipitation during

*boe@cerfacs.fr

the second half of the twentieth century have been observed (Moisselin et al. 2002). The pattern is characterized by an increase of precipitation in the north and a diminution in the south of the country. In the global change context, understanding the causes of these trends and whether or not they may be related to anthropogenic forcing is of particular interest.

The relationship between large scale circulation (LSC) and precipitation over Western Europe has been emphasized for a long time. The North Atlantic Oscillation (NAO) is well known to influence precipitation over Europe, especially in the northwestern part of the continent (Hurrell 1995). More specifically, several studies have highlighted the links that exist between atmospheric circulation patterns and precipitation for different western European countries (Trigo and DaCamara (2000) for Portugal, Goodess and Jones (2002) for the Iberian Peninsula, Plaut et al. (2001) and Sanchez and Terray (2005) for France, Fowler and Kilsby (2002) for the United Kingdom, Xoplaki et al. (2004) for the Mediterranean basin). Possible modifications of the atmospheric circulation due to climate change may thus have impacts on European precipitation. For example, given the conclusions of Terray et al. (2004) who showed that the end-of-century anthropogenic climate change over the North Atlantic-European region strongly projects onto the positive phase of the NAO during winter time, dynamical changes in precipitation over Europe may be expected. With regards to the late twentieth century, Goodess and Jones (2002) have shown that an important part of the changes in winter precipitation for the Iberian Peninsula can be explained by the modification of the occurrence frequency of a few weather types (WT). Others studies have come to a similar conclusion, e.g. Paredes et al. (2006) with regard to March precipitation in Spain and Portugal.

The causes of the changes in LSC over Europe remain unclear. It is not known if these changes are simply due to natural climate variability (Stephenson et al. 2000) or if they are a signature of anthropogenic climate change (Corti et al. 1999). Applying a detection and attribution framework is probably the best way to answer this question. During the last decades, important progress has been made on climate change detection and attribution (The International Ad Hoc detection and Attribution Group 2005). In particular, the role of anthropogenic greenhouse gases in the evolution of global temperature (Stott et al. 2001) is now well established. Other studies regarding global precipitation (Lambert et al. 2004) or mean sea level pressure (MSLP) in the North Atlantic sector (Gillett et al. 2003, Gillett et al. 2005) have also come to the conclusion of an impact of anthropogenic forcing on the evolution of these variables. A detection framework can also test whether or not a model has a realistic response to anthropogenic forcing for a particular variable, which is an important question in the context of climate change impact studies. Whereas the skills of regional climate models (RCM) or variable resolution atmospheric model are now sufficient to proceed to detection and attribution studies on temperature at the regional and even at the sub-regional scale (Spagnoli et al. 2002), the generally poor simulation of precipitation by these models may still be problematic for the detection of the the influence of anthropogenic forcing on regional precipitation.

The first objective of this work is to explore to what extent the atmospheric circulation explains the inter-annual variability and the trends in November-March precipitation in France. The atmospheric circulation will be described in terms of the occurrence frequency of a few WTs. The second objective is to test if the changes in WT occurrence frequency may be linked to anthropogenic forcing. After having introduced the data and model used in the study (section 2) and briefly described the main characteristics of winter precipitation in

France (section 3), we introduce a daily weather typing scheme, discriminant for precipitation in France (section 4). The relationships between the WTs and precipitation at the inter-annual level are investigated in section 5. The trends in precipitation and WT occurrence frequencies are studied in section 6. Section 7 is dedicated to a detection study of the impact of anthropogenic forcing on changes precipitation and WT occurrence frequency. Section 8 is dedicated to the question of the role of intra-type and thermodynamical changes on precipitation evolution. To finish, the main conclusions of the study are presented in section 9.

2. Data and Model

Weather typing is an efficient approach to study the relationship between Large Scale Circulation (LSC) and regional climate. It requires a LSC variable at the daily time step. Moreover, a long data set is necessary to draw robust conclusions. The newly available daily gridded mean sea level pressure (MSLP) data set from the European Community-funded European and North Atlantic daily to MULTidecadal climaTE variability (EMULATE) project is a great opportunity for this type of study. This data set (hereafter referred as EMSLP) covers the North Atlantic-European sector (70° W - 50° E, 25° - 70° N) with a 5° latitude by 5° longitude grid and extends back to 1850 (Ansell et al. 2006).

Daily precipitation observations come from the SQR (Série Quotidienne de Référence) Météo-France data set and the monthly series of precipitation and temperatures are from the SMR (Série Mensuelle de Référence) Météo-France data set (Moisselin et al. 2002). In the two data set the same stations are available (308 series for precipitation and 91 for temperature) from as early as 1873 for some stations. A specific data set is used at the monthly level as the monthly series have been homogenized (Mestre 2000). This procedure was intended to detect and correct homogeneity breaks and outliers due, among other causes, to changes in the location of station observations or changes of instrumentation. The monthly series thus constitute a high quality data set well adapted to studies of temporal variability and trends. Nevertheless, due the homogenization procedure requirements, the availability and quality of observations, an homogeneous spatial coverage of the French territory can not be performed for precipitation and this is a limitation of our study. A subset of 299 precipitation stations with no missing values for the 1900-2000 period is extracted. The domain chosen for MSLP (hereafter D1) and the localization of the French precipitation stations with the orography are shown in Figure 1. For precipitation over Europe, the CRU TS 2 monthly data set is used (Mitchell et al. 2004).

The global Atmospheric General Circulation Model (AGCM) used in this study is the variable resolution new version of the Météo-France Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) atmospheric model (Gibelin and Déqué 2003). The model uses semi-lagrangian advection and a two time-level discretization. Vertical discretization uses hybrid coordinates with 31 vertical levels. It has a T106 spectral truncation. The variable resolution allows one to increase the spectral and grid-point resolution over a given region of interest. In the present case, the center of the high-resolution region is located in the middle of the Mediterranean basin. The highest horizontal resolution is about 0.5° and remains fairly high over the entire North-Atlantic-European sector.

Four ensembles of six forced atmospheric simulations for the 1950-2000 period with dif-

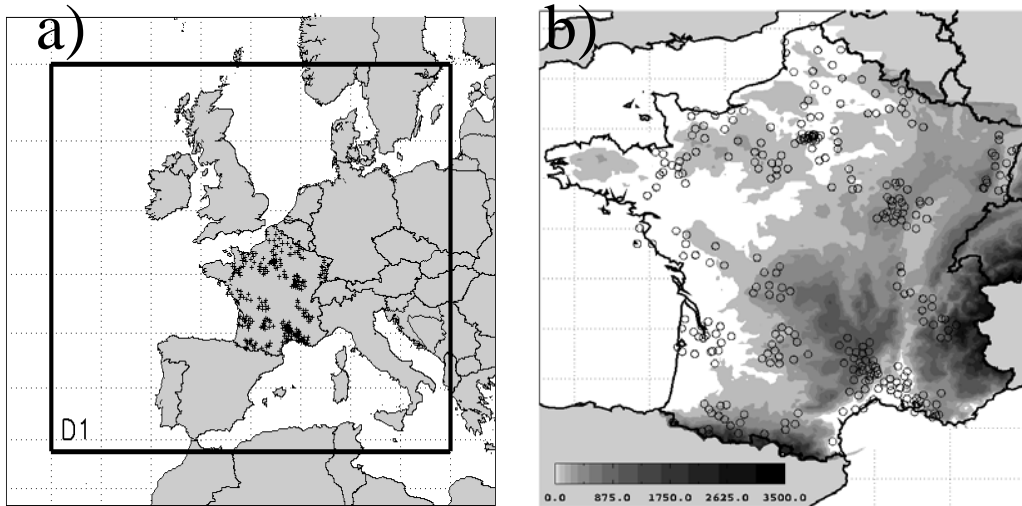


Figure 1: Domain for (a) MSLP (D1) and (b) precipitation stations with French relief (altitude in m)

ferent sets of forcing are used. In the first one, (S), the AGCM is forced by observed Sea Surface Temperature (SST, Smith and Reynolds 2004) alone (greenhouse gases (GHG) and sulfate aerosol (SUL) concentrations are kept constant at the 1950 level). In the second one, (SG), the model is forced by observed SST and GHG concentrations. In the third one, (SGS), the model is forced by observed SST, GHG and SUL concentrations. In the last one, (SGSN), natural forcing (solar and volcanic) are added to all the previous forcing.

As mentioned in the introduction, a main objective of this paper is to understand the causes of the large trends that are seen in winter precipitation over some areas of France. In the following sections, the analysis is focused on an extended winter season, from November to March. We use these two additional months in the analysis because the trends, circulation patterns and links between the circulation patterns and the regional climate during these months are coherent with those obtained during the traditional winter.

3. Precipitation characteristics

To begin, November-March precipitation properties in France are examined. Figure 2a and 2b depicts the mean and the standard deviation of November-March accumulated precipitation amounts, respectively. An important spatial variability exists, partially linked to the orography (already shown in Figure 1b). The amount of precipitation and its variability are smallest in the northwestern region. Some areas in the south and some stations in the north east exhibit large seasonal cumulated amount associated with a strong variability.

Figure 2c displays the trend in November-March precipitation in the 1951-2000 period relative to the 1900-2000 average. The associated p-values of the significance test (test of the slope parameter, von Storch and Zwiers 1999) are shown in Figure 2d. A north-south

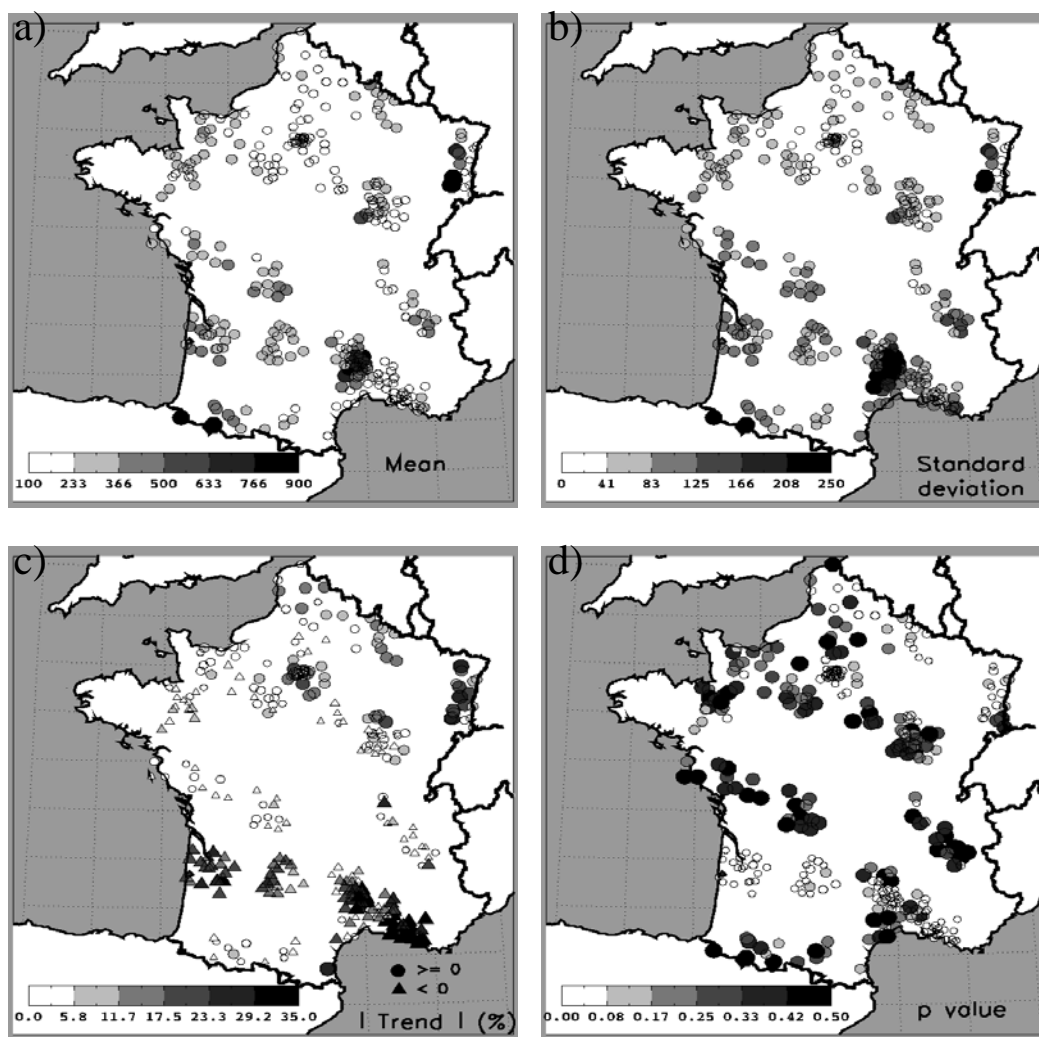


Figure 2: November-March accumulated precipitation amounts in the 1900-2000 period: (a) mean and (b) standard deviation; (c) 1951-2000 trend in the November-March accumulated precipitation amounts as a % of the 1900-2000 mean; (d) p-value of the significance test on the trends (see text).

contrast in the trends is observed, with significant positive trends in northern France and negative trends in the south. For many stations of the indented region in the south-eastern part of the country (Languedoc-Roussillon and Bouche du Rhône or LRB region in the following), very pronounced negative trends are seen, with decreases greater than 35% of the 1900-2000 mean for some stations. The null hypothesis of a zero trend cannot be rejected for all these stations, partly because of the strong inter-annual variability of precipitation in this area. It is nevertheless worth trying to understand the possible drivers of the trends in the LRB region as they are very pronounced and may have important impacts on water resources. These results can be considered in a more general context: Zhang et al. (1997) noted a general decline in winter precipitation in the northern Mediterranean Basin. Norrant and Douguédroit (2006) also noted decreasing trends in the 1950-2000 period over the Mediterranean area, especially during winter, although they are rarely significant. Corte-Real et al. (1998) and Trigo and DaCamara (2000) characterized a strong decline of precipitation in March over the Iberian Peninsula.

We are first interested in understanding to what extent the trends and in particular the north-south contrast can be explained by changes in the LSC.

4. Derivation of the WTs

To study the relationship between LSC and precipitation over France, a weather typing approach is followed for the November-March period. The WTs are derived using clustering analysis through the k-means automatic partitioning algorithm (Michelangeli et al. 1995). Plaut et al. (2001) showed that accounting for precipitation properties during the classification process gives WTs that are more discriminant for precipitation. In our case, a two variable state vector is used for the classification. The first ten Principal Components (PC) of MSLP and the first ten PC of the square root of French precipitation are concatenated, giving a state vector in a 20-dimensional space. The spatial domain used for MSLP (D1) and the localization of the precipitation stations have already been shown in Figure 1. A weighting of the state vector is applied in order to give the same weight to the first PC of MSLP and to the first PC of precipitation. The difference of weight between the first PC and the nine other PCs of each field is maintained, given their respective standard deviations. The k-means algorithm gives the centroids of the clusters in the 20-dimensional space, accounting for both MSLP and precipitation. As the objective is to obtain a final classification that only depends on the LSC, only the 10 coordinates of the centroids that correspond to MSLP are finally used to define the WTs. Each day is then reclassified to the nearest WT, in terms of Euclidean distance on MSLP. The major drawback of the k-means algorithm is that the number k of clusters must be chosen a priori. Different approaches are used to determine the optimal number k of clusters, but no consensus exists. Here, a test based on an inter/intra cluster variance ratio described in Straus and Molteni (2004) has been used, giving an optimal partition with eight clusters. The stability of the partition has been checked by repeating the cluster analysis with different initial seeds. The overall similarity of the different partitions obtained gives confidence in the robustness of the clusters. Figure 3 shows the composite MSLP anomalies of the days belonging to each WT and the ratio between mean precipitation for the days within the clusters and the global seasonal mean.

Figure 3 demonstrates that the WTs, although based on a low-resolution MSLP data set

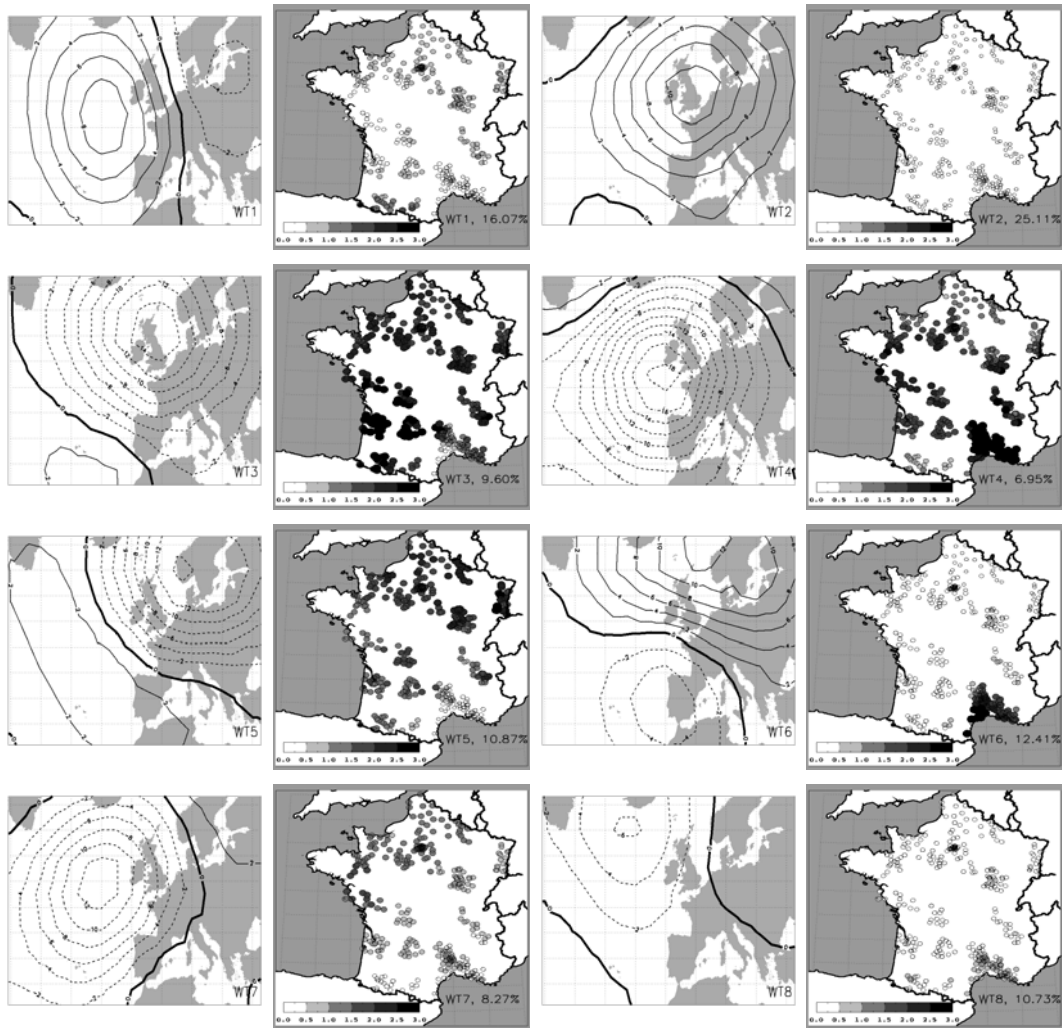


Figure 3: WTs and associated precipitation: MLSP composite anomaly of the days belonging to each WT (hPa, left) and ratio of the composite of seasonal average precipitation (no dimension, right). WT occurrence frequency is indicated on the precipitation map.

are efficient in discriminating localised precipitation patterns in France. WT2, the most frequent WT, a blocking-like pattern, is characterized by very dry conditions over the whole domain. WT3, WT4, WT5, although quite similar in terms of MSLP patterns with pronounced negative MSLP anomalies in the north of D1, have nevertheless different regional effects on precipitation. WT3 produces intense rainfall (three times more than the seasonal mean) over the whole territory except for some stations in the LRB region, whereas WT4 gives very intense precipitation in the LRB region but less in the extreme north and the Pyrenees (mountainous area located in southwestern France). WT5 is dry in all the LRB area and very wet in the north.

Precipitation in the LRB region exhibits a particular behavior, often different from the rest of the country. It is particularly evident for WT6, which is dry everywhere except in the LRB region. Moreover, very small-scale spatial variability exists in this area (visible for example for WT3 and WT5). This region is both influenced by flows from the Atlantic ocean and the Mediterranean sea and has a complex topography (see Figure 1). It is more or less protected from westerly and north-westerly flow (as for WT3 and WT5) by the Massif central -the mountainous area in the center of France- whereas southerly flows can produce intense rainfall (WT4 and WT6).

Although the WTs have been constructed to be especially discriminant for precipitation over France, they show similarities with circulation types used in other studies, as Trigo and DaCamara (2000) and Goodess and Jones (2002). For example, WT6 and WT4 are similar to the C and SW circulation types of these studies, respectively. Interestingly, Trigo and DaCamara (2000) linked the decreasing trend of rainfall over Portugal in March over the period 1946-1990 to the decreasing frequency of the C and SW circulation types (among others). Our results are also coherent with previous studies dedicated to rainfall over regions of France as Plaut et al. (2001) and Sanchez and Terray (2005).

5. Regression analysis

The relationships between WT occurrence frequency and the November-March precipitation are now studied at the inter-annual level. High linear correlations between the mean of November-March WT occurrence frequency and cumulative precipitation are obtained for some WTs (Figure 4; about -0.6 for WT2 everywhere, about 0.6 for WT5 in the north, for WT6 in the LRB region and for WT3 over the whole domain except the LRB region).

To explore to what extent the spatio-temporal variability of November-March precipitation can be explained by changes in WT occurrence frequency, a least-square multiple linear regression analysis is performed for each precipitation station. The November-March occurrence frequencies of the WT except WT8 are used as predictors whereas the predictand is the accumulated precipitation amount. WT8 is not used as predictor in the regression equation in order to avoid the problem of multicollinearity (von Storch and Zwiers 1999). As the link between precipitation and WT8 is weak, this choice does not result in a significant loss of information. Precipitation and WT occurrence frequency series are first filtered to remove sub-decadal fluctuations in order to avoid obtaining spurious results due to similar low-frequency trends. A running average with a 13 weights window (1/576[1-6-19-42-71-96-106-96-71-42-19-6-1]) is used. The low-pass filtered series are then removed from the original series and the regression equation is solved for the residual series. In order to assure

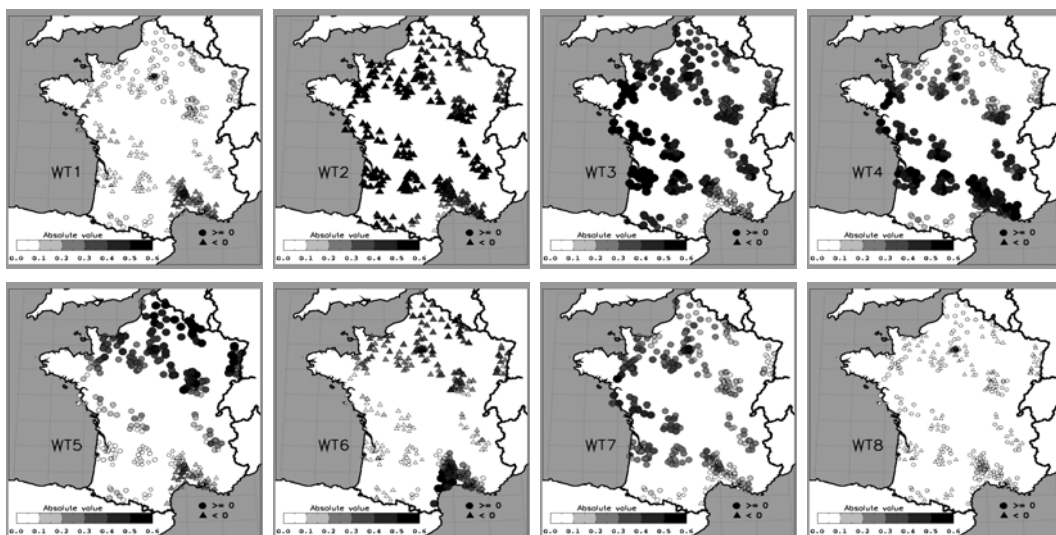


Figure 4: Linear correlation between November-March mean WT occurrence frequency and November-March accumulated precipitation amount. The color scale shows the absolute value of the correlation. The symbols give the sign of the correlation (circle for positive correlation and star for negative correlation)

the robustness of our model coefficients, we have applied a cross validation procedure. The correlation coefficient between the original and reconstructed series are displayed for three time periods for each station (Figure 5). A high correlation coefficient (around 0.80) is obtained over most of France except for some stations in the south, where it is between 0.4 and 0.6. In the LRB region and in the extreme north of the country greater correlations exist in the 1951-2000 period. The discrepancy between the two sub-periods may be explained by problems with regard to MSLP or precipitation series at the beginning of the period, or non-stationarity of the relationship between precipitation and the WTs. Note that the results are insensitive to the pre-processing filtering step. Using no filtering or removing a simple linear, quadratic or cubic trend before the regression analysis gives results that are quasi-identical to those shown in Figure 5. Therefore, for the following analyses, filtering is not applied. The WTs have been constructed to be especially discriminant for November-March precipitation over France. Nevertheless, given their spatial patterns, they could also be relevant for all of western Europe. To test this, similarly to Figure 5, Figure 6 displays the results of the cross-validation regression analysis over Europe using the CRU TS 2 data set for precipitation. Figure 6 demonstrates that the WTs are also discriminant for precipitation over a large part of western Europe (Spain, United Kingdom, Norway), whereas the skill of the regression model is more limited in the eastern part of the domain. Some of the conclusions of this study may therefore also be relevant for western Europe.

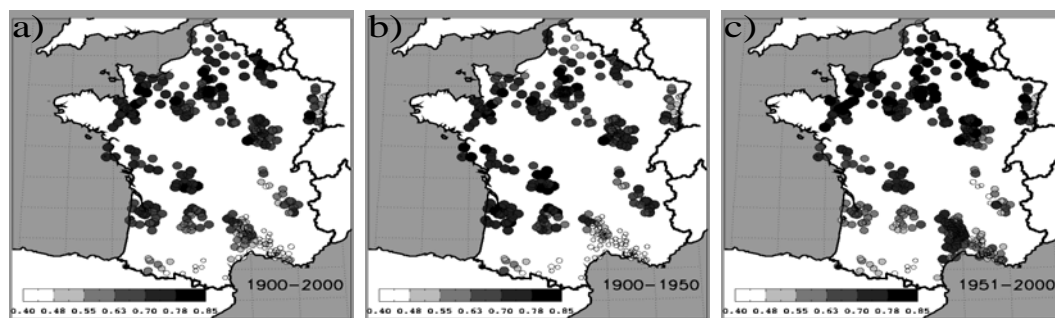


Figure 5: Linear correlations between reconstructed and observed precipitation for each station for three time periods: (a) 1900-2000, (b) 1900-1950, (c) 1951-2000.

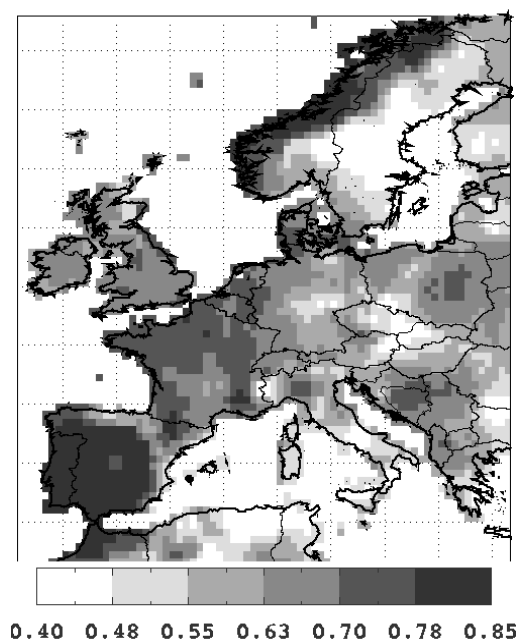


Figure 6: Linear correlations over the 1951-2000 period between reconstructed and observed precipitation over Europe (CRU TS 2 data set).

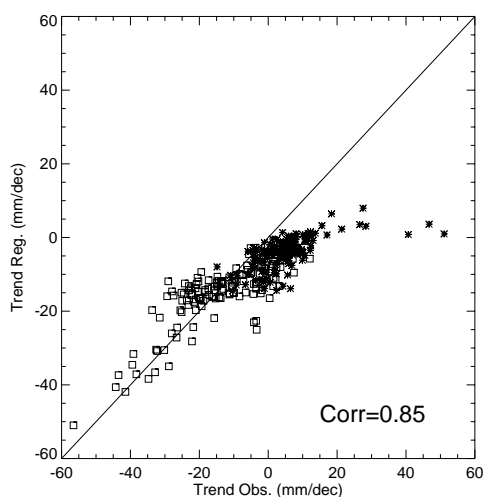


Figure 7: Observed versus reconstructed trends (mm per decade) in precipitation for the 1951-2000 period. The black line corresponds to the $y=x$ equation. The squares (stars) stand for the stations in the south (north), with a latitude lower (greater) than 46° N.

6. Trend analysis

Linear trends for the 1951-2000 period are computed on the series obtained by the regression analysis with WT occurrence frequencies as predictors, and are compared to the observed trends already shown in section 2 (Figure 7).

For the stations with strong negative trends (all located in the south, see Figure 3), a very good match is seen between the reconstructed and the observed values. For the stations with significant positive trends (located mainly in the north east) the reconstructed trends are under-estimated. The correlation between the map of observed and reconstructed trends is 0.85 indicating that the use of WTs gives a good representation of the spatial pattern of precipitation trends in France.

It is also tested if the low-frequency component in the precipitation series is correctly reproduced by the regression model. The low-pass filter already described in the previous section is used to extract the low-frequency component (corresponding roughly to decadal and greater variations) from the observed and reconstructed series. The two series are then correlated for each station. Results for the entire period and two sub-periods are displayed in Figure 8.

The simple linear regression model well captures the observed low-frequency variations of precipitation. However, in the 1951-2000 sub-period (Figure 8c), for some stations located in northeastern France a decrease of the correlations is seen. This is consistent with what has been previously found regarding the underestimation of trends in northeastern France in this period. To understand the changes in precipitation, the trends in WT occurrence frequency are computed for the 1951-2000 period (Figure 9). Some WTs exhibit large trends. The occurrence frequency of WTs that are positively correlated to precipitation in the LRB region all decreases (WT6, WT4 and WT3), whereas the WTs that become more frequent

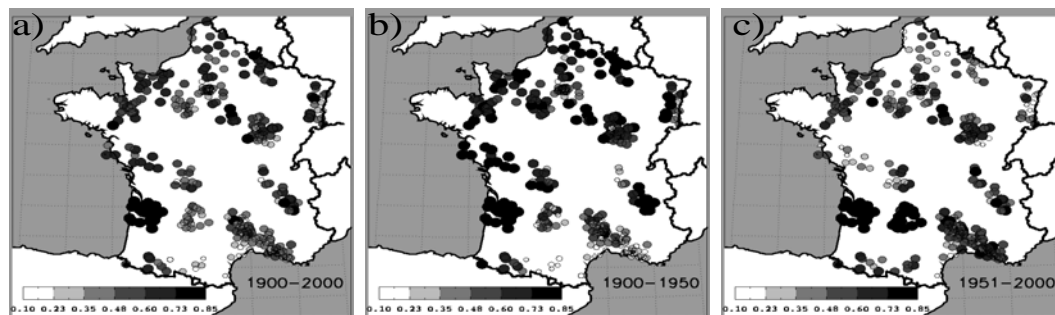


Figure 8: Linear correlations between low-pass filtered reconstructed and observed precipitation for each station for three periods: (a) 1900-2000, (b) 1900-1950, (c) 1951-2000.

are dry in the LRB region (WT1, WT5) but wet in the north (WT5 and WT1 to a lesser extent) or dry everywhere (WT2). For WT2, WT3, WT4 and WT5 the trends are significant at the 0.1 level (0.05 for WT3, WT4, WT5). The changes in WT occurrence frequency thus provide a good physical explanation for the trend pattern in precipitation, in particular the north-south contrast.

In accordance with previous studies in other western European countries (Goodess and Jones 2002, Trigo and DaCamara 1999) we have shown that an important part of the inter-annual variability in winter precipitation in France can be explained by the variability in the occurrence frequency of a few WTs. Moreover, an important part of the trends in precipitation in the second half of the twentieth century can also be explained by only considering the changes in WT occurrence frequency. However, as the changes in the WT occurrence frequency do not explain the full variability and trends in precipitation, it is important to find which other(s) mechanism(s) play a role. Additionally, can the modifications in WT occurrence frequency and the changes in precipitation be explained by intrinsic atmospheric variability alone, or does anthropogenic forcing play a role? This question is the object of the next section.

7. Detection of external influence on precipitation and WT occurrence frequencies

7a. Methodology

In this section we use an optimal detection methodology (Allen and Tett, 1999) to test whether or not anthropogenic forcing have played a role in the trends in precipitations over France and in the changes in WT occurrence frequency. The global variable resolution AGCM used in this study has a high resolution of about 60 km over France, and is thus suitable to study precipitation at regional and sub-regional scales. Moreover, as argued by Sexton et al. (2001), the noise is less in a forced AGCM approach than in a coupled ocean-atmosphere general circulation model approach, as the variations due to changing SSTs no longer contribute to climate noise. Detection may thus be facilitated for some variables. The main limitation of the forced framework is that the possible effects of changes in SST due to anthropogenic

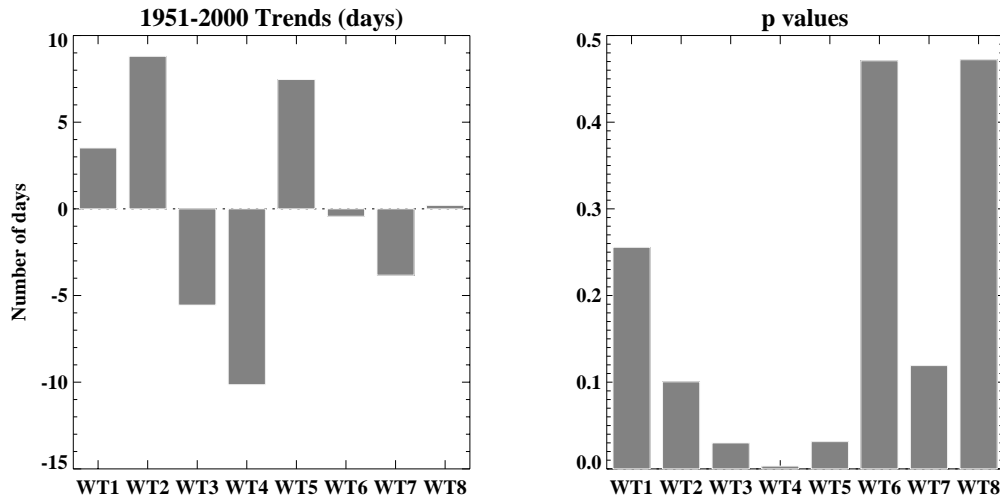


Figure 9: (a) 1951-2000 trends in November-March WT occurrence frequencies (difference from the 1900-2000 average in number of days), (b) p-value of the significance test of the slope parameter.

forcing on the atmosphere are not detectable as anthropogenic. The optimal detection algorithm used in this study is described in Allen and Tett (1999) and Tett et al. (2002) and briefly summarized in Appendix A. We focus on anthropogenic forcing only and do not try to separate GHG and SUL influences. Intra-ensemble variability from the four ensembles of six simulations described in section 2 is used to estimate the internal (or natural) variability. In the following analysis, the considered period is 1950-2000.

7b. Results

In a first time, the optimal detection algorithm is used to try to directly detect an anthropogenic influence on precipitation over France. The detection vector is first formed using the decadal means of November-March precipitation in France. The residuals of the regression do not satisfy the consistency test proposed by Allen and Tett (1999) at all truncations, suggesting a bias in model variability. Similar results are obtained for 50-year trends and 30-year trends as detection vectors. Thus, no conclusion can be drawn from the direct detection study on precipitation. Precipitation might be too poorly simulated by the model or other influences, not taken into account in our study might play a role.

In a second time, the optimal detection algorithm is used to try to detect an external influence on the WT occurrence frequency. First, the ability of the ARPEGE AGCM to correctly represent the mean occurrence frequency is tested. MSLP from the ARPEGE model is first projected on the EOF derived from the EMSLP data set. The resulting series are then used to classify each day of the model run as one of the eight WTs. As shown by Figure 10, the model well reproduces the mean WT occurrence frequencies. The spatial patterns of the WTs in ARPEGE are similar to those found in EMSLP (not shown, spatial correlation always greater than 0.90).

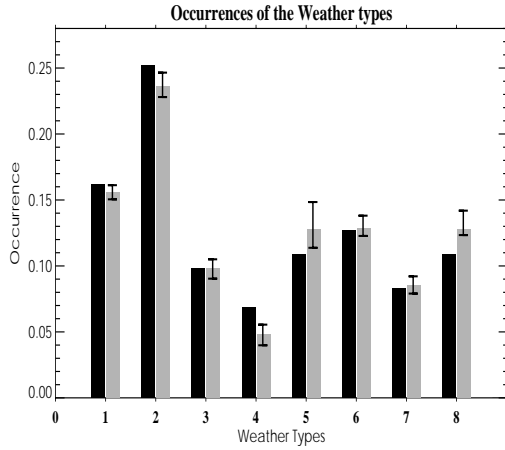


Figure 10: Mean WT occurrence frequencies for the 1951-2000 period. Black: Observation, Grey: Ensemble mean for the model (all forcings). The error bars indicate the minimum and the maximum value in the ensemble.

The five decadal means of the WT occurrence frequency in the 1950-2000 period are used as a detection vector. Under the hypothesis that the combined signal given by the SGS simulation is a linear combination of individual signal responses to SST and GHG plus SUL, it is possible to estimate the individual β coefficients from the (S) and (SGS) simulations (Stott et al. 2001, see Appendix B). Results of the detection for the SST and GHG plus SUL signals are shown in Figure 11. For the two signals, the detection is conclusive as the β coefficients are positive and the 1-D and 2-D confidence intervals exclude 0. The best estimates of the coefficients are greater than 1 in two cases but as the confidence ellipse includes the (1,1) point, the amplitude of the simulated signals is coherent with the observed amplitudes.

This result suggests that both observed SST and GHG plus SUL signals are consistent with the decadal evolution of WT occurrence frequency during the second half of the century. Given the results of the previous sections, it gives an indirect indication of the impact of SST and GHG plus SUL on precipitation over France. The biases in the links between the WTs and precipitation in the model may explain why the consistency test fails when the detection algorithm is applied to the decadal mean of precipitation and not when it is applied to the decadal mean of the WT occurrence frequency. Indeed, even if within the model the links between the WTs and precipitation are quite correctly reproduced (not shown), discrepancies still exist, for example in southeastern France. Nevertheless, it is important to note that concerning the trends in the 1950-2000 period, the contribution of GHG plus SUL is very limited: much of the signal is due to SST (not shown). The simulated trends in WT occurrence frequency have a much smaller amplitude than the observed. The SST signal explains 35%, 30%, 20% and 31% of the trends in WT2, WT3, WT4 and WT5 occurrence frequencies, respectively (for these WT, the observed trends are significant).

Note that given the experimental design, i.e. the forced atmospheric approach, the SST signal may both incorporate the effect of natural SST variability and the effect of anthropogenic forcing on SST. Barnett et al. (2001) have shown that the observed ocean heat-content

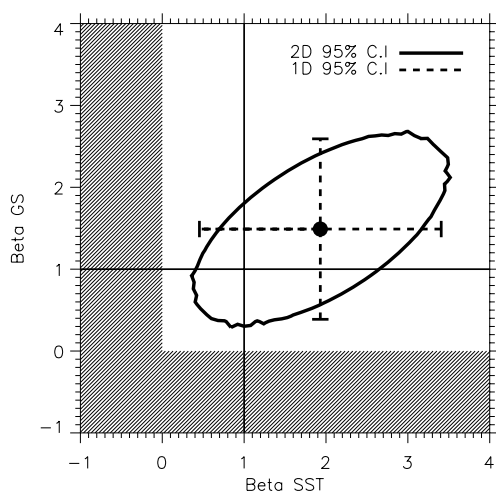


Figure 11: Results of the optimal detection. The ellipse contains 95% of the estimated distribution of the β coefficients for the SST and GHG plus sulfate aerosols signals. The ellipse is centered on the best estimate of the two β coefficients (filled black circle). The one dimensional confidence intervals at 95% of each β taken independently are shown by the horizontal and vertical dotted lines

changes are consistent with those expected from anthropogenic forcing. GHG plus SUL thus might have played an indirect role on the atmospheric circulation via its effect on SST. To go further, a coupled model approach should be followed. Given these results, it is not possible to affirm that anthropogenic forcing are responsible for the trends in WT occurrence frequency and precipitation.

8. Intra-type variability and link with precipitation

In section 5, a linear regression model relating the November-March WT occurrence frequency to the November-March accumulated precipitation amount was derived. This simple model captures an important part of the inter-annual variability of precipitation and the spatial pattern of precipitation trends during the second half of the twentieth century. Some discrepancies however exist with regard to the amplitude of the trends. In particular, the positive trends observed in northern France are greatly underestimated. The WT occurrence frequency does not explain all precipitation variability for two main reasons. First, regional precipitation is not totally explained by LSC. Quasi-identical synoptic situations may result in different precipitation intensity and pattern. Other processes are important, linked notably to the thermodynamic state of the atmosphere (stability, moisture availability etc.). Secondly, considering only the WT occurrence frequency is a useful yet very simplified representation of the complex atmospheric circulation of the middle latitudes. Even if a WT groups days with similar circulation patterns, a dynamical intra-type variability still exists. In this section, we try to better understand the mechanisms that could explain the part of

precipitation variability not linked to WT occurrence frequency and the discrepancies between the observed and reconstructed trends. However, given the lack of observations over a sufficiently long period for the many atmospheric variables required for a complete analysis only qualitative results can be given.

8a. Relationship between temperature and precipitation at the inter-annual level

Precipitation intensity is partly linked to the moisture availability in the atmosphere. As the water-holding capacity of the atmosphere is greater for higher temperatures, as expressed by the Clausius-Clapeyron equation, there is generally a strong relationship between temperature and humidity, depending on the effective source of humidity. A potential relationship between precipitation and temperature can thus be postulated. Given the increasing trends in temperature over France (not shown), this could explain the discrepancy between observed and dynamically reconstructed trends.

First, the covariability between precipitation and temperature over France at the inter-annual level is examined. As precipitation and temperature observations are not always available at the same location, for each precipitation station the nearest temperature station is examined. These distances are generally lower than 100 km (Figure 12a). The correlation between November-March precipitation and the nearest temperature station is plotted in Figure 12b. A north-south contrast is observed, with correlations generally greater than 0.35 and significant at the 0.01 level in the north and progressively decreasing southward, with near zero or even negative correlation in the extreme south of France.

The correlation between temperature and precipitation should nevertheless be noted with caution. Indeed, the WTs associated with intense precipitation in northern France (see Figure 3) correspond to westerly flow and thus to warm oceanic air advection in winter. The partial correlations between precipitation and temperature when removing the effect of WT occurrence frequencies are computed and compared to complete correlations (Figure 12c and 12d). The partial correlations are much weaker than the total correlations, with many stations exhibiting a zero or even negative partial correlation. The partial correlations are generally not significant at the 0.01 level. This analysis shows that a the major part of the covariability between precipitation and temperature in the twentieth century has a simple common cause, the LSC. Temperature thus does not provide important additional information regarding precipitation compared to WT occurrence frequency. At the inter-annual level, temperature is not a good secondary predictor of precipitation, when the WT occurrence frequency is already used. This nevertheless does not exclude a role of temperature in long-term precipitation changes in the global change context. For example, greater temperature could imply an increase of precipitation within some WTs. We will test in section 8c whether this hypothetical mechanism has played a role in precipitation changes during the second half of the twentieth century.

8b. Link between intra-type dynamical variability and precipitation

Here, intra-type dynamical variability is investigated only using MSLP based on the within-type distances to the centroid, as other dynamical variables are not available on the 1900-2000 period. We use the spatial covariance as a measure of similarity as it allows an easier physical interpretation. Indeed, the spatial covariance with the centroid well separates the days within a WT given the intensity of the MSLP anomaly for the given spatial pattern (not

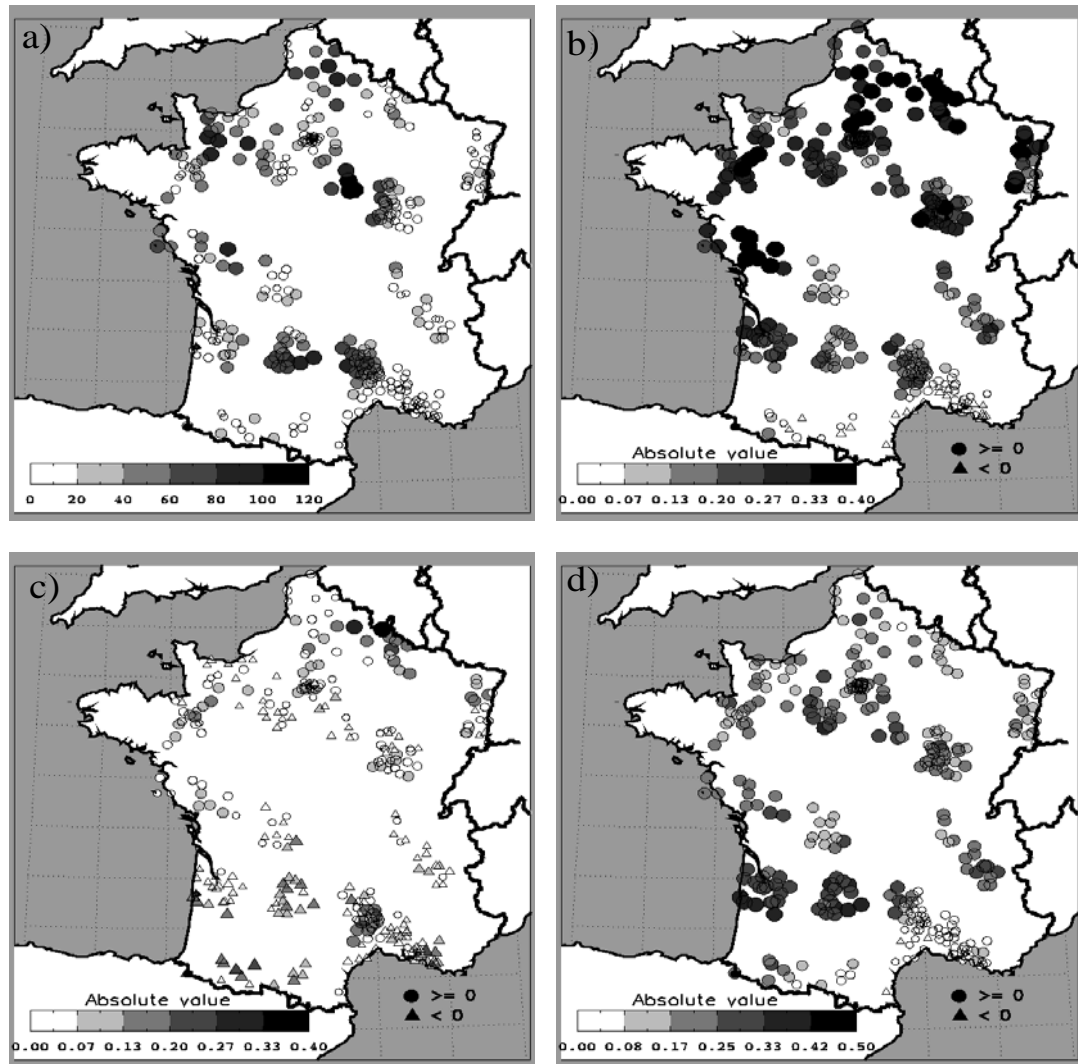


Figure 12: (a) Distance in kilometer to the nearest temperature station from each precipitation station. (b) November-March correlation between precipitation and temperature. (c) November-March partial correlation between precipitation and temperature when removing the effect of WT occurrence frequency. (d) Difference between correlation and partial correlation.

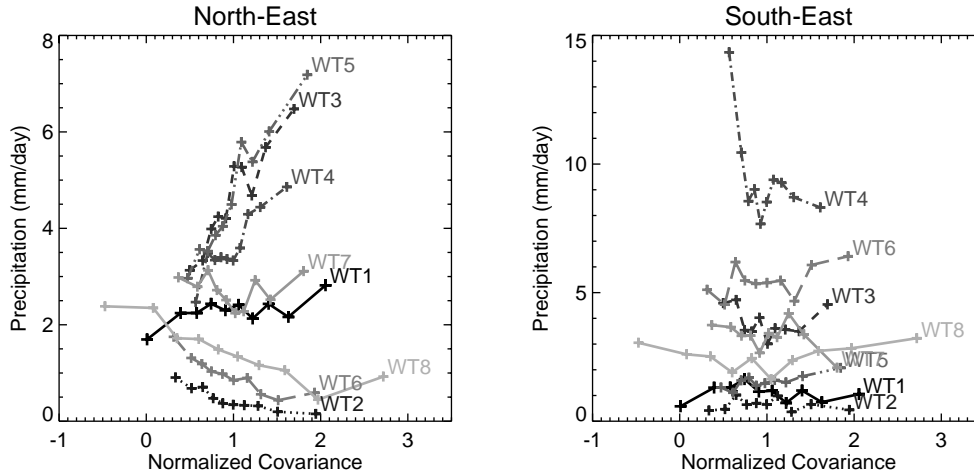


Figure 13: Mean intra-type precipitation given the covariance with the centroid of the WT: binned average of precipitation over ten equally-populated classes of covariances. (a) northeastern precipitation, (b) LRB region precipitation

shown).

Figure 13 illustrates how the intra-type variability of precipitation may be partly linked to intra-type dynamical variability. For the sake of simplicity, only two precipitation series are considered here: averaged precipitation in the LRB region (zone of strong decreasing trends) and averaged precipitation in the north east (longitude greater than 0° east and latitude greater than 47° north, which is the zone of strong increasing trends). First, within each WT, the spatial covariance between the MSLP of each day that belongs to the WT and the centroid are computed. Then, the covariances are classified into ten equally-populated bins. Finally, the mean covariance and the mean precipitation within each bin are computed. Results are encapsulated in Figure 13. The link between the covariances with the WT centroid and the precipitation amount in the LRB region is very limited. Except for WT4, no clear relation can be deduced. On the contrary, with regard to northeastern precipitation, strong quasi-linear relationships are observed between the covariance and the precipitation intensity for a majority of WTs. For WT5, WT3 and WT4, which are responsible for the greater part of precipitation amount in this area, an increase of the covariance corresponds to a deepening of the negative associated MSLP anomalies (not shown), which is related to an increase of precipitation, as physically expected. Precipitation amounts are multiplied by a factor of two or three between the extreme bins. On the contrary, for WT2, WT6 and WT8, which are dry, the increase of the covariance is associated with stronger high pressures (in Europe for WT2, in northern Europe for WT6 and in eastern Europe for WT8) which corresponds to a decrease of northeastern precipitation (division by roughly a factor 2 between the two extreme bins). For WT5 and WT3, the within-type covariance with the centroid exhibits a positive significant trend, which is consistent with an increase of precipitation in northeastern France (not shown). Within-pattern dynamical changes during the second-half of the twentieth century may thus have played a role regarding northeastern precipitation changes.

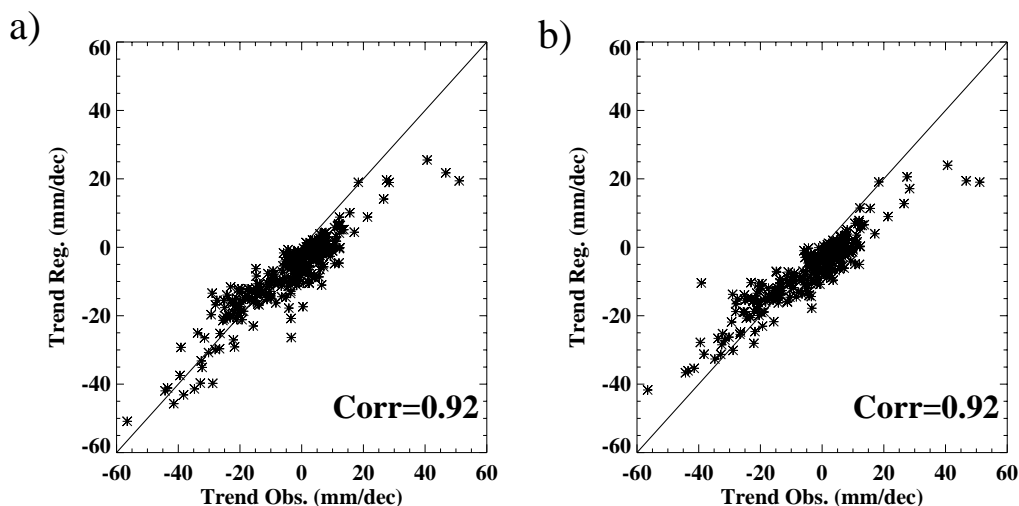


Figure 14: Observed vs. reconstructed by regression linear trends (mm per decade) in precipitation for the 1951-2000 period. The black line corresponds to the equation $y=x$. (a) WT occurrence frequency and covariances as predictors, (b) WT occurrence frequency, covariances and temperature as predictors.

8c. Link with precipitation trends

The possible influence of intra-type dynamical and temperature changes on precipitation trends are now tested. As previously, multiple linear regressions are used to reconstruct November-March accumulated precipitation amounts over the 1900-2000 period. The trends are then computed for the 1951-2000 period. In the first case, the mean November-March covariances with the centroids are used as additional predictors for November-March WT occurrence frequency. In order to limit the number of predictors, only the four most relevant WTs are kept in the analysis. WT3, WT4, WT5, WT6 are chosen as they have the strongest links with precipitation. The second case is identical, except that temperature is used as additional predictor. The results are displayed in Figure 14.

At the inter-annual level, the explained variance of November-March precipitation by the regression model is increased by 10% in the first case. As expected, the additional use of temperature in the second case does not result in a notable increase of the explained variance. A clear amelioration of the reconstructed trends is noted in the first case (Figure 14a, to compare to Figure 7). In particular, the positive trends are less underestimated. The spatial pattern of reconstructed trends matches very well the observed one, with a spatial correlation of 0.92 (0.85 previously). With regard to the additional use of temperature as predictor (Figure 14b), no clear amelioration is seen.

Intra-type changes are of second order compared to inter-type modifications. However, taking into account within-type dynamical changes, even partially by considering the similarity with the WT centroid, clearly improves the realism of trends in reconstructed precipitation. No effect of temperature is discernible.

9. Summary and conclusion

A long daily MSLP data set has been used to derive eight WTs discriminant for winter (November-March) precipitation over France. The links between precipitation and the WTs have been studied for the whole twentieth century at different time scales. The “optimal detection algorithm” of Allen and Tett (1999) has been used to detect a possible anthropogenic influence on the decadal evolution of precipitation and of WT occurrence frequency. Changes in precipitation that are not linked to changes in WT occurrence frequency have also been studied. The main conclusions are listed below: (1) The LSC (WT occurrence frequency) explains an important part of precipitation inter-annual variability in France. (2) The changes in WT occurrence frequencies well explain the spatial pattern of trends in precipitation during the second half of the twentieth century, with an increase (decrease) of precipitation in northern France (southern France), respectively. However, the changes in WT occurrence frequency are not sufficient to explain the magnitude of precipitation trends in the north. (3) Although both SST and anthropogenic GHG plus SUL emissions may have played a role in the decadal evolution of WT occurrence frequencies during the second half of the century, the role of GHG plus SUL in the trends is very limited. (4) Changes in SST explain a part of the trends in WT occurrence frequency. (5) Temperature change does not seem to have played a role in precipitation change during the 1951-2000 period. (6) Intra-type circulation changes, have played a role on precipitation changes, in particular in northeastern France, although intra-type changes are of second order compared to inter-type changes.

The detection study demonstrates that the variable resolution version of the ARPEGE model has a realistic dynamical response to SST and anthropogenic forcing in the European sector. Given the strong relationship between regional climate and LSC, it provides the confidence in the regional climate change scenarios simulated by this model and their suitability for statistical downscaling. The relevance of the weather typing approach to derive high resolution information about precipitation changes over France has been demonstrated. Considering only inter-type changes is however not sufficient to capture the whole climate change signal, in agreement with some previous results (e.g. Wilby et al. 2004). Considering intra-type changes based on the distances to the WTs may be useful in this context.

APPENDIXES

A - Optimal Detection Algorithm

A complete description of the algorithm is presented in Allen and Tett (1999) and Tett et al. (2002). Here, only a concise description is given. Optimal detection is a form of multivariate regression. The vector of observations y is represented as a linear combination of a number of model-predicted vector signals x_i and intrinsic internal atmospheric variability u :

$$y = \sum_i \beta_i x_i + u \quad (1)$$

β is estimated with the Best Linear Unbiased Estimator (BLUE). This algorithm is said optimal as a signal-to-noise optimization is applied. Higher weighting is given to the region of phase space where the signal is dominant over noise due to natural variability and conversely. The optimization maximizes the chances of a successful outcome. Firstly, it is checked if the

linear model provides a plausible representation of the observations by testing whether or not the residual u is consistent with the intrinsic internal atmospheric variability. A different estimation of the intrinsic internal atmospheric variability is then used to estimate the uncertainty in the β coefficients. In the two cases, the intrinsic internal atmospheric variability is estimated by the model as the length of the observations is not sufficient to provide a robust estimate. A second problem with observations is that they may incorporate the anthropogenic signal. A signal is said to be detected when the associated β coefficient is found to be positive and inconsistent with zero. A β consistent with 1 means that the amplitude of the signal is correctly estimated by the model, whereas a β greater (smaller) than 1 means that the signal is underestimated (overestimated) in the model.

In our case, intra-ensemble variability is used to estimate internal variability. The ensemble mean is removed from the 6 members for each ensemble of simulations. All the obtained vectors are concatenated together and ten year overlapping segments are oversampled to increase the sample size. Two segments of equal length are then used to provide the two independent estimations of natural variability. Tett et al. (1999) note that when the different signals are too similar, the input signals are degenerated. This may lead to unrobust regression results, and compromise the detection. They propose three simple tests for signal degeneracy. Given these tests, only two signals can be studied simultaneously in our case. The study is therefore focused on SST and GHG plus SUL signals.

Under the hypothesis that the combined signal given by the (SGS) simulation is a linear combination of individual signal responses to SST and GHG plus SUL, it is possible to estimate the individual β coefficients (Stott et al. 2001). The best estimate of pure SST effect β_{SST} and GHG plus SUL effects β_{GS} are given by:

$$\beta_{SST} = \beta_S + \beta_{SGS} \quad (2)$$

$$\beta_{GS} = \beta_{SGS} \quad (3)$$

where the subscript S stands for the (S) simulations (forced by SST), and SGS for the (SGS) simulations (forced by SST,GHG plus SUL).

Acknowledgement This work was supported by the European Community via the sixth framework program ENSEMBLES project under Contract GOCE-CT-2003-505539 and by the French DISCENDO and RIVAGES research projects. Thanks are expressed to the EMULATE project participants for providing the North Atlantic mean sea level pressure data. Some statistical calculations of this study have been performed with Statpack, developed by P. Terray (IPSL/LOCEAN). The authors would like to thank C. Cassou and J. Najac for stimulating discussion about this work and D. Stone and M. Allen for providing the optimal detection package.

References

- Allen, M. R. and S. F. B. Tett, 1999: Checking for model consistency in optimal fingerprinting. *Climate Dyn.*, **15**, 419–434.
- Ansell, T. J., P. D. Jones, R. J. Allan, D. Lister, D. E. Parker, M. Brunet, A. Moberg, J. Jacobeit, P. Brohan, N. A. Rayner, E. Aguilar, H. Alexandersson, M. Barriendos,

- T. Brandsma, N. J. Cox, P. M. Della-Marta, A. Drebs, D. Founda, F. Gerstengarbe, K. Hickey, T. Jónsson, J. Luterbacher, . Nordli, H. Oesterle, M. Petrakis, A. Philipp, M. J. Rodwell, O. Saladie, J. Sigro, V. Slonosky, L. Srnec, V. Swail, A. M. Garca-Surez, H. Tuomenvirta, X. Wang, H. Wanner, P. Werner, D. Wheeler, and E. Xoplaki, 2006: Daily mean sea level pressure reconstructions for the European - North Atlantic Region for the period 1850-2003. *J. Climate*, 19, 2717–2742, doi: 10.1175/JCLI3775.1.
- Barnett, T. P., D. W. Pierce, and R. Schnur, 2001: Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science*, 292, 270–274.
- Corte-Real, J., B. Qian, and H. Xu, 1998: Regional climate change in Portugal: Precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation. *Int.J.Climatol.*, 18, 619–635.
- Corti, S., F. Molteni, and T. N. Palmer, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, 398, 799–802.
- Fowler, H. J. and C. G. Kilsby, 2002: A weather-type approach to analysing water resource drought in the Yorkshire region from 1881 to 1998. *J. Hydrol.*, 262, 177–192.
- Gibelin, A. L. and M. Déqué, 2003: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dyn.*, 20, 327–339.
- Gillett, N. P., R. J. Allan, and T. J. Ansell, 2005: Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Let.*, 32, L19714, doi:10.1029/2005GL023640.
- Gillett, N. P., F. W. Zwiers, A. J. Weaver, and P. A. Stott, 2003: Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, 422, 292–294.
- Goodess, C. M. and P. D. Jones, 2002: Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *Int.J.Climatol.*, 22, 1593–1615.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the north atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- Lambert, F. H., P. A. Stott, M. R. Allen, and M. A. Palmer, 2004: Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophys. Res. Let.*, 31, L10203, doi:10.1029/2004GL019545.
- Mestre, O., 2000: *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques*. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier (Toulouse III).
- Michelangeli, P.-A., R. Vautard, and B. Legras, 1995: Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. *J. Atmosph. Sci.*, 52(8), 1237–1256.
- Mitchell, T. D., T. R. Carter, P. D. Jones, M. Hulme, and M. New, 2004: A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). Technical Report Technical Report Tyndall Working Paper 55, Tyndall Centre for Climate Change Research, UEA.

- Moisselin, J.-M., M. Schneider, C. Canellas, and O. Mestre, 2002: Changements climatiques en France au 20^{ème} siècle. étude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures. *La Météorologie*, **38**, 45–56.
- Norrant, C. and A. Douguédroit, 2006: Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000). *Theo. and App. Clim.*, **83**, 89–106.
- Paredes, D., R. M. Trigo, R. Garcia-Herrera, and I. F. Trigo, 2006: Understanding precipitation changes in Iberia in early Spring: weather typing and storm-tracking approaches. *J. Hydromet.*, **7**, 101–113.
- Plaut, G., E. Schuepbach, and M. Doctor, 2001: Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971–1995. *Clim. Res.*, **17**, 285–302.
- Sanchez-Gomez, E. and L. Terray, 2005: Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes. *Geophys. Res. Let.*, **32**, L24711 doi:10.1029/2005GL023990.
- Sexton, D. H. M., D. P. Rowell, C. K. Folland, and D. J. Karoly, 2001: Detection of anthropogenic climate change using an atmospheric GCM. *Climate Dyn.*, **17**, 669–685.
- Smith, T. M. and R. W. Reynolds, 2004: Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). *J. Climate*, **17**, 2466–2477.
- Spagnoli, B., S. Planton, M. Déqué, O. Mestre, and J.-M. Moisselin, 2002: Detecting climate change at regional scale: The case of France. *Geophys. Res. Let.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014619.
- Stephenson, D. B., V. Pavan, and R. Bojariu, 2000: Is the North Atlantic Oscillation a random walk? *Int.J.Climatol.*, **20**, 1–18.
- Stott, P. A., S. F. B. Tett, G. S. Jones, M. R. Allen, W. J. Ingram, and J. F. B. Mitchell, 2001: Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Climate Dyn.*, **17**, 1–21.
- Straus, D. M. and F. Molteni, 2004: Circulation regimes and SST forcings: Results from large GCM ensembles. *J. Climate*, **17**(8), 1641–1656.
- Terray, L., M.-E. Demory, M. Déqué, G. de Coetlogon, and E. Maisonnavé, 2004: Simulation of late-twenty-first-century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J. Climate*, **17**(24), 4630–4635.
- Tett, S. F. B., G. S. Jones, P. A. Stott, D. C. Hill, J. F. B. Mitchell, M. R. Allen, W. J. Ingram, T. C. Johns, C. E. Johnson, A. Jones, D. L. Roberts, D. M. H. Sexton, and M. J. Woodage, 2002: Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res.*, **107**(D16), doi:10.1029/2000JD000028.
- The International Ad Hoc detection and Attribution Group, 2005: Detecting and attributing external influences on the climate system: a review of recent advances. *J. Climate*, **18**, 1291–1314.

- Trigo, R. M. and C. C. DaCamara, 2000: Circulation weather types and their impact on the precipitation regime in Portugal. *Int.J.Climatol.*, 20, 1559–1581.**
- von Storch, H. and F. W. Zwiers, 1999: *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University press, Cambridge, 484 pp.**
- Wilby, R. L., S. P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, and L. O. Mearns, 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>.**
- Xoplaki, E., J. F. Gonzalez-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner, 2004: Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trend. *Climate Dyn.*, 23, 63–78.**
- Zhang, X., X. L. Wang, and J. Corte-Real, 1997: On the relationship between daily circulation patterns and precipitation in Portugal. *J. Geophys. Res.*, 102, 13, 13495–13507.**

5.2.3 Discussion supplémentaire

Cet article montre le rôle important des variations de la CAGE sur la variabilité des précipitations en France que ce soit à l'échelle de temps inter-annuelle ou multi-décennale. Ce résultat est important pour la suite de cette thèse. Nous avons vu dans la partie introductive qu'un prérequis à l'étude des modifications du changement climatique sur le cycle hydrologique était de disposer de scénarios climatiques à haute résolution, que les modèles climatiques globaux ne sont pas capables de fournir.

Les résultats de cet article montrent qu'il est possible d'utiliser les liens existant entre la CAGE et le climat régional pour dériver des scénarios régionaux à haute résolution de la CAGE simulée par des modèles climatiques globaux. Cette approche nommée désagrégation statistique (Mearns et al., 1999 ; Wilby et al., 2004) part de l'idée qu'alors que les modèles climatiques basse résolution ne sont pas capables de simuler correctement les processus climatiques locaux, en raison notamment de leur mauvaise représentation du relief, ils simulent de façon correcte la CAGE. Dans ce type d'approche, les liens entre le climat local et la CAGE sont au préalable établis à partir d'observations (ou de réanalyse pour la CAGE). Ensuite, la CAGE simulée par les modèles basse résolution permet, à partir des liens entre le climat local et la CAGE établis sur les observations, de reconstituer des scénarios climatiques régionaux à haute résolution. Compte tenu des forts liens démontrés dans cet article entre les précipitations sur la France et la CAGE, aussi bien à l'échelle de temps journalière, qu'inter-annuelle ou multi-décennale, nous voyons que cette approche de désagrégation statistique peut être fructueuse pour le problème qui nous concerne. Un certain nombre d'hypothèses sous-tend cette approche, nous y reviendrons dans la prochaine partie.

De plus, l'étude de détection présentée dans cet article montre que le modèle atmosphérique utilisé (ARPEGE climat à résolution variable) a une réponse cohérente par rapport aux observations au forçage par les TSO, GES et aérosols sulfatés pour ce qui concerne l'évolution des types de temps. Ce résultat est intéressant dans le cadre de la réalisation de scénarios régionaux par désagrégation statistique en utilisant ce modèle.

5.2.4 Le cas de l'été

Nous ne ferons pas ici une analyse complète des précipitations en été (JJA) comme nous l'avons fait pour l'hiver : nous présenterons simplement quelques résultats intéressants.

Pour ce qui est des tendances sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, l'été est caractérisé par une diminution des précipitations sur la plupart des stations françaises (Figure 5.1). Néanmoins, quelques augmentations localisées existent, en particulier sur le sud-ouest. La structure spatiale des tendances n'est pas claire, un bruit important existe, avec des variations d'intensité importantes, voire des changements de signe, à très petite échelle. Les tendances estivales sont rarement significatives (deux stations uniquement avec des tendances significatives à 0.01).

Sans passer par une analyse en type de temps, un moyen simple de quantifier les liens

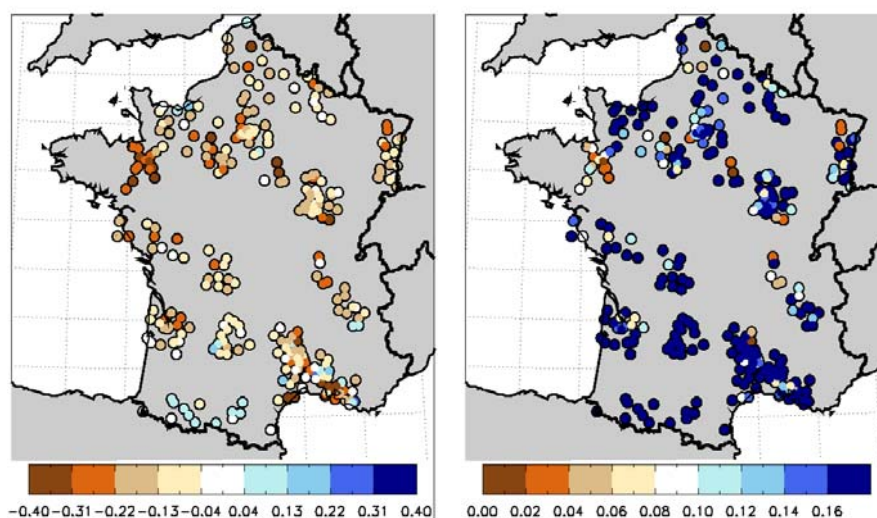


FIG. 5.1: (gauche) Tendances relatives des précipitations françaises estivales sur la période 1951-2000. (droite) p-value du test de significativité de la tendance (test du paramètre de pente)). Jeu de données : SMR (voir article de la section 5.2.2).

entre la circulation atmosphérique de grande échelle et le climat régional est la méthode des analogues (Zorita et al., 1995). Nous utilisons ici comme variable d'analogie la PSL du jeu de données EMULATE déjà introduit dans l'article de la section 5.2.2. Le domaine spatial est aussi identique.

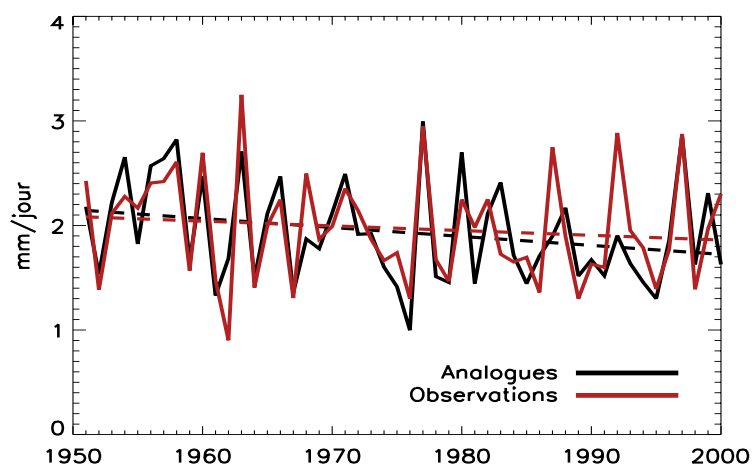


FIG. 5.2: Moyennes spatiales des précipitations françaises estivales sur la période 1951-2000 observées et reconstruites par la méthode des analogues. Les traits pontillés sont les tendances linéaires. La diminution sur la période est de 12% pour les précipitations observées et de 16% pour les précipitations reconstruites.

Pour un jour J dont on connaît la champ de PSL, on cherche dans la base d'observations l'analogue, c'est à dire le jour avec le champ de PSL le plus proche (en terme de distance euclidienne ici). On exclut les 15 jours précédents et les 15 jours suivants le jour J pour éviter d'obtenir des résultats à la qualité artificielle. On attribue ensuite au jour J les valeurs des précipitations sur la France du jour analogue (le jeu de donnée SQR décrit dans la section 5.2.2 est utilisé ici). On reconstruit ainsi par la méthode des analogues les précipitations sur la France sur la période 1951-2000 en été.

La Figure 5.2 présente la moyenne spatiale des précipitations observées et reconstruites par la méthode des analogues. La corrélation temporelle est de 0.76 sachant que la moyenne spatiale des corrélations temporelles calculées à chaque station individuellement est proche de 0.5. Ces valeurs sont plus faibles que celles montrées en hiver dans l'article. C'est un résultat connu : les liens entre CAGE et précipitations sont en général plus faibles aux moyennes latitudes en été, notamment en raison de la fréquente nature convective des événements pluvieux. Néanmoins, la variabilité basse fréquence et notamment la tendance négative des précipitations observées se retrouvent dans les précipitations reconstruites (en un peu plus forte). A l'échelle du territoire, la diminution des précipitations constatée en été sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle semble donc avoir une origine dynamique, comme cela a été montré précédemment pour l'hiver.

Synthèse

• Objectif

L'objectif principal de cette partie est de présenter l'état moyen et la variabilité du cycle hydrologique sur la France dans le climat présent, ainsi que de décrire certains mécanismes associés.

• Méthodes

~> En raison du manque d'observations ou de leur qualité insatisfaisante, la modélisation est indispensable pour étudier le cycle hydrologique de façon cohérente dans son ensemble. Nous utilisons ici le modèle hydro-météorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU.

~> Pour les précipitations, la qualité des observations disponibles permet une étude plus poussée. Une approche basée sur une classification en type de temps nous permet d'étudier les liens entre précipitations et circulation atmosphérique de grande échelle.

• Résultats

~> Le système SIM fournit une représentation réaliste du cycle hydrologique sur les grands bassins versant français.

~> Le cycle saisonnier des précipitations est faible sur les grands bassins versant français et le cycle saisonnier de l'évaporation contrôle dans une large mesure celui des débits. En hiver et au printemps, l'évaporation est principalement contrôlée par l'énergie radiative disponible en surface. Cette dernière étant faible en hiver, l'évaporation est limitée et le ruissellement total est important. Au cours du printemps, l'évaporation croît rapidement en raison de l'augmentation de l'énergie radiative disponible en surface, et du développement de l'activité de la végétation. En outre, de l'eau est encore largement disponible dans le sol, en raison du stockage qui a eu lieu au cours de l'hiver et de l'automne précédents. L'évaporation peut d'ailleurs ainsi être supérieure aux précipitations. En réponse à l'évaporation, le réservoir d'eau du sol diminue peu à peu au cours du printemps. Au début de l'été, l'eau disponible dans le sol devient un facteur limitant de l'évaporation et la contrôle dans une large mesure. Les débits sont minimums au cours de l'été. A partir de la fin du printemps l'évaporation diminue peu à peu en raison du manque d'eau dans les sols puis de la diminution de l'énergie radiative disponible et de la diminution de l'activité de la végétation, ce qui permet au stock d'eau du sol de se reconstituer au cours de l'automne et au ruissellement d'augmenter. Pour la Garonne et surtout le Rhône, la neige vient compliquer ce schéma. Ainsi, la fonte des neiges provoque un pic secondaire de ruissellement à la fin du printemps.

Synthèse

↪ Des tendances intéressantes dans le cadre du changement global sont vues sur la période 1970-2005 pour l'évaporation et l'humidité des sols. L'évaporation augmente ainsi en hiver et au printemps en raison de la tendance positive de l'énergie radiative disponible, pour diminuer brutalement au début de l'été en raison de la diminution de l'humidité des sols. Ces changements sont cohérents avec ceux que l'on pourrait attendre du changement climatique, même si rien ne permet de le démontrer rigoureusement. En outre, ces résultats sont issus de la modélisation, et il n'existe pas d'observations de l'évaporation et de l'humidité des sols pour les confirmer.

↪ Le concept de type de temps est utile pour décrire la circulation atmosphérique de grande échelle et étudier la variabilité des précipitations. Les variations de la circulation atmosphérique de grande échelle expliquent ainsi une part majeure de la variabilité inter-annuelle des précipitations hivernales en France, mais aussi de leurs tendances sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle (structure dipolaire, avec une augmentation des précipitations au nord et une diminution au sud).

↪ En été, la part des précipitations expliquée par la circulation atmosphérique de grande échelle est plus faible qu'en hiver. Néanmoins, la circulation explique aussi une part importante de la variabilité basse-fréquence des précipitations estivales à l'échelle de la France, notamment la tendance négative quasi-généralisée.

Troisième partie
Méthodes de désagrégation

Chapitre 6

Désagrégation d'échelle : théorie et généralités

6.1 Problématique

D'une façon générale, l'étude des impacts du changement climatique sur un système donné (hydrologique, agricole, écologique, etc.) repose sur l'utilisation d'un modèle d'impact simulant le fonctionnement du système en réponse à un forçage météorologique. Il est ainsi nécessaire de disposer de projections de l'évolution des variables météorologiques de forçage aux échelles spatiales et temporelles compatibles avec le modèle d'impact.

L'outil premier pour étudier l'évolution du climat sous forçage anthropique est le MCGOA, couplant à l'heure actuelle le plus souvent un modèle d'atmosphère, de sol, d'océan et de banquise. Ce type de système, très complexe et coûteux en temps de calcul ne peut actuellement tourner qu'à des résolutions spatiales limitées. Alors qu'à l'heure actuelle, la résolution typique de la composante atmosphérique d'un MCGOA est de l'ordre de 250 km, les modèles d'impact nécessitent la plupart du temps des informations climatiques d'entrée à une échelle spatiale très fine, souvent inférieure à la dizaine de kilomètres, des informations ponctuelles pouvant même s'avérer parfois nécessaires.

Le climat peut varier à des échelles spatiales très fines, en fonction notamment des caractéristiques physiographiques. L'usage des sols, la topographie, les contrastes terre-mer des régions côtières ou insulaires jouent ainsi un rôle majeur dans la détermination du climat local. Or, les modèles d'impact modélisant en général des processus se déroulant à une échelle spatiale fine (ruissellement sur un bassin versant, végétation sur un massif montagneux, rendement agricole sur une unité de culture etc), sont souvent très sensibles à ces variations de petite échelle du climat.

La faible résolution des MCGOA comparée à celle nécessaire aux modèles d'impact pose plusieurs problèmes. Tout d'abord, une variable considérée sur une maille de 250 km de côté ou en un point (résultant d'une observation par exemple), sont deux entités physiques différentes, n'ayant pas forcément les mêmes propriétés. De façon plus

problématique, les phénomènes physiques se déroulant à une échelle spatiale inférieure à la maille du modèle ne peuvent pas être physiquement résolus selon les lois fondamentales de la physique : ils doivent être paramétrisés. La représentation imparfaite de ces phénomènes par les paramétrisations peut résulter en des biais importants, en particulier à l'échelle régionale : par exemple, la convection implique des échelles spatiales très fines et joue un rôle important sur les précipitations.

Le dernier problème est probablement le plus important. Le climat régional peut être vu schématiquement comme résultant de l'interaction d'un état atmosphérique de grande échelle et de contraintes physiographiques locales (von Storch, 1995, 1999). Or, un MC-GOA ne peut pas actuellement décrire finement les caractéristiques physiographiques locales. Par exemple, à une résolution spatiale de 250 km, le Massif Central et les Pyrénées n'existent pour ainsi dire pas, et les Alpes -aux altitudes fortement sous-estimées- sont repoussées vers l'Europe centrale (nous reviendrons là-dessus avec la Figure 7.2). Cette mauvaise représentation du relief a nécessairement un impact sur les climats régionaux simulés à l'échelle de la France.

Une étape déterminante de la plupart des études d'impact du changement climatique consiste donc à utiliser l'information climatique contenue dans les scénarios globaux à basse résolution pour dériver les scénarios régionaux à haute résolution nécessaires pour forcer le modèle d'impact. On parle aussi de désagrégation. La Figure 6.1 illustre cette problématique.

Pour notre étude particulière, la désagrégation constitue une étape cruciale. La France a des caractéristiques physiographiques particulièrement complexes, avec de nombreux reliefs et régions côtières. Les précipitations, variables majeures du cycle hydrologique, sont parmi les variables les plus difficiles à modéliser et donc les plus biaisées, les paramétrisations et la représentation du relief ayant un fort impact sur elles. Pour finir, simuler correctement les débits d'un cours d'eau de l'échelle relativement petite des rivières et fleuves français (la problématique serait peut être différente si on étudiait l'Amazonie, le Nil ou le Yangtsé) nécessite une représentation à une échelle spatiale fine des variables météorologiques .

Une étude des impacts du changement climatique débute souvent par le choix d'une méthode de désagrégation . Une vaste "zoologie" de méthodes existe, dont nous allons maintenant brosser le rapide tableau. Les méthodes de désagrégation sont traditionnellement classées en deux grande familles : désagrégation dynamique et désagrégation statistique (Mearns *et al.* , 1999). Nous reprendrons dans un premier temps ce classement, même si, comme nous le verrons par la suite, cette distinction est parfois artificielle.

6.2 Désagrégation statistique

La "sagesse populaire" telle qu'exprimée par les proverbes météorologiques a inconsciemment souvent recours à la désagrégation statistique. Ce dicton en cours dans le nord

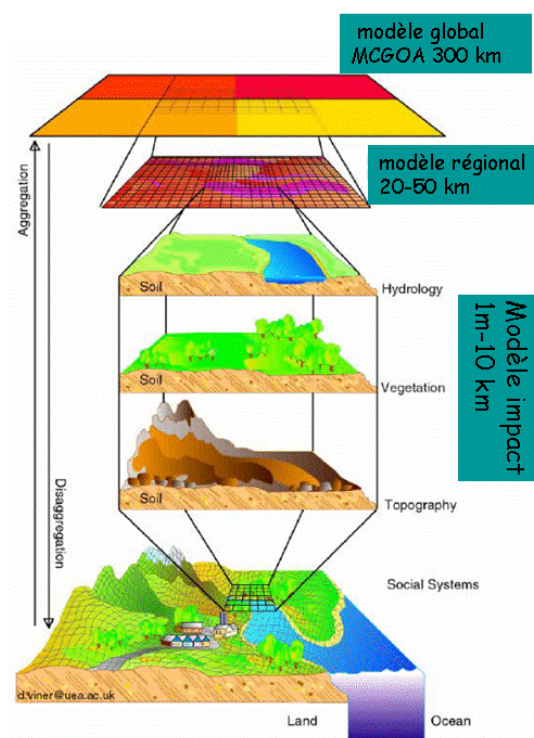


FIG. 6.1: La problématique de la désagrégation . Source : *Climate Research Unit, University of East Anglia*.

du Lauragais est un exemple parmi d'autres : “Si le vent d'autan se lève la nuit, il pleuvra avant le matin” (soit, en version originale : “Auta de nech passo pas lou puech”). On en trouve aussi une variante en Gascogne “Vent d’Autan, pluie demain”. Ce dicton est fondé sur une analogie, née de l’observation. Il relie un état atmosphérique de grande échelle -ou plus exactement ici sa traduction observable, le vent d’Autan- à une caractéristique du climat local, la pluie (dans le Lauragais, ou en Gascogne). La désagrégation statistique repose ainsi sur l’idée que le climat régional est conditionné par deux facteurs : l’état climatique de grande échelle et des propriétés physiographiques locales, telles que la topographie, l’usage des sols, les contrastes terre/mer (von Storch, 1995,1999). Suivant cette idée, un modèle statistique reliant une ou des variables caractérisant l’état de l’atmosphère à grande échelle (variables prédictives) aux variables climatiques locales ou régionales (ou variables prédites) est bâti en se basant sur des observations (ou pseudo-observations comme les réanalyses par exemple, pour la grande échelle). On parle d’“apprentissage”. Ce modèle statistique est ensuite utilisé pour dériver les variables climatiques régionales à partir de la grande échelle simulée par un modèle climatique basse résolution.

D’un point de vue scientifique, la pertinence du dicton cité précédemment peut être sujette à caution (même si après vérification rapide, il s’avère en partie juste). Ce proverbe est fondé sur la mémoire humaine, limitée. Il peut souffrir de la médiocrité de l’observation ou bien la zone d’observation n’est pas la mieux choisie. Le vent de surface

n'est peut être pas la variable de CAGE la mieux adaptée, mais c'est la seule facilement accessible aux sens humains. Ces remarques indiquent les étapes et les éléments importants de la construction d'une méthode de désagrégation statistique : nécessité de disposer d'un jeu d'observation fiable le plus long possible pour l'apprentissage, choix de la zone géographique la plus pertinente, du ou des prédicteurs les mieux adaptés au problème...

La désagrégation statistique repose sur trois grandes hypothèses qu'il est important de garder en mémoire.

- Les prédicteurs sont des variables appropriées pour le problème étudié (climat régional/local), leur lien avec le climat régional est fort, la zone sur laquelle on les considère est pertinente. Les prédicteurs sont simulés de façon réaliste par les modèles climatiques à l'échelle où on les considère. Cette dernière hypothèse est très importante : l'utilisation d'un grand nombre de prédicteurs élaborés est tentante car cela permet souvent d'augmenter les performances du modèle de désagrégation statistique (MDS) sur la période d'apprentissage. Néanmoins, au final, si ces prédicteurs, tels que simulés par un modèle climatique, ne sont pas fiables, les projections climatiques régionales seront faussées.

- Le modèle statistique entre variable(s) prédictive(s) et prédite(s) établi et validé pour le climat présent, donc dans les bornes du climat observé, reste valable dans le climat perturbé par les forçages anthropiques. Cette hypothèse de stationnarité constitue le talon d'Achille de la désagrégation statistique car elle ne peut pas être vérifiée ou invalidée formellement (pas avant en tout cas que la période simulée ait réellement eu lieu, c'est à dire souvent à une échéance de 50 à 100 ans ...). Idéalement, les données observées devraient couvrir une large palette de conditions climatiques incluant les modifications futures des prédicteurs climatiques. En pratique, la période où l'on peut disposer d'observations de qualité suffisante dans le passé est trop courte pour que cela soit réalisé. Parallèlement, il est aussi utile de valider la méthode de désagrégation sur la reproduction de la variabilité basse fréquence observée car cette dernière peut être vue comme une sorte de "changement climatique naturel" (Zorita et von Storch, 1999). Pour finir, il est certain qu'utiliser une méthode de désagrégation statistique qui repose sur une bonne compréhension physique des phénomènes en jeu est un grand avantage pour pouvoir justifier l'hypothèse de stationnarité.

- Les prédicteurs doivent représenter le signal du changement climatique. Par exemple pour le climat présent la circulation atmosphérique peut être un bon et suffisant prédicteur de la température de surface régionale. Néanmoins dans le climat futur, le changement de température ne sera selon toute vraisemblance pas dominé par les changements associés à la dynamique, mais plutôt par les changements radiatifs liés à l'augmentation de la concentration en GES. En l'absence de prédicteurs portant ce signal radiatif, le MDS ne sera donc pas adapté au climat futur.

6.2.1 Les méthodes de désagrégation statistique

Un grand nombre de méthodes de downscaling statistique existent, que l'on peut néanmoins grossièrement classer en trois grandes familles. Nous nous inspirons ici largement de la revue de Wilby *et al.* (2004), sans entrer dans les détails. Nous insisterons ici plus particulièrement sur le premier type de méthode (classification en type de temps-analogues) car c'est celui-là que nous utiliserons par la suite.

• Classification en type de temps - Analogues

La méthode des analogues est probablement la méthode de désagrégation statistique la plus intuitive. Elle se base sur l'idée que les mêmes causes (en terme de CAGE) produisent les mêmes effets (pour le climat régional). Pour connaître la valeur de la variable à prédire pour un jour donné connaissant la CAGE associée, on recherche dans une archive climatique le jour avec le pattern de circulation atmosphérique le plus proche. Introduite par Lorenz en 1969 pour étudier la prévisibilité atmosphérique, son utilisation dans le cadre de la désagrégation est plus récente (Zorita *et al.*, 1995 ; Martin *et al.*, 1997 ; Timbal, 2004) . La méthode des analogues est à la fois simple et performante (Zorita *et von Storch*, 1999) et constitue donc un bon "benchmark" lorsqu'on développe une nouvelle méthode de désagrégation statistique. Son inconvénient majeur est d'être une méthode de type "boîte noire" : il est difficile d'expliquer en termes physiques les mécanismes en jeu sans recourir à des analyses plus approfondies.

Une autre possibilité consiste à regrouper les jours observés en un nombre fini de types de temps discrets, selon la similarité de leur situation synoptique. Des outils de classification automatique comme l'algorithme du k-means sont en général utilisés pour définir les types de temps (Michelangeli *et al.*, 1995 ; Zhang *et al.*, 1997 ; Corte-Real *et al.*, 1999). Ensuite, les propriétés du climat régional sont assignées en fonction de l'appartenance de la circulation d'un jour donné à tel ou tel type de temps, par rééchantillonnage par exemple.

Une troisième approche consiste à classifier l'occurrence spatiale des précipitations en utilisant un modèle de Markov caché (Hughes *et al.*, 1999). Ce type de modèle implique un double processus stochastique : un processus stochastique représentant la séquence des observations (comme l'occurrence des précipitations dans un réseau spatial) est conditionné par un processus stochastique caché (celui des types de temps, non connu). Les états atmosphériques évoluent selon une chaîne de Markov à l'ordre un. Dans le cadre du changement climatique, on utilise des modèles de Markov cachés non-homogènes dans lesquels les probabilités de transition entre les états atmosphériques cachés sont conditionnées par des prédicteurs atmosphériques et donc varient dans le temps. On peut ainsi prendre en compte la variabilité basse fréquence due aux forçages atmosphériques externes.

L'avantage des méthodes basées sur les types de temps, c'est leur puissance explicative, car les types de temps traduisent simplement les liens physiques existants entre la CAGE et le climat sensible régional. Elles peuvent être utilisées dans de nombreuses applications différentes, et peuvent la plupart du temps traiter simplement les problèmes multivariés et

spatiaux. Par contre, elles nécessitent une tâche de classification supplémentaire, pouvant être complexe. De plus, si une méthode basée sur des types de temps utilise uniquement des prédictors dynamiques, elle risque d'être partiellement insensible au signal du changement climatique. Il peut aussi y avoir des changements dynamiques à l'intérieur même des types de temps : il est donc souvent nécessaire de les prendre en compte (Wilby et al., 2004).

- **Régression**

Etablir un modèle de régression (au sens large) est un moyen simple de relier linéairement ou non-linéairement les variables locales aux prédictors de grande échelle. De nombreuses méthodes de ce type sont décrites dans la littérature : régression linéaire multiple (Murphy, 1999), analyse des corrélations canoniques (von Storch et al., 1993) pour les méthodes linéaires, réseau de neurones (Crane et Hewitson, 1998) ou algorithme génétique (Liu et al., 2007) par exemple pour des approches non-linéaires.

Les méthodes de désagrégation basées sur la régression permettent souvent d'obtenir les meilleures corrélations entre variables observées et reconstituées (en mode validation), mais sous-estiment en général la variance temporelle. Des méthodes d'inflation de la variance consistant à multiplier la série reconstituée par un facteur ad-hoc afin de lui donner la même variance que la série originale observée, tout en maintenant la corrélation, sont souvent utilisées (Huth, 1999). Néanmoins cette approche n'est pas satisfaisante (von Storch, 1999). Von Storch propose à la place une méthode alternative, conceptuellement juste, de "randomization", consistant à obtenir la variance manquante dans les séries reconstituées en ajoutant du bruit. Cette méthode fait chuter les corrélations entre variables observées et reconstituées et elle reste peu utilisée.

Des difficultés existent avec les méthodes de régression pour maintenir la cohérence entre de multiples variables climatiques locales. Les méthodes de régression pures sont, de fait, rarement utilisées dans le cadre de problèmes de désagrégation multi-variés.

- **Générateur de temps**

Un générateur de temps est un modèle statistique visant à produire des séries temporelles respectant les propriétés statistiques de la variable climatique locale considérée, sans chercher néanmoins à en reproduire la séquence observée (Wilks et Wilby, 1999). L'occurrence des précipitations est représentée à l'aide de processus markoviens. Les variables secondaires comme la quantité de pluie, la température sont en général modélisées comme étant conditionnées par l'occurrence des précipitations. Dans le cadre de la désagrégation statistique, les générateurs de temps sont en plus conditionnés par des prédictors atmosphériques de grande échelle.

Le principal problème des générateurs de temps est qu'ils sous-estiment généralement la variabilité temporelle à basse fréquence des précipitations (Mearns et al., 1996), ce problème venant d'un "conditionnement" insuffisant du générateur à l'état climatique de grande échelle. De plus, dans le cas où de nombreuses variables spatialement distribuées doivent être désagrégées, l'approche par générateur de temps devient très complexe en

raison de la modélisation des dépendances statistiques spatiales et inter-variables. Les générateurs de temps se révèlent par contre très utiles pour faire de la désagrégation temporelle, de précipitations mensuelles vers des précipitations journalières ou de précipitations journalières vers des échelles de temps plus courtes. (Kilsby et al., 1998)

6.3 Désagrégation dynamique

La désagrégation des forçages climatiques s'avère nécessaire pour étudier les impacts du changement climatique en raison de la faible résolution des modèles climatiques couplés, découlant du coût numérique de ces modèles. Un moyen de résoudre ce problème est d'augmenter la résolution du modèle atmosphérique, en l'utilisant seul, sans couplage avec un modèle d'océan. Le modèle atmosphérique est alors forcé par les TSO provenant d'un MCGOA. Cette approche est encore très coûteuse en temps de calcul. Pour faire face à ce problème, il est possible d'augmenter la résolution du modèle atmosphérique uniquement sur la zone d'intérêt et de la dégrader progressivement à mesure qu'on s'en éloigne. On parle de modèle à résolution variable (Gibelin et Déqué, 2003). La dernière possibilité consiste à utiliser un modèle atmosphérique à haute résolution sur une zone unique, géographiquement limitée. Il doit alors être forcé à ses frontières (atmosphériques sur toute la verticale et océaniques) par les sorties d'un modèle climatique couplé basse résolution (Giorgi et al., 1990). On parle de modèles à aire limitée. Parmi les trois approches mentionnées, cette dernière est la plus utilisée en raison de son plus faible coût numérique, même si elle est plus compliquée à mettre en place en raison du forçage par les conditions aux limites latérales. On appellera par la suite modèles climatiques régionaux (MCR) aussi bien les modèles à résolution variable que les modèles à aire limitée.

La résolution typique actuelle d'un modèle à aire limitée ou d'un modèle à résolution variable sur sa zone de haute résolution est de l'ordre de 50 km. Cette résolution n'est pas toujours satisfaisante dans le cadre d'études d'impact. La représentation de la variabilité sous-maille peut s'avérer nécessaire et des techniques statistiques complémentaires de spatialisations doivent alors être mises en œuvre (Onibon et al., 2004). Nous ne traiterons pas de cet aspect du travail de désagrégation dans notre thèse, car il ne s'avère pas indispensable à nos objectifs.

D'autre part, l'augmentation de la résolution du modèle ne résout pas tous les problèmes. Notamment, les problèmes liés aux paramétrisations existent encore, et des biais importants à l'échelle régionale subsistent, notamment pour les précipitations. Si le modèle d'impact a un comportement linéaire, les biais résultant du forçage atmosphérique vont s'annuler lorsqu'on fera la différence [futur-présent] des simulations d'impact. L'hypothèse de linéarité du modèle d'impact est en général difficile à accepter. Ainsi, corriger les biais des MCRs est une étape indispensable pour étudier les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique (Wood et al., 2004). Une fonction de correction est ainsi construite pour le climat présent en comparant variables simulées et observées, puis utilisée

pour corriger le scénario climatique régional. Différentes méthodes de correction de biais, plus ou moins complexes existent. Déqué (2007) présente une classification des différentes méthodes possibles que nous reprenons ici.

- **La méthode de la confiance** consiste à ne pas appliquer de correction, soit que le MCR soit considéré comme non biaisé, soit que le modèle d'impact ait un comportement linéaire. Cette méthode n'est pas satisfaisante pour étudier le cycle hydrologique : les biais des MCR sont en général importants pour les variables d'intérêt, et les processus du cycle hydrologique ne sont pas linéaires.

- **La méthode du delta** consiste à superposer le changement climatologique moyen simulé par un MCR aux observations. Les observations doivent donc être au pas de temps et à la résolution spatiale nécessaires au modèle d'impact. En pratique, la résolution du modèle climatique n'a pas besoin d'être proche de celle du modèle d'impact et un modèle basse résolution peut même suffire. Ce n'est néanmoins guère satisfaisant d'un point de vue théorique. Cette méthode suppose implicitement que la variabilité et la distribution statistique restent inchangées dans le climat futur et donc que le changement climatique se traduit uniquement par un décalage de la moyenne. Cette méthode ne permet pas d'étudier les impacts liés au changement de variabilité, qui peuvent pourtant être très importants. De plus, un changement de moyenne des variables d'impact peut très bien résulter du simple changement de variabilité des variables de forçage dans un modèle d'impact non linéaire. Cette méthode à la fois simple à mettre en œuvre et robuste est la plus utilisée à l'heure actuelle. Elle a notamment été utilisée dans les études citées dans la première partie sur divers bassins versant français.

- **La méthode du débiaisage** consiste à calculer le biais moyen du MCR en comparant une simulation de référence aux observations, puis à le retrancher au scénario climatique. Cette méthode ne nécessite pas d'observations à haute fréquence temporelle : une climatologie suffit. Par contre, les sorties du MCR doivent ensuite être amenées à la résolution du modèle d'impact. Cette méthode prend en compte le changement de variabilité dans le climat futur, mais fait l'hypothèse implicite que la variabilité et la distribution statistique venant du MCR sont non-biaisées.

- **Les méthodes de correction fonctionnelle** généralisent la méthode précédente. Une fonction de correction plus ou moins complexe est construite en se basant sur les observations, puis appliquée aux scénarios climatiques. Les méthodes de régression, d'analyse en corrélation canonique dont on a parlé dans la partie sur la désagrégation statistique peuvent être incluses dans cette catégorie.

Nous considérerons par la suite le cas particulier de la correction quantile/quantile (transformation empirique de Panofsky et Brier, 1968) : il s'agit de corriger toute la distribution statistique de la variable quantile par quantile étant donné le biais pour chaque quantile établi sur le climat présent. Wood et al. (2004) l'utilisent à l'échelle mensuelle dans une problématique similaire à la notre. Cette méthode est aussi employée dans Déqué et al. (2007) dans un autre contexte.

- **Les méthodes de rééchantillonnage conditionnel** utilisent les valeurs observées pour construire le scénario régional en fonction de prédicteurs de grande échelle issus d'un

MCR. La méthode des analogues ou celle de classification en types de temps décrite dans la partie sur la désagrégation statistique fait partie de cette famille. Ce type de méthode est nécessaire lorsque les variables dont a besoin le modèle d'impact sont trop mal simulées par le MCR. Elle permet aussi de maintenir la cohérence spatiale et les cohérences physiques après correction entre les différentes variables nécessaires au modèle d'impact, ce qui est souvent difficile avec les autres méthodes. La limitation majeure est que dans le scénario climatique, aucune valeur supérieure ou inférieure à celles observées dans le climat actuel ne peut être atteinte. Notons néanmoins que toutes les méthodes de correction établissent leur fonction de correction à partir des observations, et donc dans les bornes du climat observé, avant de l'appliquer au climat futur. Une certaine limitation pour les valeurs extrêmes existe donc dans tous les cas.

Les méthodes de correction de biais n'exigent pas toutes de recourir à un MCR (par exemple méthode de rééchantillonnage conditionnel). La distinction entre correction de biais pour désagrégation dynamique et désagrégation statistique est donc en partie arbitraire, d'autant plus que toutes les méthodes de désagrégation statistique citées précédemment peuvent aussi bien être utilisées avec les prédicteurs provenant d'un MCR. Qu'il s'agisse de désagrégation statistique ou de désagrégation dynamique avec correction de biais, il s'agit à la fois de corriger des biais et une différence de résolution (les deux pouvant en partie être liés). Dans le cas de la désagrégation dynamique les deux étapes sont séparées alors que pour la désagrégation statistique les deux étapes se font en même temps. La Figure 6.2 résume de façon générale les différentes étapes d'une étude des impacts du changement climatique classique que ce soit dans le cadre de la désagrégation statistique ou de la désagrégation dynamique.

6.3.1 Avantages et inconvénients des deux approches

Les deux approches que nous avons décrites dans ce chapitre -dynamique et statistique- présentent à la fois des points forts et des points faibles qu'il est important d'avoir en tête avant de se décider pour l'une ou l'autre. De plus, le choix de la méthode ne dépend pas uniquement de considérations scientifiques, car de nombreuses contraintes "matérielles" peuvent peser sur celui-ci : temps et puissance de calcul disponible, disponibilité d'observations, type du modèle d'impact utilisé...

- **Disponibilité d'observations**

Une contrainte majeure de la désagrégation statistique est la nécessité de disposer de données observées de bonne qualité, aux échelles spatiales et temporelles compatibles avec le modèle d'impact. Ainsi, pour de nombreuses zones du globe, la désagrégation statistique ne peut pas être utilisée. A l'inverse, dans l'absolu, le downscaling dynamique ne nécessite pas de disposer d'observations. Néanmoins, dès que l'on souhaite utiliser une méthode de correction de biais, -ce qui s'avère presque toujours nécessaire en pratique- les observations deviennent aussi indispensables avec l'approche dynamique.

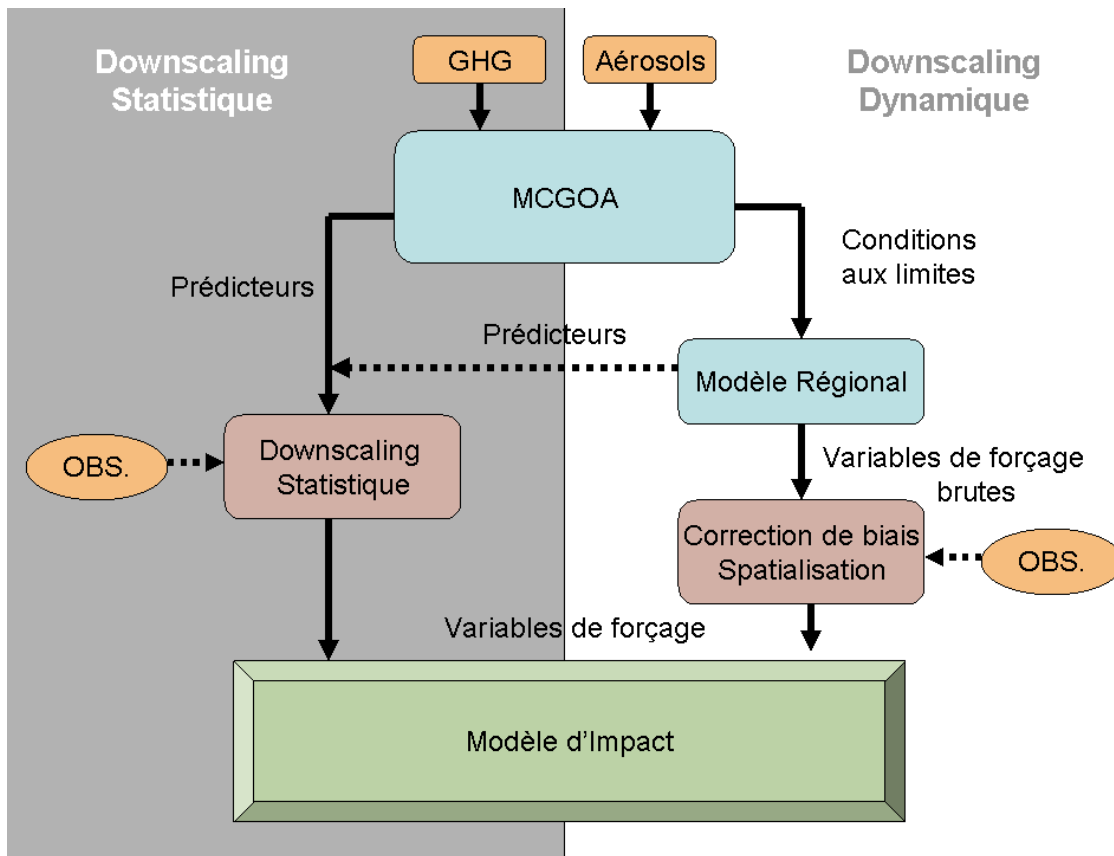


FIG. 6.2: Les différentes étapes d'une étude des impacts du changement climatique.

- **Résolution spatiale requise**

La désagrégation statistique n'a aucune limite quant à la résolution des variables climatiques qu'elle peut fournir ou plus exactement la seule limite est celle des observations qu'on utilise pour bâtir le MDS. L'approche dynamique est limitée par la résolution du MCR. Une interpolation à plus petite échelle est possible, mais la variabilité sous-maille n'existera pas, à moins d'employer des techniques spécifiques de spatialisation compliquant encore la tâche.

- **Difficulté de mise en place et coût numérique**

La désagrégation statistique demande un travail préalable important afin de comprendre les mécanismes physiques reliant la CAGE et le climat régional, et ensuite de les traduire statistiquement. Une fois la méthode de désagrégation statistique établie, elle peut par contre être utilisée simplement pour régionaliser un grand nombre de scénarios climatiques, le coût de calcul restant très limité. Le travail préalable effectué pour construire le MDS peut en outre s'avérer très utile pour l'analyse fine des mécanismes physiques du climat régional et de leurs changements. A l'inverse, la désagrégation dynamique est particulièrement coûteuse en temps de calcul, ce qui constitue sa principale limitation. En

effet, pour qu'une étude d'impact du changement climatique puisse être réellement utile aux décideurs, il est indispensable de prendre en compte les (nombreuses) incertitudes en jeu (Wilby et al., 2006 et voir la section 3.3 de la première partie). Comme par exemple Rowell (2006) le montre, le modèle climatique basse résolution servant à forcer le MCR est une source d'incertitude majeure. Il faut alors utiliser une approche multi-modèles (ou des approches alternatives comme par exemple la physique perturbée (Murphy et al., 2004)) pour pouvoir échantillonner ces incertitudes. On est ainsi amené à devoir régionaliser un grand nombre de scénarios climatiques basse résolution. De ce point de vue, le recours à la désagrégation statistique est bien plus adapté.

• Hypothèse(s) de stationnarité

Le principal problème de la désagrégation statistique est l'hypothèse de stationnarité de la relation entre prédictor(s) et climat régional. Un MDS se base uniquement sur une représentation simplifiée des phénomènes : il se pourrait que des phénomènes secondaires dans le climat présent deviennent importants dans le climat futur ou que la relation entre prédictors et climat régional soit modifiée avec le changement climatique. Même s'il existe des moyens de rendre cette hypothèse moins forte, il n'y a pas moyen de la lever totalement.

Dans cette optique, l'avantage principal des MCR est qu'ils prennent en compte la majeure partie des processus physiques qui vont jouer avec le changement climatique ainsi que leurs interactions complexes. Deux bémols majeurs sont néanmoins à mentionner. D'une part, les paramétrisations physiques des MCR établies empiriquement (en partie) pour le climat actuel sont supposées rester valables dans le climat futur. Cette hypothèse de stationnarité est sans doute plus facile à accepter que celle de la désagrégation statistique. D'autre part, la correction de biais implique aussi une hypothèse de stationnarité : la fonction de correction est établie en comparant le modèle aux observations pour le climat présent et est appliquée au climat futur. Or, il est loin d'être évident que cette fonction reste valable dans le climat futur. Par exemple, on pourrait imaginer que le biais du MCR en précipitations dépende de la température. Dans ce cas, si la fonction de correction ne prend pas en compte la température, son application dans le climat futur est problématique. Une difficulté est de comprendre comment le biais d'une variable peut être influencé par les valeurs ou les biais des autres variables, et quoi qu'il en soit la longueur limitée des observations ne permet pas d'établir de façon robuste des fonctions de correction dépendant de nombreuses variables. Cette deuxième hypothèse de stationnarité du downscaling dynamique est en fait exactement la même que celle de la désagrégation statistique.

• Variables de sortie

L'avantage majeur de la désagrégation dynamique est que l'on peut disposer de toutes les variables météorologiques possibles, ce qui permet des études de mécanismes bien plus fines et poussées que celles permises par la désagrégation statistique, qui se limite aux quelques variables nécessaires pour forcer le modèle d'impact.

6.3.2 Méthodologie de régionalisation adoptée pour cette thèse

Les deux familles de méthodes de désagrégation ont des champs d'application ainsi que des limitations différentes. L'utilisation conjointe des deux approches est ainsi toujours utile pour ne pas dire nécessaire. Dans cette thèse les deux approches seront donc utilisées.

Dans le cadre du 4^{ème} rapport du GIEC publié en 2007 un grand nombre de scénarios climatiques ont été réalisés par une vingtaine de centres de recherche dans le monde. Cette base de données est une grande opportunité pour le type d'étude que nous menons. Or, pour traiter un tel nombre de scénarios climatiques, la désagrégation statistique est la seule solution envisageable. Une méthode de désagrégation statistique a donc été mise en place. Ce MDS est bâti sur une décomposition en type de temps discriminants pour le climat régional français, en suivant les résultats de l'article du chapitre 5.

Néanmoins, comme on l'a dit précédemment, des hypothèses importantes sous-tendent l'approche statistique. L'utilisation en parallèle d'une approche dynamique permet de mieux évaluer ces hypothèses, d'étudier plus finement les processus affectant le climat régional, de comparer les deux approches afin de juger la robustesse des résultats obtenus. Nous avons donc aussi suivi une approche dynamique, basée sur un modèle à résolution variable. Une débiaisage non-paramétrique de la distribution des variables de forçage basée sur une correction quantile par quantile, en suivant Wood et al (2004) et Déqué (2007) a été utilisée. La méthode classique du delta a aussi été mise en œuvre, à des fins de comparaison.

Comme les scénarios du GIEC ne sont disponibles à l'échelle de temps journalière (nécessaire à notre étude) que sur des périodes temporelles limitées (2046-2065 et 2081-2100 en général), le recours à nos propres simulations climatiques régionales nous permettra d'étudier de façon continue l'évolution du cycle hydrologique.

Pour la désagrégation dynamique, nous utilisons le MCGA ARPEGE à résolution variable. Par rapport à un modèle à aire limitée, le modèle à résolution variable possède l'avantage de garder la cohérence de la circulation de grande échelle. Il est donc possible d'appliquer les deux types d'approche -correction de biais quantile/quantile et utilisation du MDS basé sur la décomposition en type de temps- et ainsi de pouvoir faire une vraie comparaison des résultats des deux approches.

Chapitre 7

Méthodologie de désagrégation dynamique

Dans cette partie, nous décrivons une méthode de désagrégation dynamique avec correction de biais utilisée par la suite. Elle se base sur l'utilisation d'un modèle à haute résolution sur l'Europe puis sur la mise en œuvre d'une méthode de correction des biais des variables simulées, quantile par quantile. Cette approche repose sur des hypothèses et présente des limitations que nous nous attacherons à décrire.

7.1 Modèle climatique régional

7.1.1 Le modèle atmosphérique ARPEGE à résolution variable

Le MCR utilisé est une version du modèle atmosphérique ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) climat, développé à Météo-France par le CNRM (Déqué et al., 1994). Dans cette version, la grille est basculée et étirée de façon à obtenir une résolution variable sur le globe, avec une haute résolution sur le domaine d'intérêt principal qui diminue à mesure qu'on s'en éloigne. Initialement décrite dans Déqué et Piedelièvre (1995), cette version d'ARPEGE a évolué et Gibelin et Déqué (2002) font état des principaux changements. ARPEGE est un modèle spectral. L'advection est résolue selon un schéma semi-lagrangien et le modèle utilise un schéma de discrétisation temporelle semi-implicite à deux pas de temps. La discrétisation verticale utilise les coordonnées hybrides. Il y a 31 niveaux verticaux, la plupart étant troposphériques (4 niveaux uniquement au dessus de 80 hPa). Ce modèle sera désigné par la suite par l'acronyme ARPEGE-VR. La résolution spectrale de la version utilisée est T106, et la grille comporte 21692 points. La Figure 7.1 représente cette grille, dans sa zone de haute résolution et à l'antipode. Le pôle de haute résolution se situe environ au centre de la Méditerranée. La résolution maximale est d'environ 0.5° et reste fine sur la majeure partie de l'Europe, le gradient de résolution étant faible (facteur d'étirement égal à 3).

Le schéma de convection reste proche de celui décrit dans Bougeault, 1985. Le schéma radiatif est issu de Morcrette (1990), et inclut l'effet des 4 principaux GES (CO₂, CH₄,

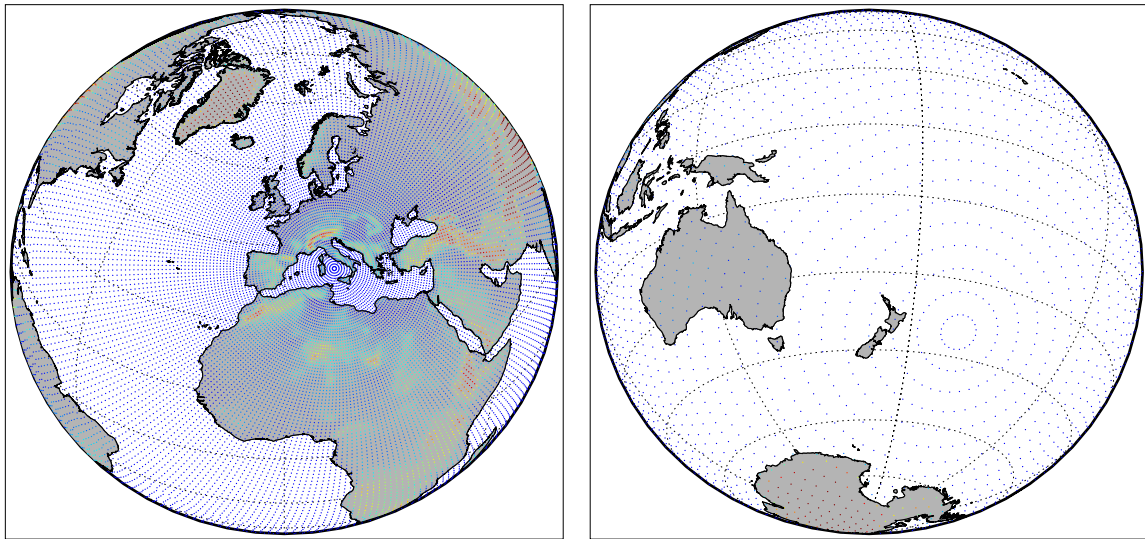


FIG. 7.1: Grille (nommée médias) du modèle ARPEGE climat dans la configuration utilisée pour cette thèse. A gauche, pôle de haute résolution visible dans la Méditerranée. A droite, même grille, mais vue aux antipodes du centre de haute résolution. La couleur des centres des mailles figure l'élévation.

N₂O et CFC) en plus de la vapeur d'eau et de l'ozone ainsi que de 5 types d'aérosols (organiques, carbonés, sels marins, poussières désertiques et sulfates). Le schéma nuage-précipitation-diffusion verticale se base sur l'approche statistique de Ricard and Royer (1993). ARPEGE inclut un modèle de sol (ISBA : Noilhan et Mahfouf, 1996) relativement complet : schéma de diffusion de chaleur à 4 niveaux, 4 réservoirs pour l'hydrologie de surface (interception par la canopée, neige, réservoir de surface, de la zone racinaire). Le réservoir racinaire inclut un réservoir liquide et solide.

La Figure 7.2 illustre un des intérêts à utiliser un modèle à haute résolution. L'orographie sur l'Europe telle que la version basse résolution "classique" d'ARPEGE (troncature spectrale T63, grille gaussienne de $2.8^\circ \times 2.8^\circ$) est grossière : le Massif-Central n'existe pas, les Pyrénées sont rejetées vers le centre de l'Espagne et les Alpes sont repoussées vers le centre de l'Europe. L'altitude y est de plus largement sous-estimée. La grille médias d'ARPEGE-VR présente une orographie bien plus réaliste : les principaux reliefs français sont représentés, avec une altitude plus proche de la réalité.

7.1.2 Forçage par les TSO

ARPEGE étant un modèle atmosphérique, il est nécessaire de le coupler à un modèle océanique, ou bien de le forcer par des TSO. En raison de son coût de calcul très élevé, le modèle ARPEGE-VR n'est pas utilisé en mode couplé. Ici, ARPEGE-VR est forcé par les TSO provenant du modèle climatique couplé CNRM-CM3 (Salas-Méla et al., 2005). Ce MCGOA ayant participé au 4^{ème} exercice du GIEC a été développé au CNRM de Météo-

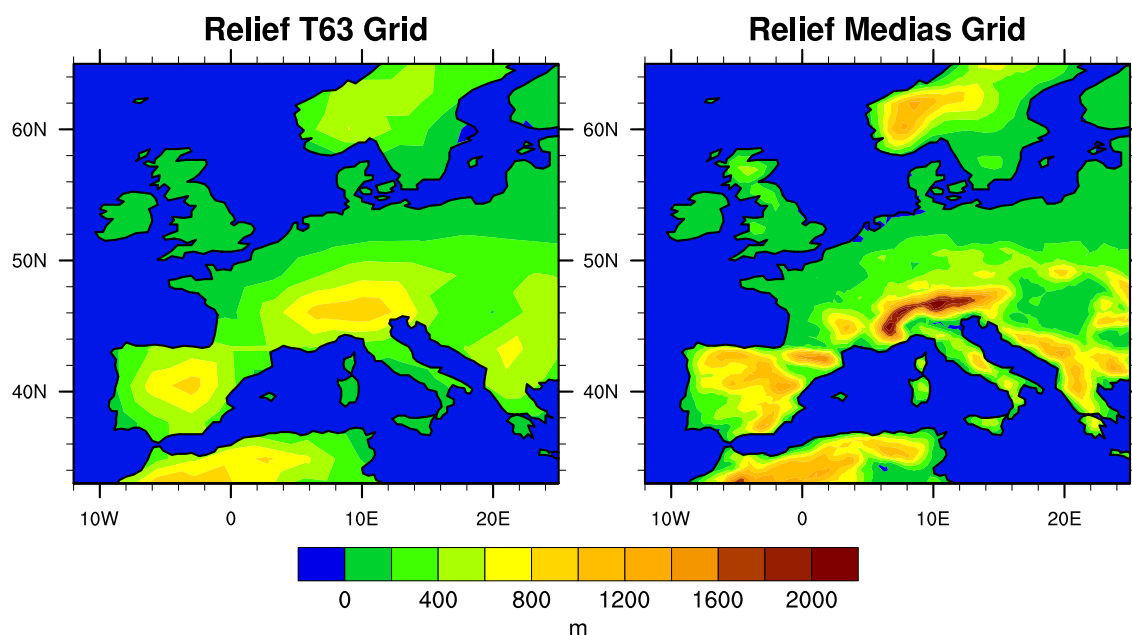


FIG. 7.2: Relief du modèle ARPEGE (à gauche) dans sa version “classique” (troncature spectrale T63, grille gaussienne de $2.8^\circ \times 2.8^\circ$) et (à droite) dans ARPEGE-VR (grille médias)

France; il a pour composante atmosphérique le modèle ARPEGE avec une résolution standard T63 ($2.8^\circ \times 2.8^\circ$).

Pour le climat présent, les TSO de la simulation “climat du 20^{ème} siècle” de CNRM-CM3 sur la période 1950-2000 (forçage par GES et aérosols observés) sont utilisées. Pour la période 2001-2150, ce sont les TSO de la simulation de CNRM-CM3 sous scénario d’émission SRESA1B qui sont utilisées. Les forçages atmosphériques (GES et aérosols) appliqués à ARPEGE-VR sont les mêmes que ceux des simulations CNRM-CM3 dont les TSO sont issues (dérivées des observations pour le présent, du scénario SRES-A1B pour le futur). Les TSO provenant d’un modèle couplé pouvant présenter des biais importants, elles ont été corrigées avant de forcer ARPEGE-VR. La méthode du débiaisage décrite dans le chapitre précédent a été mise en œuvre : le biais climatologique mensuel de CNRM-CM3 calculé sur la période de référence 1970-1999 par rapport au jeu d’observation de TSO “Reynolds” (Smith et Reynolds, 2004), est retranché point à point des TSO simulées par CNRM-CM3 au pas de temps mensuel. Pour la glace de mer, on indique au modèle ARPEGE-VR quels sont les points glace en se basant sur la couverture de glace simulée par CNRM-CM3 : si la fraction de glace d’une maille est supérieure à 0.5 ou si la TSO corrigée est inférieure à une température critique de -1.8°C , on considère que la maille est une “maille glace”. Quatre membres, différant par les conditions initiales atmosphériques, sont réalisés sur la période 1950-2100, deux des membres se prolongeant jusqu’en 2150.

Si cette méthode de correction des TSO permet de s’affranchir du biais moyen, les autres moments de la distribution statistique ne sont pas corrigés. Par rapport à la méthode du delta souvent utilisée et décrite dans le chapitre précédent, cette méthode

du débiaisage autorise une évolution de la variabilité temporelle des TSOs dans le climat futur, qu'il est important de prendre en compte. Néanmoins, les biais en variabilité de CNRM-CM3 sont reproduits. Ceci peut évidemment avoir des impacts importants à l'échelle globale comme régionale, compte tenu par exemple des téléconnexions impliquant l'El Niño Southern Oscillation (ENSO), dont la variabilité est souvent largement biaisée dans les modèles couplés. Une deuxième limite concerne la glace de mer : même si l'extension de glace de mer est trop grande dans le modèle couplé, elle n'est pas corrigée. La dernière limite est inhérente à l'approche atmosphérique forcée : on se coupe des rétroactions océan-atmosphère, ce qui peut avoir des impacts importants dans les zones où c'est plutôt l'atmosphère qui force l'océan. Par exemple, Douville (2005) montre les limites de cette approche dans le contexte de la mousson Indo-asiatique.

7.2 Correction de biais quantile-quantile

7.2.1 Motivations

Même si l'utilisation d'un MCR permet d'améliorer la représentation du climat régional, des biais importants peuvent néanmoins subsister. Les figures 7.3 et 7.4 illustrent ce point. Ici les données SAFRAN sont considérées comme des observations pour valider le modèle. Les champs SAFRAN sont préalablement interpolés sur les points France de la grille d'ARPEGE-VR : pour chaque centre de maille ARPEGE-VR, la moyenne des points SAFRAN dans un cercle de rayon 40 km est faite.

Pour les précipitations (Figure 7.3) en hiver, des biais supérieurs à 50% existent sur une large partie du territoire avec une surestimation dans le nord-est et une sous-estimation dans le sud-est. En été, les biais sont globalement plus faibles. Néanmoins, une sur-estimation des précipitations a lieu sur une bonne partie du territoire. Des biais importants sur la variance des précipitations simulées existent, aussi bien en hiver qu'en été. Les biais du modèle ne se traduisent donc pas uniquement par un décalage de la moyenne de la distribution statistique.

Des biais importants (fréquemment supérieurs à 1 K, aussi bien en hiver qu'en été), existent aussi sur les températures moyennes (Figure 7.4). Par contre, concernant la variance des températures, le modèle est réaliste.

Pour comparer les distributions des variables observées et simulées, le plus simple est de raisonner en terme de fonction de densité de probabilités cumulées (cpdf). En pratique, les quantiles de la variable simulée sont comparés à ceux de la variable observée. Les résultats sont présentés sur un diagramme de dispersion pour deux points particuliers (proche de Paris et proche de Toulouse).

Pour les précipitations (Figures 7.5), les biais de la distribution sont très variables selon le lieu et la saison. En hiver, à Paris, le modèle surestime largement les précipitations pour tous les quantiles, alors que le modèle est plus réaliste pour Toulouse. En été, aussi bien à Paris qu'à Toulouse, le modèle surestime l'intensité des événements pluvieux peu

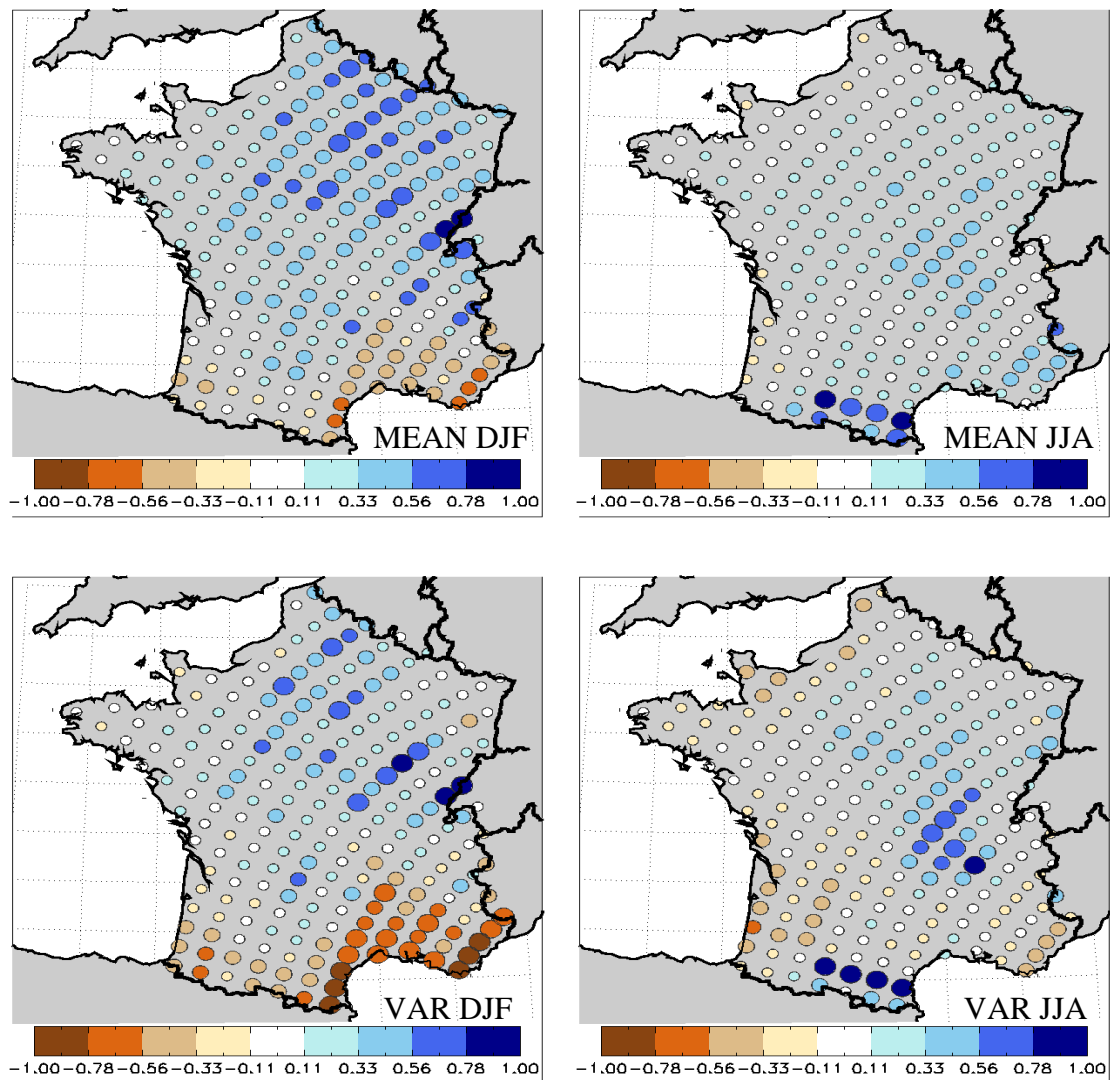


FIG. 7.3: Erreur relative pour la moyenne (MEAN, en haut) et la variance (VAR, en bas) des précipitations ARPEGE-VR sur la période 1971-1999 par rapport à l'analyse SAFRAN, en hiver (à gauche) et en été (à droite)

intenses, et sous-estime l'intensité des événements intenses. De façon générale par contre, ARPEGE-VR surestime la probabilité d'avoir un jour pluvieux. C'est d'ailleurs un biais classique des modèles climatiques.

Pour la température (Figures 7.6), en cohérence avec la bonne reproduction de la variance mentionnée précédemment, le biais, lorsqu'il existe est relativement homogène tout au long de la distribution.

Cette rapide étude des biais du modèle indique que, si pour la température une simple correction de la moyenne serait satisfaisante, ce n'est pas pas le cas pour les précipitations :

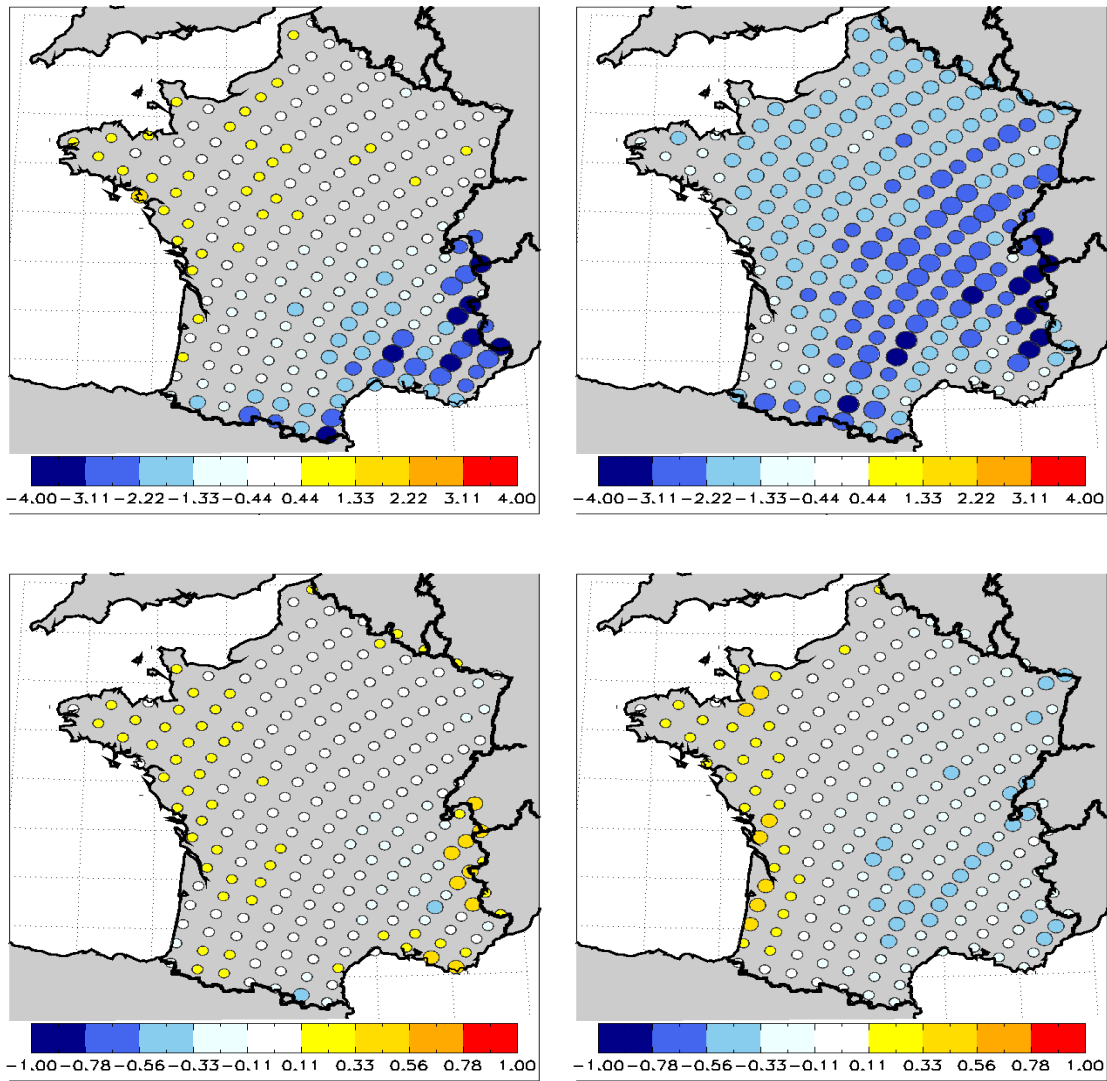


FIG. 7.4: Erreur sur la moyenne (MEAN en K, en haut) et la variance (VAR en K², en bas) des températures ARPEGE-VR sur la période 1971-1999 par rapport à l’analyse SAFRAN, en hiver (à gauche) et en été (à droite)

il est ainsi nécessaire de corriger l’intégralité de la distribution statistique.

7.2.2 Méthodologie de correction quantile/quantile

La technique de correction de biais que nous utilisons ici consiste à corriger la distribution de la variable du modèle en chaque point de façon non-paramétrique, quantile par quantile (transformation empirique de Panofsky et Brier, 1968) en fonction des observations. Cette correction permet de “ramener” la cpdf de la variable modèle sur la cpdf des observations, c’est à dire de “ramener” les points des figures 7.5 et 7.6 sur la droite $y=x$.

Cette correction est appliquée aux variables au pas de temps journalier, en utilisant

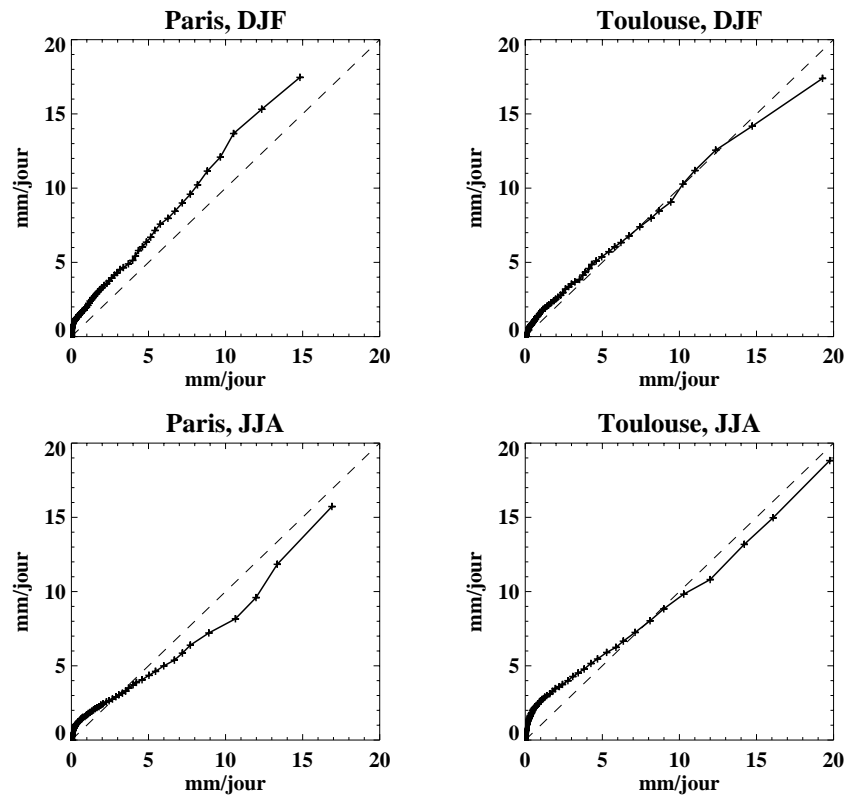


FIG. 7.5: Centiles des précipitations simulées (ordonnée) en fonction des centiles des précipitations observées (abscisse) pour les mailles modèles les plus proche de Paris (à gauche) et de Toulouse (à droite) en hiver (en haut) et en été (en bas). Le trait pointillé représente la simulation parfaite (droite $y=x$).

un découpage en centiles. Sur une période climatologique de référence une table de correction est construite pour chaque point, faisant correspondre à chaque centile de la variable simulée la valeur du centile correspondant pour la variable observée. Cette table de correction peut ainsi être ensuite utilisée pour corriger la variable simulée quelle que soit la période temporelle. Connaissant la valeur du modèle en un jour donné, présent ou futur, on recherche dans la table de correction les deux quantiles du modèle qui l'encadrent, et on fait une interpolation linéaire des deux valeurs observées correspondantes pour trouver la valeur corrigée.

Cette méthode revient à supposer implicitement que le modèle est capable de simuler qualitativement la nature d'un évènement pluvieux, c'est à dire que la "prévision" jour très pluvieux suivi par jour très sec est qualitativement juste et que le seul problème concerne les valeurs quantitativement associées aux évènements "très pluvieux" et "très secs" dans le modèle. Cette méthode de correction quantile/quantile a déjà été utilisée dans un cadre identique au notre (downscaling pour forcer un modèle hydrologique) par Wood et al. (2004), mais au pas de temps mensuel. Elle a aussi été employée par Reichle

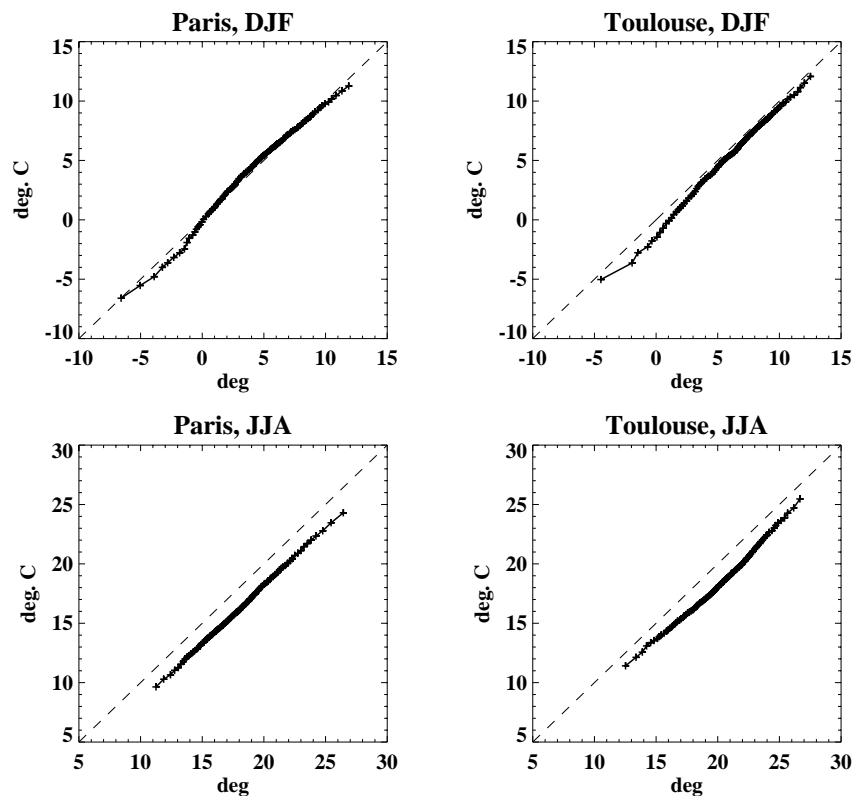


FIG. 7.6: Idem que 7.5 mais pour la température.

et Kostler (2004) pour corriger des données satellites d'humidité des sols et par Déqué (2007) pour étudier l'impact du changement climatique sur les événements extrêmes en France.

En pratique, les sept variables nécessaires pour forcer ISBA-MODCOU sont corrigées au pas de temps journalier en utilisant la méthode quantile/quantile. On commence par interpoler les variables d'ARPEGE-VR (maille d'environ 60km sur la France) sur la grille SAFRAN (maille 8km). La correction quantile-quantile est ensuite appliquée en chaque points de la grille SAFRAN. En théorie, il serait préférable d'agrèger les points SAFRAN à l'intérieur d'une maille ARPEGE pour effectuer ensuite la correction en chaque maille ARPEGE. Néanmoins il serait ensuite nécessaire de faire une interpolation de la grille ARPEGE-VR vers la grille SAFRAN pour pouvoir forcer ISBA-MODCOU et d'appliquer une nouvelle correction pour tenir compte des différences d'altitude des mailles SAFRAN à l'intérieur d'une maille ARPEGE-VR. En appliquant directement la correction sur la grille SAFRAN après interpolation, on corrige à la fois les biais intrinsèques du modèle et les différences dues au relief. Des techniques de spatialisation de l'information plus complexes pourraient être utilisées, mais nous avons considéré que ce n'était pas indispensable dans notre cas, car on s'intéresse à des bassins versant de taille relativement importante (la validation des débits montrera que cette hypothèse est justifiée).

Les fonctions de correction des différentes variables sont établies sur la période commune ARPEGE/SAFRAN c'est à dire 1970-1999. Quatre fonctions de correction saisonnières sont établies indépendamment (DJF, MAM, JJA, SON) car les biais du modèle ne sont pas identiques selon la saison, comme montré précédemment. Il serait sans doute préférable de calculer une fonction de correction pour chaque mois, mais cela diminuerait par trois la taille des échantillons servant à établir les distributions, d'où un manque de robustesse des tables de correction ainsi obtenues.

Comme ISBA-MODCOU (IM) doit être forcé au pas de temps horaire, une interpolation horaire, basée sur les fractions horaires climatologiques est appliquée aux variables corrigées. On fait une nouvelle fois l'hypothèse -vérifiée par la suite- que cette méthode simple est suffisante compte tenu de nos objectifs.

7.2.3 Limites

La méthode de correction de biais mise en place présente un certain nombre de limitations. Tout d'abord, la durée de l'échantillon utilisé pour établir les tables de correction est limitée. Cette durée de 30 ans nous est néanmoins imposée par la disponibilité des observations. De plus, les propriétés temporelles des variables simulées ne sont pas corrigées : l'autocorrélation temporelle, la durée des séquences sèches ou humides du modèle sont implicitement considérées comme non biaisées.

Une autre faiblesse, plus importante, concerne les événements extrêmes. En effet des valeurs du climat futur peuvent dépasser la plus forte valeur existante dans la table de correction. Il est donc nécessaire d'extrapoler d'une façon ou d'une autre la fonction de correction. Comme Déqué (2007) nous avons choisi d'appliquer aux valeurs dépassant le dernier centile de la fonction de correction un coefficient de correction constant, égal au dernier de la fonction de correction. Par exemple, si la valeur du dernier centile de température à un biais de 1.5 K, toute valeur supérieure à ce dernier centile sera corrigée de 1.5 K. On pourrait en théorie ajuster les queues des distributions observées et simulées par une loi statistique théorique et utiliser cet ajustement pour extrapoler la fonction de correction. Dans notre cas, l'échantillon est trop court pour que cette approche puisse être valable. Il faut souligner que toutes les méthodes de downscaling statistique et de correction de variable souffrent plus ou moins de limitations en ce qui concerne les extrêmes. Dans tous les cas, la variable simulée est corrigée à partir des observations, donc dans les bornes du climat observé.

Une autre limitation importante de cette approche est qu'en corrigeant indépendamment chaque variable, on risque de "briser" le lien physique les unissant. Un exemple évident est celui des précipitations liquides/solides et de la température. Nous avons vu que le modèle souffrait d'un biais froid dans les Alpes en hiver (Figures 7.4). La correction va donc consister ici à augmenter la température. Néanmoins la partition pluie/neige risque de devenir incohérente d'un point de vue physique avec la température. Une solution consisterait

à bâtir des fonctions de correction qui dépendent de toutes les variables utilisées (en plus des quantiles). La taille limitée de l'échantillon disponible rend cette solution totalement irréaliste en pratique. Dans le cas spécifique des précipitations et de la température, le problème est traité en corrigeant le total des précipitations (solide+liquide), puis en le partitionnant en phase liquide ou solide selon la température préalablement corrigée. Après différents essais, nous avons utilisé une température critique de 1.5°C comme dans Etchevers et al. (2002), cette valeur permettant de retrouver pour le climat présent une partition climatologique pluie/neige satisfaisante.

De façon générale, les corrections faites centile par centile restent d'une amplitude limitée, ce qui limite le risque de "briser" le lien entre les variables. La validation après correction indique que les corrélations entre les variables ne sont pas modifiées de façon substantielle (non montré). De plus, on verra que les débits simulés à partir des forçages corrigés sont réalistes.

Un autre problème, lié au précédent, existe : le biais d'une variable n'est pas forcément indépendant de la valeur d'une ou plusieurs autres variables. Ceci a une importance dans le climat futur, car il peut en résulter que la fonction de correction établie pour le climat présent perde une partie de sa validité dans le climat futur.

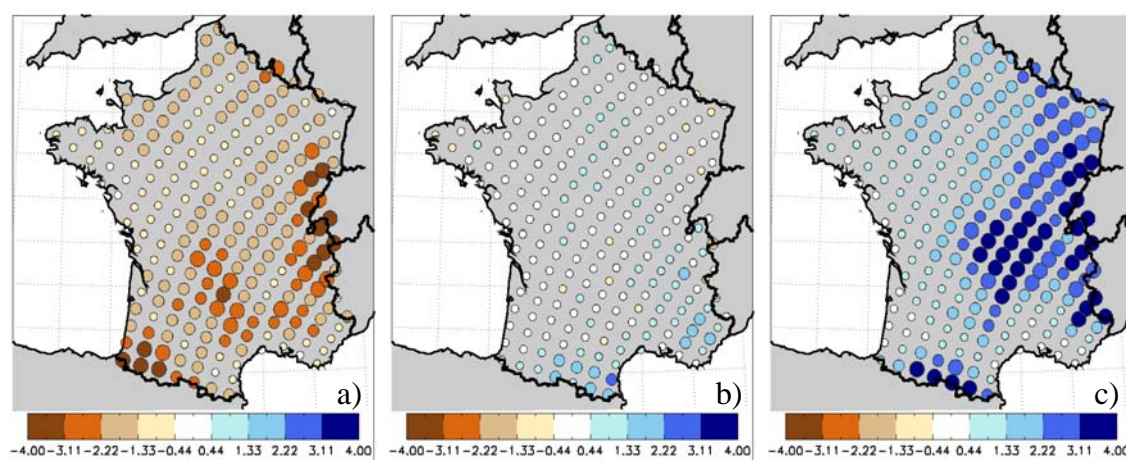


FIG. 7.7: Biais estival en précipitations en mm/jour en fonction du décile de température : a) 1^{er} décile ; b) 5^{ème} décile, c) dernier décile.

Par exemple, on pourrait imaginer que le biais en précipitations soit fonction de la température. Comme l'indique la Figure 7.7 c'est effectivement le cas en été. A l'échelle de temps journalière un lien (anti-corrélation) existe entre les précipitations et les températures observées. Ce lien est largement sous-estimé dans le modèle¹. Il résulte donc que le modèle présente un biais négatif en précipitations pour des températures froides et un biais positif pour des températures chaudes. L'augmentation de température due au changement

¹de façon intéressante, il l'est beaucoup moins à l'échelle de temps interannuelle que journalière.

climatique pourrait amplifier le biais humide du modèle sans que la correction quantile-quantile proposée ne le corrige. Néanmoins la situation est très complexe, températures et précipitations étant couplées. Le problème pourrait ainsi aussi être vu à l'envers, le biais en précipitation se faisant ressentir sur la température.

Un autre exemple met en évidence cette limitation sous un autre jour : le biais en précipitations du modèle dépend du type de circulation atmosphérique ; les changements de circulation dans le climat futur peuvent donc rendre la fonction de correction établie pour le climat présent moins pertinente. Le concept de types de temps permet d'illustrer ce point (Figure 7.8). Pour deux types de temps en hiver, les vingtiles observés et les vingtiles simulés pour les précipitations à Paris et à Toulouse sont tracés. Le type de temps WT4, humide, est bien trop sec dans le modèle à Toulouse alors que le type de temps WT1, sec, est lui bien trop humide dans les deux villes considérées.

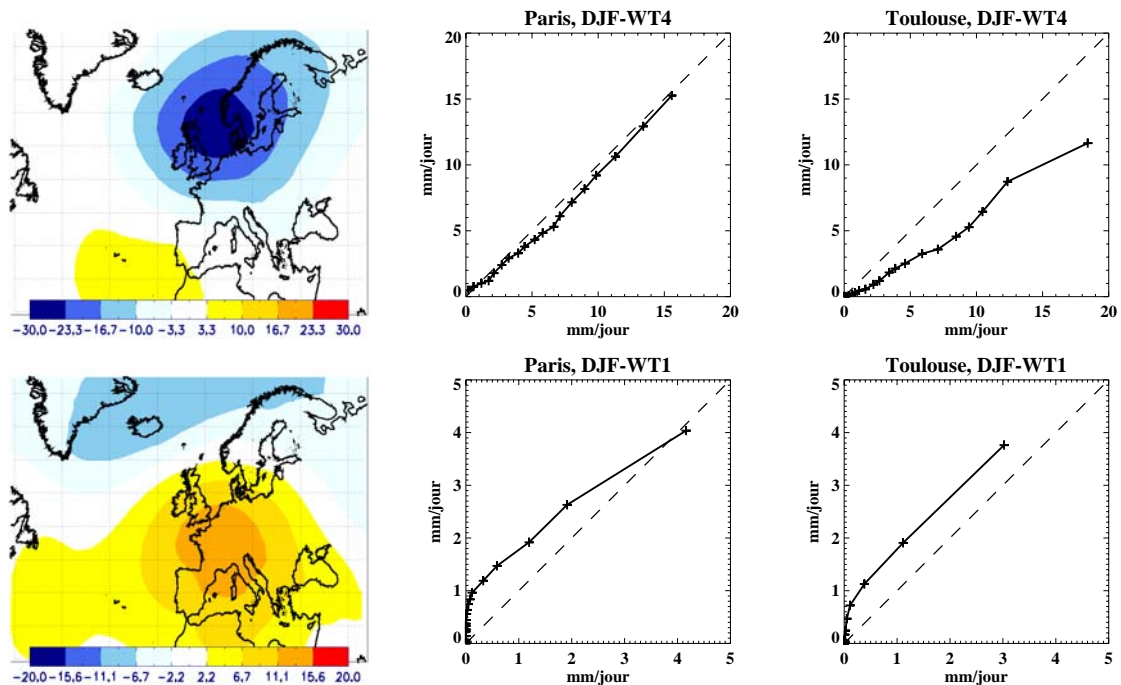


FIG. 7.8: Vingtiles des précipitations simulées (ordonnée) en fonction des vingtiles des précipitations observées (abscisse) pour les mailles modèles les plus proches de Paris et Toulouse à l'intérieur des 2 types de temps en hiver (représentant environ 10-15% des jours de l'hiver chacun).

Si la fréquence d'occurrence de ces deux types de temps change dans le climat futur, la fonction de correction construite de façon globale sur l'ensemble des jours du climat présent (et qui intègre donc implicitement la fréquence d'occurrence respective des types de temps pour le climat présent) perd de sa validité. On pourrait faire une fonction de correction quantile-quantile par type de temps, mais la taille limitée de l'échantillon observé ne le permet pas en pratique. La méthode de désagrégation présentée par la suite gère par contre ce problème.

Cette méthode de correction de biais bien qu'elle soit relativement élaborée souffre d'un certain nombre de limitations que nous nous sommes attachées à souligner. A l'heure actuelle, les méthodes de correction de biais décrites dans la littérature dans le cadre de l'étude des impacts du changement climatique ne surmontent pas ces limitations et sont même en général plus simples, comme c'est le cas de la méthode du delta, la plus fréquemment utilisée à ce jour. Il faut bien être conscient que nombre de ces limitations sont inhérentes au problème et concernent toutes les méthodes de correction de biais et de désagrégation statistique à un niveau ou à un autre. Dans tous les cas, il s'agit de corriger les simulations climatiques compte tenu des observations, donc en restant dans les bornes du climat observé. D'autre part, ces observations nécessaires sont toujours disponibles sur des durées limitées ne permettant pas des approches plus sophistiquées.

Chapitre 8

Méthodologie de désagrégation statistique

Ce chapitre est dédié à la description et à la validation d'une méthode de désagrégation statistique développée durant ce travail de thèse. Dans un premier temps, nous reproduisons un article paru dans *Journal of Geophysical Research* qui traite de la mise au point et de la validation de la méthode de désagrégation statistique pour le bassin de la Seine. En effet, au cours des deux premières années de thèse nous avons dû nous focaliser sur le bassin de la Seine, les données nécessaires n'étant pas alors disponibles sur l'ensemble du territoire français. Lorsque ces données sont ensuite devenues disponibles, la méthode de désagrégation a été adaptée pour pouvoir traiter l'ensemble du territoire. Des modifications ont donc été apportées et seront décrites rapidement dans la suite de ce chapitre, l'essentiel de la méthodologie restant identique. Des éléments de validation de la méthode sur l'ensemble du territoire français seront ensuite fournis.

8.1 Article publié dans *Journal of Geophysical Research*

8.1.1 Résumé

Dans le chapitre 5 nous avons montré la pertinence d'une approche en type de temps pour étudier le climat sensible, et les précipitations en particulier, à l'échelle de la France. Suivant ce constat, une méthode de désagrégation statistique, capable de gérer les différentes variables spatialement distribuées nécessaires au forçage du modèle hydro-météorologique ISBA-MODCOU, et basée sur une classification en type de temps, est construite. On commence par établir des types de temps discriminants pour les précipitations sur le bassin de la Seine, en partant des propriétés des précipitations pour aller vers les situations synoptiques correspondantes. Il est aussi nécessaire de pouvoir prendre en compte les variations dynamiques à l'intérieur même des types de temps. Pour cela, une régression multiple utilisant les distances aux types de temps comme prédicteurs est utilisée. Cette

régression permet de construire un indice de précipitations bien corrélé à la moyenne des précipitations sur le bassin de la Seine. On montre la nécessité d'utiliser un indice de température moyen comme prédicteur supplémentaire afin de pouvoir prendre correctement en compte la partie non-dynamique du changement de température. L'étape finale de la méthode consiste en un resampling conditionnel des jours de la période d'apprentissage, selon le type de temps, la valeur de l'indice de précipitations et de celui de température. La méthodologie est validée et ces résultats sont comparés à ceux issus d'une méthode des analogues, à la fois simple et performante comme la littérature l'indique. Les meilleurs résultats obtenus avec la méthode des types de temps montrent l'intérêt de son utilisation ; de plus, les types de temps permettent de mieux comprendre physiquement les changements observés. La méthode est testée rapidement dans le climat futur. Pour finir, les changements observés dans le climat futur sont décomposés en une partie inter-type (changement d'occurrence) et une partie intra-types (changements dynamiques ou des liens avec le climat sensible à l'intérieur même des types de temps). Nous montrons ainsi la nécessité de prendre aussi en compte les changements intra-type.

8.1.2 Article



A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling

J. Boé,¹ L. Terray,¹ F. Habets,² and E. Martin²

Received 15 November 2005; revised 12 June 2006; accepted 14 August 2006; published 15 December 2006.

[1] A multivariate statistical downscaling methodology is implemented to generate local precipitation and temperature series at different sites based on the results from a variable resolution general circulation model. It starts from regional climate properties to establish discriminating weather types for the chosen local variable, precipitation in this case. Intratype variations of the relevant forcing parameters are then taken into account by multivariate regression using the distances of a given day to the different weather types as predictors. The final step consists of conditional resampling. The methodology is evaluated in the Seine basin in France. Using reanalysis fields as predictors, satisfying results are obtained at daily timescale and concerning low-frequency variations, both for temperature and precipitation. The use of model results as predictors gives a realistic representation of regional climate properties. Nevertheless, as the validation of a statistical downscaling algorithm for present day climate conditions does not necessarily imply the validity of its climate change projections, the plausibility of the downscaled climate projections is assessed by verifying the consistency between spatially averaged downscaled results and direct model outputs for two climate change scenarios. Despite some discrepancies for precipitation with the more extreme scenario, the consistency is good for both local variables. This result reinforces the confidence in the use of the downscaling scheme in altered climates. Finally, it is shown that the intertype variations of the atmospheric circulation represent only a fraction of the climate change signal for the local variables. Thus a downscaling methodology based on weather typing should incorporate information concerning intratype modifications.

Citation: Boé, J., L. Terray, F. Habets, and E. Martin (2006), A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling, *J. Geophys. Res.*, *111*, D23106, doi:10.1029/2005JD006889.

1. Introduction

[2] Water plays a central role in the behavior of the Earth system, and human activities are very dependent on water resources. The question of water cycle modifications under climate change conditions appears crucial, both to understand anthropogenic influence on climate and assess its impacts. Global modifications of precipitation are expected to be important in terms of mean but also in terms of statistical distribution [Allen and Ingram, 2002; Trenberth *et al.*, 2003]. To quantify the impacts of hydrological cycle modifications at watershed scale, a solution would consist in using an hydrometeorological model forced by the results of a Coupled Atmospheric-Oceanic General Circulation Model (AOGCM). A major difficulty however exists following this approach: hydrometeorological models need most of the time very high resolution forcings that AOGCM are unable

to provide. At present, a typical resolution for an AOGCM is 300 km, whereas hydrometeorological models often need data with a resolution lower than 10 km. As a preliminary step, methodologies must be consequently used to derive the high-resolution forcings from the AOGCMs coarse resolution results: this is the downscaling issue.

[3] Several studies interested by the modification of different hydrological variables on French watersheds used a scale factor adjustment to obtain the high-resolution forcings required for the hydrometeorological models [Etchevers *et al.*, 2002]. Coarse-scale climate change projections were applied to a high-resolution observed climate baseline using the monthly anomalies between present and future climate simulation to modify current climate meteorological parameters. This methodology eliminates the mean biases due to the climate simulation upon the hydrometeorological forcings but the modifications that occur at the submonthly level (concerning dry and wet spells or daily extreme events for example) are not captured. To go further, other methodologies to bridge the scale gap between AOGCM and hydrometeorological models must be used.

[4] Two main families of downscaling techniques can be distinguished [Mearns *et al.*, 1999]. A first approach, or dynamical downscaling, is a model-based methodology

¹Climate Modelling and Global Change Team, Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France.

²Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, Toulouse, France.

leading to sub-AOGCM grid-scale features by most of the time nesting a finer-scale Limited Area Model (LAM) within a GCM [Giorgi et al., 1990]. The current generation of LAMs have a typical resolution of about 50 km. The second approach, statistical downscaling (SD), is based on the idea that regional climate is conditioned by two factors: the large-scale circulation (LSC) that is well resolved by the models, and small-scale features (e.g., land use, topography, land-sea distribution) that are not adequately described in GCMs [von Storch, 1999]. Thus an empirical relationship linking large-scale information (“predictors”) and local or regional variables (“predictands”) is first established for current climate. Then, applying this empirical relationship, the local variables for future climate are derived from the LSC simulated by an AOGCM. This approach is based on the strong hypothesis that the empirical relationship established for present climate is still valid under altered climate conditions [Wilby et al., 2004]. This “stationarity assumption” is the major theoretical weakness of SD as it is not verifiable (note that this limitation also exists for dynamical model concerning the physical parameterizations).

[5] The goal of this paper is to describe and validate a new downscaling procedure intended to provide the high-resolution variables necessary to force the SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) hydrometeorological model developed at Météo-France [Habets et al., 1999] in order to investigate the impacts of climate change on the Seine basin hydrology in a future study. In this context, the downscaling methodology must deal with multiple variables at an 8 km horizontal resolution. It is based on an hybrid dynamical/statistical approach. Terray et al. [2004] studied the response to climate change in terms of wintertime North Atlantic weather regimes and suggest that improved model representation of the atmospheric circulation at regional scale is needed to achieve more reliable projections for anthropogenic climate change on European climate. Moreover, the quality of the LSC simulated by the model is a crucial point for statistical downscaling. For these reasons, a variable resolution GCM of the atmosphere with higher horizontal resolution over Europe is used to provide the predictors needed by the Statistical Downscaling Model (SDM).

[6] This paper is divided into seven sections. Section 2 is devoted to the description of the data and models used in this study. Section 3 deals with the construction of the statistical downscaling methodology and section 4 presents its validation for current climate. In section 5 the performances of the SDM using GCM outputs for current climate are assessed. In section 6 analyses based on climate change projection are described. The conclusions of our study are presented in section 7.

2. Data Sets and Model

[7] The need for a downscaling procedure comes from the objective to study the impacts of climate change on the hydrological cycle of the Seine basin using the SIM hydrometeorological coupled system. In this system, SAFRAN [Durand et al., 1993] analyses the low-level and surface atmospheric variables needed by the surface scheme ISBA [Noilhan and Planton, 1989] such as precipitation, incoming longwave and shortwave radiation fluxes,

wind speed, air temperature and humidity. ISBA is coupled with the distributed hydrological model MODCOU [Ledoux et al., 1984]. The SAFRAN analysis takes into account all the available observations collected by Météo-France, as well as the operational analyses of the weather prediction model of Météo-France. Over the Seine basin, over 1000 rain gauges and 200 synoptic stations are available. The SAFRAN analyses are performed in homogeneous climatic zones, and then interpolated onto a regular 8-km grid given the altitude of the grid points (a vertical gradient of the variables is assumed). In this study, the predictands are daily SAFRAN precipitation and temperature, available from August 1985 to July 2003 on a domain that encompasses the entire Seine watershed and represents 2497 points (see domain D2 on Figure 1).

[8] For the construction of the SDM, the 500 hPa geopotential height (Z500) used as LSC predictor come from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis. 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC, 1800 UTC values available on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ resolution grid from September 1957 to August 2002 are daily averaged. The domain used for z500, hereafter D1, is presented on Figure 1 (see section 3.3 for a discussion about the sensitivity to the choice of the domain).

[9] As the overlapping period between ERA40 reanalysis and the SAFRAN data set (August 1985 to August 2002) is limited an alternative predictands data set is needed for a comprehensive validation of the SDM. To test the downscaling methodology over an independent period and to assess the realism of the low-frequency variations of predicted variables daily maximum and minimum temperatures and precipitation series from several meteorological stations within D2 (Figure 1) are extracted from the SQR (Série Quotidienne de Référence) Météo-France data set [Moisselin et al., 2002] for the entire ERA40 period (September 1957 to August 2002).

[10] The global GCM used in this study is the variable resolution new version of the Météo-France Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) atmospheric model [Gibelin and Déqué, 2003]. The model uses semi-Lagrangian advection and a two time level discretization. Vertical discretization uses hybrid coordinates with 31 vertical levels. It has a T106 spectral truncation. The variable resolution allows one to increase the spectral and gridpoint resolution over a given region of interest. In the present case, the center of the high-resolution region is located in the middle of the Mediterranean basin. The highest horizontal resolution is about 0.5° and remains fairly high over the entire North Atlantic–European sector because of a weak resolution gradient. To test the downscaling scheme a simulation has been performed for the current climate (1950–1999) where the model is forced by monthly mean observed sea surface temperature (SST), historical greenhouse gas (GHG) and sulfate aerosols concentrations. For future climate two atmospheric simulations realized within the PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects) project have been employed using SST forcing and Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) A2 and B2 Special Report on Emissions Scenarios (SRES) of future GHG and sulphur emissions. The SST boundary forcings are combination of observed

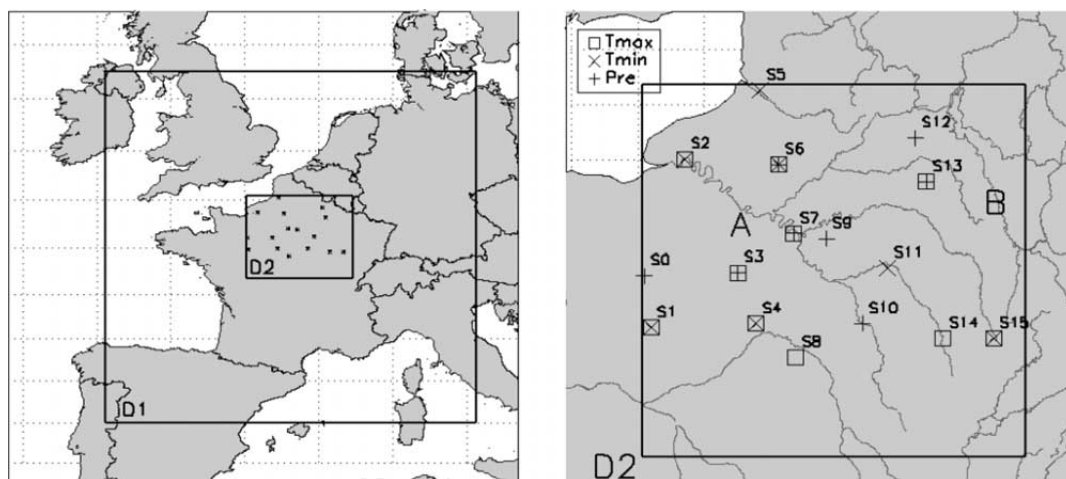


Figure 1. Location of the study area. (left) Domain used for the atmospheric predictors (D1) and domain of SAFRAN predictands (D2). (right) Zoom on D2 and location of the meteorological stations used as alternative predictands data set. Tmax and Tmin are daily maximum and minimum temperature, respectively, and Pre is precipitation.

SSTs and mean SSTs changes derived from transient simulations with the ARPEGE-Ocean Parallélisé (OPA [Royer *et al.*, 2002]) AOGCM for the B2 simulation and the Third Hadley Center Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model (HAD CM3 [Jones *et al.*, 2003]) for the A2 simulation. As the present day simulation described above is based on a slightly different version of the ARPEGE model, a control simulation with the same version as the future climate simulations is also used. It is forced by monthly mean observed SST and historical GHG concentrations for the period 1960–2000.

3. Downscaling Methodology

3.1. Concepts

[11] The most intuitive statistical downscaling approach is probably the analog method. This SDM is based on the idea that the same causes (here the LSC as predictor) produce the same effects (for the predictands, i.e., the regional climate). To obtain the local variables for a particular day, the one with the most similar LSC pattern is searched on the past observations given a measure of distance. Lorenz introduced the analog approach in the field of weather forecasting in 1969 but its use for downscaling purposes is more recent [Zorita *et al.*, 1995; Martin *et al.*, 1997; Timbal, 2004]. This method which allows to deal with spatial and multivariate problems in a quite easy way gives satisfactory results. It often favorably compares with more sophisticated techniques [Zorita and von Storch, 1999] and can thus be considered as a natural “benchmark” method when developing a SDM. However, two difficulties arise with the analog approach. First, the main weakness of all the empirical downscaling methods is that their basic assumption (i.e., that the statistical relationship established for present climate is still valid under altered climate) is not verifiable. In order to weaken this stationarity hypothesis it

is preferable to build a SDM that yields physically interpretable linkage between LSC predictors and regional climate [Wilby *et al.*, 2004]. It is not the case for the analog method.

[12] In addition, considering that the same causes in terms of LSC give the same effects for the regional climate is an important approximation. It is better to see the regional climate as a random process conditioned upon a driving LSC [von Storch, 1999]. As the regional climate is not completely determined by the LSC, quasi-identical LSC patterns can have large different effects in terms of regional climate [Roebber and Bosart, 1998]. Following this view, instead of searching only for the day with the nearest LSC pattern it could be preferable to search for an ensemble of days with similar LSC patterns and to consider the statistical distribution of the regional variables for these days.

[13] The classical analog approach can be generalized in a k -nearest neighbors analog method based on an ensemble of analog days [Gutiérrez *et al.*, 2004], but the first drawback still remains. Another possibility consists in using a small number of weather types. Each day is classified in a weather type and local variables are attributed depending on this type. Two main issues are to address. The weather types, defined in terms of LSC similarity, should bring enough information concerning the regional climate and a procedure to link local variables and weather types is necessary. Moreover, to be really more attractive than the analog method, the weather typing approach should be based on a small number of weather types (as the analog method can be seen as a limit case of weather typing where each day defines a weather type), in order to examine the physical mechanisms that support the statistical model.

[14] During the last decades, because of the development of high-speed computers, objective automatic classification algorithms have been developed to complement older subjective schemes. In particular, the k -means algorithm

[Wilson *et al.*, 1992] is now widely used in climate research. Given a prescribed number of clusters k and a measure of similarity it searches to produce k clusters of greatest possible distinction. The classifications in weather regimes by automatic classification algorithm can be useful when it comes to explore the links between LSC and regional climate [Zhang *et al.*, 1997; Corte-Real *et al.*, 1999; Cassou *et al.*, 2005]. Nevertheless, Plaut *et al.* [2001] showed that the classical North Atlantic weather regimes are not very discriminating for the French Alps precipitation. In order to obtain discriminating LSC patterns, they perform a pre-selection of the days characterized by heavy precipitation events (defined in terms of fixed precipitation threshold) and then classify the corresponding LSC patterns with the k -means algorithm. This procedure leads to highly discriminating weather types for Alpine precipitation. This idea of a bottom-up approach, which starts from local variable properties to define discriminating weather types is retained in this study. A data-driven method more adapted to the context and goal of this study is used to establish the precipitation classes: the k -means algorithm is first used to separate the precipitations within the domain D2 in a few characteristic types. The LSC pattern of the days belonging to each precipitation types is then classified with the k -means algorithm. The priority is given to precipitation when building the weather types as it is the most important variable for hydrological application but it will be tested if the weather types are also discriminating for temperature.

[15] The choice of predictor(s) is a major issue for statistical downscaling. Predictor(s) must have strong predictive skills for the predictands in present climate, but also be sensitive to climate change signal [Wilby *et al.*, 1998]. Conversely, a predictor that does not seem to be important for present climate could become essential under perturbed climate conditions. For instance, it is suspected that future changes in surface temperature will be dominated by changes in the radiative properties of the atmosphere, rather than by circulation changes [Schubert, 1998]. Thus the use of a single dynamical predictor could be problematic when one is interested in temperature. Another example concerns precipitation: the changes in the water-holding capacity of the atmosphere (linked with temperature change through the Clausius-Clapeyron equation) is supposed to play an important role on precipitation changes [Allen and Ingram, 2002]. Coherently, some studies show that the inclusion of humidity as a predictor can have significant impacts on the results of a SDM [Charles *et al.*, 1999]. In addition, the predictors should also be realistically simulated by the GCMs and this condition might be a major constraint for the choice of predictors. In general, more confidence is given to the simulated large-scale dynamical variables. The use of thermodynamical variables like surface temperature or humidity, for which the local and surface effects can be important is more questionable. This issue will be addressed in the following. A downscaling procedure which only uses a LSC predictor will be compared to one that incorporates in addition temperature or humidity information from the model.

3.2. Application: Weather Typing Approach

3.2.1. Derivation of the Weather Types

[16] The first step of the downscaling process consists in establishing the weather types (step 1 on Figure 2). A

k -means classification of SAFRAN precipitations is realized on D2 for the learning period (August 1985 to August 2002). Three seasons are considered. Traditional summer (June to August, JJA) and winter (December to February, DJF) seasons are kept and spring and autumn days are gathered to constitute the third season for the classification. Only configurations with two or three clusters per season are tested as the spatial variations of precipitations are quite homogeneous on the domain.

[17] The days belonging to each precipitation cluster are then classified depending upon their LSC. Daily maps of 500 hPa geopotential height are classified within each precipitation cluster over the domain D1 with the k -means algorithm in the subspace of the first ten Principal Components (PC), accounting for more than 95% of the explained variance. This number of PCs is considered sufficient to capture the main features of Z500 variability. Here, the PCs have not been scaled with their eigen values to have unit length. Nevertheless, note that when the PC are scaled or when the number of PCs retained is modified, the results of the classification are essentially the same. The major drawback of the k -means algorithm is that the number k of clusters must be chosen a priori. Different approaches are used to determine the optimal value of k , but no consensus exists. Here, two tests are employed: the test based on a classifiability index described by Michelangeli *et al.* [1995], and the test based on an inter/intra cluster variance ratio used by Straus and Molteni [2004]. Following those two approaches, k varying between two and five are tested for each precipitation cluster. Only solutions for which the two tests are coherent are kept. When there is no valid solution, a composite including all the days within the precipitation cluster is alternatively used. As several valid combinations still remain after the two tests, the most discriminating combination of weather types in terms of precipitation is searched. An inter/intra cluster variance ratio is computed for precipitation for each valid combination of weather types and the configuration with the highest ratio is chosen.

[18] The precipitation clusters obtained mainly differ by their global intensity on D2. For the sake of simplicity they will be thus hereafter designated given their observed characteristics (not shown) as “dry,” “wet” or “very wet.” Table 1 shows the number of weather types obtained for each season and associated with the three precipitation clusters.

[19] The procedure described above based on precipitation clustering is only a preliminary step to establish the LSC weather types. Once the weather types have been obtained, each day is associated to a weather type depending only on its LSC. The nearest weather types in terms of Euclidian distance between the daily map of Z500 and the weather types is searched (step 2 on Figure 2). Figure 3 shows the Z500 anomalies that correspond to each winter weather type and Table 2 presents spatially averaged characteristics of rainfall and temperature for each winter weather type. WT0, related to the “very” wet precipitation cluster, is characterized by a dipole pressure pattern with a very strong Z500 negative anomaly centered over the British isles, and a weaker positive anomaly over Algeria. The pronounced zonal flow over the Seine basin leads to very warm and wet conditions on D2 (Table 2). For this weather type, 98% (96%) of the days have greater rainfall

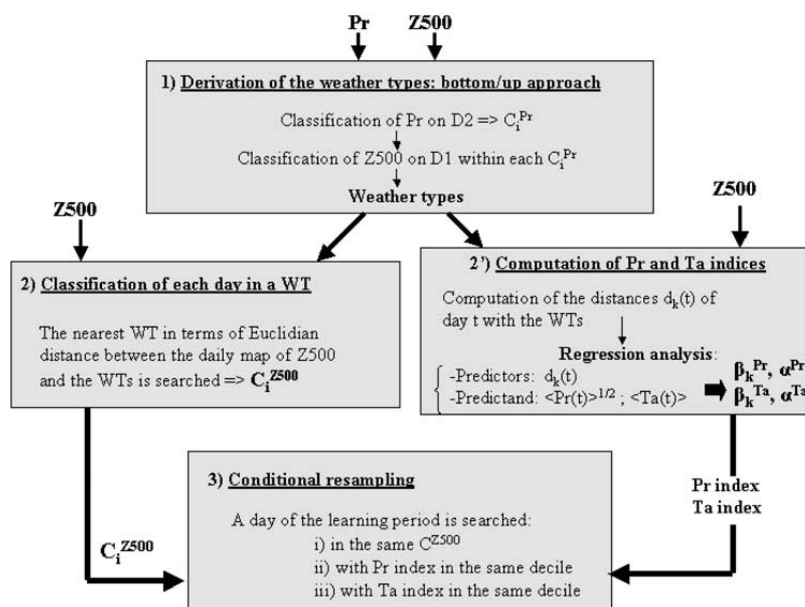


Figure 2. Flowchart presenting the main step of the downscaling algorithm “weather typing 1” for a season. Pr is precipitation, Ta is temperature and $Z500$ is 500 hPa geopotential height. WT is weather type. C_i^{Pr} is the ensemble of the days that belong to the precipitation cluster i . C_i^{Z500} is the ensemble of the days that belong to the weather type i . The β_k are the regression coefficients and α the constant of the regression equations (index Ta for temperature and index Pr for precipitation).

(temperature) than the global winter median. WT1, obtained from the “wet” precipitation cluster, is quite spatially similar to WT0, although less intense. WT1 is also related to warm and wet anomalies over D2, but less intense than with WT0. The last three weather types are derived from the “dry” rainfall cluster. WT2 features a strong anomalous high over the North Sea and corresponds to very dry condition on the Seine basin. WT3 is close to the mean state both in terms of rainfall and LSC pattern (note that this weather type occurs only 26% of the time). With a negative $Z500$ anomaly centered on the study area, WT4 circulation is characterized by anomalous northeasterlies leading to advection of cold air and snow type events. 64% of snowfall amounts occur within this weather type (which represents only 0.10 mm/day as snowfall on the domain D2 is not very large).

3.2.2. Downscaling Algorithms

[20] Weather is a continuous process and discretizing it into discrete states can raise issues in downscaling context as noted by *Mehrotra and Sharma* [2005] who present an alternative approach based on continuous weather states. In particular, intratype variations concerning the regional climate may not be captured [Wilby et al., 2004]. The methodology described above leads to weather types that are really discriminating for precipitation on D2. They also prove their efficiency in discriminating temperature events even if they have not been explicitly constructed for the latter. Nevertheless, when looking at the standard deviation of rainfall amounts and temperature for each weather type in Table 2 it is also seen that intracluster variability in terms of

regional climate is not negligible. Intracluster regional climate variability has two causes. A spread of LSC patterns within a given weather type exists and the regional climate is not entirely determined by the LSC. Considering the similarity between the circulation of a particular day and the weather types is a way to deal with the LSC intracluster variability. In particular, *Plaut* [2004] showed that strong relationships exist between precipitation in the Alpes Maritimes (France) and the similarity to some particular circulation patterns. Here, the distances to the weather types are used to better capture intracluster variability. The distance $d_k(t)$ between the LSC of day t and the weather type k is measured by an Euclidean distance computed over the ten first principal components of $Z500$ (step 2' on Figure 2):

$$d_k^2(t) = \sum_{i=1}^{10} [a_i(t) - A_i^k]^2 \quad (1)$$

where a_i refers to $Z500$ PC scores and A_i^k to the coordinates of the weather types k in the PC-space. PC have been scaled to have unit variances.

Table 1. Number of Weather Types Retained for Each Season Depending on the Precipitation Class

Precipitation Cluster	Winter	Summer	Spring/Autumn
Very wet	1	1	1
Wet	1	1	1
Dry	3	4	4

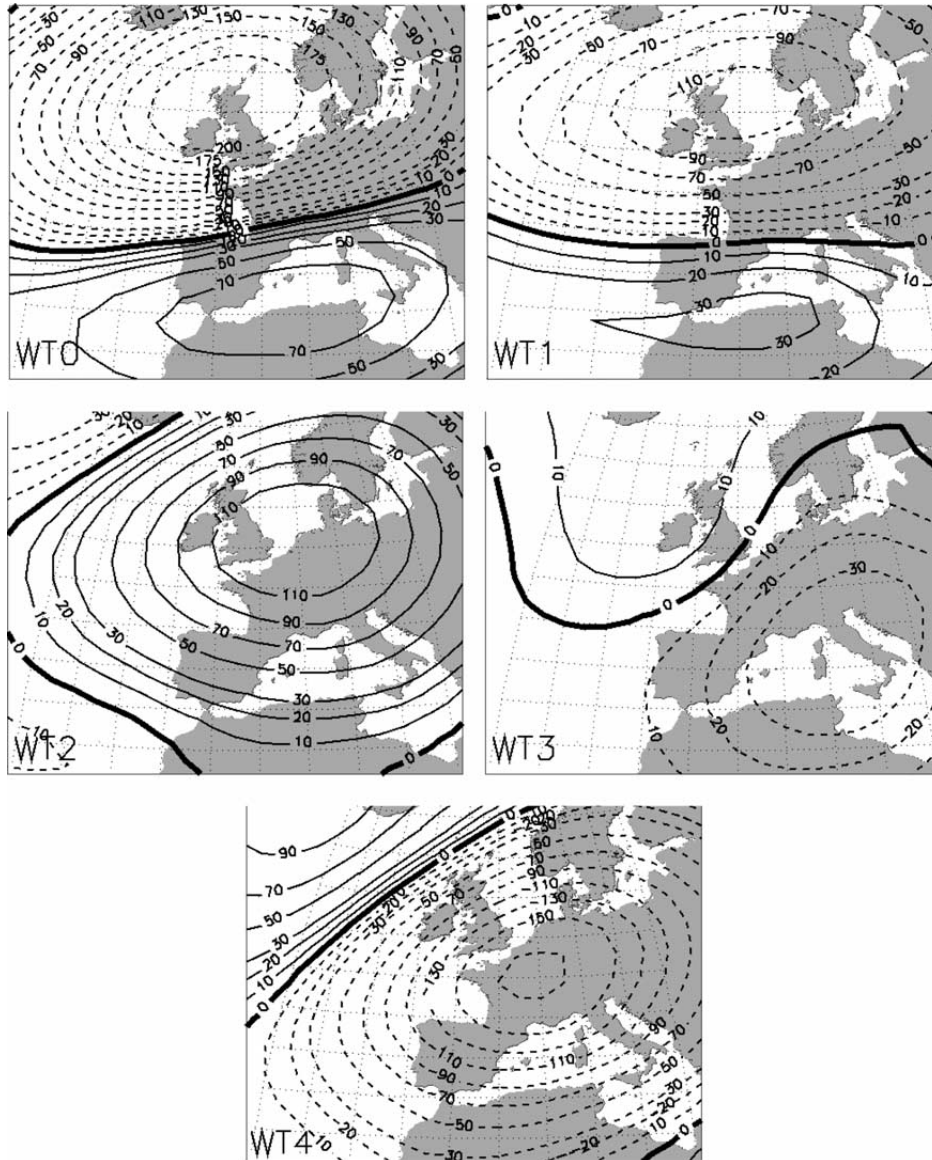


Figure 3. Winter weather types: Z500 anomalies composite (gpm). WT0 corresponds to the very wet precipitation cluster, WT1 to the wet precipitation cluster and WT2, WT3 and WT4 to the dry precipitation cluster.

[21] The N daily series of distances corresponding to the N weather types of the season are used as predictors in a multiple linear regression. The predictand is the spatial mean of precipitation on D2, $\langle Pr(t) \rangle$ (here and hereafter the symbol $\langle \cdot \rangle$ refers to the spatial mean on D2). Because of the skewed character of daily precipitation, the precipitation series is transformed before solving the regression equation (note also that only the spatial average, less skewed, is used here). A square root transformation is applied. For the

learning period the following regression equation is thus solved:

$$\langle Pr(t) \rangle^{1/2} = \sum_{k=1}^N [\beta_k \cdot d_k(t)] + \alpha + e(t) \quad (2)$$

where the β_k are the regression coefficients, α a constant and $e(t)$ the residuals. The high multiple linear correlation

Table 2. Area-Averaged (D2) Rainfall and Temperature Characteristics Depending Upon the Weather Type for Winter (1985–2002)^a

	WT0	WT1	WT2	WT3	WT4	All Days
Occurrence	9.1%	8.9%	40.5%	23.6%	17.7%	
Percentage of days with rainfall > global median	98%	88%	27%	55%	53%	50%
Rainfall amounts, mm/day	7.50 (5.27)	4.63 (3.93)	0.79 (1.59)	2.06 (2.99)	2.02 (2.69)	2.27 (3.49)
95th percentile of rainfall amounts, mm/day	19.47	12.62	4.36	7.82	7.13	9.26
Percentage of days with temperature > global median	96%	81%	49%	43%	21%	50%
Mean temperature, K	281.1 (2.23)	279.2 (2.98)	277.5 (3.71)	276.4 (3.71)	274.2 (4.04)	277.1 (4.06)
95th percentile of temperature, K	284.6	282.8	283.5	281.8	279.6	283.3

^aStandard deviation is shown in brackets.

coefficients obtained (between 0.64 and 0.71 according to the season) indicates that a strong physical link actually exists between the distances to the weather types and the precipitation on D2 at the daily level. During the downscaling procedure, the regression equation is used to compute a precipitation index that only depend upon LSC (Z500). As the temporal variance of the precipitation index computed by linear regression is underestimated, its direct values are not used in the algorithm. Instead, the values of the index are classified into ten equally populated categories and only these categories are considered. This procedure is similar to the one described in *Plaut* [2004].

[22] To take into account temperature, two different approaches are tested. In the first one, a temperature index is computed using a multiple linear regression with the distances to the weather types as predictors as in the precipitation case. A high multiple linear correlation coefficient is also obtained (between 0.66 and 0.77). This method, named hereafter “weather typing 1,” only uses a large-scale dynamical predictor (Z500). Note that this scheme does not directly account for the radiative component associated with global temperature increase. This scheme is thus likely to be partly insensitive to climate change signal, in particular for temperature. To overcome this intrinsic drawback and to assess its potential associated improvement an alternative procedure is proposed. In this second procedure the temperature index based on LSC described above is not used. Instead, the direct temperature from the model for which the downscaling is needed (or from ERA40 in case of validation) is averaged on D2 and used as temperature index. This downscaling algorithm is hereafter named weather typing 2.

[23] In the two approaches the final step of the downscaling algorithm is identical. It consists of conditional resampling from the historical record (step 3 on Figure 2).

[24] To recapitulate, once the weather types have been derived, three steps are necessary to downscale GCM outputs or reanalysis data for a particular day (step 2,2', and 3 on Figure 2). First, the day is classified in the nearest weather type. Next, using the regression coefficients estimated for the learning period, the value of the precipitation index for this day is computed. For temperature, with the weather typing 1 method, the temperature index is computed in the same way as for precipitation. With weather typing 2, the temperature from the GCM averaged on D2 is used as temperature index. Finally, a day from the learning period that belongs to the same weather type, and with precipitation and temperature indices belonging to the same deciles is randomly chosen. If there is no overlapping day

between the three conditions in the learning period, those concerning the weathertype and the precipitation index remain, and the neighboring quantiles are searched for temperature.

[25] In the following, the results obtained with the weather typing approaches are compared with those obtained by the analog method. A detailed description of the analog method is presented in *Zorita and von Storch* [1999]. In our case, the distance between the circulation of two days necessary in the analog algorithm is computed in the space spanned by the ten first principal components of the predictor. The LSC domain (D1) and predictor (Z500 only) are the same as for weather typing 1 in order to allow the comparison of the two methods.

3.3. Sensitivity to Different Parameters

[26] Several choices have been required during the construction of the SDMs. Mainly, the domain for the LSC predictor, the LSC variable used as main predictor, and the seasonal stratification during the construction of the weather types. To evaluate the impacts of these choices, different sensitivity tests have been performed. Different domains for LSC predictors have been tested: from a small domain centered on France to the entire North Atlantic sector. A large domain sometimes gives an improved representation of spell properties, in particular for the analog method (as the LSC on the North Atlantic sector for a particular day provides also information about the LSC for Europe for the forthcoming days). Nevertheless, the correlations between original and downscaled series with predictors from ERA40 reanalysis quickly decrease when the domain is enlarged, in particular for precipitation. To account for a realistic simulation of the LSC by the GCM, the domain must also not be too small. The domain D1 finally used here appeared as the best compromise. Mean sea level pressure and 700 hPa geopotential height have been tested instead of Z500. The overall performances of the SDMs used in this study are rather insensitive to the choice of the LSC predictor. For the weather classification three seasons have been chosen (winter (DJF), summer (JJA), and the rest of the months). It appeared important to keep only DJF months for winter and JJA months for summer. When these seasons are extended a deterioration of the downscaling results is seen. Conversely, separate spring and autumn days for the classification does not improve the results. With the weather typing methods, at the conditional resampling stage, ten categories are used for the temperature and precipitation indices. This is a conservative choice allowing for large resampling sets for the majority of the days. More categories can improve the results of the two downscaling schemes

Table 3. Skill Achieved by the Different Downscaling Models for Daily Temperature and Precipitation (1985–2002)

Variable	Analog	Weather Typing 1	Weather Typing 2
<i>Precipitation</i>			
Correlation	0.17	0.30	0.31
Brier score	18	29	30
Ind	25	35	35
<i>Temperature</i>			
Correlation	0.85	0.85	0.93
Brier score	85	86	93

with the ERA40 predictors, but with the ARPEGE ones, the picture is less clear.

4. Validation of the Downscaling Algorithms

4.1. SAFRAN Predictands

[27] The two weather typing methods are applied and the results are compared with those obtained by the analog method. In this section, Z500 comes from the ERA40 reanalysis and predictands are SAFRAN daily precipitation and temperature. Downscaling results are evaluated for the entire learning period (August 1985 to August 2002). Note that when searching the analog of a specific day, the latter and its ten predecessors and successors are rejected from the possible resampling set in order to avoid artificial skill. The predictand time series are reconstructed day by day and the relative performances of the three SDMs are assessed by first comparing different skill scores already used in *Timbal et al.* [2003]. Linear correlations are computed between observed and reconstructed series (unless specified otherwise, here and hereafter all the correlation coefficients given are significant at the 0.05 level, using the “random-phase” test accounting for autocorrelation described in *Ebisuzaki* [1997]). Brier score (BS) is defined as:

$$BS = 100 \times \left[1 - \frac{MSE}{MSE_{ref}} \right] \quad (3)$$

where MSE is the Mean Square Error for downscaled series and MSE_{ref} the one for a reference scheme: here, a purely random choice of analogs. BS varies between 100% (perfect forecast) and 0% (random choice of analogs). For precipitation, an additional score (Ind) quantifying the skill of the SDM in reproducing rain occurrence is defined as:

$$Ind = 100 \times \left[1 - \frac{m}{w+m} - \frac{f}{d+f} \right] \quad (4)$$

The letter w stands for a wet day both forecast and observed, d to a dry day both forecast and observed, m to a wet day missed by the forecast and f to a dry day missed by the forecast (here and hereafter a dry day is defined as a day with no rain). For a perfect forecast Ind equals 100%. Scores are computed for each grid point and then averaged over the entire domain.

[28] For temperature, as expected since ERA40 temperature information is incorporated through the downscaling process, the skill scores are better for weather typing 2 than others (Table 3). Weather typing 1 and analogs give very

similar results. Concerning precipitation, the two weather typing schemes perform better than the analog method. Brier scores and correlations are weaker than for temperature (precipitation is well known to be a difficult variable to downscale), but skill exists. Note that at the monthly level the correlations between reconstructed and original precipitation series is much higher (between 0.63 and 0.75 on D2 with weather typing 1).

[29] Correlation between downscaled and original series can be a good indicator of the relative performances of different SDMs, but it might be misleading. To assess the hydrological impacts of climate change, it is important that statistical properties like first and second moments, persistence, extremes are well represented. However, in the empirical downscaling context, the objective to obtain the best correlation and the objective to obtain the best representation of some statistical properties, like daily variance, are often conflicting. For example, regression-based methods are known to give good time correlation but also tend to strongly underestimate temporal variance [*Zorita and von Storch*, 1999]. Here, with an analog based approach, a better correlation could also be achieved. If instead of considering only a single analog, the means of local variables are computed for the five days with the most similar LSC patterns, the correlation for precipitation practically doubles but the daily variance becomes greatly underestimated.

[30] Table 4 introduces several diagnostics of daily precipitation concerning first and second moments, extremes, persistence, used by *Wilby et al.* [1998]. These diagnostics are computed for original and downscaled precipitations (Table 5). Each diagnostic is computed on each point of D2 for the four seasons. Mean and RMSE are then computed on these values (4 seasons by 2497 points values). Globally, the results from the different SDMs are close to the observations. Mean, SD wet, 95% wet and p_d are well represented (but a purely random resampling of the learning period days would also be successful). Persistence properties (p_{dd} , p_{ww} and spell diagnostics) are also well reproduced by the weather typing methods. These latter properties are very important for hydrological applications and more difficult to achieve. The major differences between weather typing and analog methods concern p_{dd} , p_{ww} and L_d as the analog method underestimates these properties.

[31] Mean, standard deviation, 95th percentile were also computed for downscaled and original temperature series. These properties are very well reproduced by all the methods (not shown).

Table 4. Standard Precipitation Diagnostics

Daily Precipitation Diagnostics	
Mean	mean wet-day amount, mm
SD wet	standard deviation of wet day amount, mm
95% wet	95th percentile of wet day amount, mm
p_d	unconditional probability of a dry day
p_{dd}	probability of a dry day conditional on the previous day being dry
p_{ww}	probability of a wet day conditional on the previous day being wet
Spell Diagnostics	
L_w	mean wet spell length in days
L_d	mean dry spell length in days

D23106

BOÉ ET AL.: STATISTICAL-DYNAMICAL DOWNSCALING SCHEME

D23106

Table 5. Spatial Mean and Root Mean Square Errors (RMSE) for Precipitation Diagnostics With Different SDMs^a

Diagnostic	Observations, Mean	Analog		Weather Typing 1		Weather Typing 2	
		Mean	RMSE	Mean	RMSE	Mean	RMSE
Mean	4.51	4.53	(0.18)	4.60	(0.26)	4.56	(0.20)
SD w.	5.49	5.45	(0.35)	5.63	(0.48)	5.59	(0.36)
95% w.	15.6	15.6	(0.91)	16.0	(1.60)	15.9	(1.26)
p_d	0.51	0.50	(0.011)	0.50	(0.011)	0.50	(0.011)
p_{dd}	0.67	0.63	(0.049)	0.67	(0.023)	0.67	(0.020)
p_{ww}	0.66	0.62	(0.044)	0.66	(0.026)	0.66	(0.024)
L_d	4.80	4.07	(0.79)	4.46	(0.47)	4.52	(0.42)
L_w	4.15	3.91	(0.36)	4.43	(0.43)	4.40	(0.40)

^aMean and RMSE are computed on 9988 values (2497 grid points by four seasons) for the 1985–2002 period.

4.2. Alternative Predictands Data Set

[32] When validating a SDM, it is particularly important to test its ability to reproduce low-frequency variations of past climate, like trends or oscillations, as it can be considered as a sort of “natural” climate change [Zorita and von Storch, 1999]. Several downscaling methods, in particular stochastic weather generators and also some circulation-based methods, often greatly underestimate low-frequency variability [Wilby et al., 1998]. As the length of the SAFRAN data set is quite short, the validation of the low-frequency variability of downscaled variables is problematic. Moreover, the previous diagnostics were computed for a period identical to the learning period, which can hamper the conclusions. To address these two problems, several meteorological station observations are now used as alternative predictands (section 2, Figure 1). Eight precipitation, ten maximum temperature (Tmax) and seven minimum temperature (Tmin) stations are available with no missing values for the complete ERA40 reanalysis period (1957–2002) on D2. Five stations provide both Tmax and Tmin, and hereafter temperature indicates the mean between Tmax and Tmin for these stations. The three SDMs are applied with these new predictands. The local variables are reconstructed for all the ERA40 period (1957–2002) with the same learning period as previously (1985–2002).

[33] RMSE and mean correlation between reconstructed and original local variables series for the learning period, the independent period (September 1957 to August 1985) and the entire period are given in Table 6. The results obtained for the learning period and for the independent period are very similar. Here, using the same period for the construction and the validation of the SDMs does not lead to artificial skill.

[34] The interannual variability of original and downscaled series is now explored. Table 7 shows the mean correlations between seasonally averaged series of temper-

ature and precipitation. Concerning precipitation, the two weather typing approaches clearly outperform the analog method for all the seasons. The best results are obtained for winter and the worst for summer independently of the SDMs. The convective nature of precipitation in summer probably explains the weaker link between LSC and precipitation for this particular season.

[35] As expected by construction, for temperature, weather typing 2 is the best SDM in all seasons. For summer and winter weather typing 1 gives also very good results whereas for spring and autumn correlations are weaker. The worst results are obtained with the analog method whatever the seasons.

[36] To further pursue the study of low-frequency variations at different timescales, downscaled and original daily series of temperature and precipitation are filtered using different Hanning window width, and correlations between observed and downscaled series are computed. Results are plotted on Figure 4.

[37] In order to see if the use of humidity predictor from ERA40 reanalysis allows to better capture time variability of precipitation, an additional weather typing method is also used. It corresponds to a modified version of weather typing 2 where temperature as secondary predictor is replaced by ERA40 1000 hPa humidity (this method is named weather typing 2bis). With this alternative secondary predictor, at daily timescale, the results for the diagnostics described in section 4.1 are very similar with those obtained with temperature predictor (not shown). For temperature, up to 365 days, all the methods give high correlations. Once the annual cycle is filtered only weather typing 2 is able to well reproduce the temporal variations while the other methods lead to an important decrease of correlation. The difference between weather typing 1 and weather typing 2 results seems to indicate that a part of temperature low-frequency variability is not driven by LSC as the use of temperature as secondary predictor seems to be required to

Table 6. Mean Correlation and RMSE (in Brackets) Between Reconstructed and Original Daily Precipitation and Temperature Series for Different Subperiods

Variable	Analog	Weather Typing 1	Weather Typing 2
Precipitation 1957–1985	0.17 (5.24)	0.22 (5.00)	0.23 (5.00)
Precipitation 1985–2002	0.15 (5.42)	0.25 (5.11)	0.29 (4.91)
Precipitation 1957–2002	0.16 (5.31)	0.23 (5.05)	0.25 (4.97)
Temperature 1957–1985	0.84 (3.59)	0.84 (3.65)	0.91 (2.62)
Temperature 1985–2002	0.84 (3.54)	0.84 (3.62)	0.92 (2.51)
Temperature 1957–2002	0.84 (3.57)	0.84 (3.64)	0.92 (2.56)

Table 7. Mean Correlation Between Reconstructed and Original Seasonal Precipitation and Temperature Series (1957–2002)

Variable	Analog	Weather Typing 1	Weather Typing 2
Precipitation winter	0.61	0.69	0.70
Precipitation spring	0.44	0.57	0.61
Precipitation summer	0.38	0.50	0.46
Precipitation autumn	0.51	0.66	0.69
Temperature winter	0.75	0.83	0.94
Temperature spring	0.60	0.69	0.91
Temperature summer	0.65	0.79	0.91
Temperature autumn	0.48	0.52	0.81

capture this signal. The increase of GHG concentration and its associated direct radiative signal on temperature that is not captured by LSC changes is hypothesized. After 365 days, weather typing 1 clearly outperforms analog methods while the performances of weather typing 2bis continue deteriorating. For precipitation, all the weather typing methods perform greatly better than analogs especially after 100 days. Even if the correlations between original and reconstructed precipitation series at the daily level are limited (section 4.1, Table 3) it is seen that with the weather typing methods much higher correlations are obtained at lower frequency scales, indicating an actual strong physical link between LSC and precipitation on D2. The use of humidity as secondary predictor is not conclusive as it does not allow to better capture precipitation variations and greatly deteriorates temperature results. A problem concerning the quality of the humidity field in ERA40 could be hypothesized (for example, in a different context, *Bengtsson et al.* [2004] judge the trend of integrated water vapor for 1958–2001 too large and assume that the overestimation is due to changes in the observing system).

[38] Regarding some studies, significant linear trends can be detected during the 20th century on some climate extremes indices [*Klein Tank and Können, 2003*]. The ability of a downscaling algorithm to reproduce this type of trends would reinforce our confidence in its use in climate change studies. The 90th percentile of Tmin for each summer and the 90th percentile of Tmax for each winter are computed for observed and downscaled series and trends are analyzed on the 1957–2002 period. The learning period for downscaling is the same as previously (1985–2002). The majority of stations shows a linear trend significant at the 0.05 level.

[39] For Tmin (Table 8), the analog method is globally unable to reproduce the trend of summer 90th percentile, whereas the weather typing 2 method reproduces them fairly well, despite a slight underestimation. For Tmax (Table 9), all the downscaling methods reproduce the trends. Analog and weather typing 2 slightly overestimate the value for a majority of stations. It is worth noting that the analog method, which only uses a dynamical predictor is able to well reproduce the trends of the 90th percentile of Tmax and Tmin (not shown) in winter. The warm extremes modifications seem to be linked to atmospheric circulation changes in winter. Conversely, in summer, the analog method is unable to reproduce the trends of Tmin extremes, and poorly reproduce the trends of Tmax extremes (underestimation by a factor three, not shown). It suggests that the direct radiative effect of enhanced greenhouse effect plays a

major role in temperature extreme changes for this season. If a downscaling algorithm is not able to reproduce long-term variations for the present climate, it is doubtful that it can well represent anthropogenic climate change. Our analyses indicate that the two weather typing methods we described in this paper globally capture both climate oscillations and trends, whereas the success of the analog method is more limited. Considering, in addition, skill scores and daily statistics computed in the previous section, it appears that the two weather typing approaches clearly outperform the analog method.

5. Application to Present Climate Simulation

5.1. Model Validation

[40] Results shown in section 4 indicate that the weather typing methods are able to well represent regional climate

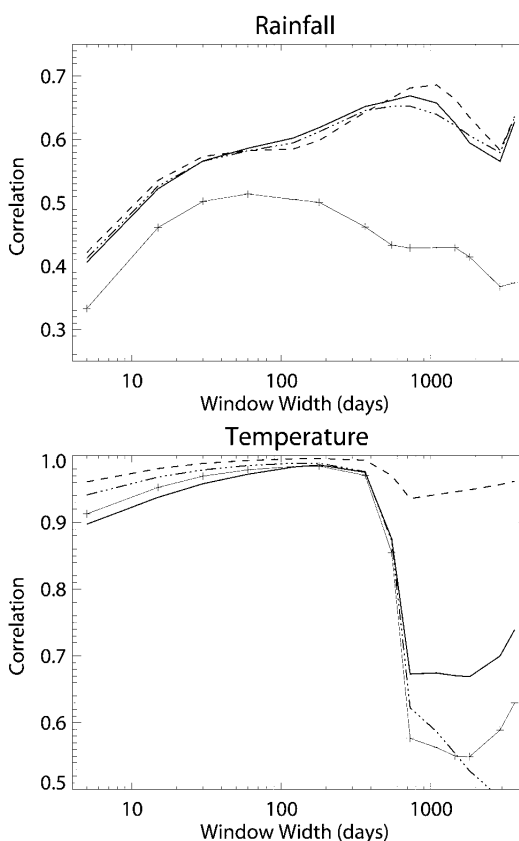


Figure 4. Mean correlation between downscaled and observed series (1957–2002) as a function of the width of the Hanning window filtering applied to the series. Thin line with crosses indicates analog. Thick line indicates weather typing, solid line indicates weather typing 1, dashed line indicates weather typing 2, and dotted-dashed line indicates weather typing 2bis (temperature is replaced by humidity as predictor).

Table 8. Linear Trend for the 90th Percentile of Minimum Temperature in Summer (K by Decade), 1957–2002^a

Station	Observations	Analog	Weather Typing 1	Weather Typing 2
S11	0.28	0.02	0.10	0.19
S4	0.41	0.05	0.20	0.26
S15	0.31	0.05	0.20	0.33
S6	0.36	−0.07	0.20	0.28
S1	0.42	0.04	0.17	0.31
S2	0.47	0.16	0.16	0.29
S5	0.33	−0.04	0.11	0.21

^aThe values significant at the 0.05 level are presented in bold.

when using predictors from ERA40 reanalysis. The ability of the SDMs must now be evaluated using GCM results as predictors. Here, the variable resolution version of the ARPEGE model with high resolution on the study area (around 60 km on D1) is used to provide suitable predictor(s). First, a brief validation of the GCM results in the downscaling context is carried out.

[41] Figure 5 shows the comparison of Z500 in winter and summer between the ARPEGE model and the ERA40 reanalysis. Mean and standard deviations for the 1958–1999 period are given. The model well reproduces the main spatial features of the mean Z500 but biases in variability exist. In particular, in the model, an underestimation of the winter variability in the northeast is seen. The ARPEGE model has realistic modes of variability. The first four Z500 Empirical Orthogonal Functions (EOF) of the model computed on the domain D1 are spatially well correlated with their ERA40 counterparts (the absolute value of correlation coefficients is always greater than 0.85. Not shown). For the downscaling procedure, the daily Z500 anomalies from the model are projected on the first ten EOFs from ERA40 reanalysis. Then the results of the projection can be directly classified in the weather types established for the learning period with ERA40 reanalysis. As the weather types are imposed to the model, the validation will be focused on two aspects: the probability of occurrence of each weather types, and their persistence properties.

[42] Figure 6 gives the probability of occurrence of each weather type from ERA40 and model simulation for the different seasons. The model results are globally close to the occurrences estimated from ERA40 reanalysis with some discrepancies particularly in winter and summer. This could have an impact on downscaling results. For example, in winter, the weather types WT0 and WT1 that correspond to wet conditions are too frequent and the occurrence of the driest weather type (WT3) is underestimated. The persistence properties of the weather types are also very important in the downscaling context, in particular to reproduce wet and dry spell properties. Figure 7 depicts the probability that a weather type lasts at least N consecutive days, derived from ERA40 reanalysis and model simulation. Model results are similar to those from ERA40 in all seasons.

5.2. Downscaling

[43] In all this section, the two weather typing methods are used to downscale the ARPEGE model present climate simulation.

[44] Figure 8 depicts the mean annual cycle of temperature and rainfall over the domain D2 for the 1985–1999

period. Direct model signals are compared with those obtained by downscaling (weather typing 2). Large overestimation of modelled rainfall occurs for all the months except August, September and October. A cold bias is seen in all seasons, and is particularly marked in summer. Despite the use of the modelled temperature as secondary predictor with weather typing 2 there is no bias in mean downscaled temperature. For rainfall, downscaling results are far better than the direct model values, and are very close to observations. Even with the variable resolution version of ARPEGE allowing for higher resolution over the zone of interest important biases exist for mean regional climate of the Seine basin. Here, the dynamical downscaling is not sufficient to obtain a realistic representation of regional climate. By contrast, statistical downscaling corrects the raw model errors concerning local climate, mainly because of its good representation of LSC.

[45] The diagnostics described in Table 4 are now computed for downscaled precipitation (Table 10). The period considered is August 1985 to December 1999. The results are close to the observations for both methods. Moreover, they are very similar to those previously obtained using ERA40 predictors (Table 4). In particular, persistence properties like p_{dd} and p_{ww} are quite well reproduced.

[46] For hydrometeorological studies, a realistic representation of the spatial variability of the regional climate is necessary. Here, the SDMs are based on resampling strategies, which are known to provide a good way to deal with spatial variability issues. As anticipated, the downscaled ARPEGE simulation with the weather typing 2 method presents a realistic representation of the spatial variability of mean rainfall amounts both in winter and summer as shown on Figure 9. The spatial variability of the 95th percentile of daily downscaled rainfall in winter and summer is also spatially close to the observations (Figure 10).

[47] Figure 11 shows the Probability Density Function (PDF) of rainfall and temperature as observed and downscaled. Two grid points are considered, corresponding to different rainfall characteristics. The point A, characterized by wet conditions, is located in the east of D2. The point B is situated in the west of the domain and is characterized by driest condition (see Figure 1 for the exact location of the points). Some minor discrepancies are seen. For the point A the model slightly underestimates the probability to have dry conditions whereas it is the inverse for the point B. Concerning temperature, the shape of the PDF is well

Table 9. Linear Trend for the 90th Percentile of Maximum Temperature in Winter (K by Decade), 1957–2002^a

Station	Observations	Analog	Weather Typing 1	Weather Typing 2
S8	0.24	0.43	0.33	0.47
S14	0.30	0.38	0.35	0.46
S3	0.26	0.40	0.25	0.39
S4	0.21	0.42	0.27	0.43
S13	0.23	0.42	0.26	0.47
S15	0.35	0.36	0.30	0.33
S6	0.31	0.45	0.25	0.48
S1	0.27	0.34	0.22	0.33
S7	0.32	0.45	0.28	0.44
S2	0.30	0.22	0.23	0.30

^aThe values significant at the 0.05 level are presented in bold.

D23106

BOÉ ET AL.: STATISTICAL-DYNAMICAL DOWNSCALING SCHEME

D23106

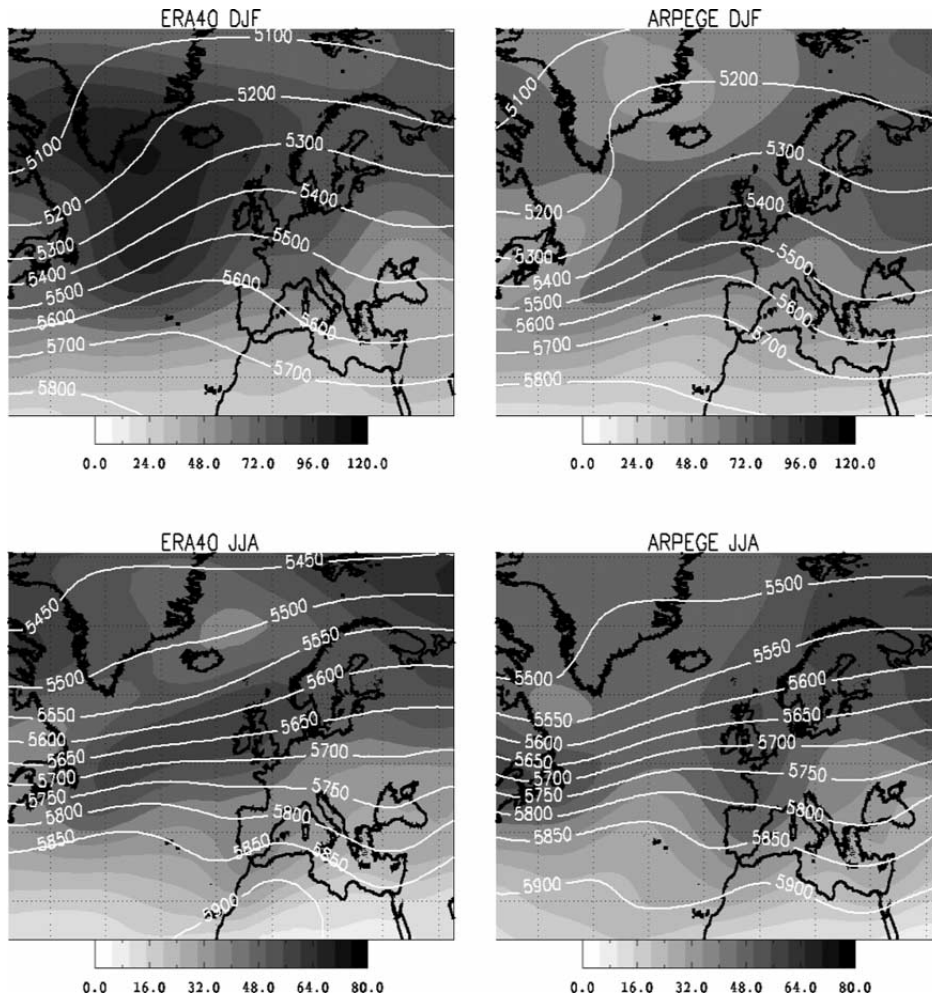


Figure 5. Mean and standard deviation of Z500 in (top) winter (December to February) and (bottom) summer (June to August) over the 1958–1999 period for (left) ERA40 and (right) the ARPEGE Model. Contour lines indicate mean (m). Shading indicates standard deviation (m).

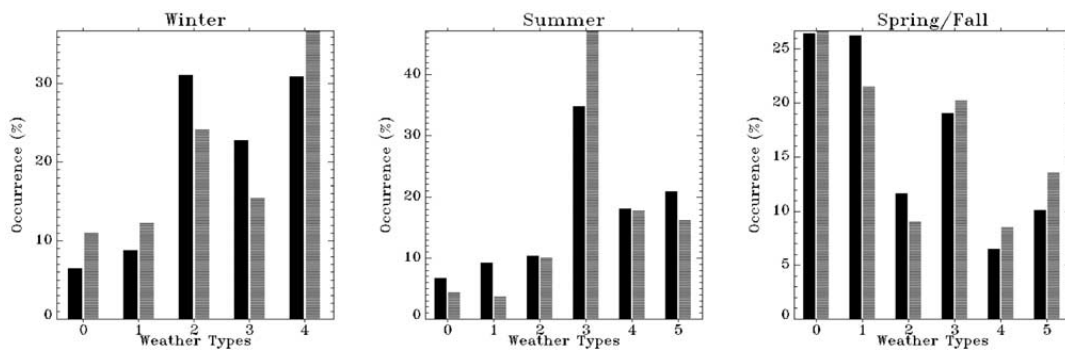


Figure 6. Probability of occurrence of the weather types for each season (1961–1990): ERA40 (solid) versus ARPEGE (shaded).

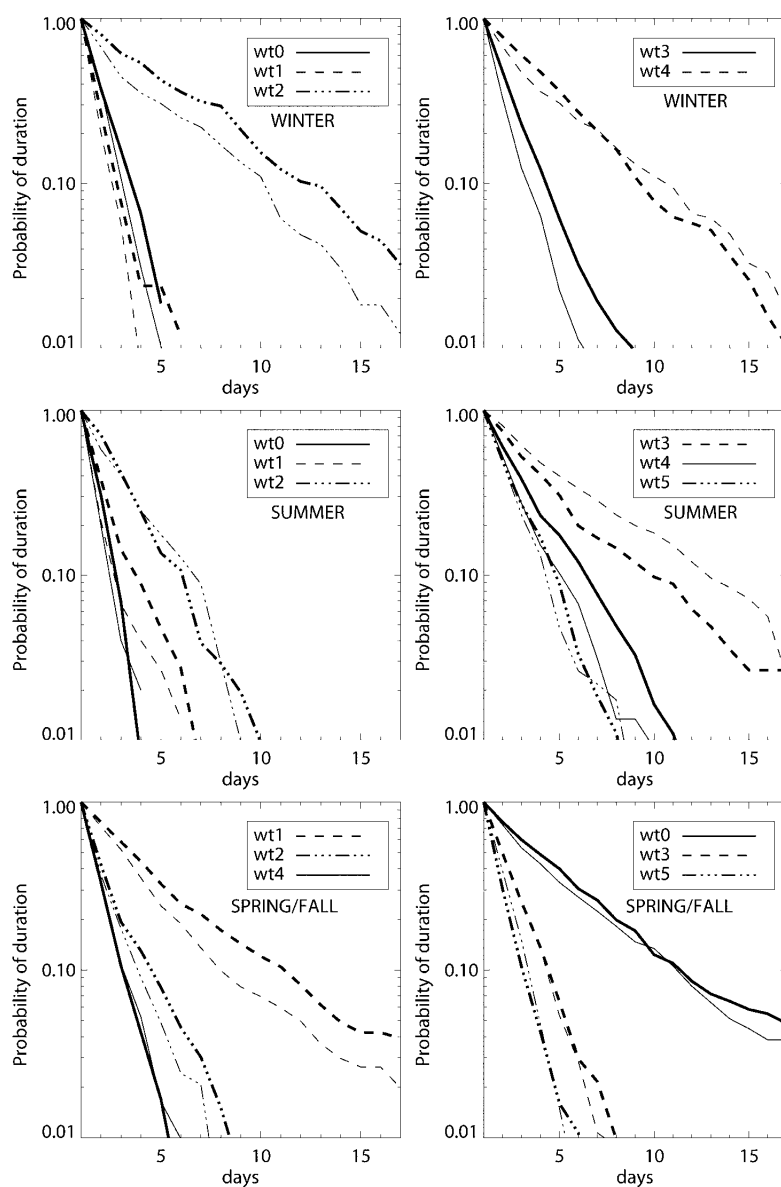


Figure 7. Persistence of the weather types for each season (1961–1990). The curves show the probability to have at least n consecutive days belonging to the same weather type. Thick lines indicate ERA40. Thin lines indicate ARPEGE.

reproduced. In particular, the bimodality is captured. Globally, the model downscaling give a good representation of the distribution of the variables.

[48] The use of the SDMs with ARPEGE results as predictors reproduces daily precipitation and temperature statistics and the spatial variability of regional climate. The impact of the possible problems noted during the validation

of the model (section 5.1) on the downscaling results is limited. Only a small overestimation of winter rainfall is seen (Figure 8) coherently with the overestimation of the occurrence of the two wet weather types (Figure 6) in the model. Using ARPEGE surface temperature as secondary predictor (spatially averaged and using only quantile values) is not responsible for a degradation of the results. It is thus

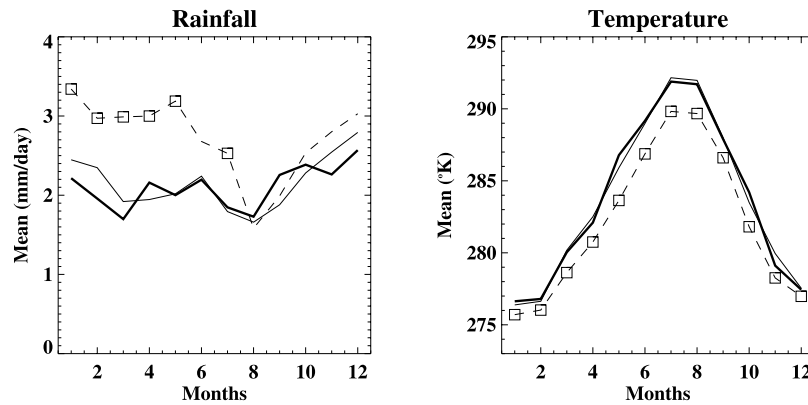


Figure 8. Mean seasonal cycle of rainfall and temperature over D2 (1985–1999) as observed (thick line), simulated (dotted line) and downscaled (thin line). The squares indicate the months where the difference between simulated values and observations are significant at the 0.05 level.

concluded that modelled temperature can be used as secondary predictor.

6. Downscaled ARPEGE A2 and B2 Scenarios

6.1. Mean Seasonal Changes

[49] As noticed by Charles *et al.* [1999], the validation of a statistical downscaling algorithm for present day conditions does not necessarily imply its validity for climate change projections. Indeed, as statistical downscaling uses only partial relationships that link large-scale information and regional climate, processes that are of secondary importance in present climate may play a primary role in perturbed climate. As global climate models account for many more processes and their complex interactions, Busuioc *et al.* [1999] attempt to test the validity of their downscaling scheme in future climate by verifying the consistency between downscaled and direct model results. The consistency adds confidence that the downscaling relationship remains valid in altered climate.

[50] Here, a control and two climate change simulations following the A2 and B2 scenarios are downscaled with weather typing 1 and weather typing 2. Mean seasonal downscaled precipitation and temperature anomalies between future and present climate averaged on the domain

D2 are compared with those obtained directly from the model.

[51] In autumn and spring, for the A2 scenario (Figure 12), the anomalies obtained from weather typing 1 and model are quite similar, whereas in summer and winter the changes in downscaled temperature are very small compared to the direct model. For the B2 scenario (Figure 13) an underestimation is seen for all the seasons. The only use of Z500 as predictor thus generally does not reproduce the seasonal temperature changes of the model both for the A2 and B2 simulations, even if the differences are dependent on the season and scenario. Conversely, the use of temperature as secondary predictor in weather typing 2 leads to temperature changes that are very similar to those obtained directly with the model. Concerning precipitation, for the B2 scenario the results obtained with weather typing 2 and the model are quasi-identical. For the A2 scenario the downscaling and model results are also consistent except in autumn. Note that for the period 2070–2099, modelled and downscaled autumn precipitation nevertheless exhibits coherent decreasing trends (not shown).

[52] Another indication reinforcing our confidence that the empirical relationship established for the present climate with the weather typing 2 method is still valid in altered climates is given in Table 11, showing the correlations of spatially averaged downscaled precipitation and tempera-

Table 10. Spatial Mean and Root Mean Square Errors (RMSE) for Precipitation Diagnostics With Different SDMs Using ARPEGE Predictor(s) for the 1985–1999 Period^a

Diagnostic	Observations, Mean	Weather Typing 1		Weather Typing 2	
		Mean	RMSE	Mean	RMSE
Mean	4.47	4.40	(0.27)	4.57	(0.41)
SD wet	5.45	5.27	(0.53)	5.56	(0.64)
95% wet	15.54	15.07	(1.49)	15.99	(2.25)
P_d	0.52	0.52	(0.018)	0.52	(0.024)
P_{dd}	0.68	0.67	(0.024)	0.68	(0.025)
P_{ww}	0.65	0.65	(0.027)	0.65	(0.036)
L_d	4.91	4.57	(0.49)	4.64	(0.51)
L_w	4.11	4.23	(0.39)	4.31	(0.56)

^aMean and RMSE are computed on 9988 values (2497 grid points by four seasons).

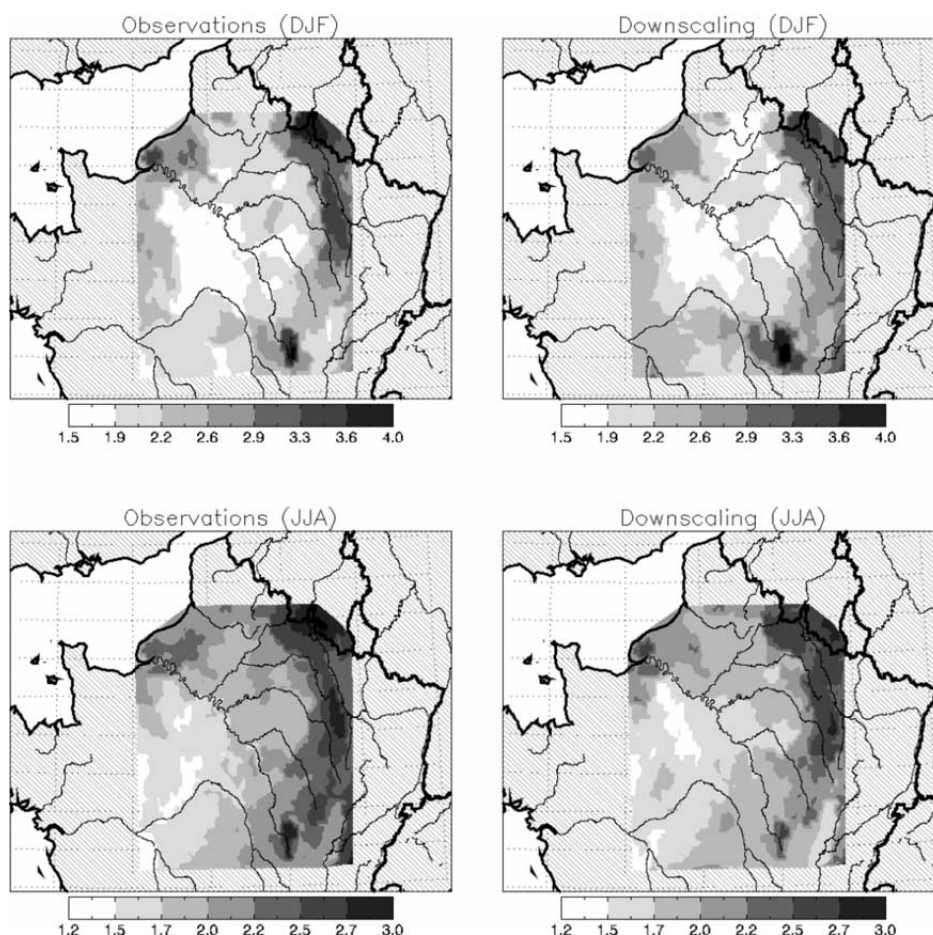


Figure 9. Rainfall climatologies (1985–1999) as (left) observed and (right) downscaled with weather typing 2 (mm/day). (top) Winter (December to February). (bottom) Summer (June to August). The spatial correlation between downscaled and observed fields is 0.91 in winter and 0.90 in summer.

ture series with the direct model results. Even if a GCM fails to totally reproduce the small scale features of regional climate by construction, it should nevertheless partially capture the links between the large-scale climatic state and the regional climate. Consequently, for present climate, a significant correlation is found between the downscaled series and the direct model results averaged on D2 for temperature and precipitation in all seasons. It is then interesting to note that the strength of this statistical link is unchanged in future climate simulations for both scenarios with the weather typing 2 method. If a major modification (captured by the model) of the link between LSC patterns and regional climate has occurred with climate change, a net degradation of the correlation between downscaled and direct model results would have been noted. It is not the case for weather typing 2. For weather typing 1, an important diminution of the correlation for temperature is noted (not shown).

[53] In summary, our results give confidence in the use of the weather typing 2 SDM for climate change studies. Conversely it is concluded that weather typing 1 is not applicable to altered climates. Downscaling based only upon LSC predictors does not correctly represent temperature changes and even, to a lesser extent precipitation modifications. Differences are noticed between weather typing 1 and weather typing 2 results concerning precipitation. As these two methods only differ by the use of model temperature as secondary predictor in weather typing 2, this might underline the role of temperature changes in precipitation modifications. The relative change in water-holding capacity of the atmosphere is governed by the Clausius-Clapeyron equation and is therefore approximately proportional to temperature change. As the models suggest that the changes in relative humidity are small, the moisture content should vary proportionally to temperature changes [Trenberth *et al.*, 2003]. Even if the interactions between humidity modifications and precipitation are complex, the misrepresentation of temperature changes through

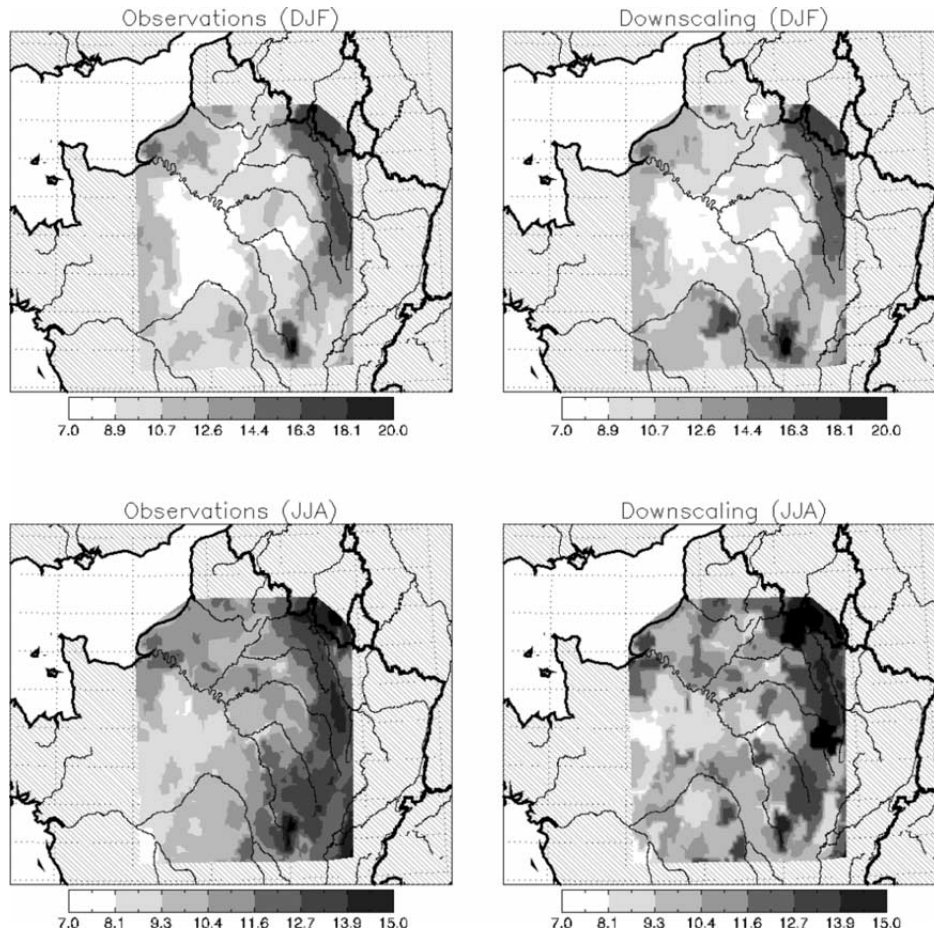


Figure 10. The 95th percentile of daily rainfall (mm/day) for the period 1985–1999 as (left) observed and (right) downscaled with weather typing 2. (top) Winter (December to February). (bottom) Summer (June to August). The spatial correlation between downscaled and observed values is 0.90 in winter and 0.74 in summer.

downscaling process has an impact on precipitation results as seen in weather typing 1 method.

[54] Whereas downscaling results are in very good agreement with the model for the B2 scenario (2040–2069) some discrepancies can be seen for the A2 scenario (2070–2099). It is intuitively consistent with the hypothesis that the more different the future climate from the present climate is, the more questionable the use of a statistical downscaling relationship established for present climate is. Nevertheless, even for the A2 scenario at the end of the century, in our case for weather typing 2, the discrepancies remain very limited.

6.2. Intratypes and Intertypes Modifications

[55] Wilby *et al.* [2004] noticed that weather classification schemes can be insensitive to future climate forcing. Indeed, climate change can influence the probability of occurrence of the weather types but also the links between a weather

type and the regional climate. The simplest weather typing downscaling procedure that would consist given a set of weather types, in randomly choosing a day of the observation data set that belongs to the same weather type only takes into account the modification of the probabilities of occurrence. A simple mathematical decomposition is used to separate linearly the effects of occurrence changes and the effects of the modification of the links between weather types and regional climate (R. Vautard, Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit, submitted to *Geophysical Research Letters*, 2006) that may occur in the climate scenario.

[56] Let X_i^p the mean conditional value of a regional variable for the weather type i in present climate and X_i^f the value in future climate.

[57] The total anomaly ΔX of the variable between future and present climate can be written as:

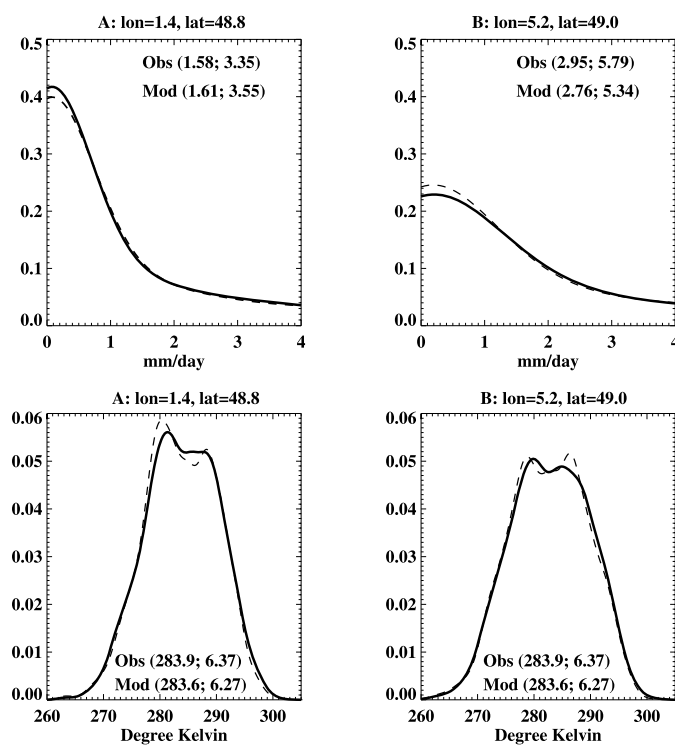


Figure 11. Probability density function of (top) rainfall and (bottom) temperature for two different points of the domain ((left) A and (right) B). See Figure 1 for the location of the points. The PDF is plotted for the observations (Obs., thick line) and for the downscaling of ARPEGE (Mod., dotted line). The mean and the standard deviation of the variables is indicated in brackets.

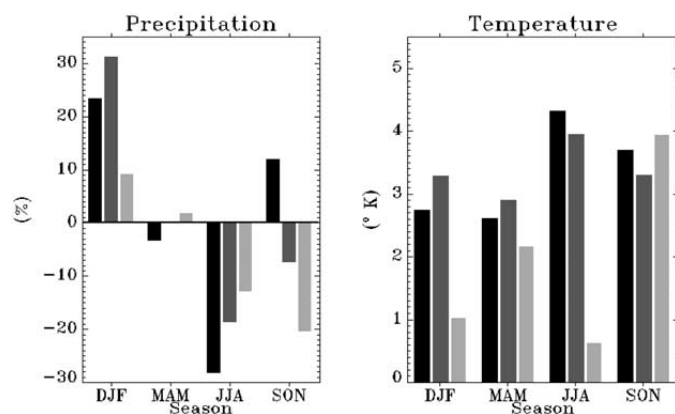


Figure 12. Seasonal anomalies of (left) precipitation (percent) and (right) temperature (K) between 2070–2100 and 1960–2000 with the A2 scenarios in average over D2. Solid indicates model, heavy shading indicates weather typing 2, and light shading indicates weather typing 1.

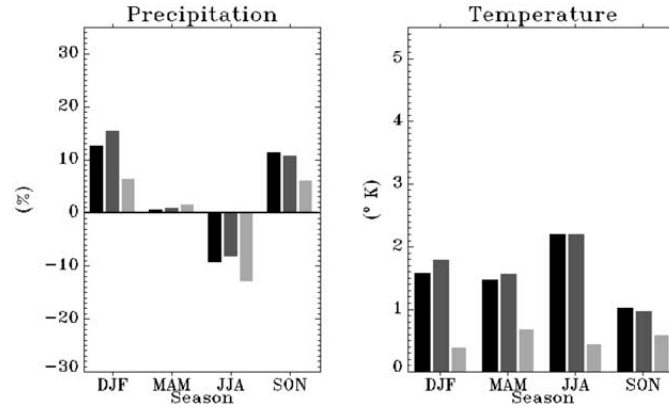


Figure 13. Seasonal anomalies of (left) precipitation (percent) and (right) temperature (K) between 2040–2070 and 1960–2000 with the B2 scenarios in average over D2. Solid indicates model, heavy shading indicates weather typing 2, and light shading indicates weather typing 1.

$$\Delta X = \sum_{i=1}^k (f_i^f X_i^f - f_i^p X_i^p) \quad (5)$$

where f_i^f and f_i^p are the frequency of occurrence of each weather type in future and present climate respectively.

[58] Equation (5) can be rewritten as:

$$\Delta X = \sum_{i=1}^k (f_i^p (X_i^f - X_i^p)) + \sum_{i=1}^k ((f_i^f - f_i^p) X_i^p) \quad (6)$$

The first term in equation (6) is the “intratypes” anomaly that is due to the modification of the link between the weather types and the regional climate. The second term is the anomaly that is due to the modification of the frequencies of occurrence (the “intertypes” anomaly). This decomposition is applied to the anomalies between the B2 simulation (2040–2060) and the control run (1960–2000) for direct and downscaled temperature and precipitation, averaged on the domain D2 (Table 12).

[59] Note that in the first term of equation (6) the modifications of the probabilities of occurrence play a role. Indeed this term can be decomposed as:

$$\sum_{i=1}^k (f_i^p (X_i^f - X_i^p)) + \sum_{i=1}^k (\Delta f_i (X_i^f - X_i^p)) \quad (7)$$

where $\Delta f_i = f_i^f - f_i^p$ is the modification of the frequencies of occurrence. Here, the term in equation (7) that is due to occurrence changes (second term) is much smaller than the first term both for temperature and precipitation (not shown).

[60] The results obtained with direct model variables and downscaled outputs are coherent both for temperature and precipitation with weather typing 2. This downscaling algorithm captures both intertypes and intratypes changes, which reinforces our confidence in downscaled results in climate change context. Table 12 indicates that the changes

within the weather types are at least as much important as the changes due to modification of the frequency of occurrence. For precipitation the two anomalies are even most of the time of opposite signs. Note that the intratypes changes should not be interpreted as pure physical changes in comparison with the dynamical changes represented by intertypes changes. For precipitation, intratypes changes with weather typing 1 that uses only a dynamical predictor are very similar with those obtained with weather typing 2 in summer and spring, and smaller in winter and autumn. The dynamical predictor is thus able to capture an important part of intratype changes for precipitation. Conversely, for temperature it is not the case: weather typing 1 is totally unable to capture intratypes changes. These results highlight the drawback to use only the modifications of the frequencies of occurrence in weather typing approaches, as it represents only a part of climate change signal.

7. Summary and Conclusion

[61] Among different statistical downscaling methods, the weather typing approaches have strengths and weaknesses as summarized by *Wilby et al.* [2004]. In particular, these

Table 11. Correlation of Spatially Averaged Precipitation and Temperature Series Between Downscaled (Using Weather Typing 2) and Direct Model Results for Control, A2 and B2 Simulations

	Present (1960–2000)	B2 (2040–2060)	A2 (2070–2100)
<i>Precipitation</i>			
Winter	0.52	0.52	0.53
Spring	0.52	0.54	0.54
Summer	0.42	0.37	0.36
Autumn	0.50	0.48	0.47
<i>Temperature</i>			
Winter	0.92	0.95	0.95
Spring	0.91	0.95	0.95
Summer	0.92	0.96	0.94
Autumn	0.92	0.94	0.93

Table 12. Decomposition of the Temperature and Precipitation Seasonal Anomalies Averaged on the Domain D2 Between the B2 Simulation (2040–2060) and the Control Run (1960–2000) for Direct Model and Downscaled Results With Weather Typing 2^a

	Model		Downscaling	
	Intertypes	Intratypes	Intertypes	Intratypes
	<i>Precipitation, mm/day</i>			
DJF	−0.03	0.38	0.06	0.26 (0.10)
MAM	−0.31	0.37	−0.34	0.38 (0.39)
JJA	−0.41	0.21	−0.72	0.45 (0.44)
SON	−0.17	0.38	−0.24	0.47 (0.36)
	<i>Temperature, K</i>			
DJF	0.16	1.37	0.24	1.54 (0.11)
MAM	0.73	0.67	0.86	0.72 (−0.32)
JJA	0.84	1.32	0.89	1.32 (−0.49)
SON	0.45	0.41	0.44	0.52 (0.12)

^aFor intratypes changes results obtained with weather typing 1 are also shown in brackets (the intertypes changes are quasi-identical with the two methods). See text for calculation explanation.

methods yield physically interpretable linkages to surface climate and can be applied to a wide range of problems. Nevertheless they require additional task of weather classification and can be insensitive to future climate forcing. In particular they may not capture intratype variations in surface climate. In this study, a simple yet efficient weather typing-based methodology intended to overcome these weaknesses is developed.

[62] A bottom-up approach starting from regional climate properties to establish discriminating weather types for local variables is applied. To take into account the intratype variations in surface climate, the distances to the weather types are then used in the downscaling process. The performance of the weather typing methods is tested against a standard analog approach, considered as a natural “benchmark” method, as it has proven to be both simple and skillful (Zorita and von Storch [1999]). The major advantages of weather typing compared to analogs is the possible study of the physical mechanisms on which the statistical downscaling is based.

[63] First, using ERA40 reanalysis fields as predictors (z500 for weather typing 1, z500 and surface temperature for weather typing 2), it was shown that the weather typing method developed in this paper is superior to the standard analog method and successfully reproduces daily statistic properties of precipitation. Moreover, low-frequency variations of downscaled temperature and precipitation are well simulated and close to the observations. Next, the weather typing methods were tested using as predictors the results of a global GCM simulation with high resolution over the study area thanks to a variable resolution. As the atmospheric circulation is globally well reproduced in the GCM, when applying the SDMs, a good representation of regional climate properties is obtained. The model temperature can be used as secondary predictor without loss of performance, even if temperature is globally underestimated by the model because of the way it is used within the downscaling process. It is worth noting that even with high resolution over the study area the model has important biases for mean temperature and precipitation. Using statistical downscaling provides an important improvement of the results.

[64] The consistency of downscaling and raw model results are tested for two future climate simulations. The weather typing method that uses temperature as a secondary predictor yields results that are consistent with model changes both for temperature and precipitation with the B2 scenario. With the A2 scenario the results are also consistent except in autumn for precipitation. These results give confidence in the use of this SDM for climate change applications. Conversely, if the temperature is not used as secondary predictor, the SDM fails to reproduce the temperature changes and in a lesser extent the precipitation changes. The latter is considered not applicable in altered climates. By contrast, this SDM correctly reproduces present day regional climate. As in Charles *et al.* [1999], these results highlight the importance of evaluating the plausibility of climate change projections on the basis of statistical downscaling.

[65] The SDMs used in this study are based on a resampling strategy. The major weakness of this approach is that resampling is incapable of giving values outside the already observed range of values. This drawback is common to many SDM, as resampling strategies are often chosen when dealing with spatial and multivariate problems. It is the case for the weather typing and analog methods, and also when single-site results are extended to multiple sites from regression-based methods [Wilby *et al.*, 2003] or weather generators [Palutikof *et al.*, 2002]. For hydrological applications, as the greatest present day cumulated amount of precipitation over N days can be exceeded, the greatest streamflow of present climate can also be exceeded in future climate. Depending upon the characteristics of the watershed, the limitation of resampling strategies concerning the extreme values is more or less important. It must also be noted that in the A2 scenario for the whole 2070–2100 period, the greatest value of mean precipitation on the domain D2 in the control run (1960–2000) is only exceeded for 16 days. This thus reinforces our confidence in the use of a resampling strategy for the downscaling of the Seine basin precipitation. Nevertheless, generally, when analyzing the results of climate change impact assessments obtained by SDM on the basis of resampling this point should be carefully considered.

[66] Finally it is concluded that the downscaling methodology developed in this paper can be applied to the study of the impacts of climate change on the Seine basin hydrology, which will be the object of a future study. This method may also find other applications, as for example seasonal hydrological forecast.

[67] **Acknowledgments.** This work was supported by the Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH) under the RIVAGES project and by the European Community via the sixth framework program ENSEMBLES project under contract GOCE-CT-2003-505539. ECMWF ERA-40 data used in this study have been obtained from the ECMWF data server. The authors are grateful to the Division de la Climatologie (DCLIM) at Météo-France for providing the SQR data set. They would like to thank M. Déqué for providing the PRUDENCE simulations and C. Cassou for stimulating discussion about this work.

References

- Allen, M. R., and W. J. Ingram (2002), Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle, *Nature*, *419*, 224–232.
- Bengtsson, L., S. Hagemann, and K. I. Hodges (2004), Can climate trends be calculated from reanalysis data?, *J. Geophys. Res.*, *109*, D11111, doi:10.1029/2004JD004536.

- Busuioc, A., H. von Storch, and R. Schnur (1999), Verification of GCM-generated regional seasonal precipitation for current climate and of statistical downscaling estimates under changing climate conditions, *J. Clim.*, 12(1), 258–272.
- Cassou, C., L. Terray, and A. S. Phillips (2005), Tropical Atlantic influence on European heatwaves, *J. Clim.*, 18(15), 2805–2811.
- Charles, S. P., B. C. Bates, P. H. Whetton, and J. P. Hugués (1999), Validation of downscaling models for changes climate conditions: Case study of southwestern Australia, *Clim. Res.*, 12, 1–14.
- Corte-Real, J., B. Qian, and H. Xu (1999), Circulation patterns, daily precipitation in Portugal and implications for climate change simulated by the second Hadley Centre GCM, *Clim. Dyn.*, 15, 921–935.
- Durand, Y., E. Brun, L. Merindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre, and E. Martin (1993), A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models, *Ann. Glaciol.*, 18, 65–71.
- 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.
- Etchevers, P., C. Golaz, F. Habets, and J. Noilhan (2002), Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology, *J. Geophys. Res.*, 107(D16), 4293, doi:10.1029/2001JD000490.
- Gibelin, A.-L., and M. Déqué (2003), Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Clim. Dyn.*, 20, 327–339.
- Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. Visconti (1990), Use of a limited-area model nested in a general circulation model for regional climate simulation over Europe, *J. Geophys. Res.*, 95(D11), 18,413–18,431.
- Gutiérrez, J. M., A. S. Cofiño, R. Cano, and M. A. Rodríguez (2004), Clustering methods for statistical downscaling in short-range weather forecast, *Mon. Weather Rev.*, 132(9), 2169–2183.
- Habets, F., P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan, and C. Ottlé (1999), Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31,145–31,172.
- Jones, T. C., et al. (2003), Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emission scenarios, *Clim. Dyn.*, 20, 583–612.
- Klein Tank, A. M. G., and G. P. Können (2003), Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99, *J. Clim.*, 16(22), 3665–3680.
- Ledoux, E., G. Girard, and J. P. Villeneuve (1984), Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique, *Houille Blanche*, 1/2-1984, 101–110.
- Martin, E., B. Timbal, and E. Brun (1997), Downscaling of general circulation model outputs: Simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change, *Clim. Dyn.*, 13, 45–56.
- Mearns, L. O., I. Bogardi, F. Giorgi, I. Matyasovszky, and M. Palecki (1999), Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling, *J. Geophys. Res.*, 104(D6), 6603–6621.
- Mehrotra, R., and A. Sharma (2005), A nonparametric nonhomogeneous hidden Markov model for downscaling of multisite daily rainfall occurrences, *J. Geophys. Res.*, 110, D16108, doi:10.1029/2004JD005677.
- Michelangeli, P.-A., R. Vautard, and B. Legras (1995), Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity, *J. Atmos. Sci.*, 52(8), 1237–1256.
- Moisselin, J. M., M. Schneider, C. Canellas, and O. Mestre (2002), Changements climatiques en France au 20ème siècle. Etude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures, *Meteorologie*, 38, 45–46.
- Noilhan, J., and S. Planton (1989), A simple parametrization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536–549.
- Palutikof, J. P., C. M. Goodess, S. J. Watkins, and T. Holt (2002), Generating rainfall and temperature scenarios at multiple sites: Examples from the Mediterranean, *J. Clim.*, 15(24), 3529–3548.
- Plaut, G. (2004), Building downscaling algorithms for precipitation: The “Potential Precipitation Circulation Index” or “ppci”, an adaptive predictor to downscale extreme precipitation on the french Alpes Maritimes, STARDEX project partner 5 (CNRS-INLN) report for deliverable D10, Clim. Res. Unit, Univ. of East Anglia, Norwich, U.K. (Available <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/stardex/deliverables/D10/>)
- Plaut, G., E. Schuepbach, and M. Doctor (2001), Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971–1995, *Clim. Res.*, 17, 285–302.
- Roebber, P. J., and L. F. Bosart (1998), The sensitivity of precipitation to circulation details. Part I: An analysis of regional analogs, *Mon. Weather Rev.*, 126, 437–455.
- Royer, J. F., et al. (2002), Simulation of climate changes during the 21st century including stratospheric ozone, *C. R. Geosci.*, 334, 147–154.
- Schubert, S. (1998), Downscaling local extreme temperature changes in south-eastern Australia from the CSIRO MARK2 GCM, *Int. J. Climatol.*, 18, 1419–1438.
- Straus, D. M., and F. Molteni (2004), Circulation regimes and SST forcings: Results from large GCM ensembles, *J. Clim.*, 17(8), 1641–1656.
- Terray, L., M.-E. Demory, M. Déqué, G. de Coetlogon, and E. Maisonnavé (2004), Simulation of late-twenty-first-century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes, *J. Clim.*, 17(24), 4630–4635.
- Timbal, B. (2004), Southwest Australia past and future rainfall trends, *Clim. Res.*, 26(3), 233–249.
- Timbal, B., A. Dufour, and B. McAvaney (2003), An estimate of future climate change for western France using a statistical downscaling technique, *Clim. Dyn.*, 20, 807–823.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons (2003), The changing character of precipitation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 1205–1217.
- von Storch, H. (1999), On the use of “inflation” in statistical downscaling, *J. Clim.*, 12(12), 3505–3506.
- Wilby, R. L., T. M. L. Wigley, D. Conway, P. D. Jones, B. C. Hewitson, J. Main, and D. S. Wilks (1998), Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods, *Water Resour. Res.*, 34(11), 2995–3008.
- Wilby, R. L., O. J. Tomlinson, and C. W. Dawson (2003), Multi-site simulation of precipitation by conditional resampling, *Clim. Res.*, 23, 183–194.
- Wilby, R. L., S. P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, and L. O. Mearns (2004), Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods, Data Distrib. Cent. of the Intergovt. Panel on Clim. Change, Geneva, Switzerland.
- Wilson, L. L., D. P. Lettenmaier, and E. Skyllingstad (1992), A hierarchical stochastic model of large-scale atmospheric circulation patterns and multiple station daily precipitation, *J. Geophys. Res.*, 97(D3), 2791–2809.
- Zhang, X., X. Wang, and J. Corte-Real (1997), On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal, *J. Geophys. Res.*, 102(D12), 13,495–13,507.
- Zorita, E., and H. von Storch (1999), The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods, *J. Clim.*, 12(8), 2474–2489.
- Zorita, E., J. P. Hughes, D. P. Lettemaier, and H. von Storch (1995), Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation, *J. Clim.*, 8(5), 1023–1042.

J. Boë and L. Terray, Climate Modelling and Global Change Team, CERFACS/CNRS, SUC URA1875, 42 Avenue Gaspard Coriolis, F-31057, Toulouse Cedex 1, France. (boe@cerfacs.fr)
F. Habets and E. Martin, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, F-31057 Toulouse, France.

8.2 Extension de l'article : Adaptation de la méthode à l'ensemble du territoire français

L'article précédent présente les bases d'une méthode de désagrégation fondée sur des types de temps, permettant de désagréger plusieurs variables spatialement distribuées, sur le bassin de la Seine. Cette méthode a ensuite été étendue à l'intégralité du territoire français métropolitain (à l'exception de la Corse). Quelques améliorations ont aussi été introduites. La méthode pour la France dans ses grandes lignes reste similaire à celle pour la Seine, seuls des points de détails ayant été modifiés. Nous décrirons donc ici uniquement et de façon rapide les modifications apportées à la méthode précédemment décrite dans l'article.

• Données et période d'apprentissage

Comme pour la Seine, les données SAFRAN sont utilisées comme observations. La période d'apprentissage considérée s'étend du 01/08/1981 au 31/07/2005. L'analyse SAFRAN a par la suite été étendue jusqu'en 1970 mais trop tardivement pour que l'on puisse s'en servir dans la construction de la méthode. La décennie 1970-1980 est néanmoins utilisée pour la validation. On utilise ici les réanalyses NCEP à la place des réanalyses ERA40 car ces dernières s'arrêtent en 2002 : elles ne permettraient pas d'intégrer la période 2002-2005 dans l'apprentissage, période pourtant très intéressante à prendre en compte en raison de ses caractéristiques climatiques (caractère exceptionnellement chaud de l'été 2003 par exemple).

La pression moyenne au niveau de la mer (PSL) est utilisée à la place du géopotentiel à 500 hPa (Z500). Ce choix découle en premier lieu de considérations pratiques : pour les modèles du GIEC AR4 que nous désirons utiliser, la PSL est plus fréquemment et plus facilement accessible que le Z500. De plus, pour la Seine, différents prédicteurs de grande échelle ont été testés et aucune différence substantielle entre les résultats obtenus avec le Z500 et la PSL n'a été mise en lumière. Le domaine de classification a été agrandi, en particulier vers le sud et l'est, pour pouvoir mieux prendre en considération la dynamique affectant les précipitations dans le sud-est de la France (Figure 8.1).

Comme pour la Seine, un indice de température est utilisé. La boîte où la moyenne est faite est ici étendue : la moyenne est réalisée sur le domaine de classification entier (voir Figure 8.1) L'objectif principal est d'éviter que l'indice de température soit trop dépendant de la réponse locale du modèle en température, pouvant fortement dépendre du modèle de sol, en été.

• Construction des types de temps

Pour la Seine, une double classification est faite : d'abord les précipitations, puis ensuite le Z500 à l'intérieur des classes de précipitations. Cette procédure est applicable car le nombre de clusters de précipitations est faible sur un domaine comme la Seine. Ce n'est pas le cas pour la France, et la procédure décrite dans l'article du chapitre 5, plus effi-

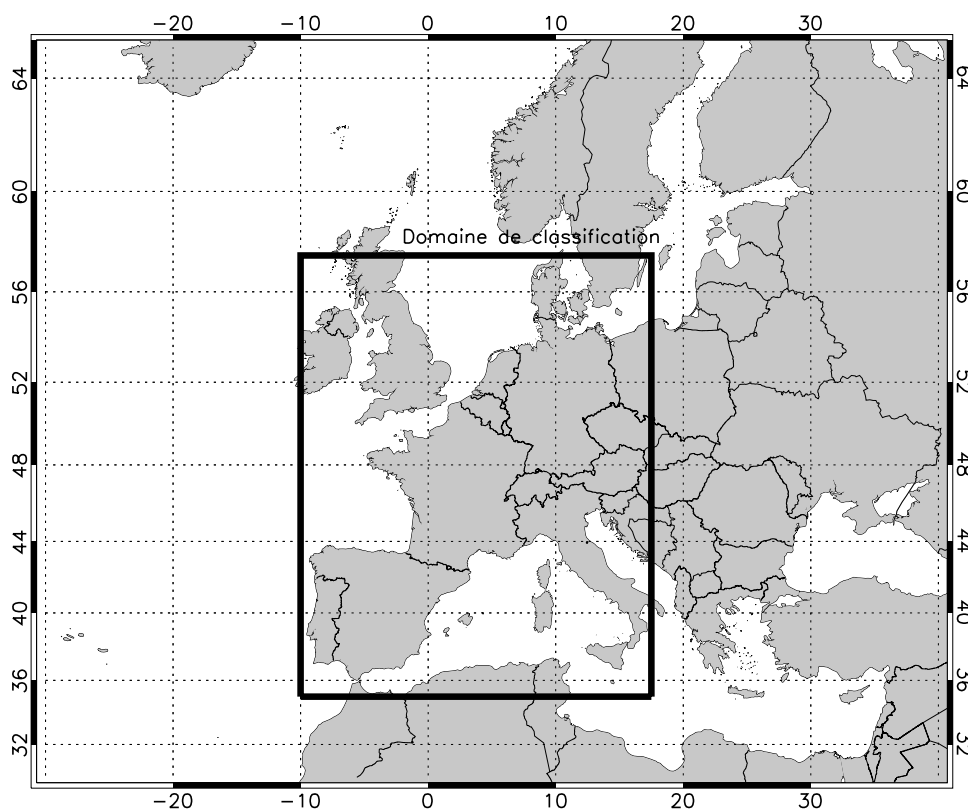


FIG. 8.1: Domaine pour la classification de la variable de grande échelle $[-10,17.5]$ en longitude et $[35,57.50]$ en latitude.

cace dans ce cas, est préférée. Les jours sont tout d'abord classés dans un espace bi-varié précipitations/pression de surface. Ensuite, les types de temps sont définis en calculant les composites de pression des clusters bi-variés. Les quatre saisons traditionnelles (DJF, MAM, JJA, SON) sont traitées séparément. On obtient ainsi un nombre raisonnable de types de temps (9 en hiver et automne, 10 en été et printemps).

• Indices de précipitations

Pour la Seine, compte tenu de la relative homogénéité spatiale des précipitations, un seul indice de précipitations est utilisé. Pour la France, il devient nécessaire de prendre plusieurs indices de précipitations couvrant le territoire.

Pour des raisons pratiques, un indice de précipitations est construit pour chacune des 220 mailles de la grille ARPEGE-VR sur la France (ce choix permet de rendre plus cohérente une analyse proposée par la suite, dans la Section 8.4)

Comme pour la Seine, une approche par régression linéaire est appliquée. Les précipitations journalières SAFRAN, moyennées sur des cercles de 40 km de rayon centrés sur les mailles du modèle ARPEGE, sont prises comme variables à prédire et les distances au type de temps constituent les prédicteurs : 220 régressions sont donc faites. Une transformation par la racine carrée est appliquée ici aussi avant régression sur les précipitations, et s'avère

satisfaisante (notamment pour le respect du caractère gaussien des résidus). Pour l'été, on utilise comme prédicteur supplémentaire l'indice de température précédemment décrit, car il apporte pour cette saison dans la régression une information supplémentaire non prise en compte par les types de temps (en hiver, comme montré dans l'article du chapitre 5, la température n'apporte pas d'information supplémentaire). C'est une amélioration par rapport à la méthode sur la Seine.

• **Choix des jours**

Comme pour la Seine, nous prenons en compte la valeur des indices de précipitations, de l'indice de température et le type de temps pour faire un rééchantillonnage conditionnel des jours de la période d'apprentissage. La méthode de choix du jour a été adaptée : une distance, prenant en compte à la fois l'indice de température et les indices précipitation, est calculée en donnant un poids identique aux deux variables, puis on choisit au hasard un jour parmi les 15 jours les plus proches pour cette distance appartenant au même type de temps.

• **Correction du changement de température**

Pour la température, les jours du climat présent ne sont pas toujours suffisamment chauds pour restituer l'anomalie de température du climat futur. Dans ce cas, on rajoute un delta de façon homogène spatialement, correspondant à la différence entre la valeur de l'indice de température du jour à désagréger et celui du jour choisi par la procédure décrite ci-dessus. Ce delta est uniquement rajouté les jours où cette différence dépasse 2°C. Le seuil de 2°C est choisi pour que le nombre de jours sur la période présente où ce delta est rajouté soit quasi-nul (car dans notre optique, ce delta corrigeant le manque de jours suffisamment chauds dans la période d'apprentissage pour représenter l'intégralité du changement climatique n'a pas, par définition, à être utilisé dans le climat présent).

Dans le climat futur, le nombre de jours où ce delta est utilisé dépend évidemment du réchauffement simulé par le modèle. Il est variable selon les années et selon les saisons (plus fort en été et plus faible en hiver car le réchauffement y est plus limité). Pour donner un ordre de grandeur, pour un scénario SRES-A1B de ARPEGE-VR simulant une augmentation de température dans la fourchette haute (pour ce scénario), sur la période 2070-2099, environ 15% des jours en été sont corrigés en température et 5 % en hiver. Sur la période 2045-2065 qui est celle principalement utilisée dans la thèse on est à 3.5% en hiver et 6% en été.

Pour maintenir la cohérence entre les variables, on modifie en parallèle la partition pluie/neige (en suivant la même approche que celle décrite dans le chapitre 7), et le rayonnement infrarouge descendant pour tenir compte de la nouvelle température (une température plus chaude correspondant à un flux radiatif plus important). On suit ici la formule présentée dans Etchevers et al. (2002) pour modifier le rayonnement descendant en fonction de la température : le changement relatif du rayonnement infrarouge est supposé être proportionnel au changement relatif de température. En pratique, l'effet sur les débits simulés de ces corrections est quasi-indécelable en ce qui concerne la partition

pluie/neige et très faible en ce qui concerne la correction du rayonnement infrarouge. Ce n'est donc pas une étape cruciale.

Ici comme dans la majorité des méthodes de désagrégation statistique un certain nombre de choix présentant une part de subjectivité sont faits. Néanmoins, dans tous les cas, ces choix se sont faits en testant les reconstructions du climat régional obtenues. On vérifie en plus par des tests que la sensibilité des résultats à ces choix reste limitée.

8.3 Validation

8.3.1 Désagrégation des réanalyses NCEP

Nous ne reprendrons pas l'ensemble des validations proposées dans l'article sur la Seine, mais présenterons ici les diagnostics de synthèse les plus importants. On procède ici à la désagrégation des réanalyses NCEP (c'est à dire que les prédictors du MDS, température et PSL, proviennent de ces réanalyses). L'évolution temporelle des variables climatiques régionales reconstruites par désagrégation peut ainsi être comparée à celle des variables observées. Les données SAFRAN sont utilisées comme observations de référence. La longueur limitée du jeu de données SAFRAN ne permet pas de considérer une période d'apprentissage et une période de validation indépendante. Pour éviter d'augmenter artificiellement les performances du MDS, une validation croisée est appliquée : pour chaque jour à désagréger, on retire les quinze jours précédents et suivants du "pool" de jours de resampling possibles.

La Figure 8.2 présente la corrélation journalière entre les précipitations désagrégées à partir des réanalyses NCEP et les précipitations SAFRAN. Tout d'abord, il faut noter que les corrélations très faibles (< 0.10) obtenues très localement dans l'extrême nord-est de la France, proviennent d'un problème du jeu de données SAFRAN. Il est en effet difficile d'imaginer une raison physique pouvant expliquer une chute brutale de corrélation à si petite échelle. L'analyse de données de précipitations indépendantes confirme cette hypothèse. Vu l'extension spatiale très limitée de la zone touchée, ce problème a un impact négligeable sur les simulations hydrologiques, d'autant plus que les valeurs climatologiques n'y sont pas irréalistes. Sur le bassin de la Seine, les valeurs proches de 0.3 sont similaires à celles obtenues dans l'article. De façon plus générale, les résultats du downscaling Seine, et du downscaling France sur la Seine sont proches. On a donc pu étendre la méthode sur la France entière sans dégrader les résultats pour la Seine.

Les meilleurs corrélations sont obtenues sur la façade atlantique, où l'influence de l'Atlantique-Nord est forte, et sur les reliefs du Massif-Central et des Alpes, où l'interaction du flux atmosphérique et de l'orographie est très importante dans la génération des précipitations. Les moins bonnes corrélations sont obtenues sur le pourtour méditerranéen, et en particulier dans la région de Perpignan. Les situations synoptiques conduisant aux précipitations sur cette zone sont très spécifiques par rapport au reste du territoire (voir par exemple l'article du chapitre 5) et il est possible qu'en se focalisant uniquement sur

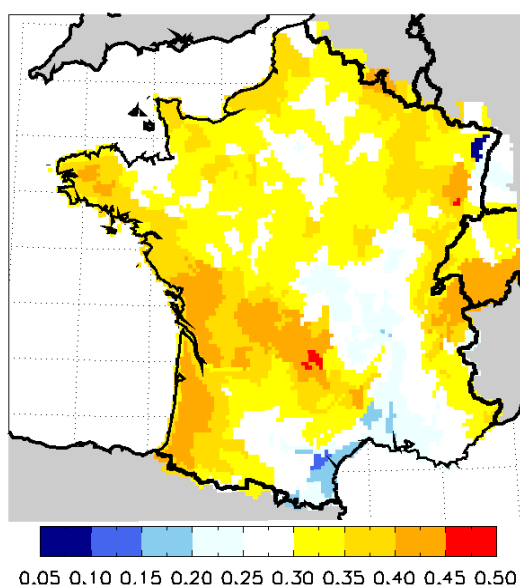


FIG. 8.2: Corrélacion entre précipitations observées et précipitations désagrégées à partir de NCEP à l'échelle de temps journalière sur la période 1970-2005.

cette zone de meilleurs résultats puissent y être obtenus. Ici, nous avons cherché à optimiser les résultats globalement à l'échelle de la France.

La Figure 8.3 montre que les biais liés à la méthode sont très limités, quelle que soit la saison. Les erreurs les plus importantes ($> 13\%$) sont notées localement dans le Sud-Est.

La Figure 8.4 présente un ensemble de diagnostics de synthèse pour les précipitations, en terme de moyenne, variabilité, persistance etc. Les erreurs absolues relatives moyennes sont globalement faibles pour tous les diagnostics. Non seulement la moyenne est bien reproduite, mais aussi la variabilité temporelle à l'échelle de temps journalière ou mensuelle, ainsi que l'indicateur d'extrême (95%Q).

Un simple rééchantillonnage purement aléatoire des jours de la période d'apprentissage reproduirait quasi-parfaitement les propriétés liées à la distribution statistique : leur bonne reproduction n'est donc pas un élément de validation suffisant, seulement nécessaire. Les propriétés liées à la persistance sont aussi correctement reproduites. La partie droite de la Figure 8.4 montre que la structure spatiale des différents diagnostics est également très bien respectée, ce qui est important dans le cadre d'applications hydrologiques. Il faut noter que dans de nombreuses méthodes de downscaling, des biais importants peuvent exister sur les diagnostics examinés ici. Par exemple, les méthodes de régression tendent à largement sous-estimer la variance journalière des variables reconstruites, ou les générateurs de temps, la variabilité basse fréquence, même simplement à l'échelle de temps mensuelle (Wilby et al., 1998).

Comme mentionné dans l'article sur la Seine, la variabilité basse fréquence pouvant être considérée comme une sorte de "changement climatique naturel" (Zorita et von Storch, 1999), c'est un test intéressant de la validité d'une méthode de désagrégation dans le

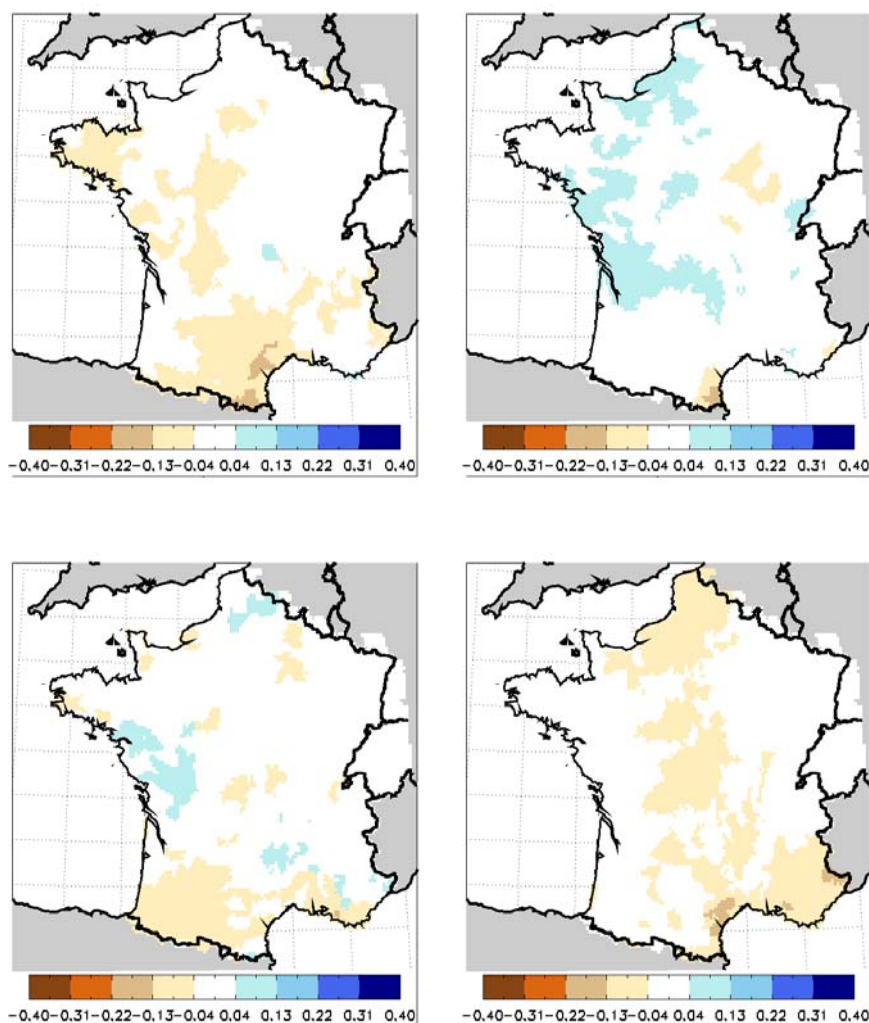


FIG. 8.3: Erreur relative moyenne des précipitations désagrégées à partir de NCEP pour les quatre saisons sur la période 1970-2005.

climat futur. Le Tableau 8.1 indique que la variabilité inter-annuelle des précipitations est bien reproduite sur les six principaux bassins versant français. Globalement, les meilleurs résultats sont obtenus en hiver et les moins bons en été, en particulier pour le bassin de la Garonne et de l'Adour. Les moins bonnes corrélations en été sont logiques, les liens entre circulation de grande échelle et précipitations étant plus faibles, comme nous l'avons déjà vu.

La profondeur temporelle des données SAFRAN étant limitée, un jeu d'observations mensuelles homogénéisées est utilisé (précédemment décrit dans l'article du Chapitre 5) pour étendre l'analyse. Sur la Figure 8.5 on trace à partir de 1948 pour 3 stations représentant différentes zones climatiques, la moyenne hivernale des précipitations observées, celle des précipitations désagrégées pour la maille SAFRAN la plus proche (la

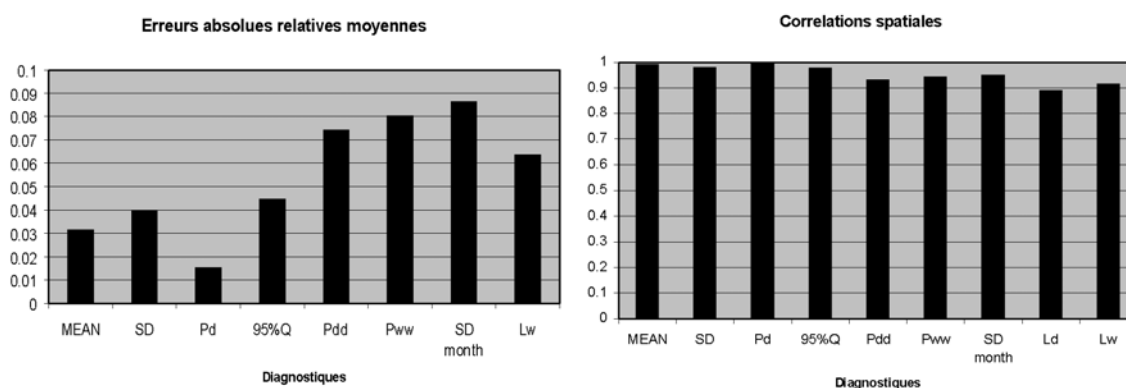


FIG. 8.4: Diagnostics de synthèse : Mean : Moyenne, SD : Ecart type journalier, Pd : Probabilité d’avoir un jour sec, 95%Q : valeur du 95^{ème} quantile, Pdd : Probabilité d’avoir un jour sec suivant un jour sec, Pww : Probabilité d’avoir un jour humide suivant un jour humide, SD month : Ecart type mensuel, Lw : Durée moyenne des périodes humides. Chaque diagnostic est calculé point à point, puis la moyenne spatiale des erreurs absolues (à gauche), et la corrélation spatiale (à droite) entre désagrégation et observations sont calculées.

	Seine	Rhône	Garonne	Loire	Adour	Meuse
Hiver	0.85	0.77	0.80	0.85	0.82	0.86
Printemps	0.67	0.56	0.57	0.70	0.74	0.72
Eté	0.75	0.57	0.45	0.60	0.40	0.75
Automne	0.77	0.80	0.73	0.89	0.74	0.71
Année	0.88	0.75	0.55	0.81	0.66	0.80

TAB. 8.1: Corrélations saisonnières et annuelles des précipitations moyennes observées (SAFRAN) et désagrégées sur les six principaux bassins versant français sur la période 1970-2005.

distance entre le centre de maille et la station est inférieure à 5 km) et celle de SAFRAN sur la période disponible. On vérifie que les valeurs SAFRAN et les observations aux stations voisines sont très proches. Sur la période indépendante de la période d’apprentissage (i.e. 1948-1981), aucune dégradation des corrélations n’est notée. La variabilité basse fréquence des précipitations hivernales est en outre très bien capturée par le MDS.

Les validations ont été focalisées ici sur les précipitations car il s’agit de la variable de forçage la plus importante pour l’application hydrologique et aussi la plus complexe à traiter. Les autres variables nécessaires pour forcer le modèle hydrologique sont maintenant rapidement examinées, l’analyse après modélisation hydrologique que l’on fera par la suite validant aussi indirectement la bonne reproduction de toutes les variables de forçage. Pour ce qui est des corrélations journalières, les valeurs pour toutes les variables sont meilleures que pour les précipitations. Les biais sur la moyenne et la variance sont de plus très limités (Tableau 8.2). Les performances du MDS sont donc satisfaisantes pour toutes les variables.

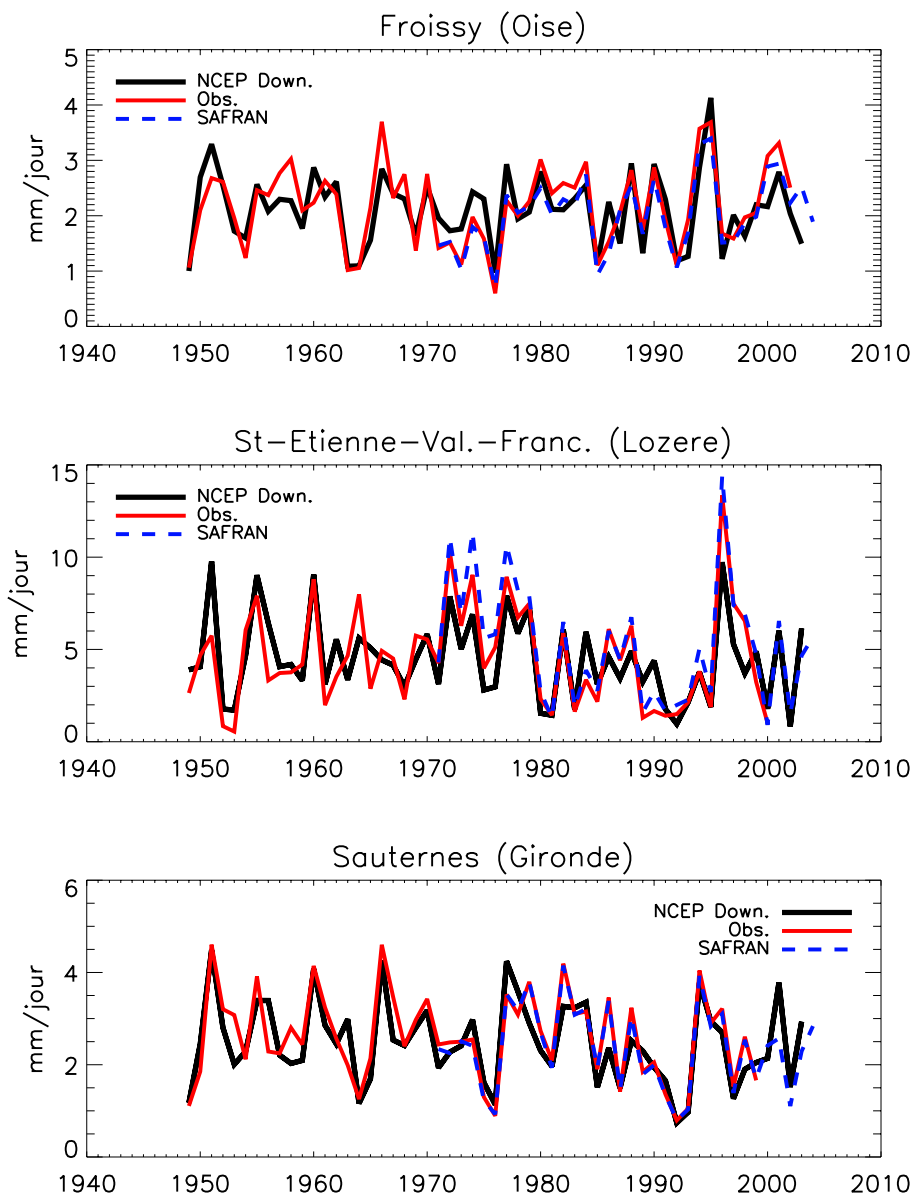


FIG. 8.5: Comparaison des précipitations hivernales pour trois stations : observations (stations) et désagrégation de NCEP à partir de 1948, et valeurs SAFRAN à partir de 1970.

En conclusion, la méthode de désagrégation statistique permet de reproduire correctement les propriétés statistiques des précipitations journalières sur la France, tout en capturant de façon satisfaisante leur variabilité basse fréquence. A l'échelle de temps journalière, les corrélations entre précipitations reconstruites et précipitations observées sont limitées, les valeurs obtenues sont néanmoins comparables ou supérieures à celles d'études similaires (Timbal et al., 2003 par exemple). L'objectif n'est de toute façon pas de reproduire parfaitement au jour le jour les précipitations observées : il s'agit plutôt de capturer leur variabilité climatique basse fréquence tout en respectant leurs propriétés

	Corrélation	Erreur absolue	Ratio de variance
Précipitations	0.33	2%	0.96
Température	0.91	0.02 °C	0.99
Humidité	0.84	0.10%	0.99
Vent (module)	0.44	0.7%	0.98
Rayonnement visible	0.70	0.30 Wm ⁻²	0.99
Rayonnement Infra-rouge	0.62	0.30 Wm ⁻²	0.99

TAB. 8.2: Corrélacion, erreur absolue moyenne, ratio de variance entre variables de forçage observées (SAFRAN) et désagrégées sur la période 1970-2005.

statistiques, ce qui est bien le cas ici. Dans cette partie, nous avons validé le MDS en lui-même, avec des prédictors “optimaux” provenant des réanalyses NCEP (même s’ils peuvent présenter des biais). Lorsque l’on applique la méthode de désagrégation à un modèle climatique, le réalisme des variables désagrégées va au final évidemment dépendre du réalisme des prédictors (donc de la circulation atmosphérique de grande échelle et de la température) simulés par le modèle climatique.

En guise d’illustration de ce point, nous présentons ici les mêmes diagnostics que ceux présentés précédemment pour la désagrégation des réanalyses NCEP (Figure 8.4), mais cette fois pour les précipitations désagrégées statistiquement à partir du modèle ARPEGE-VR (introduit dans le chapitre 7).

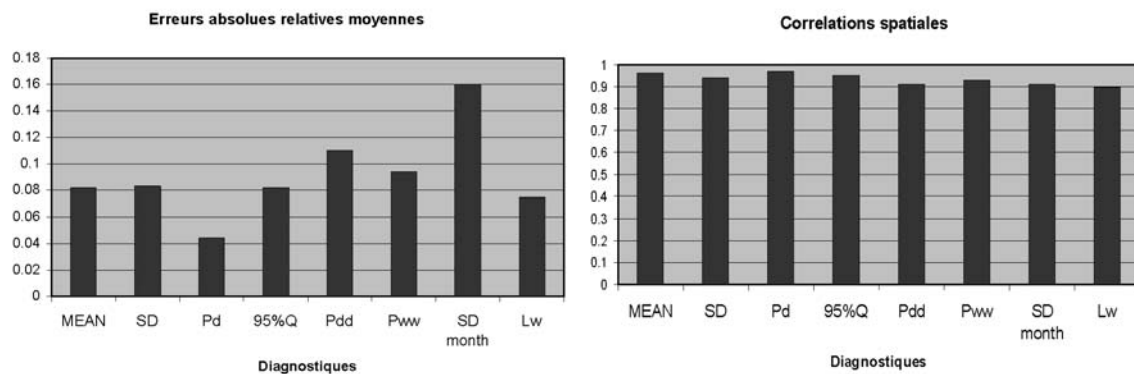


FIG. 8.6: Idem que pour la Figure 8.4, mais pour la désagrégation statistique du modèle ARPEGE-VR. (attention : les échelles verticales des erreurs ne sont pas identiques).

On voit ici que l’utilisation des prédictors provenant du modèle ARPEGE-VR dégrade les résultats obtenus avec NCEP. Ceci s’explique logiquement par les biais du modèle ARPEGE-VR. Néanmoins, les résultats obtenus à partir de ARPEGE-VR restent satisfaisants.

8.4 Test de l'hypothèse de stationnarité dans le monde du modèle

L'hypothèse majeure sous-tendant la désagrégation statistique (ainsi que la correction de biais après désagrégation dynamique) est la stationnarité de la relation statistique entre prédictors de grande échelle et climat régional (ou de la fonction de correction) : construite dans le climat présent à partir d'observations à la profondeur temporelle limitée, elle est ensuite appliquée au climat futur. Cette hypothèse est invérifiable en toute rigueur, mais elle peut être amoindrie, notamment par la validation de la variabilité basse fréquence, et la compréhension des mécanismes physiques en jeu.

Une approche alternative intéressante proposée par Gonzalez-Rouco et al. (1999), utilisée par Frías et al. (2006) vise à tester cette hypothèse dans le monde subrogé du modèle climatique. Cette méthode est équivalente dans son esprit à l'utilisation de pseudo-proxies simulés pour tester les méthodes de reconstruction paléoclimatique dans le monde du modèle climatique. Elle consiste ici à établir le MDS en considérant les variables simulées par le modèle dans le climat présent comme étant des observations, puis à appliquer ce MDS au climat futur. Il est alors possible de comparer les résultats de la désagrégation aux variables directement issues du modèle. Pour que ce type de vérification puisse être utilisé, il est nécessaire que le modèle représente relativement correctement la relation entre climat local et prédictors : si par exemple ce lien n'existe pas dans le modèle, cette validation alternative ne peut qu'échouer, sans que cela n'implique la non-validité du MDS dans le monde réel.

Nous appliquons cette approche en nous basant sur les simulations du MCR ARPEGE-VR décrits dans le chapitre 7. La haute résolution de ce modèle permet une représentation relativement fine du climat régional. Le MDS est établi sur un membre différent de celui pour lequel la désagrégation est ensuite réalisée, afin de rendre les résultats plus robustes. Ce MDS est équivalent à celui décrit précédemment dans ce chapitre, le même nombre d'indices de précipitations étant utilisé (220, correspondant dans les deux cas aux mailles d'ARPEGE-VR sur la France). Pour nous placer dans des conditions identiques au cas réel, nous prenons une période d'apprentissage de même taille (25 ans). Nous procédons ensuite à la désagrégation du deuxième membre sur la période 1950-2099.

Les deux diagnostics de synthèse présentés sur la Figure 8.7 indiquent que dans le monde subrogé du MCR, la relation de désagrégation ne perd pas sa validité dans le climat futur. Aucune chute de corrélation majeure entre précipitations reconstruites et directement simulées n'est notée (au contraire, excepté en automne, la corrélation a plutôt tendance à légèrement augmenter). De même, l'erreur quadratique reste stable sur l'ensemble de la période, excepté en hiver. Pour cette saison une tendance à l'augmentation est visible à partir de 2030, mais elle diminue à partir de 2060. Cette tendance n'est pas dramatique car l'augmentation de l'erreur quadratique correspondante reste limitée. On peut noter au passage que les corrélations obtenues dans le monde subrogé du modèle sont grossièrement similaires à celles obtenues pour les réanalyses NCEP en été et en

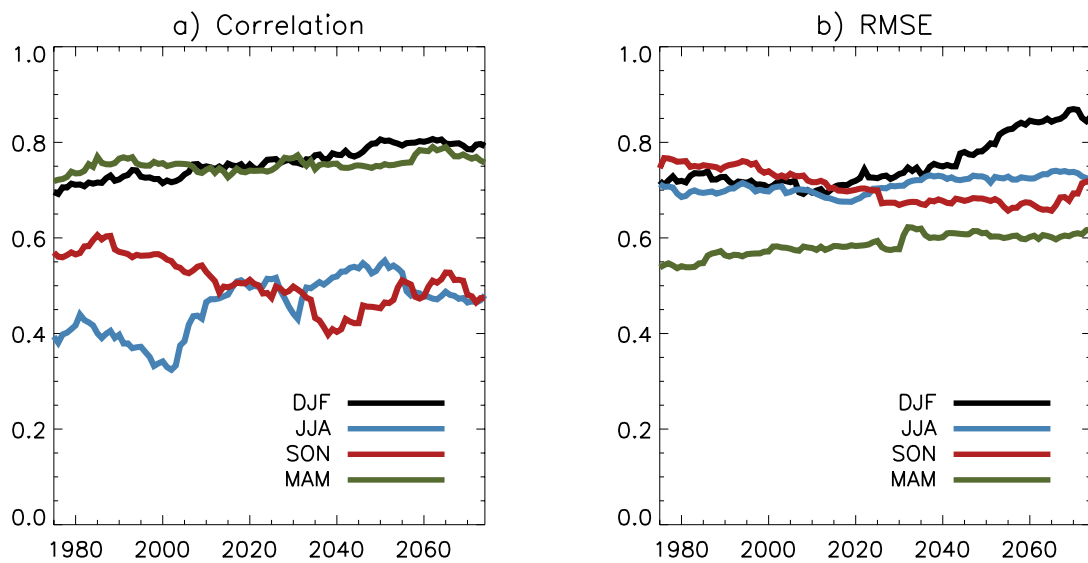


FIG. 8.7: Moyenne spatiale (a) des corrélations temporelles glissantes (b) de la racine carrée des erreurs quadratiques temporelles glissantes entre les précipitations désagrégées et celle directement simulées par le modèle. Les diagnostics sont d'abord calculés sur les 220 points de la grille ARPEGE-VR sur la France pour des fenêtres temporelles de 50 ans, puis moyennés spatialement, pour les 4 saisons. L'année donnée sur l'axe horizontal correspond au centre de la fenêtre de 50 ans.

hiver (Table 8.1). Par contre, la corrélation est ici meilleure au printemps et plus faible en automne que dans la réalité. Pour les autres variables, les mêmes diagnostics indiquent que le MDS reste applicable dans le climat futur.

En conclusion, l'ensemble des éléments de validation présentés dans ce chapitre indique que le MDS peut fournir des forçages hydro-météorologiques de bonne qualité au système ISBA-MODCOU et qu'on peut de plus avoir une bonne confiance dans son applicabilité au climat futur.

Chapitre 9

Application à la simulation hydrologique et comparaison des méthodes

9.1 Préambule

Dans la section précédente, nous avons montré que la méthode de désagrégation statistique reproduisait de façon satisfaisante les propriétés des variables de forçage, en particulier de la plus complexe et cruciale d'entre-elles : la pluie. Par construction, la méthode de correction des biais du MCR décrite dans le chapitre 7 fait que les variables de forçage reproduisent (quasi) parfaitement la distribution des variables observées. Dans Boé et al. (2007) nous montrons que des biais concernant des aspects non-corrigés, tels que les propriétés d'évolution temporelle (durée moyenne des périodes humides ou sèches par exemple) ou d'autocorrélation spatiale existent, mais ils sont limités et leurs impacts sur les débits simulés sont minimes. Nous ne revenons pas sur les variables de forçage ici et nous nous focalisons sur les débits simulés à partir des forçages désagrégés.

Lorsqu'on étudie les impacts du changement climatique, la validation ultime d'une méthode de désagrégation concerne les variables de sortie du modèle d'impact. Des biais sur les variables météorologiques de forçage peuvent en fait se révéler sans importance compte tenu de la sensibilité du modèle d'impact. Inversement, des problèmes sur les variables de forçage pouvant sembler mineurs et/ou être difficiles à détecter (problèmes de cohérence entre les variables par exemple) par une validation directe peuvent en fait se révéler majeurs une fois le modèle d'impact mis en œuvre. En ce qui nous concerne, le vrai test porte donc sur les sorties du modèle hydrologique ISBA-MODCOU, c'est à dire principalement les débits, des observations existant à des fins de comparaison.

Avant toute chose, la Figure 9.1 présente les stations de mesures de débits utilisées par la suite. Elles ont été sélectionnées dans la banque de donnée HYDRO (1) pour couvrir le territoire et les principaux cours d'eau français, (2) en raison de la durée des séries (au moins 35 ans, avec des valeurs manquantes néanmoins), (3) pour représenter différents

régimes hydrologiques, (4) en essayant d'éviter les stations où d'importants problèmes de mesure ont été notés, même si ça n'est pas toujours possible. La Table 9.1 détaille les noms des cours d'eau et des lieux-dits des stations de la Figure 9.1.

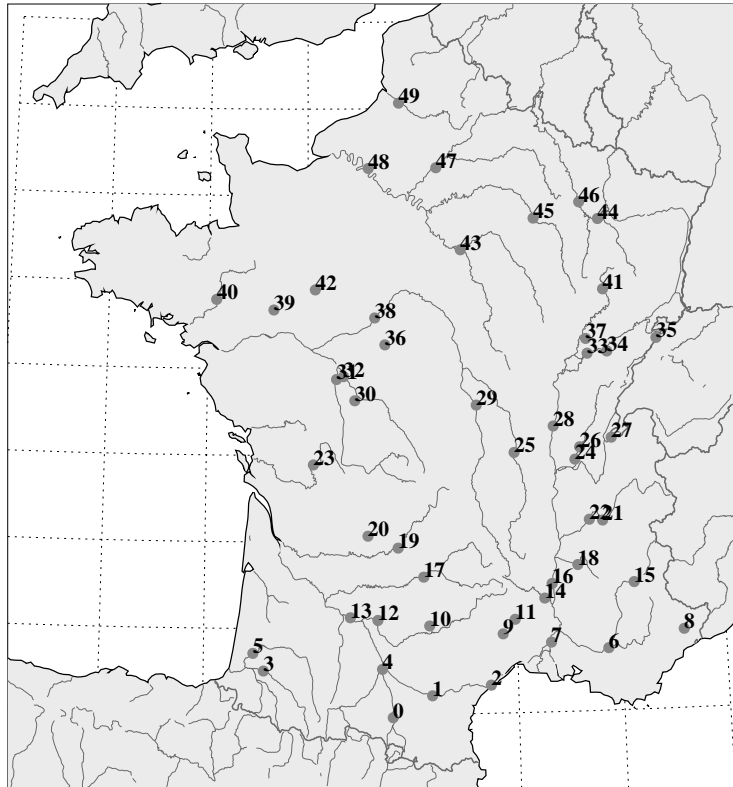


FIG. 9.1: Localisation géographique des stations de mesures de débit utilisées dans la suite de l'étude.

9.2 Désagrégation statistique des réanalyses NCEP

Dans un premier temps, les résultats de la désagrégation statistique des réanalyses NCEP sont utilisés pour forcer ISBA-MODCOU (cette simulation hydrologique est appelée NCEP par la suite). Une double comparaison est faite : avec les débits observés (OBS) et avec les débits simulés à partir des (pseudo)-observations SAFRAN (CTRL). La comparaison des débits NCEP et CTRL donne une idée des performances “pures” de la méthode de désagrégation statistique, en s'affranchissant des biais inhérents au système hydrométéorologique IM.

Les corrélations entre les débits de NCEP et OBS sont logiquement plus faibles que celles entre les débits de CTRL et OBS (Figure 9.2). Néanmoins une part importante de la variabilité journalière des débits est capturée par le forçage NCEP désagrégé. Les corrélations entre les débits de CTRL et NCEP sont globalement plus fortes que celles

Num.	Cours d'eau	Lieu-dit	Num.	Cours d'eau	Lieu-dit
0	Ariège	Foix	25	Loire	Villerest
1	Aude	Carcassonne	26	Ain	Pont d'Ain
2	Hérault	Agde	27	Rhône	Pougy
3	Gave de Pau	Berenx	28	Saône	Macon
4	Garonne	Portet	29	Allier	Moulins
5	Adour	St Vincent de Paul	30	Anglin	Merigny
6	Durance	St Paul les Durance	31	Vienne	Ingrandes
7	Rhône	Beaucaire	32	Creuse	Leugny
8	Var	Malaussène	33	Doubs	Rochefort
9	Hérault	Laroque	34	Loue	Chenecey Buillon
10	Tarn	Marsal	35	Doubs	Goumois
11	Gardon	Mialet	36	Cher	Selles sur Cher
12	Aveyron	Piquecos	37	Ognon	Pesmes
13	Garonne	Lamagistère	38	Loire	Blois
14	Ardèche	Saint Martin	39	Mayenne	Chambellay
15	Durance	Espinasses	40	Vilaine	Guipry
16	Rhône	Viviers	41	Saône	Cendrecourt
17	Lot	Livinhac	42	Sarthe	Spay
18	Drôme	Saillans	43	Yonne	Courlon
19	Dordogne	Calviac	44	Moselle	Toul
20	Vezière	Montignac	45	Marne	Frignicourt
21	Isère	Grenoble	46	Meuse	Saint Mihiel
22	Isère	Pt St Gervais	47	Oise	Pt Ste Maxence
23	Charente	Luxe	48	Seine	Poses
24	Ain	Chazey sur Ain	49	Somme	Abbeville

TAB. 9.1: Informations (cours d'eau et lieu-dit) concernant les stations de mesure de débit sélectionnées. Les numéros correspondent à ceux indiqués sur la Figure 9.1.

entre OBS et NCEP, montrant le rôle des biais du modèle IM. Pour ce qui est du ratio moyen des débits, le forçage NCEP n'introduit pas de nouveau biais par rapport à CTRL, la plus grande partie du biais observé venant du système IM.

La Figure 9.3 présente de façon spatiale les corrélations journalières entre les débits NCEP et CTRL. Globalement les corrélations les plus basses sont obtenues dans le sud, et le sud-est en particulier, ce qui est cohérent avec les résultats du chapitre précédent : c'est là où les performances du MDS pour les précipitations sont les moins bonnes.

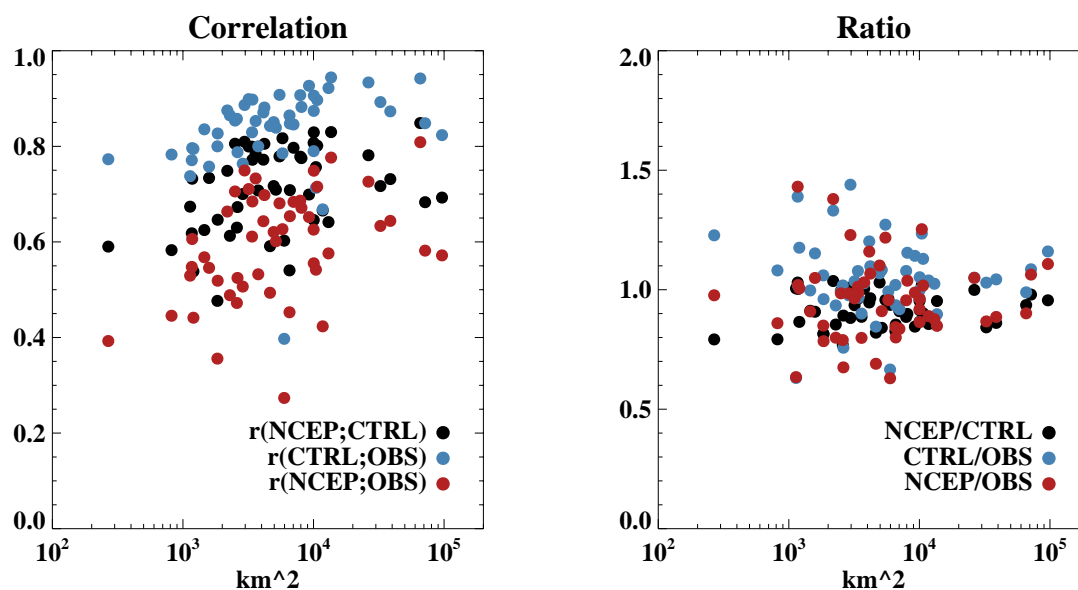


FIG. 9.2: (gauche) Corrélations journalières et (droite) ratio moyen des débits observés et simulés avec le forçage SAFRAN, des débits observés et simulés avec le forçage NCEP désagrégé et des débits simulés avec le forçage SAFRAN et simulés avec le forçage NCEP désagrégé, aux 50 stations, pour la période 1970-2005, en fonction de la superficie des bassins versant.

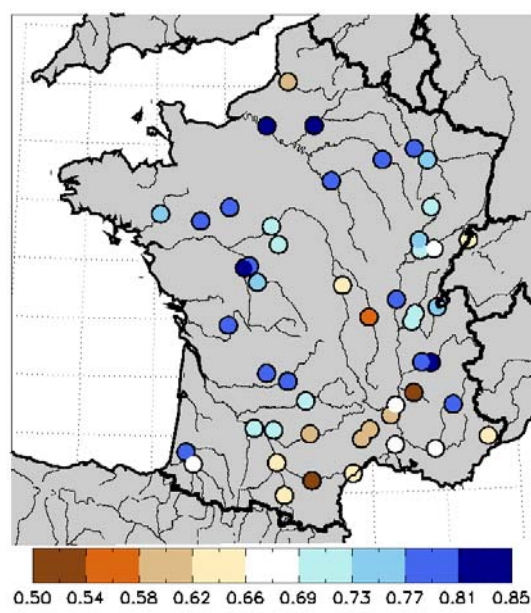


FIG. 9.3: Corrélations journalières des débits CTRL et NCEP sur la période 1970-2005.

9.3 Comparaison désagrégation statistique / dynamique

En plus des simulations hydrologiques précédentes, la simulations IM réalisée avec les forçages issus de la correction de biais quantile/quantile du modèle ARPEGE-VR

(Chapitre 7) , nommée DD-ARP, et avec les forçages issus de la désagrégation statistique de ce même modèle (Chapitre 8), nommée DS-ARP, sont analysées.

La Figure 9.4 présente le cycle saisonnier des débits observés et simulés avec les différents forçages pour un échantillon de stations. La comparaison des débits CTRL et OBS indique que le modèle IM présente un certain nombre de biais. Par exemple, pour l'Adour, IM surestime les débits en hiver et les sous-estime en été. Les biais de IM résultent en partie des actions humaines sur les cours d'eau non prises en compte par ce modèle : pompages, mais surtout barrages. C'est par exemple le cas pour le Rhône. Hormis ces problèmes, le cycle saisonnier est globalement bien reproduit par IM.

Les différentes simulations hydrologiques fournissent des résultats très similaires et proches de la simulation de contrôle. Certaines différences sont néanmoins à noter, comme la sous-estimation dans DS-ARP des débits en hiver et au printemps pour la Garonne, la Loire et l'Adour.

En terme d'analyse d'impacts, la reproduction des débits moyens n'est pas suffisante et il est aussi important que l'ensemble de la distribution statistique soit reproduite correctement, en particulier les débits de hautes et basses eaux. Afin de vérifier ce point, pour chaque station les 99 centiles des débits journaliers sont calculés, toutes saisons confondues. L'erreur relative absolue moyenne entre les centiles des débits de CTRL et ceux des simulations NCEP, DS-ARP et DD-ARP est ensuite calculée pour chaque station. La Figure 9.5 synthétise ces résultats. Pour NCEP et DD-ARP ces erreurs absolues sont inférieures à 15% sur la quasi totalité du territoire français. Pour DS-ARP des erreurs proches de 25% sont notées sur plusieurs rivières du sud de la France.

Afin de pouvoir mieux situer les erreurs dans la distribution statistique, le dernier panneau de la Figure 9.5 montre pour chaque centile, l'erreur absolue relative moyennée spatialement. Pour la désagrégation statistique (NCEP et DS-ARP), les erreurs sont très limitées sur les centiles secs, s'accroissent ensuite, pour stagner aux alentours du 60^{ème} centile. Pour le downscaling dynamique avec correction de biais, les erreurs sont maximales aux alentours de la médiane. Les résultats de DD-ARP sont moins réalistes que ceux de NCEP pour les premiers centiles mais deviennent meilleurs pour les centiles élevés. Pour DD-ARP et NCEP, les erreurs sont très faibles (11% au maximum pour NCEP). Elles sont plus importantes pour DS-ARP, même si elles restent acceptables (20% au pire).

Les débits simulés à partir de la désagrégation statistique de ARPEGE-VR sont clairement moins réalistes que ceux obtenus à partir de la désagrégation statistique des réanalyses NCEP. Cette différence est due aux biais des prédicteurs (PSL et température de surface) dans ARPEGE-VR. En effet, pour la désagrégation statistique, l'idée n'est pas de corriger tous les biais des variables, mais d'utiliser les liens entre la CAGE et le climat régional pour déduire le forçage local de la CAGE simulée par un modèle climatique. Les biais du modèle climatique sur les prédicteurs de grande échelle se retrouvent donc dans les variables désagrégées. Les débits de DD-ARP sont plus réalistes que ceux de DS-ARP car les variables de forçage de DD-ARP sont spécifiquement construites pour avoir la même distribution que les observations SAFRAN : il n'est donc pas étonnant que les propriétés statistiques des débits de DD-ARP soient très proches de celles de CTRL.

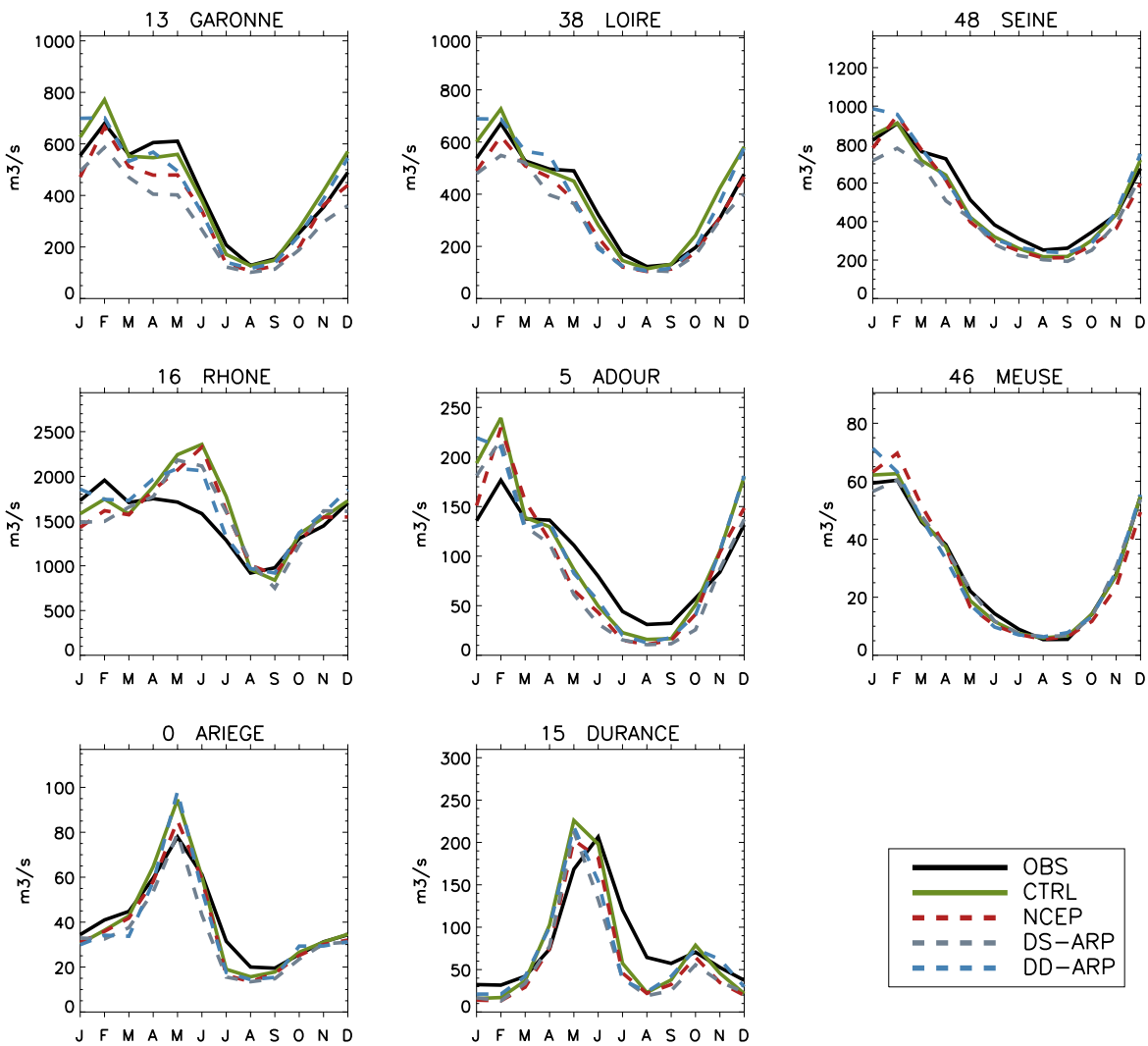


FIG. 9.4: Cycle saisonnier des débits pour une sélection de stations sur la période 1970-1999 pour : les observations (OBS), la simulation IM forcée par SAFRAN (CTRL), la simulation IM forcée par la désagrégation statistique des réanalyses NCEP (NCEP), la simulation IM forcée par la désagrégation statistique de ARPEGE-VR (DS-ARP), la simulation IM forcée par les sorties de ARPEGE-VR après correction de biais (DD-ARP).

Après correction, il peut toujours y avoir des biais sur les autocorrélations spatiales et temporelles comme nous l'avons dit, et sur les liens entre les variables, mais cela ne semble pas jouer sur les diagnostics que nous avons examinés ici.

Dans Boé et al. (2007) nous avons comparé les débits simulés grâce aux deux méthodes pour la Seine et avons conclu que les résultats étaient très proches. Les résultats présentés ici ne sont pas incohérents avec les conclusions de cette étude : sur la Figure 9.5, on voit que pour la Seine les erreurs sur les débits de DD-ARP et DS-ARP sont très proches, parfois même moins importantes pour DS-ARP. Le modèle ARPEGE-VR était de plus forcé par les TSO observées dans Boé et al. (2007), et non celles simulées par un modèle

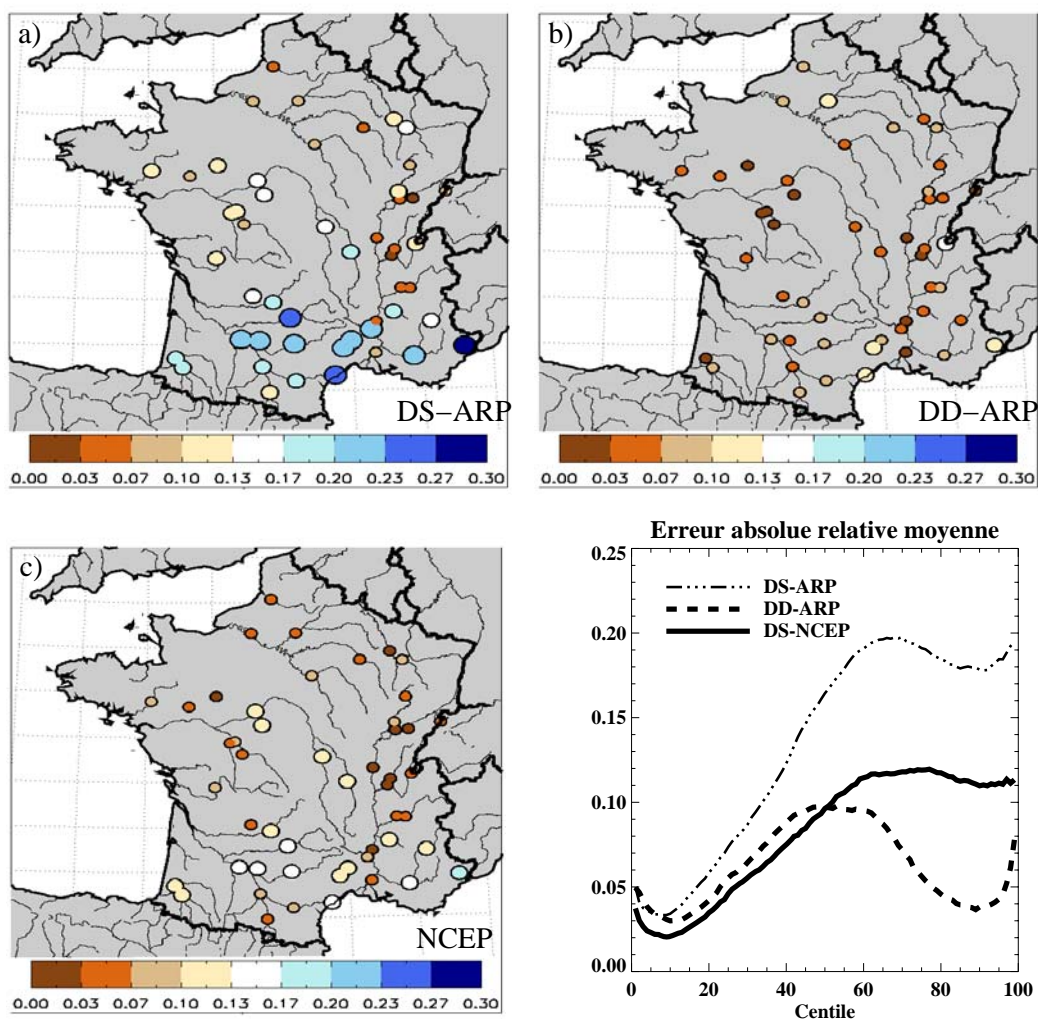


FIG. 9.5: Moyenne des erreurs absolues relatives calculées sur les 99 centiles des débits. La référence est la simulation CTRL. Cette erreur est calculée pour (a) DS-ARP, (b) DD-ARP et (c) NCEP. Le dernier graphe présente la moyenne spatiale de l'erreur absolue relative pour chaque centile.

climatique.

Il faut souligner que les erreurs restent limitées dans les deux approches proposées, ce qui permet d'avoir confiance dans l'utilisation de ces méthodes pour étudier les impacts du changement climatique.

Synthèse

• Objectifs

Il s'agit d'introduire la problématique de la régionalisation climatique, de proposer et valider deux approches différentes, l'une statistique, l'autre dynamique, permettant d'obtenir les variables nécessaires au forçage du système de modélisation hydro-météorologique ISBA-MODCOU.

• Méthode de désagrégation dynamique avec correction de biais quantile-quantile

↪ Cette approche se base sur l'utilisation d'un modèle de circulation générale atmosphérique à résolution variable permettant d'atteindre une haute résolution sur l'Europe. Une méthode de correction de biais visant à corriger la distribution statistique des variables simulées étant donné les biais de chaque centile de la variable sur le climat présent est ensuite mise en œuvre.

↪ Avantages : cette approche permet de prendre en compte tous les phénomènes physiques intervenant dans le changement climatique régional. Par rapport à la méthode de correction de biais dite du delta, utilisée le plus souvent, la correction quantile/quantile permet de prendre en compte le changement de la distribution statistique des variables de forçage dans le climat futur, et de la variabilité temporelle.

↪ Inconvénients : Cette méthode repose sur deux hypothèses de stationnarité : les paramétrisations physiques du modèle atmosphérique, ainsi que la fonction de correction sont supposées rester valables dans le climat futur. Comme la plupart des méthodes de correction de biais, la correction quantile-quantile ne se base pas sur une connaissance des processus physiques conduisant aux biais, mais uniquement sur leur caractérisation statistique : il est donc difficile de juger de son applicabilité dans le climat futur. L'inconvénient majeur de cette méthode est son coût numérique élevé qui limite son champ d'application. En particulier, il est impossible d'explorer l'incertitude liée au modèle climatique global basse résolution, car cela demanderait de multiplier les simulations régionales. Ceci est pourtant primordial dans le cadre de l'étude des impacts du changement climatique.

Synthèse

• Méthode de désagrégation statistique

↪ Cette méthode repose sur une décomposition en types de temps pour relier les changements de la circulation de grande échelle au climat local sur la France, et utilise comme prédicteur secondaire la température de l'air, afin de prendre en compte les effets non-dynamiques du changement climatique.

↪ Avantages : cette méthode est très simple à mettre en œuvre et permet donc de désagréger un nombre important de modèles climatiques afin d'échantillonner correctement l'incertitude majeure liée aux scénarios globaux. Cette approche repose sur une compréhension physique des processus en jeu, et principalement sur une composante en général bien reproduite par les modèles climatiques : la circulation atmosphérique de grande échelle.

↪ Inconvénients : Comme toutes les méthodes de désagrégation statistique cette méthode repose sur l'hypothèse que la relation de désagrégation statistique construite dans le climat présent reste valide dans le climat futur ; elle se base sur des relations partielles et pourrait donc ne pas capturer l'intégralité du signal du changement climatique, notamment les effets des rétroactions locales. Pour justifier l'hypothèse de stationnarité qui est faite, nous avons montré que cette méthode permettait de reproduire correctement la variabilité basse fréquence du climat régional et que dans le monde du modèle climatique cette hypothèse tenait.

• Conclusion

Les deux méthodes permettent après simulation hydro-météorologique de reproduire de façon satisfaisante les caractéristiques des débits observés. Ces deux méthodes sont complémentaires et ne souffrent pas des mêmes limitations : la confrontation de leurs résultats dans le climat futur permettra de juger de la robustesse des impacts simulés.

Quatrième partie

Projections climatiques et Impacts

Chapitre 10

Changement climatique sur l'Europe simulé par les modèles du GIEC

10.1 Introduction

Si le recours à des techniques de régionalisation est indispensable pour étudier les impacts du changement global sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français, cela ne signifie pas que les résultats directs des modèles climatiques globaux ne présentent pas d'intérêt pour comprendre le changement climatique à l'échelle de l'Europe. Au contraire : la disponibilité des nombreux scénarios climatiques réalisés dans le cadre du GIEC AR4 par une vingtaine de groupes de modélisation du climat constitue une opportunité majeure pour étudier les mécanismes physiques et les incertitudes en jeu, et ainsi mieux appréhender les résultats de l'étude d'impact.

L'ampleur des données disponibles rend une étude exhaustive impossible et nous nous focaliserons ici sur les résultats obtenus avec le scénario d'émission SRES-A1B que nous contrasterons avec ceux des simulations du climat du 20^{ème} siècle (20c3m dans le jargon du GIEC). L'utilisation de ce seul scénario intermédiaire est compatible avec nos objectifs : dégager de grandes tendances, comprendre les mécanismes et les incertitudes en jeu. Sauf mention contraire, nous considérerons les changements entre les périodes 2080-2099 et 1961-1990. Les champs des différents modèles ont tous été interpolés au préalable sur la grille des réanalyses ERA40 d'une résolution d'environ 2.5°x 2.5°. Sur les cartes de différence [Futur-Présent], une indication de la cohérence des changements de signe entre les modèles est généralement donnée. Nous considérons ici qu'il y a cohérence si au moins 80% des modèles simulent un changement de même signe.

Le Tableau 10.1 présente les différents modèles que nous utiliserons par la suite. Les diagnostics ne peuvent pas toujours se faire sur l'ensemble de ces modèles, des variables n'étant pas disponibles pour tous les modèles, certaines sorties étant erronées etc. Nous nous efforcerons de prendre en compte pour chaque diagnostic le maximum de modèles possibles parmi ceux listés dans le Tableau 10.1.

1	BCCR-BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research	Norvège
2	CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	Canada
3	CGCM3.1(T63)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	Canada
4	CNRM-CM3	Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques	France
5	CSIRO-Mk3.0	CSIRO Atmospheric Research	Australie
6	GFDL-CM2.0	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA
7	GFDL-CM2.1	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA
8	GISS-AOM	NASA / Goddard Institute for Space Studies	USA
9	GISS-ER	NASA / Goddard Institute for Space Studies	USA
10	FGOALS-g1.0	LASG / Institute of Atmospheric Physics	Chine
11	INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics	Russie
12	IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace	France
13	MIROC3.2(hires)	Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)	Japon
14	MIROC3.2(medres)	Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)	Japon
15	ECHO-G	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model and Data group.	Germany / Korea
16	ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institute for Meteorology	Germany
17	MRI-CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute	Japon
18	CCSM3	National Center for Atmospheric Research	USA
19	PCM	National Center for Atmospheric Research	USA
20	UKMO-HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	Royaume-Uni
21	INGV-SXG	Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia	Italie

TAB. 10.1: Modèles du GIEC AR4 utilisés dans cette thèse (nom officiel, groupe, pays d'origine). Le numéro est une référence servant ultérieurement dans la légende de certains graphiques.

10.2 Rappel sur les changements du temps sensible

Bien que certains résultats du GIEC AR4 pour les précipitations et la température aient déjà été montrés en introduction, nous présentons ici les changements de ces deux variables pour les 4 saisons (Figures 10.1 et 10.2).

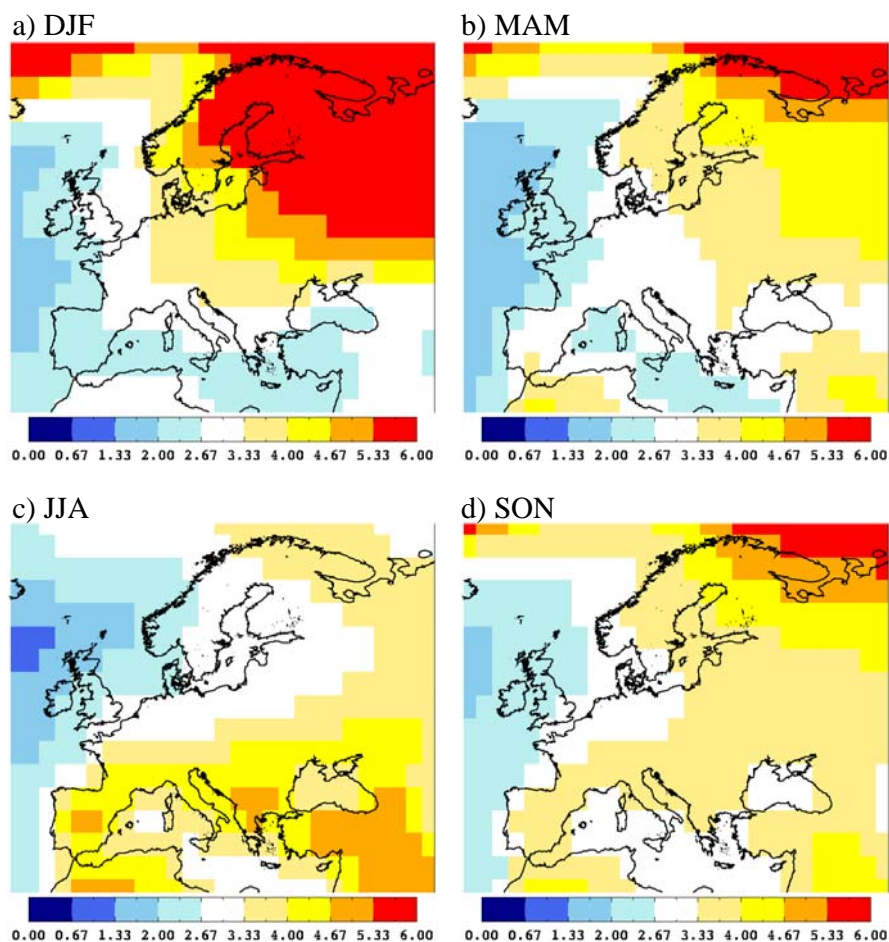


FIG. 10.1: Changement saisonnier de température (en °C) sur l'Europe entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990, donné par la moyenne d'ensemble des modèles du GIEC AR4. Les croix signalent les mailles où il n'y a pas cohérence de signe entre les modèles.

Une augmentation généralisée des températures a lieu. La structure spatiale est variable selon la saison, avec une augmentation de température maximale pour l'hiver sur l'Europe du nord-est, liée probablement en partie à la rétroaction neige-albédo (diminution du couvert neigeux), et une augmentation maximale en été sur l'Europe du sud (Espagne, Grèce, pourtour sud de la Mer Noire), liée principalement au couplage sol/atmosphère comme nous le verrons par la suite. Sur la France, l'augmentation de température moyenne va d'environ 2.5°C au printemps à 4°C en été.

Globalement, les précipitations augmentent au nord de l'Europe et diminuent au sud, mais la limite varie au cours de l'année : elle est plus au nord en été et plus au sud en hiver.

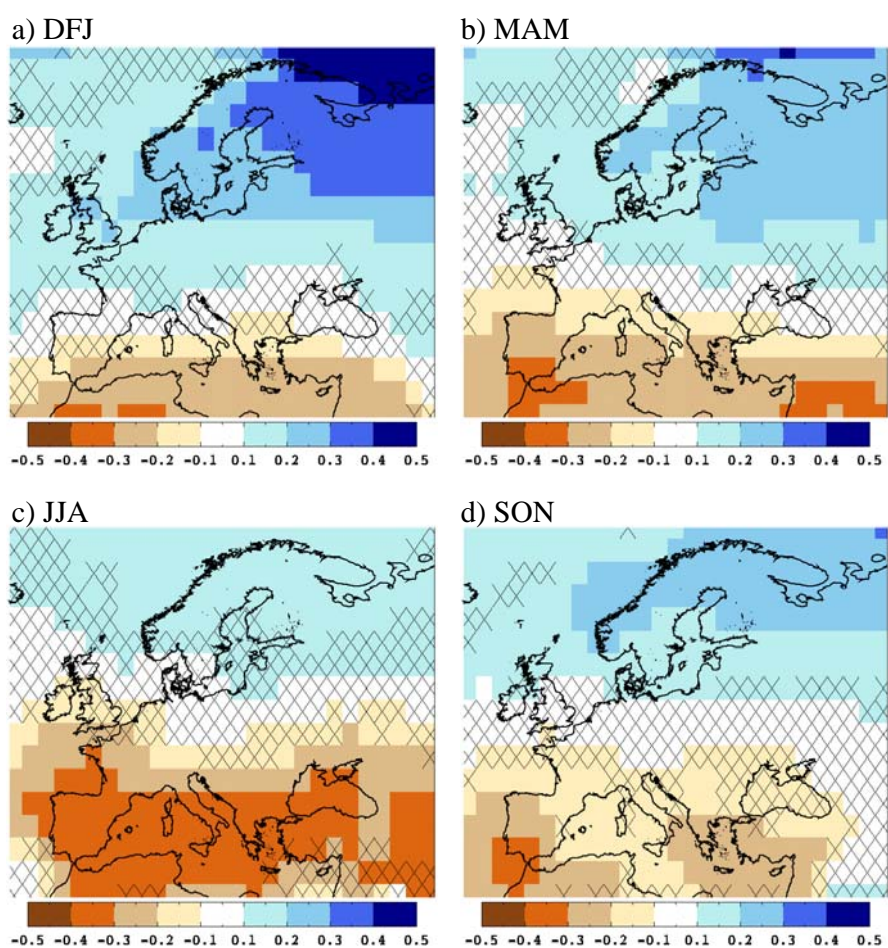


FIG. 10.2: Idem que la Figure 10.1 pour les précipitations. Le changement est ici relatif donc sans unité.

Sur de larges parties de l'Europe, entre ces deux zones aux changements robustes, il n'y a pas de cohérence de signe entre les modèles. C'est le cas de certaines parties de la France durant toutes les saisons ; il n'y a qu'en été que l'on trouve une cohérence de signe sur la majorité du territoire français. La caractéristique la plus marquante des changements de précipitations sur la France est d'ailleurs la forte diminution estivale, souvent supérieure à 30%. Cette diminution est générale sur l'Europe du sud. L'augmentation des moyennes saisonnières des précipitations sur la France -en moyenne d'ensemble des modèles du GIEC- ne dépasse jamais 20% pour le scénario SRESA1B à la fin du 21^{ème} siècle.

10.2.1 Changements de la circulation atmosphérique de grande échelle

a. Changements moyens

Les changements de la circulation de grande échelle pourraient jouer un rôle important dans les changements du climat européen. Dans un premier temps, on examine les changements moyens de PSL sur la zone Nord-Atlantique (Figure 10.3).

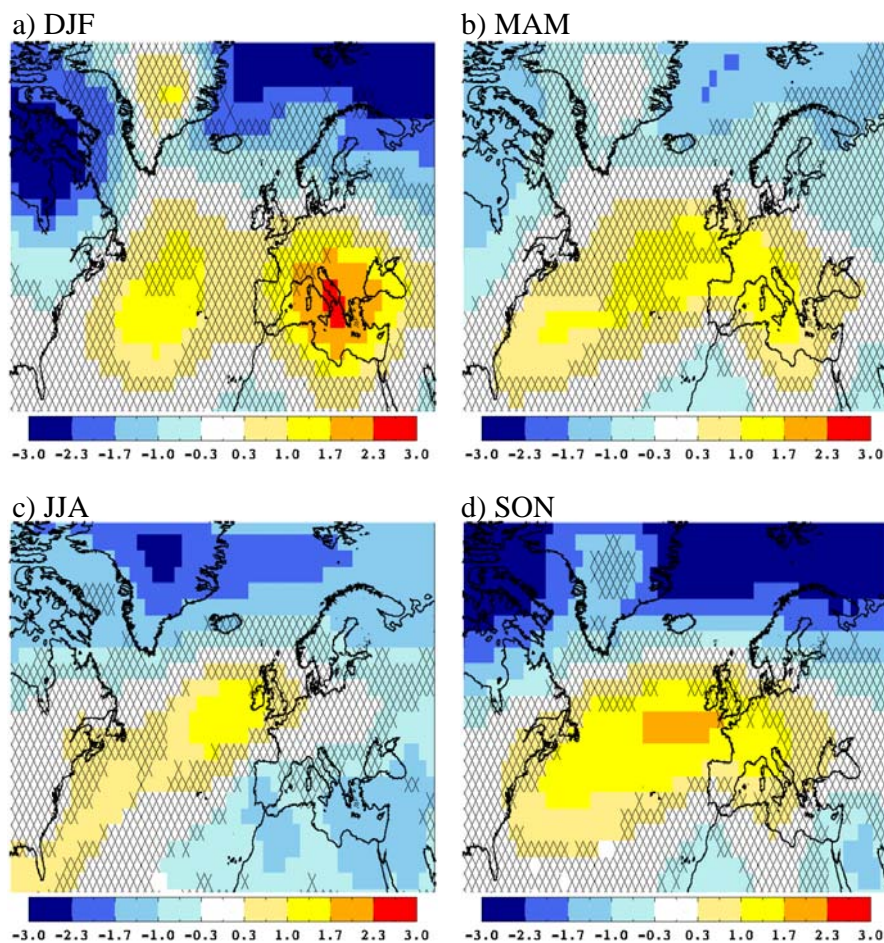


FIG. 10.3: Idem que la Figure 10.1 pour la pression réduite au niveau de la mer (hPa).

Les changements de PSL sont en général peu robustes, hormis quelques “pôles” où les modèles s’accordent. Ainsi en hiver, une augmentation importante de pression centrée sur la Méditerranée et un fort creusement au nord de la Scandinavie ont lieu.

Ces simples changements moyens permettent déjà de mieux appréhender le pattern spatial des changements de précipitations, notamment pour l’hiver (Figure 10.2). Le creusement des pressions au nord favorise un renforcement du flux zonal et donc une augmentation des précipitations sur l’Europe du nord. L’anomalie de pression anticyclonique sur la Méditerranée favorise les flux de sud sur le sud de la France. Cela pourrait être favorable

à une augmentation des précipitations sur les Cévennes et les Alpes du Sud, et à une diminution sur le Sud-Ouest, au pied des Pyrénées en particulier (avec notamment un effet de Fœnh défavorable). C'est ce que l'on peut d'ailleurs un peu deviner sur la carte des changements de précipitations (augmentation sur le sud-est et rien sur le sud-ouest), même si cela demeure relativement peu clair : la faible résolution de la plupart des modèles du GIEC ne permettant pas une représentation correcte des Pyrénées et du Massif-Central, alors que les interactions avec ces reliefs sont très importantes dans ce contexte. Sur le nord de la France, les changements de PSL correspondent à une augmentation modérée des flux de sud-ouest, favorisant une augmentation limitée des précipitations. Les changements de PSL au printemps et en automne sont globalement assez similaires à ceux notés en hiver, quoique bien moins marqués sur la Méditerranée. En été, une structure spatiale de type blocage est visible à l'ouest des îles britanniques, défavorisant les flux d'ouest et les précipitations sur la France. Attention néanmoins : on considère ici des changements moyens qui peuvent en fait masquer des changements de circulation bien plus complexes.

b. Régimes de temps en hiver

Pour aller plus loin que les changements moyens de la circulation atmosphérique, le paradigme des régimes de temps est utile. Il stipule que le système climatique possède un certain nombre d'états préférentiels caractérisés par des structures spatiales cohérentes à grande échelle, ou régimes. Les régimes sont généralement caractérisés par leurs propriétés de récurrence, de persistance ou d'occurrence (Michelangeli et al., 1995). Ils sont en général déterminés à l'aide d'algorithmes de classification automatique. Les fluctuations du temps peuvent alors s'interpréter comme la transition temporelle entre ces régimes (Vautard, 1990). Les régimes de temps peuvent aussi avoir des liens forts avec le climat régional, ce qui en fait un outil d'analyse du climat régional intéressant (Cassou et al., 2005 est un exemple parmi de nombreux autres). Dans ce paradigme, un changement de circulation atmosphérique peut s'expliquer par des modifications des fréquences d'occurrence des régimes (Molteni et Corti, 1998) sans que ces régimes soient modifiés. Cette hypothèse est contestable, des changements de circulation atmosphérique à l'intérieur même des régimes (intra-régimes) pouvant se produire. Une deuxième limite est que le lien entre un régime et le climat régional peut être amené à évoluer dans le climat futur. Il n'en demeure pas moins qu'étudier les changements d'occurrence des régimes de temps est un moyen simple et efficace de caractériser les principaux changements de CAGE.

On réalise dans un premier temps l'analyse en régime sur la PSL journalière des réanalyses NCEP sur la période 1948-2006 dans l'espace défini par les 10 premières fonctions orthogonales empiriques (EOF) en utilisant l'algorithme du k-means (Michelangeli et al., 1995). Nous classons tous les jours sans considérer les transitions. La Figure 10.4 présente les anomalies composites de PSL correspondantes aux 4 régimes classiques obtenus.

Comme la Figure 10.5 l'indique, le concept de régimes de temps est utile pour ca-

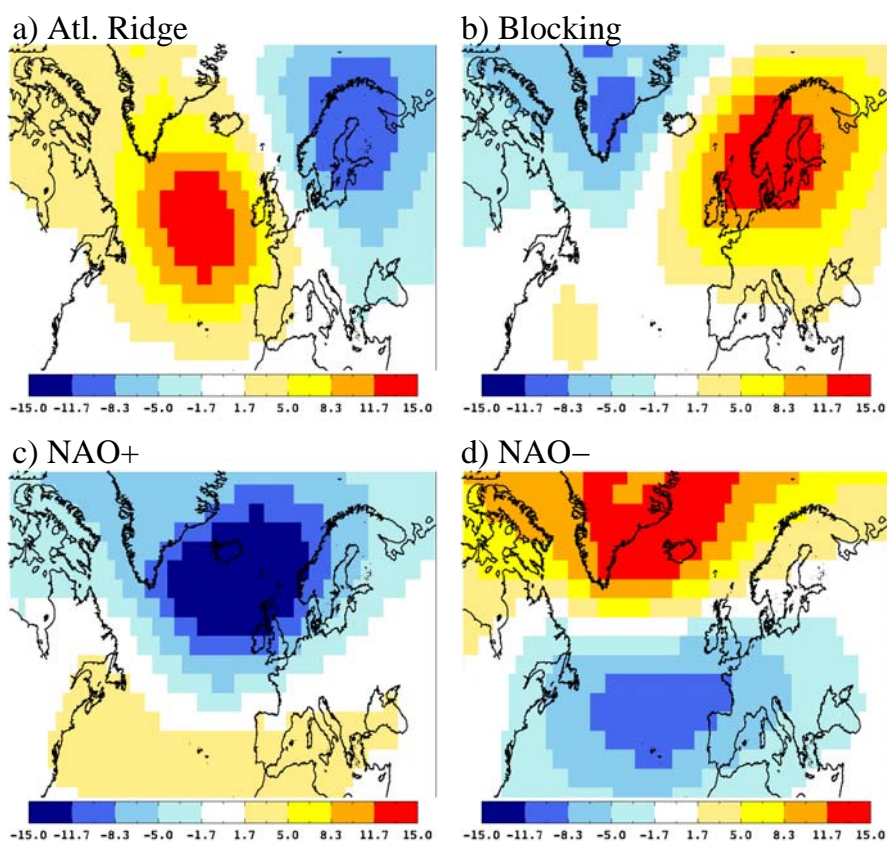


FIG. 10.4: Anomalies composites de PSL (hPa) des quatre régimes d'hiver. Les fréquences d'occurrence sont : Atlantic Ridge : 23% ; Blocking : 27% ; NAO+ : 26% ; NAO- : 24%.

racteriser les liens entre CAGE et climat régional. Le blocage, limitant la pénétration des flux d'ouest sur le nord de l'Europe, y est froid et très sec, tandis que la phase positive de la NAO la favorisant y est très pluvieuse et chaude. La phase négative de la NAO donne des précipitations fortes sur la péninsule ibérique, sans être particulièrement chaude. Les anomalies associées à l'Atlantique Ridge sont humides et relativement chaudes au nord et sèches et relativement froides au sud, en particulier sur la péninsule ibérique.

Pour 15 modèles du GIEC et le modèle ARPEGE-VR, on utilise les centroïdes obtenus à partir des réanalyses NCEP pour classer la PSL de chaque jour d'hiver dans un régime, par minimisation de la distance aux centroïdes. Au préalable, la PSL des modèles est interpolée et projetée dans l'espace défini par les 10 premières EOF de la PSL NCEP. On procède ainsi pour deux périodes : 1961-2000 et 2081-2100. Cette procédure fait que pour chaque modèle la référence en terme de centroïde est la même, aussi bien sur la période présente que future, ce qui fait qu'il est possible de réellement comparer les changements d'occurrence sur les deux périodes et entre les différents modèles. La Figure 10.6 synthétise ces résultats.

Même si une grande dispersion existe dans les changements simulés par les différents modèles, un signal émerge, avec une forte diminution de la NAO- et une augmentation plus

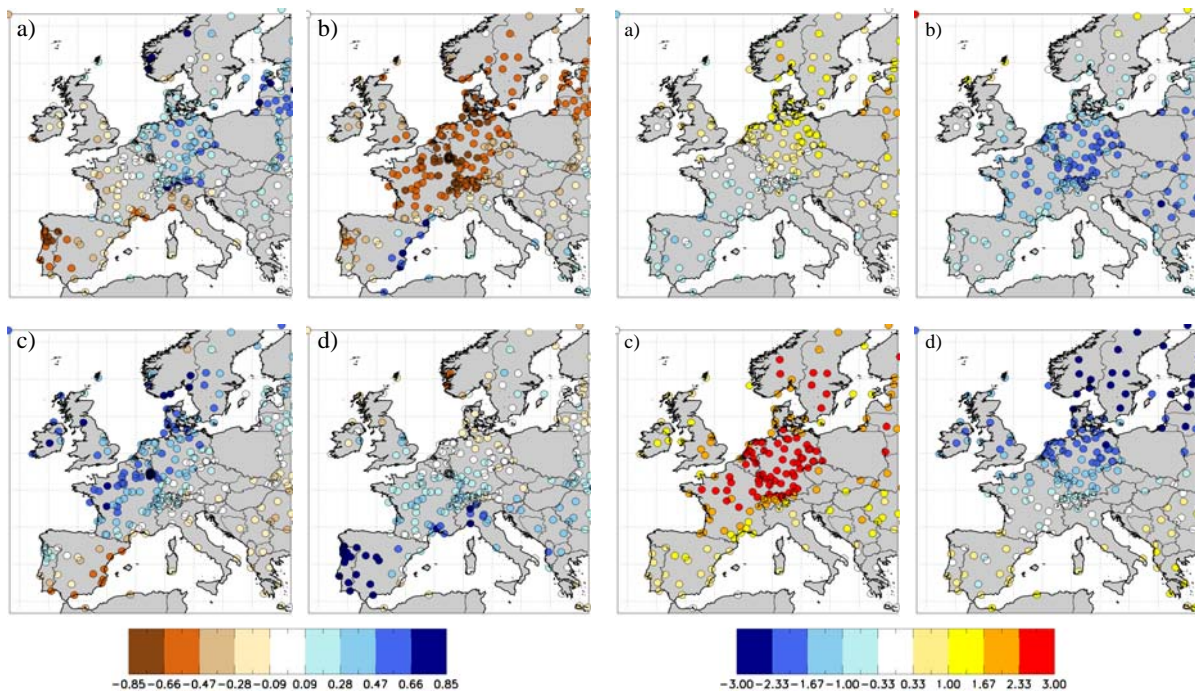


FIG. 10.5: (4 panneaux de gauche) Anomalies relatives composites de précipitations (sans unité) et (4 panneaux de droite) Anomalies composites de température (K) associées aux 4 régimes d'hiver : (a) Atlantic Ridge, (b) Blocking, (c) NAO+, (d) NAO-. Les précipitations et températures sur l'Europe proviennent du jeu de données ECA (European Climate Assessment), ici comme par la suite.

faible de la NAO+ et de l'Atlantic Ridge. Les changements du blocage sont en général faibles, et peu cohérents entre les modèles. La dissymétrie de comportement des deux phases de la NAO montre l'intérêt d'une approche non-linéaire pour sa caractérisation, comme celle des régimes, par rapport à l'utilisation d'un simple indice ou analyse en composante principale.

Deux régimes de temps, humides sur le nord de l'Europe et secs au sud, augmentent ainsi (NAO+ et Atlantic Ridge), tandis que le régime très humide au sud et plutôt sec au nord diminue largement. Ceci permet d'expliquer partiellement la structure spatiale des changements de précipitations constatés sur la Figure 10.2.

La très faible réponse du MCGA ARPEGE-VR par rapport à celle du modèle couplé CNRM-CM3 (noté simplement cnrm sur la Figure 10.6), alors que ARPEGE-VR "voit" les TSO de CNRM-CM3 (au biais prêt) est intrigante. Cette différence pourrait être due, entre autres, soit à la différence de résolution des deux modèles (mais cela contredirait en partie les résultats de Terray et al., 2004), soit au retrait des biais des TSO ayant servi à forcer ARPEGE-VR, soit à l'absence de couplage océan-atmosphère dans ARPEGE-VR. Il est difficile d'aller plus loin ici, d'autres simulations seraient nécessaires pour confirmer ou infirmer ces hypothèses.

La forte dispersion -en terme d'intensité- des changements de fréquence d'occurrence

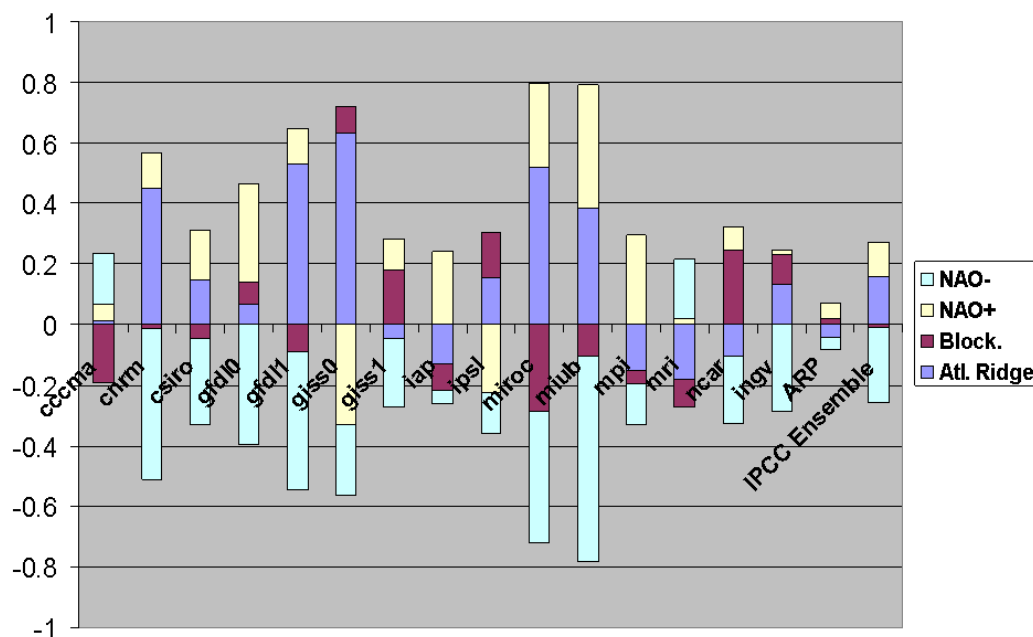


FIG. 10.6: Changements relatifs de la fréquence d'occurrence des 4 régimes d'hiver entre les périodes 1961-2000 et 2081-2100 dans différents modèles du GIEC et le modèle ARPEGE-VR (ARP). La moyenne d'ensemble des modèles du GIEC est aussi indiquée.

des régimes entre les différents modèles fait que les changements de circulation sont une source d'incertitude importante en ce qui concerne les changements du climat européen.

c. Régimes de temps en été

La même analyse que décrite précédemment pour l'hiver est maintenant faite pour l'été. Des régimes similaires à ceux de Cassou et al. (2005) sont obtenus (Figure 10.7). Les anomalies de précipitations et de température correspondantes sont montrées sur les Figures 10.8 et 10.9.

L'Atlantic Ridge, caractérisé par une anomalie positive de pression sur l'Atlantique et une anomalie cyclonique sur le nord de l'Europe, induit un renforcement du flux de nord-ouest sur l'Europe du nord et y favorise ainsi des conditions humides et froides. La NAO- et ses anomalies de PSL positives sur le Groenland et faiblement négatives sur l'Europe favorise les flux de nord-est sur l'Europe et est aussi associée à des conditions humides et froides sur l'Europe du nord. Les deux autres régimes sont chauds et secs sur la France. L'anomalie négative de PSL de l'Atlantic Low sur l'Atlantique induit une advection d'air chaud depuis le Maghreb et l'Atlantique sud, tandis que l'anomalie positive du blocage sur le Royaume-Uni limite la pénétration de l'air marin sur l'Europe.

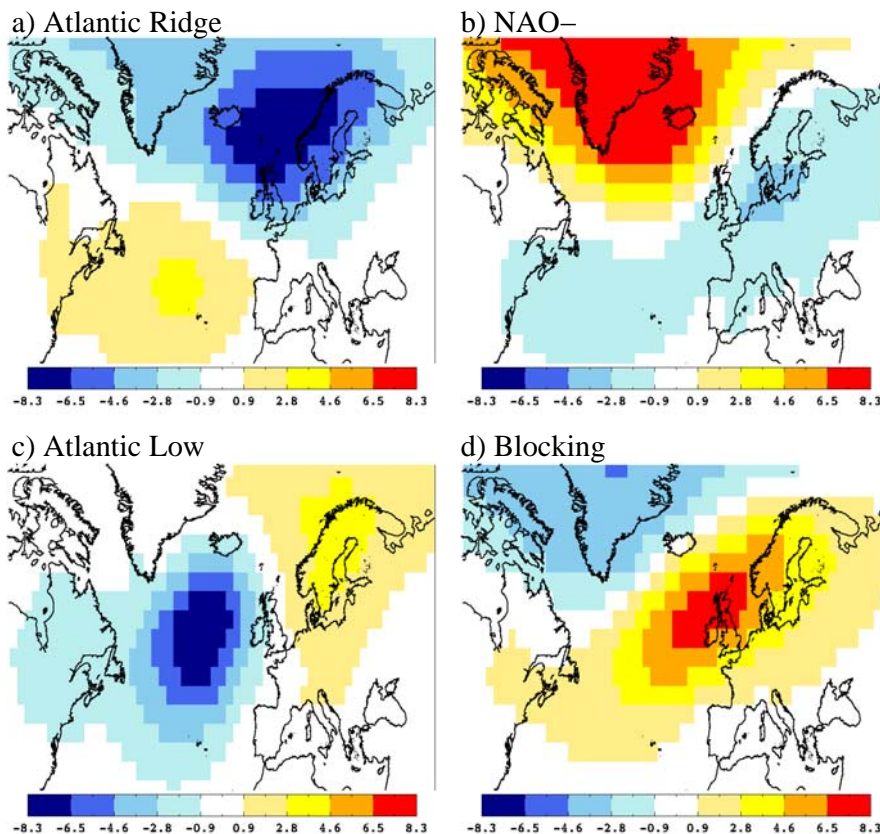


FIG. 10.7: Anomalies composites de PSL (hPa) des quatre régimes d'été. Les fréquences d'occurrences sont : Atlantic Ridge : 25% ; NAO- : 24% ; Atlantic Low : 24% ; Blocking : 27%.

Pour les températures, les composites des minimales et maximales sont présentés : contrairement à l'hiver, une grande différence de lien avec les régimes existe entre les minimales et les maximales. Le lien avec les températures minimales est ainsi très limité. L'asymétrie maximales/minimales indique que la modulation de la couverture nuageuse par les régimes est importante en été. Par exemple, le blocage correspond à des conditions de ciel clair sur le nord de l'Europe, donc à une augmentation du flux solaire atteignant la surface durant la journée, donc des maximales. Durant la nuit, le soleil ne jouant pas, la diminution de la nébulosité aurait plutôt tendance à faire baisser la température (diminution de l'effet de serre).

Les anomalies de précipitations et de température associées aux régimes sont moins fortes en été qu'en hiver. La fréquente nature convective des événements pluvieux en été fait que le lien entre CAGE et précipitations est plus faible (même s'il existe quand même car les événements convectifs peuvent être favorisés ou non par la situation synoptique). De plus, les couplages locaux sol/atmosphère peuvent jouer un rôle important sur les précipitations en été.

Les changements de fréquence d'occurrence des régimes de temps sont calculés de la même façon qu'en hiver (Figure 10.10). Alors que certains modèles simulent des chan-

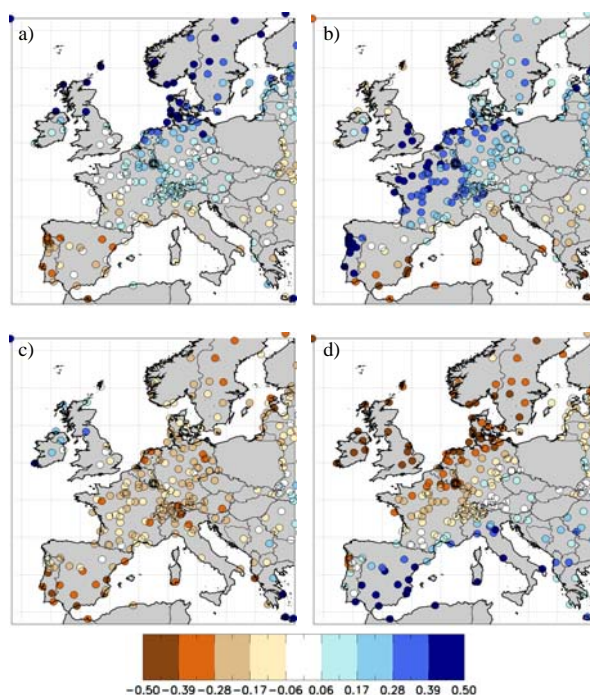


FIG. 10.8: Anomalies relatives composites de précipitations (sans unité) associées aux 4 régimes d'été : (a) Atlantic Ridge, (b) NAO-, (c) Atlantic Low, (d) Blocking.

gements de circulation atmosphérique très importants (modèles du GFDL par exemple), d'autres ne simulent quasiment aucune modification (modèle de l'INGV et du MRI). Globalement néanmoins, on constate en moyenne une augmentation de la fréquence du blocage et de l'Atlantic Ridge, et une diminution de la NAO- et de l'Atlantic Low. En ce qui concerne la France, un régime chaud et sec devient plus fréquent (blocage), et le régime le plus froid et humide devient moins fréquent (NAO-). Bien que le deuxième régime chaud et sec (Atl. Low) devienne moins fréquent, au final, sur la France comme sur le Royaume-Uni ou le Bénélux les changements de régimes en été vont dans le sens d'une diminution des précipitations. Pour l'Espagne, par exemple, ce n'est pas le cas, bien que les modèles y simulent une diminution des précipitations. Des modifications dynamiques à l'intérieur des régimes ou bien d'autres phénomènes liés aux rétroactions locales doivent jouer sur ces régions. Les résultats de ARPEGE-VR et CNRM-CM3 sont proches, contrairement à ce qui a été vu pour l'hiver.

10.2.2 Analyses complémentaires basées sur les régimes

• Variabilité intra-régime et rétroactions locales

Tous les jours appartenant à un régime donné n'ont pas des structures spatiales de CAGE parfaitement identiques, et le climat régional n'étant pas entièrement déterminé par la circulation atmosphérique, deux jours très voisins en terme de CAGE peuvent être néanmoins associés à des conditions climatiques locales largement différentes. Ainsi, il

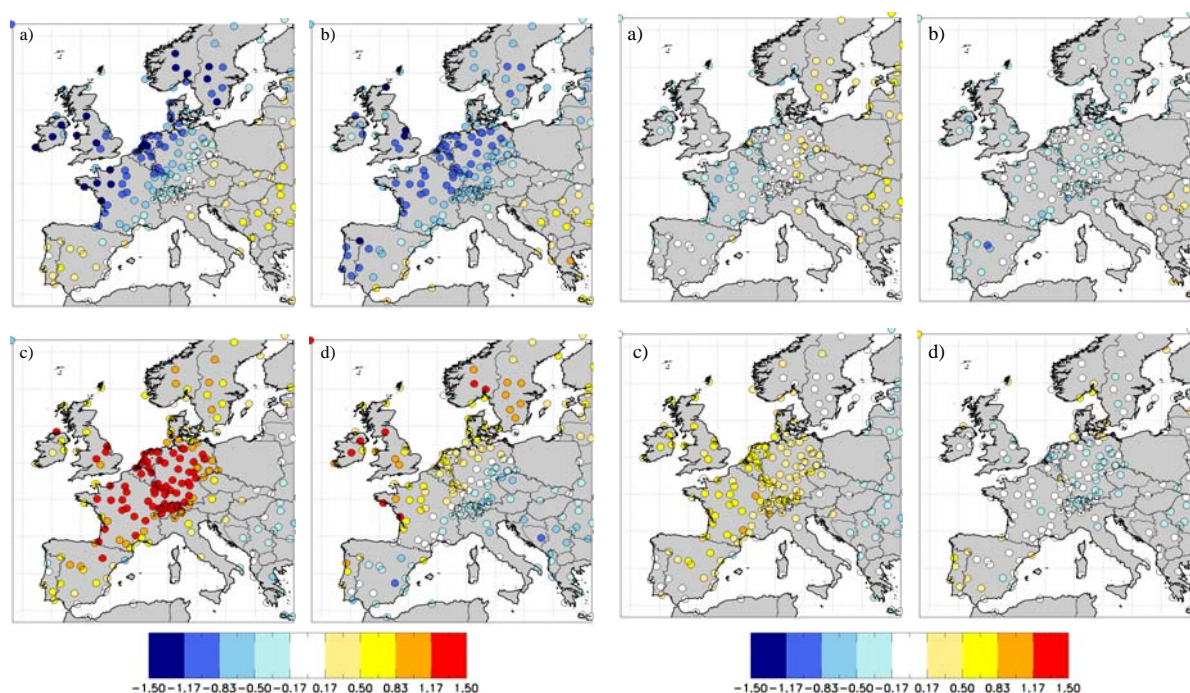


FIG. 10.9: (4 panneaux de gauche) Anomalies composites de température maximale (K) et (4 panneaux de droite) de température minimale (K) associées aux 4 régimes : (a) Atlantic Ridge, (b) NAO-, (c) Atlantic Low, (d) Blocking.

existe une variabilité à l'intérieur des régimes de temps (ou intra-régime), que ce soit en terme de dynamique de grande échelle ou de climat régional, les deux pouvant être liés. Des changements intra-régimes peuvent donc survenir avec le changement climatique.

Les changements d'occurrence des régimes de temps n'expliquent qu'une part de la variabilité des précipitations, cette part étant plus faible en été qu'en hiver, comme nous l'avons déjà vu. On cherche ici à mieux comprendre la variabilité intra-régime des précipitations en été. Dans l'article du Chapitre 5, nous avons montré qu'en hiver la variabilité intra-type des précipitations était très peu liée à la température, mais que la variabilité dynamique intra-type jouait un rôle important. On cherche maintenant à savoir si c'est aussi le cas pour les régimes de temps en été.

On considère ici à titre d'exemple les précipitations et températures observées sur le nord de la France (latitude supérieure à 46°N) en moyenne spatiale. Les anomalies associées aux régimes sont relativement homogènes sur cette zone. Pour chaque régime de temps d'été, on calcule les déciles de la température des jours lui appartenant, afin de définir 10 classes de température équi-distribuées. Pour chacune de ces 10 classes de jours, on calcule alors la température, les précipitations et la covariance spatiale au centroïde moyennes.

La Figure 10.11 synthétise ces résultats. Pour tous les régimes, un lien intra-régime fort existe entre la température et les précipitations. De façon générale, plus le jour est chaud, plus il est sec. Ce lien pourrait être de nature thermodynamique mais aussi simplement de

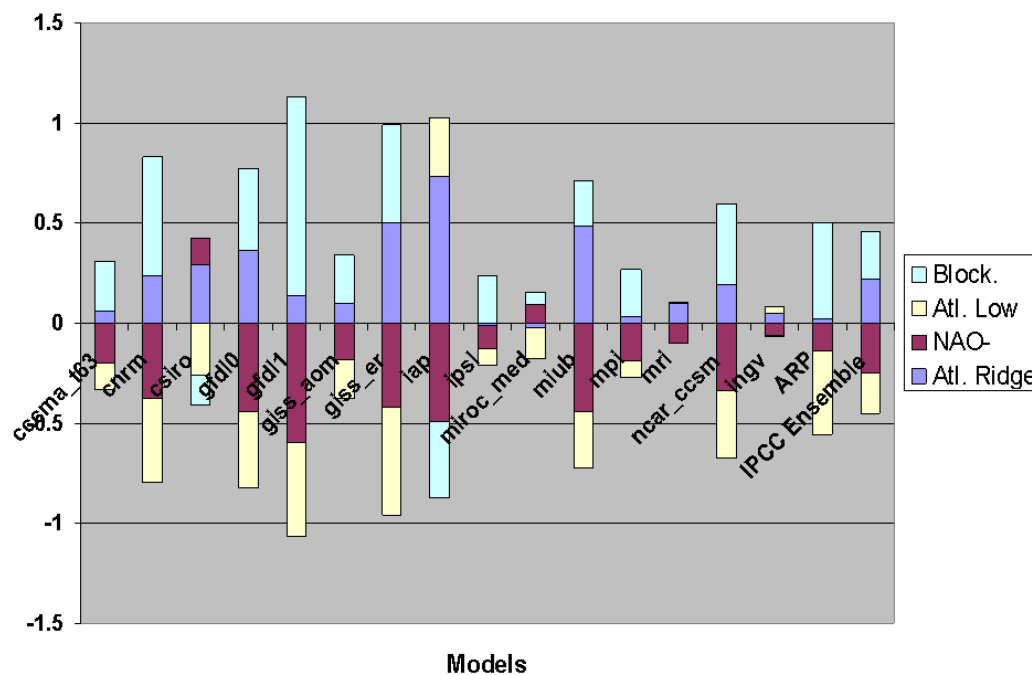


FIG. 10.10: Changements relatifs de la fréquence d'occurrence des 4 régimes d'été entre les périodes 1961-2000 et 2081-2100 dans différents modèles du GIEC et le modèle ARPEGE-VR (ARP). La moyenne d'ensemble des modèles du GIEC est aussi indiquée.

nature dynamique : il serait en effet possible que les jours plus chauds résultent d'anomalies de CAGE plus marquées, qui joueraient aussi sur les précipitations. La partie droite de la Figure 10.11 montre que ce n'est pas le cas : quelle que soit la classe de température, la covariance spatiale moyenne avec le centroïde est toujours plus ou moins similaire (Figure 10.11-droite). Cela signifie que les jours plus chauds à l'intérieur d'un régime donné ne sont pas associés à des anomalies de circulation particulières.

Ces deux graphes montrent donc qu'il existe une covariabilité forte entre température et précipitations qui ne passe pas par la dynamique. Différents mécanismes peuvent expliquer cette covariabilité de nature thermodynamique : elle pourrait découler de mécanismes liés à l'humidité des sols, de la stabilisation de la couche limite, de la plus grande capacité de l'air chaud à contenir de la vapeur d'eau, rendant la condensation plus difficile à atteindre si les sources d'humidité ne sont pas suffisantes.

Une méthode de désagrégation statistique qui prendrait uniquement en compte la CAGE comme prédicteur ne pourrait pas représenter de façon correcte les changements de précipitations dans le climat futur en été. La méthode de désagrégation décrite dans le chapitre 8 utilise aussi la température comme prédicteur ce qui permet de prendre en compte les changements de liens entre types de temps et précipitations liés au changement

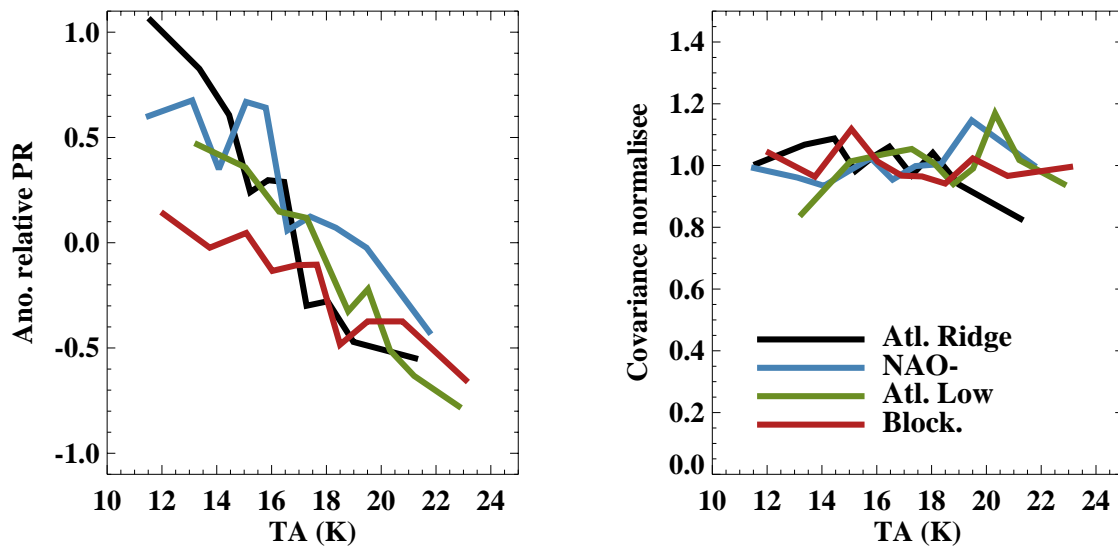


FIG. 10.11: (gauche) Anomalie relative des précipitations moyennes sur le nord de la France par classe de température à l'intérieur des 4 régimes d'été. (droite) Covariance spatiale normalisée avec le centroïde, moyennée par classe de température à l'intérieur des 4 régimes d'été.

de température.

Cette covariabilité intra-régime précipitations/températures fait qu'il pourrait exister des mécanismes venant amplifier les anomalies de précipitations et de température associées en moyenne aux régimes sous certaines conditions. Une succession de régimes chauds et secs conduirait ces régimes à devenir encore plus chauds et secs au fur et à mesure. Inversement, un régime froid et humide mettant fin à une séquence de régimes chauds et secs pourrait avoir initialement des anomalies moins froides et humides. On peut effectivement noter que dans le climat présent, pour certains régimes, plus la séquence est longue, plus les anomalies associées du climat régional se renforcent. Cette étude préliminaire demanderait à être approfondie.

Une autre analyse de l'amplification des anomalies climatiques régionales liées aux régimes est faite ici. Comme précédemment, on considère les précipitations et températures en moyenne sur le nord de la France. Pour chaque régime X, on prend l'ensemble des jours des 12 étés où le régime X a été le plus excité (ce qui nous donne le groupe de jours 1) et des 12 étés où il a été le moins excité (groupe de jours 2), sur la période 1948-2005. On calcule ensuite la différence des anomalies de température associées à chacun des régimes entre le groupe de jour 1 et le groupe de jour 2 (idem pour l'anomalie relative de précipitations). Les Tableaux 10.2 et 10.3 donnent les résultats de cette analyse.

Tous les régimes sont plus chauds les années durant lesquelles les régimes chauds et secs (Atl. Low. et Block.) sont fréquemment excités (comparativement aux années où

	Atl. Ridge +	NAO- +	Atl. Low +	Block. +
Atl. Ridge	<i>-0.34</i>	-2.18	1.31	1.54
NAO-	<i>-0.53</i>	-0.85	<i>0.10</i>	0.85
Atl. Low	-0.57	-1.97	0.79	1.62
Block	1.83	-2.56	1.79	1.21

TAB. 10.2: Différences des anomalies de température sur le nord de la France associées aux 4 régimes (lignes) entre les années où le régime indiqué en haut des colonnes (et marqué d'un +) est fréquemment excité et les années où il est peu excité (voir texte pour les détails). Les différences qui ne sont pas indiquées en italique sont significatives à 0.05 (Mann-Whithney U-test). Au minimum, les groupes comptent 115 jours (450 au maximum).

ils sont peu excités : on ne fera plus la précision par la suite pour plus de concision). Inversement, lorsque le régime humide et froid (i.e. la NAO-) est plus fréquent, tous les régimes sont plus froids. Ces différences de température sont souvent très importantes : par exemple, le blocage est 2.56°C plus froid les années où la NAO- est souvent excitée. Cette modulation des anomalies associées aux régimes passe probablement en grande partie par l'humidité du sol, via des variations du flux de chaleur latente et du flux de chaleur sensible à l'intérieur des régimes. Le régime de blocage semble avoir une sensibilité particulière à cette modulation. Par exemple, lorsque l'Atlantic Ridge est fréquemment excité, tous les régimes sont plus secs et le blocage est bien plus chaud alors que les autres régimes sont un peu plus froids.

En ce qui concerne les précipitations, les différences sont moins souvent significatives. Néanmoins, le blocage est beaucoup plus humide (+38% par rapport à la moyenne saisonnière globale) les années où la NAO- est plus fréquente. Le blocage est caractérisé par des conditions de ciel clair, donc un fort flux solaire arrivant en surface : avec l'humidité disponible dans le sol grâce aux fréquentes NAO-, pluvieuse sur la zone en question, le développement d'épisodes convectifs durant les régimes de blocage est ainsi probablement favorisé. Inversement, et pour des raisons opposées, le blocage est beaucoup plus sec les années où il est plus fréquemment excité. Ces explications ne permettent pas d'expliquer tous les changements, et elles sont simplificatrices, d'autres phénomènes pouvant intervenir. Ainsi, on ne peut pas écarter qu'une rétroaction des conditions de sols sur la circulation atmosphérique joue aussi un rôle (il semble que tel a été le cas lors de la canicule de 2003 d'après Fischer et al. (2007)). Il faudrait procéder à des études de processus plus poussées, via modélisation à méso-échelle par exemple, pour pouvoir aller plus loin.

Nous avons en tout cas montré que les anomalies de températures et précipitations associées aux régimes peuvent être fortement modulées en fonction de l'"historique" de la circulation des jours (ou semaines) précédents, "archivé" dans le sol selon toute vraisemblance (quoique la "mémoire" puisse aussi se faire en partie par les TSO pour la zone étudiée ici). Une simple approche linéaire consistant à associer à un régime donné une anomalie moyenne conduit à sous-estimer le rôle de la dynamique atmosphérique

	Atl. Ridge +	NAO- +	Atl. Low +	Block. +
Atl. Ridge	<i>-0.22</i>	0.26	<i>-0.02</i>	-0.22
NAO-	<i>-0.26</i>	0.24	<i>0.002</i>	<i>-0.004</i>
Atl. Low	-0.19	<i>-0.03</i>	0.13	<i>0.11</i>
Block	<i>-0.10</i>	0.38	<i>-0.02</i>	-0.40

TAB. 10.3: Différences des anomalies relatives de précipitations sur le nord de la France associées aux 4 régimes (lignes) entre les années où le régime indiqué en haut des colonnes (et marqué d'un +) est fréquemment excité et les années où il est peu excité (voir texte pour détails). Les différences qui ne sont pas indiquées en italique sont significatives à 0.05 (Mann-Whitney U-test). Au minimum, les groupes comptent 115 jours (450 au maximum).

dans la variabilité des précipitations et températures. De la même manière, le couplage sol/atmosphère est variable selon le type de circulation atmosphérique.

Un autre exemple de la “mémoire” du sol concerne le rôle des précipitations au printemps pour l’été suivant. Si l’on considère les 12 années avec les plus fortes précipitations au printemps et les 12 années avec les précipitations les plus faibles et que l’on regarde de la même manière la différence des anomalies de précipitations et de température associées aux régimes au cours des étés suivants, des résultats intéressants apparaissent : le blocage est ainsi 30% plus humide et 1.36°C plus froid après un printemps plus humide. L’Atlantic Low est lui 0.98°C plus froid. Les autres changements ne sont pas significatifs ou bien plus faibles. On peut noter que ces chiffres sont néanmoins plus faibles que certaines valeurs vues dans les deux tableaux précédents.

Ces impacts de l’humidité des sols et de l’occurrence des régimes les jours précédents sur les anomalies associées aux régimes expliquent, au moins en partie, la covariabilité précipitations/températures montrée par la Figure 10.11. Les résultats de cette section portant sur la variabilité intra-régime suggèrent que dans le climat futur, compte tenu de l’augmentation des températures, tous les régimes de temps seront plus secs que dans le climat présent, ce qui est le cas dans les scénarios ARPEGE-VR. De plus et pour des raisons en partie liées, l’augmentation de la fréquence des blocages et la diminution de celle de la NAO- auront tendance à renforcer l’anomalie chaude de température du blocage et de l’Atlantic Low, à diminuer l’anomalie froide de la NAO-, et à rendre le blocage plus sec.

Les interactions entre rétroactions locales et circulation atmosphérique sont complexes, et on a tendance à les séparer pour étudier chacun des mécanismes plus facilement. Néanmoins elles jouent ensemble, et une meilleure compréhension des vagues de chaleur, comme celle survenue en 2003, ou une meilleure prévision des changements climatiques estivaux sur l’Europe passent par une meilleure compréhension de ces interactions.

• **Rôle des changements d’occurrence des régimes sur les précipitations dans**

le climat futur en été

Les changements de l'occurrence des régimes en été ont une influence importante sur les changements climatiques régionaux simulés sur certaines zones de l'Europe, en particulier pour les précipitations (Figure 10.12). Ainsi, pour la France et le Royaume-Uni, les variations entre les modèles du changement du nombre de jours de blocage expliquent respectivement 56% et 80% des anomalies relatives de précipitations simulées en moyenne sur ces pays. Si pour la France on prend en plus en compte les changements de NAO- on arrive à environ 2/3 de variance expliquée.

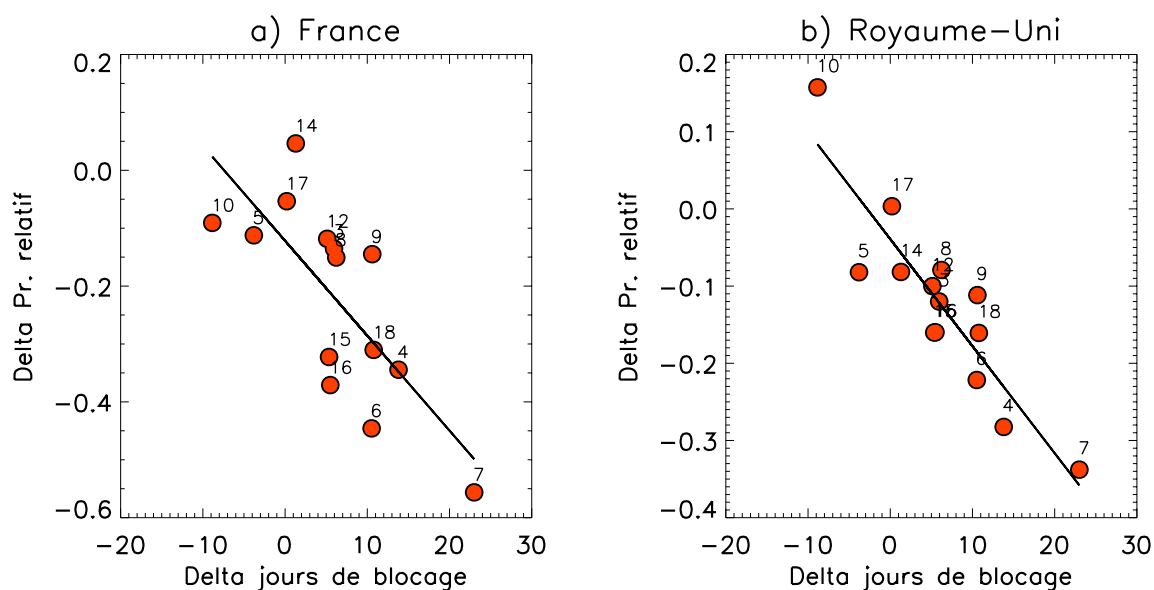


FIG. 10.12: Changement relatif entre les périodes 1961-2000 et 2081-2100 des précipitations moyennées sur (a) la France, (b) Le Royaume-Uni en fonction du changement du nombre de jours de blocage au cours de l'été pour 14 modèles du GIEC. La corrélation est de -0.75 pour la France et -0.90 pour le Royaume-Uni.

Ces résultats ne signifient pas qu'en prenant les changements du nombre de jours de blocage et en les multipliant par les anomalies moyennes de précipitations correspondantes sur le climat présent, on retombe sur les valeurs des changements futurs simulés par les modèles du GIEC. L'anomalie ainsi estimée est bien plus faible que celle directement simulée, au moins pour la France. D'autres processus viennent donc amplifier l'anomalie initiale liée au blocage, ce qui peut se comprendre dans le cadre de ce qui a été dit dans la sous-section précédente.

Les changements d'occurrence des régimes sont donc responsables d'une part très importante de l'incertitude sur les changements des précipitations estivales sur la France et le Royaume-Uni. Or, cette incertitude est difficilement réductible : les causes des changements de la circulation atmosphérique de grande échelle, faisant intervenir l'intégralité du système climatique, peuvent être très complexes à appréhender. Des suggestions qualitatives peuvent néanmoins parfois être faites. Par exemple, Cassou et al. (2005) ont

montré que le chauffage diabatique résultant de précipitations anormalement élevées sur les Caraïbes pouvait générer un train d'ondes de Rossby qui se projette très bien sur l'Atlantic Low et que ce phénomène a probablement joué lors de la canicule de 2003. Ces résultats sont d'ailleurs en accord avec ceux de Ambrizzi et al. (1995) et Cassou et al. (2004). Il est alors intéressant de noter que les modèles du GIEC simulent une importante diminution des précipitations sur l'Atlantique tropical est (c'est d'ailleurs avec la diminution des précipitations sur l'Europe du sud en été, une des plus robustes caractéristiques des changements de précipitations du globe : voir la Figure 3.4 de la première partie). Ceci serait donc cohérent avec la diminution de l'occurrence des Atlantic Low dans le climat futur. De la même manière, des liens entre certains régimes de temps d'hiver et l'ENSO existent (Cassou et Terray, 2001 ; Brönnimann, 2007), et les changements de l'ENSO et/ou des téléconnexions associées, mal simulés en général par les modèles couplés, pourraient donc jouer sur les changements de ces régimes.

• Liens entre régimes et précipitations dans les modèles

La Figure 10.13 présente les liens entre régimes de temps et précipitations en hiver "dans le monde" du modèle climatique couplé CNRM-M3 (basse résolution) et du MCR ARPEGE-VR ("dans le monde" du modèle signifiant que l'occurrence des régimes et les précipitations sont prises dans ces modèles). Cette figure est à comparer à ce qui est obtenu avec les observations (Figure 10.5-gauche).

Si CNRM-CM3 reproduit de façon raisonnable la structure spatiale des anomalies de précipitations associées aux régimes compte tenu de sa faible résolution, l'intensité des anomalies est souvent sous-estimée. L'utilisation du MCR apporte logiquement une nette amélioration en terme de détail spatial, mais il améliore aussi la reproduction de l'intensité des anomalies. Cette dernière reste néanmoins encore souvent sous-estimée dans le MCR : c'est par exemple le cas pour le blocage ou la NAO+ sur la France.

En été la situation est pire qu'en hiver (Figure 10.14) : la sous-estimation des anomalies associées aux régimes devient très importante dans CNRM-CM3. Par exemple, pour la NAO- sur la France, il n'existe aucune anomalie de précipitations alors que dans les observations de fortes anomalies sont visibles. Le recours au MCR améliore largement la situation, bien qu'une forte sous-estimation demeure, notamment sur la France : si les anomalies sont très prononcées sur les mers, elles semblent diminuer rapidement à mesure qu'on pénètre sur le continent.

On peut postuler que la différence de comportement entre CNRM-CM3 et ARPEGE-VR est due à la différence de résolution entre les deux modèles (sachant que la composante atmosphérique de CNRM-CM3 est ARPEGE), à moins que la différence d'approche (couplé vs. forcé) joue un rôle. Il est très important de noter que la forte sous-estimation du lien entre régimes de temps et précipitations dans CNRM-CM3 n'est pas une spécificité de ce modèle couplé : des diagnostics similaires dans les modèles du GIEC indiquent que la situation est générale (à résolution comparable).

Ces analyses indiquent que les modèles climatiques sous-estiment le rôle de la circulation atmosphérique dans la variabilité des précipitations, en particulier en été. Il est

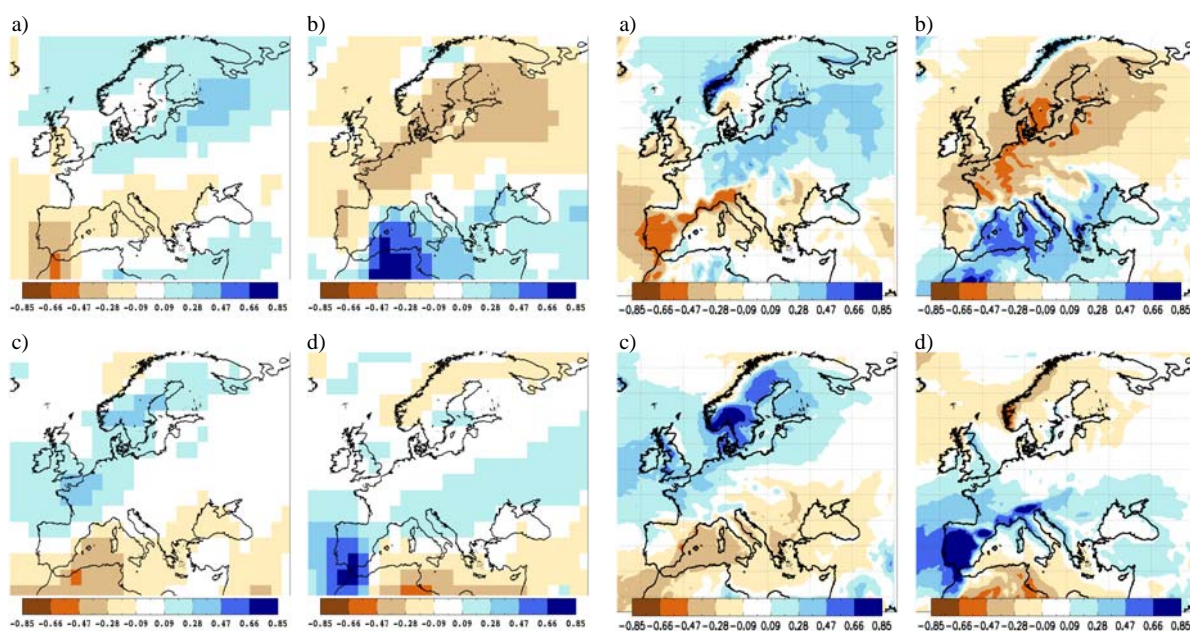


FIG. 10.13: Anomalies composites relatives de précipitations correspondant aux 4 régimes d'hiver (4 panneaux de gauche) dans CNRM-CM3 et dans (4 panneaux de droite) ARPEGE-VR. (a) Atlantic Ridge, (b) Blocking, (c) NAO+, (d) NAO-. L'échelle de couleur est la même que celle de la Figure 10.5-gauche.

donc probable qu'ils sur-estiment en parallèle le rôle des autres mécanismes (thermodynamiques). On peut alors se demander s'ils ne risquent pas aussi de sous-estimer le rôle des modifications de circulation sur les changements du climat régional dans le climat futur, et accorder un rôle trop important aux autres mécanismes. Il faut ainsi prendre les changements de précipitations qu'ils simulent avec précaution, en particulier en été.

Ces résultats montrent l'intérêt d'approches statistico-dynamiques telle que celle utilisée dans la méthode de désagrégation statistique présentée au Chapitre 8.

10.3 Changements du climat européen durant l'été

Si l'on considère les changements de température et de précipitations des Figures 10.1 et 10.2, il paraît probable que les impacts du changement climatique les plus importants en Europe du sud, France incluse, concerneront l'été, avec un climat beaucoup plus chaud et sec. Or, la canicule de 2003 ou la sécheresse de 1976 ont déjà montré à quel point nos sociétés sont vulnérables à ce type de climat. L'été est aussi probablement la saison pour laquelle les mécanismes du changement climatique régional sur l'Europe du sud et centrale sont les plus complexes, en raison du rôle des rétroactions liées à l'humidité du sol (Christensen et al. 2007). Seneviratne et al. (2006) ont ainsi montré que le couplage sol/atmosphère avait un impact important sur les changements climatiques estivaux sur certaines zones de l'Europe, en terme d'augmentation de variabilité. Nous l'avons vu dans

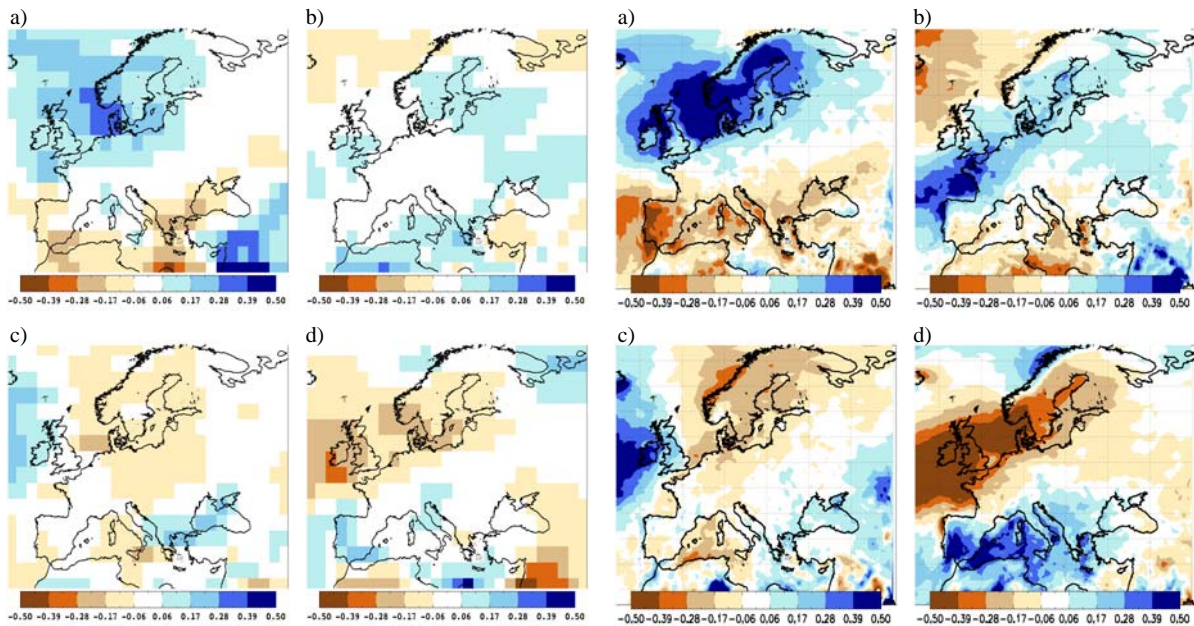


FIG. 10.14: Anomalies composites relatives de précipitations correspondant aux 4 régimes d'été (4 panneaux de gauche) dans CNRM-CM3 et dans (4 panneaux de droite) ARPEGE-VR. (a) Atlantic Ridge, (b) NAO-, (c) Atlantic Low, (d) Blocking. L'échelle de couleur est la même que celle de la Figure 10.8.

la section précédente, le rôle de la circulation de grande échelle sur le climat régional est d'ailleurs plus faible en été qu'en hiver. L'été est donc la saison où l'approche statistique pour la désagrégation pose le plus de questions, même si dans notre cas, la température est aussi utilisée comme prédicteur. Il est ainsi important dans le cadre de cette thèse d'étudier plus en détail les changements du climat européen durant l'été et les mécanismes associés.

10.3.1 Changements des flux radiatifs en surface

Dans un premier temps, les changements du bilan énergétique en surface sont examinés. La Figure 10.15 montre les changements des flux radiatifs nets en surface. Une forte augmentation du flux solaire a lieu sur une grande partie de l'Europe en été. Elle est robuste et particulièrement prononcée sur la France, le nord de l'Espagne, l'Italie, le pourtour de la Mer Noire avec des augmentations allant jusqu'à 20 W.m^{-2} . A l'inverse, le flux infrarouge net en surface diminue sur une grande part de l'Europe. Ces changements sont généralement plus limités et moins robustes que ceux touchant le flux solaire.

Comme le panneau gauche de la Figure 10.16 l'indique, le total des flux radiatifs nets en surface, donc l'énergie disponible, augmente sur la majeure partie de l'Europe. C'est en fait une forte diminution de la couverture nuageuse qui est la principale responsable de ces changements des flux radiatifs (Figure 10.16-b). En effet, la diminution de la couverture nuageuse provoque une augmentation du flux solaire descendant en surface. Toutes choses étant égales par ailleurs, elle serait aussi responsable d'une diminution du flux infrarouge

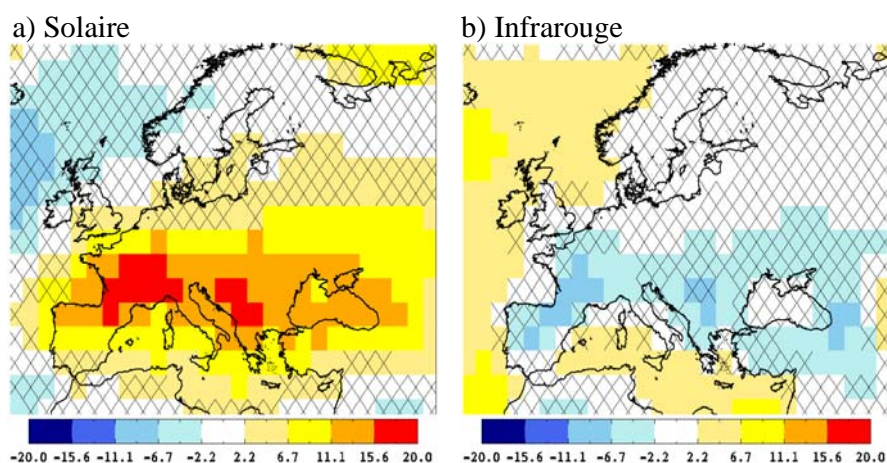


FIG. 10.15: Changement estival entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990 du flux solaire et du flux infrarouge nets en surface (W.m^{-2}) sur l'Europe, donné par la moyenne d'ensemble des modèles du GIEC AR4. Les flux sont comptés positivement vers le bas, un changement positif correspond donc à une augmentation d'énergie disponible en surface. Les croix signalent les mailles où il n'y a pas cohérence de signe entre les modèles.

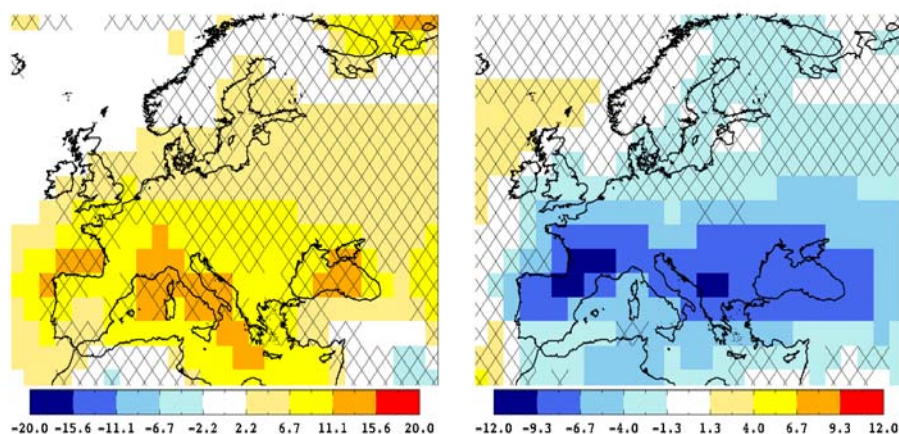


FIG. 10.16: Idem que Figure 10.15 pour (a) le total du flux solaire et du flux infrarouge nets en surface (W.m^{-2}) (b) pour la couverture nuageuse totale (%).

descendant. Même si au total le flux infrarouge descendant augmente, il augmente moins vite que le flux infrarouge ascendant (effet de l'augmentation de température en surface). Cette diminution de la couverture nuageuse est une caractéristique très robuste du changement climatique estival sur l'Europe. La diminution de la concentration en aérosols sulfatés à la fin du 21^{ème} siècle dans le scénario SRES-A1B pourrait aussi être en partie responsable de l'augmentation du flux solaire arrivant en surface, via l'effet direct et les effets indirects des aérosols sur les nuages. Il faut néanmoins garder à l'esprit que tous les

modèles n'incluent pas les effets indirects.

Une forte diminution de l'humidité relative, très cohérente entre les différents modèles, se produit sur l'Europe du sud et continentale (10.17-a). Dans la partie introductive, nous avons signalé que le changement climatique se faisait globalement à humidité relative constante. Nous voyons maintenant que ce n'est pas vrai pour toutes les régions du globe et toutes les saisons.

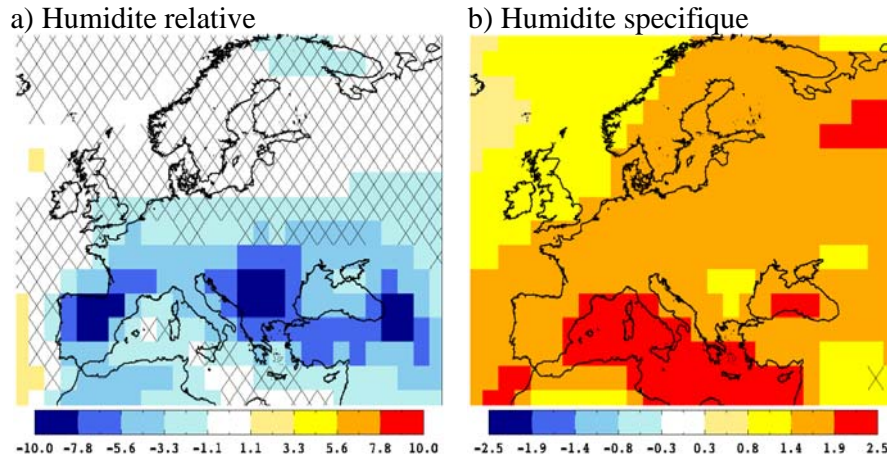


FIG. 10.17: Idem que Figure 10.15 pour (a) l'humidité relative (%) et (b) l'humidité spécifique (g/kg).

Comme attendu, l'humidité spécifique augmente largement dans tous les modèles (10.17-b), mais, sur les continents, elle augmente en fait moins vite que la capacité de l'air à contenir de la vapeur d'eau, ce qui fait diminuer l'humidité relative. L'augmentation de l'humidité spécifique est très homogène spatialement ; en particulier les valeurs au-dessus des terres et des mers sont proches. Etant donné que l'augmentation de température est plus forte au dessus des terres que de l'océan (Figure 10.1), la capacité de l'air à contenir de la vapeur d'eau augmente elle même plus fortement au-dessus des terres. Dans le climat futur, lorsque de l'air maritime est advecté par les vents d'ouest sur le continent, la saturation et donc la condensation sont plus difficiles à atteindre. La couverture nuageuse diminue en conséquence. Ce mécanisme peut jouer de la même façon sur les précipitations. Rowell et Jones (2006) montrent ainsi qu'il joue un rôle important dans la diminution des précipitations, en particulier sur l'Europe centrale dans leur modèle climatique régional.

Ce mécanisme est de type rétroactif et il est donc difficile de séparer causes et effets : plus la différence de température entre océans et continents est forte, plus la diminution d'humidité relative est forte sur les continents, plus la couverture nuageuse diminue et le flux solaire augmente sur les terres, et le gradient de température terre-mer augmente en retour. On sait qu'en raison de l'inertie thermique des océans, l'augmentation des températures océaniques est plus lente que celle des continents (Manabe et al., 1992). Ceci pourrait suffire à initier la boucle de rétroaction.

Sutton et al. (2007) suggèrent par contre que l'inertie thermique des océans n'est pas le principal facteur explicatif. En effet, même une fois la phase transitoire du réchauffement climatique achevée, l'augmentation du gradient thermique terre/mer subsiste. Pour eux, le mécanisme principal est la différence de partition entre chaleur sensible et latente en réponse à une augmentation du forçage radiatif : contrairement aux océans, l'eau du sol peut être un facteur limitant l'augmentation du flux de chaleur latente, la réponse se faisant alors plutôt par une augmentation du flux de chaleur sensible. Le mécanisme de Sutton et al. (2007) joue sans conteste, mais nous pouvons ajouter que la rétroaction décrite précédemment pourrait aussi avoir pour effet de maintenir le gradient thermique terre-mer initialement causé par l'inertie thermique des océans, même une fois la phase transitoire achevée. D'ailleurs, le rapport de Bowen ne change en fait pas dans un certain nombre de modèles sur la France (tout comme sur l'océan adjacent) dans le climat futur (non montré).

Pour finir sur ce point, il faut ajouter que les TSO de l'Atlantique Nord n'augmentent que faiblement par rapport au reste des océans du globe (Meehl et al., 2007) et que l'incertitude sur les changements de TSO y est très importante. Un certain nombre de modèles simulent même localement sur l'Atlantique Nord une diminution des TSO (en particulier en hiver). Les causes de ces changements ne sont pas encore claires, plusieurs mécanismes étant suggérés : ralentissement de la circulation thermohaline, stabilisation de la couche océanique de surface à cause des apports d'eau douce faisant diminuer la convection profonde, changements de circulation atmosphérique etc. Des processus propres à l'océan Atlantique-Nord pourraient ainsi contribuer à faire augmenter le gradient de température terre-mer et jouer un rôle dans la diminution de l'humidité relative sur le continent européen.

10.3.2 Changements des flux de chaleur latente et sensible

L'énergie radiative nette disponible en surface est dissipée par les flux de chaleur latente et de chaleur sensible, et la partition entre ces deux flux est très importante pour la détermination du climat local : l'augmentation du rapport du flux de chaleur sensible sur le flux de chaleur latente (ou rapport de Bowen) favorise une augmentation de température et aussi une diminution indirecte des précipitations, via les rétroactions humidité des sols/précipitations. La rétroaction directe implique le recyclage local de la vapeur d'eau évaporée par les précipitations (comme précédemment dans ce manuscrit, nous désignons par le terme évaporation le total des différentes évaporations plus la transpiration des plantes). Elle est probablement faible pour des zones géographiques comme l'Europe de l'Ouest, compte tenu de la faible valeur du recyclage (Schär, 1999 ; Trenberth, 1998). C'est probablement la rétroaction indirecte qui joue sur cette zone. Un sol anormalement humide provoque une évaporation accrue, une diminution du rapport de Bowen, une couche limite plus humide et moins profonde, et donc une augmentation de l'énergie statique humide par unité de masse de couche limite, ce qui favorise la convection et par suite les précipitations (la description est ici simplifiée : il y a aussi un rôle de la diminution de l'albédo des sols,

des changements de couverture nuageuse etc) (Betts et al., 1996 ; Eltahir, 1998 ; Schär et al., 1999).

Dans les modèles du GIEC, le flux de chaleur sensible augmente largement et de façon robuste sur l'Europe du sud. En ce qui concerne le flux de chaleur latente, une augmentation claire a lieu sur le nord du continent, et une diminution se produit localement sur le sud de l'Europe : Espagne, Grèce, pourtour sud de la Mer Noire (Figure 10.18). Ce sont d'ailleurs ces zones où les maximums d'augmentation de température en été sur le continent européen sont constatés (Figure 10.1).

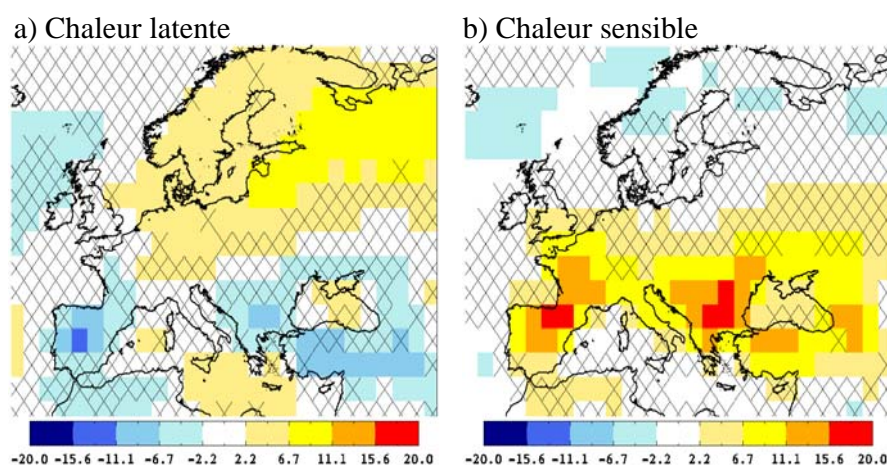


FIG. 10.18: Idem que Figure 10.15 pour (a) le flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$) et (b) le flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$). Les flux sont comptés positivement vers le haut, un changement positif correspond donc à une perte d'énergie pour la surface.

Sur le reste du territoire (Europe centrale, France) le signe du changement du flux de chaleur latente est incertain. Le fait que malgré l'augmentation d'énergie radiative disponible en surface, la réponse ne se fasse pas par une évaporation accrue, mais par une augmentation du flux de chaleur sensible, est un signe clair de stress évaporatif résultant de sols trop secs (Ferranti et Viterbo, 2006). Le manque de robustesse du signe de la réponse en évaporation sur la France et sur l'Europe centrale indique que ce stress évaporatif n'est pas présent dans tous les modèles et donc que les processus liés à l'humidité du sol sont impliqués.

10.3.3 Mécanismes

Nous nous focalisons maintenant sur la France. La Figure 10.19 présente les changements mensuels des flux de chaleur latente et sensible en moyenne sur l'hexagone. En hiver et au printemps, le flux de chaleur latente augmente dans la quasi-totalité des modèles du GIEC. Par contre, à partir du mois de juillet et jusqu'en septembre, les résultats ne sont pas cohérents : la moitié des modèles donne une augmentation du flux de chaleur latente

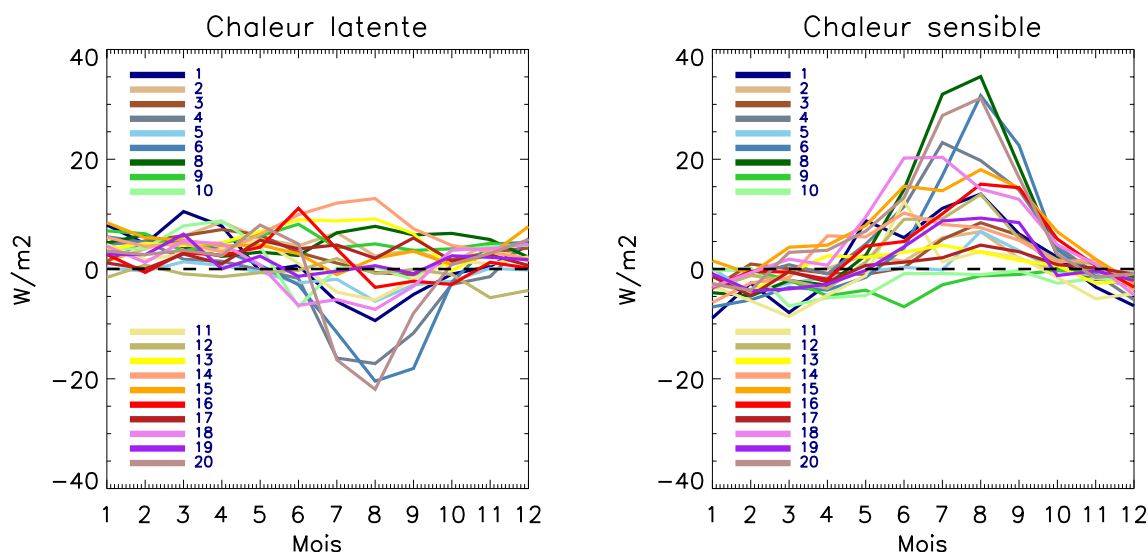


FIG. 10.19: Changement saisonnier entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990 du flux de chaleur latente et du flux de chaleur sensible moyennés sur la France ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Les flux sont comptés positivement vers le haut, un changement positif correspond donc à une perte d'énergie pour la surface.

et les changements vont de $-20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ à $+10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Les modèles simulant une nette diminution du flux de chaleur latente font augmenter très fortement le flux de chaleur sensible en compensation, l'énergie radiative disponible augmentant dans tous les cas, comme on l'a vu. Ajoutons que l'incertitude majeure des changements d'évaporation sur la France n'est pas due à la faible résolution des modèles : Lenderink et al. (2007) montrent que dans les MCRs du projet PRUDENCE, les changements d'évaporation sur la France ne sont pas cohérents en signe.

Une première explication possible à cette dispersion des réponses en évaporation pourrait être une différence de signe des changements d'humidité des sols. Pourtant, dans la quasi-totalité des modèles du GIEC le contenu en eau des sols diminue quelle que soit la saison, avec un minimum de diminution en fin d'hiver et un maximum en fin d'été ou début d'automne (Figure 10.20). L'amplitude de la diminution du contenu en eau des sols pourrait bien entendu jouer sur la réponse en évaporation, mais il ne semble pas y avoir de lien net entre les deux réponses. Les valeurs des changements de contenu en eau des sols sont néanmoins difficilement comparables en raison de la taille très variable des réservoirs des différents modèles de sol.

Il est aussi possible qu'en raison de différences entre les schémas de sol ou bien de biais sur l'humidité des sols, les mécanismes de contrôle de l'évaporation ne soient pas identiques dans tous les modèles du GIEC. On a montré dans le chapitre 4, que l'énergie radiative arrivant au sol contrôlait dans une large mesure l'évaporation sur la France en hiver et au printemps, mais qu'en été, c'était l'humidité des sols qui prenait son contrôle. Qu'en est-il dans les modèles du GIEC? Le contenu en eau des sols est une variable

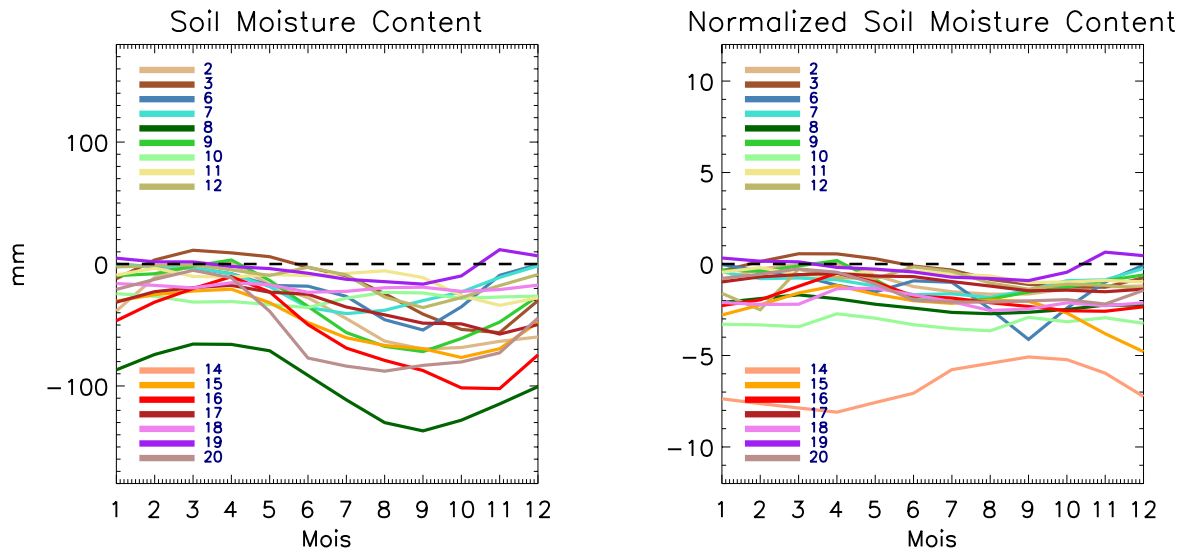


FIG. 10.20: (gauche) Changement saisonnier entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990 du contenu en eau des sols total (mm) (droite) idem, sauf que pour chaque mois on normalise le changement par l'écart type sur le climat présent. Les différents modèles ayant des réservoirs de taille très variable, cette dernière courbe permet de mieux comparer les différentes réponses.

difficilement exploitable : la taille des réservoirs est très variable et on ne dispose pas des informations nécessaires pour calculer l'indice d'humidité des sols, plus adapté ici. De plus, le contenu en eau des sols n'est pas disponible pour tous les modèles. On raisonne donc ici en terme d'énergie radiative. Pour 18 modèles du GIEC (certains ne disposant pas des champs nécessaires) on calcule la corrélation entre le total des flux radiatifs descendants en surface et l'évaporation en été, en moyenne sur la France pour la période 1970-2000. On appelle c_{re} cette corrélation. La valeur obtenue pour la simulation SIM introduite dans le chapitre 4 est de -0.37.

Le panneau en haut à gauche de la Figure 10.21 montre le changement d'évaporation moyenné sur la France en fonction de c_{re} dans les modèles du GIEC. Les valeurs de c_{re} sont très variables : elles vont de -0.8 à quasiment +0.9. Pour cinq modèles, une forte valeur positive de c_{re} (proche de 0.8 et irréaliste si l'on s'en réfère à SIM) est obtenue. Dans tous ces modèles, les changements d'évaporation sont positifs. Inversement, pour tous les modèles où c_{re} est négatif, les changements d'évaporation sont négatifs ou nuls. On sélectionne les 5 modèles qui donnent les valeurs de c_{re} les plus fortes (groupe B : `ccma_cgcm3_1`, `ccma_cgcm3_1_t63`, `giss_aom`, `miroc3_2_hires`, `mpi_echam5`, `mri_cgcm2_3_2a`), et les 5 modèles donnant les valeurs de c_{re} les plus proches de celle de SIM (groupe A : `bccr_bcm2_0`, `cnrm_cm3`, `gfdl_cm2_0`, `iap_fgoals1_0_g`, `ipsl_cm4`, `ncar_ccsm3_0`) afin de contraster les changements simulés par les deux groupes.

La différence entre les changements moyens d'évaporation sur l'Europe simulés par chacun de ces deux groupes et l'ensemble des modèles du GIEC est montrée sur la Figure 10.21. Les modèles du groupe A font diminuer l'évaporation plus que la normale, tandis

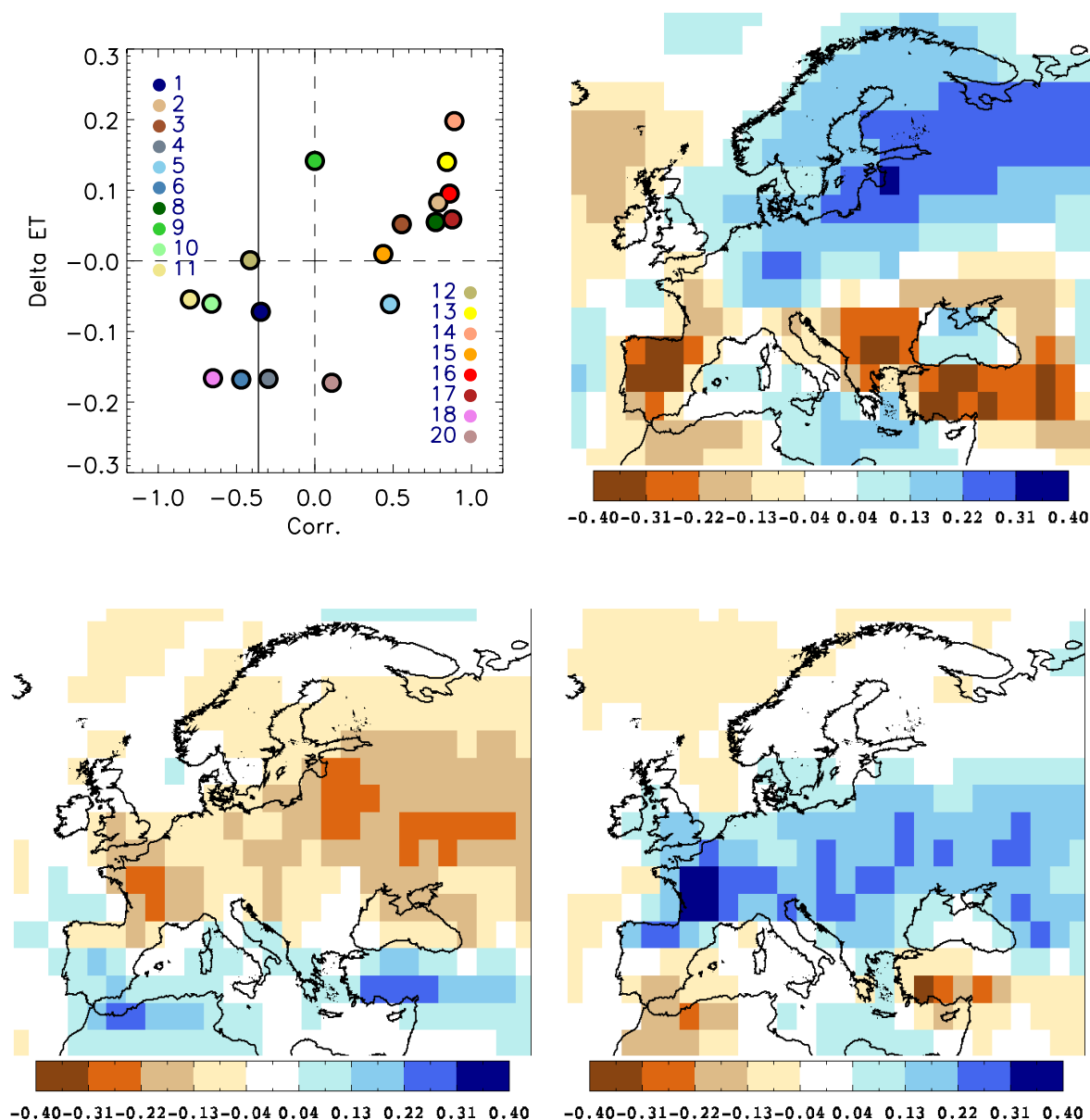


FIG. 10.21: (en haut à gauche) Changement d'évaporation moyenne sur la France entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990 en fonction de la corrélation présente entre le total des flux radiatifs descendants en surface et l'évaporation en moyenne (c_{re}) sur la France. Le trait vertical plein indique la valeur de c_{re} pour SIM. (en haut à droite) Changements d'évaporation dans l'ensemble des modèles du GIEC. (en bas à gauche) Différence des changements d'évaporation entre le groupe A et l'ensemble des modèles. (en bas à droite) Différence des changements d'évaporation entre le groupe B et l'ensemble des modèles. Voir détails dans le texte.

que les modèles du groupe B, la font moins diminuer ou même augmenter comme c'est le cas pour la France. Sur la France, dans les modèles du groupe A, l'évaporation diminue

ainsi en moyenne de quasiment 10% tandis qu'elle augmente d'un peu moins de 10% dans les modèles du groupe B. Il est intéressant de noter que les différences de changement d'évaporation ne se limitent pas à la France, mais s'étendent à l'ensemble de l'Europe centrale.

La Figure 10.22 montre qu'en terme de changements de température et de précipitations, le groupe A et le groupe B se différencient aussi de l'ensemble des modèles. Le groupe A simule une augmentation de température plus forte que l'ensemble des modèles (d'environ 0.5°C sur la France) et une diminution des pluies plus marquée (d'environ 10% sur la France), tandis que l'inverse se produit pour le groupe B (augmentation de température plus faible que l'ensemble des modèles d'environ 0.5°C et diminution des pluies moins marquée d'environ 25% sur la France). Ces différences sont physiquement cohérentes avec celles notées pour l'évaporation.

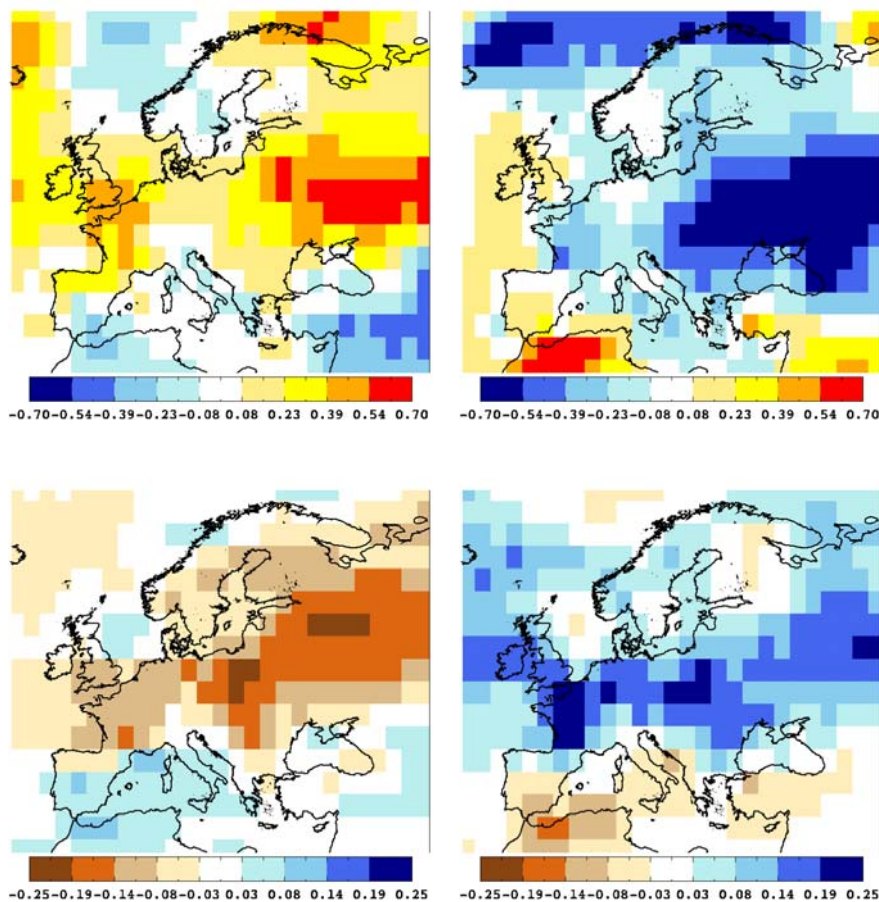


FIG. 10.22: (en haut) Différence des changements de température et (en bas) différence des changements de précipitations entre (à gauche) le groupe A et l'ensemble des modèles et (à droite) le groupe B et l'ensemble des modèles.

Les modèles du groupe B ont une évaporation sur la France largement contrôlée par les flux radiatifs descendants, même en été : cela signifie que l'humidité des sols n'y est pas un

facteur limitant, contrairement aux modèles du groupe A. Il est ainsi vraisemblable que les schémas de sol et/ou les biais de l'humidité des sols soient responsables de la différence des réponses en évaporation sur la France.

Si la causalité [*mauvaise représentation du contrôle de l'évaporation par le sol en été* – *> changement d'évaporation trop faible ou du mauvais signe* – *> augmentation de température et diminution de précipitations trop modérées*] ne peut pas être strictement établie avec nos analyses, elle est plausible d'un point de vue physique. Si on l'accepte, cela signifie que les changements simulés par les modèles du groupe A sont plus réalistes car pour le climat présent ces modèles représentent de façon plus satisfaisante les mécanismes de contrôle de l'évaporation. Les changements sur la France (et une partie de l'Europe) en été seraient alors plus sévères que ne le laisse envisager la moyenne d'ensemble des modèles du GIEC.

10.3.4 Analyse à plus fine échelle à l'aide de ARPEGE-VR

Dans cette section, les scénarios régionaux réalisés avec ARPEGE-VR, et décrits dans le Chapitre 6, sont utilisés pour essayer de mieux comprendre les changements d'évaporation sur la France et les sources d'incertitudes possibles.

Les changements des flux radiatifs, de la couverture nuageuse, de l'humidité relative sont similaires en terme de structure spatiale à ceux de la moyenne d'ensemble des modèles du GIEC (avec des anomalies souvent plus prononcées) et nous ne les montrerons pas ici. Le panneau gauche de la Figure 10.23 présente les changements d'évaporation (en moyenne d'ensemble des quatre membres) simulés par ARPEGE-VR. La structure spatiale est assez proche de celle simulée par les modèles du GIEC (Figure 10.21), avec ici plus de détails en raison de la meilleure résolution. En particulier, une diminution de l'évaporation se produit sur l'ouest de la France et une augmentation a lieu sur l'est.

Sur le panneau droite de la Figure 10.23 est représenté le changement d'évaporation en fonction du SWI simulé par ARPEGE-VR sur la période présente, pour les mailles sur la France. La couleur des cercles représente les changements des précipitations. Ce graphe montre qu'une relation forte existe entre les valeurs climatologiques du SWI et les changements d'évaporation sur la France. Les points où les précipitations augmentent, situés dans les Alpes, font exception car l'augmentation des précipitations favorise une augmentation de l'évaporation.

Planton et al. (2005) ont montré dans une version de ARPEGE-VR quasi-similaire que sur la France, le ratio de l'évaporation réelle sur l'évaporation potentielle est plus petit là où le SWI est plus faible (ce qui est attendu), mais surtout que cette relation n'est pas linéaire : pour une même diminution de SWI, le ratio des évaporations diminuera plus fortement là où le sol est climatologiquement le plus sec. Dans notre cas, le SWI diminue de façon relativement homogène sur la France (non montré), excepté sur les Alpes où il augmente. La non-linéarité notée par Planton et al. (2005) est cohérente avec la dépendance des changements d'évaporation à la valeur climatologique du SWI que nous montrons ici.

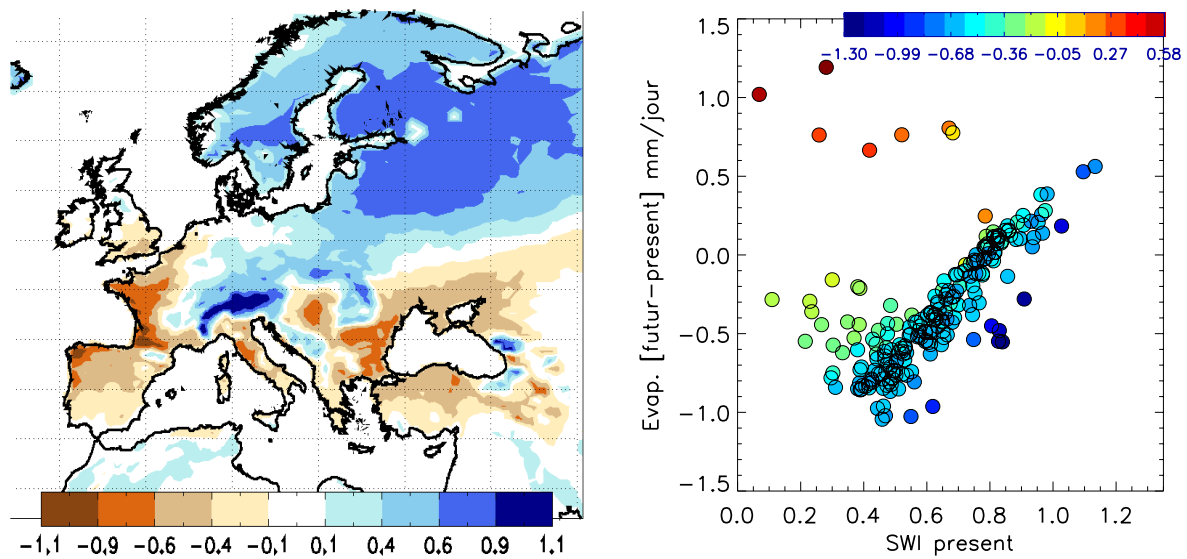


FIG. 10.23: (gauche) Changements d'évaporation sur l'Europe entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990 (mm/jour). Changements d'évaporation sur la France (mm/jour) sur la même période en fonction de la valeur du SWI sur la période 1961/1990. Chaque point est un point de la grille ARPEGE-VR sur la France. La couleur des points représente les changements de précipitations.

La représentation du SWI sur le climat présent est donc un élément important des changements climatiques régionaux en été. Les biais éventuels du SWI risquent ainsi d'avoir un impact important sur les changements futurs d'évaporation et par suite sur le climat régional. Si l'on compare le SWI simulé par ARPEGE-VR à celui simulé par le système hydro-météorologique SIM sur la France (après interpolation sur la grille ARPEGE-VR) pour leur période commune (Figure 10.24-gauche) on constate un biais, dans la plupart des cas humides, dans ARPEGE-VR. Ce biais est cohérent avec le biais positif des précipitations noté dans le chapitre 7 (Section 7.2.1).

Sur la partie droite de la Figure 10.24 on montre la même analyse mais cette fois pour le SWI simulé par ISBA-MODCOU avec les sept variables de forçage provenant de ARPEGE-VR, après la correction de biais quantile/quantile (simulation hydro-météorologique nommée DD-ARP dans la troisième partie). Il faut noter que le schéma de sol ISBA du système ISBA-MODCOU est le même que celui utilisé dans le modèle ARPEGE-VR (dans une version un peu différente). La correction des biais des variables de forçage ARPEGE-VR permet ainsi d'obtenir après modélisation hydro-météorologique un SWI climatologique non biaisé, quasiment identique à celui simulé par SIM.

Sur la Figure 10.23, on voit que dans ARPEGE-VR l'évaporation augmente dans le futur aux points où les valeurs du SWI dans le climat présent sont environ supérieures à 0.8. Or, la partie droite de la Figure 10.24 indique que le SWI ne devrait en fait dépasser 0.8 que très rarement. Cela suggère que les augmentations d'évaporation sur la France simulées par ARPEGE-VR devraient être en fait moins fréquentes. De façon plus générale,

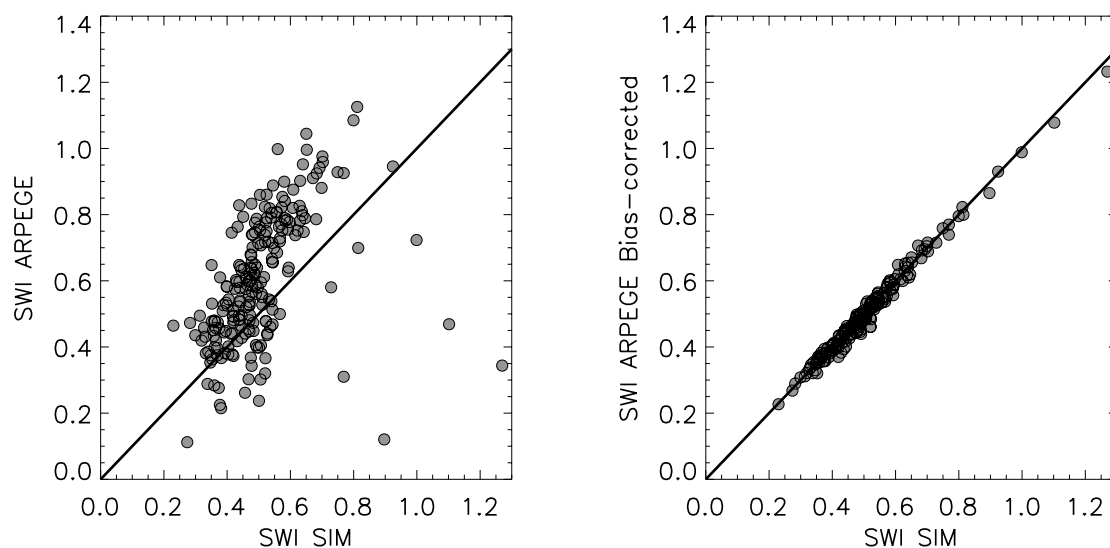


FIG. 10.24: (gauche) Valeurs climatologiques du SWI dans ARPEGE-VR en fonction de la valeur du SWI dans SIM sur la période 1970-1999. (droite) Valeurs climatologiques du SWI simulé par ISBA-MODCOU à partir du forçage ARPEGE-VR corrigé quantile par quantile, en fonction de la valeur du SWI dans SIM sur la période 1970-1999. Chaque point est un point de la grille ARPEGE-VR sur la France. Un seul membre -identique- est utilisé dans les deux cas.

comme le biais du SWI dans ARPEGE-VR est le plus souvent positif, on peut supposer que les diminutions d'évaporation devraient être plus marquées.

La Figure 10.25 confirme cette hypothèse. Même si les structures spatiales restent relativement proches, des différences de changement d'évaporation notables existent entre ARPEGE-VR et la simulation IM forcée par les variables issues de ARPEGE-VR après correction des biais quantile/quantile (les changements moyens des variables de forçage sont pourtant par construction les mêmes dans les deux cas). L'évaporation augmente ainsi beaucoup plus rarement avec IM : en particulier il n'y a plus d'augmentation sur les Pyrénées, sur le Massif Central et les augmentations sur les Alpes sont bien plus limitées, tant spatialement qu'en terme d'intensité. Les diminutions d'évaporation sont aussi en général plus fortes dans IM.

La Figure 10.26 conclut cette analyse en montrant le lien entre le biais du SWI dans le climat présent et la différence des réponses en évaporation sur la France.

Le fait de corriger les biais climatologiques présents a donc pour effet de modifier les changements futurs simulés. Ce résultat complète celui établi dans la section précédente avec les modèles du GIEC, où l'on a montré que des problèmes dans la représentation des mécanismes de contrôle de l'évaporation pour le climat présent pouvait avoir des impacts potentiels dans les changements climatiques futurs. On voit ici qu'avec des changements moyens des variables de forçage pourtant identiques, les changements d'évaporation peuvent être différents, en raison des biais climatologiques de l'humidité des sols.

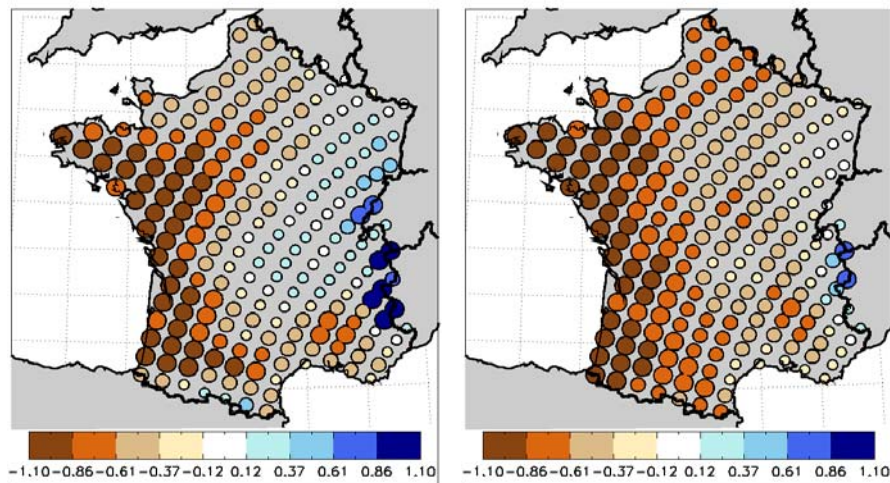


FIG. 10.25: (gauche) Changements d'évaporation (mm/jour) sur la France entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990 simulés par ARPEGE-VR. (droite) idem pour la simulation ISBA-MODCOU à partir du forçage ARPEGE-VR corrigé quantile par quantile. Un seul membre -identique- est utilisé dans les deux cas.

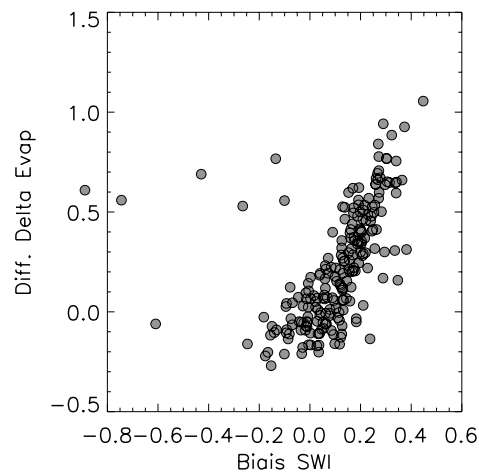


FIG. 10.26: Différence des changements d'évaporation sur La France entre les périodes 2080/2099 et 1961/1990 simulés par ARPEGE-VR et par ISBA-MODCOU à partir du forçage ARPEGE-VR corrigé quantile par quantile, en fonction de leur différence climatologique de SWI sur la période 1961/1990.

Les changements d'évaporation sont très importants : ils déterminent la partition entre flux de chaleur latente et sensible et ont ainsi un impact sur les changements de température locaux. Ils peuvent aussi jouer sur les précipitations via les rétroactions

précipitations/humidité des sols. Les changements d'évaporation différents obtenus en mode "off-line" (avec ISBA-MODCOU) auraient ainsi probablement en mode "on-line" des impacts sur les changements de température, de précipitations etc... Ceci modifierait en retour les changements d'évaporation.

10.3.5 Discussion sur les changements estivaux

Les changements du climat sur l'Europe et la France en été font intervenir différents mécanismes et sont très complexes : changements de circulation atmosphérique, effet de l'augmentation du gradient terre-mer, effet de l'humidité du sol et des couplages sol/atmosphère. Ce sont d'ailleurs les mécanismes décrits par Rowell et Jones (2006) comme principaux acteurs potentiels des changements du climat européen en été. Ces auteurs séparent la diminution de l'humidité des sols au printemps (liée en particulier à une évaporation accrue) et celle en été qui est une rétroaction. Ces différents mécanismes sont liés et il n'est pas possible de les séparer sans recourir à des expériences de sensibilité telles que celles suivies par Rowell et Jones. Néanmoins, les résultats d'expériences de sensibilité de ce type pourraient largement dépendre du modèle utilisé, et c'est pourquoi il est intéressant de considérer en parallèle les résultats d'un ensemble de scénarios climatiques. De plus, on l'a vu, séparer la dynamique atmosphérique des rétroactions locales qu'elle induit conduit à sous-estimer son importance.

Les changements de circulation sont très variables selon les modèles et ils expliquent une part importante de l'incertitude sur les changements de précipitations sur le Royaume-Uni et la France. Van Ulden et van Oldenborg (2006) arrivent à des conclusions similaires en utilisant une méthode différente pour le Bénélux. Mais, nous l'avons vu, les changements de régimes interagissent avec d'autres mécanismes, thermodynamiques, qui viennent amplifier ou modérer les anomalies moyennes du climat régional liées aux régimes. D'éventuelles rétroactions du climat local sur la circulation de grande échelle, pourraient aussi avoir un rôle à jouer.

La circulation atmosphérique peut aussi avoir un effet indirect sur le climat estival via les changements des précipitations au printemps (qui diminuent d'ailleurs dans la majorité des modèles du GIEC sur la France) impliquant un sol plus ou moins sec au début de l'été (Seneviratne et al., 2002). Vautard et al. (2007) montrent en plus que des précipitations faibles au printemps sur l'Espagne peuvent jouer sur le climat de la France en été via une propagation des anomalies chaudes et sèches vers le nord.

Nous avons ainsi vu dans ce chapitre que le signe des changements d'évaporation sur la France est très incertain, et donc qu'il existe une incertitude majeure sur l'intensité voire même le signe de la rétroaction humidité des sols/précipitations sur la France. La diminution de la nébulosité sur l'Europe est par contre très robuste, et il n'est donc pas possible de lier dans tous les modèles la diminution de nébulosité à une diminution de l'évaporation. L'augmentation du gradient terre-mer est donc probablement en partie responsable des changements de nébulosité.

Compte tenu de nos analyses, si on fait confiance aux résultats de SIM, les modèles faisant diminuer l'évaporation semblent plus crédibles en raison de leur meilleure représentation des mécanismes cruciaux de contrôle de l'évaporation sur le climat présent. Les analyses faites à l'aide du MCR ARPEGE-VR indiquent que les changements d'évaporation sur la France sont très sensibles aux valeurs climatologiques de l'indice d'humidité des sols et à ses biais, en intensité mais aussi en signe. Des changements plus sévères sur la France que ne l'indique la moyenne d'ensemble des modèles du GIEC seraient qualitativement plus probables (hors les incertitudes liées au biais de la représentation des liens entre la CAGE et les précipitations que nous avons montrées). Il faut noter que ces problèmes pourraient avoir un impact sur les résultats de la méthode de désagrégation statistique, qui utilise la température comme prédicteur secondaire.

Synthèse

• Objectifs

Il s'agit de mieux comprendre les changements climatiques régionaux sur l'Europe, en terme de mécanismes et d'incertitudes. En particulier, les rôles respectifs des changements de la circulation atmosphérique de grande échelle et des rétroactions locales sont envisagés.

• Moyens d'investigation

Un ensemble de scénarios climatiques réalisés dans le cadre du 4^{ème} rapport du GIEC est analysé. Un scénario climatique régional et des simulations hydrologiques permettent en plus de préciser certaines analyses. Le rôle et les changements de la circulation atmosphérique sont étudiés à l'aide d'une analyse en régimes de temps.

• Principales conclusions

↪ Les changements de circulation atmosphérique simulés par les différents modèles présentent souvent des caractéristiques communes : en hiver, la NAO- devient moins fréquente au profit de la NAO+ et de l'Atlantic Ridge. En été, le blocage et l'Atlantic Ridge deviennent plus fréquents, tandis que l'occurrence de l'Atlantic Low et de la NAO- diminue. Néanmoins, des incertitudes demeurent quant à l'ampleur de la réponse, ce qui explique une part importante de la dispersion de changements des précipitations sur la France en été.

↪ Les modèles climatiques basse résolution et dans une moindre mesure le modèle climatique régional sous-estiment les liens qui existent entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les précipitations dans le climat présent, en particulier en été, ce qui pourrait avoir un impact sur les changements climatiques régionaux qu'ils simulent.

↪ Une variabilité du climat régional existe à l'intérieur même des régimes de temps ; elle est vraisemblablement liée à des processus thermodynamiques locaux (rétroaction humidité du sol/précipitations par exemple). Il semblerait que l'humidité du sol intègre au cours de l'été les anomalies climatiques liées aux régimes de temps, et module en retour ces anomalies, via le couplage sol/atmosphère.

↪ Une diminution très robuste de la nébulosité se produit dans l'ensemble des modèles du GIEC, provoquant une large augmentation du flux solaire net en surface et par suite une augmentation de l'énergie radiative totale disponible en surface. L'augmentation du gradient thermique terre-mer explique une partie de ces changements de nébulosité.

Synthèse

↪ Les changements d'évaporation sur la France sont très incertains, même simplement en terme de signe. Certains modèles sous-estiment le rôle limitant de l'humidité des sols sur l'évaporation en été, ce qui pourrait faire qu'ils simulent des augmentations d'évaporation irréalistes et par suite des augmentations de température et des diminutions de précipitation trop faibles.

↪ Les valeurs climatologiques de l'humidité des sols dans le climat présent ont un rôle majeur sur les changements de l'évaporation sur la France dans le climat futur. Les biais de l'humidité des sols peuvent donc avoir un impact fort sur les changements d'évaporation et par suite du climat régional.

Chapitre 11

Impacts sur le cycle hydrologique en France

Dans ce dernier chapitre, les méthodologies de désagrégation décrites et testées dans la troisième partie sont mises en œuvre pour produire des projections climatiques régionales, afin de forcer le système de modélisation hydro-météorologique ISBA-MODCOU et étudier les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français.

Nous nous focaliserons plus particulièrement sur la période 2046-2065, même si d'autres périodes seront aussi examinées. Lorsqu'on étudie les mécanismes impliqués dans le changement climatique, on a tendance à vouloir maximiser le rapport signal sur bruit et donc les effets du forçage anthropique en considérant des périodes lointaines. Ce n'est pas le cas lorsqu'on étudie les impacts du changement climatique, la demande sociétale concernant surtout les prochaines décennies. De plus, à la fin du 21^{ème} siècle, les incertitudes liées aux scénarios d'émission de GES sont importantes. Ces incertitudes sont de moindre ampleur au milieu du 21^{ème} siècle. Nous avons ainsi préféré nous focaliser sur un seul scénario d'émission, intermédiaire (SRES-A1B), sur la période 2046-2065, et maximiser le nombre de modèles climatiques traités, source majeure d'incertitude sur cette période. Il faut d'ailleurs noter que sur la période 2046-2065 les concentrations en GES associées aux scénarios SRES-A1B et SRES-A2 sont encore assez similaires.

11.1 Expériences de désagrégation réalisées

En plus de la méthode de correction de biais décrite dans le chapitre 7 et de la méthode de désagrégation statistique décrite dans le chapitre 8, nous utilisons ponctuellement dans ce chapitre la méthode du delta (ou des anomalies) décrite succinctement dans la section 6.3. Cette méthode, simple à mettre en œuvre, a été utilisée dans la plupart des études des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique des bassins versant français. Son utilisation nous permettra d'évaluer l'impact du choix de cette méthode et de réaliser des analyses supplémentaires avec les modèles du GIEC.

Les observations utilisées pour la méthode du delta sont les données SAFRAN sur la période 1970-1999. Nous suivons exactement la procédure décrite par Etchevers et al. (2002), résumée ici : seuls la température, les précipitations et le rayonnement descendant infra-rouge sont perturbés. La perturbation se fait de façon multiplicative pour les précipitations à partir des anomalies relatives, et de façon additive à partir des anomalies brutes pour la température. Les précipitations totales sont partitionnées en phases liquide et solide en fonction de la température perturbée. Pour chaque maille SAFRAN, on considère les anomalies simulées sur la maille du MCR ou du modèle climatique global la plus proche. Le rayonnement infrarouge est modifié de façon à tenir compte de l'augmentation de température : le changement relatif du flux infrarouge descendant est supposé être proportionnel au changement relatif de température. Les autres influences possibles du changement du flux infrarouge (nuages, humidité) ne sont pas considérées et le flux solaire, l'humidité, le vent ne sont pas perturbés.

Les différentes simulations ISBA-MODCOU utilisées dans la suite de ce chapitre sont résumées ci dessous :

- **DD-ARP**

Utilisation des variables simulées par ARPEGE-VR après correction des biais quantile/quantile pour forcer IM. Scénario continu sur la période 1950-2099.

- **DS-ARP**

Désagrégation statistique de ARPEGE-VR pour obtenir les variables de forçage. Scénario continu sur la période 1950-2099.

- **ANO-ARP**

Forçage obtenu par la méthode du delta, avec les anomalies simulées par ARPEGE-VR sur la période 2046-2065. La simulation hydrologique de contrôle correspondante est la simulation IM forcée par SAFRAN sur la période 1970-1999 décrite dans la deuxième partie.

- **DS-GIEC**

Désagrégation statistique de 14 modèles du GIEC AR4 sur les périodes 1961-1999 et 2045-2065¹. Les modèles utilisés sont les suivants : [cccma_cgcm3_1_t63, cnrm_cm3, csiro_mk3_0, gfdl_cm2_0, gfdl_cm2_1, giss_aom, giss_model_e_r, ipsl_cm4, miroc3_2_medres, miub_echo_g, mpi_echam5, mri_cgcm2_3_2a, ingv_echam4, ncar_ccsm3_0]. Nous avons essayé de prendre le maximum de modèles possibles. Néanmoins, pour certains modèles, les données journalières nécessaires n'étaient pas disponibles. De plus, lorsque deux versions de résolutions différentes du même modèle existaient, une seule a été traitée. Des éléments de validation synthétique de la circulation atmosphérique et des précipitations désagrégées pour ces modèles sont donnés dans l'Annexe A.

- **ANO-GIEC**

Méthode du delta utilisant comme anomalies les moyennes d'ensemble des variables simulées directement par les modèles du GIEC (20 d'entre-eux). Deux périodes futures

¹Les données journalières nécessaires à notre étude ne sont disponibles pour les modèles du GIEC que sur trois périodes : 1961-2000, 2046-2065 et 2081-2100

sont considérées : 2046-2065 et 2080-2999. La même simulation de contrôle que ANO-ARP est utilisée.

11.2 Scénarios transitoires et comparaison désagrégation statistique/dynamique

Cette section est dédiée à l'analyse et comparaison des simulations hydrologiques continues DS-ARP et DD-ARP. D'une part, ces scénarios transitoires sur la période 1950-2099 fourniront une idée de l'évolution temporelle des changements du cycle hydrologique, d'autre part la comparaison des deux approches pour un même modèle donnera une idée de l'incertitude liée au choix de la méthode de désagrégation .

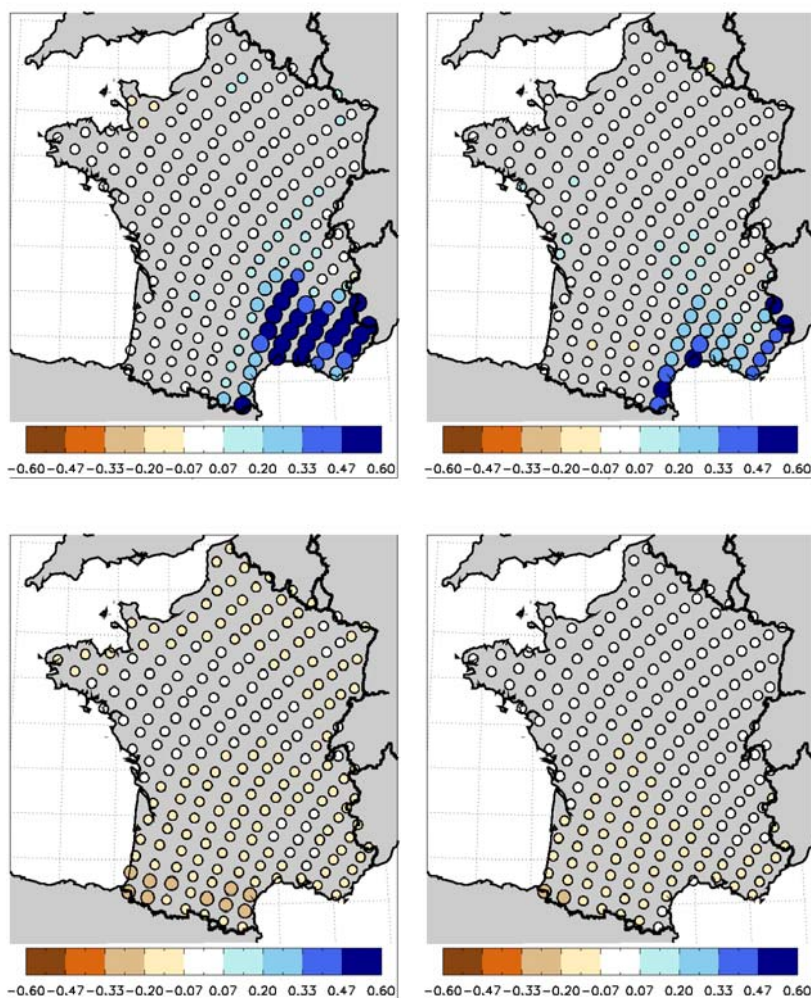


FIG. 11.1: Changement relatif des précipitations entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999 en (haut) hiver et au (bas) printemps pour (gauche) DS-ARP et (droite) DD-ARP.

Pour commencer, les Figures 11.1 et 11.2 présentent les changements saisonniers moyens

des précipitations dans DS-ARP et DD-ARP. En hiver, les précipitations n'évoluent quasiment pas, excepté sur le sud-est où une augmentation importante se produit. L'augmentation est plus marquée dans DS-ARP que dans DD-ARP. Au printemps, les changements des précipitations sont très limités, avec une faible diminution sur le sud du pays visible pour les deux approches.

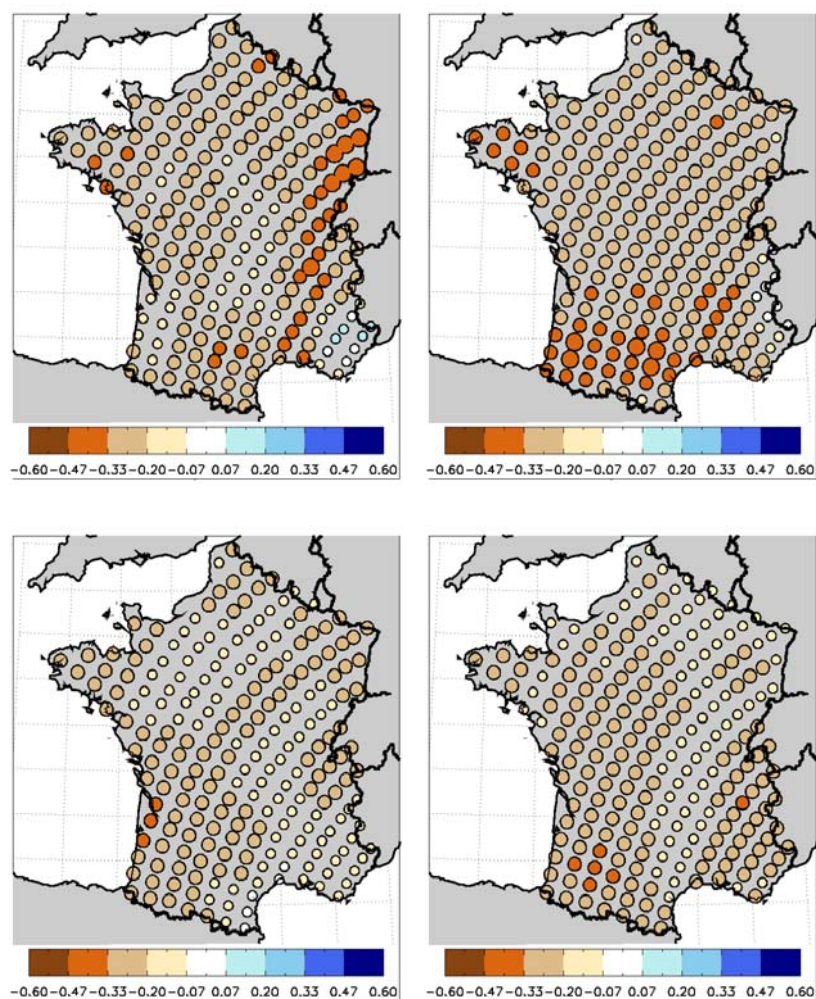


FIG. 11.2: Idem que la Figure 11.1 pour (haut) l'été et (bas) l'automne.

En été, les changements sont plus prononcés, avec une diminution quasi-généralisée des précipitations sur l'ensemble du territoire avec des valeurs dépassant parfois -35%. On note néanmoins une faible augmentation des précipitations sur l'extrême sud-est du pays dans DS-ARP (et des changements nuls pour DD-ARP), qui est cohérente avec l'augmentation de la fréquence d'occurrence du régime de blocage (une séquence de blocage se caractérisant souvent sur sa fin par des précipitations sur cette zone). Les changements de DS-ARP sont plus forts sur l'est du pays alors que dans DD-ARP les changements sont plus prononcés sur le sud-ouest. En ce qui concerne la différence sur l'est du pays, nous

avons vu dans le chapitre précédent que le modèle ARPEGE-VR avait tendance à sous-estimer les liens entre CAGE et précipitations continentales, hors des régions côtières avec en particulier pour le régime de blocage une sous-estimation des anomalies négatives associées, sur le nord-est du pays et les Alpes : ceci pourrait être cohérent avec les différences constatées. En automne, on retrouve une diminution des précipitations sur l'ensemble du pays dans les deux approches, plus prononcée au sud qu'au nord dans les deux cas. Les changements de précipitations de DS-ARP et DD-ARP sont donc relativement cohérents même si certaines différences existent.

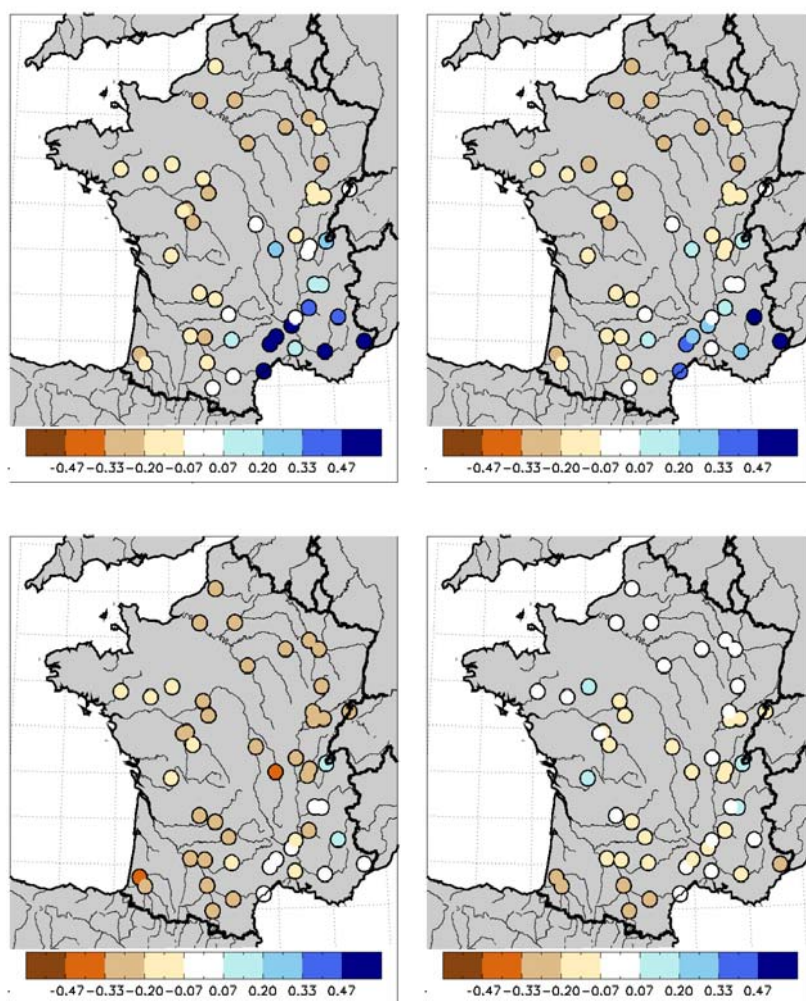


FIG. 11.3: Changement relatif des débits entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999 en (haut) hiver et au (bas) printemps pour (gauche) DS-ARP et (droite) DD-ARP.

En ce qui concerne les débits, comme c'était prévisible compte tenu de la similarité des changements de précipitations (et de température par construction), les résultats sont très proches en hiver, été et automne (Figures 11.3 et 11.4). Des différences d'intensité locales

existent parfois, mais elles restent limitées et les signes des changements sont identiques. En revanche, ce n'est pas toujours le cas au printemps, où une incohérence de signe entre les deux approches existe parfois, bien que l'amplitude des différences reste limitée (la différence en moyenne spatiale sur la France est de l'ordre de 10%). Nous reviendrons là-dessus par la suite. En hiver, les débits diminuent de façon modérée sur une bonne partie du territoire, excepté sur le sud-est, où compte tenu de l'augmentation des précipitations, et pour certaines rivières, de la fonte des neiges plus précoce, les débits augmentent parfois assez largement. Au printemps, les débits de DS-ARP diminuent sur l'ensemble du pays, excepté pour quelques stations du sud-est, tandis que DD-ARP simule des augmentations modérées ou des changements nuls pour certaines stations du nord du pays. En été et en automne, les débits diminuent largement pour l'ensemble des cours d'eau (de l'ordre de -45% en moyenne sur la France). Les résultats des deux approches sont proches.

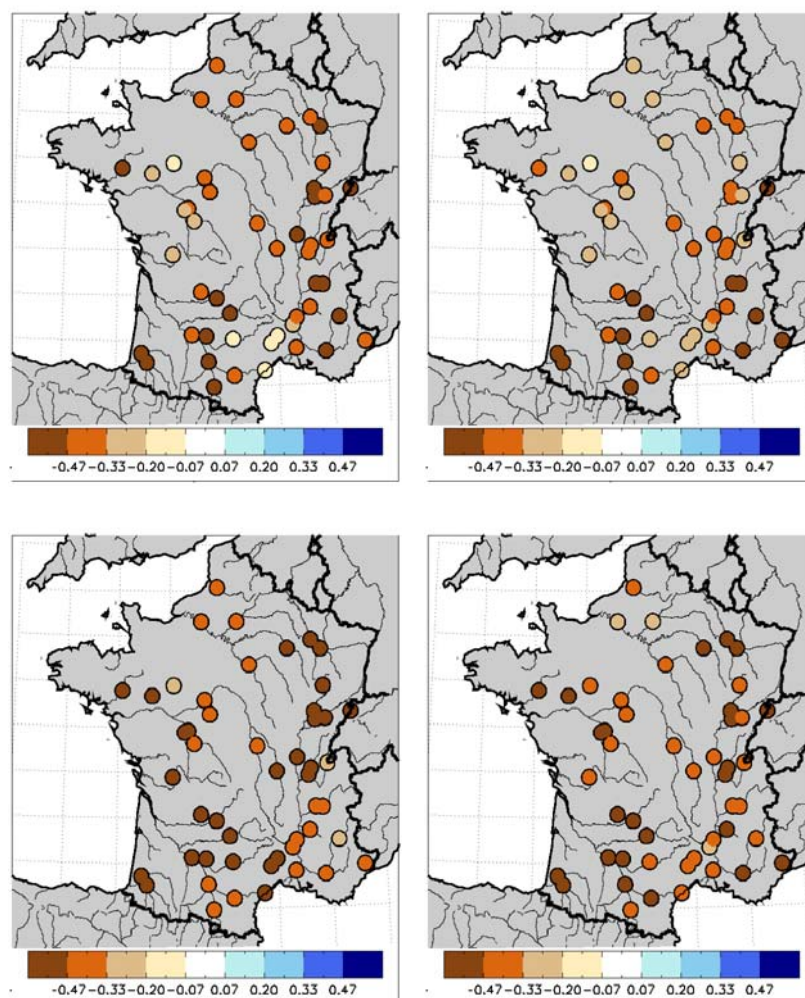


FIG. 11.4: Idem que la Figure 11.3 pour (haut) le printemps et (bas) l'automne.

L'évolution temporelle des débits des 4 principaux fleuves français est maintenant étudiée plus en détail. En hiver (Figure 11.5), les changements sont en général limités et une forte variabilité temporelle se maintient sur toute la période, malgré une faible diminution de la moyenne pour la Garonne, la Seine et la Loire. Les résultats des deux approches sont très similaires, et la corrélation temporelle entre les séries demeure forte pour tous les cours d'eau, sur l'ensemble de la période. Les changements ne s'aggravent guère après 2050.

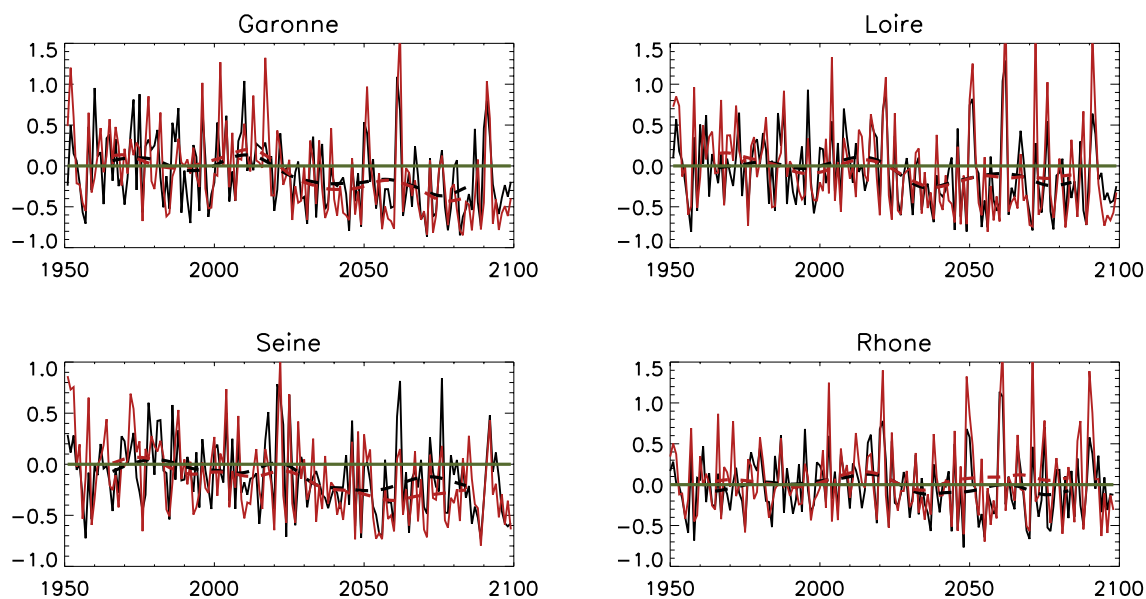


FIG. 11.5: Variabilité inter-annuelle des débits en hiver (anomalies relatives par rapport à la moyenne sur la période 1970/1999) entre 1950 et 2099, pour la Garonne à Lamagistère, la Loire à Villerest, la Seine à Poses et le Rhône à Beaucaire. Les traits pointillés correspondent aux séries filtrées passe-bas. Le rouge est DS-ARP et le noir DD-ARP.

Au printemps (Figure 11.6), les résultats des deux approches restent très proches excepté pour la Seine, où un écart systématique apparaît, avec des signes contraires sur une période assez longue. Après 2070, les débits filtrés diminuent néanmoins à la fois dans DS-ARP et DD-ARP. Les corrélations inter-annuelles restent bonnes. Une certaine diminution de la variabilité inter-annuelle sur la fin de la période est visible, en particulier pour la Garonne et la Loire. Il est intéressant de noter que sur la fin de la période les diminutions cessent de s'aggraver, les débits ayant même tendance à ré-augmenter.

En été (Figure 11.7), les changements sont très importants, avec une forte diminution des débits s'amorçant dès les années 2000 et une forte diminution de la variabilité inter-annuelle, quelle que soit la méthode de désagrégation utilisée. Les grands pics positifs, vus sur le début de la période, dus à des étés pluvieux et produisant un ruissellement important disparaissent, sous l'effet conjugué de l'augmentation de l'évaporation et de la diminution des précipitations. Le ruissellement devient très faible et le soutien d'étiage

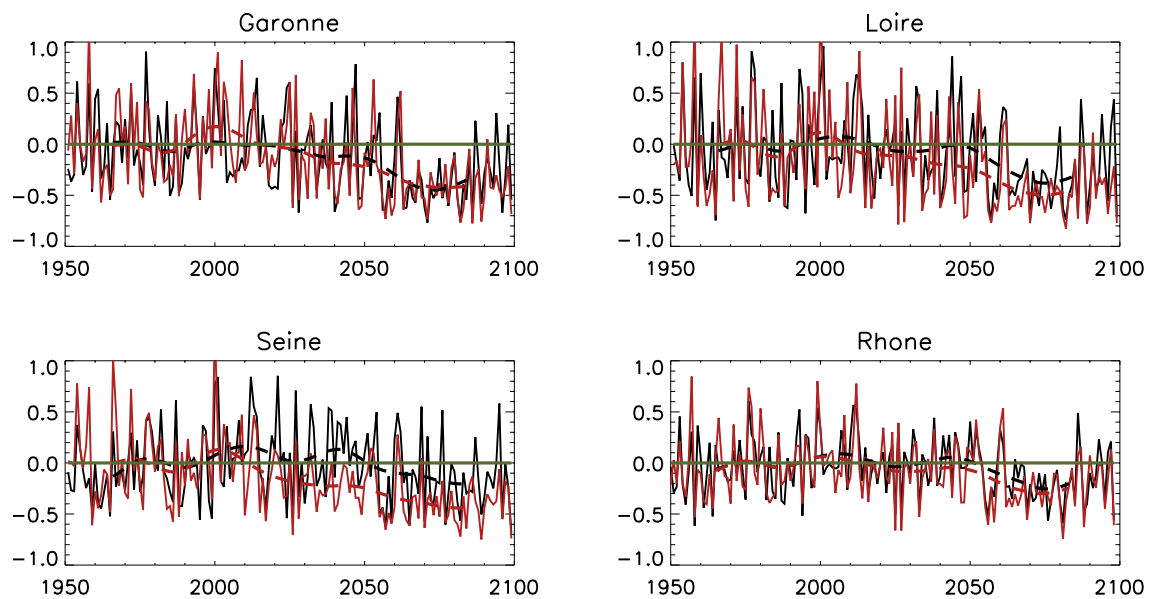


FIG. 11.6: Idem que la Figure 11.5 pour le printemps.

par les aquifères joue un rôle important. Il faut noter dans ce contexte que pour les cours d'eau pour lesquels les nappes ne sont pas explicitement simulées par MODCOU (i.e. ici la Loire et la Garonne), la paramétrisation du drainage sous-maille mentionnée dans la deuxième partie pourrait avoir un impact : on ne peut pas affirmer qu'elle garde sa validité dans le climat futur. Les diminutions cessent en général de s'aggraver fortement après 2050. Les résultats des deux approches sont quasi-identiques pour la Garonne ; les diminutions des débits sont un peu plus prononcées dans DS-ARP pour la Loire et le Rhône, et largement plus pour la Seine.

En automne (Figure 11.8), les changements sont assez similaires à ceux de l'été, la diminution de variabilité étant cependant moins forte.

Globalement, les résultats de l'approche dynamique et de l'approche statistique pour les débits sont cohérents et les corrélations temporelles restent bonnes sur l'ensemble de la période. Pour la Seine néanmoins, des différences non négligeables sont notées au printemps et en été, avec des diminutions de débits plus importantes dans DS-ARP que dans DD-ARP (vers 2080, différence entre DS-ARP et DD-ARP de -20% au printemps et de -15% en été). Au printemps, on a plutôt une faible augmentation des précipitations dans DD-ARP et une faible diminution dans DS-ARP sur la Seine ; l'évaporation augmente plus faiblement dans DD-ARP. Ces changements expliquent la différence des changements de débit au printemps. En été, les changements de précipitations sont quasi-identiques dans les deux approches, mais les différences notées au printemps ont un impact en été. Le déstockage du sol est plus fort au printemps dans DS-ARP, mais le devient beaucoup moins en été, comparativement à DD-ARP, et les débits diminuent ainsi plus fortement dans DS-

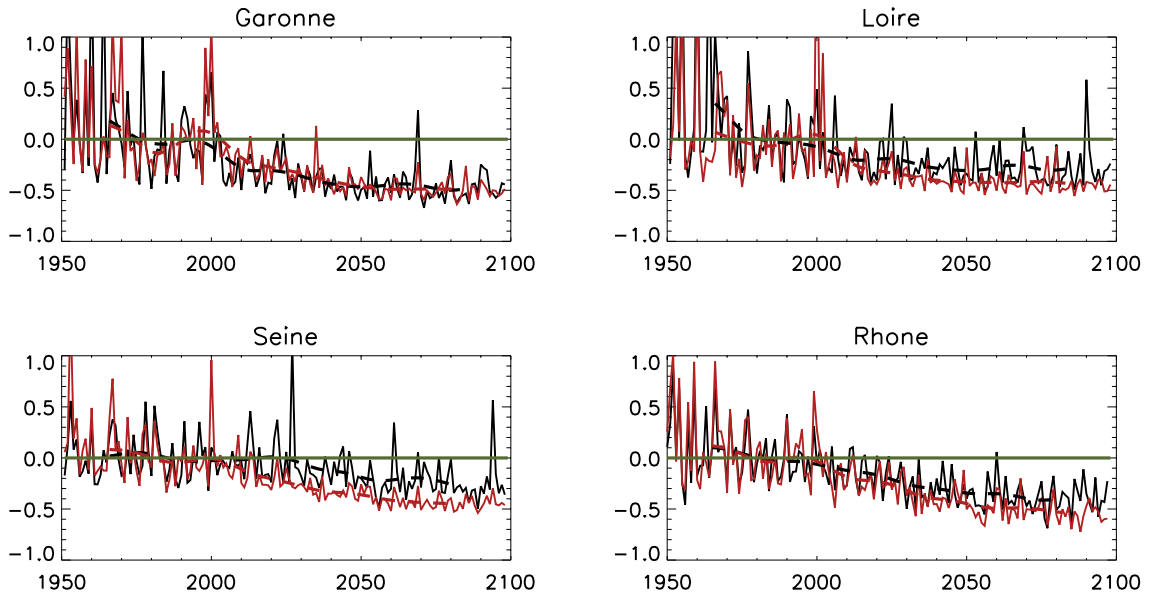


FIG. 11.7: Idem que la Figure 11.5 pour l'été.

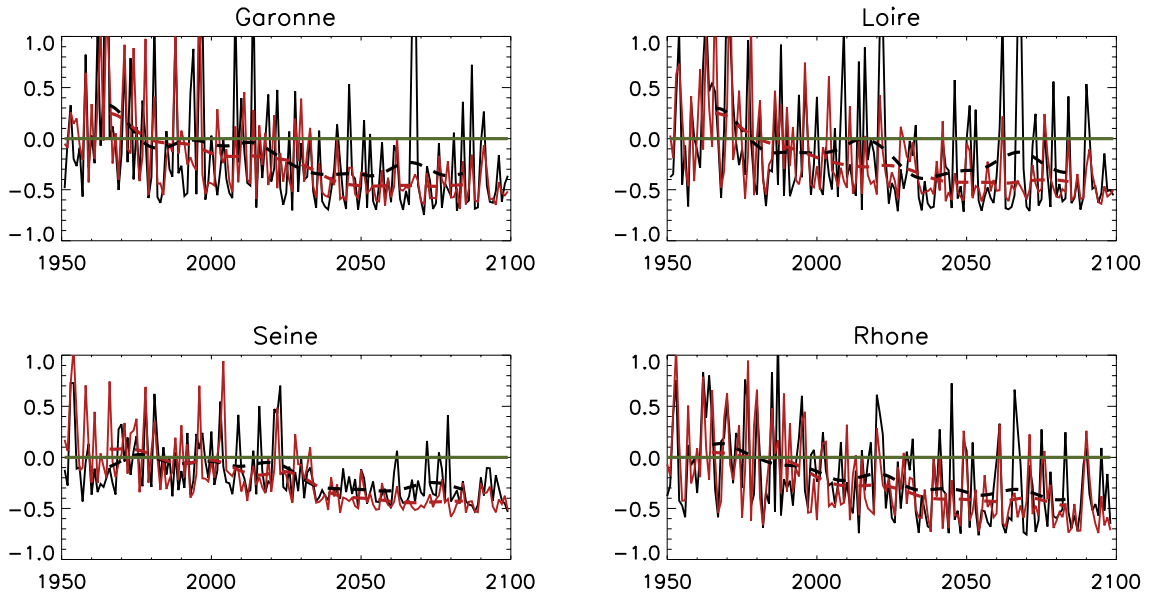


FIG. 11.8: Idem que la Figure 11.5 pour l'automne.

ARP. Il faut noter que si les changements saisonniers de précipitations sont proches comme les figures précédentes l'indiquent, des différences intra-saisonniers existent, et peuvent jouer un rôle.

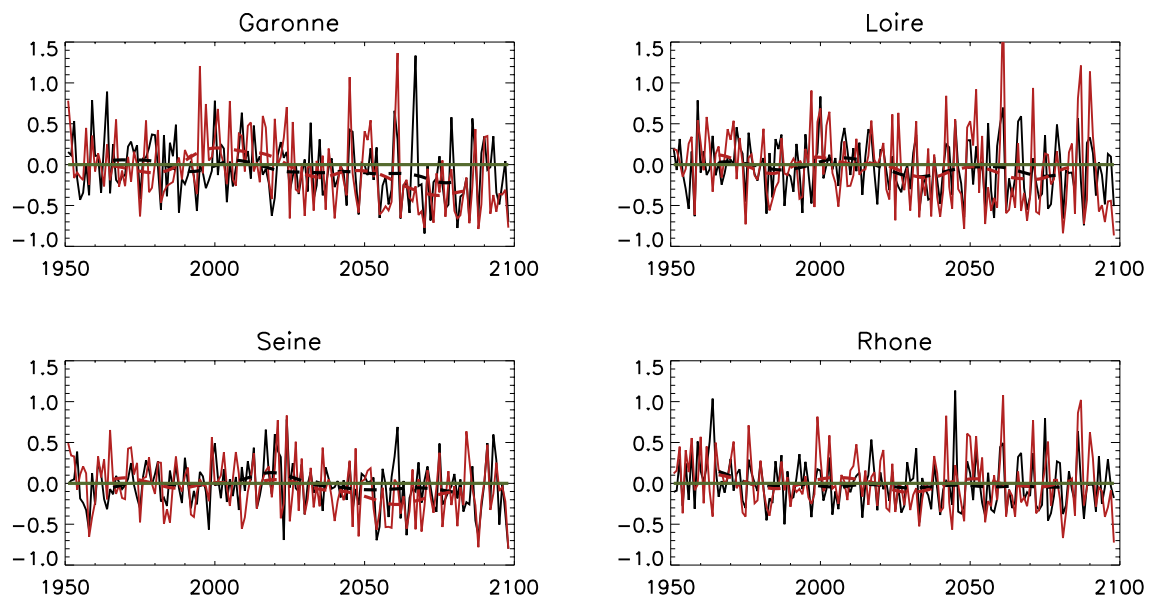


FIG. 11.9: Débit journalier maximum annuel (anomalies relatives par rapport à la moyenne du maximum annuel sur la période 1970/1999) entre 1951 et 2098, pour la Garonne à Lamagistère, la Loire à Villerest, la Seine à Poses et le Rhône à Beaucaire. Les traits pointillés correspondent aux séries filtrées passe-bas. Le rouge est DS-ARP et le noir DD-ARP.

La Figure 11.9 présente l'évolution temporelle du débit journalier maximum annuel pour les quatre grands fleuves étudiés précédemment. Alors que les débits moyens annuels sont largement à la baisse (non montré, mais les figures précédentes indiquent que la tendance est à la baisse pour toutes les saisons), le débit journalier maximum annuel n'évolue guère à l'échelle de temps pluri-décennale (la variabilité inter-annuelle étant par contre forte). Seule la Garonne semble avoir une tendance négative, sur la fin de la période, mais celle-ci reste limitée. On peut noter le bon accord des deux approches de désagrégation pour ce diagnostic.

11.2.1 Comparaison à la méthode du delta

La Figure 11.10 présente les changements saisonniers des débits de ANO-ARP qui sont à comparer aux changements de DD-ARP montrés sur les Figures 11.3 et 11.4. Rappelons que les changements moyens de précipitations et températures de ANO-ARP sont les mêmes que ceux de DD-ARP. Les différences sont que dans ANO-ARP la variabilité temporelle et la distribution des variables de forçages dans le climat futur ne changent pas, uniquement les changements moyens étant pris en compte. De plus, toutes les variables ne sont pas perturbées.

En hiver, la différence entre les changements de ANO-ARP et DD-ARP sont d'environ

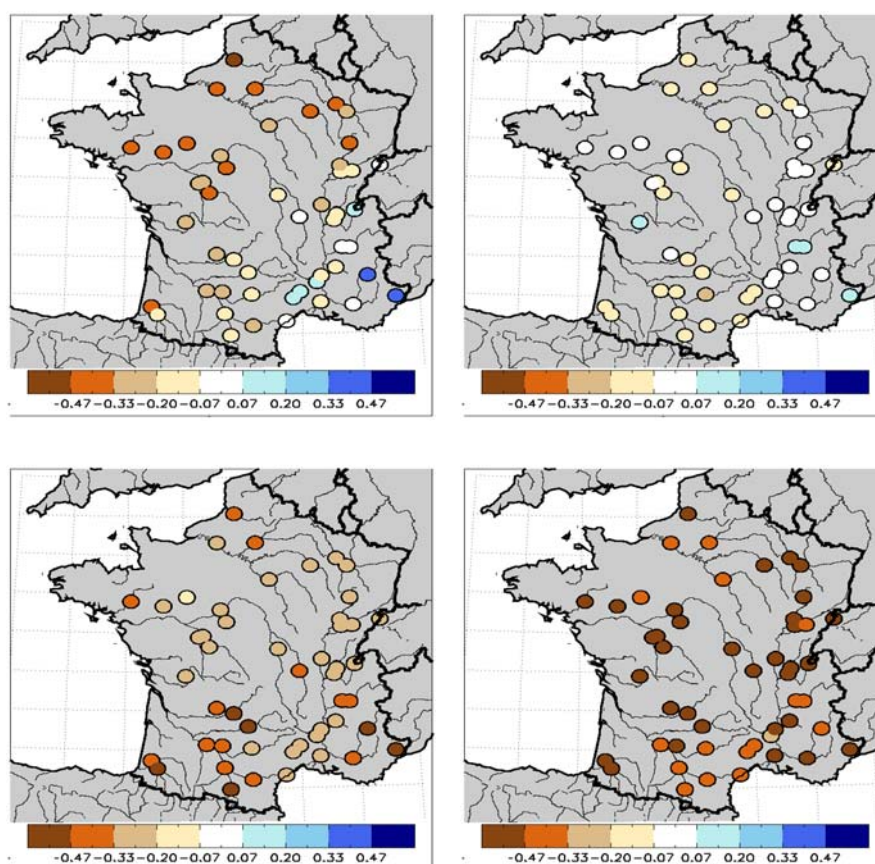


FIG. 11.10: Changements relatifs des débits de ANO-ARP entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999. La corrélation spatiale avec les changements de DD-ARP est de 0.92 en hiver, 0.38 au printemps 0.86 en été et 0.72 en automne. En haut à gauche : hiver, en haut à droite : printemps, en bas à gauche : été et en bas à droite : automne.

-13% en moyenne sur la France : les diminutions sont plus fortes sur le nord du pays, et sur le sud-est les débits augmentent plus rarement et plus faiblement dans ANO-ARP. Au printemps, ANO-ARP est un peu plus sec au nord et plus humide au sud en terme de débit (différence de changement de +10% sur les stations du sud-ouest par exemple). En été, les diminutions des débits dans ANO-ARP sont plus modérées sur l'est et le sud-ouest du pays, mais un peu plus fortes sur le nord-ouest. Les diminutions en automne sont plus fortes dans ANO-ARP que dans DD-ARP sur la quasi-totalité du territoire (-13% en moyenne sur la France, mais jusqu'à -30% localement, sur le sud-est). Les patterns spatiaux sont par contre assez similaires.

Il n'est pas possible de savoir si les différences entre ANO-ARP et DD-ARP résultent du rôle des variables non-perturbées dans ANO-ARP, ou bien si la non-représentation des changements de variabilité du forçage joue sur les changements hydrologiques moyens. Il est néanmoins probable que ces deux effets se combinent. Toujours est-il que le choix de la

méthode de correction de biais a un impact non-négligeable sur les débits, même en terme de changement moyen. Ici, il est sans conteste préférable d'utiliser la méthode de correction quantile/quantile plutôt que la méthode du delta : elle n'est guère plus compliquée à mettre en œuvre, les hypothèses faites sont moins fortes, elle permet d'étudier les changements de variabilité des débits et ses faiblesses sont de toute façon les mêmes que celles de la méthode du delta.

Si le choix de la méthode de désagrégation (statistique ou correction de biais) a un impact sur les changements hydrologiques, la réponse est quand même globalement cohérente, quelle que soit la méthode utilisée, ce qui donne confiance dans la robustesse des résultats obtenus. La cohérence des résultats de DD-ARP et DS-ARP renforce réciproquement notre confiance dans les deux méthodes : ces méthodes de désagrégation sont largement différentes et leurs points faibles et forts sont complémentaires. La méthode de désagrégation dynamique permet de prendre en compte la plupart des mécanismes intervenant dans le changement climatique contrairement à l'approche statistique, mais son coût numérique élevé ne permet pas d'explorer l'incertitude liée aux scénarios climatiques globaux. En revanche, la méthode de désagrégation statistique peut être directement utilisée pour désagréger un modèle climatique basse résolution, sans introduire de biais supplémentaire (à condition bien entendu que ce modèle climatique simule correctement les prédicteurs utilisés, mais ces derniers ont été choisis en partie pour remplir cet objectif).

11.3 Etude multi-modèles

Comme mentionné dans la première partie, les scénarios climatiques globaux basse résolution à la base de toute étude des impacts du changement climatique constituent une des sources majeures des incertitudes que l'on retrouve au final dans les variables d'impacts simulées. Il est donc indispensable de considérer un ensemble de scénarios climatiques issus de différents modèles pour une étude de ce type. La méthode de désagrégation statistique permet de régionaliser relativement simplement un nombre important de scénarios climatiques, contrairement à l'approche basée sur un MCR. Dans cette section, les changements du cycle hydrologique simulés par ISBA-MODCOU à partir des forçages désagrégés statistiquement pour 14 modèles du GIEC sont étudiés. L'Annexe A présente des diagnostics de validation de la circulation de grande échelle et des précipitations désagrégées.

11.3.1 Précipitations

Dans un premier temps, la Figure 11.11 montre la moyenne d'ensemble des changements saisonniers des précipitations (les résultats sont présentés sur la grille d'ARPEGE-VR pour pouvoir les comparer à ceux des Figures 11.1 et 11.2).

De nombreuses similarités avec les structures spatiales des changements obtenus dans DS-ARP et DD-ARP existent : diminution marquée des précipitations en automne, en particulier sur le sud-ouest, changements limités au printemps, avec une faible diminution

sur le sud de la France, augmentation des précipitations en hiver sur le sud-est. Des différences sont néanmoins visibles, comme la diminution des précipitations en hiver sur le sud-ouest pour DS-GIEC et une faible augmentation sur l'est du pays durant la même saison. L'été est caractérisé par une forte diminution sur l'est du pays, moins forte sur l'ouest ; localement une faible augmentation de la moyenne d'ensemble est même visible.

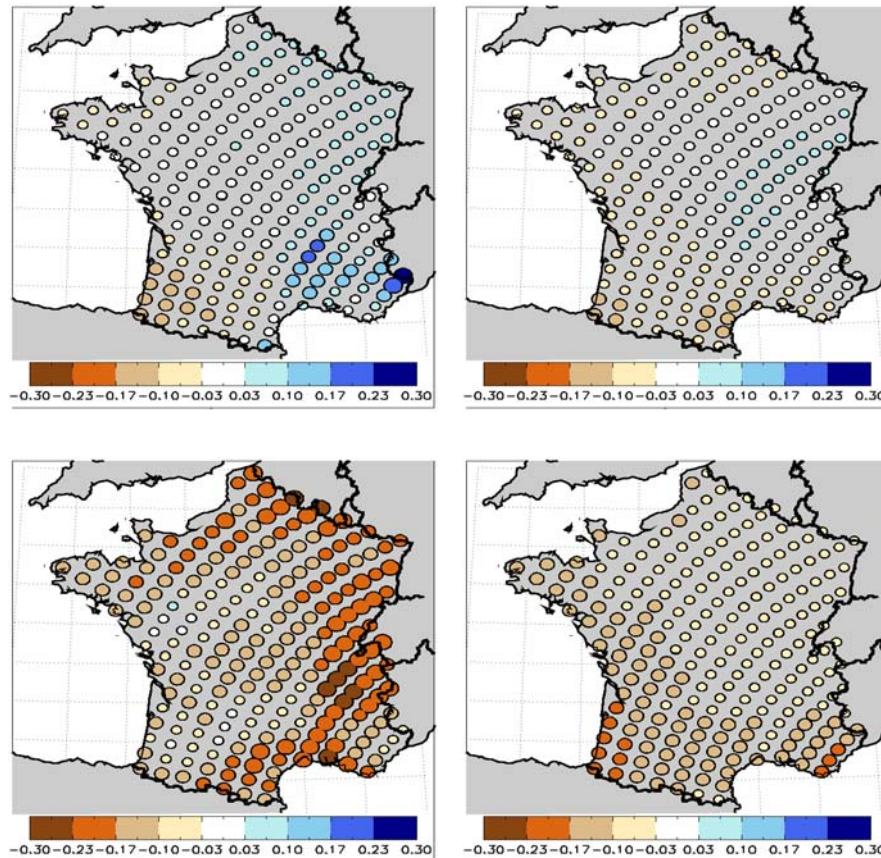


FIG. 11.11: Moyenne d'ensemble des changements de précipitations entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999 issus de la désagrégation statistique des 14 modèles du GIEC. En haut à gauche : hiver, en haut à droite : printemps, en bas à gauche : été et en bas à droite : automne.

Les changements directement simulés par les modèles du GIEC correspondants pour les mêmes périodes sont montrés sur la Figure 11.12. Au printemps et en automne les résultats obtenus directement avec les modèles du GIEC sont qualitativement cohérents avec ceux issus de la désagrégation des mêmes modèles. En hiver, les changements spatiaux sont largement différents, avec une faible augmentation des précipitations directement simulées généralisée sur l'ensemble du territoire. Nous avons vu dans le chapitre précédent que les modèles du GIEC simulent en moyenne une augmentation de pression sur la Méditerranée qui a tendance à renforcer les flux de sud sur la France. Dans ces conditions, l'absence des Pyrénées et du Massif Central dans les modèles climatiques basse résolution fait qu'ils ne peuvent représenter correctement les changements des précipitations : les flux de sud sont

liés à des précipitations plus fortes sur le sud-est du pays, en raison de l'interaction du flux avec le relief du Massif Central, tandis qu'ils sont liés à une diminution des précipitations à l'arrière des Pyrénées françaises, sur le sud-ouest. Les résultats de la désagrégation statistique sont en accord avec ces considérations physiques.

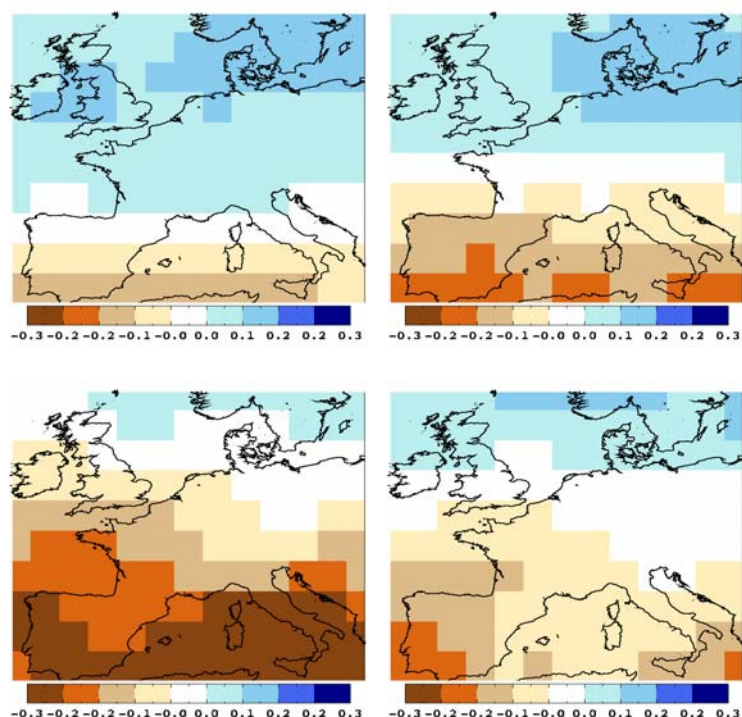


FIG. 11.12: Moyenne d'ensemble des changements des précipitations directement simulées par les 14 modèles du GIEC utilisés pour la désagrégation statistique, entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999. En haut à gauche : hiver, en haut à droite : printemps, en bas à gauche : été et en bas à droite : automne.

Les différences vues en été sont plus difficiles à appréhender, avec des faibles changements locaux sur l'ouest du pays dans les précipitations désagrégées (voire même une petite augmentation), en contradiction avec les résultats directs des modèles du GIEC. D'une façon générale, on peut avoir une confiance plus limitée dans les changements estivaux issus de la désagrégation statistique : en été, le couplage sol/atmosphère peut jouer un rôle important sur les changements de précipitations (mais plus en terme de variabilité que de moyenne : Seneviratne et al. 2006). L'utilisation de la température comme prédicteur dans la méthode de désagrégation permet de prendre en compte indirectement au moins partiellement ces effets. La désagrégation statistique dans le monde du modèle (Section 8.4) indique que la relation de désagrégation reste valable même en été, les changements de précipitations étant alors proches de ceux directement donnés par le modèle. D'autre part, nous avons vu que les modèles du GIEC basse résolution représentent mal les liens entre CAGE et précipitations en été dans le climat présent, en particulier lorsqu'on

s'éloigne des côtes, ce qui peut donner une confiance limitée dans les changements qu'ils simulent. De plus, les changements d'évaporation sont très incertains dans les modèles du GIEC, et donc une grande incertitude existe en ce qui concerne l'ampleur de l'effet des rétroactions sol/atmosphère sur les précipitations. Etant donné ces différents points, il est probable que les modèles du GIEC sous-estiment les changements de précipitations sur l'est du pays, mais il se pourrait que la désagrégation statistique les sous-estime sur l'ouest du pays. Nous verrons par la suite qu'heureusement, cette incertitude sur l'ampleur de la diminution des précipitations estivales a un impact assez limité sur les changements de débits.

11.3.2 Note sur les résultats du projet PRUDENCE en hiver

Le projet européen PRUDENCE (Déqué, 2005) a utilisé un nombre important de MCRs pour étudier le changement climatique régional sur l'Europe, et une large place à ses résultats est faite dans le quatrième rapport du GIEC (chapitre 11 sur les changements climatiques régionaux, Christensen et al., 2007). Néanmoins, les conditions aux limites fournies aux MCRs proviennent le plus souvent d'un unique MCGOA (HadAM3H). Dans quelques cas, un deuxième MCGOA (ECHAM4/OPYC3) a aussi été utilisé. L'incertitude liée aux changements de la circulation atmosphérique et du climat de grande échelle n'est donc pas échantillonnée. Les résultats de ce projet montrent une augmentation des précipitations forte sur le nord de la France en hiver (Christensen et Christensen, 2007), en contradiction avec les résultats de la désagrégation statistique, de ARPEGE-VR et même des modèles du GIEC, qui ne donnent qu'une faible augmentation des précipitations sur la France en moyenne d'ensemble.

Ces différences sont compréhensibles si l'on regarde les changements de PSL moyens des MCRs PRUDENCE (on montre ici seulement les changements de PSL du MCR du Rossby center pour plus de commodité, mais les changements de PSL étant largement imposés par les conditions aux limites, ils ne devraient pas beaucoup varier d'un MCR à l'autre, à conditions aux limites équivalentes).

Si l'on compare ces changements de PSL (Figure 11.13) à ceux des modèles du GIEC (voir le Chapitre précédent pour la moyenne d'ensemble et la Figure 11.14 pour les changements individuels de 20 modèles du GIEC) on constate que les changements de PSL des modèles PRUDENCE sont atypiques par rapport à ceux obtenus dans les modèles du GIEC, en particulier pour HadAM3H. Pour ce modèle, la très forte diminution de PSL sur le Royaume-Uni résulte en une augmentation importante du flux zonal et donc des précipitations sur la France, et en particulier au nord. Ces changements sont très différents de ceux donnés par la moyenne d'ensemble des modèles du GIEC. Les changements de PSL d'ECHAM4/OPYC3 sont aussi plutôt atypiques. On retrouve l'augmentation de PSL sur la Méditerranée qui est présente dans la majorité des modèles du GIEC, mais elle est moins étendue spatialement et elle s'accompagne d'une très forte diminution de PSL sur le nord de l'Europe, ce qui est favorable à une augmentation marquée des précipitations sur le nord de la France.

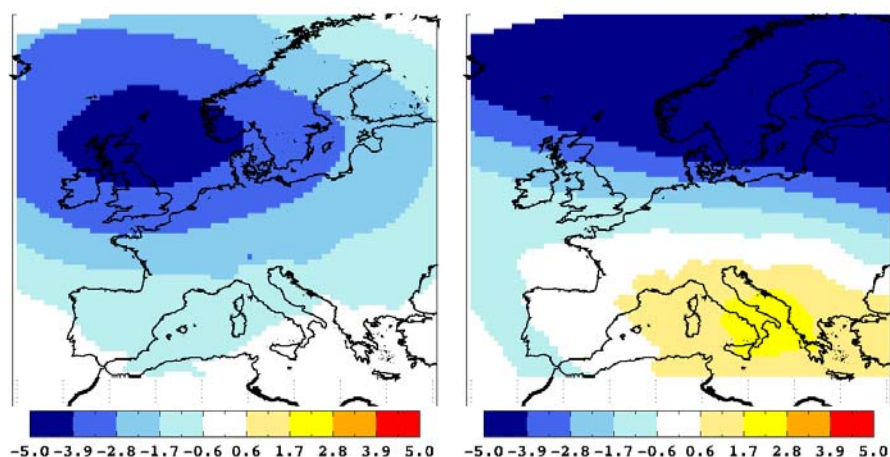


FIG. 11.13: Changement de PSL du projet PRUDENCE : Changements de la PSL en hiver entre les périodes 1961/1990 et 2071/2100 simulés par le MCR Rossby Centre Regional Ocean-Atmosphere Model avec les conditions aux limites de deux modèles climatiques globaux : (gauche) HadAM3H et (droite) ECHAM4/OPYC3.

Il faut noter dans ce contexte que les changements de PSL multi-modèles du GIEC sont proches en structure spatiale des tendances observées sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle (Gillett et al., 2003). De plus, les tendances simulées en moyenne d'ensemble par ces modèles sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle sont assez semblables spatialement à celles des observations (mais largement sous-estimées en amplitude).

Il faut donc faire attention lorsqu'on utilise uniquement les résultats des simulations PRUDENCE pour étudier les impacts du changement climatique sur la France : les changements de précipitations en hiver consistent en une évolution possible, mais probablement éloignée de la médiane.

11.3.3 Changements des débits

Les changements des débits issus de DS-GIEC en moyenne d'ensemble (Figures 11.15) et 11.16) sont proches de ceux obtenus précédemment pour DS-ARP et DD-ARP, pour toutes les saisons. Les diminutions sont néanmoins un peu moins marquées en été et en automne, les changements de précipitations étant moins sévères dans DS-GIEC en moyenne d'ensemble. La quasi totalité des modèles s'accorde sur une diminution généralisée des débits en automne et en été (de l'ordre de 30% en moyenne sur la France pour les deux saisons), et l'écart-type inter-modèles est comparativement faible pour ces saisons (de l'ordre de 10%). En hiver et au printemps, les changements sont de moindre amplitude et l'écart-type inter-modèles est un peu plus fort. Le consensus de signe entre les modèles est aussi moins bon. En complément, l'Annexe B présente le cycle saisonnier des changements des débits des 50 stations utilisées, avec la dispersion associée.

La Figure 11.17 présente les résultats des simulations ANO-GIEC, basées sur la méthode

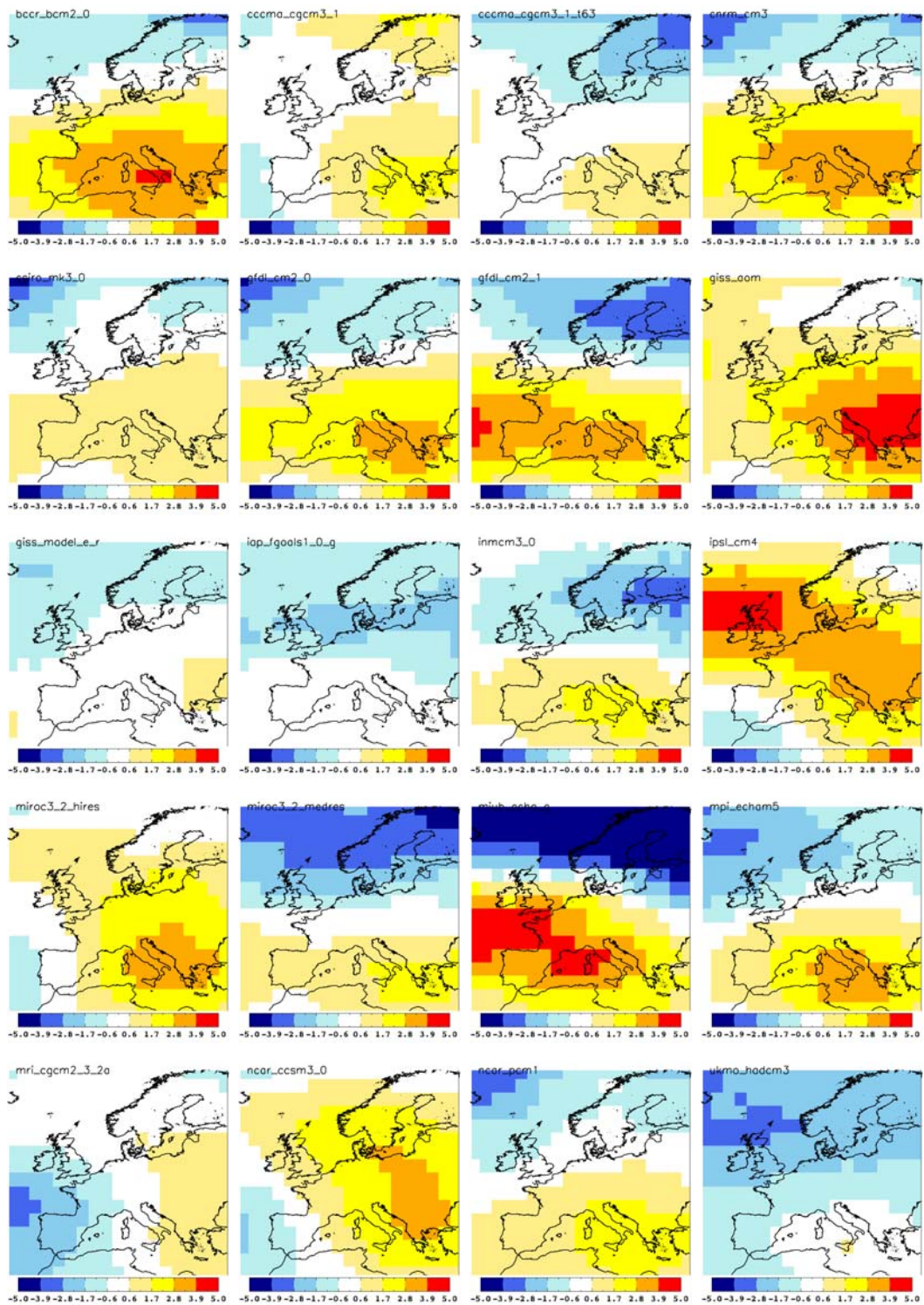


FIG. 11.14: Changement de PSL dans 20 modèles du GIEC entre les périodes 1961/1990 et 2071/2100.

du delta avec des anomalies estimées à partir de la moyenne d'ensemble des modèles du

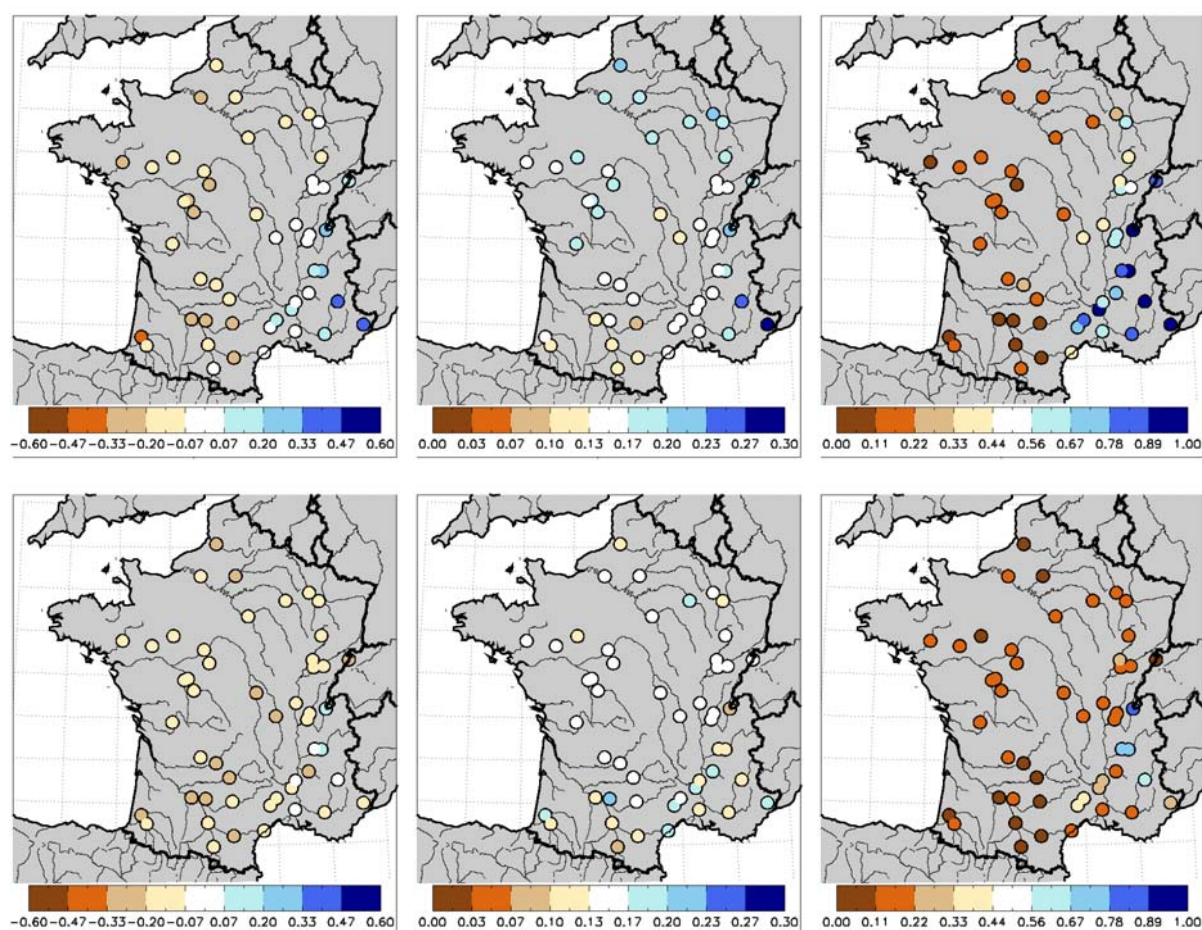


FIG. 11.15: Changements relatifs des débits de DS-GIEC entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999 : (gauche) moyenne d'ensemble et (centre) écart-type inter-modèle. (droite) Pourcentage de modèles donnant une augmentation. (haut) Hiver, (bas) printemps.

GIEC (20 utilisés). C'est une façon simple et rapide d'évaluer les changements des débits possibles compte tenu de l'anomalie moyenne de précipitations et températures directement donnée par les modèles du GIEC.

Les changements sont globalement en accord avec ceux notés précédemment pour DS-GIEC bien que les anomalies soient moins prononcées en hiver et en automne. Il est intéressant de noter que la différence des changements de précipitations en été entre les résultats directs des modèles du GIEC et les résultats désagrégés a un impact minime sur les débits. De plus, l'augmentation des précipitations sur le nord de la France dans les modèles du GIEC en moyenne d'ensemble n'est pas suffisante pour faire augmenter les débits, compte tenu de l'augmentation conjointe de l'évaporation. La différence des changements de débits ANO-GIEC entre les deux périodes futures est limitée, avec seulement une petite accentuation pour la deuxième période.

Dans ce chapitre, plusieurs approches largement différentes ont été utilisées pour estimer les changements des débits moyens dans le climat futur. Bien que des différences

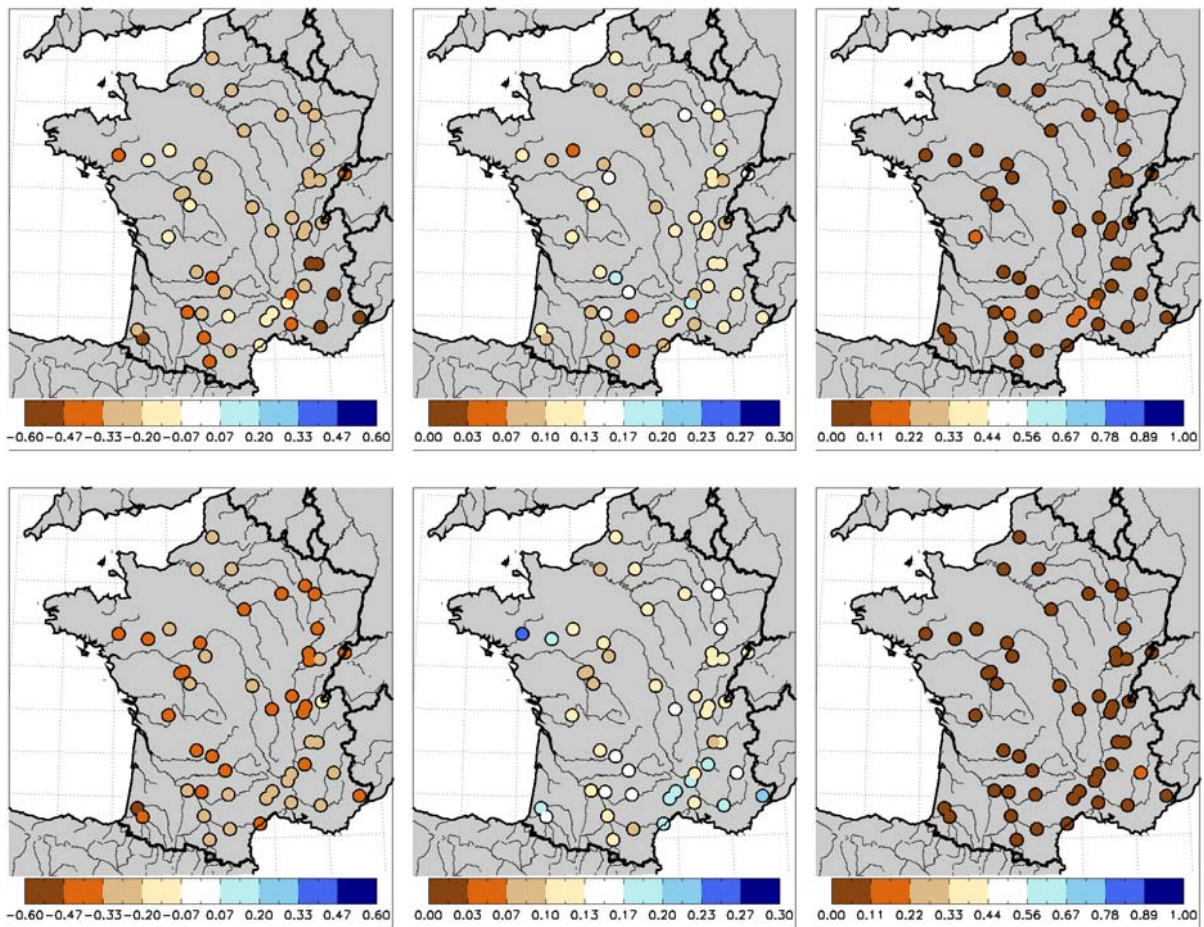


FIG. 11.16: Idem que Figure 11.15 pour (haut) l'été et (bas) l'automne.

existent, les résultats sont globalement très cohérents. On retrouve pour toutes ces approches une faible diminution des débits en hiver excepté sur le sud-est du pays et une diminution importante en été et en automne, plus marquée sur le sud du pays en été, avec des diminutions dépassant parfois 60%. Les diminutions moyennes sur la France durant ces deux saisons sont de l'ordre de 30% avec un écart-type de 10%. Ces changements sont robustes, et on le voit, déjà sévères au milieu du 21^{ème} siècle.

11.3.4 Changements des débits extrêmes

Les changements moyens des débits sont certes importants, mais ce sont souvent les changements des événements extrêmes qui ont les impacts les plus importants pour la société. Nous ne ferons pas une vraie étude d'extrême ici (au sens d'étude de la crue centennale par exemple), notre échantillon temporel étant limité, mais nous étudierons plutôt des "indicateurs" d'extrêmes, approche souvent suivie dans la communauté climatique (projet européen STARDEX par exemple)

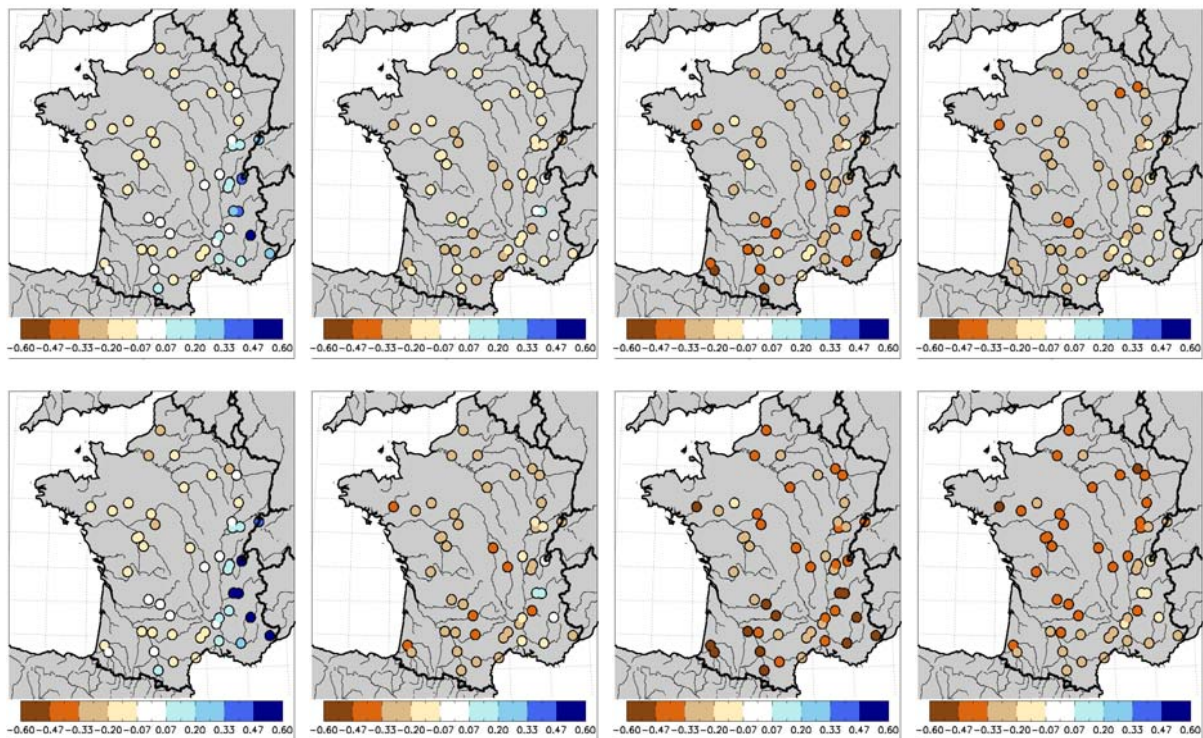


FIG. 11.17: Changement des débits entre la période 1970-1999 et la période (haut) 2046-2065 et (bas) 2080-2099 pour ANO-GIEC. De gauche à droite : hiver, printemps, été et automne.

La Figure 11.18 indique que les valeurs du 99^{ème} centile ne changent pas ou diminuent faiblement dans le climat futur. Les diminutions des moyennes annuelles sont bien plus marquées (souvent 20% plus prononcées que celles affectant le 99^{ème} centile). S'il y a accord quasi parfait entre les modèles sur la diminution des débits moyens sur l'ensemble de la France, ce n'est pas le cas pour le 99^{ème} centile, un certain nombre de modèles simulant une augmentation de son intensité pour de nombreux cours d'eau. L'augmentation des débits moyens hivernaux pour certains cours d'eau alpins vue précédemment est due à un décalage du pic de fonte et ne se retrouve donc ni sur la moyenne annuelle, ni sur le 99^{ème} centile. L'augmentation des débits en hiver sur certains cours d'eau du sud-est due aux précipitations accrues ne se retrouve pas non plus sur la moyenne (elle est largement compensée par la diminution aux autres saisons), ni sur le 99^{ème} centile (les débits maximums étant souvent atteints en automne sur cette région dans le climat présent). La Figure 11.19 indique que le débit maximal sur 20 ans augmente pour plusieurs cours d'eau en moyenne d'ensemble, et pour une majorité de modèles.

Pour finir sur ces indicateurs d'extrêmes, la Figure 11.20 montre le pourcentage de jours où les 10^{ème} et 90^{ème} centiles de la période 1961-1980 sont dépassés dans le climat futur. Les étiages deviennent beaucoup plus fréquents sur l'ensemble de la France, avec des fréquences d'occurrence multipliées par trois pour certains cours d'eau. Le 90^{ème} cen-

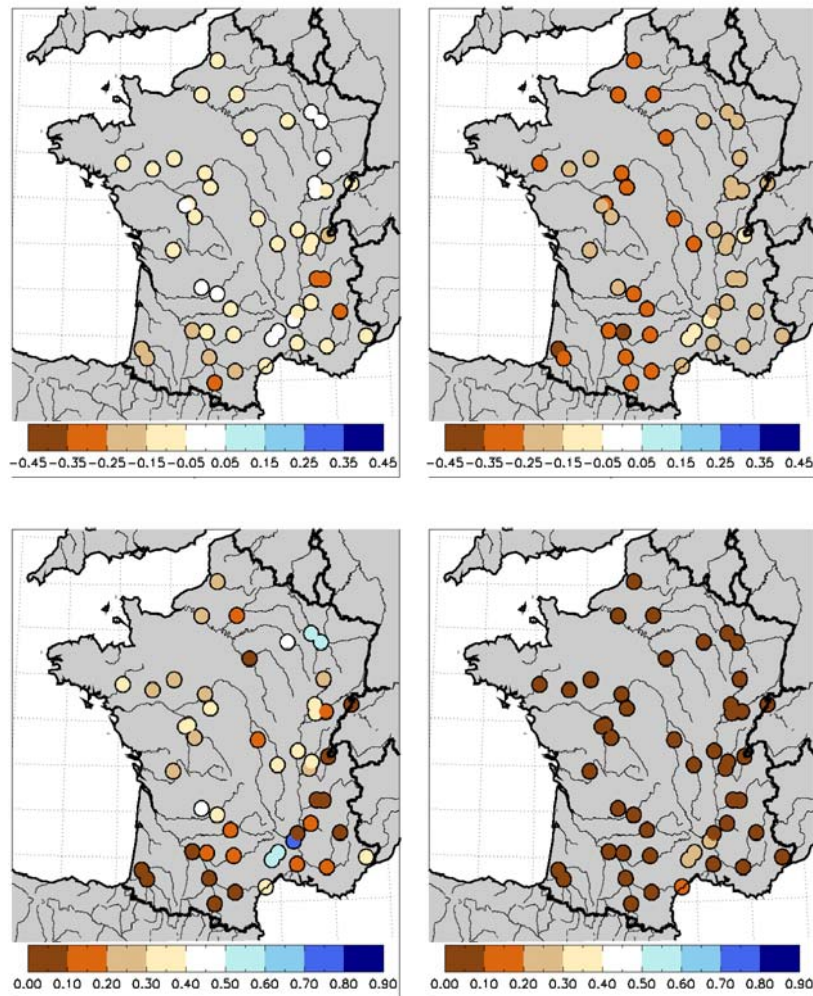


FIG. 11.18: (haut) Moyenne d'ensemble des changements relatifs annuels (gauche) d'intensité du 99^{ème} centile et (droite) de la moyenne annuelle des débits journaliers. (bas) Pourcentage de modèles simulant une augmentation (gauche) d'intensité du 99^{ème} quantile et (droite) de moyenne. Les périodes considérées sont 1961/1980 et 2046/2065 pour avoir deux échantillons de même durée.

tile est par contre moins fréquemment dépassé dans le futur.

Nous voyons donc que s'il faut s'attendre à une augmentation du nombre de jours d'étiage très importante et à une diminution de la moyenne annuelle des débits, les changements concernant les débits intenses sont moins clairs : ils diminuent bien plus faiblement que la moyenne et ils peuvent même augmenter dans certains modèles, voire même en moyenne d'ensemble. Ces résultats sont en accord avec ceux de DS-ARP et DD-ARP. Il semble d'ailleurs ici que plus l'indicateur d'extrême caractérise des débits intenses, plus la tendance à l'augmentation ou au changement nul s'affirme. Les changements de la distribution des débits journaliers dans le climat futur ne se traduisent donc pas par un

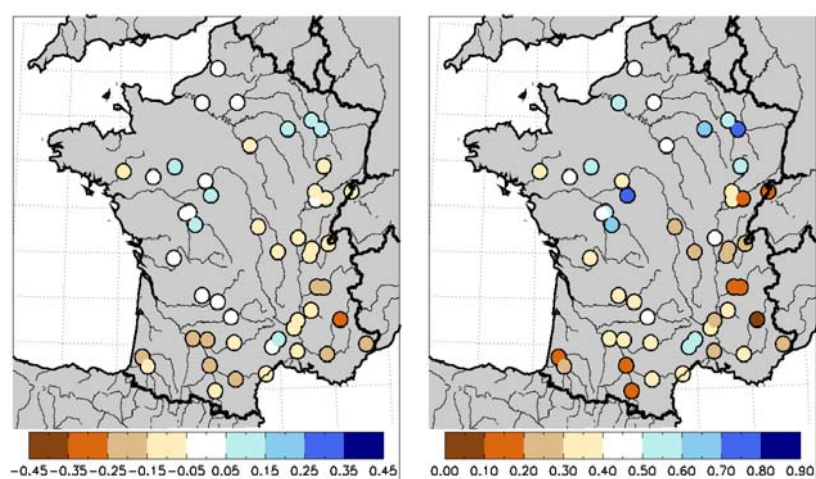


FIG. 11.19: (gauche) Moyenne d'ensemble des changements relatifs d'intensité des débits journaliers maximums annuels. (droite) Pourcentage de modèles simulant une augmentation du maximum annuel. Les périodes considérées sont 1961-1980 et 2046-2065 pour avoir deux échantillons de même durée.

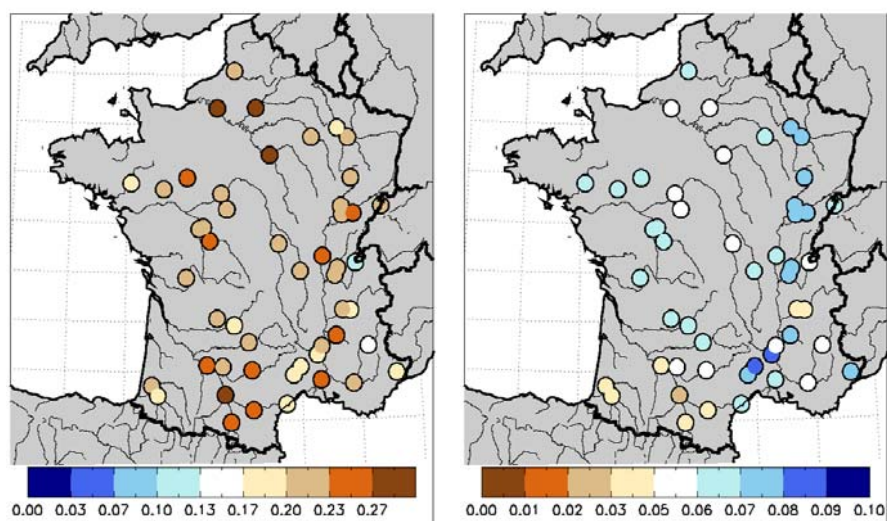


FIG. 11.20: Pourcentages de jours avec (gauche) un débit inférieur au 10^{ème} centile de la période 1961/1980 sur la période 2046/2065. Pourcentages de jours avec (droite) un débit supérieur au 90^{ème} centile de la période 1961/1980 sur la période 2046/2065. (Attention : les deux échelles ne sont pas identiques.)

simple décalage de la fonction de densité de probabilité vers des débits plus faibles. Ces résultats tendent à indiquer que les impacts négatifs dus aux sécheresses (hydrologiques) plus fréquentes et plus sévères ne seront vraisemblablement pas compensés par une diminution des impacts liés aux inondations (ceci étant hautement qualitatif et toute chose

étant égale par ailleurs).

11.3.5 Autres variables du cycle hydrologique

Les débits sont probablement à l'échelle de la France les variables d'impact du cycle hydrologique les plus importantes, mais les changements d'autres variables peuvent aussi s'avérer critiques dans certains domaines, comme l'humidité des sols pour l'agriculture, ou bien les hauteurs de neige, pour le tourisme, la ressource en eau et l'hydroélectricité.

• Evaporation

La Figure 11.21 montre les changements mensuels de l'évaporation en moyenne spatiale sur les 4 principaux bassins versant français. Les changements sont relativement similaires sur tous les bassins, avec une augmentation en hiver, au printemps et en automne, maximale au début du printemps et à la fin de l'automne (moments où les stocks d'eau dans le sol et l'énergie disponible en surface sont favorables) et une diminution en été. Les changements sont très cohérents d'un modèle à l'autre en terme de signe.

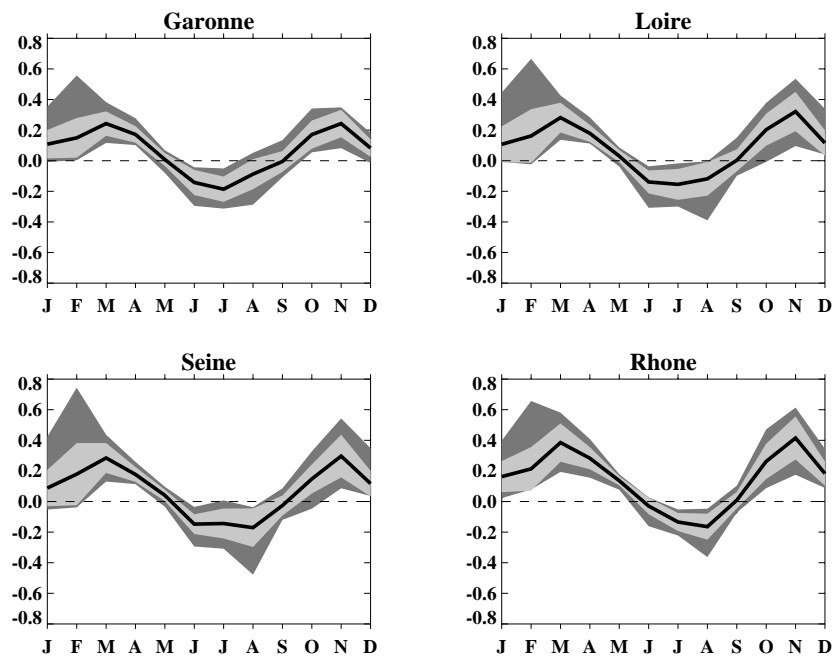


FIG. 11.21: Changements relatifs mensuels de l'évaporation sur les 4 principaux bassins versant français entre les périodes 1970/1999 et 2046/2065. Le trait noir est la moyenne d'ensemble, la zone gris clair est délimitée par la moyenne plus ou moins un écart-type inter-modèle, la zone gris foncé est délimitée par le maximum et le minimum.

Ces changements sont à comparer à ceux directement simulés par les modèles du GIEC

montrés à la section 10.3.2 (pour le flux de chaleur latente) : ici, après désagrégation statistique et modélisation hydrologique il n'y a pas d'incertitude sur le signe du changement d'évaporation en été.

• Humidité des sols

Les changements d'humidité des sols (représentée par le SWI) sont montrés sur la Figure 11.22. La diminution est quasi généralisée sur la France pour toutes les saisons, excepté pour certains points en altitude, où le SWI augmente en hiver et/ou au printemps, en raison probablement de la fonte des neiges plus précoce. Les changements sont globalement maximums en automne.

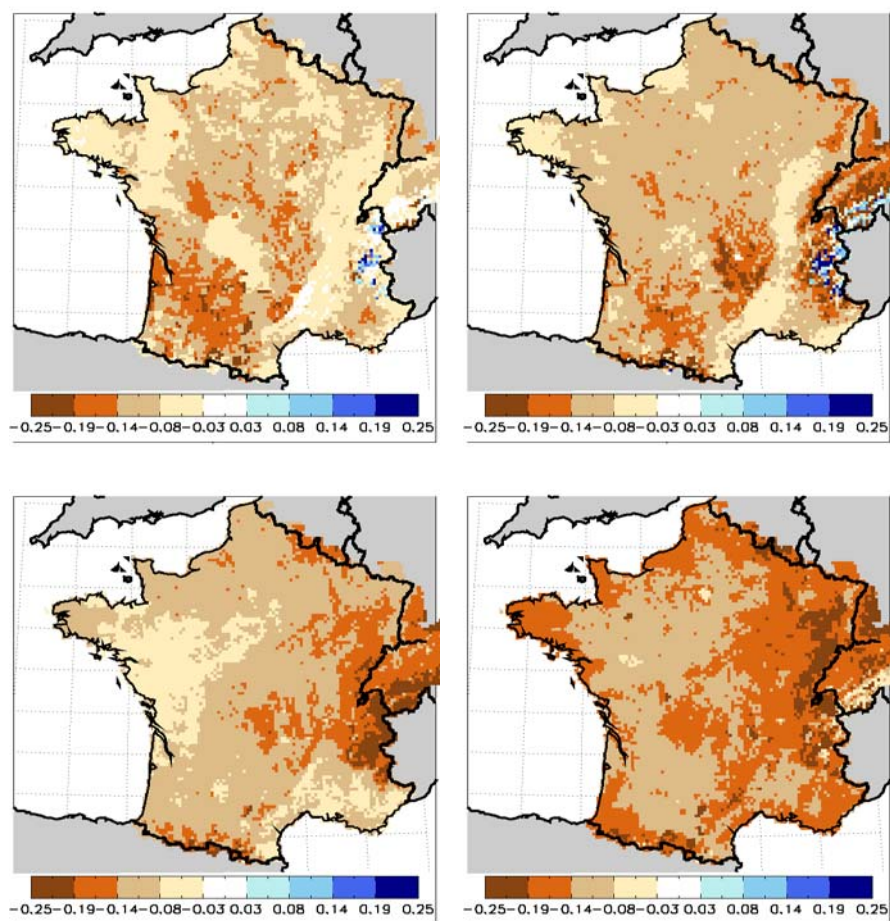


FIG. 11.22: Moyenne d'ensemble des changements de SWI entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999, par saison. en haut à gauche : hiver, en haut à droite : printemps, en bas à gauche : été et en bas à droite : automne.

Les changements de SWI sont robustes en terme de signe entre les différents modèles (non montré).

- Neige

La Figure 11.23 présente les changements de précipitations neigeuses sur les deux principaux massifs montagneux français, en fonction de l'altitude. Les changements varient très fortement entre les modèles en terme d'intensité, mais on constate toujours une diminution prononcée aux basses altitudes, qui devient de moins en moins importante à mesure que l'on s'élève. En haute altitude, les diminutions deviennent très limitées et des augmentations sont même simulées, dans certains modèles mais aussi en moyenne d'ensemble. Dans les Alpes, ces augmentations de la moyenne d'ensemble concernent plus particulièrement les Alpes du sud-est (où les précipitations totales augmentent). Dans les Pyrénées, les rares augmentations en moyenne d'ensemble ont lieu dans les Hautes-Pyrénées, vers la frontière espagnole (points exposés aux flux de sud).

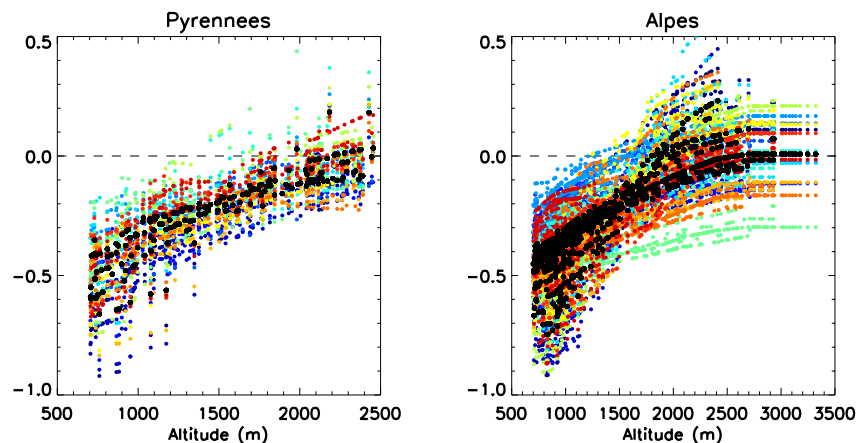


FIG. 11.23: Changement relatif des précipitations neigeuses entre les périodes 1970/1999 et 2046/2065 en fonction de l'altitude. Chaque point correspond à une maille SAFRAN et chaque couleur à un modèle différent. La couleur noire correspond à la moyenne d'ensemble.

Dans ce contexte, et compte tenu des augmentations de température, les quantités d'eau du manteau neigeux diminuent de façon générale (Figure 11.24 et 11.25) dans les deux massifs. Les diminutions sont très importantes aux basses altitudes, et s'amoin-drissent quand l'altitude croît. Aux hautes altitudes, le pic de maximum du manteau neigeux est aussi décalé d'un mois environ.

Les résultats de ce chapitre montrent que les impacts du changement climatique pourraient être sévères dès le milieu du 20^{ème} siècle, avec une diminution importante des débits en été et en automne, des étiages plus fréquents, un assèchement du sol quasi-généralisé et une diminution des précipitations neigeuses et des hauteurs de neige. La diminution des débits moyens n'est de plus pas synonyme d'une diminution des débits intenses et des risques d'inondations, mais il est difficile d'être plus précis concernant ce point. Nous

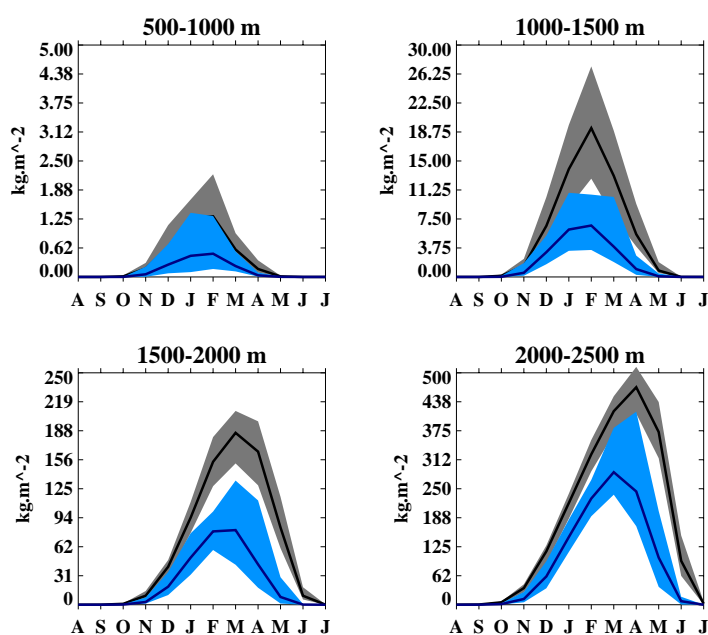


FIG. 11.24: Cycle saisonnier de la quantité d'eau du manteau neigeux ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) dans les Pyrénées par tranches d'altitude de 500 m pour le climat présent (1970/1999, gris et noir) et le climat futur (2046/2065 bleu clair et bleu foncé). La zone colorée est délimitée par les valeurs maximales et minimales des 14 modèles pour chaque mois, les traits épais sont les moyennes d'ensemble.

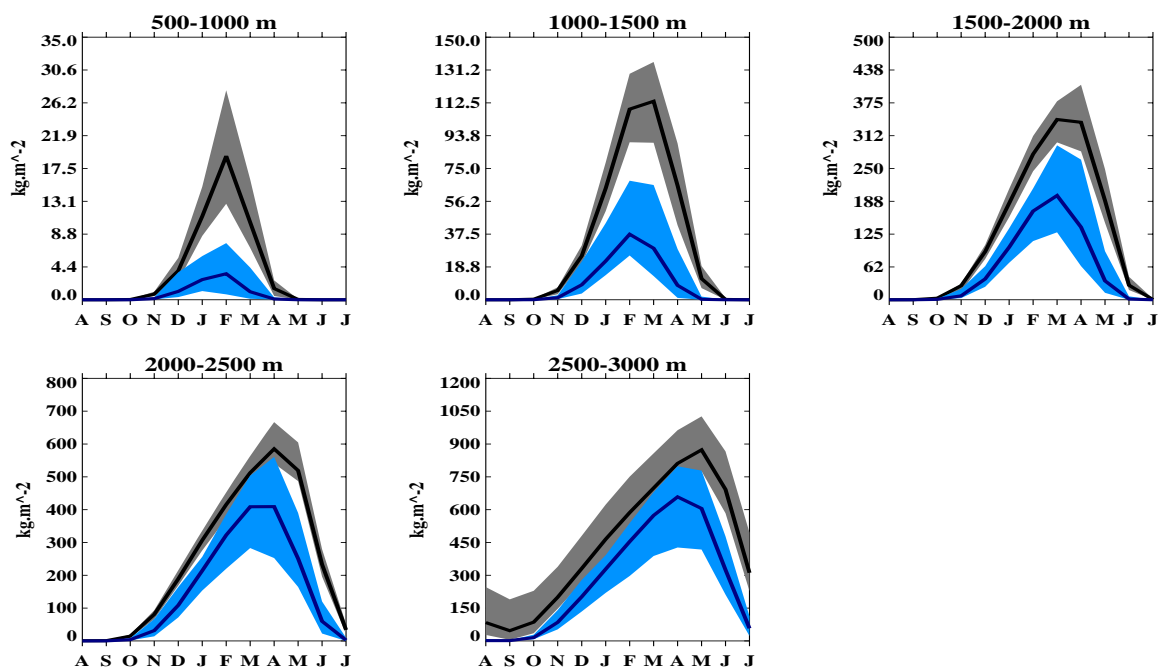


FIG. 11.25: Idem que Figure 11.24 pour les Alpes.

avons vu que des incertitudes liées au choix de la méthode de régionalisation existent, mais elles ne viennent pas remettre en cause les conclusions précédentes. Les incertitudes liées aux modèles climatiques globaux sont en général bien plus importantes et jouent largement sur l'intensité et parfois le signe des changements des débits moyens en hiver et au printemps, sur certaines zones du territoire.

Synthèse

• Objectif

Il s'agit d'étudier les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français et d'évaluer la robustesse des résultats.

• Méthodologie

Les deux méthodes de désagrégation décrites dans la 3^{ème} partie et la méthode du delta ont été mises en œuvre pour désagréger un nombre important de scénarios climatiques. Le système hydro-météorologique ISBA-MODCOU a ensuite été utilisé avec ces forçages pour produire un ensemble de scénarios hydrologiques.

• Principales conclusions

~> Si des incertitudes sont liées au choix de la méthode de désagrégation, elles restent néanmoins limitées. L'incertitude liée au modèle climatique est bien plus importante en général.

~> En moyenne d'ensemble, les débits diminuent modérément en hiver, excepté sur le sud-est du pays et les Alpes où ils augmentent. Au printemps, les changements sont en général faibles, mais incertains en signe.

~> Des impacts forts sont à attendre sur les débits, même dès le milieu du 21^{ème} siècle, avec des diminutions importantes en été et en automne. Ces changements sont très robustes. Les incertitudes sur le changement des précipitations en été ont un impact faible sur les débits.

~> Les impacts ne s'aggravent que faiblement après 2060 (avec le scénario SRES-A1B).

~> Il faut s'attendre à une forte augmentation du nombre de jours d'étiage. Les débits intenses diminuent bien moins que la moyenne, voire augmentent dans certains cas. Les impacts négatifs liés aux étiages plus sévères ne seront donc vraisemblablement pas "compensés" par une diminution des impacts négatifs liés aux inondations.

Synthèse

↪ L'évaporation augmente durant toutes les saisons, excepté l'été, où une diminution a lieu. Ces changements sont robustes.

↪ L'humidité des sols diminue quelle que soit la saison, excepté sur des zones de montagnes en hiver et/ou printemps.

↪ Les précipitations neigeuses diminuent fortement à basse altitude, et moins à mesure que l'on s'élève, voire augmentent dans certains modèles en haute altitude, sur certaines zones géographiques. Les hauteurs de neige diminuent à toute les altitudes, mais les diminutions sont aussi de moins en moins fortes à mesure que l'on s'élève.

Conclusion et perspectives

C'est d'âme qu'il faut changer, non de climat.

Sénèque-Extrait des Lettres à Lucilius

Résumé

Dans cette thèse, nous nous sommes efforcés de caractériser les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français. De l'échelle planétaire à l'échelle du bassin versant, du changement global à son impact local, le climat est un système physique particulièrement complexe, faisant intervenir une multitude de processus, d'échelles spatiales et temporelles. Etudier les impacts du changement climatique à l'échelle de la France présente donc un certain nombre de difficultés.

Après avoir fait un tour d'horizon des principaux mécanismes physiques simples affectant le cycle hydrologique dans le cadre du changement climatique d'origine anthropique, nous avons fait un rapide état de l'art des connaissances sur les changements du cycle hydrologique dans le climat futur, tant à l'échelle globale qu'à l'échelle de la France.

Avant de s'intéresser au cycle hydrologique dans le climat futur il est utile de mieux l'appréhender dans le climat présent. Ainsi, nous avons étudié les différentes variables du cycle hydrologique sur la France dans le climat présent, en terme d'état moyen et de variabilité temporelle, en utilisant à la fois des observations, et lorsque nécessaire, les résultats d'une simulation hydro-météorologique forcée par les observations sur la période 1970/1999. Deux points importants peuvent être retenus : d'une part, des tendances pouvant être physiquement cohérentes avec le changement climatique sont visibles sur l'évaporation simulée ; d'autre part, en hiver, la variabilité inter-annuelle des précipitations sur la France est expliquée dans une large mesure par les changements d'occurrence d'un faible nombre de types de temps. Ces changements d'occurrence des types de temps permettent aussi d'expliquer la structure spatiale des tendances observées sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, bien que leurs intensités soient sous-estimées sur le nord du pays. La prise en compte des changements dynamiques à l'intérieur des types de temps permet d'améliorer la reproduction des tendances.

Une fois les outils de modélisation hydro-météorologique en place et le cycle hydrologique sur la France pour le climat présent introduit, on pourrait penser qu'il n'y a plus qu'à passer à l'étude des impacts du changement climatique en utilisant les variables météorologiques simulées par un modèle climatique pour forcer le modèle hydro-météorologique. Pourtant, une

grande difficulté méthodologique survient à ce niveau et un travail important est nécessaire pour la surmonter : les modèles climatiques couplés océan/atmosphère qui constituent nos meilleurs outils pour étudier le changement climatique ont une résolution bien trop faible à l'heure actuelle pour représenter de façon totalement satisfaisante le climat à l'échelle régionale. Des méthodes de désagrégation d'échelles doivent donc être mises en œuvre. Dans le cadre de cette thèse nous avons mis en place deux approches différentes et complémentaires : l'une, dynamique, est basée sur un modèle climatique régional et sur une correction des biais quantile/quantile de la distribution statistique des variables simulées. L'autre, statistique, utilisant les résultats de la deuxième partie, se base sur une décomposition en types de temps pour relier les changements de la circulation de grande échelle au climat local sur la France, et utilise comme prédicteur secondaire la température de l'air pour prendre en compte les changements non-dynamiques. Ces deux approches ont été décrites et validées à la fois sur les variables de forçage et sur les débits après modélisation hydro-météorologique à partir des forçages désagrégés. Les deux méthodes permettent notamment de reproduire correctement les caractéristiques des débits observés. Ces deux approches, comme toutes les méthodes de désagrégation, souffrent de limitations que nous nous sommes attachés à décrire.

Avant d'étudier en détail les impacts du changement climatique, une autre étape, cruciale, consiste à mieux comprendre les processus physiques et les incertitudes qui jouent sur l'évolution du climat européen. Nous avons ainsi exploité la base de scénarios climatiques réalisés dans le cadre du 4^{ème} rapport du GIEC, un nombre important de modèles s'avérant indispensable pour mieux caractériser les incertitudes. Il faut souligner ici que, bien qu'on estime souvent l'incertitude à l'aide de la dispersion inter-modèles, incertitude et dispersion sont deux notions différentes, et la dispersion peut très bien sous-estimer ou sur-estimer l'incertitude réelle.

Nous nous sommes tout d'abord intéressés aux changements de la circulation atmosphérique, en raisonnant en terme de régimes de temps. Même si une certaine cohérence existe entre les réponses des modèles, des différences importantes demeurent et constituent une des sources importantes de l'incertitude sur l'amplitude des changements des précipitations sur la France, au moins durant l'été. Nous avons aussi montré que les modèles climatiques basse résolution reproduisaient mal les liens entre circulation atmosphérique de grande échelle et précipitations dans le climat présent, en particulier durant l'été. Il faut donc prendre les changements qu'ils simulent avec précaution. Si utiliser un modèle régional améliore la situation, des biais demeurent.

Nous nous sommes ensuite intéressés aux rétroactions locales jouant sur les changements climatiques estivaux. Sur la France et l'Europe du sud, une forte diminution de la nébulosité conduisant à une augmentation de l'énergie radiative arrivant en surface se produit dans tous les modèles. L'augmentation du gradient terre/mer explique très probablement une partie de ces changements. La réponse en évaporation sur la France est par contre très incertaine, la moitié des modèles donnant une diminution importante, tandis que l'autre moitié simule une augmentation. Cette incertitude pouvant avoir un impact important sur les changements climatiques simulés sur la France, nous avons essayé de mieux en comprendre les causes. Nous avons alors montré qu'en été certains modèles ne représentaient pas de façon correcte les mécanismes gouvernant l'évaporation dans le climat présent, en sous-estimant voire en ignorant le rôle limitant de l'humidité des sols. Ce biais conduit en toute vraisemblance à une augmentation irréaliste de l'évaporation dans le climat futur dans ces modèles, ce qui semble conduire à une sous-estimation

de l'augmentation de la température et de la diminution des précipitations sur la France. A l'aide d'un modèle régional nous avons montré que de façon cohérente les valeurs climatologiques de l'humidité des sols dans le climat présent déterminaient dans une large mesure les changements d'évaporation dans le climat futur sur la France, et qu'en conséquence les biais des modèles sur l'humidité des sols avaient un impact important sur les changements d'évaporation simulés.

Enfin nous avons pu mettre en œuvre les méthodes de régionalisation pour réaliser de multiples scénarios hydro-météorologiques et étudier les impacts du changement climatique sur la France. Si des incertitudes sont associées au choix de la méthode de désagrégation et au choix du modèle climatique global, des signaux clairs apparaissent : forte diminution généralisée des débits moyens en été et en automne, étiages plus fréquents et sévères, augmentation des débits en hiver sur les Alpes et le sud-est du pays, changements bien plus modérés des débits intenses que des débits moyens, diminution des précipitations neigeuses sauf dans certaines régions en haute altitude, diminution généralisée des hauteurs de neige. La forte incertitude sur l'amplitude des diminutions de précipitations en été a un impact relativement limité sur les changements simulés des débits au cours de l'été.

Limites et perspectives

La première critique qui pourrait être faite à notre étude concerne les hypothèses de stationnarité qui sous-tendent la méthode de désagrégation statistique et la méthode de correction de biais : la fonction de correction et la relation de désagrégation construites à partir d'observations sur le climat présent sont supposées rester valables dans le climat futur modifié par les émissions anthropiques. Cette hypothèse est en fait inhérente à toutes les méthodes de désagrégation statistique et de correction de biais, même les plus simples. Elle est à la fois inévitable et invérifiable en toute rigueur, mais il est nécessaire de la justifier le mieux possible dans le contexte de l'étude des impacts du changement climatique, ce que nous avons essayé de faire pour l'approche statistique.

Il serait aussi possible de nous reprocher d'avoir conduit l'approche dynamique avec correction de biais pour un seul modèle régional et d'avoir ainsi favorisé l'approche statistique dans l'étude multi-modèles. Il nous était pourtant difficile de faire autrement : nous n'avions accès qu'à un seul modèle régional, et le coût numérique de tels modèles rend de toute façon une approche multi-modèles impossible si elle n'est pas coordonnée à une vaste échelle. Les simulations climatiques régionales du projet PRUDENCE auraient pu être utilisées, mais comme nous l'avons indiqué, ces simulations ne représentent pas l'incertitude majeure liée au modèle climatique global. Dans un futur proche, les simulations régionales réalisées dans le cadre du projet européen ENSEMBLE basées sur un ensemble de couples MCGOA/MCR permettront de disposer d'une base de scénarios régionaux échantillonnant bien mieux l'incertitude, et constitueront une grande opportunité pour les études des impacts du changement climatique sur l'Europe. Il sera alors possible d'utiliser la méthode de correction de biais décrite dans cette thèse ou une version améliorée pour réaliser un ensemble de scénarios hydrologiques pour confirmer et/ou infirmer et/ou préciser les conclusions de cette thèse en ce qui concerne les impacts.

Dans cette thèse, l'incertitude liée au modèle hydrologique n'a pas été abordée, ce qui pourrait aussi constituer une de ses limites. Néanmoins, les hydrologues estiment que les incertitudes liées au modèle hydrologique sont d'un ordre de grandeur inférieur aux incertitudes qui se situent en aval (Sauquet et al., 2005). Le projet "Gestion et Impact du Changement Climatique" RExHySS (Impact du changement climatique sur les Ressources en Eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme) qui utilisera, entre autre, la méthode de désagrégation statistique développée dans cette thèse, quantifiera d'ailleurs ces incertitudes, en employant un ensemble de modèles hydrologiques.

L'objection peut être la plus importante en ce qui concerne les implications pratiques d'une étude telle que la notre est que le changement climatique n'est pas le seul acteur qui jouera sur l'évolution du cycle hydrologique dans le futur : par exemple, les changements d'occupation des sols (transformation de forêts en zones agricoles ou bien d'espaces naturels en espaces urbains), les aménagements hydrauliques sur les cours d'eau, les changements des pratiques d'irrigation vont aussi avoir des impacts très importants et localement parfois bien plus forts que ceux du changement climatique. On peut donc s'interroger sur le fait de se focaliser uniquement sur le rôle du climat. D'une part, prévoir les changements de tous ces facteurs non-climatiques est extrêmement complexe, car ils dépendront de considérations économiques, politiques, sociologiques difficilement quantifiables. D'autre part, les changements de ces facteurs non-climatiques dépendront en fait largement des changements du climat et des mesures d'adaptation adoptées pour y faire face. Il faut être conscient que le climat est un système extrêmement complexe, doté d'une forte inertie : une fois que le changement climatique aura pris toute son ampleur, il sera bien trop tard pour essayer de modifier significativement la trajectoire du système climatique à des échelles de temps pluri-décennales (voire plus longues...). Les usages devront donc s'adapter au changement climatique, l'inverse n'étant pas possible. C'est pour cette raison que disposer de scénarios d'évolution du cycle hydrologique sous changement climatique d'origine anthropique, même si les facteurs non-climatiques ne sont pas inclus, est utile d'un point de vue pratique, afin de pouvoir envisager les adaptations nécessaires dès à présent. Nous ne nierons pas que des incertitudes majeures existent, d'autant plus que nous avons largement insisté là-dessus dans ce manuscrit de thèse, mais des signaux clairs apparaissent, comme la diminution importante des débits en été et en automne.

Une notion très importante dans le contexte des impacts du changement climatique que nous n'avons pas traitée est celle de la vulnérabilité. Le risque, qu'il soit climatique ou de toute autre nature, résulte de la conjonction de l'aléa et de la vulnérabilité. Nous avons traité dans cette thèse le volet aléa climatique, mais pas l'aspect vulnérabilité. C'est hors de notre champ de compétence et l'évolution de la vulnérabilité est une question très difficile faisant intervenir un mélange d'aspects politiques/économiques/sociologiques/pyschologiques. Mieux traiter cette notion de vulnérabilité demanderait en fait de modifier la façon dont on étudie l'évolution du climat à l'heure actuelle, dans le cadre du GIEC par exemple. Actuellement, la démarche consiste à partir de scénarios socioéconomiques sur l'évolution des émissions de GES pour aller vers les impacts, via un certain nombre d'étapes décrites dans cette thèse. Comme le soulignent Cox et Stephenson (2007), une autre approche, plus à même de participer à la mise en place d'une politique de mitigation du changement climatique consisterait à partir de la quantification de

la vulnérabilité d'un système donné en fonction des amplitudes possibles du changement climatique, puis à évaluer à partir de quel seuil le changement climatique devient dangereux pour ce système, et enfin à estimer un scénario d'émission permettant d'éviter d'atteindre ce seuil. Des difficultés pratiques existent avec cette approche (par exemple, la vulnérabilité et le seuil de dangerosité dépendent de chaque système étudié, alors que l'on peut seulement essayer de tendre que vers un seul scénario d'émission, à l'échelle de la planète qui plus est : lequel choisit-on ? Qui fait les arbitrages ?), mais elle pourrait s'avérer utile dans les années qui viennent.

Dans cette thèse, nous avons montré (comme d'autres avant nous) qu'une analyse en régime ou en type de temps pouvait être très utile pour caractériser les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et le climat régional et qu'elle pouvait permettre de bâtir des méthodes de désagrégation efficaces. Néanmoins, des progrès sont à faire en ce qui concerne la caractérisation et la prise en compte des changements intra-régimes, en particulier en terme de rétroactions locales. Si on se place dans cette perspective, pour caractériser les changements climatiques régionaux, trois "ingrédients" sont nécessaires : (1) connaître les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et le climat sensible régional dans le climat présent, (2) savoir (en terme probabiliste) comment la circulation de grande échelle va évoluer dans le climat futur, (3) savoir comment les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et le climat sensible régional vont évoluer dans le climat futur, en particulier sous l'effet des rétroactions locales (humidité des sols, gradient terre/mer etc.). A chacun de ces trois points, correspond un outil d'étude adapté et des incertitudes associées. Pour le point (1), une approche statistique en régime ou type de temps basée sur les observations est pertinente. Les incertitudes associées à ce point sont faibles et liées aux observations dont on dispose. Pour le point (2), les modèles climatiques globaux constituent le meilleur outil d'étude. Néanmoins, un ensemble de modèles doit être utilisé (ou des approches alternatives, basées sur la physique perturbée par exemple (Murphy et al., 2004)) car les incertitudes sur les changements de circulation sont très fortes. La réduction de ces incertitudes passe par une meilleure compréhension des causes des changements de circulation avec par exemple le rôle possible des modifications des températures de surface océanique, des conditions de sols, des interactions tropiques/moyennes latitudes etc. Pour avancer là-dessus des expériences multi-modèles coordonnées, très lourdes à mettre en œuvre, seraient utiles. Pour le point (3), une approche basée sur la modélisation méso-échelle associée à une analyse en régime ou type de temps serait sans doute très appropriée (en étendant et généralisant l'approche du projet français en cours CYPRIM ou de la thèse de Julien Najac au CERFACS). Il s'agirait ici par des expériences de sensibilité par exemple de quantifier l'impact du gradient thermique terre-mer, des conditions de sol, des changements de température de grande échelle et d'humidité sur les liens entre chaque régime de temps et le climat sensible local. Ces expériences devraient être confrontées aux observations (au moyen d'analyses telles que celle proposée dans la section 10.2.2) pour donner une idée du réalisme des mécanismes en jeu. La combinaison de ces trois ingrédients (ce point n'est pas trivial) permettrait de bâtir des scénarios climatiques régionaux probabilistes et de mieux comprendre les mécanismes et incertitudes en jeu.

Maintenant que nous avons souligné les limites de notre étude, la question qui se pose est : comment améliorer le réalisme et réduire les incertitudes des scénarios climatiques régionaux dans le cadre de l'étude des impacts du changement climatique ? Une première possibilité, facile

à mentionner mais difficile à réaliser en pratique est d'améliorer les modèles climatiques globaux (et les modèles climatiques régionaux, mais cela est lié). Les modèles climatiques sont déjà en constante amélioration, en tout cas, en constante "complexification". En effet, les modèles climatiques tendent à se rapprocher de plus en plus de la "réalité", dans le sens qu'ils intègrent de plus en plus de processus physiques intervenant dans le système climatique terrestre réel (avec par exemple à l'heure actuelle l'inclusion de la végétation, de la chimie atmosphérique, du cycle du carbone interactif, etc...). Néanmoins, un temps de maturation important est sans doute nécessaire avant que ces modifications n'améliorent réellement le réalisme des projections climatiques. De plus, ce ne sont pas ces modifications qui réduiront les incertitudes qui existent entre les différents modèles (au contraire peut être...). Ensuite, il s'agirait aussi d'améliorer les méthodes de désagrégation statistique et/ou de correction de biais. Ces méthodes ont fait et font encore l'objet de nombreux travaux, et une vaste palette d'outils statistiques a déjà été testée. Il ne faut probablement pas s'attendre ici aussi à un saut qualitatif majeur, tant que les processus à l'œuvre dans le changement climatique régional ne seront pas mieux compris : un travail dans ce sens est donc nécessaire.

Pour ces deux raisons, il est fort peu probable que l'incertitude du changement climatique régional soit radicalement diminuée dans les années à venir et les approches multi-modèles resteront nécessaires. Un champ de recherche important concerne donc les méthodes probabilistes permettant de combiner au mieux un ensemble de scénarios (les difficultés étant encore plus importantes dans le cadre du climat régional avec à la fois les incertitudes liées au modèle climatique global et à la méthode de régionalisation). Combiner l'information provenant de différents modèles passe par une évaluation quantitative de leurs mérites respectifs et donc par le développement de métriques pertinentes pour le problème posé. C'est la démarche que nous avons commencé à mettre en œuvre en ce qui concerne les changements de l'évaporation sur la France dans les modèles du GIEC : évaluer les (ou le) processus physiques importants intervenant dans les changements climatiques de la variable d'intérêt sur la zone géographique en question, les rattacher à des caractéristiques mesurables des simulations dans le climat présent, afin de pouvoir faire une comparaison aux observations. Dans ce cadre l'indisponibilité d'observations pour des variables cruciales (évaporation, humidité des sols par exemple) constitue encore actuellement un blocage majeur. Espérons que le développement de l'observation satellitaire et des systèmes au sol permette des progrès de ce côté-là dans les années à venir.

Bibliographie

- Allen M. R. et Ingram W. J.**, 2002 : Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle., *Nature*, **419**, 224–232.
- Ambrizzi T., Hoskins B. J. et Hsu H.**, 1995 : Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3661–3672.
- Barnett T. P., Pierce D. W. et Schnur R.**, 2001 : Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans, *Science*, **292**, 270–274.
- Betts A. K., Ball J. H., Beljaars A. C. M., Miller M. J. et Viterbo P. A.**, 1996 : The land surface-atmosphere interaction. A review based on observational and global modeling perspectives, *J. Geophys. Res.*, **101(3)**, 7209–7225.
- Boé J., Terray L., Habets F. et Martin E.**, 2007 : Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies, *Int.J.Climatol.*, **In press**.
- Boé J.**, 2004 : Intensité du cycle hydrologique dans le climat perturbé par l'augmentation des gazs effet de serre d'origine anthropique - Rapport de stage de DEA, Tech. Rep. WN/CMGC/04/65, CERFACS, Toulouse, France, disponible à http://www.cerfacs.fr/globc/publication/technicalreport/2004/Boe_rapport_DEA_2004.ps.gz.
- Bony S. et Dufresne J. L.**, 2007 : Processus régissant la sensibilité climatique, *La Météorologie*, **56**.
- Boone A. et Etchevers P.**, 2001 : An inter-comparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surfaces model : Local scale evaluation at an Alpine site, *J. Hydrometeorol.*, **2**, 374–394.
- Boone A., Calvet J. C. et Noilhan J.**, 1999 : Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method, *J. Applied. Meteorol.*, **38**, 1611–1630.
- Bougeault P.**, 1985 : A simple parametrization of the large scale effects of deep cumulus convection, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2108–2121.
- Brönnimann S.**, 2007 : The impact of El Niño/Southern Oscillation on European climate, *Reviews of Geophysics*, **In press**.
- Caballero Y., Morel S., Noilhan J., LeMoigne P., Lehenaff A. et Boone A.**, 2007 : Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change, *Water Res. Res.*, **accepted**.
- Cassou C. et Terray L.**, 2001 : Dual influence of Atlantic and Pacific SST anomalies on the North Atlantic/Europe winter climate, *Geophys. Res. Lett.*, **28(16)**, 3195–3198.
- Cassou C., Terray L., Hurrell J. W. et Deser C.**, 2004 : North Atlantic winter climate regimes : spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing, *J. Climate*, **17(3)**, 1055–1068.

- Cassou C., Terray L. et Phillips A. S., 2005 : Tropical Atlantic influence on European heatwaves, *J. Climate*, **18**, 2805–2811.
- Christensen J. H. et Christensen O. B., 2007 : A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century, *Clim. Change*, **81**, 7–30.
- 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. et 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*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Corte-Real J., Qian B. et Xu H., 1999 : Circulation patterns, daily precipitation in Portugal and implications for climate change simulated by the second Hadley Centre GCM, *Climate Dyn.*, **15**, 921–935.
- Cox P. et Stephenson D., 2007 : A changing climate for prediction, *Science*, **317**, 207–208.
- Crane R. G. et Hewitson B. C., 1998 : CO2 precipitation changes for the Susquehanna basin : Downscaling from the GENESIS general circulation model, *Int.J.Climatol.*, **18**, 65–76.
- Curry R., Dickson R. R. et Yashayaev I., 2003 : A change in the fresh water balance of the Atlantic over the past four decades, *Nature*, **426(6968)**, 826–829.
- De Marsily G., 2006 : *Les Eaux continentales, sous la direction de*, EDP sciences.
- Déqué M. et Piedelièvre J. P., 1995 : High resolution climate simulation over Europe, *Climate Dyn.*, **11**, 321–339.
- Déqué M., Drevet C., Braun A. et Cariolle D., 1994 : The climate version of the ARPEGE-IFS : a contribution of the french community climate modelling, *Climate Dyn.*, **10**, 249–266.
- Déqué M., Jones R. G., Wild M., Giorgi F., Christensen J. H., Hassell D. C., Vidale P. L., Rockel B., Jacob D., Kjellström E., de Castro M., Kucharski F. et van den Hurk B., 2005 : Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe : quantifying confidence level from PRUDENCE results, *Climate Dyn.*, **25(6)**, 653–670.
- Déqué M., 2007 : Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values, *Glob. and Plan. Change*, **57**, 16–26, doi :10.1016/j.gloplacha.2006.11.030.
- Douville H. et Terray P., 2007 : Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques, *La Météorologie*, **57**.
- Douville H., Salas-Mélia D. et Tyteca S., 2006 : On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming, *Climate Dyn.*, **26(4)**, 367–385, 10.1007/s00382-005-0088-2.
- Douville H., 2005 : Limitations of time-slice experiments for predicting regional climate change over South Asia, *Climate Dyn.*, **24**, 373–391.
- Ducharne A. et 23 co-auteurs , 2004 : Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine, tech. rep., Projet GICC-Seine.

- Durand Y., Brun E., Merindol L., Guyomarc'h G., Lesaffre B. et Martin E., 1993 : A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models, *Ann. Glaciol.*, **18**, 65–71.
- Eltahir E. A. B., 1998 : A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations., *Water Resour. Res.*, **34**, 765–776.
- Etchevers P., Golaz C., Habets F. et Noilhan J., 2002 : Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology, *J. Geophys. Res.*, **107(0)**, 4293, doi :10.1029/2001JD000490.
- Ferranti L. et Viterbo P., 2006 : The European summer of 2003 : Sensitivity to soil water initial conditions, *J. Climate*, **19(15)**, 3659–3680.
- 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*, **in press**.
- 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.
- Gedney N., Cox P. M., Betts R. A., Boucher O., Huntingford C. et Stott P. A., 2006 : Detection of a direct effect in continental river runoff records, *Nature*, **439**, 835–838, doi :10.1038/nature04504.
- 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.
- Gillett N. P., Zwiers F. W., Weaver A. J. et Stott P. A., 2003 : Detection of human influence on sea-level pressure, *Nature*, **422**, 292–294.
- Gillett N. P., Weaver A. J., Zwiers F. W. et Wehner M. F., 2004 : Detection of volcanic influence on global precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12217, doi :10.1029/2004GL020044.
- 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, doi :10.1029/90JD016.
- 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.
- Habets F., Boone A., Champeaux J. L., Etchevers P., Franchistéguy L., Leblois E., Ledoux E., Le Moigne E., Martin E., Morel S., Noilhan J., Quintana Seguí P., Rousset-Regimbeau F. et Viennot P., 2007 : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res.*, **en révision**.
- Habets F., Etchevers P., Golaz C., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Noilhan J. et Ottlé C., 1999a : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin, *J. Geophys. Res.*, **104**, 31145–31172, doi : 10.1029/1999JD901008.
- Habets F., Noilhan J., Golaz C., Goutorbe J. P., Lacarrere E., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Ottlé C. et Vidal-Madjar D., 1999b : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model, applied to the HAPEX-MOBILHY area : Part 1. Model and data base, *J. Hydrol.*, **217**, 75–96.

- Habets F., Noilhan J., Golaz C., Goutorbe J. P., Lacarrere E., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Ottlé C. et Vidal-Madjar D.**, 1999c : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model, applied to the HAPEX-MOBILHY area : Part 2. Simulation of streamflows and annual water budget, *J. Hydrol.*, **217**, 97–118.
- Hall A. et Qu X.**, 2006 : Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03502, doi :10.1029/2005GL025127.
- Hegerl G. C., Zwiers F. W., Braconnot P., Gillett N., Marengo J., Nicholls N., Penner J., Stott P. et Lou Y.**, 2007 : *Understanding and attribution climate change. In : Climate Change 2007 : The physical science basis, the Intergovernmental Panel on Climate Change Working Group 1 contribution to the 4th Assessment Report*, Cambridge University Press.
- Held I. et Soden B. J.**, 2006 : Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *J. Climate*, **19(21)**, 5686–5699.
- Hughes J. P. et Guttorp P.**, 1999 : A non-homogeneous hidden Markov model for precipitation occurrence, *App. Stat.*, **48**, 15–30.
- Huth R.**, 1999 : Statistical downscaling in central Europe : Evaluation of methods and potential predictors, *Climate Res.*, **13(2)**, 91–101.
- Karl T. R. et Trenberth K. E.**, 2003 : Modern global climate change, *Science*, **302(5651)**, 1719–1723, doi :10.1126/science.1090228.
- Karoly D. J., Braganza K., Stott P. A., Arblaster J. M., Meehl G. A., Broccoli A. J. et Dixon K. W.**, 2003 : Detection of a human influence on North American climate, *Science*, **302**, 1200–1203, doi :10.1126/science.1090228.
- Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X. et Hegerl G. C.**, 2007 : Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations, *J. Climate*, **20(8)**, 1419–1444, doi :10.1175/JCLI4066.1.
- Kilsby C. G., Cowpertwait P. S. P., OConnell P. E. et Jones P. D.**, 1998 : Predicting rainfall statistics in England and Wales using atmospheric circulation variables, *Int.J.Climatol.*, **18**, 523–539.
- Lambert F. H., Stott P. A., Allen M. R. et Palmer M. A.**, 2004 : Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L10203, doi :10.1029/2004GL019545.
- Lambert F. H., Gillett N. P., Stone D. A. et Huntingford C.**, 2005 : Attribution of changes in observed land precipitation with nine coupled models, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18704, doi :10.1029/2005GL023654.
- Ledoux E., Girard G., De Marisly G. et Deschenes J.**, 1989 : *Spatially distributed modeling : Conceptual approach, coupling surface water and ground-water, in Unsaturated flow hydrologic modeling : theory and practice*, H.J. Morel-Seytoux, NATO Sciences Service.
- Lenderink G., van Ulden A., van den Hurk B. et van Meijgaard E.**, 2007 : Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations : analysis of the surface energy budget, *Clim. Change*, **81**, 233–247.
- Liepert B. G., Feichter J., Lohmann U. et Roeckner E.**, 2004 : Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world?, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06207, doi :10.1029/2003GL019060.

- Liu X., Coulibaly P. et Evora N.**, 2007 : Comparison of data-driven methods for downscaling ensemble weather forecasts, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **4**, 189–210.
- Lorenz E. N.**, 1969 : Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues, *J. Atmosph. Sci.*, **26(4)**, 636–646.
- Manabe S., Spelman M. J. et Stouffer R. J.**, 1992 : Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part II : Seasonal response, *J. Climate*, **5**, 105–126.
- Martin E., Timbal B. et Brun E.**, 1997 : Downscaling of general circulation model outputs : simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change, *Climate Dyn.*, **13**, 45–56.
- Masson V., Champeaux J. L., Chauvin F., Meriguet C. et Lacaze R.**, 2003 : A global database of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models, *J. Climate*, **16**, 1261–1282.
- Mearns L. O., Rosenzweig C. et Goldberg R.**, 1996 : The effect of changes in daily and interannual climatic variability on CERES-wheat : a sensitivity study, *Clim. Change*, **32**, 257–292.
- Mearns L. O., Bogardi I., Giorgi F., Matyasovszky I. et Palecki M.**, 1999 : Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling, *J. Geophys. Res.*, **104(D6)**, 6603–6621, doi :10.1029/1998JD200042.
- Meehl. G. A., Stocker T. F., Collins W. D., Friedlingstein P., Gaye A. T., Gregory J. M., Kitoh A., Knutti R., Murphy J. M., Noda A., Raper S. C. B., Watterson I. G., Weaver A. J. et Zhao Z. C.**, 2007 : *Global 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*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Michelangeli P.-A., Vautard R. et Legras B.**, 1995 : Weather regimes : Recurrence and quasi stationarity, *J. Atmosph. Sci.*, **52(8)**, 1237–1256.
- Milly P. C. D., Dunne K. A. et Vecchia A. V.**, 2005 : Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate, *Nature*, **438(7066)**, 347–350.
- Mitchell J. F. B., Wilson C. A. et Cunnington W. M.**, 1987 : On CO₂ climate sensitivity and model dependence of results., *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, **113**, 293–322.
- Molteni F. et Corti S.**, 1998 : Long-term fluctuations of the statistical properties of low-frequency variability : Dynamical origin and predictability, *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, **124**, 495–526.
- Morcrette J.**, 1990 : Impact of changes to radiation transfer parametrizations plus cloud optical properties in the ECMWF model., *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 847–873.
- Murphy J. M., Sexton D. M. H., Barnett D. N., Jones G. S., Webb M. J., Collins M. et Stainforth D. A.**, 2004 : Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations, *Nature*, **430**, 768–772.
- Murphy J.**, 1999 : An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate, *J. Climate*, **12**, 2256–2284.

- Nash J. E. et Sutcliffe J. V.**, 1970 : River flow forecasting through conceptual models, *J. Hydrol.*, **10(3)**, 282–290.
- Noilhan J. et Mahfouf S.**, 1996 : The ISBA land surface parametrization scheme, *Global Planet. Change*, **13**, 145–159.
- Noilhan J. et Planton S.**, 1989 : A simple parametrization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- Oki T. et Kanae S.**, 2006 : Global hydrologic cycle and world water resources, *Science*, **313(5790)**, 1068–1072, doi :10.1126/science.1128845.
- Onibon H., Lebel T., Afouda A. et Guillot G.**, 2004 : Gibbs sampling for conditional spatial disaggregation of rain fields, Water Resources Research, *Water Resources Res.*, **40**, W08401, doi : 10.1029.
- Pall P. et M. R. Allen D. A. S.**, 2006 : Testing the Clausius-Clapeyron constraint on changes in extremeprecipitation under CO2 warming, *Climate Dyn.*, **23(4)**, 351–363.
- Panofsky H. A. et Brier G. W.**, 1968 : *Some applications of statistics to meteorology*, The Pennsylvania State University Press.
- Pierrehumbert R. T.**, 2002 : The hydrologic cycle in deep-time climate problems, *Nature*, **419**, 191–198, doi :10.1038/nature01088.
- Planton S. et Terray L.**, 2007 : Détection et attribution à l'échelle régionale : le cas de la France, *La Météorologie*, **58**, 25–29.
- Planton S., Déqué M., Douville H. et Spagnoli B.**, 2005 : Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique, *C. R. Geophys.*, **337(1-2)**, 193–202.
- Quintana Seguí P., Moigne P. L., Durand Y., Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L. et Morel S.**, 2007 : Analysis of Near Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN analysis over France, *J. App. Meteo. Clim.*, **In press**.
- Räisänen J.**, 2002 : CO2-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments, *J. Climate*, **15**, 2395–2411.
- Ramstein G., Khodri M., Donnadieu Y., Fluteau F. et Goddérés Y.**, 2005 : Impact of the hydrological cycle on past climat changes : three illustrations at different time scales, *C. R. Geophys.*, **337(1-2)**, 125–137.
- Reichle R. H. et Koster R. D.**, 2004 : Bias reduction in short records of satellite soil moisture, *Geophys. Res. Let.*, **31**, L19501. doi :10.1029/2004GL020938.
- Renard B.**, 2006 : *Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France*, Thèse de Doctorat, INP Grenoble.
- Ricard J. L. et Royer J. F.**, 1993 : A statistical cloud scheme for use in an AGCM, *Ann. Geophysicae*, **11**, 1095–1115.
- Ritter B. et Geleyn J. F.**, 1992 : A comprehensive raditation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 303–325.
- Romanou A., Liepert B., Schmidt G. A., Rossow W. B., Ruedy R. A. et Zhang Y.**, 2007 : 20th century changes in surface solar irradiance in simulations and observations, *Geophys. Res. Let.*, **34**, L05713, doi :10.1029/2006GL028356.

- Rousset F., Habets F., Gomez E., Moigne P. L., Morel S., Noilhan J. et Ledoux E., 2007 : Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system, *J. Geophys. Res.*, **119**, D14105, doi :10.1029/2003JD004403.
- Rowell D. P. et Jones R. G., 2006 : Causes and uncertainty of future summer drying over Europe, *Climate Dyn.*, **27(2-3)**, 281–299, doi :10.1007/s00382-006-0125-9.
- 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.
- Salas-Mélia D., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Guérémy J., Marquet P., Planton S., Royer J. et S.Tytéca, 2005 : Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, *submitted to Climate Dynamics*.
- Santer B. D., Wehner M. F., Wigley T. M. L., Sausen R., Meehl G. A., Taylor K. E., Ammann C., Arblaster J., Washington W. M., Boyle J. S. et Brüggemann W., 2003 : Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes, *Science*, **301(5632)**, 479–483, doi :10.1126/science.1084123.
- Sauquet E., Leblois E., Renard B., Haond M. et Jouve D., 2005 : Examen de la vulnérabilité de la ressource en eau vis à vis des fluctuations climatiques. Application aux étiages du bassin du Rhône. Pré-projet RDT 2003, tech. rep., CNR, CEMAGREF.
- Schär C., Lüthi D., Beyerle U. et Heise E., 1999 : The Soil-Precipitation Feedback : A Process Study with a Regional Climate Model, *J. Climate*, **12**, 722–741.
- Seneviratne S. I., Pal J. S., Eltahir E. A. B. et Schär C., 2002 : Summer dryness in a warmer climate : a process study with a regional climate model, *Climate Dyn.*, **20**, 69–85.
- Seneviratne S. I., Lüthi D., Litschi M. et Schär C., 2006 : Land-atmosphere coupling and climate change in Europe, *Nature*, **443**, 205–209.
- Smith T. M. et Reynolds R. W., 2004 : Improved Extended Reconstruction of SST (1854–1997), *J. Climate*, **17**, 2466–2477.
- Soden B. J., Wetherald R. T., Stenchikov G. L. et Robock A., 2002 : Global cooling after the eruption of mount Pinatubo : A test of climate feedback by water vapor, *Science*, **296(5568)**, 727–730, doi :10.1126/science.296.5568.727.
- Stott P. A., Tett S. F. B., Jones G. S., Allen M. R., Ingram W. J. et Mitchell J. F. B., 2001 : Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes, *Climate Dyn.*, **17**, 1–21.
- Sutton R. T., Dong B. et Gregory J. M., 2007 : Land/sea warming ratio in response to climate change : IPCC AR4 model results and comparison with observations, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02701, doi :10.1029/2006GL028164.
- Terray L., Demory M.-E., Déqué M., de Coetlogon G. et Maisonnave E., 2004 : Simulation of late-twenty-first-century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes, *J. Climate*, **17(24)**, 4630–4635.
- Timbal B., Dufour A. et McAvaney B., 2003 : An estimate of future climate change for western France using a statistical downscaling technique, *Climate Dyn.*, **20**, 807–823.
- Timbal B., 2004 : Southwest Australia past and future rainfall trends, *Clim. Res.*, **26(3)**, 233–249.

- Trenberth K. E., Dai A., Rasmussen R. M. et Parsons D. B.**, 2003 : The changing character of precipitation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1205–1217.
- Trenberth K. E., Smith L., Qian T., Dai A. et Fasullo J.**, 2006 : Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data, *J. Hydrometeor.*, **GEWEX issue**.
- Trenberth K. E.**, 1998 : Atmospheric moisture residence times and cycling : Implications for rainfall rates with climate change, *Clim. Change*, **39**, 667–694.
- Trenberth K. E.**, 1999 : Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change, *Clim. Change*, **42**, 327–339.
- van Ulden A. P. et van Oldenburg G. J.**, 2006 : Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe, *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 863–881.
- 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.
- Vautard R.**, 1990 : Multiple weather regimes over the North Atlantic : Analysis of precursors and successors, *Mon. Wea. Rev.*, **118(10)**, 2056–2081.
- Voirin-Morel S.**, 2003 : *Modélisation distribuée des flux d’eau et d’énergie et des débits à l’échelle régionale du bassin Adour Garonne*, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse, France.
- von Storch H., Zorita E. et Cubasch U.**, 1993 : Downscaling of global climate change estimates to regional scales : An application to Iberian rainfall in wintertime, *J. Climate*, **6**, 1161–1171.
- 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.
- Wentz F. J., Ricciardulli L., Hilburn K. et Mears C.**, 2007 : How much more rain will global warming bring?, *Science*, **317(5835)**, 233–235, doi :10.1126/science.1140746.
- Wetherald R. T. et Manabe S.**, 1995 : The mechanisms of summer dryness induced by greenhouse warming, *J. Climate*, **8(12)**, 3096–3108.
- Wilby R. L., Wigley T. M. L., Conway D., Jones P. D., Hewitson B. C., Main J. et Wilks D. S.**, 1998 : Statistical downscaling of general circulation model output : A comparison of methods, *Water Resour. Res.*, **34(11)**, 2995–3008, doi :10.1029/98WR02577.
- 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>.
- Wilby R. L., Whitehead P. G., Wade A. J., Butterfield D., Davis R. J. et Watts G.**, 2006 : Integrated modeling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment : River Kennet, UK., *J. Hydrol.*, **330**, 204–220.

- Wilks D. S. et Wilby R. L.**, 1999 : The Weather Generation Game : A Review of Stochastic Weather Models, *Prog. Phys. Geo.*, **23**, 329–357.
- Wood A., Leung L. R., Sridhar V. et Lettenmaier D. P.**, 2004 : Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate outputs, *Clim. Change*, **62**, 189–216.
- Yang F., Kumar A., Schlesinger M. E. et Wang W.**, 2003 : Intensity of hydrological cycles in warmer climates., *J. Climate*, **16**, 2419–2423.
- Zhang X., Wang X. L. et Corte-Real J.**, 1997 : On the relationship between daily circulation patterns and precipitation in Portugal, *J. Geophys. Res.*, **102**, **13**, 13495–13507.
- Zhang X., Zwiers F. W., Hegerl G. C., Lambert F. H., Gillett N. P., Solomon S., Stott P. A. et Nozawa T.**, 2007 : Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends, *Nature*, **461-465**, doi :[10.1038/nature06025](https://doi.org/10.1038/nature06025).
- 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.
- Zorita E., Hughes J. P., Lettemaier D. P. et von Storch H.**, 1995 : Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation, *J. Climate*, **8(5)**, 1023–1042.
- Zwiers F. W. et Zhang X.**, 2003 : Toward regional-scale climate change detection, *J. Climate*, **16**, 793–797.

Liste des principaux acronymes

ARPEGE : Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CAGE : Circulation Atmosphérique de Grande Echelle
CPDF : Cumulative Probability Density Function
ENSO : El Niño Southern Oscillation
EOF : Empirical Orthogonal Function
GES : Gaz à Effet de Serre
GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
IM : ISBA-MODCOU
ISBA : Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere
MCGA : Modèle de Circulation Générale Atmosphérique
MCGOA : Modèle de Circulation Générale couplé Océan-Atmosphère
MCR : Modèle Climatique Régional
MDS : Modèle de Désagrégation Statistique
NAO : North Atlantic Oscillation
PSL : Pression réduite au niveau de la mer
SIM : SAFRAN-ISBA-MODCOU
SRES : Special Report on Emission Scenario
SWI : Soil Wetness Index
TSO : Température de Surface Océanique
Z500 : Géopotential à 500 hPa
ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale

Annexe A

Eléments de validation

Cette annexe fournit des éléments de validation, pour les 14 modèles du GIEC et le modèle ARPEGE-VR utilisés dans l'étude des impacts du changement climatique (Chapitre 11), en ce qui concerne la pression réduite au niveau de la mer, l'occurrence des types de temps utilisés dans la méthode de désagrégation statistique et les précipitations désagrégées. La validation pour la PSL et l'occurrence des types de temps est faite sur la période 1961-2000 avec les réanalyses NCEP comme référence. Le domaine est celui utilisé dans la méthode de désagrégation statistique. La validation des précipitations désagrégées se fait sur la période 1970-2000 avec les données SAFRAN comme référence. Tous les diagnostics sont calculés de façon saisonnière.

Note : la variance spatiale expliquée E pour la PSL se définit comme suit (van Ulden et van Oldenborgh, 2006) :

$$E = 1 - \sigma_{diff}^2 / \sigma_{obs}^2 \quad (\text{A.1})$$

avec σ_{diff}^2 la variance spatiale de la différence entre la PSL simulée et la PSL observée et σ_{obs}^2 la variance spatiale de la PSL observée. Ce diagnostic ne teste pas seulement la qualité de la position des centres de pression, mais aussi la qualité de l'amplitude des variations spatiales de pression.

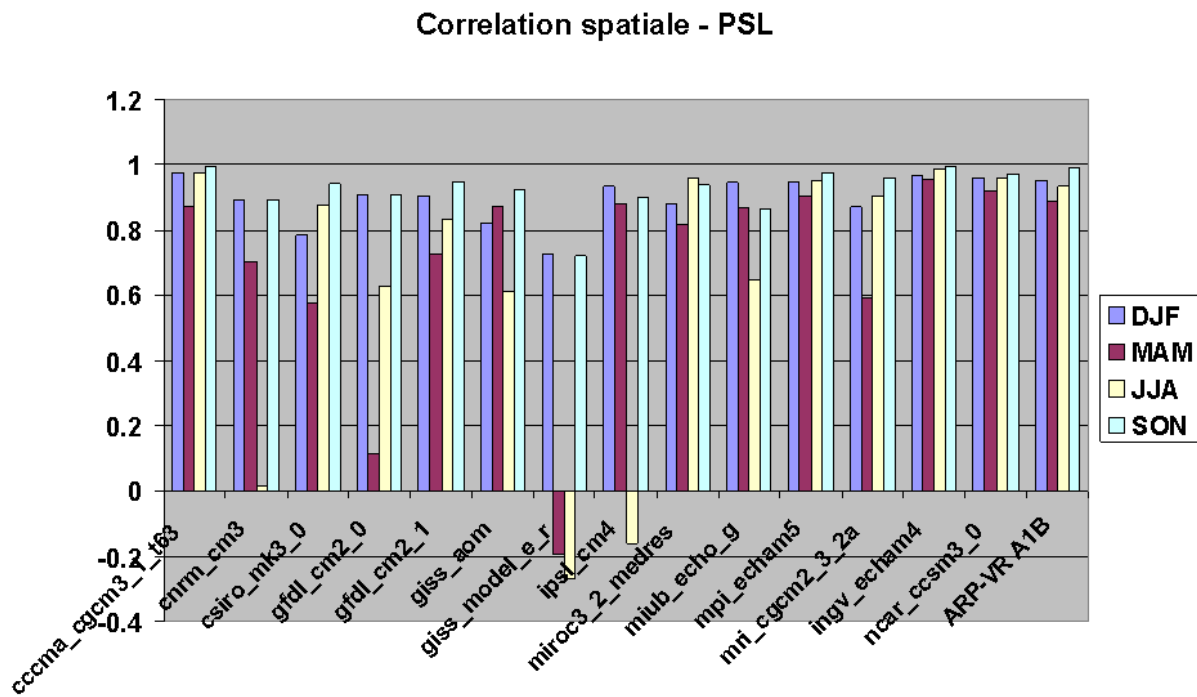


FIG. A.1: Corrélation spatiale des climatologies saisonnières de PSL.

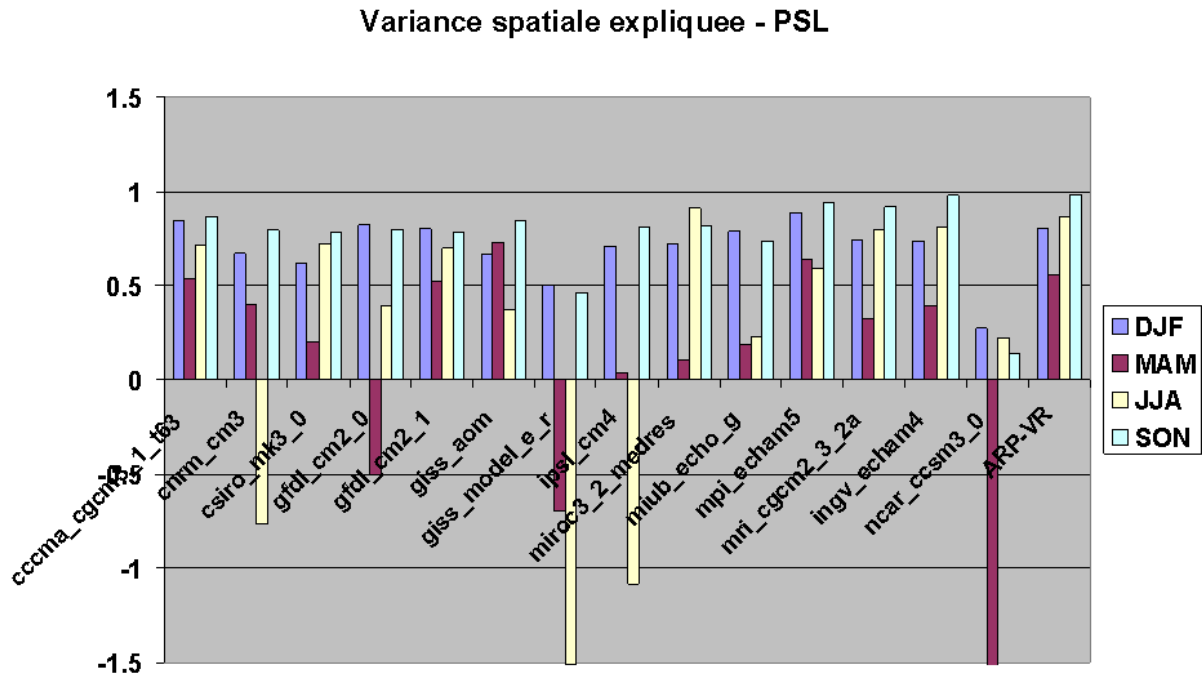


FIG. A.2: Variance spatiale expliquée, pour les quatre climatologies saisonnières de PSL.

Ratio des variances temporelles journalieres - PSL

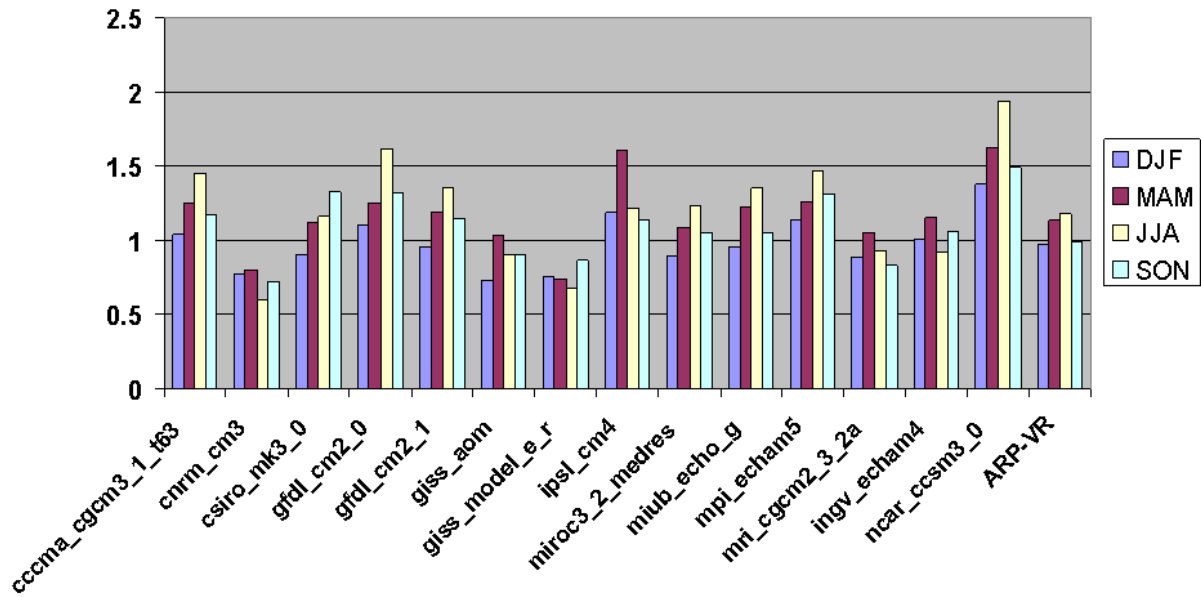


FIG. A.3: Moyenne spatiale du ratio des variances journalières de PSL (ratio inférieur à 1 : sous-estimation de la variance dans le modèle).

Erreur absolue moyenne - Frequence d'occurrence des types de temps

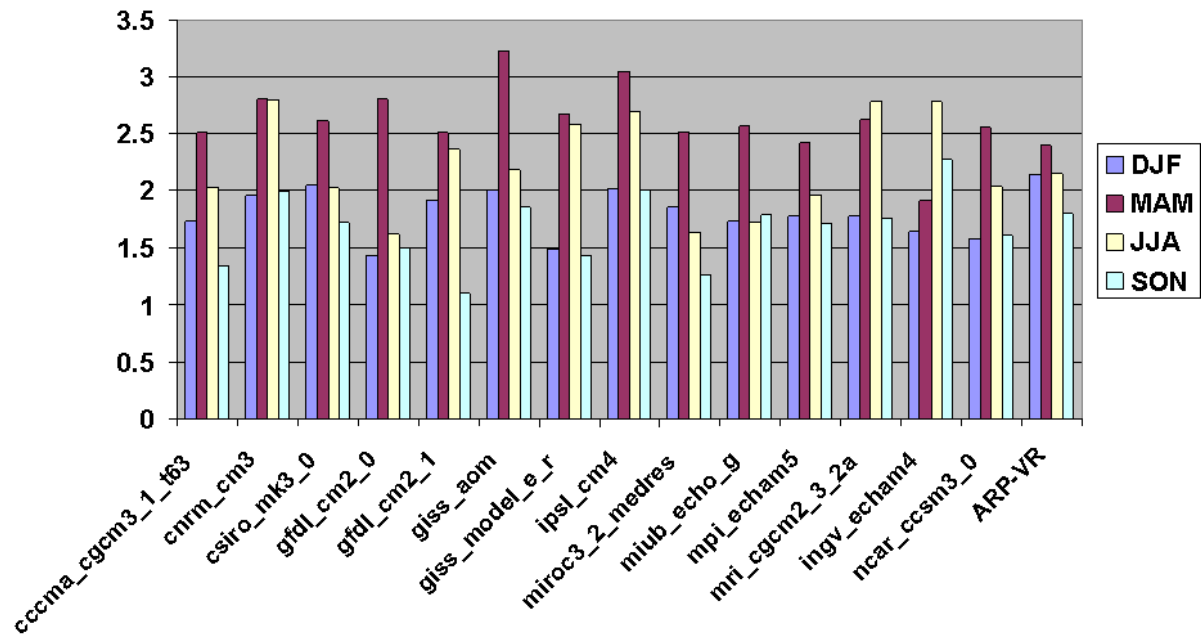


FIG. A.4: Erreur absolue moyenne sur la fréquence d'occurrence des types de temps de chaque saison (%).

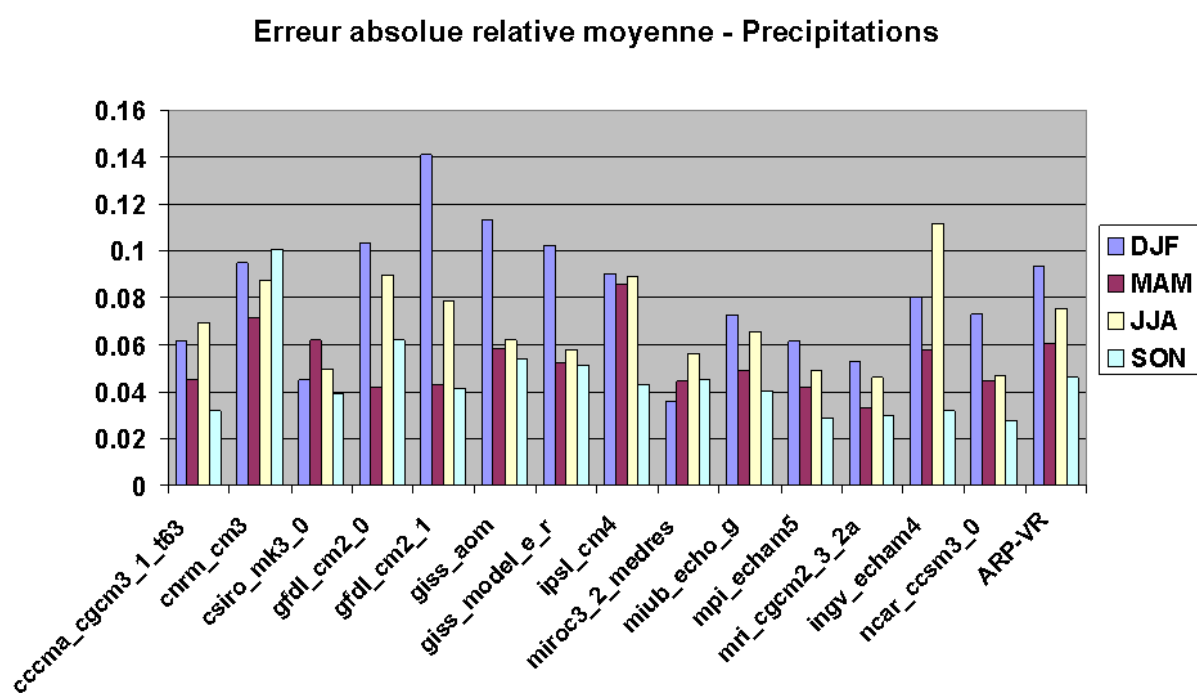


FIG. A.5: Erreur absolue relative moyenne des précipitations désagrégées sur la France, pour les quatre saisons.

Annexe B

Changements mensuels des débits

Les deux figures suivantes montrent les changements relatifs mensuels des débits entre les périodes 2046/2065 et 1970/1999 pour les cinquante stations sélectionnées et utilisées dans le manuscrit. Les 14 modèles du GIEC sont considérés ici. Le trait noir est la moyenne d'ensemble, la zone gris clair est délimitée par la moyenne d'ensemble plus ou moins un écart-type inter-modèle, la zone gris foncé est délimitée par les valeurs maximums et minimums parmi les 14 modèles.

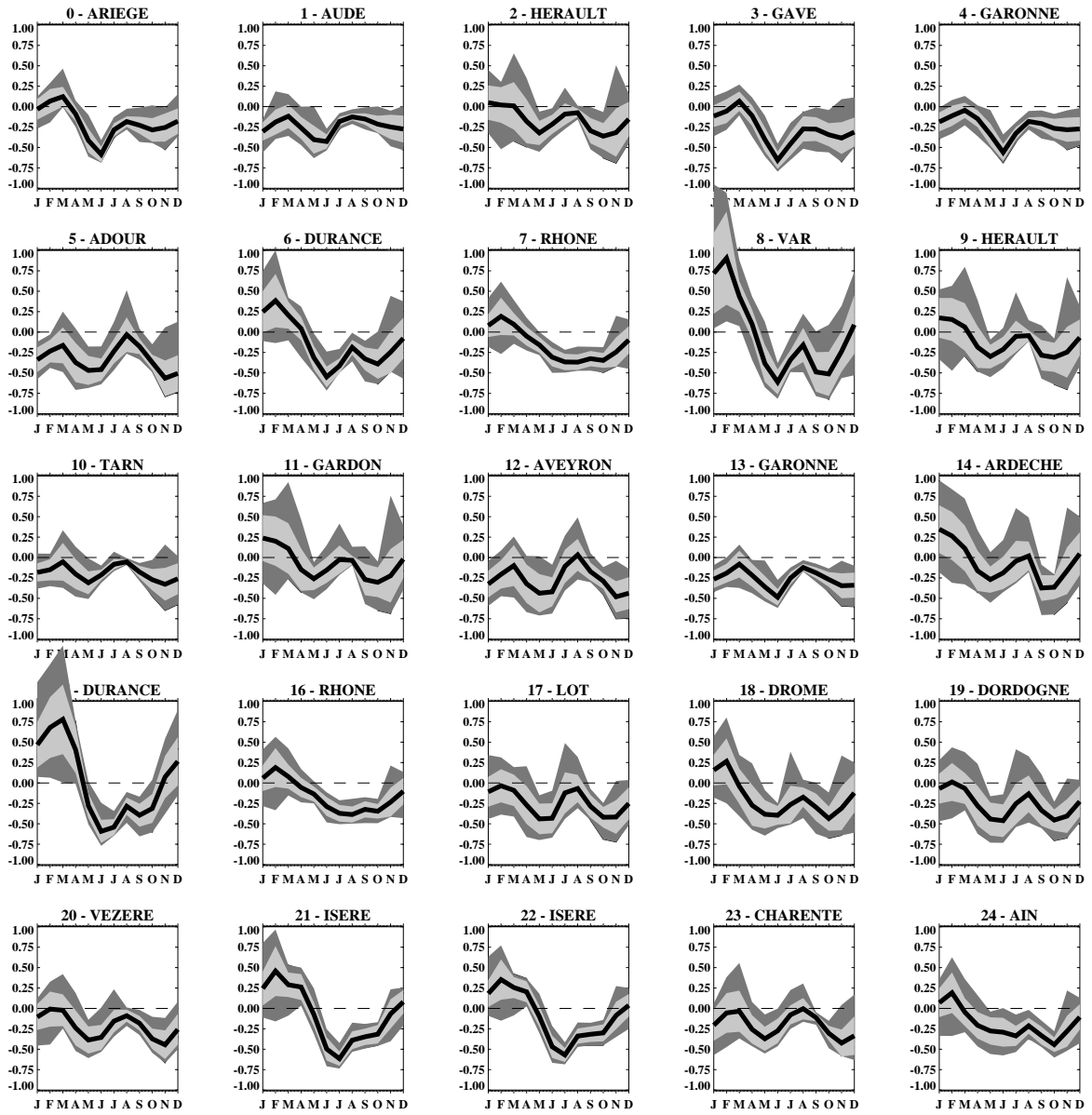


FIG. B.1

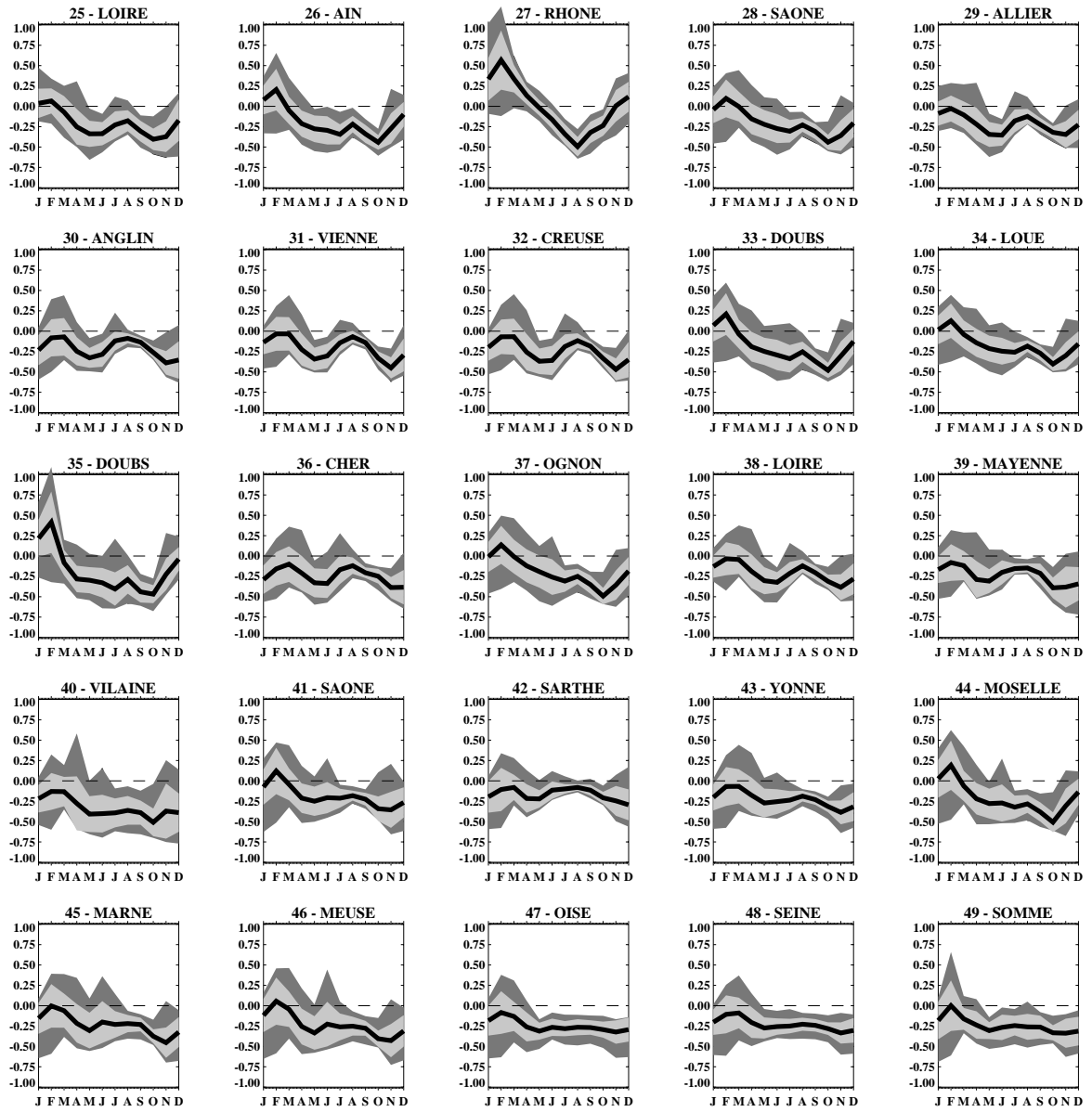


FIG. B.2

Ph.D. dissertation

AUTHOR :

Julien Boé

TITLE :

*Global change and hydrological cycle :
A regionalization study over France*

ADVISOR :

Laurent TERRAY

PLACE and DATE of THESIS DEFENCE :

CERFACS, 23 November 2007

ABSTRACT :

As most of Europe, France might undergo severe climate changes during the 21st century. In this thesis we study the impacts of these changes on the hydrological cycle, at the scale of the french river basins.

A statistical downscaling method, based on the concept on weather types is built and applied to regionalize an ensemble of climate scenarios in order to force an hydro-meteorological model. Severe impacts occur as soon as the middle of the 21st century, characterized by a strong decrease of mean river flows and a great increase in the occurrence of low-flow.

Other downscaling methods are used in order to test the sensivity of the results to the choice of the method : this sensivity is limited. Actually, the main source of uncertainty lies in the choice of the climate model. To finish, we try to better understand the reasons for the spread of the climate change scenarios over Europe.

KEY WORDS :

Regional climate, modelisation, climate change, hydrological cycle, impacts, regionalization, statistical downscaling, dynamical downscaling, weather regimes, climate variability, 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 Boé

TITRE :

*Changement global et cycle hydrologique :
Une étude de régionalisation sur la France*

DIRECTEUR de THÈSE :

Laurent TERRAY

LIEU et DATE de SOUTENANCE :

CERFACS, le 23 Novembre 2007

RÉSUMÉ :

La France, comme la majeure partie de l'Europe risque d'être confrontée à des changements climatiques sévères au cours du 21^{ème} siècle. Cette thèse se propose d'en étudier les impacts sur le cycle hydrologique, à l'échelle des bassins versant français.

Une méthode de désagrégation statistique, basée sur le concept de type de temps, est développée et mise en œuvre afin de régionaliser un ensemble de scénarios climatiques pour forcer un modèle hydro-météorologique. Des impacts sévères sont visibles dès le milieu du 21^{ème} siècle, avec notamment une forte diminution des débits moyens en été et automne, et une large augmentation du nombre de jours d'étiage.

D'autres méthodes de désagrégation sont utilisées afin de tester la sensibilité des résultats au choix de la méthode : celle-ci s'avère limitée. La principale source d'incertitude réside en fait dans le choix du modèle climatique. Nous essayons pour finir de mieux comprendre les raisons physiques de cette dispersion des scénarios climatiques sur l'Europe.

MOTS-CLES :

Climat régional, modélisation, changement climatique, cycle hydrologique, impacts, régionalisation, désagrégation statistique, désagrégation dynamique, régimes de temps, variabilité climatique, 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.