



Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies

Gildas Dayon

► **To cite this version:**

Gildas Dayon. Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. <NNT : 2015TOU30252>. <tel-01380675>

HAL Id: tel-01380675

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01380675>

Submitted on 13 Oct 2016

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *20/11/2015* par :

Gildas DAYON

**Évolution du cycle hydrologique continental en France au cours des
prochaines décennies**

JURY

SERGE CHAUZY
BENOÎT HINGRAY
ÉRIC SAUQUET
PASCALE BRACONNOT
FLORENCE HABETS

UPS, Toulouse
LTHE, Grenoble
IRSTEA, Lyon
LSCE, Gif-sur-Yvette
METIS, Paris

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

JULIEN BOÉ
ÉRIC MARTIN

CERFACS, Toulouse
IRSTEA, Aix-en-Provence

Directeur de thèse
Co-directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

Sciences de l'Univers au Cerfacs (URA 1875)

Directeur(s) de Thèse :

Julien BOÉ et Éric MARTIN

Rapporteurs :

Benoît HINGRAY et Éric SAUQUET

Remerciements

Voici venue la délicate étape des remerciements, étape qu'il ne faudrait pas négliger : cette courte page sera très probablement la plus lue de ce manuscrit. Je vais tenter de me plier à l'exercice qui m'est légèrement contre-nature.

Tout d'abord, merci et bravo à Julien pour la persévérance portée à m'extraire des abysses insondables de mon ignorance. Il aura tenté pendant trois longues années de faire d'un âne bête un cheval de course, selon ses propres mots. Je ne suis pas persuadé qu'il y soit parvenu, mais l'insistance et le refus du renoncement face aux nombreux revers subis ne peuvent que mériter la plus grande admiration de tous. Le plus remarquable est qu'il aura réalisé tout ce travail en recueillant, dans le même temps, quelques thésards égarés. Cela ne saute pas aux yeux de prime abord, mais il est aussi, par certains aspects, un véritable Saint-Bernard. Le côté hyène, décrit merveilleusement bien par le grand Cyril Caminade, ressurgit tout de même très rapidement et reste nettement plus développé et affuté.

Je tiens également à remercier Éric, co-directeur de cette thèse, qui aura toujours su être l'homme de la situation. Son encadrement et ses remarques, plus diplomatiques que celles de Julien, m'ont permis de ne pas me sentir totalement bon à rien. Éric a surtout été disponible dès que le besoin s'en faisait sentir, talent extrêmement précieux et je ne saurais trop le remercier pour cela.

Je voudrais également remercier l'ensemble du jury : Serge Chauzy pour en avoir assuré avec talent la présidence, Benoît Hingray et Éric Sauquet pour la lecture attentive du manuscrit et les rapports détaillés qu'ils ont rédigés ainsi que Pascale Braconnot, Florence Habets et Joël Gailhard pour l'intérêt porté à mon travail. Je pense également aux personnes qui auront suivi mon travail de prêt ou de loin, Jean-Philippe Vidal par exemple, pour ses conseils et recommandations lors de nos différentes discussions.

Il est évident qu'une partie de mes remerciements vont à l'ensemble des collègues du Cerfacs. Un merci plus particulier pour Isabelle et Nathalie, mais également pour l'équipe

CSG. Je remercie également tous les membres de l'équipe GLOBC. Des figures emblématiques que sont Laurent T., que l'on entend avant de voir, et Christophe, premier cheminot de l'équipe, jusqu'au modèle de bonne humeur qu'est Emilia, en passant par le refuge que constitue le bureau de Laurent B. et Laure. Une petite mention particulière pour Marie-Pierre, capitaine courage d'une équipe de volley qu'elle se sera échinée à maintenir dans les abysses insondables de la médiocrité sportive.

Je n'ai toujours pas réussi à déterminer si je devais remercier Margot ou bien si c'était à l'ensemble de l'équipe de me remercier pour avoir accepté de partager mon bureau avec elle pendant toute la thèse... En attendant de trouver une réponse à cette épineuse question, je ne peux que lui souhaiter de belles plongées sur les côtes australiennes. Je me dois également de saluer mes voisins avec qui j'ai vécu de longues années sous le joug de Margot, chacun pour leur qualité respective : le dynamisme de Paul-Arthur, la joie de vivre de Sébastien, l'enthousiasme de Thomas et Nabil, notre défenseur à tous. Réjouissez-vous courageux camarades, le règne de notre tyran prend bientôt fin ! Un âge d'or se profile pour la nouvelle génération : Antoine, Saïd et Rémy.

La longue liste des collègues maintenant épuisée, le moment est venu de passer aux remerciements plus sincères et chaleureux. Je commencerai par tous les amis, plongeurs et non plongeurs, de la mer et de la terre. Point de liste, ils se reconnaîtront s'ils prennent la peine un jour de lire cette page. Bien sûr, merci à Caro, soutien indéfectible tout au long de la thèse et j'espère pendant de longues années encore. Le courage et la détermination qu'elle m'a donnés n'ont d'égal que le talent de Julien pour abattre en plein vol un thésard trop sûr de lui.

Je terminerai par remercier Rozenn, Rakoto et GN, sans oublier une pensée pour Gaston.

Table des matières

Remerciements	v
Table des matières	vii
Résumé	xi
Abstract	xiii
Préambule : l'eau dans nos sociétés	1
Introduction	8
1 L'eau et le climat	13
1.1 Variabilité climatique forcée et interne	13
1.1.1 Impact global de l'augmentation de la concentration en GES . . .	14
1.1.2 Variabilité interne du climat en Europe	16
1.2 Cycle hydrologique et changement climatique	19
1.2.1 Le cycle hydrologique observé	19
1.2.2 Changements du cycle hydrologique global	21
1.3 Régionalisation et impacts en France	24
1.3.1 Régionalisation des changements climatiques	24
1.3.2 Études d'impacts sur la France	27
1.3.3 Incertitudes considérées	32
1.4 Objectifs de la thèse	35
2 Modèles climatiques et modèles hydrologiques	37
2.1 Les modèles climatiques globaux	37
2.1.1 Le système climatique, les systèmes couplés	37
2.1.2 CMIP5, modèles et expériences	39
2.2 La désagrégation dynamique	43
2.2.1 Les modèles régionaux	43
2.2.2 ENSEMBLES, modèles et expérience	44
2.3 Le système hydrologique Isba-Modcou	46
2.3.1 Safran	46
2.3.2 Isba	47
2.3.3 Modcou	51
2.3.4 Évaluation de la chaîne hydro-météorologique SIM	53
2.4 Le modèle conceptuel Mordor	56

2.4.1	Fonctionnement du modèle	57
2.4.2	Évaluation du modèle, comparaison à SIM	62
3	Désagrégation statistique	65
3.1	Désagrégation statistique par la méthode des analogues	66
3.1.1	Introduction	66
3.1.2	Article : résumé	66
3.1.3	Article publié dans <i>Journal of Geophysical Research</i>	68
3.1.4	Tester la transférabilité temporelle	90
3.1.5	Incertitude stochastique et changement climatique	92
3.2	Corrections après désagrégation	96
3.2.1	Méthode de correction	97
3.2.2	Nécessité de corriger la température et l'humidité	99
3.2.3	Sensibilité hydrologique aux corrections	100
3.2.4	Circulation biaisée des modèles climatiques	103
3.3	Discussion sur la désagrégation statistique	106
4	Le cycle de l'eau en France au XX^{ème} siècle	111
4.1	État moyen et cycle saisonnier	112
4.1.1	Cycle saisonnier	112
4.2	Variabilités hydrologiques au XX ^{ème}	114
4.2.1	Reconstructions hydrologiques	115
4.2.2	Variabilités décennales observées, reconstruites et simulées	118
4.3	Cas des Pyrénées	120
4.3.1	Variabilité des débits	121
4.3.2	Variabilité de la température et des précipitations	123
4.3.3	Bilan d'eau et rôle de la neige	125
4.3.4	Conclusions et perspectives	127
5	Le climat au XXI^{ème} siècle en France	131
5.1	Changements simulés en France par les modèles CMIP5	132
5.1.1	Température de l'air	132
5.1.2	Précipitations	134
5.2	Changements des précipitations désagrégées	136
5.2.1	Précipitations désagrégées	136
5.2.2	Cohérence de la désagrégation avec les modèles climatiques	138
5.2.3	Précipitations désagrégées sur la France	140
5.3	Incertitudes et variabilité interne	143
5.4	Changements à +2°C	146
5.4.1	Franchissement des 2°C et cohérence des scénarios	146
5.4.2	Changements des précipitations en France à +2°C	148
6	Projections hydrologiques en France	155
6.1	Changements moyens du cycle hydrologique	156
6.1.1	Le cycle hydrologique à la fin du siècle	156
6.1.2	Diminution des débits	160
6.1.3	Étiages et crues	163
6.2	Incertitudes et variabilité interne	166

6.2.1	Incertitudes sur le cycle hydrologique	166
6.2.2	Incertitudes sur les débits	168
6.2.3	Incertitudes et variabilité multi-décennale	173
6.3	Changements hydrologiques à +2°C	177
6.4	Sensibilité au modèle hydrologique	178
Conclusion et perspectives		185
	Résultats	187
	Discussion et perspectives	189
 Bibliographie		 195

Résumé

L'étude des impacts du changement climatique demande souvent de mettre en place de longues chaînes de modélisation. Du modèle qui servira à estimer les concentrations futures en gaz à effet de serre jusqu'au modèle d'impact. Tout au long de cette chaîne de modélisation, les sources d'incertitudes s'accumulent et compliquent l'exploitation des résultats pour l'élaboration de stratégies d'adaptation. Il est proposé ici d'évaluer les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique en France ainsi que les incertitudes qui y sont associées. La contribution de chacune des sources d'incertitudes n'est pas abordée, mais principalement celle associée aux scénarios d'émission de gaz à effet de serre, aux modèles climatiques et à la variabilité interne.

Nous proposons dans ce travail une approche pour évaluer la transférabilité dans un climat futur de la méthode statistique de régionalisation des simulations climatiques. La vérification de l'hypothèse de transférabilité effectuée est l'une des principales sources d'incertitudes des méthodes statistiques de régionalisation. L'évaluation proposée ici s'appuie sur l'utilisation de modèles régionaux, dans un cadre dit de modèle parfait, et permet de montrer que l'utilisation de certains prédicteurs s'avèrent utile à assurer la transférabilité de la méthode de régionalisation dans un climat futur. Cette approche proposée pour une méthode de désagrégation statistique est également applicable à des méthodes de correction des biais des modèles régionaux.

Les récentes réanalyses atmosphériques sur l'ensemble du XX^{ème} siècle, régionalisées avec la méthode développée dans ce travail, et associées aux observations de température et précipitations permettent de caractériser le cycle hydrologique en France. Elles permettent notamment de montrer que la variabilité multi-décennale des débits observés pendant le XX^{ème} siècle est généralisée à l'ensemble du pays et est liée à la variabilité des conditions atmosphériques. Cette variabilité multi-décennale des débits est généralement plus faible dans les simulations hydrologiques réalisées avec les simulations historiques des modèles climatiques.

Les projections climatiques ont été régionalisées avec la méthode développée dans ce travail. La température sur l'ensemble du pays, en moyenne sur les modèles climatiques,

augmente jusqu'à 3,5°C en hiver et 6,5°C en été d'ici la fin du siècle. Les précipitations vont diminuer sur l'ensemble du pays en été, de presque moitié sur le sud du pays pour le scénario le plus sévère. En hiver, elles augmentent sur la moitié nord du pays et diminuent légèrement sur la partie sud. Dès les prochaines décennies, la diminution des précipitations est importante en été, l'évolution est moins marquée pour les autres saisons.

Enfin, les résultats des projections hydrologiques réalisées avec un modèle hydrologique et un ensemble de modèles climatiques sont présentés pour les prochaines décennies et également pour la fin du XXI^{ème} siècle. Sur la Seine, les résultats sont différents en hiver de ceux présentés dans de précédentes études. Ici, les précipitations et les débits augmentent en hiver et diminuent en été sur ce bassin versant. Ailleurs en France, les résultats convergent avec les études précédentes, à savoir une augmentation de l'évapotranspiration, une diminution généralisée des débits et un assèchement des sols.

L'incertitude due aux modèles climatiques et à la variabilité interne sur les changements relatifs de débits augmente systématiquement pendant le XXI^{ème} siècle, jusqu'à atteindre plus de 20% en hiver pour le scénario le plus sévère. Dans les prochaines décennies, l'incertitude due uniquement à la variabilité interne sur les changements de débits est aussi forte que l'incertitude due aux modèles climatiques et à la variabilité interne. Dès les prochaines décennies, les changements de débits annuels sont plus forts sur la Loire, la Garonne et le Rhône que les changements maximaux observés pendant le XX^{ème} siècle.

Abstract

The assessment of the impacts of climate change often requires to set up long chains of modeling, from the model to estimate the future concentration of greenhouse gases to the impact model. Throughout the modeling chain, sources of uncertainty accumulate making the exploitation of results for the development of adaptation strategies difficult. It is proposed here to assess the impacts of climate change on the hydrological cycle over France and the associated uncertainties. The contribution of each sources of uncertainty is not addressed, but mainly that associated with greenhouse gases emission scenario, climate models and internal variability.

In the context of impacts of climate change on the hydrological cycle over France, it is possible to ask what is the contribution of each sources of uncertainty to the total uncertainty associated with mean changes. Is it possible to reduce, and if so how, the contribution of one source or another ?

We propose in this work an approach to assess the transferability in the future climate of a statistical method to downscale climate simulations. The transferability assumption is one the main sources of uncertainty in statistical downscaling method. The assessment suggested here relies on the use of regional climate models, in a perfect model framework, and shows that some predictors are useful to ensure the transferability of the downscaling method in the future climate. This framework, proposed for a statistical downscaling method, is also applicable to bias correction methods in regional climate models.

Recent atmospheric reanalyses of the 20th century are downscaled with the method developed in this work, associated with observations of temperature and precipitation. The hydrological cycle over France is characterized with these reconstructions. We show that the multi-decadal variability of observed streamflows during the 20th century is generalized to the whole country and is partly due to atmospheric variability. This multi-decadal variability of streamflows is generally weaker in hydrological simulations done with historical simulations from climate models.

The climate projections have been downscaled with the method developed in this work. The temperature on the country, on average over climate models, could increase by 3,5°C in winter and 6,5°C in summer in the course of this century. Precipitations will decrease all over the country in summer, nearly by half on southern part of France for the most severe scenario. In winter, precipitations will increase in the northern part of the country and will decrease slightly in the southern part. In the next few decades, the decrease in precipitation is important in summer, and changes are less pronounced for other seasons.

Results of hydrological projections done with one hydrological model and an ensemble of climate models are presented for the coming decades and for the end of the century. On the Seine river, results slightly differ in winter from those presented in previous studies. Here, precipitations and streamflow increase in winter and decrease in summer on that river basin. Elsewhere in France, results are consistent with previous studies, namely an increase in evapotranspiration, a decrease in streamflow and much drier soil.

The uncertainty due to both climate models and internal variability on relative changes in streamflows always increase during the 21st century, to over 20% in winter for the most severe scenario. In the coming decades, the uncertainty due to internal variability only on streamflow changes is as strong as the uncertainty due to both climate models and internal variability. In the coming decades, annual streamflow changes of the Loire, Garonne and Rhône rivers are stronger than the maximum changes observed during the 20th century.

Préambule : l'eau dans nos sociétés

“Jusqu’à ce que la douleur le lui enseigne, l’homme ne sait pas quelle est la valeur de l’eau”

L. Byron, *Don Juan*, Chant II

L'eau pour vivre

L'eau est un besoin vital pour l'homme si bien que l'Organisation des Nations Unies (ONU) a reconnu en 2010, malgré l'abstention remarquée des États-Unis et du Canada, l'accès à une eau potable et des installations sanitaires comme *“un droit fondamental, essentiel au plein exercice du droit à la vie et de tous les droits de l'homme”*. Les 189 états membres de l'ONU et les grandes organisations internationales pour le développement ont également adopté, lors du Sommet du Millénaire en 2000 au siège de l'organisation à New-York, un plan fixant huit objectifs du Millénaire pour le développement (ONU, 2015). Ces objectifs, à atteindre en 2015, visent à faire travailler de concert les gouvernements, la société civile et les organisations internationales pour lutter, entre autres, contre l'extrême pauvreté et la faim, la mortalité infantile mais aussi pour promouvoir l'égalité des sexes et l'éducation. Parmi ces huit objectifs, figure également l'ambition de *“réduire de moitié, d'ici 2015, la proportion de personnes qui n'ont pas accès durablement à une eau bonne à boire et qui ne disposent pas de sanitaires de base”* (ONU, 2015).

Cet objectif ambitieux d'offrir un accès à l'eau potable pour 2 milliards de personnes supplémentaires en si peu de temps a pourtant été l'un des premiers objectifs atteint selon l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) et le Fonds des Nations unies pour l'enfance (UNICEF) (OMS et UNICEF, 2012), portant ainsi la part de la population mondiale ayant accès à une source d'eau améliorée (canalisation ou puits protégé) à 89%

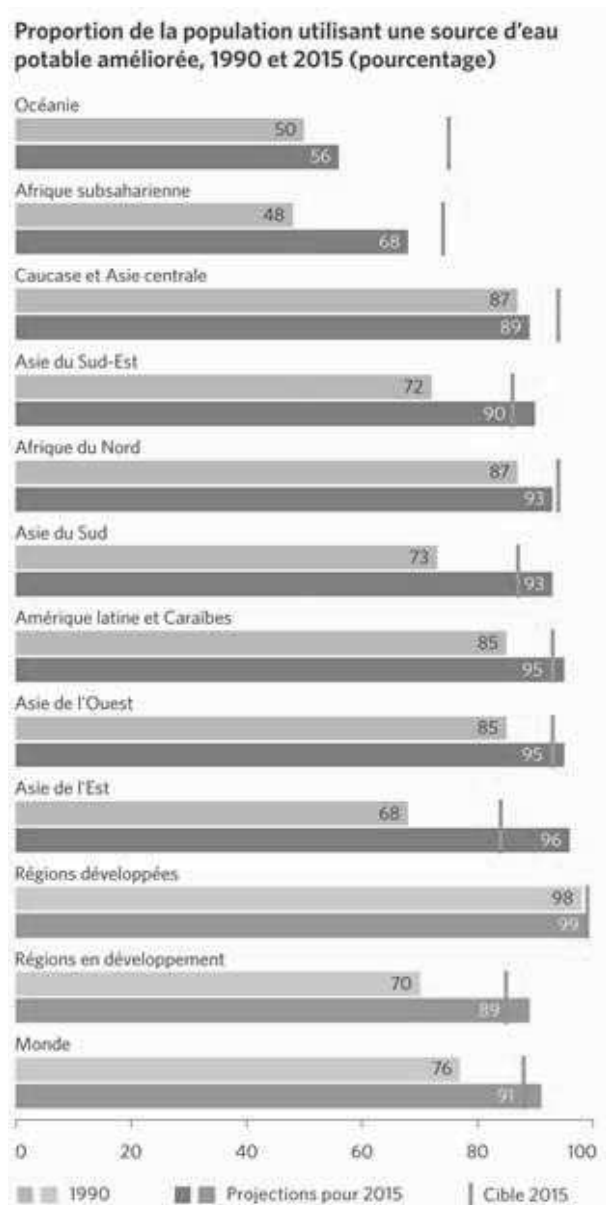


FIGURE 1: Proportion de la population ayant accès à une source d'eau potable améliorée (canalisation ou puits protégé) en 1990 et 2015 et objectifs du Millénaire pour le développement. (Source : Figure p.58 in ONU (2015))

en 2010 (OMS et UNICEF, 2012). En 2015, l'ONU précise dans son rapport final sur les objectifs du millénaire, que depuis 1990, 2,6 milliards de personnes supplémentaires ont obtenu un accès à une source d'eau potable dont 1,9 milliard à l'eau courante (Figure 1, ONU (2015)). 147 sur 193 pays ont ainsi atteint la cible sur l'eau potable.

Malgré des progrès significatifs, la route reste encore longue vers un accès universel à l'eau. A l'échelle mondiale, plus de 650 millions de personnes n'ont pas encore accès à une source d'eau potable améliorée. Certaines régions restent encore à la marge du progrès : l'Océanie, l'Afrique subsaharienne et du Nord, le Caucase et l'Asie centrale

n'ont pas encore atteint, en 2015, les objectifs du millénaire (Figure 1). La situation est particulièrement critique en Afrique subsaharienne, la moitié des personnes sans accès à une eau salubre. Les progrès effectués pendant les dernières décennies ont eu tendance à laisser de côté les populations les plus fragiles et les inégalités entre zones rurales et zones urbaines sont encore très fortes. Ainsi à Madagascar par exemple, alors que 60% des habitants des milieux urbains accèdent à l'eau potable, la couverture des milieux ruraux varie entre 0% et 41% (Edmond, 2014; ONE, 2014) plaçant ainsi le pays parmi les plus en retard de l'Afrique subsaharienne.

La situation de l'accès à l'eau dans le monde est donc en nette amélioration depuis les dernières décennies, malgré des inégalités persistantes. Ces progrès sont régulièrement remis en cause par le manque de services d'assainissement de base. En 2015, presque une personne sur trois dans le monde n'a pas accès à un assainissement amélioré (ONU, 2015), la troisième cible du 7^{ème} objectif du Millénaire n'est donc pas atteinte. La pression démographique, très forte dans les métropoles africaines, est également une source de remise en question de ces progrès. Les gouvernements doivent faire face à une croissance de la population parmi les plus élevées au monde, 2,7% en 2014 (Banque Mondiale, 2014), mais également à un exode rural important. Enfin à plus long terme, le changement climatique risque de saper les efforts des dernières années et des années à venir si la dimension durable des solutions apportées n'est pas suffisamment prise en compte (ONU, 2015).

L'eau, indispensable au développement

L'accès à l'eau potable n'est plus un problème dans de nombreux pays du monde, parfois depuis de très longues années. L'eau domestique ne représente toutefois que 12% des prélèvements d'eau à l'échelle globale en 2014 (FAO, 2014). La grande majorité de l'eau prélevée l'est pour l'agriculture (irrigation mais aussi élevage et aquaculture) : 69% en 2014 dans le monde et plus de 80% en Afrique et en Asie (Figure 2).

En Inde par exemple, 2^{ème} population mondiale après la Chine et 3^{ème} puissance agricole mondiale, l'agriculture pèse considérablement dans l'économie nationale : environ 17% du Produit Intérieur Brut (PIB) en 2014 (Banque Mondiale, 2014). L'agriculture emploie ainsi près de la moitié de la population, la plaçant en tant que premier secteur d'activité du pays. En effet, l'Inde possède de nombreux avantages naturels pour être un leader mondial de l'agriculture. La mousson apporte de l'eau en quantité et le Gange, l'Indus et le Brahmapoutre irriguent toute la moitié nord du pays. Bien que disposant de larges ressources en eau, le pays consacre plus de 90% de ses prélèvements à l'agriculture (FAO, 2014).

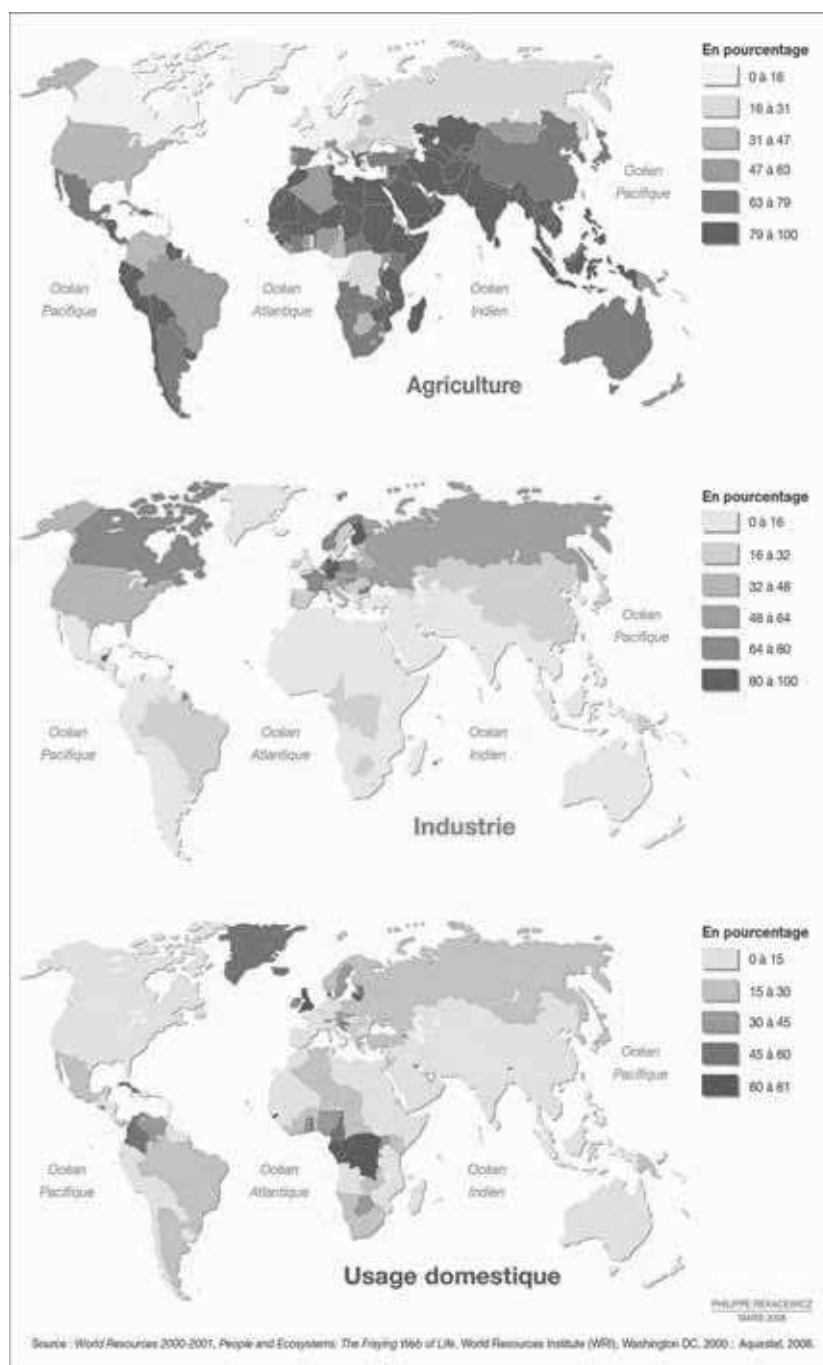


FIGURE 2: Pourcentage d'utilisation des prélèvements d'eau selon trois secteurs : agricole, industriel et domestique. (Source : Philippe Rekacewicz, *Le Monde diplomatique* (2008))

En Inde, la production agricole vise en premier à nourrir les populations. Dans d'autres pays, la production agricole est avant tout destinée à l'exportation. Au Brésil, géant agricole mondial, 40% du volume total des exportations sont des produits agricoles. Le pays est le 2^{ème} exportateur mondiale de soja après les États-Unis, mais aussi le premier producteur mondial d'éthanol (FAO, 2014).

Dans les pays plus industrialisés, l'eau prélevée est le plus souvent utilisée pour l'industrie, plus de 50% en Europe. Plus généralement, les prélèvements industriels sont révélateurs des contrastes Nord-Sud, près de 60% des prélèvements pour l'industrie sont concentrés en Europe et en Amérique du Nord (Blanchon et Boissière, 2013). Les États-Unis dominent largement les prélèvements mondiaux pour l'industrie avec en moyenne $220 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ sur un total de $800 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ (FAO, 2014). L'eau prélevée est utilisée pour la production d'électricité, l'hydro-électricité ou le refroidissement des centrales nucléaires. Mais également pour l'industrie lourde, la chimie, la papeterie ou la métallurgie. Dans le cas de la production d'électricité, bien que les prélèvements sont très importants, la consommation effective d'eau est très faible. A l'inverse, dans les autres industries, la part d'eau consommée est nettement plus importante et les eaux relâchées sont bien souvent très dégradées. Les deux utilisations posent des problèmes environnementaux importants. Les impacts écologiques des grands barrages sur les cours d'eau sont indéniables. L'accumulation sédimentaire en amont des barrages, ou bien la rupture de la continuité écologique des cours d'eau sont maintenant considérées plus attentivement par les exploitants. La pollution des rivières par les effluents industriels reste un problème important même dans les pays les plus riches. Et ce malgré l'utilisation de technologies toujours plus performantes.

Des conflits à venir

L'eau est donc un élément clé de l'évolution de nos sociétés, quel que soit le niveau de développement, du paysan malgache à l'industriel états-unien. Lorsque les acteurs d'une même ressource en eau ont des intérêts concurrents, il arrive que des conflits d'usage éclatent. Ces conflits peuvent apparaître à tous les échelles. Du conflit international mobilisant les forces armées des belligérants comme de Jordanie et d'Israël autour du partage des eaux du Jourdain (Amiot, 2013), au niveau local lors de la privatisation des services d'adduction d'eau potable de la ville de Cochabamba en Bolivie (Kramer *et al.*, 2013). Ou bien au niveau national lorsque 400 000 personnes ont manifesté en Espagne contre le plan hydrologique national (Carroué, 2002). Les tensions de l'eau entre les acteurs se cristallisent autour de trois facteurs : la quantité, la qualité et la répartition temporelle.

Dans le cas de la ville de Cochabamba, le conflit a émergé en 2000 au moment de l'augmentation spectaculaire des factures d'eau, un an après la privatisation par l'état bolivien du service de distribution d'eau potable. La concession de 40 ans, attribuée à l'époque, accordait au consortium privé en charge du contrat l'usage exclusif des ressources en eau de la ville ainsi que le droit exclusif de la distribution d'eau, entrant

ainsi en concurrence avec les droits traditionnels sur l'eau des populations locales. Après plusieurs jours de protestation dans la ville de Cochabamba, et alors que les populations rurales avoisinantes se joignaient au mouvement, l'état déclara le pays en état de siège. L'intervention de l'armée, malgré de nombreux blessés ne permit pas un retour à la normale. Le gouvernement céda et révoqua la concession privée, la municipalité reprenant alors à sa charge la gestion de la distribution de l'eau.

Les foyers de tensions internationaux sont eux aussi très nombreux. Plus de 250 bassins fluviaux du globe sont transfrontaliers (Blanchon et Boissière, 2013) et sont donc autant de points potentiels de conflits. Au Moyen-Orient, même si une coopération a minima est maintenue entre la Jordanie et Israël sous l'égide de l'ONU pour le partage des eaux du Jourdain, la situation reste tendue aujourd'hui dans toute la région. Israël gère de manière quasi-unilatérale une bonne partie des ressources de la région par l'occupation du Golan et le détournement des eaux du lac de Tibériade dans le nord du pays (Figure 3). Si le conflit israélo-palestinien fait régulièrement la une des journaux, la question de l'eau n'est que rarement évoquée. Pourtant, dans le sud, Israël exploite de manière intensive les nappes phréatiques, ainsi environ 40% de son eau provient des Territoires palestiniens. Cette surexploitation de la ressource prive régulièrement la bande de Gaza d'eau potable, généralement d'une qualité très dégradée. Encore une fois, si le partage de ces eaux n'est pas la cause première du conflit, il alimente les tensions entre l'Autorité palestinienne et Israël et n'aide pas au processus de paix. En 2005, l'UNICEF estimait qu'Israël disposait sur son territoire d'environ 1 500 millions de m³ renouvelables alors qu'elle en consommait environ 2 000 millions. L'Autorité palestinienne demande de son côté pour un accord de paix, l'accès à la nappe phréatique de la région ainsi qu'un droit sur le partage des eaux du Jourdain et de la Mer morte (Figure 3). Des demandes difficilement tenables pour Israël dans la situation actuelle et inimaginables face aux perspectives démographiques futures de toute la région.

Au-delà des considérations sociales, tel que la démographie et la hausse du niveau de vie, le changement climatique, à lui seul, risque d'augmenter les pressions sur la ressource en eau dans les prochaines décennies. Même si l'eau n'est que rarement l'objet premier d'un conflit, elle n'en reste pas moins un enjeu important dans de nombreuses régions (Houdret, 2008). Dans le futur, la diminution de la disponibilité de l'eau dans certaines régions, son inégale répartition dans le temps et l'espace pour d'autres régions, vont exacerber ces tensions déjà existantes et probablement en engendrer de nouvelles.

Un changement des pratiques de tous les acteurs de l'eau semble donc primordial. Les citoyens des pays riches par exemple, consomment en moyenne presque 200 litres d'eau chaque jour, alors que selon l'OMS, le niveau de confort est atteint à 100 litres par jour et les besoins quotidiens minimaux sont à 25 litres par jour. Afin d'anticiper et de gérer

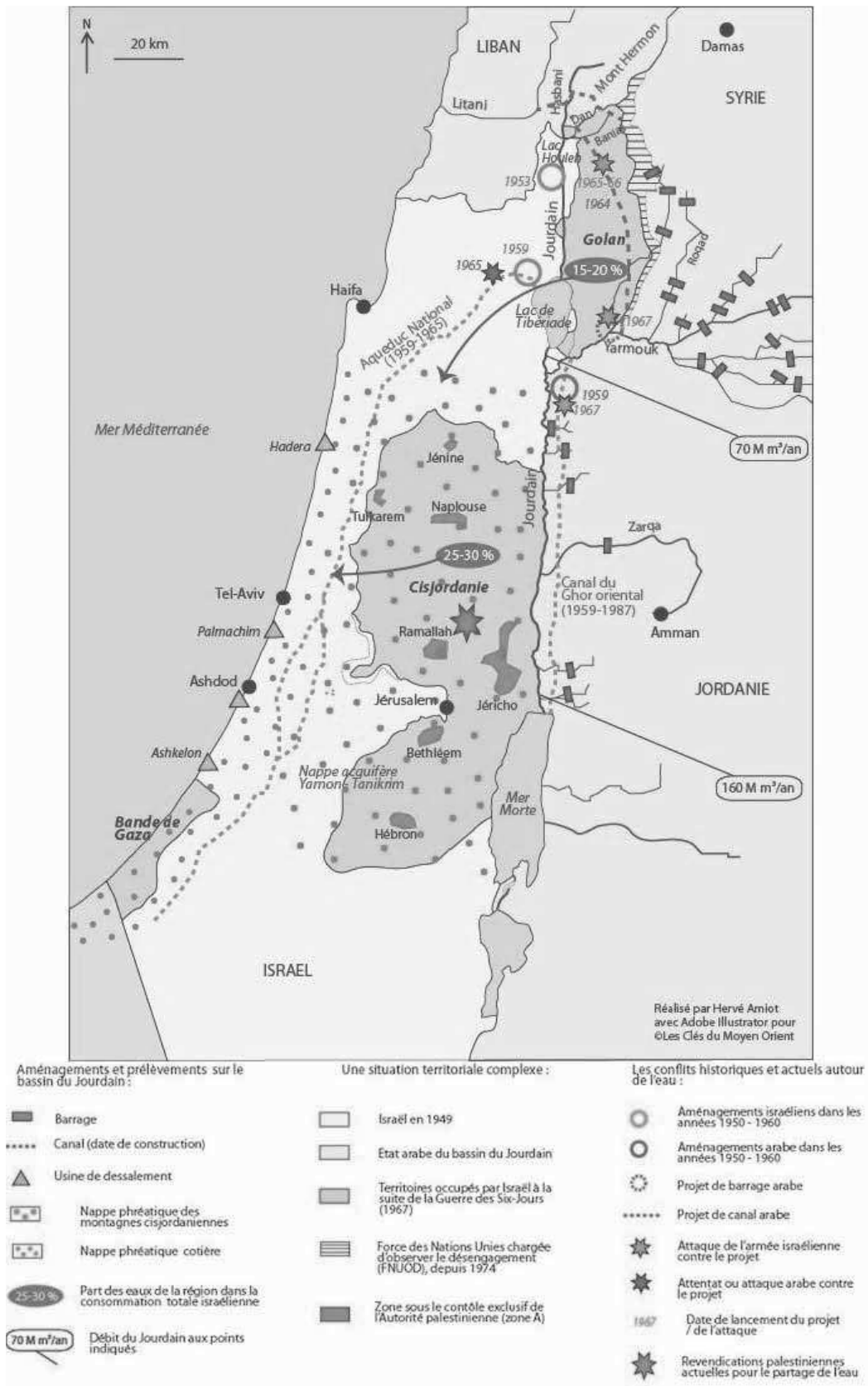


FIGURE 3: Eau et conflits dans le bassin du Jourdain (Source : Amiot (2013))

au mieux les adaptations à venir, il semble donc pertinent d'évaluer les évolutions du cycle hydrologique dans le cadre du changement climatique. C'est ce qui est proposé à l'échelle de la France dans ce travail de recherche, principalement sur deux des trois facteurs de tension : la quantité d'eau disponible dans le futur et sa répartition au cours de l'année.

Introduction

La situation de l'eau en France peut sembler bien éloignée des préoccupations d'accès à l'eau des pays émergents et des pays en développement présentées dans le préambule. La France est un pays riche et en cela elle dispose d'une infrastructure performante de distribution de l'eau potable et du traitement des eaux usées. La gouvernance de l'eau, organisée autour des agences de l'eau, favorise le dialogue et le compromis entre les acteurs limitant largement les conflits ouverts.

Malgré ces points forts, la pression sur la ressource peut être importante dans certaines régions. Les restrictions d'eau sont courantes en été dans le sud de la France, la situation peut être préoccupante pour certaines rivières et le soutien aux étiages en été s'avère souvent indispensable.

La France est une grande puissance agricole, la première européenne (FAO, 2014), et son agriculture dépend en large partie de l'irrigation. Dans le sud-ouest du pays, sur les bassins versants de l'Adour et de la Garonne, près de 70% des prélèvements humains en période d'étiage sont destinés à l'irrigation (Agence de l'eau Adour-Garonne, 2015). Comment l'agriculture dans cette région pourra-t-elle rester une activité économique majeure dans un climat globalement plus chaud ? Un changement des pratiques sera-t-il nécessaire, ou pouvons-nous simplement compter sur les évolutions technologiques ?

La France est également une grande puissance nucléaire, plus des deux tiers de l'électricité produite dans le pays est d'origine nucléaire. Certaines centrales se trouvent en bord de mer et ne sont pas directement concernées par l'évolution du cycle hydrologique en France. Mais une bonne partie d'entre elles est située sur les grands fleuves français dont elles dépendent pour leur refroidissement. Les restrictions sur les quantités d'eau prélevées et la température des eaux rejetées dans le fleuve peuvent parfois limiter la production de ces centrales. La centrale de Golfech sur la Garonne a, par exemple, obtenu des dérogations de plusieurs jours sur la température de rejet de ces eaux au moins pendant les étés 2003, 2004 et 2005 (Sogreah, 2011). Quel est l'avenir de cette centrale nucléaire dans le contexte du changement climatique ? Quelles sont les usages de l'eau à privilégier à l'avenir dans des régions où les tensions promettent d'être plus fortes ?

Ces questions sont essentielles pour l'avenir de nos sociétés. L'objectif du travail présenté ici n'est pas d'y répondre en intégralité. Cela dépasse largement notre champ de compétence. Il est tout de même possible d'y apporter une modeste contribution en tentant de caractériser au mieux les changements du cycle hydrologique en France pour les prochaines décennies ainsi que les incertitudes qui y sont associées. A cette échelle de temps, nous n'avons d'autre solution que de nous adapter au changement climatique à venir. Il est donc utile pour l'élaboration de stratégies d'adaptation de connaître au mieux ces changements à venir.

Un premier chapitre permettra de présenter le cycle hydrologique à l'échelle globale ainsi que les principales conséquences du changement climatique sur celui-ci. Les résultats des études réalisées par le passé sur l'impact du cycle hydrologique en France seront également présentés, afin d'avoir une vision plus précise des problématiques du changement climatique et du cycle hydrologique en France. Cela permettra d'introduire les principaux objectifs de ce travail de thèse.

L'étude des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique nécessite de tenir compte de mécanismes à des échelles très variées allant du global au local. Le recours à la modélisation numérique s'avère alors indispensable. Un chapitre (Chapitre 2) sera l'occasion de présenter les modèles numériques, ainsi que leur principales limites, qui ont été utilisés dans ce travail. Toujours sur les aspects méthodologiques, le chapitre suivant (Chapitre 3) présentera le travail réalisé sur la régionalisation du changement climatique en France.

Avant d'étudier les évolutions futures du cycle hydrologique en France, il est utile de le caractériser dans le climat présent. Le chapitre 4 présentera des reconstructions hydrologiques réalisées sur l'ensemble du XX^{ème} siècle. Ces reconstructions relativement longues permettent de caractériser la variabilité du cycle hydrologique en France aux échelles de temps pluri-décennales.

Pour réaliser les projections hydrologiques, il est nécessaire de réaliser des scénarios d'évolution du climat en France. Ils ont, dans ce travail, été réalisés à partir des simulations des modèles climatiques globaux, désagrégées par la méthode développée dans ce travail. Le chapitre 5 présente les changements de température et précipitations en France selon ces projections climatiques régionalisées.

Le dernier chapitre (Chapitre 6) porte sur l'analyse des projections hydrologiques à proprement parler. Les évolutions du cycle hydrologique en France sont abordées pour les différents scénarios d'évolution des concentrations des gaz à effet de serre. Une attention particulière sera portée à la quantification des incertitudes, particulièrement sur l'évolution des débits, afin d'évaluer la robustesse des résultats présentés. Toujours dans

cette optique, les changements de débits des principaux bassins versants français seront mis en perspective avec les changements déjà constatés par le passé.

Enfin, la conclusion permettra de synthétiser les principaux résultats de ce travail à la lumière des limitations évoquées précédemment. Ils seront replacés dans un contexte plus large et des perspectives seront proposées afin de permettre un éventuelle renforcement des conclusions tirées dans les chapitres précédents.

Chapitre 1

L'eau et le climat

Le système climatique se compose de l'atmosphère, de l'hydrosphère, des surfaces continentales et de la biosphère. L'inégale répartition du rayonnement solaire à la surface du globe crée des déséquilibres locaux. De l'énergie et de la matière sont transportées au sein de chacune des composantes du système climatique, mais également échangées entre chacune d'elles. L'hydrologie s'intéresse au cycle de l'eau, c'est-à-dire aux échanges entre les différents réservoirs d'eau, à savoir les océans, l'atmosphère, les eaux de surface, le sol et la cryosphère. Ces échanges d'eau entre les réservoirs hydrologiques permettent de répartir sur l'ensemble de la planète une partie de l'énergie apportée par le rayonnement solaire. L'hydrologie et le climat sont donc fondamentalement liés, la bonne compréhension de l'un ne peut aller sans une bonne connaissance de l'autre.

1.1 Variabilité climatique forcée et interne

Comme Lorenz le constatait déjà il y a maintenant plus de 30 ans (Lorenz, 1979), l'état du système climatique fluctue à toutes les échelles de temps. Il a proposé de décomposer ces fluctuations en deux contributions. Une première cause de ces variations est le changement des forçages externes au système climatique, c'est la variabilité forcée. Mais toute la variabilité du système climatique ne s'explique pas entièrement par les changements de forçages, se superpose à celle-ci une variabilité intrinsèque au système, c'est la variabilité interne. La description et la compréhension du système climatique se sont largement affinées depuis 1979, et elles nous permettent aujourd'hui de caractériser plus précisément ces fluctuations forcées et intrinsèques.

Il est possible de distinguer deux types de forçages du système climatique : les forçages naturels et les forçages anthropiques. Un des forçages naturels, aux échelles de temps

décennales et au-delà, est la variation de la constante solaire par exemple. Un autre forçage naturel qui peut avoir des effets forts sur le système climatique, mais à des échelles de temps plus courtes, est le volcanisme, en favorisant la formation d'aérosols dans l'atmosphère (Bengtsson *et al.*, 1999; Santer *et al.*, 2000). Les éruptions volcaniques tropicales majeures du siècle dernier (La Santa Maria (1902), Agung (1964), El Chichón (1982) et le Pinatubo (1991)) ont eu pour conséquence une diminution significative de la température globale pendant environ deux ans (Robock, 2000; Timmreck, 2012).

L'effet des forçages anthropiques sur le climat n'est maintenant plus à démontrer (Stocker *et al.*, 2013a). L'augmentation de la concentration des gaz à effets de serre (GES) dans l'atmosphère est, en grande partie, responsable de l'augmentation récente de la température moyenne globale. Le signal global du forçage anthropique est clair pour certaines variables, mais les effets à l'échelle régionale et sur des sous-systèmes du système climatique sont encore très incertains (Chapitre 10 in (Stocker *et al.*, 2013a)).

Les observations récentes ont permis de distinguer des structures spatiales récurrentes aux échelles de temps pluri-décennales. Ces modes de variabilité se trouvent généralement au niveau des océans, Pacifique ou Atlantique principalement. Deser *et al.* (2010a) effectue une revue très complète des modes de variabilité océaniques, les plus importants pour le climat en Europe seront abordés dans la suite. Ces modes de variabilité de l'océan ont parfois des effets sur la circulation atmosphérique au niveau de l'Europe et donc sur le temps qu'il va faire en France et par conséquent sur le cycle hydrologique. Il existe également des modes de variabilité atmosphérique mais ceux-ci s'expriment à des fréquences plus élevées que ceux de l'océan. L'Oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation - NAO, Hurrell *et al.* (2003)) est le principal mode de variabilité atmosphérique en Europe. Certains auteurs suggèrent que la NAO varie également à des fréquences pluri-décennales, mais la robustesse de ces variabilités n'est pas totalement établie (Keeley *et al.*, 2009; Franzke *et al.*, 2011).

L'objet de cette thèse est d'étudier l'impact de l'ensemble de la variabilité climatique, forcée et interne, sur le cycle hydrologique en France.

1.1.1 Impact global de l'augmentation de la concentration en GES

Le principale forçage anthropique à ce jour sont les GES dont les concentrations dans l'atmosphère ont largement augmentées ces dernières années. Le principal GES est le CO₂, c'est le GES qui est émis en plus grande quantité par les activités humaines (Chapitre 6 in Stocker *et al.* (2013a)). Il y a également d'autres gaz à effets de serre, par exemple le méthane, CH₄, a un effet nettement plus fort que le CO₂. Sa durée de vie

dans l'atmosphère est par contre plus courte que celle du CO₂, il se décompose rapidement, à l'échelle de la vingtaine d'années.

L'augmentation de la concentration de ces différents gaz dans la composition de l'atmosphère implique un déséquilibre temporaire du bilan énergétique terrestre. Actuellement, il est estimé que le système Terre a un excédent d'environ 0,6 W m⁻², ± 0,4 W m⁻² selon les observations utilisées et que l'essentiel de cet excédent énergétique est absorbé par les océans (Stephens et Ecuver, 2015). Cette estimation est très incertaine et dépend des observations utilisées ainsi que des éventuelles corrections effectuées. Malgré tout, le déséquilibre énergétique provoqué par l'effet de serre est avéré et provoque une phase transitoire de réchauffement de l'atmosphère et des océans.

Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) est un organisme intergouvernemental qui a pour mission d'évaluer les effets de ce réchauffement climatique d'origine humaine ainsi que ses conséquences possibles. Dans son dernier rapport (Stocker *et al.*, 2013a), les effets du réchauffement climatique ont été évalués pour différents scénarios d'évolution de la concentration des GES. Parmi eux, les deux extrêmes sont les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 (cf. Chapitre 2 pour plus de détails sur les scénarios). Le premier fait l'hypothèse d'une réduction importante des émissions de GES, avec même, d'ici la fin du siècle, des émissions négatives. Autrement dit, une part des GES contenus dans l'atmosphère serait absorbée, par des procédés naturels ou non. C'est le seul scénario qui permet d'atteindre l'objectif fixé par la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC) qui est de limiter l'augmentation de la température globale à 2°C par rapport à l'ère pré-industrielle (Joshi *et al.*, 2011). Le second est ce qui peut être considéré comme le scénario du statu quo. Les émissions continueraient d'augmenter à un rythme soutenu pendant tout le XXI^{ème} siècle. Dans les deux cas, les effets de l'augmentation des GES sur le climat global sont nets (Figure 1.1).

Le statu quo en terme d'augmentation des concentrations en GES impliquerait, d'ici la fin du siècle, une augmentation de plus de 4°C de la température de l'air sur les continents par rapport à la fin du XX^{ème} siècle. L'effet sur les précipitations est très différent selon les régions. Au premier ordre, il est tout de même possible de dire que les régions déjà humides seront plus humides et les régions sèches plus sèches (Figure 1.1, Trenberth (2011)).

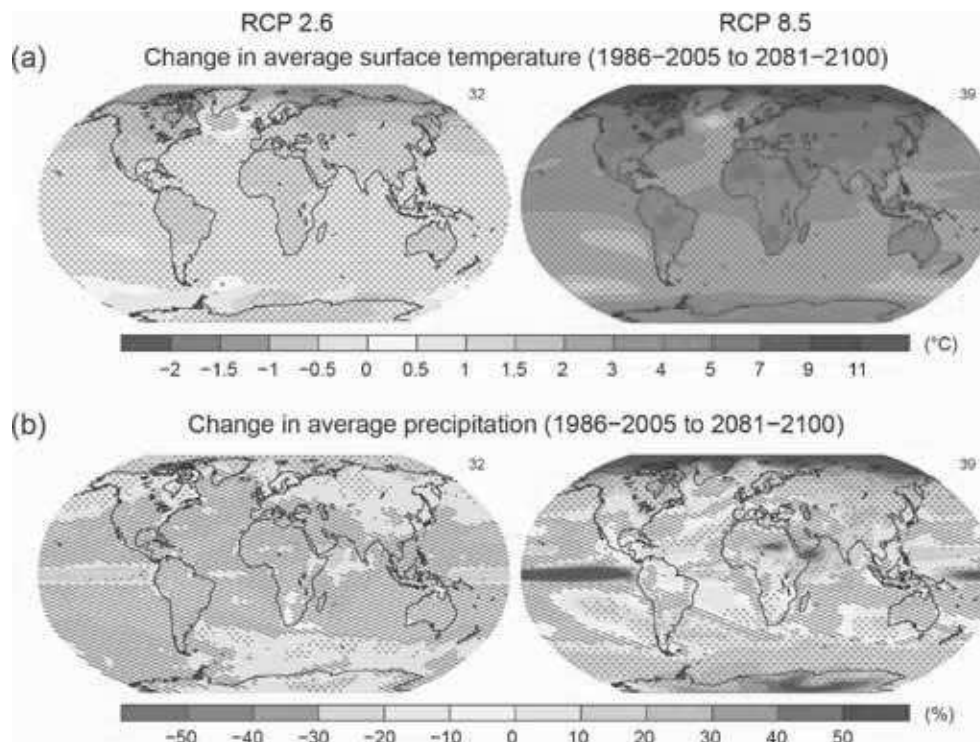


FIGURE 1.1: Moyennes multi-modèles climatiques CMIP5 des changements simulés pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 sur la période 2081-2100 par rapport à la période 1986-2005. a : température moyenne annuelle à la surface; b : changements relatifs de précipitations. Les moyennes sont calculés par rapport à la période 1986-2005. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour chaque carte est indiqué en haut à droite de chacune d'elle. Les hachures indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est faible comparée à la variabilité naturelle interne. Les pointillés indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est grande comparée à la variabilité naturelle interne. (Source : Figure 8 in Stocker *et al.* (2013b)).

1.1.2 Variabilité interne du climat en Europe

Les effets de l'augmentation de la concentration des GES sont clairs sur certaines variables au niveau global, il est par contre plus délicat, aux échelles régionales, de distinguer les effets du réchauffement de ceux dus à la variabilité interne du système climatique.

Même en l'absence de déséquilibre énergétique global, l'état du système climatique fluctue autour d'un état de référence, essentiellement en raison des interactions entre les différentes composantes du système climatique. Des structures récurrentes, ou modes de variabilité, touchent des régions à l'étendue très variables, du local au global, et à des échelles de temps elles aussi très diverses, de la saison au pluri-décennale.

En Europe, une partie des variations du climat, et particulièrement en hiver, sont expliquées par l'Oscillation Nord Atlantique. La NAO est le principal mode de variabilité atmosphérique de la région nord Atlantique, il explique à lui seul presque la moitié de la variance atmosphérique de cette région (Cassou *et al.*, 2004). Lors de sa phase positive,

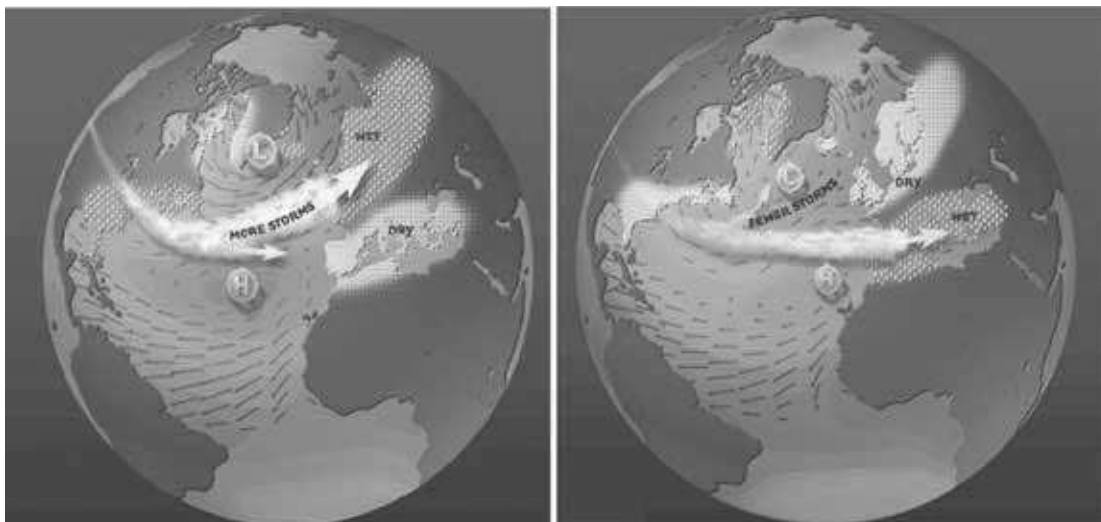


FIGURE 1.2: Représentation schématique de l'influence d'une phase positive (à gauche) et négative (à droite) de la NAO sur le climat en Europe. (Source : Martin Visbeck, <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO>)

l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande se renforcent, augmentant le gradient méridional de pression et donc les vents d'ouest entre ces deux centres d'action. Les vents d'ouest plus intenses vont advecter, en hiver, de l'air doux et humide depuis l'océan vers le continent (Figure 1.2). Un hiver avec majoritairement des phases positives de la NAO sera donc un hiver plus doux et plus humide que la normale dans le nord de l'Europe alors qu'il sera froid et sec dans le sud de l'Europe. Lors d'une phase négative de la NAO, les situations exactement inverses sont observées.

Les effets de la NAO sur le cycle hydrologique ont été largement étudiés en Europe, sur les îles britanniques (Wilby, 2001), la Scandinavie (Cherry *et al.*, 2005) ou sur la péninsule ibérique (Trigo *et al.*, 2004). Les effets de la NAO en France sont plus compliqués à appréhender, les effets pouvant être très différents entre le sud et le nord du pays. La NAO n'en reste pas moins une source importante de variabilité du climat en France (Plaut *et al.*, 2001; Sanchez-Gomez et Terray, 2005), de l'hydrologie (Massei *et al.*, 2010; Fritier *et al.*, 2012) et plus largement des écosystèmes (Souriau et Yiou, 2001).

Il existe également aux échelles multi-décennales un mode de variabilité océanique, estimé à partir de la température de surface du bassin Atlantique Nord, c'est la Variabilité Atlantique Multi-décennale (Atlantic Multidecadal Variability - AMV, Schlesinger et Ramanakutty (1994); Kerr (2000); Deser *et al.* (2010a)). L'indice AMV a connu au cours du dernier siècle des périodes anormalement froides ou chaudes de 30 à 40 ans (Figure 1.3).

L'AMV influence le climat de l'ensemble des continents bordant le bassin de l'Atlantique Nord. Lors d'une phase positive de l'AMV, les étés seraient plus secs sur l'Europe (Sutton

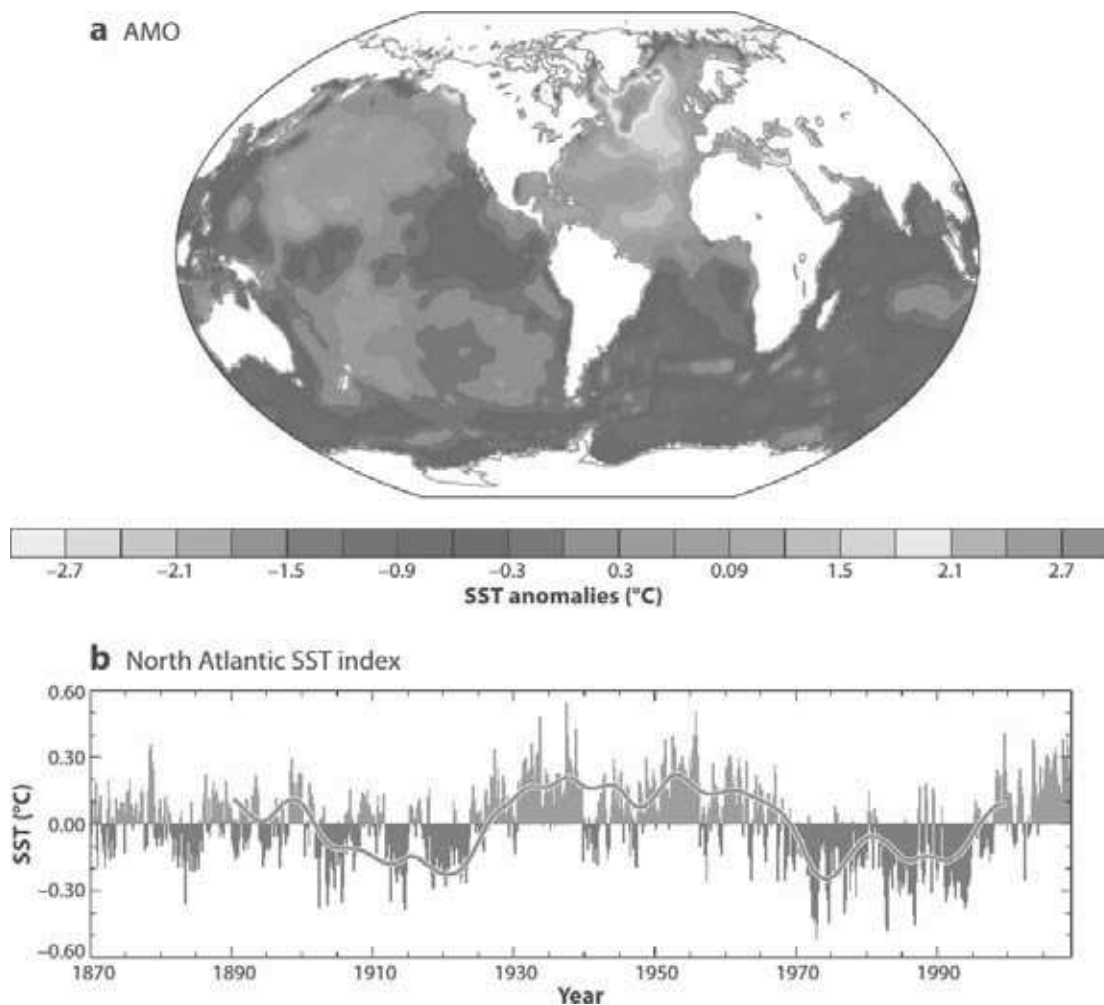


FIGURE 1.3: Variabilité Atlantique Multi-décennale. (a) Carte de régression de l'anomalie de SST avec l'indice de SST de l'Atlantique Nord à partir des données HadISST sur la période 1870-2008. (b) Indice de SST de l'Atlantique Nord définie comme l'anomalie mensuelle de SST sur l'Atlantique Nord ($0^{\circ}\text{N} - 70^{\circ}\text{N}$). La moyenne globale de l'anomalie de SST a été retirée. La ligne verte est une estimation de la variabilité naturelle filtrée à 10 ans. (Source : Figure 11 in Deser *et al.* (2010a))

et Hodson, 2005; Sutton et Dong, 2012) et les précipitations plus intenses sur le Sahel (Mohino *et al.*, 2011).

Les effets de cette variabilité multi-décennale de la température de surface de l'Atlantique Nord se font également sentir sur le reste du cycle hydrologique. Les débits des rivières aux États-Unis sont modulés par les phases positives et négatives de l'AMV. Le Colorado par exemple a des débits plus faibles pendant les phases positives de l'AMV, et inversement pendant les phases négatives (McCabe *et al.*, 2007). La variabilité multi-décennale des débits du Mississippi est également largement influencée par l'AMV (Enfield *et al.*, 2001). En France, le débit des rivières du pays est également influencé par les phases de l'AMV, particulièrement au printemps (Boé et Habets, 2014).

1.2 Cycle hydrologique et changement climatique

L'hydrologie est l'étude du cycle de l'eau, autrement dit des échanges d'eau au sein de l'hydrosphère. L'hydrosphère, composée aussi bien des eaux sous forme liquide, que solide ou bien gazeuse, est une des composantes clés du système climatique. D'une part, les effets du changement climatique pour nos sociétés se feront en partie sentir par l'évolution de la disponibilité des ressources en eau (Field *et al.*, 2014). Connaître l'évolution future de la distribution des précipitations, des débits, aussi bien dans l'espace qu'en terme de saisonnalité, est donc un enjeu majeur pour aborder correctement les stratégies d'adaptation. D'autre part, au-delà du simple impact pour nos sociétés, les transports d'énergie réalisés à travers le cycle hydrologique sont importants pour le climat global. Les transports d'air humide et les changements de phase de l'eau, globalement l'évaporation et la condensation, sont l'occasion pour chacun des réservoirs de l'hydrosphère d'échanger de l'énergie et de la masse.

L'augmentation de la concentration des GES entraîne l'augmentation du rayonnement infra-rouge, notamment en direction de la surface. Ce surplus d'énergie favorise l'évaporation et la transpiration des plantes. L'atmosphère est donc plus humide et les précipitations favorisées. Cette explication simpliste de l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique n'est que très partiellement juste, notamment en raison des couplages entre les différentes composantes du système climatique. Le cycle de l'eau a également une influence sur le changement climatique. L'augmentation de la température de l'atmosphère et de l'évaporation impliquent par exemple une plus grande quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Mais la vapeur d'eau est un puissant GES et favorise donc le réchauffement.

Les évolutions à venir du cycle hydrologique sont primordiales, à la fois pour nos sociétés et pour le changement climatique, mais restent très incertaines par bien des aspects.

1.2.1 Le cycle hydrologique observé

Le moteur des échanges d'eau est le Soleil par l'énergie qu'il apporte sous forme de rayonnement, énergie qui va servir à évaporer l'eau à la surface du globe et initier le cycle de l'eau (Figure 1.4).

Les océans recouvrent près des deux tiers de la planète, ils forment ainsi, et de loin, le principal réservoir d'eau pour l'atmosphère. La cryosphère terrestre et les eaux souterraines représentent elles les deux plus importants réservoirs d'eau douce de la Terre, respectivement 24 et 23 millions de km³ (Figure 1.4). Les eaux de surface, rivières et

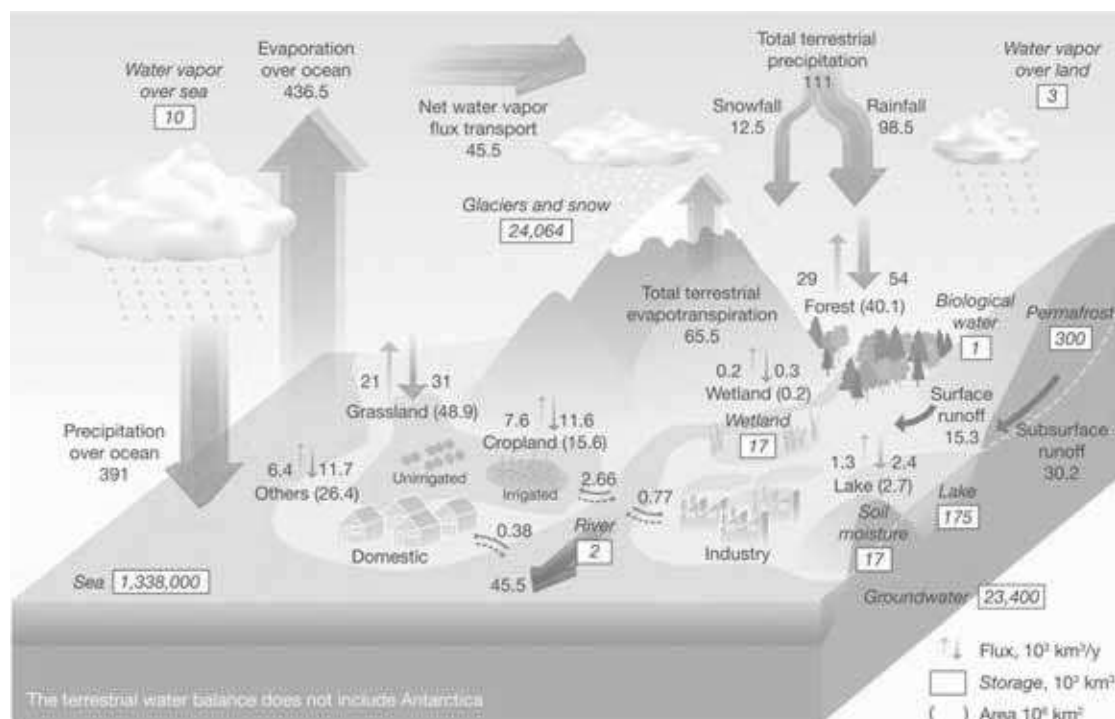


FIGURE 1.4: Cycle hydrologique global terrestre avec la taille de chacun des réservoirs (en encadré en 1000 km^3) et les flux entre chacun de ces réservoirs (en $1000 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$).
 (Source : Figure 1 in Oki et Kanai (2006))

lacs, ne représentent que $177\,000 \text{ km}^3$ d'eau douce (Figure 1.4), et elles sont pourtant l'une des principales sources d'eau pour les activités humaines.

La taille de chacun des réservoirs ne permet d'avoir qu'une image partielle du cycle hydrologique globale. Il est essentiel de raisonner également en terme de flux d'eau entre chacun de ces réservoirs. La vapeur d'eau est essentiellement issue des océans, les précipitations sont globalement plus faibles que l'évaporation au-dessus de ceux-ci (Figure 1.4). Cette vapeur d'eau est advectée par l'atmosphère au-dessus des surfaces continentales où elle se condense pour tomber sous forme de neige ou de pluie. Une majorité de ces précipitations, plus de la moitié, retourne à l'atmosphère par évapotranspiration (Figure 1.4). L'eau qui ne retourne pas à l'atmosphère ruisselle, pour une partie, vers les rivières puis s'écoule jusqu'à la mer.

Ce bilan global, bien qu'instructif, ne peut refléter l'inégale répartition de l'eau à la surface du globe. Les précipitations annuelles montrent par contre de forts contrastes (Figure 1.5).

Les surfaces continentales sont généralement moins arrosées que les océans, en partie en raison de leur distance plus importante aux sources d'humidité. Les précipitations maximales se trouvent autour de l'équateur, au niveau de la zone de convergence intertropicale (InterTropical Convergence Zone - ITCZ, Figure 1.5). Au cours de l'année, cette zone

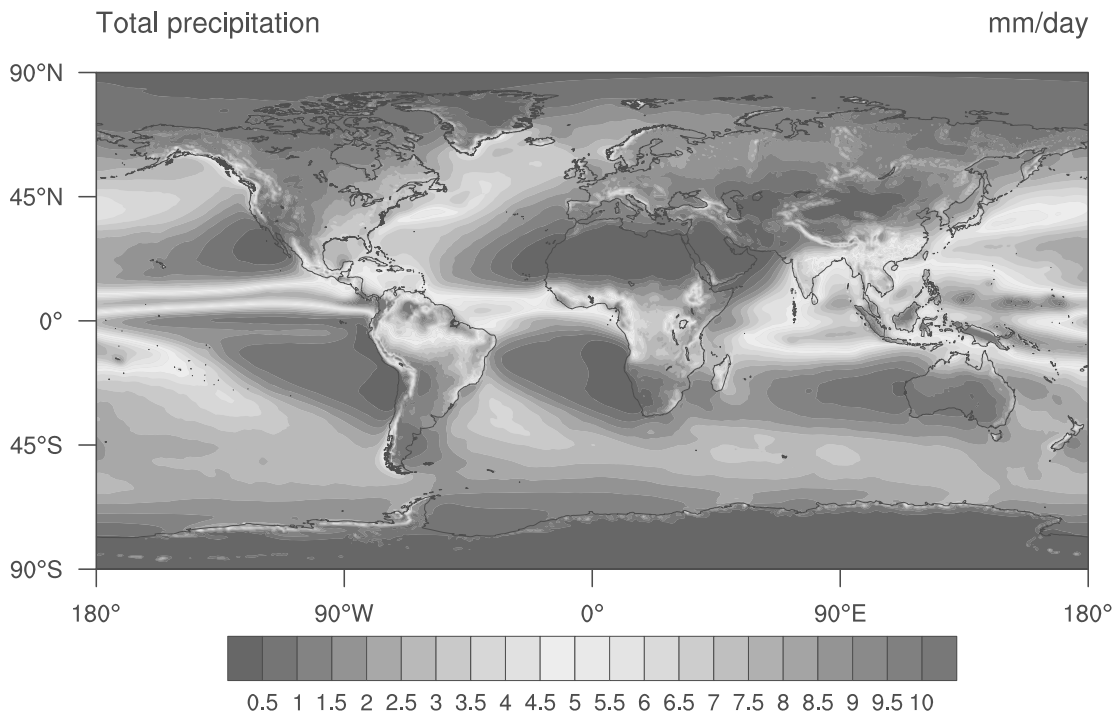


FIGURE 1.5: Moyenne annuelle des précipitations (mm/jour) pendant la période 1979-2014 estimée dans la réanalyse MERRA.

de précipitations maximales se déplacent du sud vers le nord. Pendant l'été austral, elle est plutôt située sur l'Amazonie et l'Indonésie alors que pendant le mois de juillet, les fortes précipitations sont sur les régions de moussons, l'Afrique de l'ouest et l'Inde mais également sur l'Amérique centrale. L'orographie joue également un rôle important dans le cumul de précipitations, les chaînes de l'Himalaya et des Andes par exemple sont en partie responsables des importants cumuls en Inde et en Amazonie. Les régions de subsidence sont au contraire caractérisées par de très faibles taux de précipitations, le désert du Sahara par exemple. Aux moyennes latitudes, des précipitations relativement importantes sont également observées, plutôt au-dessus des océans que des surfaces continentales.

Ces contrastes de précipitations sont en partie liés à des transports d'air humide à grande échelle. Ils participent, en plus de l'évapotranspiration et de la condensation, à la répartition de l'apport d'énergie solaire sur l'ensemble du globe.

1.2.2 Changements du cycle hydrologique global

En moyenne globale, l'augmentation de la concentration des GES va conduire, en plus de l'augmentation de la température de l'air, à une augmentation globale de l'évapotranspiration et donc un assèchement des sols. Les sécheresses seront plus fréquentes et plus intenses (Figure 1.6, Trenberth (2011)).

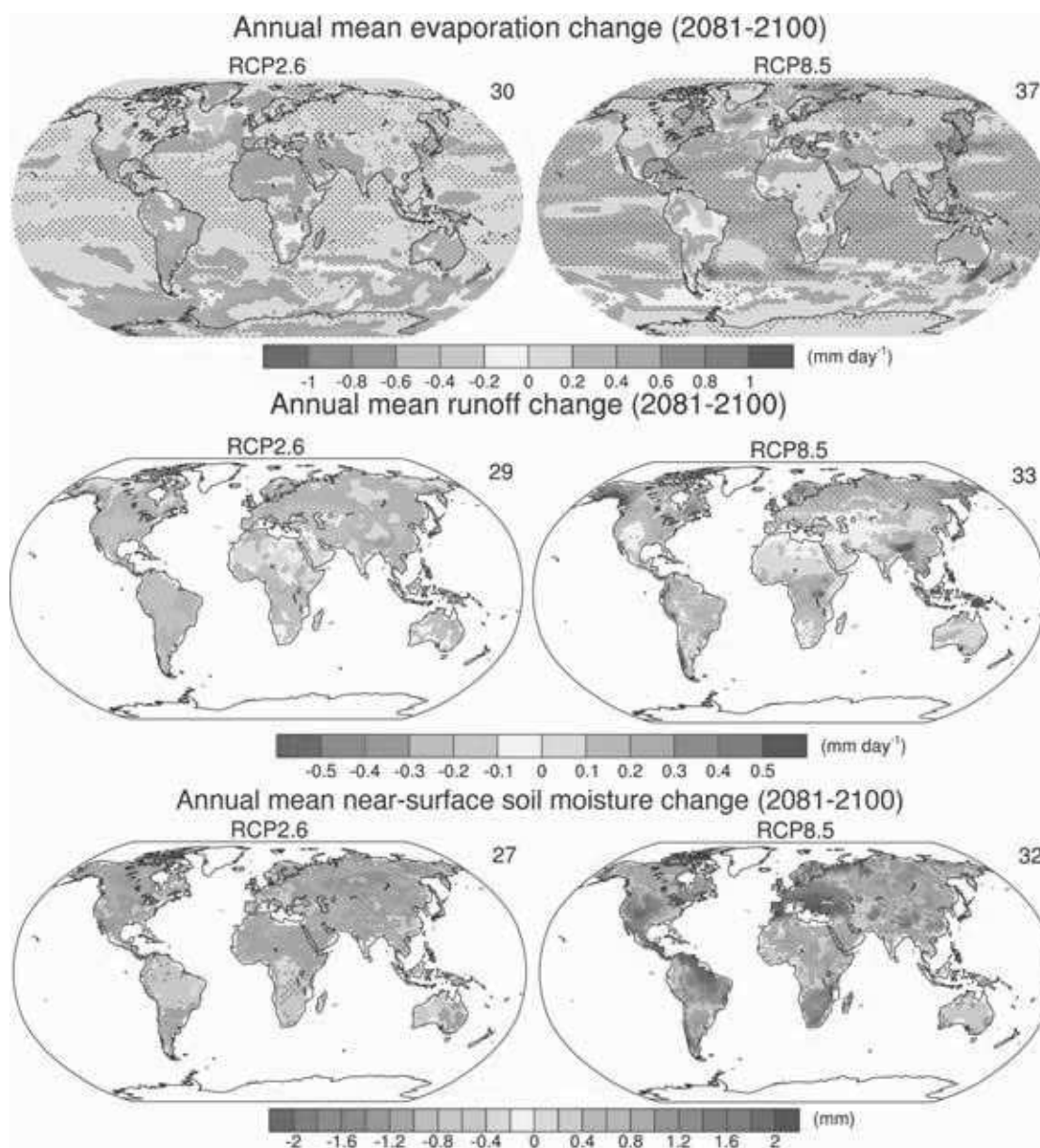


FIGURE 1.6: Moyenne d'ensemble des changements d'évaporation (mm/jour, haut), de ruissellement (mm/jour, milieu) et d'humidité des sols (mm, bas) à la fin du siècle par rapport à période 1986-2005 pour les scénarios RCP2.6 (à gauche) et RCP8.5 (à droite). Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour chaque carte est indiqué en haut à droite de chacune d'elle. Les hachures indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est faible comparée à la variabilité naturelle. Les pointillés indiquent les régions où la moyenne multi-modèle est grande comparée à la variabilité naturelle interne. (Source : adapté depuis Stocker *et al.* (2013a)).

L'augmentation de l'évapotranspiration est possible grâce à l'augmentation de la quantité d'énergie disponible à la surface ainsi que par l'augmentation de l'humidité spécifique à saturation. La relation de Clausius-Clapeyron relie l'humidité spécifique à saturation et la température : pour une augmentation de la température de l'air de 1°C, l'atmosphère peut contenir environ 7% de vapeur d'eau supplémentaire avant saturation (Held et Soden, 2006). Les changements d'humidité spécifique déjà observés et simulés par les modèles climatiques sont cohérents avec cette relation dans la plupart des régions du monde (Chou *et al.*, 2009).

L'augmentation de la capacité de l'atmosphère à stocker de la vapeur d'eau conduit à un transport plus important d'air humide vers les régions de convergence et donc une augmentation des contrastes sur les précipitations annuelles globales. Dans un climat plus chaud, plus d'air humide sera exporté des régions de divergence vers les régions de convergences. Au premier ordre donc, les régions déjà humides seront plus humides et les régions sèches plus sèches (Figure 1.1, Held et Soden (2006); Trenberth (2011)).

La relation de Clausius-Clapeyron ne permet pas d'expliquer tous les changements d'évapotranspiration, notamment au-dessus des continents où elle peut être limitée par la quantité d'eau disponible dans le sol. Au-dessus de certaines régions comme le sud de l'Afrique, l'Amérique centrale ou le bassin amazonien, l'évapotranspiration diminue, limitée par l'humidité des sols qui est aussi en forte baisse (Figure 1.6). L'évolution de la dynamique atmosphérique semble également moduler les changements de précipitations (Chou *et al.*, 2009; Seager *et al.*, 2010; Trenberth, 2011) mais les mécanismes en jeu restent encore méconnus (Seager *et al.*, 2010).

Les changements d'évapotranspiration sont donc généralement assez robustes sur les océans mais seulement sur une petite partie des continents (Figure 1.6). Les changements robustes d'évapotranspiration au-dessus des continents se trouvent sur la région méditerranéenne et le sud de l'Afrique. Dans ces régions, l'évapotranspiration diminue ainsi que l'humidité des sols (Figure 1.6), laissant penser à un contrôle des sols sur l'évapotranspiration. Les changements de ruissellement ne sont que rarement robustes, uniquement sur la région méditerranéenne et le sud de l'Afrique (Figure 1.6). Le signal le plus robuste du changement climatique sur les surfaces continentales et la diminution de l'humidité des sols sur une large partie du continent américain, sur l'Europe et au sud de l'Afrique (Figure 1.6).

Bien qu'encore incertain par bien des aspects, il est possible de dégager quelques grandes tendances des effets du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique. Les contrastes de précipitations déjà existants vont se renforcer et l'humidité des sols va diminuer sur une large part du globe. L'évapotranspiration, si elle n'est pas limitée par l'humidité du sol, va également augmenter au-dessus des continents.

1.3 Régionalisation et impacts en France

L'étude du cycle hydrologique global et les interactions de celui-ci avec le climat global ne permet pas d'avoir une idée précise de l'évolution du cycle hydrologique en France, une étude régionalisée reste indispensable afin de quantifier plus précisément les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique en France ainsi que les incertitudes associées.

Les études d'impact du changement climatique exigent souvent de mettre en place de longues chaînes de modélisation, du modèle climatique aux modèles d'impact en passant par la régionalisation. Tout au long de cette chaîne, les sources d'incertitudes s'accumulent. Ces incertitudes sont tout aussi importantes que l'impact moyen pour l'élaboration de stratégies d'adaptation (Patt et Dessai, 2005; Pappenberger et Beven, 2006; Wilby et Dessai, 2010).

1.3.1 Régionalisation des changements climatiques

L'étude des impacts du changement climatique nécessite encore un recours à la désagrégation spatiale des résultats fournis par les modèles climatiques globaux. Classiquement, les méthodes de désagrégation sont classées en deux grandes familles, les méthodes dynamiques et les méthodes statistiques.

Les méthodes dynamiques désignent le plus souvent l'utilisation d'un modèle régional qui est forcé à ses frontières par un modèle global. Le modèle climatique régional résout, en général, les mêmes équations physiques qu'un modèle climatique global à une résolution nettement plus élevée, autour d'une dizaine de kilomètres à l'heure actuelle, mais sur un domaine limité. Cette meilleure résolution permet, entre autre, de mieux tenir compte des effets de l'orographie et du trait de côte (Frei *et al.*, 2006). Malgré tout, une part de paramétrisation des processus physiques est encore indispensable, notamment sur la formation des nuages et la convection (Maraun *et al.*, 2010). Les modèles régionaux sont capables de reproduire les caractéristiques spatiales et temporelles des précipitations dans des régions du monde très diverses, et d'autant mieux que la résolution est élevée (Rauscher *et al.*, 2010).

Bien que les résultats des modèles régionaux soient encourageants, leur résolution moyenne est encore insuffisante pour la plupart des modèles d'impacts (Maraun *et al.*, 2010). De plus, les résultats de ces modèles régionaux sont toujours très sensibles à certaines paramétrisations physiques, notamment pour la simulation des précipitations (Bachner *et al.*, 2008). Ces derniers éléments montrent la nécessité d'utiliser les résultats du plus grand nombre de modèles régionaux possible, ceci afin d'estimer au mieux les incertitudes

liées aux faiblesses de ces modèles. Les biais des modèles régionaux sont encore importants ce qui ne permet pas toujours d'utiliser directement leurs résultats sans corrections de biais préalable (Teutschbein et Seibert, 2012; Muerth *et al.*, 2013). Ces corrections de biais constituent une nouvelle source d'incertitude.

Le second type d'approche pour désagréger spatialement les résultats des modèles climatiques globaux sont les méthodes statistiques. Il n'est plus question ici de résoudre des équations physiques, il s'agit d'établir, à partir des observations, une relation statistique entre des variables de grandes échelles, les prédicteurs, et les variables nécessaires à l'étude d'impact, typiquement les précipitations en hydrologie. Cette relation statistique peut être construite de nombreuses manières différentes, c'est généralement cette partie qui distingue les méthodes entre elles. Maraun *et al.* (2010) effectue un inventaire très complet des méthodes de désagrégation statistique. Un réseau d'observation dense maintenu depuis suffisamment longtemps, environ une trentaine d'années, est un élément indispensable à la désagrégation statistique.

Parmi la variété de méthodes de désagrégation existantes, il est possible d'en distinguer quelques grandes familles, du moins les plus couramment utilisées en France. Les modèles linéaires consistent à décomposer la variable à désagréger comme une combinaison linéaire des prédicteurs. Plus élaborés que cette approche, les modèles linéaires généralisés (Generalized Linear Models - GLM, Dobson (2002)) permettent de considérer une variable à désagréger qui peut avoir une distribution statistique différente de celle des prédicteurs.

La méthode des analogues (Lorenz, 1969; Zorita et Storch, 1999) est également une approche couramment utilisée pour les applications hydrologiques. C'est une méthode basée sur le ré-échantillonnage des observations de la variable à désagréger.

Les observations à haute-résolution des variables à désagréger sont associées, sur la même période, à des observations de l'état des prédicteurs. Cette période est appelée période d'apprentissage, elle permet d'établir la relation entre les prédicteurs et les variables à désagréger. Les prédicteurs du jour à désagréger sont ensuite comparés aux prédicteurs observés sur la période d'apprentissage, à l'aide d'une métrique définie, le critère d'analogie. Le jour analogue est défini comme étant le jour pour lequel l'état des prédicteurs observés est le plus proche de l'état des prédicteurs du jour à désagréger. Enfin, les observations des variables à désagréger du jour analogue sont définies comme l'état des variables à haute-résolution du jour à désagréger. Pour trouver un jour observé le plus proche possible du jour à désagréger, il est nécessaire d'avoir une période d'apprentissage la plus longue possible, d'autant plus que le domaine géographique sur lequel les prédicteurs sont comparés, le domaine d'analogie, est grand.

Avec la méthode des analogues, aucune hypothèse particulière n'est faite sur les propriétés statistiques de la variable à désagréger. Cette méthode permet de conserver la cohérence spatiale de la variable à désagréger ainsi que la cohérence physique entre les variables désagrégées lorsqu'il y en a plusieurs. La principale limite de la méthode des analogues est qu'il est impossible d'obtenir un état des variables à désagréger qui n'ait pas déjà été observé par le passé. La désagrégation de variables dont les changements futurs vont au-delà de la variabilité observée ne sera pas possible sans une adaptation de la méthode de base (Beersma et Adri Buishand, 2003).

L'approche des analogues a été largement utilisée en France pour la désagrégation des précipitations à des fins hydrologiques (Timbal *et al.*, 2003; Obled, 2002; Radanovics *et al.*, 2013). L'une des méthodes les plus récentes en France, toujours basée sur la méthode des analogues, s'attache à trouver le domaine d'analogie, le domaine sur lequel les prédicteurs sont étudiés, le plus approprié (Radanovics *et al.*, 2013). Il sort de cette approche qu'un domaine d'analogie optimal pour l'ensemble du pays n'existe pas. Cette hypothèse d'unicité du domaine d'analogie peut sembler raisonnable pour le bassin de la Seine par exemple, nettement moins en revanche pour le bassin versant Rhône à la topographie complexe par exemple. Toutefois, l'optimisation du domaine d'analogie pour des sous-bassins versants pose ensuite la question de la cohérence spatiale des variables désagrégées entre chaque sous-bassins.

L'essentiel dans le choix, ou le développement, d'une approche de désagrégation statistique est peut-être de toujours garder à l'esprit l'objectif final de la méthode. Une méthode de désagrégation ne pourra certainement pas être indifféremment utilisée pour l'étude de l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique, les productions agricoles ou sur la biodiversité forestière. Les principales variables atmosphériques pilotant les changements de chacun de ces sous-systèmes ne sont pas nécessairement les mêmes. De plus, au-delà du sous-système étudié, il est aussi important de considérer les échelles de temps et les types d'évènements qui seront analysés ensuite. Une méthode adaptée à la reproduction des changements moyens et des modes de variabilité basse-fréquence de l'atmosphère ne sera pas nécessairement très performantes pour la reproduction, par exemple, de l'évolution des extrêmes. Il n'existe probablement aucune méthode qui soit parfaitement adaptée à toutes les situations à la fois.

Cette conclusion amène donc à la question de l'évaluation de la méthode de désagrégation. Comment s'assurer que la méthode de désagrégation utilisée sera bien adaptée à l'objectif final? A ce titre, les recherches actuelles s'orientent désormais plutôt dans l'élaboration d'outils d'évaluation des méthodes de désagrégation en fonction des objectifs recherchés (Maraun *et al.*, 2015).

1.3.2 Études d'impacts sur la France

Les premières études de l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique se sont focalisées sur les régions de montagne (Martin *et al.*, 1994; Etchevers *et al.*, 2002). Dans ces régions, l'impact de l'augmentation de la température de l'air modifie largement la saisonnalité des débits en réduisant les chutes de neige en hiver au profit de la pluie et en accélérant la fonte du manteau neigeux au printemps.

La réalisation d'exercices internationaux de modélisation du changement climatique a par la suite favorisé l'étude de l'impact de ce changement climatique (Ducharne *et al.*, 2005; Caballero *et al.*, 2007; Boé *et al.*, 2009; Ducharne *et al.*, 2011; Habets *et al.*, 2013; Chauveau *et al.*, 2013; Sauquet, 2009; Sauquet *et al.*, 2014; Hingray *et al.*, 2012; Lafaysse et Hingray, 2014) ainsi que le début de la prise en compte des incertitudes associées, liées aux modèles climatiques mais aussi aux scénarios d'évolution de la concentration des GES.

L'une des premières d'entre elles a été réalisée sur le bassin versant de la Seine (Ducharne *et al.*, 2005). L'une des conclusions de cette étude est que la tendance est plutôt à l'augmentation des précipitations en hiver sur le bassin versant de la Seine, environ 20%, et à la diminution en été, environ -30% (Figure 1.7). Les incertitudes dues aux modèles climatiques sont fortes, environ $\pm 20\%$ en hiver et environ $\pm 30\%$ en été (Figure 1.7). Même si pour quelques GCM le ruissellement augmente en hiver, en moyenne sur tous les GCM, la diminution du ruissellement est généralisée à l'ensemble de l'année (Figure 1.7). L'augmentation des précipitations ne permet pas de compenser l'augmentation de l'évapotranspiration en hiver ce qui assèche les sols en cette saison (Figure 1.7). En été, l'évapotranspiration diminue, limitée par l'augmentation du stress hydrique (Ducharne *et al.*, 2005).

En utilisant plusieurs modèles climatiques ainsi que le modèle Isba-Modcou, Caballero *et al.* (2007) ont étudié les impacts du changement climatique sur les bassins versants de l'Adour et de la Garonne, deux bassins versants où l'influence de la neige est importante. Au milieu du XXI^{ème} siècle, d'après cette étude, les débits augmentent pendant l'hiver, suivi d'une diminution au printemps. Les précipitations liquides augmentent en hiver et la couverture neigeuse diminue, ce qui favorise le ruissellement en hiver et limite l'apport de fonte au printemps (Caballero *et al.*, 2007). En été et en automne, les débits diminuent également sur les deux bassins versants.

Boé *et al.* (2009) a réalisé une des premières études sur l'ensemble du pays en utilisant une partie des modèles climatiques du troisième projet international d'intercomparaison des modèles couplés (Third Coupled Model Intercomparison Project - CMIP3 Meehl *et al.* (2007)). Les conclusions de Boé *et al.* (2009) sont quelque peu différentes de l'étude

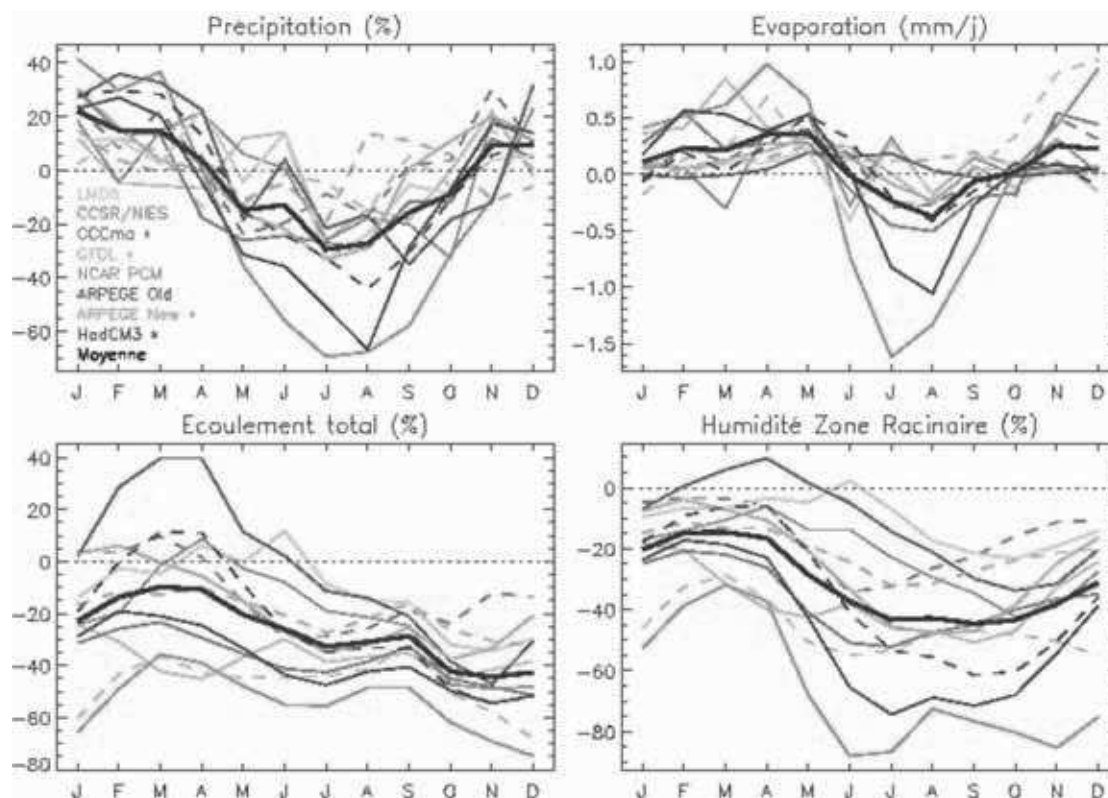


FIGURE 1.7: Impact des 12 scénarios de CC sur les bilans d'eau simulés par le modèle CaB dans le bassin de la Seine. Les valeurs représentées sont des différences par rapport au climat actuel. Les traits pleins correspondent au scénario A2, et les tiretés au scénario B2. (Source : Ducharne *et al.* (2005))

précédente sur le bassin versant de la Garonne. Là où Caballero *et al.* (2007) concluaient à une augmentation des débits en hiver en moyenne sur les GCM, Boé *et al.* (2009) trouve une diminution des débits en hiver en moyenne sur les GCM sur ce bassin versant. Les différences s'expliquent en partie par les différents changements de précipitations dans la région. Les précipitations des GCM utilisés par Caballero *et al.* (2007) augmentent en hiver dans le futur alors qu'elles diminuent pour les GCM utilisés par Boé *et al.* (2009). Les modèles régionaux du projet Ensembles (van Der Linden et Mitchell, 2009) forcés par les GCM CMIP3 simulent une diminution des précipitations en hiver sur le sud-ouest de la France, ce qui irait plutôt dans le sens d'une diminution des débits.

La diminution du manteau neigeux sur les Alpes est par contre cohérente avec Etchevers *et al.* (2002) sur les Alpes et Caballero *et al.* (2007) sur les Pyrénées. L'augmentation de la température amène une diminution du stock de neige et de la durée d'enneigement. La diminution est d'autant plus forte que l'altitude est faible (Figure 1.8). Le signal du changement climatique est plus robuste sur la température que sur les précipitations, ce qui permet sans doute d'expliquer la convergence des différentes études sur les changements du manteau neigeux.

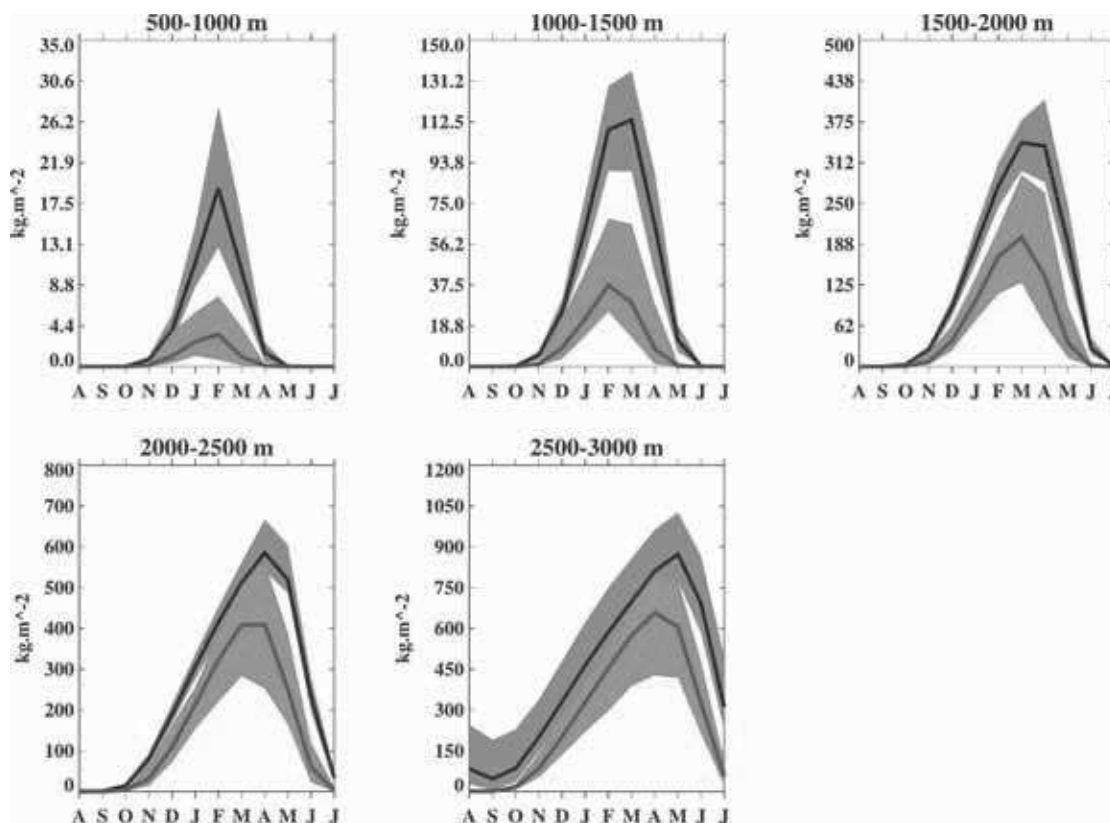


FIGURE 1.8: Cycle saisonnier par tranche d'altitude de l'équivalent en eau du stock de neige (kg.m^2) pour la période 1979-2000 (gris et noir) et la période 2046-2065 (bleu) dans les Alpes. Les lignes indiquent la moyenne d'ensemble et les zones colorées correspondent à l'incertitude due aux modèles climatiques. (Source : Figure 11 in Boé *et al.* (2009))

Dans le cadre du projet RExHySS, les projections réalisées par Boé *et al.* (2009) ont été en partie reprises puis complétées par des projections réalisées avec des modèles hydrologiques différents. En moyenne sur les modèles climatiques et sur les modèles hydrologiques, les débits diminuent toute l'année sur la Seine à Poses (Ducharne *et al.*, 2011). Les variations des régimes de crues décennales et centennales sont modérées mais les incertitudes associées à ces variations sont très importantes (Ducharne *et al.*, 2011). La nappe du bassin versant de la Seine voit également sa hauteur piézométrique diminuer entre 4 et 6 mètres (Habets *et al.*, 2013).

Le projet ClimSec s'est intéressé spécifiquement à l'évolution des sécheresses en France ainsi qu'à l'effet de différentes stratégies d'adaptation à l'aide du modèle Isba-Modcou et des simulations d'un modèle de climat régional (Soubeyroux *et al.*, 2012; Vidal *et al.*, 2012). Avec la diminution des précipitations en été, les périodes de sécheresses vont devenir plus fréquentes mais également plus longues à la fin du XXI^{ème} siècle (Vidal *et al.*, 2012).

D'autres projets se sont également attachés à intégrer d'avantage les études d'impact du

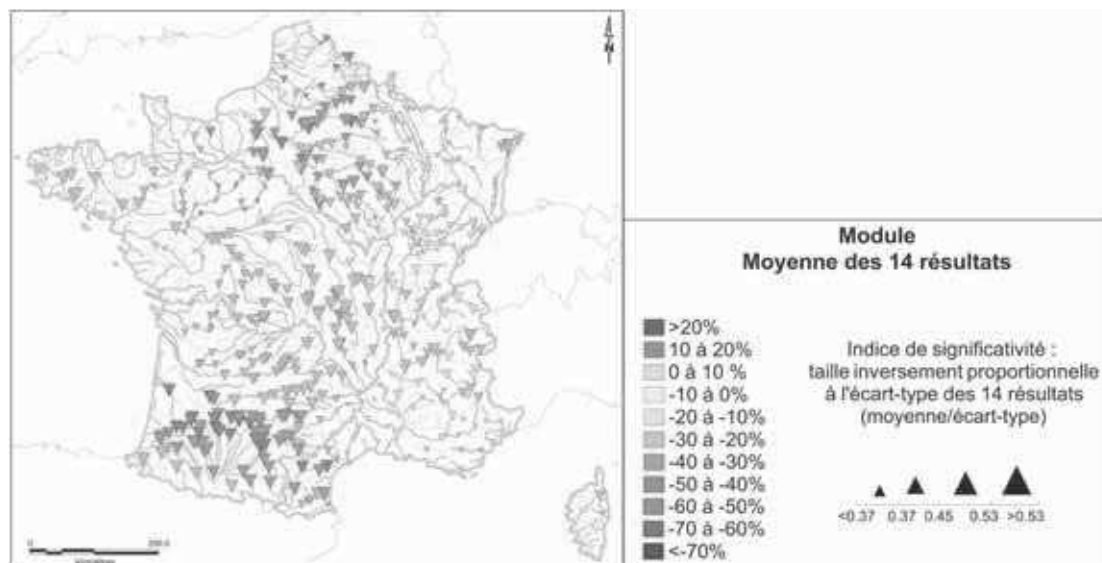


FIGURE 1.9: Moyenne d'ensemble des changements relatifs (%) de débits pour la période 2045-2065 par rapport à la période 1961-1990. La taille des triangles est inversement proportionnelle au ratio entre la moyenne et l'écart-type. Résultats obtenus à partir de 14 simulations hydrologiques : 7 projections climatiques et 2 modèles hydrologiques. (Source : De Lacaze *et al.* (2010))

changement climatique (Sauquet, 2009; De Lacaze *et al.*, 2010; Sauquet *et al.*, 2014). Sur la partie hydrologie de surface, le projet Explore2070 (Chauveau *et al.*, 2013) a également repris une partie des projections réalisées par Boé *et al.* (2009) en les complétant par des projections réalisées avec un autre modèle hydrologique (Figure 1.9).

L'évolution des débits moyens du projet Explore2070 est globalement cohérente avec les études citées précédemment. Comme constaté auparavant (Ducharne *et al.*, 2011), les régimes de crues décennales ne changent que modérément. Les étiages par contre se renforcent mais leur évolution est très sensible aux deux modèles hydrologiques utilisés (Chauveau *et al.*, 2013).

L'impact du changement climatique sur l'hydrologie de surface sur le bassin de la Durance a été étudié pour le projet RIWER 2030 (Hingray *et al.*, 2012; Lafaysse et Hingray, 2014) et pour le projet R²D² 2050 (Sauquet *et al.*, 2014; Magand, 2014). Les résultats sont caractéristiques des bassins versants à forte influence nivale, c'est-à-dire une augmentation importante des débits en hiver suivie d'une diminution au printemps et en été. Les principales différences entre les modèles hydrologiques se trouvent sur l'estimation de l'évapotranspiration (Figure 1.10).

L'ensemble des études évoquées ici présentent des résultats généralement convergents. Les principales différences constatées sont sur les changements de précipitations sur le bassin versant de la Seine. L'augmentation des précipitations est forte en hiver dans Ducharne *et al.* (2005), environ 20%, alors qu'elles n'augmentent que très légèrement

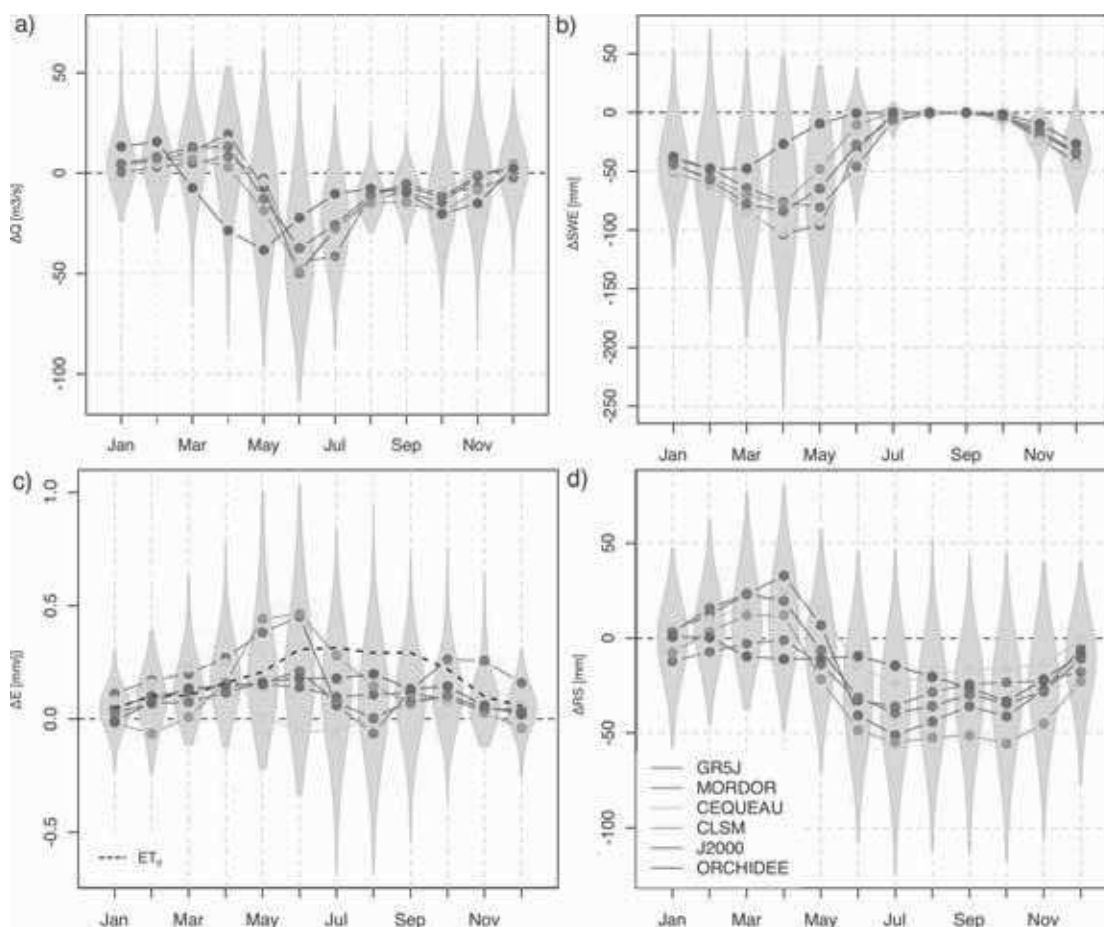


FIGURE 1.10: Comparaison entre modèles hydrologiques des changements mensuels de débits, d'évapotranspiration, de maximum de stock de neige et de stock d'eau souterrain pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. Les médianes de changements mensuels entre les périodes 2036-2065 et 1980-2009 sont représentées par les lignes de couleur. Pour chaque mois, les distributions des changements mensuels tous modèles confondus sont représentées en gris par les diagrammes en violon. (Source : Figure 7.14 in Magand (2014))

dans Boé *et al.* (2009). Les projections sur l'Europe des GCM CMIP3 (Giorgi et Lionello, 2008), CMIP5 (Terray et Boé, 2013) et des modèles régionaux Ensembles (van Der Linden et Mitchell, 2009) donnent une augmentation des précipitations généralement inférieure à 20% sur le nord de la France mais les différents ensembles de modèles, les différents scénarios d'évolution de la concentration des GES ne permettent pas une comparaison rigoureuse.

Il faut garder à l'esprit qu'une partie des études présentées ne sont pas totalement indépendantes (Boé *et al.*, 2009; Ducharne *et al.*, 2011; Habets *et al.*, 2013; Chauveau *et al.*, 2013). Une partie des projections régionalisées de Boé *et al.* (2009) sont utilisées dans Chauveau *et al.* (2013). Elles sont associées à d'autres projections dans Ducharne *et al.* (2011) et Habets *et al.* (2013) mais les résultats n'en sont pas moins influencés. Dans l'ensemble, les études s'accordent sur une diminution des débits, en partie

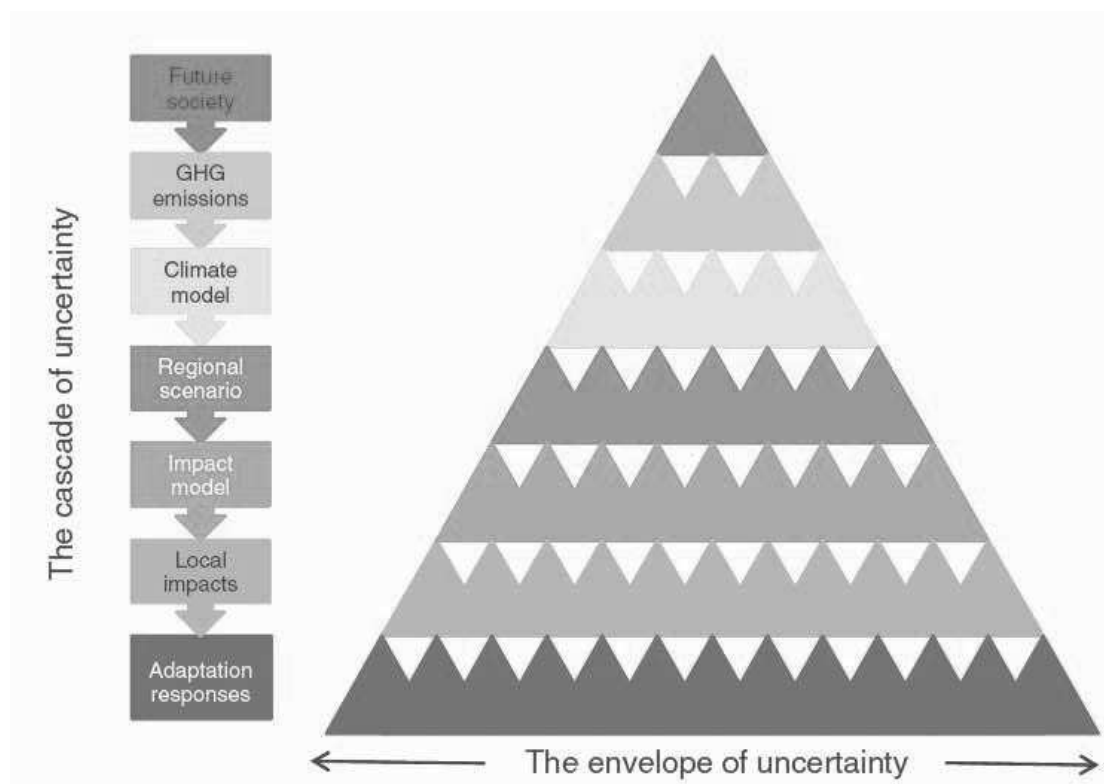


FIGURE 1.11: Cascade des incertitudes associées aux études d'impacts, des scénarios socio-économiques et démographiques aux réponses apportées aux impacts locaux. (Source : Figure 1 in Wilby et Dessai (2010))

à cause de la diminution des précipitations mais également en raison de l'augmentation de l'évapotranspiration. Les étiages seront plus longs et plus sévères, les régimes de crue n'évolueront que très peu.

1.3.3 Incertitudes considérées

La prise en compte des incertitudes dans les études d'impact du changement climatique est indispensable à l'élaboration de stratégies d'adaptation qui soient résilientes (Mitchell et Hulme, 1999; Pappenberger et Beven, 2006; Wilby et Dessai, 2010). Les sources d'incertitudes sont diverses et s'accumulent tout au long du processus d'évaluation des impacts (Figure 1.11), à commencer par les scénarios d'évolution socio-économique et les émissions de GES qui en résultent, puis l'ensemble des modèles numériques utilisés, du modèle climatique global au modèle d'impact. La quantification de la contribution de chacune des sources d'incertitude est un élément qui pourrait permettre d'élaborer des stratégies d'adaptation plus appropriées (Bosshard *et al.*, 2013; Adloff *et al.*, 2015).

Les études récentes de l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique en France ont à chaque fois, et à juste titre, mis l'accent sur les incertitudes associées

au changements étudiées. Il est désormais acquis que les études doivent utiliser le plus grand nombre de modèles climatique possible et ceci afin d'estimer au mieux les incertitudes liées à ces modèles. Les exercices internationaux de comparaison des modèles climatiques ont largement facilité les études d'impact, non seulement multi-modèles climatiques, mais également à partir de plusieurs scénarios d'évolution de la concentration des GES. La multiplication des méthodes de désagrégation statistique ainsi que les projets internationaux de modélisation régionale ont également permis de réaliser des études d'impact en considérant les incertitudes associées à cette régionalisation des simulations des modèles climatiques globaux. Enfin, la communauté s'attache de plus en plus à utiliser plusieurs modèles hydrologiques. Cela est rendu possible grâce au grand nombre de modèles hydrologiques existants sur le territoire.

Cette accumulation des sources d'incertitudes compliquent l'élaboration de stratégies d'adaptation (Lempert *et al.*, 2004; Dessai et Hulme, 2004). Heureusement les résultats des études d'impact n'en sont pas moins inexploitable. Des stratégies d'adaptation basées sur les principes de "moindre regret" (Wilby et Dessai, 2010) ou de minimisation des risques (Lempert *et al.*, 2004; OCDE, 2014) par exemple permettent d'élaborer des stratégies en tenant compte des incertitudes associées aux changements projetés.

Bien qu'il soit possible d'exploiter les études d'impact malgré les importantes incertitudes qui y sont associées, cette solution ne peut-être totalement satisfaisante. Une partie de ces incertitudes est due à une mauvaise représentation par les modèles, climatiques ou hydrologiques, des processus physique. En toute rigueur, ce sont donc des erreurs et il est souhaitable de les réduire autant que possible. La réduction des erreurs dans les modèles numériques n'est bien entendu pas chose aisée, mais un choix approprié des modèles climatiques par exemple peut permettre de réduire une part de ces erreurs (Tebaldi *et al.*, 2004; Knutti *et al.*, 2010; Boé et Terray, 2015).

De plus, au-delà des erreurs, qui dans l'idéal devraient être réduites au minimum, il existe également des incertitudes liées à la variabilité interne du climat. Ces incertitudes sont potentiellement réductibles, au travers de la prévision décennale. Toutefois la prévisibilité obtenue à partir des simulations de prévisions décennales est encore faible sur les continents et d'autant plus sur les précipitations (Chapitre 13 in Stocker *et al.* (2013a)). De plus, les échéances de prévisibilité actuelle sont encore trop restreintes, rarement au-delà de 10 ans (Chapitre 13 in Stocker *et al.* (2013a)).

Dans la suite du projet R²D² 2050 évoqué plus haut (Sauquet *et al.*, 2014), l'incertitude due à la variabilité interne du climat a été évaluée et comparée aux incertitudes dues aux modèles climatiques, aux méthodes de désagrégation statistique et aux modèles hydrologiques (Hingray et Saïd, 2014; Sauquet *et al.*, 2014) sur le bassin versant de la

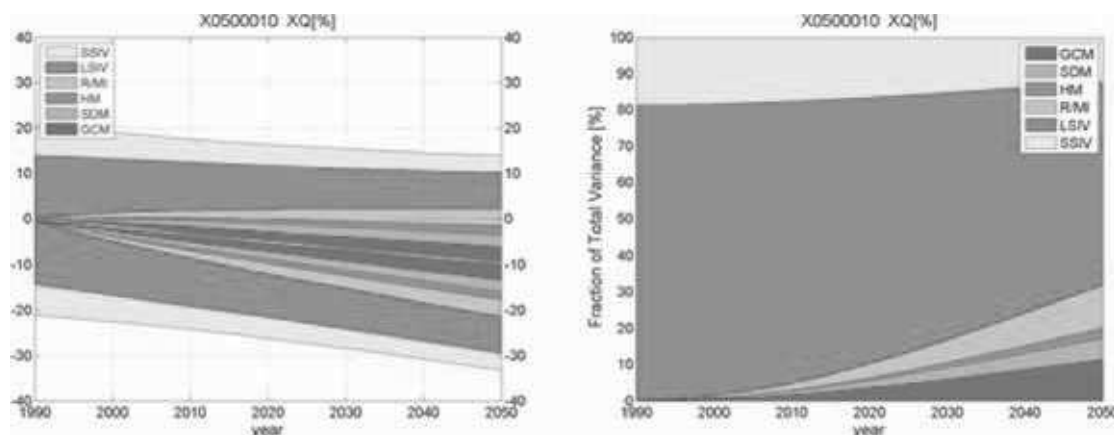


FIGURE 1.12: Gauche : Changements relatifs de débits (%) par rapport à la période 1980-1999 en moyenne annuelle sur 20 ans pour la Durance à Serre-Ponçon. Droite : Proportion de l'incertitude totale expliquée par chaque source d'incertitude : modèle climatique global (bleu foncé); méthode de désagrégation statistique (vert); modèle hydrologique (gris), interaction entre ces trois sources (R/MI, cyan), variabilité interne grande échelle (LSIV, rouge) et petite échelle (SSIV, jaune) associées à chaque chaîne modèle climatique - méthode de désagrégation. (Source : Figure 126 in Sauquet *et al.* (2014))

Durance (Figure 1.12). La principale source d'incertitudes dans les projections hydrologiques réalisées est liée à la variabilité interne, prêt de 70% de la variance totale au milieu du XXI^{ème} siècle (Figure 1.12). L'incertitude due aux modèles climatiques est aussi forte que celle due aux modèles hydrologiques, mais restent toutes les deux limitées (Figure 1.12).

A notre connaissance, l'importance de la variabilité interne n'a jamais été évaluée sur le cycle hydrologique sur toute la France dans le cadre du changement climatique. Récemment il a été montré que la variabilité interne du climat pouvait avoir une influence importante sur le cycle hydrologique en France (Boé et Habets, 2014). Des différences de débits annuels allant jusqu'à 30% ont déjà été observées par le passé entre deux périodes d'une vingtaine d'années. En simplifiant, cela signifie que dans les prochaines décennies, l'impact du changement climatique sur les débits moyens en France pourrait être modulé de 15%, en plus ou en moins, par la simple variabilité interne du climat. Les études récentes sur le bassin versant de la Durance (Hingray et Saïd, 2014; Sauquet *et al.*, 2014) suggèrent que les incertitudes dues à la variabilité interne dans les changements hydrologiques sont effectivement importantes.

Dans l'ensemble, les études récentes en France se sont toutes attachées à quantifier au mieux les incertitudes associées aux résultats obtenus, que cela soit celles associées aux scénarios socio-économique, aux modèles climatiques, à la méthode de désagrégation ou aux modèles hydrologiques. Il n'est bien sûr pas possible de tout réaliser à chaque fois, cela nécessite un travail conséquent, des analyses lourdes sur des quantités de données

importantes. Dans les études récentes, les incertitudes associées à la variabilité du climat et sa modélisation se sont toujours révélées être les plus importantes en France (Vidal *et al.*, 2012; Chauveau *et al.*, 2013; Habets *et al.*, 2013), mais aussi en Suisse (Addor *et al.*, 2014) ou sur le Colorado (Vano *et al.*, 2014). Cette incertitude climatique mêle à la fois les erreurs des modèles climatiques et la variabilité interne du climat. La contribution de la variabilité interne aux incertitudes totales sur les changements hydrologiques du bassin versant de la Durance a, en revanche, été distinguée par Sauquet *et al.* (2014). Dans les prochaines décennies, une part importante de l'incertitude totale est liée à la variabilité interne du climat. La bassin de la Durance est un bassin versant de montagne, l'influence de la neige y est importante. La question de la contribution de la variabilité interne aux incertitudes totales sur d'autres bassins versants peut se poser.

1.4 Objectifs de la thèse

L'objectif ici est d'étudier les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique sur toute la France ainsi que les incertitudes qui y sont associées. Les principaux objectifs sont les suivants :

- Réduire les incertitudes ou les erreurs dues à la méthode de désagrégation statistique.
Une source d'incertitude importante des méthodes de désagrégation statistique est la vérification de l'hypothèse de transférabilité de la relation statistique établie à partir des observations. Les prédictors utilisés dans la désagrégation statistique ne permettent pas toujours de caractériser totalement la variabilité des précipitations à l'échelle locale. L'utilisation de prédictors associés à la composante thermodynamique, l'augmentation d'humidité spécifique par exemple, permettrait d'éventuellement mieux représenter la variabilité et les changements de précipitations. L'évaluation de la méthode sur la reproduction des caractéristiques statistiques des précipitations dans le climat présent n'est pas suffisante. Il est nécessaire d'effectuer une estimation plus fiable de la validité de cette hypothèse de transférabilité.
- Evaluer l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique avec la dernière génération de modèles climatiques et de scénarios.
Les résultats des études précédentes n'ont pas toujours été totalement cohérents entre eux, notamment sur le bassin versant de la Seine. Depuis les dernières études d'impact du changement climatique, un nouvel exercice international d'inter-comparaison des modèles climatiques a été réalisé avec une nouvelle génération de modèles climatiques globaux mais également une nouvelle génération de scénarios d'évolution de la concentration des gaz à effet de serre. Dans quelle mesure les

projections hydrologiques réalisées avec ces derniers modèles climatiques et ces derniers scénarios seront-elles cohérentes avec les résultats déjà obtenus par le passé en France ?

- Quantifier les incertitudes dues aux modèles climatiques et à la variabilité interne du climat sur l'ensemble de la France.

Dans les prochaines décennies, l'influence de la variabilité interne est, en Europe, souvent aussi importante que le signal du changement climatique. Cela semble également être le cas au niveau des changements hydrologiques. En effet, sur le bassin versant de la Durance, l'influence de la variabilité interne sur les changements hydrologiques est bien plus importante que toutes les autres sources d'incertitudes. L'estimation de l'influence de cette variabilité interne du climat sur les changements hydrologiques est donc un élément clé pour l'élaboration des prochaines stratégies d'adaptation.

- Mettre en perspective l'incertitude due à la variabilité interne dans les changements à venir avec celle déjà observée.

Les longues observations de débits révèlent qu'ils ont été soumis à une forte variabilité multi-décennales pendant le XX^{ème} siècle. Les récentes réanalyses atmosphériques sur tout le XX^{ème} siècle associées aux outils de modélisation hydrologiques ouvrent la perspective de réaliser des reconstructions hydrologiques afin de quantifier cette variabilité multi-décennale sur l'ensemble de la France. Ces reconstructions permettront de mettre en perspective, d'une part, le signal du changement climatique sur les changements du cycle hydrologique, et d'autre part, l'influence de la variabilité interne sur ces changements hydrologiques.

Chapitre 2

Modèles climatiques et modèles hydrologiques

L'étude des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique demande de tenir compte de mécanismes qui vont de l'échelle planétaire pour l'évolution climatique à l'échelle locale pour les impacts sur l'hydrologie en France. Ces mécanismes sont nombreux, très complexes et pas toujours parfaitement compris. Si des modèles simples peuvent permettre d'avoir une idée qualitative de l'impact de l'augmentation des GES sur le climat global, le recours à la modélisation numérique est par contre indispensable pour en étudier les effets à l'échelle régionale, l'Europe dans notre cas. Il en est de même pour l'étude des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique en France, si la simple évolution des précipitations et de la température permettent d'en avoir une idée approximative, le recours à la modélisation hydrologique s'avère encore une fois indispensable pour en aborder les mécanismes et l'aspect quantitatif.

Les modèles climatiques, qu'ils soient globaux ou régionaux, n'ont pas été utilisés à proprement parler, seules les simulations issues de projets internationaux ont été utilisées. Des simulations avec les modèles hydrologiques ont par contre été réalisées dans ce travail pour étudier les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique en France.

2.1 Les modèles climatiques globaux

2.1.1 Le système climatique, les systèmes couplés

Les modèles climatiques globaux (Global Climate Models - GCM) sont l'un des principaux outils d'étude des évolutions passées et futures du climat. Depuis les trente

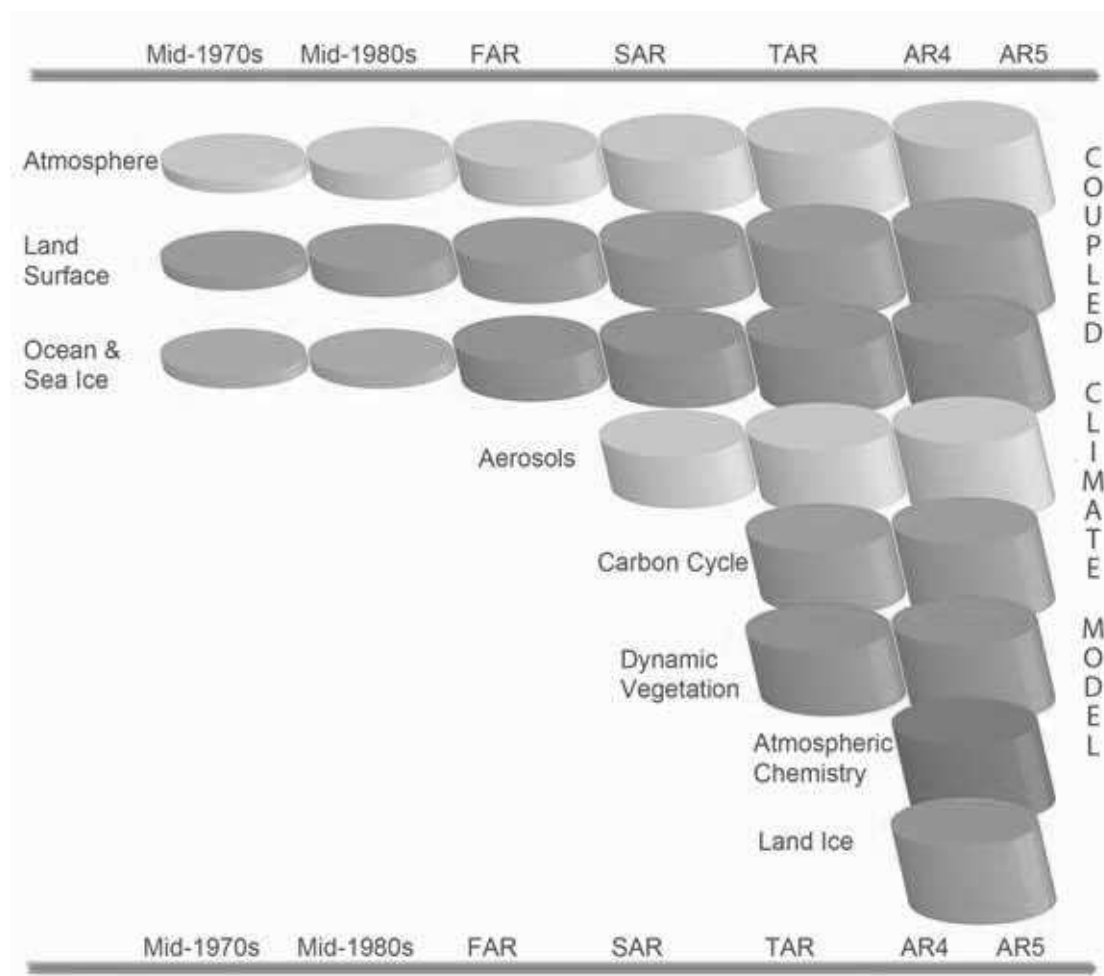


FIGURE 2.1: Introduction de nouvelles composantes dans les modèles climatiques couplés au cours des 35 dernières années et des rapports successifs du GIEC (FAR, SAR, TAR, AR4, AR5). La taille du cylindre indique la complexité de la composante considérée. Il est également important de noter que la résolution des modèles a considérablement augmenté dans cet intervalle de temps, la résolution horizontale passant d'environ 500 km à presque 100 km en moyenne aujourd'hui. (Figure 1.13 in Stocker *et al.* (2013a))

dernières années, leur précision et leur complexité n'ont cessé de progresser en même temps que la puissance informatique disponible. Le premier modèle d'atmosphère dédié à une étude climatique a été développé par le Laboratoire de Dynamique des Fluides Géophysiques (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL) à Princeton aux États-Unis dans les années 1950 (Planton, 2006). Il a permis de simuler la variabilité atmosphérique de l'hémisphère Nord sur un mois.

Le premier couplage entre l'océan et l'atmosphère a lui été réalisé dans les années 1960 (Planton, 2006). Ce couplage a été une étape essentielle dans les études climatiques. Comparé à l'atmosphère, la lenteur des processus de mélange et de redistribution de la chaleur rend le rôle des océans essentiel pour des études aux échelles de temps climatiques, de décennales à multi-décennales.

Les dernières générations de GCM intègrent désormais en plus de l'océan d'autres composantes du système climatique. Beaucoup modélisent également les sols, les aérosols, certains la végétation ou bien la chimie atmosphérique et les glaces continentales (Figure 2.1). Le cycle du carbone est également inclus de plus en plus souvent dans les modèles. Malgré cette complexité toujours plus importante des GCM, de nombreuses limites demeurent. Les interactions entre ces différentes composantes restent méconnues, le rôle des nuages, ainsi que des aérosols dans le réchauffement climatique restent très incertain (Boucher *et al.*, 2015).

2.1.2 CMIP5, modèles et expériences

Tous les modèles climatiques globaux étudiés dans cette thèse sont issus du cinquième projet international d'intercomparaison des modèles couplés (Fifth Coupled Model Intercomparison Project - CMIP5, Taylor *et al.* (2012)). Ce projet fixe aux centres climatiques du monde entier un cadre expérimental commun. Le dernier rapport du GIEC (Stocker *et al.*, 2013a) s'est en grande partie appuyé sur les résultats des simulations réalisées dans le cadre de CMIP5. Nous n'avons utilisé dans la thèse que deux types d'expérience issus de CMIP5 :

- les simulations historiques ;
- les simulations avec différents profils représentatifs d'évolution des concentrations (Radiative Concentration Pathway - RCP, Moss *et al.* (2010)).

Les simulations historiques démarrent généralement en 1850 et se terminent en 2005. Dans ces simulations, l'ensemble des forçages, naturels et anthropiques, sont ceux observés, ou estimés, pendant la période (Meinshausen *et al.*, 2011). Par forçages naturels, nous entendons essentiellement l'activité solaire, les aérosols volcaniques mais également les autres aérosols naturels. Les forçages anthropiques sont eux constitués des aérosols anthropiques et de la concentration en gaz à effet de serre (GES). Gaz à effet de serre est un terme générique qui désigne à la fois, les gaz qui existent à l'état naturel comme le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4) et le protoxyde d'azote (N_2O) ainsi que les gaz d'origine industrielle, essentiellement les hydrocarbures halogénés. Le dioxyde de carbone est le plus important d'entre eux, car il est celui qui est produit en plus grande quantité par les activités humaines.

L'état initial des simulations historiques est pris, sans règle particulière, dans la simulation de contrôle du modèle (piCtl). Dans cette simulation de contrôle, l'ensemble des forçages, naturels et anthropiques, est maintenu constant à leur état pré-industriel. Les simulations historiques partent donc toutes d'un état initial différent et ne sont contraintes que par les forçages naturels et anthropiques. Il n'y a donc aucune raison pour que ces simulations réalisent des événements historiques particuliers liés à la

variabilité interne du climat. Elles peuvent au mieux reproduire les tendances liées à l'évolution des forçages comme par exemple l'augmentation de la température moyenne globale des dernières décennies. Elles reproduisent également des événements pour lesquels le forçage est prépondérant face à la variabilité interne climatique. Par exemple, la forte augmentation de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère suite à une éruption volcanique majeure conduit à une diminution importante de la température moyenne globale pendant quelques années dans toutes les simulations historiques.

Les simulations RCP, réalisées à partir de 2005 et jusqu'en 2100, ou 2300 pour certaines simulations utilisant les extensions des RCP, sont des projections climatiques contraintes par des scénarios d'évolution des concentrations en GES et d'utilisation des sols. Ces scénarios tiennent également compte du cycle solaire et d'une concentration moyenne en aérosols volcaniques, basés sur la période historique.

L'utilisation des scénarios RCP est une évolution importante dans les études sur le changement climatique (voir Moss *et al.* (2010) ainsi que pour la suite sur les scénarios RCP). Les scénarios utilisés dans les études précédentes (CMIP3) étaient tirés du rapport spécial sur les émissions (Special Report on Emissions Scenarios - SRES) du GIEC publié en 2000.

Dans ces scénarios SRES, les facteurs socio-économiques futurs et les émissions en GES résultant de ces activités étaient estimés dans un premier temps, suivis ensuite d'une évaluation des concentrations en GES et du forçage radiatif induit par ces concentrations. Enfin, et seulement dans un dernier temps, l'évolution du climat était simulée à partir de ces scénarios de concentration en GES. Cette approche a conduit à un délai très important entre le début de l'étude des scénarios, en 1997, et le quatrième rapport du GIEC en 2007 présentant les résultats des modèles climatiques forcés par les scénarios SRES.

Pour éviter ce décalage entre les premières études sur les scénarios et leur exploitation effective dans des modèles climatiques et dans des modèles d'impacts, une approche parallèle a été adoptée pour la conception des scénarios RCP. Dans un premier temps, les caractéristiques des scénarios importantes pour la modélisation climatique ont été identifiées, la plus importante d'entre elles étant le forçage radiatif à la fin du XXI^{ème} siècle. Le GIEC a aussi fixé quelques critères pour la sélection des scénarios RCP qui seraient utilisés ensuite par la communauté du climat pour la réalisation de l'exercice CMIP5. Les scénarios devaient être représentatifs de ceux déjà existants dans la littérature ; ne pas être trop nombreux afin que leur exploitation reste compatible avec les ressources des centres modélisateurs ; en nombre pair pour éviter le biais du scénario central comme meilleur estimateur ; qu'ils proposent des forçages suffisamment différents à la fin du

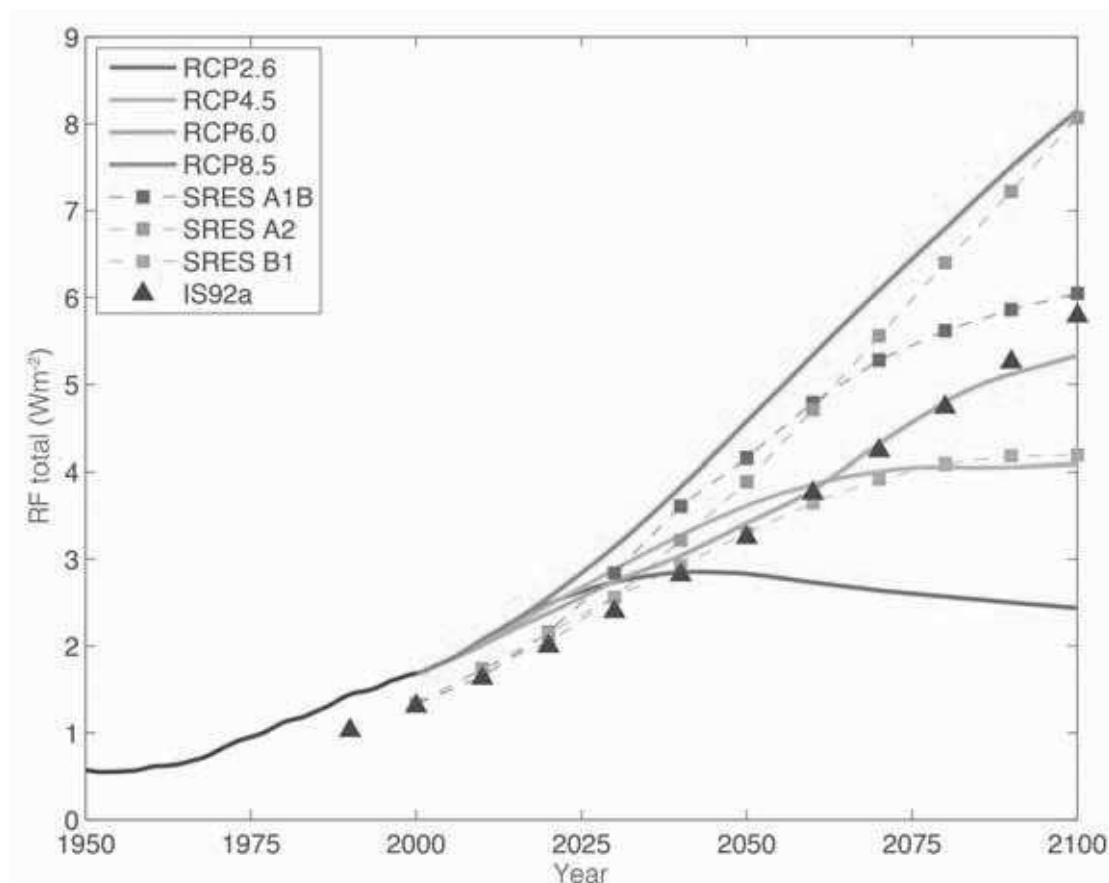


FIGURE 2.2: Forçage radiatif anthropique total ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) relatif à l'ère pré-industrielle (environ 1765) pour la période historique (trait plein noir) et projeté pour la période future. Les quatre scénarios RCP sont en traits pleins de couleurs et sont comparés aux précédentes projections réalisées par le GIEC (IS92 en triangles noirs et SRES en traits pointillés et carrés de couleurs). (Figure 1.15 in Stocker *et al.* (2013a))

siècle pour les modèles de climat et bien sûr, que toutes les données nécessaires aux futures études soient disponibles.

Le Consortium de modélisation intégrée (Integrated Assessment Modelling Consortium - IAMC) a répertorié 324 scénarios parmi lesquels seulement 32 respectaient ces critères fixés par le GIEC. La communauté a finalement identifié quatre trajectoires de forçage radiatif pour CMIP5. Chacun des scénarios utilisés est identifié par son forçage radiatif total estimé à la fin du siècle. Le scénario RCP2.6 correspondant à un forçage de $2,6 \text{ W m}^{-2}$, le RCP4.5 à un forçage de $4,5 \text{ W m}^{-2}$, $6,0 \text{ W m}^{-2}$ pour le RCP6.0 et $8,5 \text{ W m}^{-2}$ pour le scénario RCP8.5 (Figure 2.2). Le RCP2.6 est un scénario d'atténuation importante des émissions de GES, avec même des émissions négatives des GES à partir de 2070. Les scénarios RCP4.5 et RCP6.0 sont deux scénarios de stabilisation des émissions. Enfin, le RCP8.5 est un scénario présentant une augmentation importante des émissions de GES jusqu'à la fin du siècle.

Aucune de ces quatre trajectoires d'évolution du forçage radiatif identifiées n'a, a priori, une unique configuration des facteurs socio-économiques possibles. Au moment de leur sélection, il était donc possible de procéder, en même temps que les modélisations climatiques, aux études intégrées afin de déterminer les facteurs socio-économiques compatibles avec ces trajectoires de forçages choisies.

Le nom des scénarios RCP peut porter à confusion. Alors qu'ils sont nommés en fonction du forçage radiatif induit par les concentrations de GES, rien n'indique que les modèles CMIP5 forcés par les scénarios RCP amèneront à un forçage identique au forçage théorique du scénario étudié. Les forçages présentés par les RCP ont été calculés en utilisant des modèles d'évaluations intégrée (Integrated Assessment Models - IAM), et il n'y a aucune raison pour que les GCM donnent des forçages radiatifs parfaitement identiques.

Les différents scénarios RCP permettent d'échantillonner l'incertitude sur l'évolution des facteurs socio-économiques futurs. A des échéances proches, les prochaines décennies, l'incertitude liée à la variabilité interne du climat est presque aussi importante, au moins à l'échelle globale (Hawkins et Sutton, 2011). Pour estimer cette variabilité interne, certains groupes ne se contentent pas de réaliser une unique simulation par scénario mais parfois plusieurs membres pour un même scénario. Les membres se distinguent par leurs conditions initiales différentes. Les membres commencent chacun à une date différente de la simulation de contrôle. Ces perturbations des conditions initiales conduisent à des trajectoires de simulations très différentes, mais toutes aussi justes les unes que les autres, et permettent ainsi d'estimer la variabilité interne simulée par le modèle. C'est une étape importante à la mise en perspective des changements liés aux forçages anthropiques avec la variabilité interne du climat.

Face à la grande variété existante de GCM, il est maintenant important, si ce n'est essentiel, d'utiliser des approches multi-modèles (Tebaldi et Knutti, 2007). Il est souvent considéré que tous les modèles sont équiprobables. Pourtant ils sont nombreux à partager une ou plusieurs composantes, que ce soit le modèle d'atmosphère, ou bien d'océan ou encore de glace. Le choix des modèles pour notre étude (Tableau 2.1) a été en partie simplifié par la disponibilité des données. En effet, les variables dont nous avons besoin au pas de temps journalier pour réaliser la désagrégation statistique n'étaient disponibles que pour une quinzaine de GCM. Ensuite, parmi ces GCM, nous n'avons choisi qu'un modèle par centre. Ainsi, nous avons considéré que les modèles issus d'un même centre de climat ne sont pas suffisamment indépendants pour notre étude. Au contraire, des modèles issus de centres différents le sont. Cette hypothèse est discutable comme le montre Knutti *et al.* (2013). Des modèles de centre différents sont souvent bien plus proches qu'il n'y paraît par le partage de composantes communes (océan, atmosphère,

Modèles	historical	rcp26	rcp45	rcp60	rcp85
ACCESS1-3	1		1		1
bcc-csm1-1-m	1	1	1	1	1
BNU-ESM	1		1		1
CanESM2	5	5	5		5
CNRM-CM5	1	1	1		
CSIRO-Mk3-6-0	1		1	1	1
GFDL-CM3*	2				
IPSL-CM5A-MR*	3	1	1	1	1
MIROC5*	5		3	1	3
NorESM1-M	3	1	1	1	1
Total	21	9	15	5	14

TABLE 2.1: Modèles et expériences CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012) utilisés dans la thèse. Les chiffres représentent le nombre de membres par expérience. * les simulations historiques de ces modèles commencent en 1860 ou 1850, pour les autres modèles elles commencent en 1950.

glace...). Une sélection sur des critères plus objectifs des GCM utilisés (Tebaldi *et al.*, 2004; Knutti *et al.*, 2010; Boé et Terray, 2015) dans les études d'impact est un sujet dont il est urgent de se saisir. Le nombre de GCM et de simulations ne cesse d'augmenter, il devient difficile, voire impossible, pour la communauté étudiant les impacts du changement climatique, de tous les considérer. L'un des principaux problèmes d'une sélection objective réside dans le choix d'une métrique appropriée à l'étude d'impact en question pour comparer les GCM.

2.2 La désagrégation dynamique

2.2.1 Les modèles régionaux

Les méthodes de désagrégation dynamique utilisent généralement des modèles d'atmosphère semblables à ceux utilisés dans les GCM mais à des résolutions nettement plus élevées sur un domaine restreint et non plus à l'échelle globale. Le modèle climatique régional (Regional Climate Model - RCM) est alors forcé à ses frontières par un GCM.

Dans cette configuration, il est considéré que les effets de l'évolution des concentrations en GES sur la grande échelle sont correctement résolus par les GCM. Seuls manquent alors les impacts locaux sur les variables de petite échelle, comme les précipitations, que les RCM permettent d'affiner.

Les projections futures fournies par ces modèles restent proches en terme de changements moyens des projections fournies par les GCM. Elles apportent généralement des informations supplémentaires sur l'évolution des précipitations extrêmes ou bien des effets liés à l'orographie. Toutefois, les biais des RCM restent importants, suffisamment pour qu'une étape de correction soit souvent indispensable avant toute étude d'impact (Teutschbein et Seibert, 2012; Muerth *et al.*, 2013).

Un problème majeur de la désagrégation dynamique reste son coût numérique. Le nombre d'expériences avec de nombreux GCM, de RCM et plusieurs membres restent limitées, même si, grâce à l'apparition de programme internationaux comme ENSEMBLES (van Der Linden et Mitchell, 2009) ou Cordex (Jacob *et al.*, 2013), cette assertion tend à devenir fausse.

2.2.2 ENSEMBLES, modèles et expérience

Les simulations régionales issues du projet européen ENSEMBLES ont été utilisée dans ce travail, les projections réalisées dans le cadre de Cordex n'étant pas encore disponibles à l'époque. Les RCM du projet ENSEMBLES sont forcés à leurs frontières par des GCM issus de CMIP3, l'exercice précédent CMIP5. Les simulations des GCM utilisées sont assez similaires à celles de CMIP5, il y a tout d'abord les simulations historiques, suivies des projections sous une certaine évolution des concentrations en GES. Les scénarios d'évolution des GES sont différents dans CMIP3, ce sont les SRES. Ils ont été rapidement évoqués précédemment et ne seront donc pas décrits en détails. Il peut toutefois être utile de retenir que le scénario A1B, utilisé dans les simulations étudiées, est un scénario se plaçant entre le RCP6.0 et le RCP8.5 en terme de forçage radiatif (Figure 2.2).

Douze simulations régionales d'une résolution de 25 km ont été utilisées. Elles commencent en 1950 et se terminent pour la plupart en 2050, 2100 pour certaines. Le domaine d'intégration minimal des RCM est indiqué sur la figure 2.3 et les couples GCM-RCM sont détaillés dans le tableau 2.2. Certains GCM ont servi de forçage pour plusieurs modèles régionaux à l'instar du modèle du Max Planck Institute (MPI). L'inverse est également vrai, un même RCM a pu être utilisé avec différents GCM comme le RCM du Met Office.

Se pose alors la question de l'indépendance de ces simulations. Rigoureusement, elles ne le sont pas, mais faute de pouvoir quantifier le degré de dépendance, nous sommes contraints de faire l'hypothèse que c'est le cas.



FIGURE 2.3: Domaine minimum d'intégration des RCM ENSEMBLES

	BCM	CGCM3	CNRM	METO-med	METO-hi	MPI
C4I					X	
CNRM			X			
DMI	X					X
ETHZ				X		
KNMI						X
Met.No	X			X		
METO				X	X	
MPI						X
OURANOS		X				

TABLE 2.2: Simulations régionales du projet ENSEMBLES (van Der Linden et Mitchell, 2009) utilisées dans la thèse. Les RCM sont rangés en ligne et les GCM fournissant les conditions aux frontières en colonne.

2.3 Le système hydrologique Isba-Modcou

Le système hydro-météorologique Safran-Isba-Modcou (SIM, Habets *et al.* (2008), Figure 2.4) est développé conjointement depuis maintenant de nombreuses années par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) et l'École des Mines de Paris. Il est utilisé quotidiennement dans un cadre opérationnel par Météo-France pour le suivi, entre autres, de l'humidité des sols et des débits sur toute la France métropolitaine (Soubeyroux *et al.*, 2008). L'ensemble de la chaîne SIM est composée de trois systèmes qui sont détaillés dans la suite.

2.3.1 Safran

Bien que le Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie (Safran) n'ait pas été utilisé à proprement parlé dans le cadre de cette thèse, les variables atmosphériques à haute résolution issues de cette analyse ont, en revanche, été largement utilisées. Il est donc important d'en résumer les principales caractéristiques.

Le système Safran (Quintana-Seguí, 2008; Vidal *et al.*, 2010), développé au Centre d'Etude de la Neige (CEN) et au CNRM avait pour objectif initial l'estimation opérationnelle des risques d'avalanche. Il est désormais utilisé dans un cadre bien plus large et fournit quotidiennement, depuis 2003, une analyse atmosphérique à haute résolution du jour précédent. Une analyse mensuelle est également effectuée en incluant les observations issues des stations non automatisées, ce qui porte le nombre de stations utilisées à 4100 stations en moyenne. Actuellement, Safran fournit une analyse horaire de 8 variables atmosphériques sur une grille de 8 km sur toute la France métropolitaine du 1^{er} août 1958 à aujourd'hui :

- la température à 2 mètres ;
- le vent à 10 mètres ;
- l'humidité spécifique ;
- les précipitations, aussi bien en quantité qu'en phase ;
- les rayonnements solaires directs et diffus ;
- le rayonnement infrarouge ;
- la nébulosité qui n'est pas utilisée dans le forçage du modèle Isba.

L'analyse Safran est réalisée sur un ensemble de 615 zones considérées comme climatiquement homogènes, généralement elles n'excèdent pas une superficie de 1000 km². L'analyse commence par un contrôle de la qualité et de l'homogénéité des observations. Les observations qui sont trop éloignées des autres observations ou de l'ébauche du modèle météorologique sont écartées. Le système Safran applique ensuite un algorithme

d’interpolation optimale à l’ébauche du modèle et aux observations pour chaque niveau d’altitude. Cette analyse est effectuée quotidiennement pour les précipitations, et toutes les 6h pour les autres variables. De plus, sur chacune des zones, un profil d’atmosphère libre est estimé pour calculer le rayonnement incident à l’aide d’un modèle radiatif (Ritter et Geleyn, 1992). Les variables atmosphériques sont ensuite interpolées au pas de temps horaire. Les précipitations liquides et solides sont partitionnées grâce à l’isotherme de 0,5°C. Enfin, dans une dernière étape, l’ensemble des variables analysées est interpolé spatialement sur une grille régulière de 8 km.

2.3.2 Isba

Le modèle Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère (Isba), est un modèle de surface initialement développé par Noilhan et Planton (1989) au CNRM. Isba effectue un bilan d’eau et d’énergie à l’interface entre le sol, la végétation et l’atmosphère. Il permet, dans une configuration couplée, de fournir aux modèles atmosphériques des conditions aux limites de température et d’humidité qui sont réalistes. Il peut également fournir le ruissellement à un éventuel modèle de routage hydrologique. Isba fait désormais partie de la plate-forme de modélisation SURFace EXternalisée (Surfex) permettant une grande flexibilité dans l’utilisation du modèle. Isba est ainsi intégré aussi bien dans les modèles climatiques (Voltaire *et al.*, 2012) que les modèles de prévision du temps (Seity *et al.*, 2011). Dans cette thèse, Isba a été utilisé dans une configuration où il est forcé par les données analysées par Safran.

Isba a largement évolué depuis ses débuts et l’approche conceptuelle dite “Force-Restore”. Le modèle intègre désormais une approche plus physique avec un schéma multicouche (Boone *et al.*, 2000; Decharme *et al.*, 2011) pour le sol. Cette version du modèle a été évaluée avec des données in-situ pour des situations climatiques variées, sur un site expérimental en régime continental (Boone *et al.*, 2000), en Scandinavie (Habets *et al.*, 2003), dans le sud-ouest de la France (Decharme *et al.*, 2011) ou encore sur toute la France (Decharme *et al.*, 2013). Désormais, les équations de conservation de la chaleur et de conservation de la masse sont directement résolues pour effectuer le bilan d’eau et le bilan d’énergie. Dans Isba, seule la composante verticale de ces équations est résolue, les transferts latéraux étant considérés comme nuls. Les équations de la chaleur et de conservation de la masse, avec z orienté vers le bas sont les suivantes :

$$c_h \frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} + \Phi \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} - \frac{1}{\rho_w} (S_i + S_l) \quad (2.2)$$

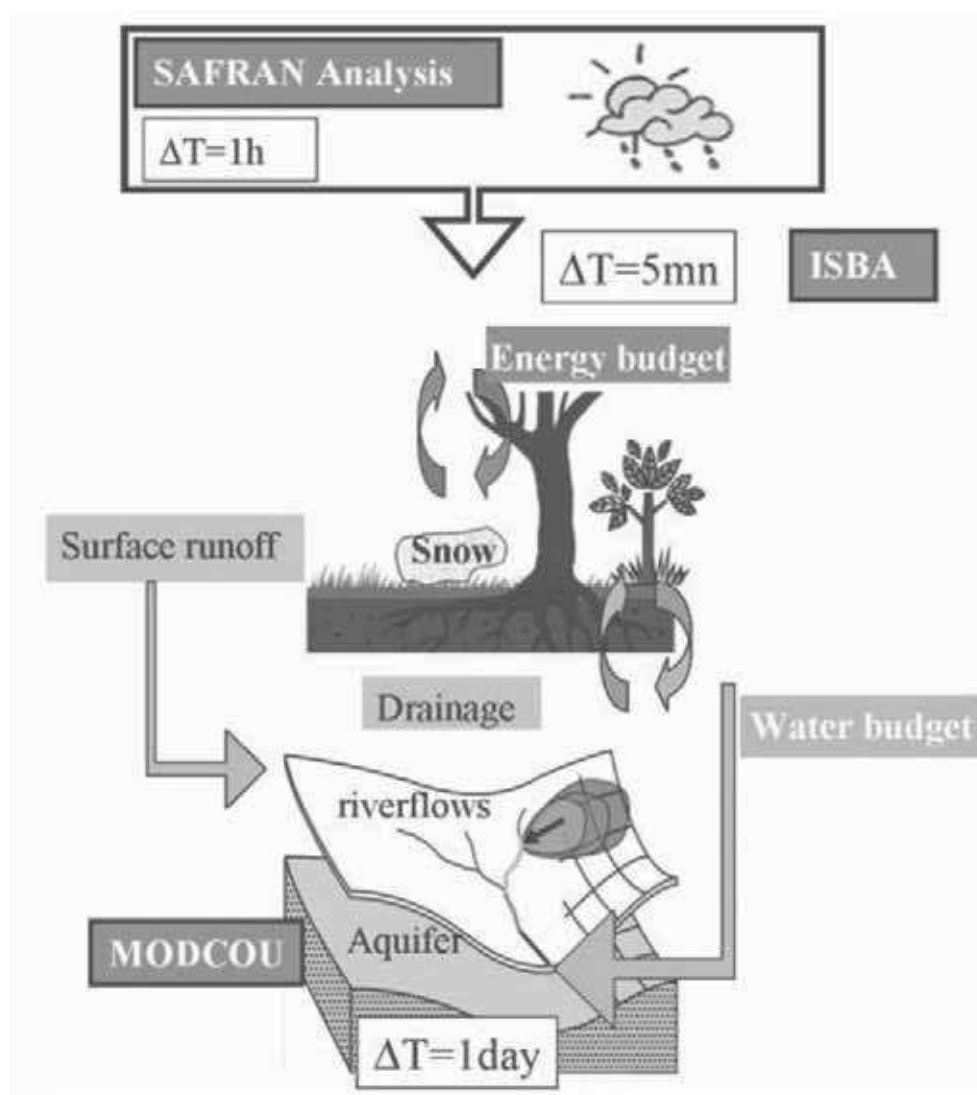


FIGURE 2.4: Le modèle hydrométéorologique SIM et ses trois modules : l'analyse atmosphérique Safran, le modèle de surface Isba et le modèle hydrogéologique Modcou (Figure 1. in Habets *et al.* (2008))

où :

- c_h ($J m^{-3} K^{-1}$) est la capacité calorifique du sol ;
- T_g (K) est la température du sol ;
- G ($W m^{-2}$) est le flux de chaleur dans le sol ;
- Φ ($J m^{-3} s^{-1}$) est une source (ou un puits) de chaleur issue des changements de phase de l'eau ;
- w ($m^3 m^{-3}$) est le contenu total en eau liquide dans le sol ;
- F ($m s^{-1}$) est le flux vertical d'eau ;
- ρ_w ($kg m^{-3}$) est la densité de l'eau liquide ;
- S_i et S_l ($kg m^{-3} s^{-1}$) sont respectivement la sublimation et l'évapotranspiration.

Le flux de chaleur dans le sol, G , est exprimé selon le gradient de température et λ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), la conductivité thermique, de la manière suivante :

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.3)$$

Le flux vertical d'eau, F , peut-être exprimé comme la somme de deux termes, le flux d'eau liquide et le flux de vapeur :

$$F = -k \frac{\partial}{\partial z}(\psi + z) - \frac{D_{\nu\psi}}{\rho_w} \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2.4)$$

où :

- k (m s^{-1}) est la conductivité hydraulique ;
- ψ (m) est le potentiel matriciel ;
- $D_{\nu\psi}$ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) est la conductivité de la vapeur.

Les formulations précédentes permettent de constater que les bilans d'eau et d'énergie sont indissociables (Seneviratne *et al.*, 2010). Ils sont tous les deux liés par les changements de phase de l'eau (Φ dans l'équation), essentiellement l'évapotranspiration et, dans une moindre mesure, le gel et dégel du sol ainsi que la sublimation sur les sols gelés ou recouverts de neige. La modélisation de l'évapotranspiration, composée de l'évaporation et de la transpiration des plantes, constitue encore une source importante d'incertitude dans les modèles de surface et les modèles de climat (Boé et Terray, 2008; Mueller et Seneviratne, 2014). Son observation est complexe et elle n'est généralement évaluée qu'indirectement par des formulations empiriques plus ou moins complexes de l'évapotranspiration potentielle (Thorntwaite, Penman) ou plus simplement par la différence entre les précipitations et le ruissellement.

L'évaporation dans Isba est calculée à partir des propriétés de la couche superficielle, seul l'eau contenue dans cette couche superficielle peut s'évaporer. L'évaporation peut-être décomposée en quatre termes :

$$E = E_{gl} + E_v + E_s + E_{gf} \quad (2.5)$$

où :

- E_{gl} est l'évaporation d'eau liquide depuis le sol ;
- E_v est l'évaporation d'eau liquide depuis la végétation ;
- E_s et E_{gf} représentent respectivement la sublimation depuis la neige et les sols gelés.

Afin de mieux comprendre les variables qui pilotent l'évaporation, intéressons nous au premier terme de l'équation, les autres ayant une formulation assez similaire :

$$E_{gl} = \delta \rho_a C_H V_a (h_u q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2.6)$$

où :

- δ est la fraction de sol non gelé sur le domaine ;
- ρ_a (kg m^{-3}) est la densité de l'air ;
- C_H est le coefficient de frottement, dépendant de la stabilité de l'atmosphère ;
- V_a (m s^{-1}) est la vitesse du vent ;
- h_u est l'humidité relative à la surface du sol ;
- $q_{sat}(T_s)$ (kg kg^{-1}) est l'humidité spécifique à saturation à la température T_s ;
- q_a (kg kg^{-1}) est l'humidité spécifique au-dessus du sol.

Cette formulation montre que l'évaporation dépend de la vitesse du vent, ainsi que du gradient d'humidité entre la couche superficielle et la couche d'air juste au-dessus du sol. Plus le vent ou le gradient d'humidité sont forts, plus l'évaporation est importante. Le coefficient de frottement dépend du type de végétation et du type de sol qui sont, dans Isba, issus de la base de données Ecoclimap II (Faroux *et al.*, 2013)

Pour la transpiration, la végétation peut puiser l'eau contenue dans toutes les couches de la zone racinaire. La transpiration de la végétation est possible lorsqu'elle n'est pas en état de stress hydrique. Dans Isba, le stress hydrique est atteint lorsque l'humidité du sol est au point de flétrissement, c'est-à-dire lorsque l'ensemble de l'eau contenue dans la zone racinaire est épuisée. La végétation ne peut alors plus prélever d'eau dans le sol. Dans le cas contraire, la transpiration de la végétation, E_{tr} , est définie par :

$$E_{tr} = \frac{\alpha}{(R_a + R_s)} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2.7)$$

où :

- α est la fraction de végétation qui n'est pas couverte d'eau ;
- R_a et R_s sont respectivement la résistance aérodynamique et la résistance de la surface ;
- $q_{sat}(T_s)$ (kg kg^{-1}) est l'humidité spécifique à saturation à la température T_s ;
- q_a (kg kg^{-1}) est l'humidité spécifique au-dessus du sol.

La transpiration dépend donc du gradient d'humidité à la surface du sol, comme pour l'évaporation, plus il est élevé, plus la transpiration est forte. Elle dépend également, par les coefficients R_a et R_s , de la vitesse du vent, de l'humidité du sol et du rayonnement

radiatif utilisable par la végétation. Ici aussi, plus l'une des trois variables est élevée, plus la transpiration est élevée.

Le ruissellement total, en plus de l'évapotranspiration, est un élément clé du cycle hydrologique. Dans Isba, le ruissellement total est constitué du drainage gravitaire et du ruissellement de surface.

Le drainage gravitaire est définie comme le flux d'eau calculé à la base du sol, en utilisant la quantité d'eau contenue dans la couche de sol la plus profonde.

Le ruissellement de surface est dépendant de l'état du sol. Lorsqu'il est saturé en eau, l'ensemble des précipitations vont ruisseler. Si ce n'est pas le cas, le ruissellement de surface est définie dans Isba par le schéma de capacité d'infiltration variable (Variable Infiltration Capacity- VIC, Habets *et al.* (1999)). Ce schéma permet de tenir compte de l'hétérogénéité de la maille, même si elle n'est pas totalement saturée, une fraction Q_r des précipitations peut tout de même ruisseler. Le ruissellement sous-maille Q_r dépend, en plus de la quantité de précipitations, de l'humidité du sol et de trois paramètres de celui-ci : l'humidité du sol à saturation, la profondeur du sol et le point de flétrissement.

La description succincte d'Isba réalisée n'aborde pas l'ensemble des processus pris en compte par le modèle. L'objectif d'un tel modèle est tout de même clair, il est de résoudre autant que possible l'ensemble des mécanismes jouant dans les échanges de masses et d'énergie entre l'atmosphère, le sol et la biosphère. Une part de paramétrisation est encore indispensable, par les coefficients de résistance aérodynamique ou de résistance de la surface par exemple. Cette approche, qui consiste à rester au plus prêt de la physique du système étudié, ne peut que renforcer notre confiance en la capacité d'Isba à simuler les processus hydrologiques dans un climat plus chaud. Isba est d'ailleurs, dans un contexte certes bien différent, déjà utilisé à l'échelle globale, dans des climats bien différents de celui qui prévaut la France actuellement.

2.3.3 Modcou

Modcou est un modèle hydrogéologique distribué qui se charge du routage du ruissellement superficiel à travers le réseau hydrographique (Figure 2.5) et du calcul de l'évolution de deux aquifères (Figure 2.6), celui de la Seine et celui du Rhône. Dans Modcou, la résolution spatiale évolue entre 1 et 8 km pour une meilleure représentation des bassins versants et des rivières. D'un point de vue temporel, les débits des rivières sont calculés toutes les trois heures et les hauteurs piézométriques tous les jours.

Dans un premier temps, Modcou effectue le routage des flux d'eau fournis par Isba, le ruissellement de surface et le drainage gravitaire, à travers le réseau hydrographique.

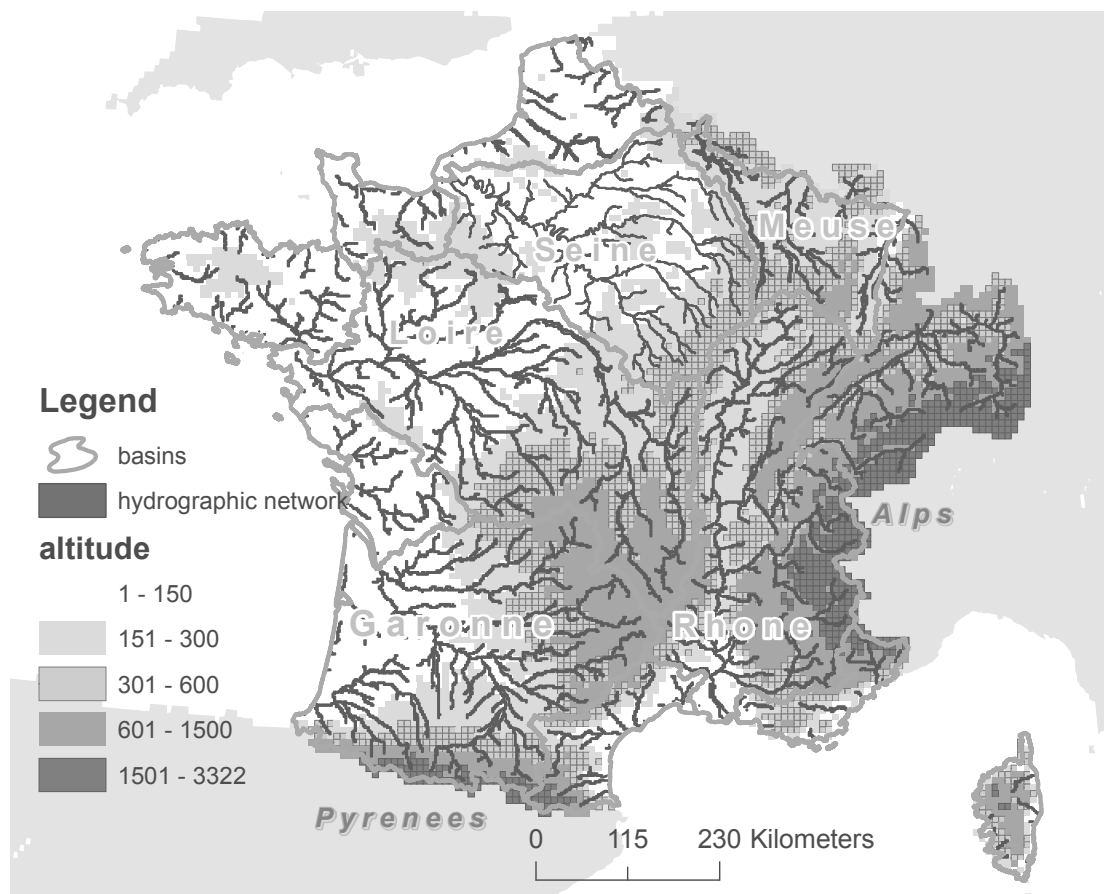


FIGURE 2.5: Topographie et réseau hydrographique du modèle Modcou (Figure 2. in Habets *et al.* (2008))

Le routage est réalisé selon le principe d'isochronisme des transferts (Rousset F., 2007; Häfliger *et al.*, 2015). Simplement, un temps de transfert est calculé à partir des paramètres des mailles hydrologiques (pente, surface drainée...). Ce temps de transfert est ajusté à partir du temps de concentration du bassin versant concerné, le temps maximal nécessaire à une goutte d'eau pour atteindre l'exutoire, qui lui est calibré à partir des observations. Sur les mailles sans nappe, le drainage gravitaire et le ruissellement de surface sont sommés et routés selon ce principe d'isochronisme. Sur les mailles avec une nappe, seul le ruissellement de surface est routé de cette manière, et le drainage gravitaire s'infiltré dans le sol.

Le transfert des flux réalisé, l'évolution des nappes est calculée au pas de temps journalier à partir de l'équation de diffusivité (Ledoux *et al.*, 1989; Rousset *et al.*, 2004). Ensuite, toujours au pas de temps journalier, les échanges entre la nappe et les rivières sont calculés. Enfin, dans un dernier temps, Modcou calcule les débits dans les rivières, à un pas de temps de trois heures, en considérant les échanges entre la nappe et les rivières homogènes sur la journée.

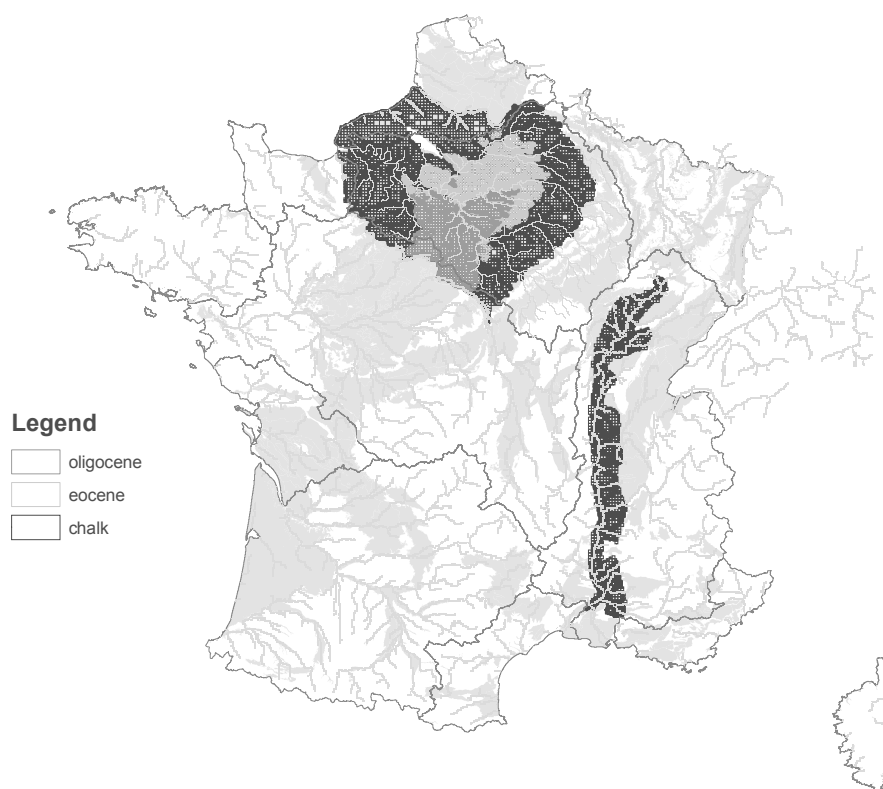


FIGURE 2.6: Aquifères simulés (couleurs) par Modcou et principaux aquifères français (gris) (Figure 3. in Habets *et al.* (2008))

2.3.4 Évaluation de la chaîne hydro-météorologique SIM

Cette partie vise à présenter une évaluation rapide des changements de la nouvelle version de SIM par rapport à sa version précédente (Habets *et al.*, 2008). Ces développements ont été réalisés ces dernières années au CNRM. La principale modification est l'abandon de l'approche conceptuelle "Force-Restore" au profit d'un schéma de sol multicouche présenté auparavant. Le maillage a été affiné dans les régions de montagne. Désormais dans ces régions, Isba a quatre mailles, à des altitudes qui peuvent être différentes, là où il en avait une seule auparavant. La topographie est donc mieux décrite, nous pouvons donc nous attendre, par exemple, à une meilleure simulation de l'onde de fonte printanière. L'hydrologie sous maille a aussi été modifiée dans ces régions de montagne. Bien que la simulation Isba soit effectuée avec un maillage plus fin, le drainage et le ruissellement sont ensuite agrégés à la résolution de la grille originale, 8 km. Pour cette agrégation, les transferts d'eau sont calculés en utilisant un réservoir identique à Lafaysse *et al.* (2011) sur les mailles de montagne et un réservoir identique à Artinyan *et al.* (2008) sur les mailles de plaines sans aquifère simulées par Modcou. Les cartes de sol et la topographie ont été mises à jour. Les analyses présentées ne sont pas exhaustives mais nous permettent toutefois de renforcer, ou d'infléchir, notre confiance en la chaîne SIM.

Dans la suite de cette thèse, les résultats présentés seront tous obtenus avec la nouvelle version de Isba.

Les figures 2.7 et 2.8 présentent le score de Nash journalier ainsi que les ratios des débits journaliers moyens sur la période ($Q_{\text{sim}}/Q_{\text{obs}}$) pour les saisons usuelles.

Les scores de Nash journalier (Figure 2.7) ainsi que les ratios des débits journaliers ($Q_{\text{sim}}/Q_{\text{obs}}$) (Figure 2.8) sont calculés entre le 1^{er} août 1979 et le 31 juillet 2010 pour environ 860 stations. Les observations viennent de la Banque Hydro française (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>). L'ensemble des 860 stations considérées est loin d'être homogène, des régimes hydrologiques très différents et des tailles de bassins très variables sont mélangés mais cette analyse a le mérite d'être synthétique.

L'amélioration des Nash est nette pour toutes les stations en hiver, au printemps et en automne alors qu'ils n'évoluent pas en été (Figure 2.7). Les ratios sont également améliorés en hiver et au printemps, cela reste nettement plus mitigé pour les deux autres saisons (Figure 2.8). Les meilleures performances en été de l'ancienne version de SIM (Old SIM) s'expliquent certainement par l'ajustement du réservoir conceptuel qui a été réalisé afin d'être au plus près des observations. Ce réservoir n'existe plus dans la nouvelle version de SIM.

Dans cette partie, des stations qui sont influencées par les prélèvements humains et les soutiens aux débits d'étiages sont analysées. Les données de la Banque Hydro ne sont pas naturalisées, les influences anthropiques sont donc présentes dans les observations alors que le modèle hydrologique, lui, ne tient pas compte de ses influences. Nous avons donc effectué la même analyse pour un ensemble de stations considérées comme non influencées en hiver et en été d'après les travaux de Giuntoli *et al.* (2012, 2013). L'intersection des stations sélectionnées dans ces travaux et simulées par Modcou donne un ensemble de 63 stations. Les résultats sont présentés sur les figures 2.7 et 2.8 en traits pointillés. Les Nash ne sont systématiquement améliorés que pour les stations pour lesquelles ils étaient déjà élevés, c'est-à-dire supérieur à environ 0,70. En ce qui concerne les ratios, les conclusions changent peu, ils sont légèrement plus proches de 1 en hiver et au printemps, alors qu'il est difficile de conclure en été et en automne.

La suite de la thèse sera principalement centrée sur les quatre grands fleuves français, à savoir la Seine, la Loire, la Garonne et le Rhône. Ce sont les quatre principaux fleuves nationaux, de plus ces quatre bassins versants réunis, ils représentent une part non négligeable du territoire national (Figure 2.9)). Le cycle annuel moyen observé ainsi que ceux simulés par les deux versions de SIM pour des stations proches des exutoires sont présentés sur la figure 2.10. Sur la Loire à Montjean-sur-Loire, le débit moyen hivernal est plus proche des observations avec la nouvelle version de SIM (New SIM). Par contre,

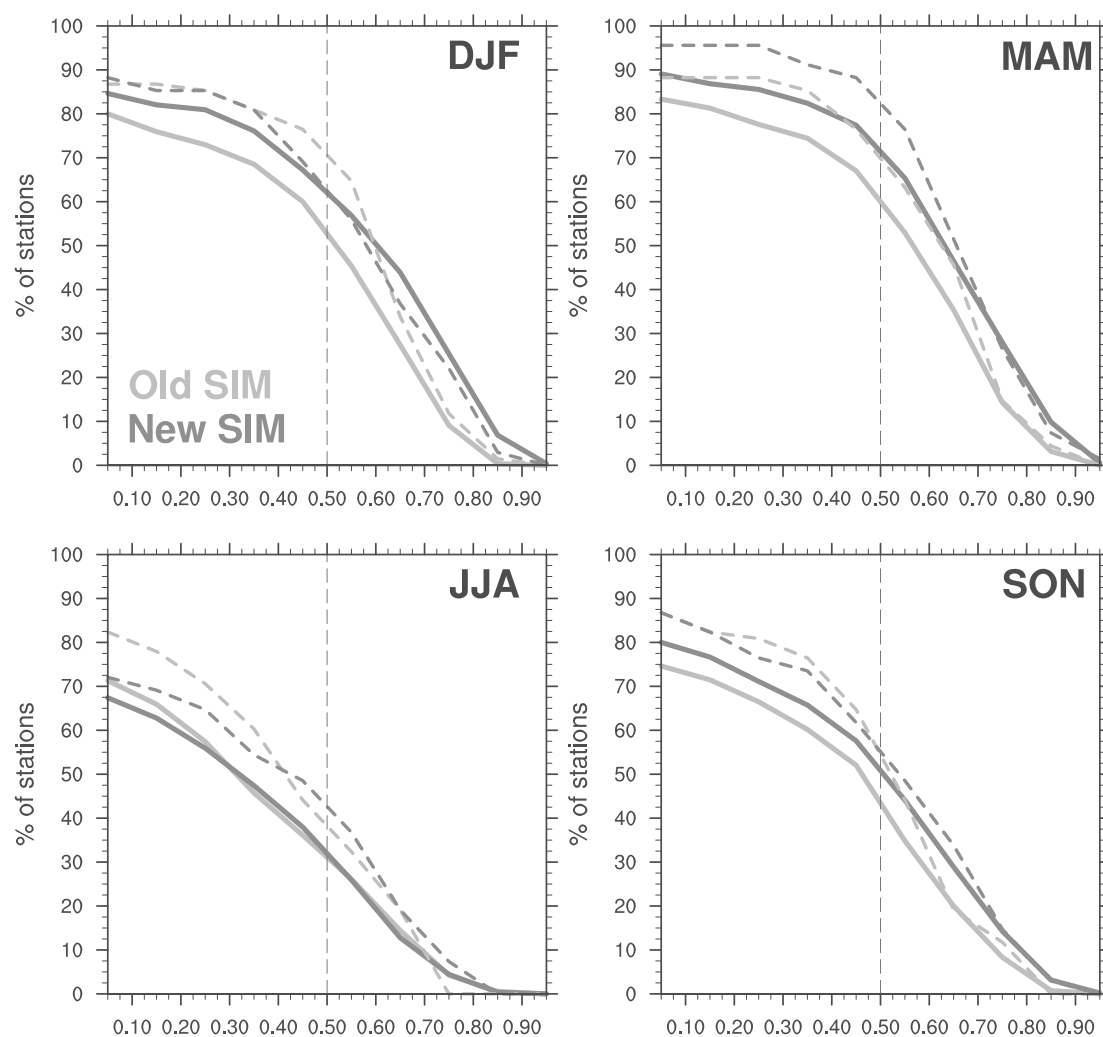


FIGURE 2.7: Distributions cumulées inverses des Nash journaliers pour l'ancienne version de SIM (beige) et la nouvelle version de SIM (marron) calculées entre 1979 et 2010 en utilisant Safran. Traits pleins : 860 stations. Traits pointillés : 63 stations considérées comme non influencées. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre.

les étiages sont sur-estimés par rapport aux observations et à l'ancienne version de SIM (Old SIM). Les prélèvements pouvant être importants en cette saison, il est possible que cela explique une partie de cette sur-estimation par la nouvelle version de SIM. Ces conclusions sont également vraies pour la Seine à Poses ou bien la Garonne à Lamagistère. Pour le Rhône, il est impossible de conclure quoi que ce soit. Le fleuve est très influencé par les prélèvements humains de telle sorte que les observations ne représentent pratiquement aucune évolution naturelle. Au contraire, dans les deux versions de SIM, nous pouvons clairement voir l'onde de fonte printanière et l'étiage estival.

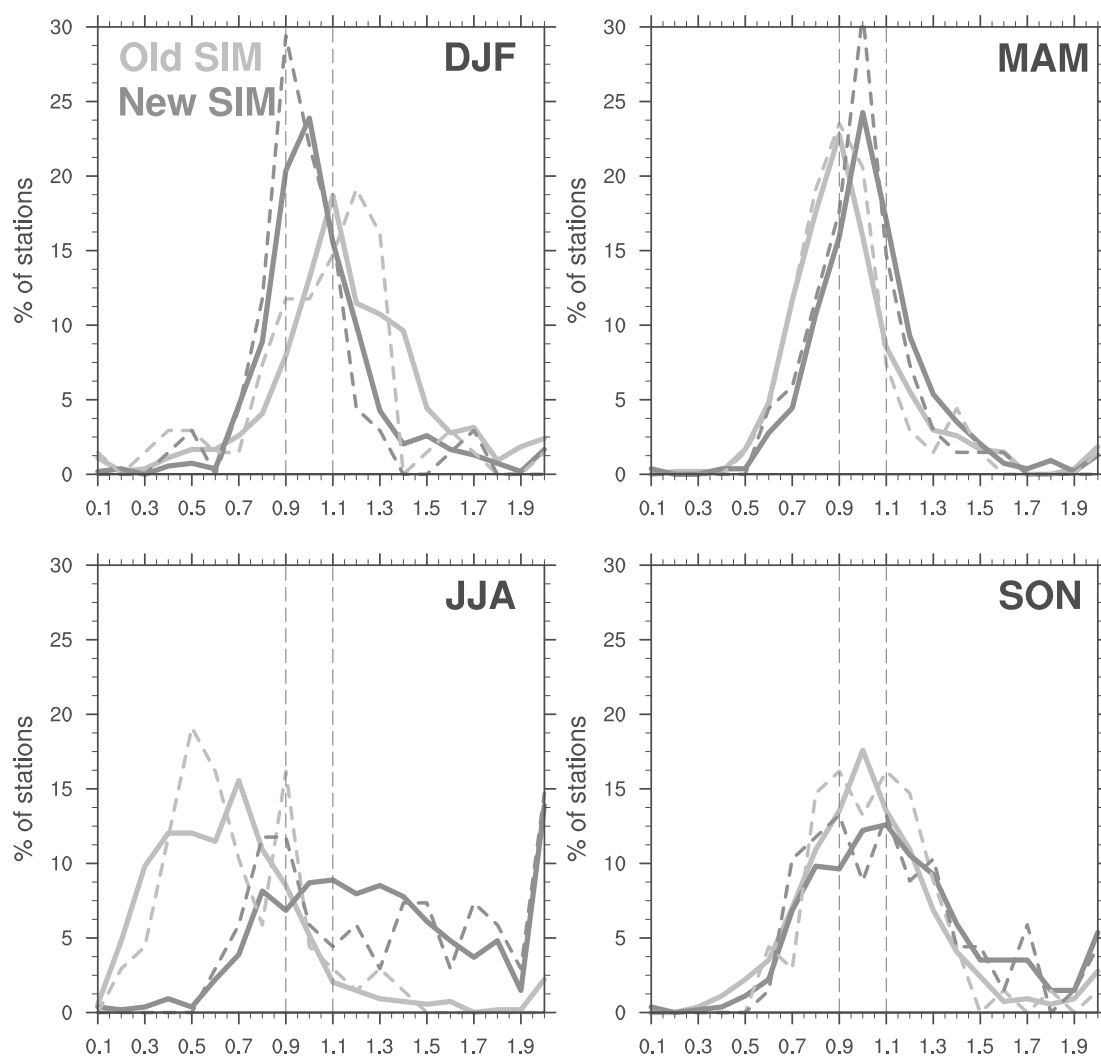


FIGURE 2.8: Idem que la figure 2.7 pour la densité de probabilité des ratio journaliers ($Q_{\text{sim}}/Q_{\text{obs}}$).

2.4 Le modèle conceptuel Mordor

Il a été possible, avec le concours de Joël Gailhard d'Électricité de France (EDF), d'utiliser un second modèle hydrologique. Le modèle hydrologique Mordor (MODèle à Réservoirs de Détermination Objective du Ruissellement, Garçon (1996, 1999)) a été développé par EDF, initialement pour les bassins versants de montagne, afin d'améliorer la gestion de la production hydroélectrique. Le modèle a par la suite été étendu à des bassins versants de plaines pour l'aide à la production nucléaire et le partage des eaux avec les différents usagers. Ce modèle hydrologique est utilisé depuis maintenant plusieurs années dans des situations aussi variées que la prévision des crues à très courte échéance que pour les études de l'impact du changement climatique. Il a été comparé à d'autres modèles hydrologiques dans des contextes très variés, allant d'une centaine de bassins versants français à des applications en Australie (Mathevet, 2005; Valery, 2010).

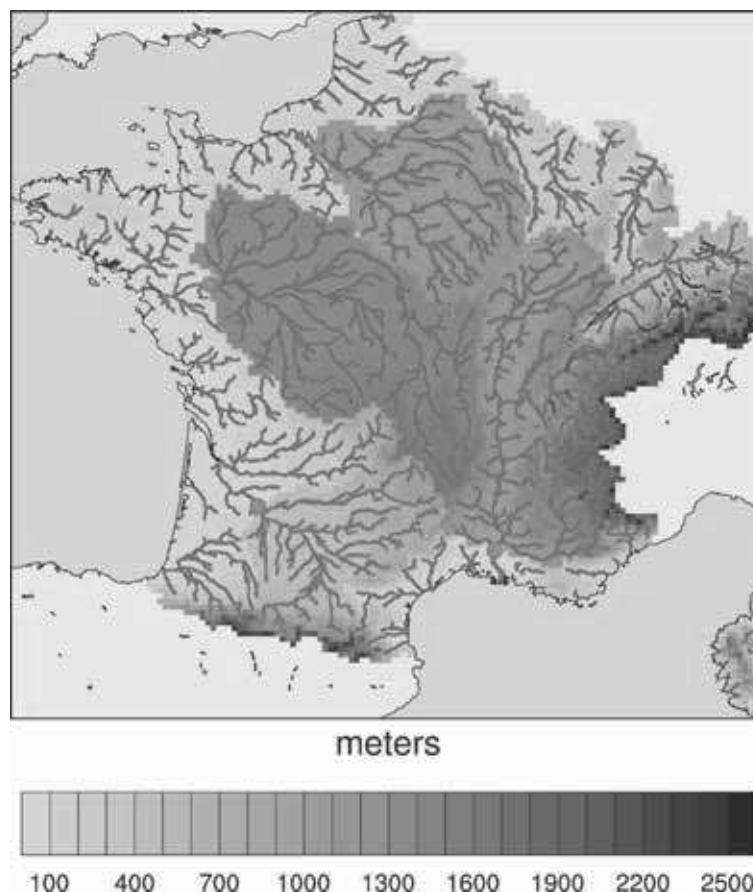


FIGURE 2.9: Localisation des 4 principaux bassins versants étudiés. L'orographie est issue de Safran et le réseau hydrographique est celui de Modcou. Les exutoires de chacun des bassins versants sont indiqués par un rond rouge.

A chaque fois, Mordor s'est avéré offrir des résultats comparables à d'autres modèles hydrologiques conceptuels.

L'utilisation d'un second modèle hydrologique offre l'occasion d'estimer les incertitudes sur l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique associées au modèle hydrologique utilisé. De plus, Isba-Modcou et Mordor sont deux modèles aux approches très différentes. Isba-Modcou est complètement distribué et effectue un bilan complet d'eau et d'énergie. Il a l'ambition de résoudre le mieux possible les lois physiques régissant les transferts d'eau et d'énergie entre l'atmosphère et le sol. Mordor est de son côté basé sur un ensemble de réservoirs conceptuels, connectés entre eux, dont les lois d'évolution sont évaluées sur le présent à l'aide des observations.

2.4.1 Fonctionnement du modèle

Mordor est un modèle conceptuel, il adopte donc une approche très différente d'Isba-Modcou pour la modélisation hydrologique. Les processus du cycle hydrologique ne sont

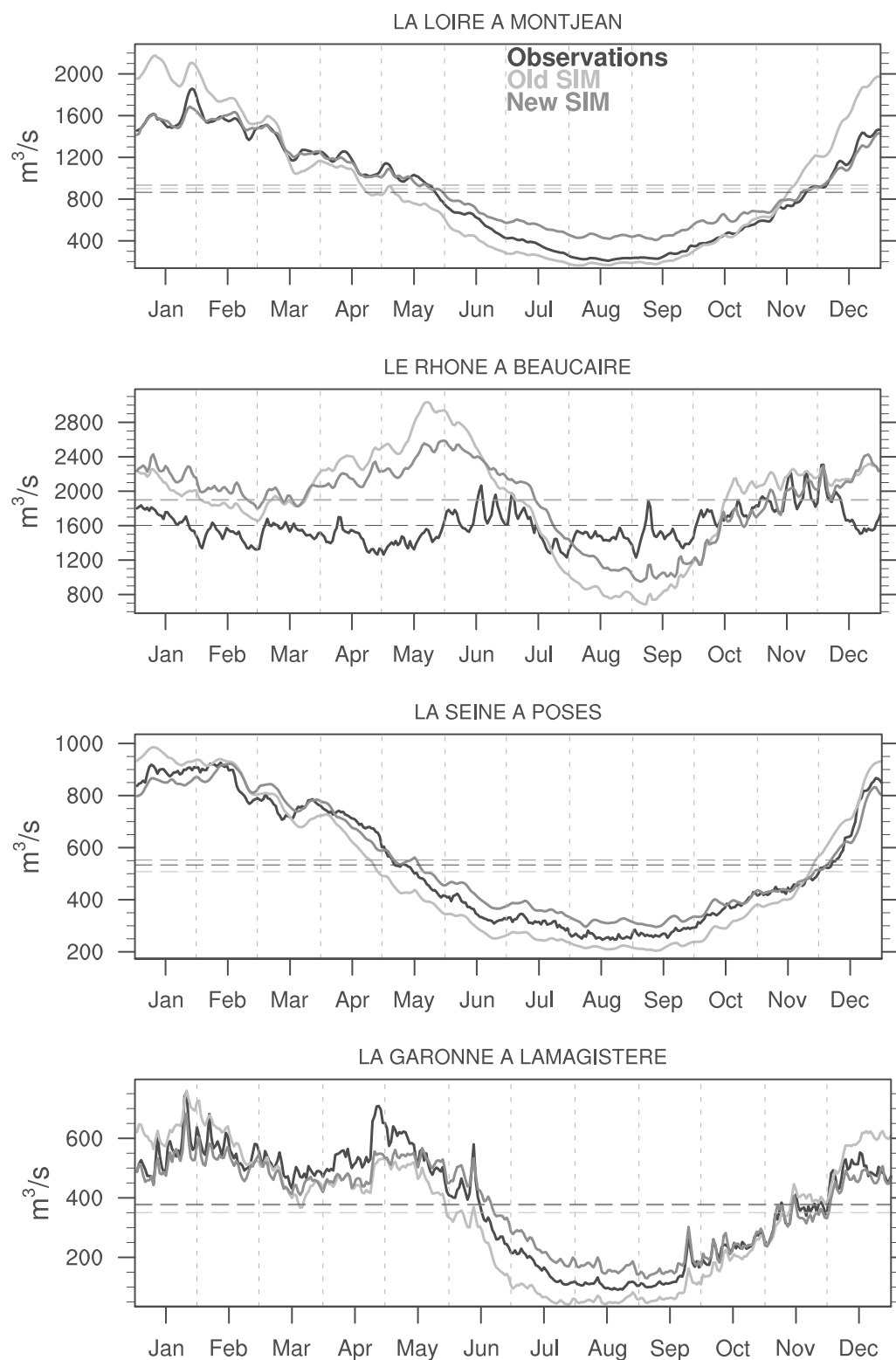


FIGURE 2.10: Cycles annuels moyens ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) observés (noir), simulés par l'ancienne version (beige) et la nouvelle version de SIM (marron) pour les quatre grands fleuves français. Le module est indiqué en trait pointillé. Le cycle annuel moyen est calculé sur la période 1979-2010 en utilisant Safran.

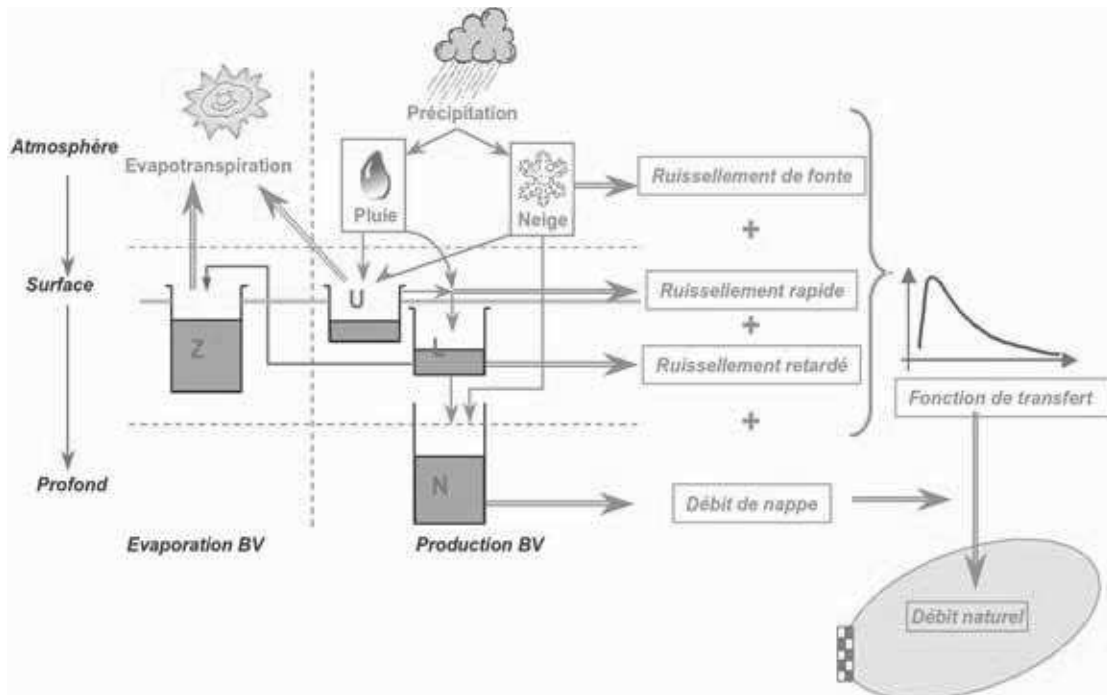


FIGURE 2.11: Schéma de principe du fonctionnement du modèle Mordor.

pas représentés en utilisant des lois physiques, contrairement aux modèles à base physique comme Isba-Modcou. Mordor est de type semi-distribué, les bassins versants sont décomposés en bandes d'altitude. Sur chacune de ces bandes d'altitude, le modèle est constitué de cinq réservoirs connectés entre eux (Figure 2.11) dont les lois d'évolution sont évaluées à partir d'une période dite de "calage". Les cinq réservoirs sont :

- S : stock de neige ;
- U : capacité d'absorption des couches superficielles du sol ;
- Z : stock évaporant dont l'eau ne s'écoulera pas, elle contribuera uniquement à l'évapotranspiration ;
- L : stock intermédiaire ;
- N : stock profond qui alimente la rivière par une vidange continue.

Sur cette période de "calage", les lois d'évolution des cinq réservoirs ainsi que la fonction de transfert entre le ruissellement total et le débit à la station considérée sont évaluées de manière empirique à partir d'observations de débits. Le principe général est de minimiser la valeur d'une fonction objectif. Ensuite, le jeu de paramètres, déterminé pendant la calibration du modèle, est évalué sur une période de validation.

Dans cette thèse, Mordor a été utilisé sur 21 bassins versants (Tableau 2.3), également simulés par Modcou. Ces 21 bassins versants sont tous de petits bassins versants à l'échelle de la France, et généralement des bassins versants de montagne. La majorité d'entre eux sont situés dans le Massif Central (Figure 2.12). Mordor est forcé au pas de

	Stations	Superficie (km ²)
1	La Zorn à Waltenheim-sur-Zorn	688
2	La Loire à Chadrac	1310
3	La Loire à Bas-en-Basset	3234
4	La Loire à Villerest	3351
5	L'Allier à Vieille-Brioude	2269
6	La Sioule à Saint-Priest-des-Champs	1300
7	La Loire à Blois	38320
8	Le Salat à Roquefort-sur-Garonne	1570
9	L'Ariège à Foix	1340
10	Le Tarn à Saint-Pierre-des-Tripiers	925
11	L'Aveyron à Laguepie	1540
12	Le Viaur à Laguepie	1530
13	L'Aveyron à Piquecos	5170
14	Le Lot à Banassac	1160
15	La Dordogne à Bort-les-Orgues	1010
16	La Maronne à Argentat	821
17	La Vézère à Uzerche	601
18	La Corrèze à Brive-la-Gaillarde	947
19	La Vézère à Montignac	3125
20	Le Gave d'Oloron à Oloron	1085
21	L'Ain à Cernon	1120

TABLE 2.3: Stations à l'exutoire de tous les bassins versants étudiés avec le modèle hydrologique Mordor ainsi que la superficie du bassin versant associé à chaque station.

temps journalier par la température et les précipitations totales sur le bassin versant. Les forçages sont spatialisés par bandes d'altitude. Le forçage moyen sur le bassin versant est ainsi réparti par bandes à l'aide d'un gradient sur les précipitations et la température, tous les deux fonction de l'altitude. Le modèle a été calibré en utilisant les forçages issus de Safran sur la période 1979-2010 et les observations de débits de la Banque Hydro.

Dans Mordor, l'évapotranspiration est exprimée comme une fraction de l'évapotranspiration potentielle, son estimation est donc cruciale. Dans cette version de Mordor, la formulation de Oudin *et al.* (2005) est utilisée pour l'évapotranspiration potentielle ETP (mm jour⁻¹) :

$$ETP = \frac{R_e T_a + 5}{\lambda \rho \cdot 100} \quad (2.8)$$

où :

- R_e (MJ m² jour⁻¹) est le rayonnement extraterrestre ;
- λ (MJ m² jour⁻¹) est le flux de chaleur latente ;
- ρ (kg m⁻³) est le densité de l'eau ;
- T_a (°C) est la température de l'air.

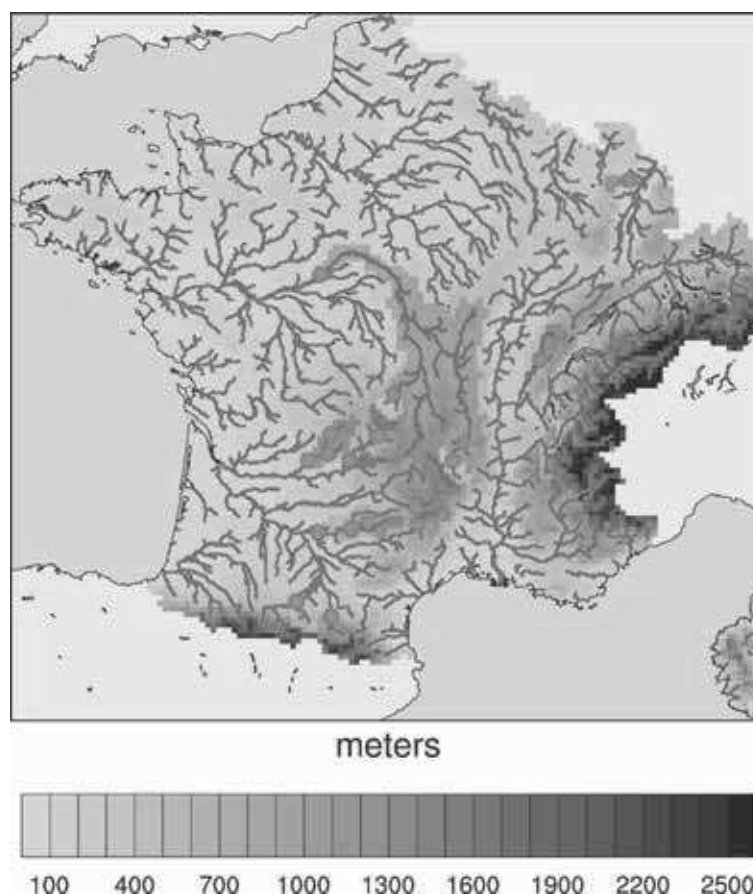


FIGURE 2.12: Localisation des 21 bassins versants étudiés (Tableau 2.3) avec les modèles hydrologiques Mordor et Isba-Modcou. L'orographie est issue de Safran et le réseau hydrographique est celui de Modcou. Les exutoires de chacun des bassins versants sont indiqués par un rond rouge.

L'évapotranspiration potentielle estimée par Mordor n'est donc dépendante que de la température. Cette estimation sera donc en mesure de tenir compte de l'augmentation future de la température, par contre, l'augmentation de l'humidité spécifique attendue dans un climat plus chaud ne sera pas prise en compte pour cette estimation. Il est donc possible que l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle dans le future soit sous-estimée. Mais cela ne présage de rien sur l'évapotranspiration réelle, qui n'est qu'une fraction de l'évapotranspiration potentielle.

Mordor est un modèle hydrologique à l'approche bien différente d'Isba-Modcou et cela rend son utilisation particulièrement intéressante pour estimer les incertitudes sur les changements dues à la modélisation hydrologique. La cohérence des deux modèles sur les changements hydrologiques renforcera grandement notre confiance dans les résultats obtenus. Dans le cas contraire, il sera compliqué d'accorder une plus grande confiance à l'un des deux modèles hydrologiques sans un examen poussé des processus expliquant ces différences.

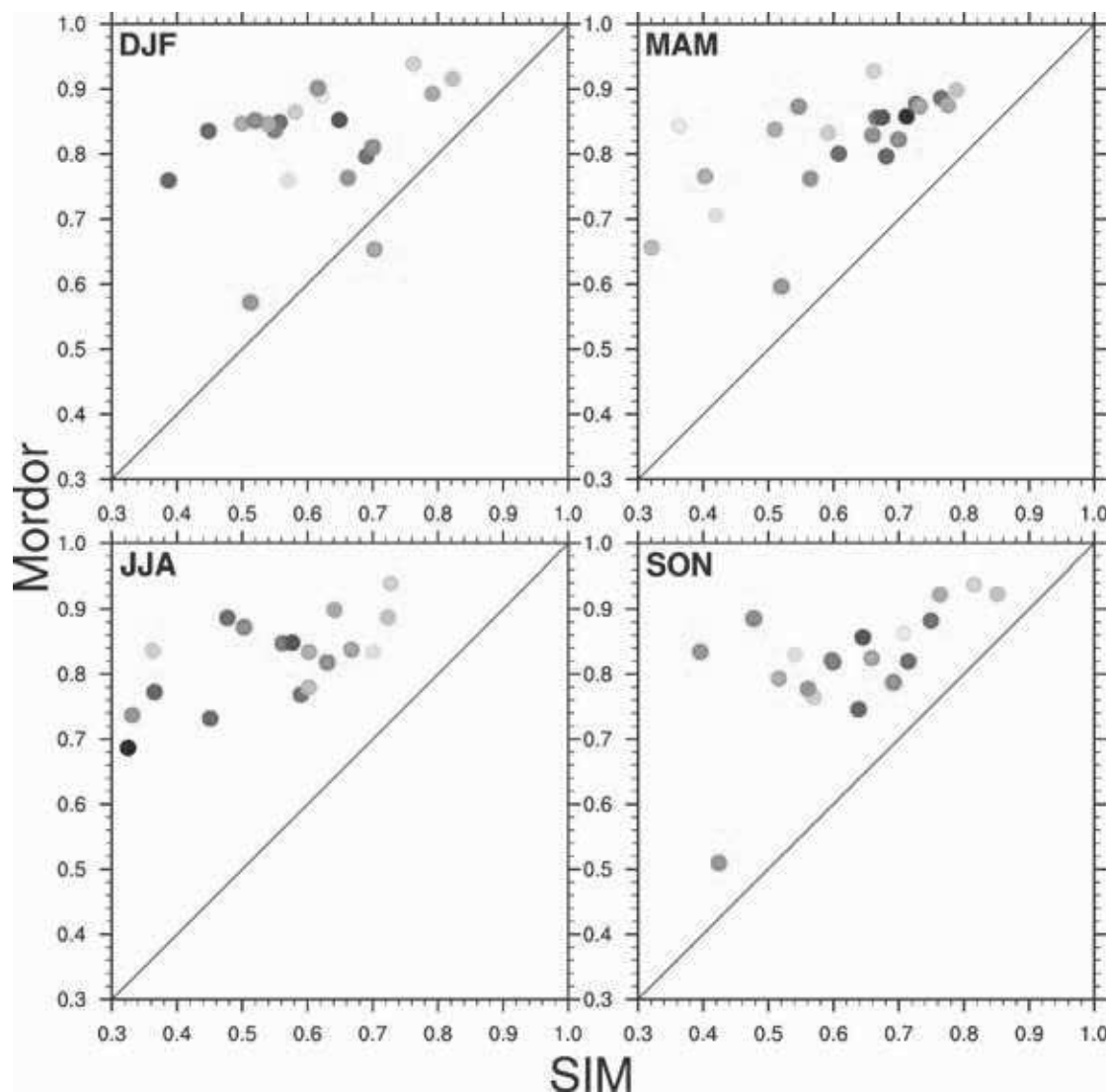


FIGURE 2.13: Critères de Nash journaliers calculés entre 1979 et 2010 en utilisant le forçage atmosphérique Safran et le modèle Mordor en fonction des critères de Nash journaliers obtenus avec le modèle Isba-Modcou sur les 21 bassins versants étudiés avec Mordor (Tableau 2.3). Une couleur représente un bassin versant. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre.

2.4.2 Évaluation du modèle, comparaison à SIM

Les performances du modèle hydrologique Mordor dans le climat présent ont été comparées à celle du modèle Isba-Modcou (Figure 2.13).

Les Nash obtenus avec Mordor sont systématiquement meilleurs que ceux obtenus avec le modèle Isba-Modcou. Les Nash obtenus avec Mordor sont toujours supérieurs à 0,5 alors qu'avec Isba-Modcou ils peuvent atteindre 0,3. Les Nash sont calculés sur la période de calibration de Mordor, il est donc relativement logique que les performances de ce modèle soient particulièrement bonnes. De plus, la plupart des bassins versants étudiés

sont petits, là où Isba-Modcou n'est pas le plus performant. Les résultats pour les deux modèles hydrologiques restent corrects mais les meilleurs résultats obtenus avec Mordor ne présagent rien en sa capacité à simuler correctement les changements hydrologiques attendus dans un climat plus chaud.

Chapitre 3

Désagrégation statistique

Les modèles de surface et les modèles hydrologiques ainsi que les données climatiques utilisés dans ce travail de recherche ont été décrits dans le chapitre 2. Un décalage important existe entre la résolution horizontale moyenne des modèles climatiques (entre 150 et 200 km pour les modèles CMIP5, voir tableau 9.1 dans Stocker *et al.* (2013a)) et les modèles d'impacts. Le modèle de surface Isba utilisé ici fonctionne en France sur une grille composée de mailles de 8 km de côté. Pour combler ce fossé entre les résolutions des modèles climatiques et celles des modèles d'impacts, il est d'usage de recourir à la désagrégation spatiale. Le choix a été fait ici de recourir à une approche statistique pour des raisons de coût numérique. Environ 9000 ans de simulations climatiques étaient à traiter, impossible à aborder avec une méthode de désagrégation dynamique. Il a ainsi été possible d'utiliser un ensemble de neuf modèles climatiques issus de CMIP5 avec parfois plusieurs membres par scénario, offrant ainsi l'opportunité d'estimer les incertitudes dues aux modèles climatiques et à la variabilité interne. Les projections régionales utilisant les scénarios RCP n'étaient pas encore toutes disponibles au début de ce travail. De plus, le nombre de GCM utilisés pour ces simulations est encore limité, tout comme le nombre de membres réalisés par scénario. Enfin, les simulations régionales nécessitent encore des corrections de biais avant de pouvoir être utilisées pour forcer des modèles d'impacts, posant des problèmes méthodologiques importants.

Pour forcer le modèle Isba-Modcou, il est nécessaire de désagréger sept variables atmosphériques, ces sept variables atmosphériques qui doivent être cohérentes entre elles. La méthode statistique décrite dans cette partie est basée sur la méthode des analogues. Elle permet justement de conserver la cohérence entre toutes les variables désagrégées en plus de la cohérence spatiale des variables désagrégées. La description de cette méthode de désagrégation statistique est abordée dans un article publié dans le *Journal of Geophysical Research : Atmosphere*. Est également abordée dans cet article l'évaluation de

la transférabilité temporelle de la méthode de désagrégation statistique ainsi que les incertitudes associées à cette méthode.

Dans une seconde partie, des questions méthodologiques communes à de nombreuses méthodes de désagrégation statistique des GCM sont étudiées, à savoir la correction, après la désagrégation, de certaine variable atmosphérique ainsi que le débiaisage, avant désagrégation, des GCM. Tous ces aspects méthodologiques sont discutés dans une dernière partie.

3.1 Désagrégation statistique par la méthode des analogues

3.1.1 Introduction

Les méthodes de désagrégation statistique sont peu coûteuses numériquement et il s'agit d'un de leurs principaux avantages par rapport aux méthodes de désagrégation dynamique. Elles consistent à établir une relation statistique entre des variables à basse résolution, les prédicteurs, et les variables cibles à haute résolution. Cette relation est établie à partir des observations disponibles, sur une période dite d'apprentissage, puis ensuite appliquée aux simulations climatiques. Dans le cadre d'une étude sur les impacts du changement climatique, l'hypothèse forte des méthodes statistiques est la transférabilité dans le temps de cette relation statistique. Bien qu'établie sur des observations, elle est considérée comme vraie dans le climat futur. Pourtant, il n'est pas garanti que les mécanismes liant les prédicteurs et les variables cibles restent les mêmes dans le climat futur.

3.1.2 Article : résumé

Les deux objectifs principaux de cet article sont de décrire une méthode de désagrégation statistique des précipitations et d'évaluer la validité de l'hypothèse de transférabilité évoquée plus haut. L'approche statistique choisie doit aussi permettre de conserver la cohérence spatiale des variables cibles utilisées dans la suite pour le forçage du modèle Isba. Pour ce faire, une base méthodologique simple, la méthode des analogues, a été adoptée afin d'effectuer un travail approfondi sur la transférabilité de la méthode et sur les prédicteurs utilisés.

Dans un premier temps, six combinaisons de sept prédicteurs sont utilisées pour désagréger quatre réanalyses atmosphériques sur la période d'apprentissage (1979-2010). Les résultats sont comparés aux observations en terme d'état moyen et de corrélations inter-annuelles.

Certain prédictors comme le niveau de condensation libre (Lifted Condensation Level - LCL) ou un indice de stabilité atmosphérique (Totals Total Index - TTI) permettent d'améliorer les corrélations inter-annuelles en été. Il en est de même en hiver avec l'humidité spécifique à 850 hPa ou bien le module du flux d'humidité à 850 hPa. Toutefois, ces améliorations des corrélations restent limitées à côté des incertitudes liées à la réanalyse utilisée.

Afin de tenter de s'assurer que les mécanismes jouant aux fréquences décennales à multi-décennales sont correctement reproduites par la relation statistique, les tendances reproduites sur la période d'apprentissage sont comparées aux tendances observées. Il s'avère qu'elles ne sont que rarement significatives en France, mais pour toutes les combinaisons de prédictors, exceptées celles utilisant le LCL, les tendances observées restent dans la dispersion des tendances reproduites avec les réanalyses.

Les analyses décrites précédemment ne permettent pas de réellement s'assurer que la relation statistique sera également valable dans le climat futur. Les tendances sur les dernières décennies peuvent être liées à des mécanismes physiques différents de ceux amenant aux changements futurs de précipitations. Nous introduisons donc dans cette article l'approche en modèle parfait, déjà largement utilisée dans d'autres contextes mais rarement dans celui de la désagrégation statistique. La relation statistique est appliquée à douze RCM issus du projet ENSEMBLES. Les prédictors et les précipitations utilisés pour établir la relation statistique sont issus de la même simulation et sont donc une représentation fidèle de la réalité du modèle. Les résultats de la désagrégation statistique sont ensuite comparés aux résultats des simulations régionales. Cette approche permet de nous affranchir des biais liés aux prédictors ou bien des différences de résolutions. Les différences constatées entre les précipitations simulées et désagrégées statistiquement sont donc uniquement liées aux erreurs de la méthode statistique.

Cette approche en modèle parfait a permis de constater que deux prédictors étaient très utiles à la bonne reproduction des changements de précipitations en été en France. Le TTI permet de prendre correctement en compte la diminution de l'instabilité atmosphérique en été. L'humidité spécifique est également importante pour que la méthode soit en mesure de reproduire l'augmentation des précipitations associée à la plus grande quantité d'eau contenue dans l'atmosphère liée à l'augmentation de la température.

Nous avons ensuite réalisé la désagrégation des modèles régionaux avec les quatre réanalyses précédentes et Safran. La bonne cohérence de ces changements de précipitations, des changements de précipitations simulées et des changements de précipitations désagrégées dans le cadre du modèle parfait nous permet de nous assurer en partie de la cohérence entre les modèles et les observations. La relation statistique, transférable dans le monde du modèle, serait donc également transférable dans le monde réel.

Nous avons également effectué une décomposition en variance des changements de précipitation en trois contributions, celles issues des réanalyses, de l'incertitude stochastique et enfin celle liée aux couples RCM-GCM et à la variabilité interne. L'incertitude appelée ici stochastique est liée aux différents états de précipitations possibles pour une même situation de grande échelle. Les résultats montrent que la part essentielle des incertitudes est attribuée aux modèles et à la variabilité interne.

Il est important de noter que la transférabilité temporelle de la méthode de désagrégation statistique dans le cadre du modèle parfait ne garantit pas la transférabilité de cette méthode pour la désagrégation des GCM. Il est simplement plus probable qu'une méthode transférable en modèle parfait le soit dans le cadre réel.

3.1.3 Article publié dans *Journal of Geophysical Research*

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JD022236

Key Points:

- Statistical downscaling of precipitation
- Temporal transferability
- Precipitations changes over France

Correspondence to:

G. Dayon,
dayon@cerfacs.fr

Citation:

Dayon, G., J. Boé, and E. Martin (2015), Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 1023–1043, doi:10.1002/2014JD022236.

Received 27 JUN 2014

Accepted 30 DEC 2014

Accepted article online 7 JAN 2015

Published online 12 FEB 2015

Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France

G. Dayon¹, J. Boé¹, and E. Martin²

¹Climate Modelling and Global Change Team, CERFACS/CNRS, Toulouse, France, ²GAME/CNRM, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

Abstract A statistical downscaling approach for precipitation in France based on the analog method and its evaluation for different combinations of predictors is described, with focus on the transferability of the method to the future climate. First, the realism of downscaled present-day precipitation climatology and interannual variability for different combinations of predictors from four reanalyses is assessed. Satisfactory results are obtained, but elaborated predictors do not lead to major and consistent across-reanalyses improvements. The downscaling method is then evaluated on its capacity to capture precipitation trends in the last decades. As uncertainties in downscaled trends due to the choice of the reanalysis are large and observed trends are weak, this analysis does not lead to strong conclusions on the applicability of the method to a changing climate. The temporal transferability is then assessed thanks to a perfect model framework. The statistical downscaling relationship is built using present-day predictors and precipitation simulated by 12 regional climate models. The entire projections are then downscaled, and future downscaled and simulated precipitation changes are compared. A good temporal transferability is obtained only with a specific combination of predictors. Finally, the regional climate models are downscaled, thanks to the relationship built with reanalyses and observations, for the best combination of predictors. Results are similar to the changes simulated by the models, which reinforces our confidence in the realism of the models and of the downscaling method. Uncertainties in precipitation change due to reanalyses are found to be limited compared to those due to regional simulations.

1. Introduction

The coarse resolution of current global climate models (GCMs; generally between 150 and 250 km, see Table 9.1 in *Stocker et al.* [2013]) does not allow for a realistic representation of local physiographic features, such as orography and coasts, which play a crucial role in shaping local climates. It is especially problematic for impact studies, as impact models generally require relevant meteorological forcings at kilometeric resolutions. To bridge the resolution gap between GCMs and impact models, spatial downscaling techniques have been developed.

Dynamical downscaling (DD) is generally based on high-resolution regional climate models (RCMs) forced at their boundaries by GCMs. Relatively large ensembles of regional climate projections are now available (e.g., the ENSEMBLES European project [*van der Linden et al.*, 2009] and more recently CORDEX [*Jacob et al.*, 2013]). These data sets are still much less complete than equivalent multimodel ensembles of global climate simulations as the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). It is therefore still difficult to fully address some scientific questions in impact studies using only RCMs, such as the estimation of the uncertainties associated with internal variability. Indeed, multiple members for a given RCM are seldom available. Another weakness of DD is that bias correction generally remains necessary before impact modeling, which raises important methodological issues [*Muerth et al.*, 2013].

Statistical downscaling (SD) is based on developing an empirical statistical relationship between large-scale climate variables and the local variables of interest for the impact study. Various SD methods have been developed during the last few decades (see review by *Maraun et al.* [2010], and references therein). For precipitation over France, the focus of this study, several SD methods have been developed for specific regions [*Obled*, 2002; *Timbal et al.*, 2003] and others have dealt with the whole country as *Radanovics et al.* [2013]. SD techniques have for main advantage to be computationally inexpensive. It is therefore possible to downscale a large ensemble of GCMs, which is generally necessary to deal correctly with the different uncertainties involved in impact studies (e.g., from climate models, scenarios, and internal variability).

The SD relationship is built with present-day observations and generally applied to GCM projections, assuming implicitly the temporal transferability of the SD relationship to the future climate. This transferability assumption, common to all downscaling methods to some extent, is the main theoretical weakness of SD [Wilby *et al.*, 1998; Schmith, 2008]. To be valid, it requires that all the mechanisms that impact precipitation changes in the future climate are captured by the SD method. A first evaluation of SD methods generally consists in downscaling an atmospheric reanalysis to assess the ability of the method to capture correctly the observed present-day variability [Timbal *et al.*, 2003; Radanovics *et al.*, 2013]. The implicit rationale is that a method that is not able to capture current climate variability will be unable to correctly capture future changes, and therefore will not be transferable to the future climate.

A first step to better assess the temporal transferability of the SD method could be to evaluate its ability to reproduce observed low-frequency variations. If the observed trends are large, and especially if they are at least partially caused by anthropogenic forcing, it can be a good test of the ability of the SD method to capture contrasted climate states [Maurer and Hidalgo, 2008]. Limited magnitude or temporal inhomogeneities in observed trends in predictors from reanalyses may however be problematic in practice. Another approach is proposed by Gutiérrez *et al.* [2013]. They build their SD relationship including only the coldest observed years in the training period and then assess its transferability to the warmest observed years. The observed differences in temperature between the coldest and warmest years in the historical period are still however generally lower than the expected future warming. Additionally, the physical processes involved in the context of interannual variability and anthropogenic climate change may be different.

The consistency between statistical downscaling and dynamical downscaling or direct GCM results in the future climate is also an interesting clue on the transferability of the SD method to future climate conditions [Spak *et al.*, 2007; Timbal *et al.*, 2008; Boé *et al.*, 2009], but in case of divergence, it is impossible to know whether the error lies in the SD method or not.

As it is impossible to evaluate the capacity of the SD method to capture the future climate change signal based on observations, some authors have tried to evaluate the capacity of their method to reproduce future climate change using climate model results as pseudo-observations [Vrac and Stein, 2007; Frias and Zorita, 2006; Beuchat *et al.*, 2012]. In this framework, the statistical downscaling method is built using present-day model results instead of real observations. Then, the corresponding future climate simulation is downscaled and results from downscaling can be compared to the results directly simulated by the model. This approach belongs to the family of perfect model frameworks whereby a model is considered to be the truth and therefore its results perfect, in order to test some methodological hypotheses when the necessary observations do not exist (e.g., in the future climate). Although still rare in the SD studies, perfect model frameworks are more and more used in different fields of climate science. For example, in paleoclimatology, approaches similar to perfect model frameworks are commonly used to evaluate paleoclimate reconstruction methodologies through pseudoproxy experiments (see Smerdon [2012], for a review). Potential decadal climate predictability is generally assessed within a perfect model framework both for dynamical predictions, e.g., Boer [2004] and Collins *et al.* [2006] or statistical predictions [Hawkins *et al.*, 2011]. Ribes *et al.* [2013] use a perfect model framework in the context of detection and attribution of climate change.

In the SD context Vrac and Stein [2007] and Beuchat *et al.* [2012] use a GCM (RCM) to provide the low-resolution predictors (high-resolution predictands) considered as perfect pseudo-observations to develop the SD method in the present climate. The SD method is then applied to the GCM projection. Downscaled precipitation changes are finally compared to precipitation changes directly simulated by the RCM. Because of potential inconsistencies between the GCM and the RCM, one cannot necessarily expect the SD of the GCM and the RCM to provide exactly the same results, and therefore potential differences cannot be strictly attributed to the SD method. Frias and Zorita [2006] develop their SD method using results of a GCM as pseudo-observations for predictors and predictands and compare the future changes in downscaled precipitation to those directly simulated by the GCM. A potential limitation of this approach is the poor representation of precipitation in low-resolution GCMs.

A perfect model framework for SD simply allows testing whether the main mechanisms that control future precipitation changes in a given climate model are captured by the SD method. As the mechanisms leading to precipitation changes in a given model are not necessarily realistic, results of the perfect model

framework do not necessarily apply to the real world. As in every study based on climate models, we have to rely on the hypothesis that despite some potential issues in individual climate models, collectively, they are able to capture correctly the most important features of future climate change. It is crucial to apply the perfect model framework to an ensemble of models rather than a single one in order to obtain robust results. Even if transferability to the future climate in the perfect model framework does not guarantee transferability in the real world, it is clear that between two SD methods with similar performances in the present climate when evaluated against observations, much less confidence should be given to a method that does not perform well in the perfect model framework.

A perfect model framework using multiple RCMs is developed in this study. Using RCMs allows the ability of the SD method in capturing high-resolution precipitation changes to be tested.

As the transferability of a SD method ultimately depends on the processes that it captures and therefore on the predictors, in this study, new predictors compared to previous work [e.g., *Boé and Terray, 2007*] are tested. The objective is to better capture the impact of atmospheric moisture and local thermodynamic processes (e.g., change in atmospheric stability) in precipitation changes. The predictors related to these processes might not be as well constrained in reanalyses as predictors such as sea level pressure more traditionally used in downscaling methods. Therefore, their representation in reanalyses might be more uncertain. As additionally, uncertainties in downscaling results associated with reanalyses have been seldom evaluated, even for classical predictors, our SD method will be tested using predictors from four atmospheric reanalyses.

After a description of the data sets and models used, the SD method developed in this study is introduced (section 2). Four reanalyses are then downscaled with this method using different combinations of predictors, and the results are evaluated against present-day observations, in terms of climatology, interannual variability, and trends (section 3). The temporal transferability of the method to the future climate is then assessed using a perfect model framework with a large ensemble of RCMs, and the best set of predictors is selected (section 4). The same RCMs are finally downscaled as for real case applications, and the different uncertainties are quantified in section 5.

2. Data and Downscaling Method

2.1. Data

This study is focused on the spatial statistical downscaling of daily precipitation over France. Precipitation comes from the near-surface analysis Safran [*Quintana-Seguí, 2008; Vidal et al., 2010*]. Safran uses surface observations collected by Météo-France and is based on an optimal interpolation algorithm with first guess fields coming from an atmospheric reanalysis. Safran provides the near-surface atmospheric variables at the hourly time step on an 8 km grid over France necessary to force the Isba-Modcou hydrometeorological system [*Habets et al., 2008*]. Based on *Quintana-Seguí [2008]* and *Vidal et al. [2010]*, potential errors in Safran precipitation are assumed to be negligible compared to the other uncertainties involved in this work.

Low-resolution predictors necessary for SD come from four atmospheric reanalyses. The National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research reanalysis (NCEP) [*Kalnay and Kanamitsu, 1996*] is a previous generation reanalysis that has widely been used in the climate community, including many SD studies. The atmospheric model has a horizontal resolution of about 200 km with 28 vertical levels. Data are available from 1948 to present on a 2.5° grid. In the Twentieth Century Reanalysis (20CR) [*Compo et al., 2011*], only surface pressure is assimilated allowing the reanalysis to be conducted on a much longer period (from 1871 to 2010) compared to classical reanalyses that assimilate much more data (other surface variables, radiosondes, and satellite observations).

Two new generation reanalyses are also used in this study. The European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis-Interim (ERA-Interim) [*Dee et al., 2011*] is based on an atmospheric model with a horizontal resolution of about 79 km and 60 vertical levels. ERA-Interim covers the period from 1979 to present. Predictors used in this work have a horizontal resolution of 1.5°. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) [*Rienecker and Suarez, 2011*] uses the National Aeronautics and Space Administration (NASA) global data assimilation system. A major goal of MERRA was to achieve significant improvements in precipitation and water vapor climatology compared to earlier reanalyses [*Rienecker and Suarez, 2011*]. MERRA data are available on the native grid of the model with a resolution of $1/2^\circ \times 2/3^\circ$. MERRA covers the same period as ERA-Interim. It will be interesting to see whether MERRA and

Table 1. Regional Climate Simulations From the ENSEMBLES Project [van der Linden et al., 2009] Used^a

	BCM	CGCM3	CNRM	METO-Medium	METO-High	MPI
C4I					X	
CNRM			X			
DMI	X					X
ETHZ				X		
KNMI						X
Met.No	X			X		
METO				X	X	
MPI						X
OURANOS		X				

^aThe RCMs are given in the rows, and the GCMs that provide the boundary conditions are given in the columns.

ERA-Interim (ERA-Interim) lead to substantial improvements of SD results compared to a previous generation reanalysis as NCEP and how 20CR compares to the other systems that assimilate a much larger variety of observations.

Results from 12 regional climate simulations over Europe at a 25 km resolution from the ENSEMBLES project [van der Linden et al., 2009] on the 1961–2050 period are used in this study. ENSEMBLES RCMs are forced on the historical period by observed greenhouse gases concentration and after 2000 by the special report on emissions scenarios (SRES) A1B scenario [Nakicenovic et al., 2006]. Table 1 details the RCMs used in this study and the GCMs that provide their respective boundary conditions. Subsequent statistical tests are based on the hypothesis that the simulations are independent.

2.2. Analog Method

Statistical downscaling is based on the idea that the local climate variables depend on the large-scale climatic state and local features such as orography. Following this idea, an empirical statistical relationship between the high-resolution climate variable(s) of interest (or predictands, precipitation in our study) and the relevant low-resolution variables (or predictors) is developed with observations on a so-called training period. The statistical relationship can then be used to derive the high-resolution predictands on any period for which low-resolution predictors, for example, projected by a GCM, are available. A recent review of statistical downscaling methods for precipitation in the climate change context is given by Maraun et al. [2010].

The analog method [Lorenz, 1969; Zorita et al., 1995] is used in this study. It has been widely used, for example, for weather forecasting [Obled, 2002; Horton et al., 2012] but also in SD context [Timbal and McAvaney, 2001] or even for decadal prediction [Hawkins et al., 2011]. On the training period, each observed predictor state at a time step t ($Po_t(t)$) is chronologically associated with a corresponding observed high-resolution predictand state ($Pa_t(t)$). Then, knowing the predictor state in a climate simulation to be downscaled at a given time step t_2 ($Po_s(t_2)$), the most similar observed predictor state in the training period is searched ($Po_t(t_3)$). Finally, the associated predictand state ($Pa_t(t_3)$) is selected as an estimation of the high-resolution predictand state corresponding to $Po_s(t_2)$: $Pa_s(t_2) \simeq Pa_t(t_3)$. The main methodological choices of the analog method consist in the selection of the predictors and the definition of a criterion to measure the similarity of predictor states. Its main limitation is its inability to produce a local state that has never been observed in the training period. As our impact study will end in the mid-21st century and because of the large variance of daily precipitation, it is assumed that this issue will have a limited impact.

The similarity criterion to define the analog is the Euclidian distance (as in Ben Daoud et al. [2011]) for all the predictors, except for sea level pressure for which the Teweles and Wobus score (TWS) is used [Guilbaud and Obled, 1998; Obled, 2002]. TWS measures the similarity in terms of horizontal pressure gradients, which are directly associated with the geostrophic wind strength. Preliminary tests showed that for the analog method tested in this study, the interannual variability of precipitation over France is generally better reproduced with TWS for sea level pressure (SLP) than with the Euclidian distance (not shown). The annual climatological mean over the 1979–2010 period is removed before calculating the distances.

A relatively large domain is used for the calculation of the similarity criterion for SLP. For the other predictors, the domain is smaller and centered on France (Figure 1). Tests with domains of different sizes have been

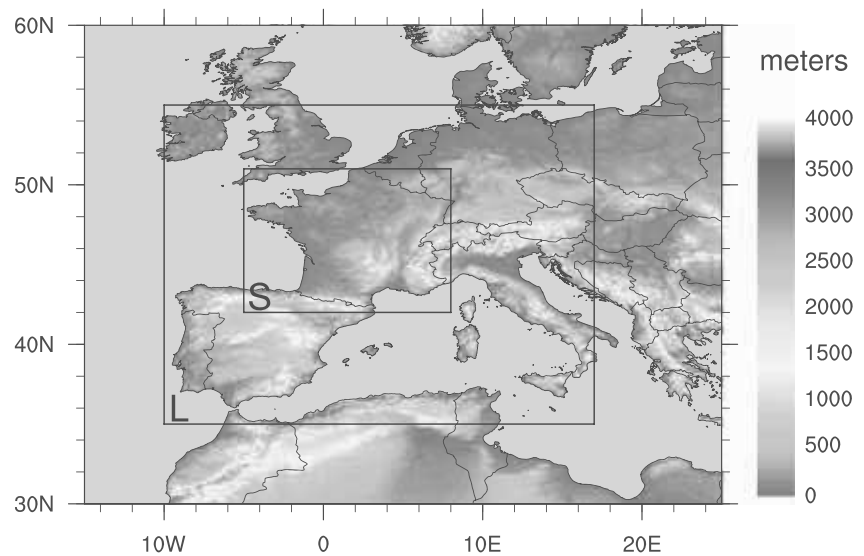


Figure 1. Analogy domains used for the atmospheric predictors and orography (in colors, meters). The domain (L) is used for sea level pressure and the domain (S) for the other predictors.

made for the choice of the analogy domains, by comparing the downscaling results obtained with the different domains, based on interannual correlations and seasonal biases (not shown). No systematic approach to explore all the possible domains has been followed as in *Radanovics et al.* [2013], and the chosen domains therefore cannot be said to be optimal. The search for the analog is restricted to the same season as the target date. A moving window of ± 30 days is used in this study, as in *Ben Daoud et al.* [2011]. The most similar analog is then simply found by minimizing the sum of the standardized distances corresponding to each predictor.

2.3. Predictors

Different combinations (Table 2) based on seven predictors are tested: precipitation (PRCP), the sea level pressure (SLP), the 2 m air temperature (TAS), the lifted condensation level (LCL), the specific humidity at 850 hPa (HUS), the module of moisture flux at 850 hPa (QFX), and the totals total index (TTI).

The most basic combination of predictors is based on SLP, a predictor of large-scale circulation, and TAS used in this context as an indicator of specific humidity at saturation, as in *Boé et al.* [2009].

As humidity may be a limiting factor for precipitations [*Trenberth, 1998*], its changes may play an important role in precipitation changes. Globally, the change in specific humidity is expected to be roughly equal to the change in specific humidity at saturation and therefore almost proportional to temperature change

Table 2. Combination of Predictors Tested for the Statistical Downscaling Method in This Study^a

	PRCP	SLP	TAS	LCL	QFX	TTI	HUS
C1	X						
C2		X	X				
C3		X	X	X			
C4		X	X		X		
C5		X	X		X	X	
C6		X	X		X	X	X

^aPRCP: precipitation. SLP: sea level pressure. TAS: 2 m air temperature. LCL: lifted condensation level. QFX: the module of moisture flux at 850 hPa. TTI : totals total index. HUS : specific humidity at 850 hPa.

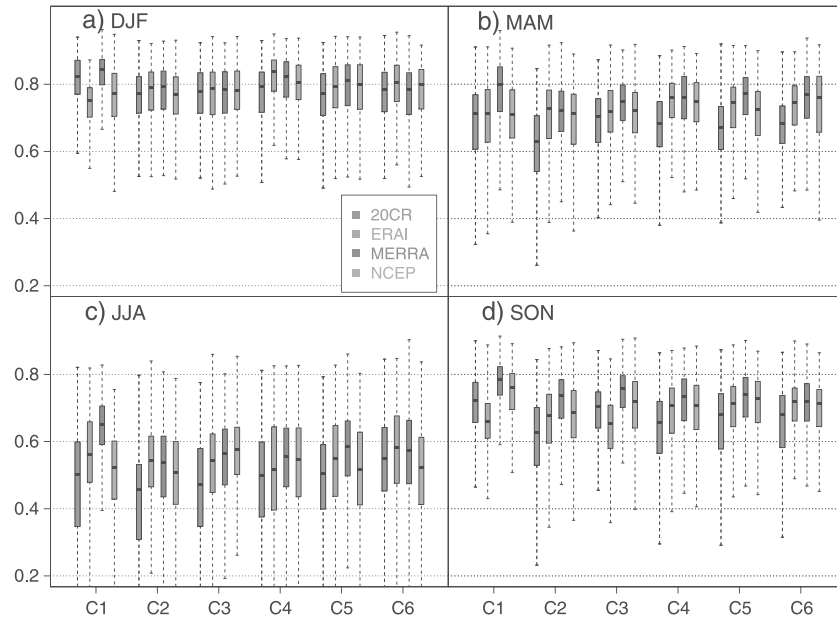


Figure 2. (a–d) Interannual correlation between seasonal downscaled precipitation and observed (Safran data set) precipitation for six combinations of predictors from four reanalyses. The box plot represents the spatial distribution of the biases over France. The lines show the 25th, 50th, and 75th quartiles. The whiskers extend to either 1.75 times the interquartile range or the maximum (minimum).

[Trenberth *et al.*, 2003], but it is not true regionally, and, in particular, over Europe and France, as the summer relative humidity decreases there in many models [Sherwood *et al.*, 2010]. Therefore, knowing the change in temperature is not sufficient to fully anticipate the change in specific humidity, hence the use of HUS as predictor.

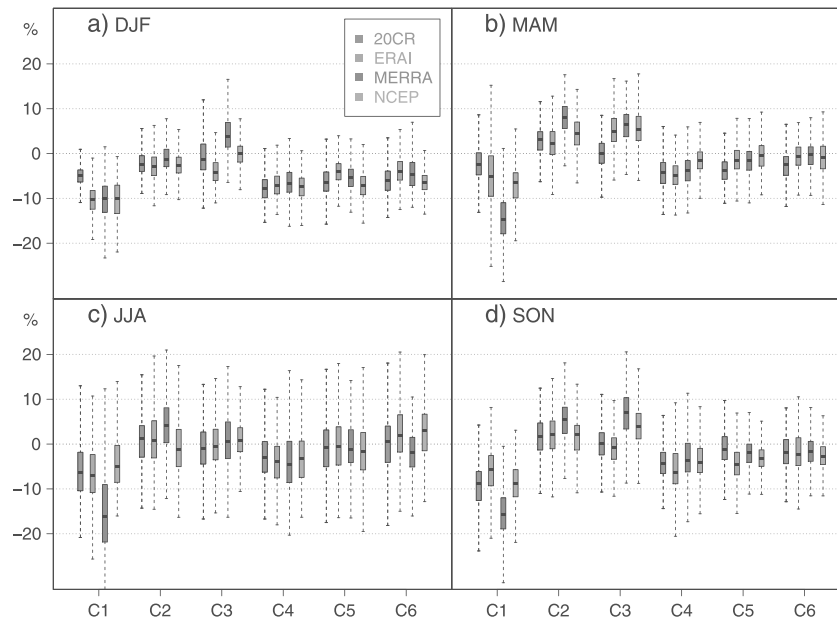


Figure 3. Same as Figure 2 for seasonal relative biases in downscaled precipitation.

This decrease in relative humidity may have impacts on precipitation on its own, as condensation becomes more difficult to reach. For example, the decrease in relative humidity leads to a rise of the height to which an air parcel has to be lifted adiabatically to reach saturation (or LCL). The higher the LCL is, the more difficult it is to reach condensation and thus the more unlikely precipitations are. As a result, a strong link exists over France between precipitation and the LCL in summer [Boé, 2012]. The LCL is estimated here as being proportional to the surface dew point depression, following Lawrence [2005]. The link between LCL and precipitation is expected to hold in other areas, but its potential importance in the climate change context is expected to depend on the future evolution of relative humidity.

Even if the moisture flux only depends on large-scale circulation and atmospheric humidity, which are taken into account by other predictors, the moisture flux at 850 hPa is also included in some combinations of predictors.

A simple indicator of atmospheric stability, the TTI, is also tested. Atmospheric stability is indeed particularly important for precipitation, especially in summer over Europe, because of the more convective nature of precipitation [Trenberth, 1999]. The higher the TTI is, the greater the atmospheric instability is and as a result, the most likely thunderstorms are. Boé [2012] has shown a strong link between precipitations over France in summer and the TTI. Moreover, because of changes in the vertical temperature and humidity profiles with climate change, the TTI is expected to evolve in the future climate. The TTI is defined as follows:

$$TTI = (T_{a_{850}} - T_{a_{500}}) + (T_{d_{850}} - T_{a_{500}}).$$

$T_{a_{500}}$ and $T_{a_{850}}$ are respectively the air temperature at 500 hPa and 850 hPa. $T_{d_{850}}$ is the dew point temperature at 850 hPa.

Finally, precipitation (PRCP) is also tested as a potential obvious predictor for local-scale precipitation [Maurer and Hidalgo, 2008]. However, precipitation biases are generally particularly important in reanalyses [Kalnay and Kanamitsu, 1996; Simmons et al., 2010] and climate models [Boberg et al., 2009; Kelley et al., 2012], which may be problematic in the statistical downscaling context.

3. Evaluation of the SD Method With Present-Day Observations

3.1. Climatology and Interannual Variability

A first step to evaluate the SD method is generally to downscale an atmospheric reanalysis and to compare the downscaled variable (precipitation in our case) to observations, in terms of temporal sequence (e.g., temporal correlations) and basic statistical properties (e.g., climatological means).

As reanalyses do not provide a perfect estimate of the atmospheric state, it is in fact not simply the SD method that is evaluated but a combination of the SD method and a reanalysis. In order to evaluate the impact of reanalyses in this context, four reanalyses (NCEP, 20CR, MERRA and ERAI) are downscaled on the training period (1971–2010) with a pool permutation technique as in Timbal et al. [2003]. Analogs are searched excluding the current year in order to avoid artificial skill due to temporal autocorrelation. Downscaled precipitations are then compared to Safran.

Consistently with previous studies [e.g., Radanovics et al., 2013; Lafaysse and Hingray, 2014], the highest interannual correlations between downscaled and observed precipitations are obtained in winter (median correlation over France close to 0.8, Figure 2a) and the lowest in summer (median correlation close to 0.6, Figure 2c), independently of the predictors and reanalyses used. In France, precipitation is predominantly driven by large-scale flow in winter [Plaut et al., 2001; Sanchez-Gomez and Terray, 2005; Boé and Terray, 2008] and by local convection in summer, the former being more easily captured by statistical downscaling than the latter. The spatial spread in correlations is also much larger in summer than in winter.

In terms of median over France, the highest correlations are always obtained with precipitation as predictor (C1) for MERRA (Figure 2). It is not the case for the other reanalyses. For example, C1 never leads to the highest correlations for ERAI, and only in autumn for NCEP. Precipitations in reanalyses are therefore not necessarily the best predictor for local precipitation. It is consistent with the fact that precipitation in reanalyses is generally poorly constrained by observations and strongly depends on model physics [Rienecker and Suarez, 2011].

For the discussion of the correlations obtained with the other combinations of predictors, C2 (SLP and TAS as predictors) is considered as the reference, as the other combinations are derived from it by addition of

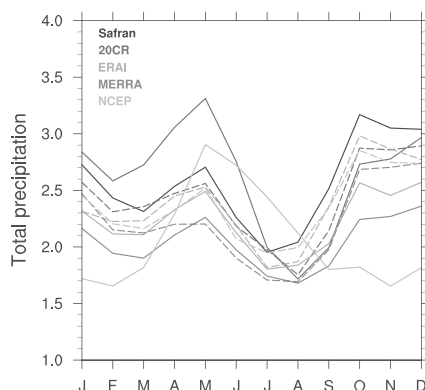


Figure 4. Seasonal cycle of precipitation over France on the 1979–2010 period (in mm/day) in observation (solid black line) and in reanalyses (solid-colored lines). Dash-colored lines are seasonal cycles obtained with downscaled precipitation from reanalyses with combination C1.

In summer, C6 generally outperforms C5 for ERAI but not for MERRA (Figure 2c). The interreanalyses differences in correlations for a given combination of predictors are in the end often greater than the differences due to predictors for a given reanalysis. It makes it difficult to choose a specific combination of predictors in a robust way. With regard to reanalyses, overall, the best performances are often obtained with the new generation reanalyses MERRA and ERAI. At the exception of winter, when 20CR is on par with the other reanalyses, 20CR generally leads to smaller correlations, when local processes, not as well constrained in 20CR, are important for precipitation. Yet, given the breadth of data assimilated by the other reanalyses compared to 20CR, the relatively good performance obtained with 20CR is noteworthy, as this reanalysis has the advantage to be available on a much longer period.

Regarding climatological means (Figure 3), precipitation as predictor leads to important biases, especially with MERRA (−15% in summer and −10% in winter). It is interesting to note that the best performances correlation-wise were seen with MERRA and precipitation as predictor (Figure 2). Most reanalyses show large biases in precipitation over France, with MERRA and NCEP generally showing the largest biases (Figure 4). Note that in summer, when the bias in precipitation in MERRA is especially large, the bias in downscaled precipitation from MERRA is also especially large. Not surprisingly, the SD method with precipitation as predictor cannot fully overcome the biases in reanalysis precipitation. Biases in downscaled precipitation obtained with the other combinations of predictors are generally much smaller. Overall, taking into account the four seasons, the lower biases are obtained with the C5 (SLP, TAS, QFX, and TTI) and C6 (SLP, TAS, QFX, TTI, and HUS) combinations. With ERAI, for example, the median biases over France are always smaller than 5% for C6 and C5. The combinations C2 (SLP and TAS) and C3 (SLP, TAS, and LCL) lead to limited biases in summer and winter but to larger ones in intermediate seasons.

Given the fact that precipitation as predictor (C1) does not necessarily lead to higher correlations between downscaled and observed precipitation, and leads to serious climatological biases, this combination is not investigated further in the manuscript. The addition of TTI, LCL, and QFX to the reference combination based on SLP and TAS generally leads to improvements in terms of interannual correlation and biases. The improvements however remain rather limited, and it is therefore impossible to discard any combinations of predictors except C1 simply based on the evaluation of present-day interannual correlations and biases.

Many SD methods for precipitation over France have been developed, based on different approaches: e.g., weather typing [Boé *et al.*, 2009], analog methods [Obled, 2002; Radanovics *et al.*, 2013; Chardon *et al.*, 2014], or a combination of a weather generator and *k*-nearest neighbor approach [Mezghani and Hingray, 2009]. A large variety of predictors has been used in those SD methods, most of studies using large-scale circulation variables as main predictor (sea level pressure or geopotential height, possibly at different levels, or wind) and additional variables such as temperature [e.g., Boé *et al.*, 2009] and/or variables related to

predictors. In winter, the addition of moisture flux (C4) leads to the largest increase in correlations relatively to C2 (Figure 2a), independently of the reanalysis. In summer, the addition of LCL as predictor (C3) leads to the largest improvements in correlations for ERAI, and NCEP to a lesser extent, while TTI (C5) leads to the largest increase in correlation for MERRA (Figure 2c). This result is consistent with the seasonal variations of the dominant processes leading to precipitation over France. An impact of LCL and/or TTI is also noted for ERAI and MERRA in spring and autumn (Figures 2b and 2d). The impact of TTI and LCL is much more limited for 20CR, but as 20CR only assimilates surface pressure, TTI and LCL are not expected to be well constrained in this reanalysis.

It is important to note that the differences in correlations associated with the different combinations of predictors are generally small. Moreover, the results obtained with the different reanalyses are not necessarily consistent. For example,

humidity [e.g., *Mezghani and Hingray*, 2009; *Radanovics et al.*, 2013]. The results of the different studies are not easy to compare, because some of them are focused on specific regions while others deal with the entire France, and the skill scores used to evaluate the methods vary (here we use interannual correlation while other studies as *Radanovics et al.* [2013] and *Chardon et al.* [2014] use continuous rank probability score). *Lafaysse and Hingray* [2014] provide an interesting intercomparison of the SD methods (or variants with different predictors) described in *Obled* [2002], *Boé et al.* [2009], and *Mezghani and Hingray* [2009] in the Durance basin. They obtain interannual correlations between 0.7 and 0.9 in winter and between 0.2 and 0.6 in summer depending on the methods and locations in summer, which is similar to what we obtain in the Durance region (not shown), even if our method is not optimized for this specific region. Our interpretation of the current literature and of the results described in this section is therefore that the skill of current SD techniques over France is rather similar when evaluated against present-day observations in terms of climatology and daily to interannual variability, despite the variety of methods and predictors used. Even if the statistical method, the choice of the domain, and the predictors, can lead to slight improvements, no major differences in performance are to be expected.

3.2. Trends

It has been shown that the SD method is able to capture between 25% and 65% of the interannual variance in precipitation depending on predictors and seasons. It does not imply that they are suitable to capture lower frequency variations in precipitation and most importantly the ones potentially caused by global warming [*Maraun et al.*, 2010], as the processes involved or their respective importance may be different. This is why SD methods are also commonly evaluated on their capacity to reproduce low-frequency-observed variations and in particular trends [*Maurer and Hidalgo*, 2008].

Seasonal trends are calculated over the training period (1971–2010) on observed and downscaled precipitation. The statistical significance of observed trends is tested with the nonparametric Mann-Kendall test [*Kendall and Gobbons*, 1990]. The potential autocorrelation of precipitation is taken into account in the test following *Hamed and Ramachandra Rao* [1998].

Trends in downscaled precipitation with the C6 combination of predictors for the four reanalyses are compared to observed trends. The across-reanalysis minimum and maximum at each point of downscaled trends are shown in Figure 5. Negative trends are observed over the Alps and south western France in winter, over the Alps in autumn, and in northern France in spring. Positive trends are observed in southeastern France and over central France in summer.

The spread in downscaled trends due to reanalyses is generally very large. The minimum-maximum range is for example greater than 1.2 mm/day (a value seldom seen for observed trends) in winter around the Mediterranean basin and in spring in southern France. A minimum-maximum range as large as 2.5 mm/day is noted over southeastern France in autumn. Note that the large spread in downscaled precipitation cannot be attributed to a single outlier reanalysis (not shown). The same analysis was done for the C2, C3, C4, and C5 combinations of predictors and similar results were obtained (not shown) except for C3. The large across-reanalysis spread seen in downscaled precipitation is likely due to temporal inhomogeneities and errors that may exist in reanalyses, for example, caused by the introduction of new instruments [*Dee et al.*, 2011; *Rienecker and Suarez*, 2011] or changes in the observations network [*Krueger et al.*, 2013]. Note that consistently with that idea, a large spread also exists in precipitation trends in reanalyses (not shown).

As hoped for, the observed trends generally fall within the minimum-maximum range of downscaled trends. It is the case here for the C6 combination and the other combinations tested (not shown), except C3 (PSL, TAS, and LCL). Indeed for C3, the observed trends are clearly outside the across-reanalysis range of downscaled precipitation trends throughout the country in summer (Figure 6 compared to Figure 5k).

Except for northwestern France and the Mediterranean coast, where observations are close to the maximum downscaled trends, trends obtained with C3 are more negative than observed ones, independently of the reanalysis. In particular, maximum downscaled trends are negative in central France (between -0.2 and -0.6 mm/day), whereas they are positive in Safran (between 0.2 and 0.6 mm/day). These spurious negative trends can be attributed to the use of LCL as predictor as they are not seen with C2 (SLP and TAS as predictors, not shown), which is similar to C3 except that LCL is not included as predictor. A quick visual inspection of LCL in reanalyses and of the variables used to compute it, suggests that it could be due to

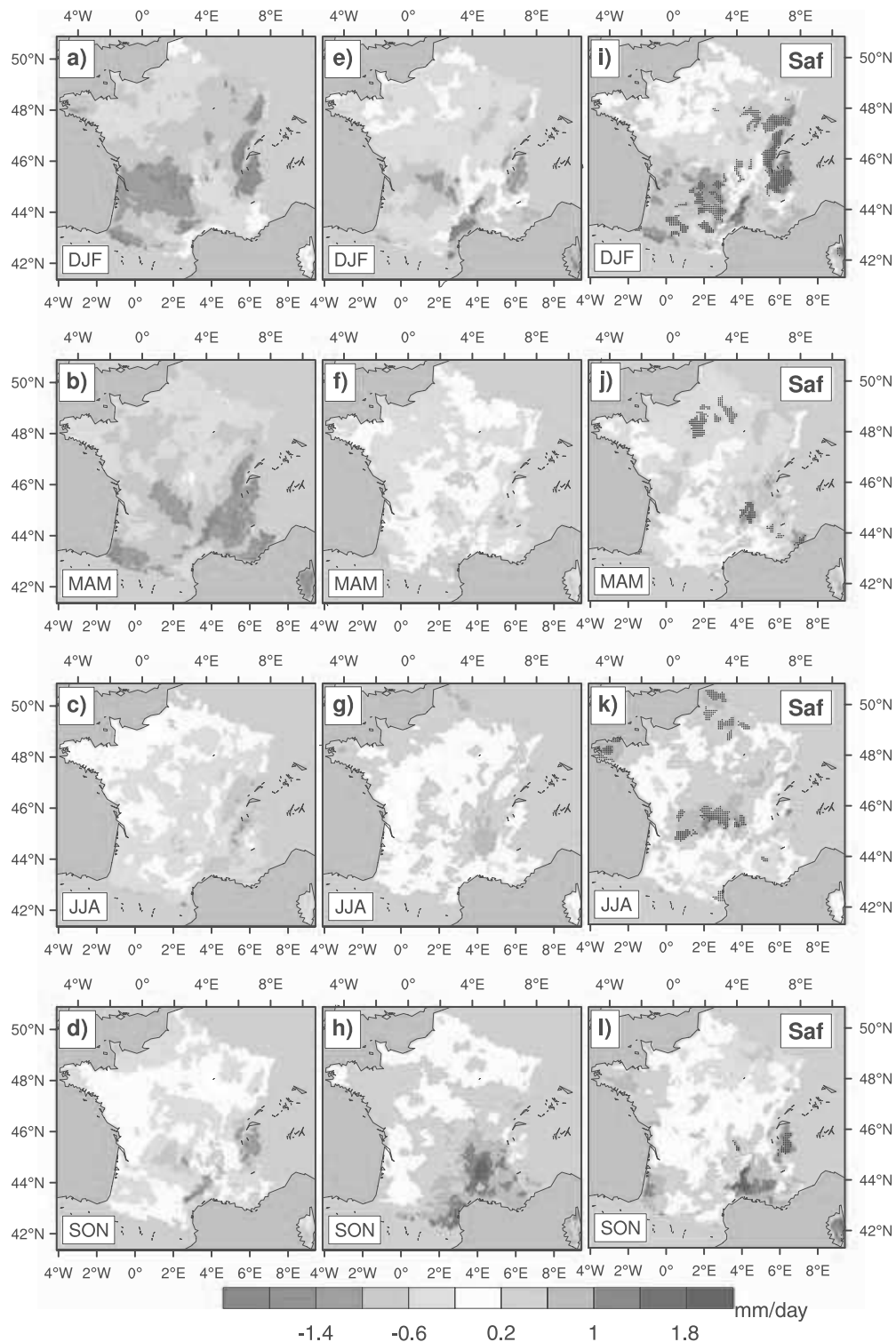


Figure 5. Linear trends in seasonal precipitation over the 1979–2010 period (in mm/day). Four reanalyses have been downscaled with the C6 combination of predictors. (a–d) Cross-reanalysis minimum downscaled trends. (e–h) Cross-reanalysis maximum downscaled trends. (i–l) Observed trends (Safan data set). Dots show where observed trends are significant with $p < 0.05$ following the Mann Kendall test.

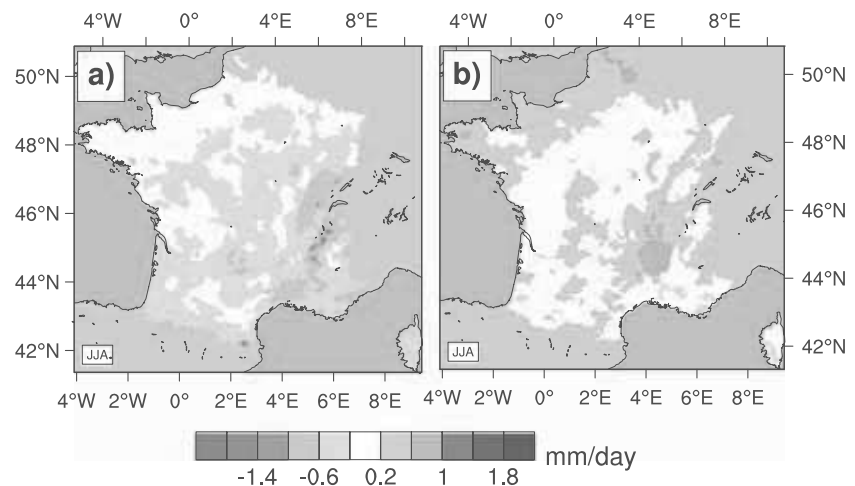


Figure 6. Linear trends in summer precipitation on the 1979–2010 period (in mm/day). Four reanalyses have been downscaled with the C3 combination of predictors. (a) Across-reanalysis minimum downscaled trends. (b) Across-reanalysis maximum downscaled trends.

temporal inhomogeneities in surface relative humidity (not shown). LCL and therefore the C3 combination will not be used subsequently. Note, however, that with a proper representation of LCL in a future reanalysis, LCL could become an interesting predictor for summer precipitation downscaling.

The ability of the SD method to capture observed trends is often seen as an interesting indicator of the potential transferability of the SD method under climate changes. However, in our application, the observed trends in precipitation are weak and seldom significant and a large spread in downscaled precipitation trends exists because of reanalyses. Given this large spread due to reanalyses, to go further, it would be necessary to be able to separate the error in downscaled trends that is due to the SD method from the error that is due to errors in the predictors from reanalyses, but it is not possible, as observations to evaluate most of the predictors do not exist. In the end, no strong conclusion can be reached. Except for C3, the others combinations of predictors tested cannot be discriminated and their temporal transferability has not been demonstrated.

In this section, the evaluation against present-day observations of the downscaling results obtained with different sets of predictors has led to the rejection of two sets: C1 that only uses precipitation as predictor because it leads to large climatological biases and C3 that includes LCL because it leads to too unrealistic trends in summer.

4. Evaluation of the SD Method in the Future Climate Through a Perfect Model Framework

In this section, a perfect model framework is introduced to assess the transferability to the future climate of the SD method. In this framework, as a first step, the SD relationship is developed within the model world. Predictors and precipitation come from a RCM simulation, on the same training period used in the previous sections (1979–2010). Then, the entire regional climate projection (1961–2050) is downscaled based on the SD relationship between RCM predictors and RCM precipitation. Finally, it is possible to compare changes in downscaled precipitation to the changes directly simulated by the RCM, at their native resolution of 25 km, to assess the capacity of the SD method to correctly reproduce future precipitation changes and therefore the temporal transferability of the SD relationship within the RCM world. In order for the results of our study to be robust and not dependent of the specificities of a single regional model, our perfect model framework is applied to an ensemble of 12 RCMs (see Table 1). The term “downscaling” is somewhat unsuitable in the perfect model framework as predictors and precipitation are in fact at the same resolution (25 km). Note also that in real case downscaling, with the statistical relationship built between reanalyses and Safran precipitation, the resolution of downscaled precipitation is 8 km and therefore finer than the one in the

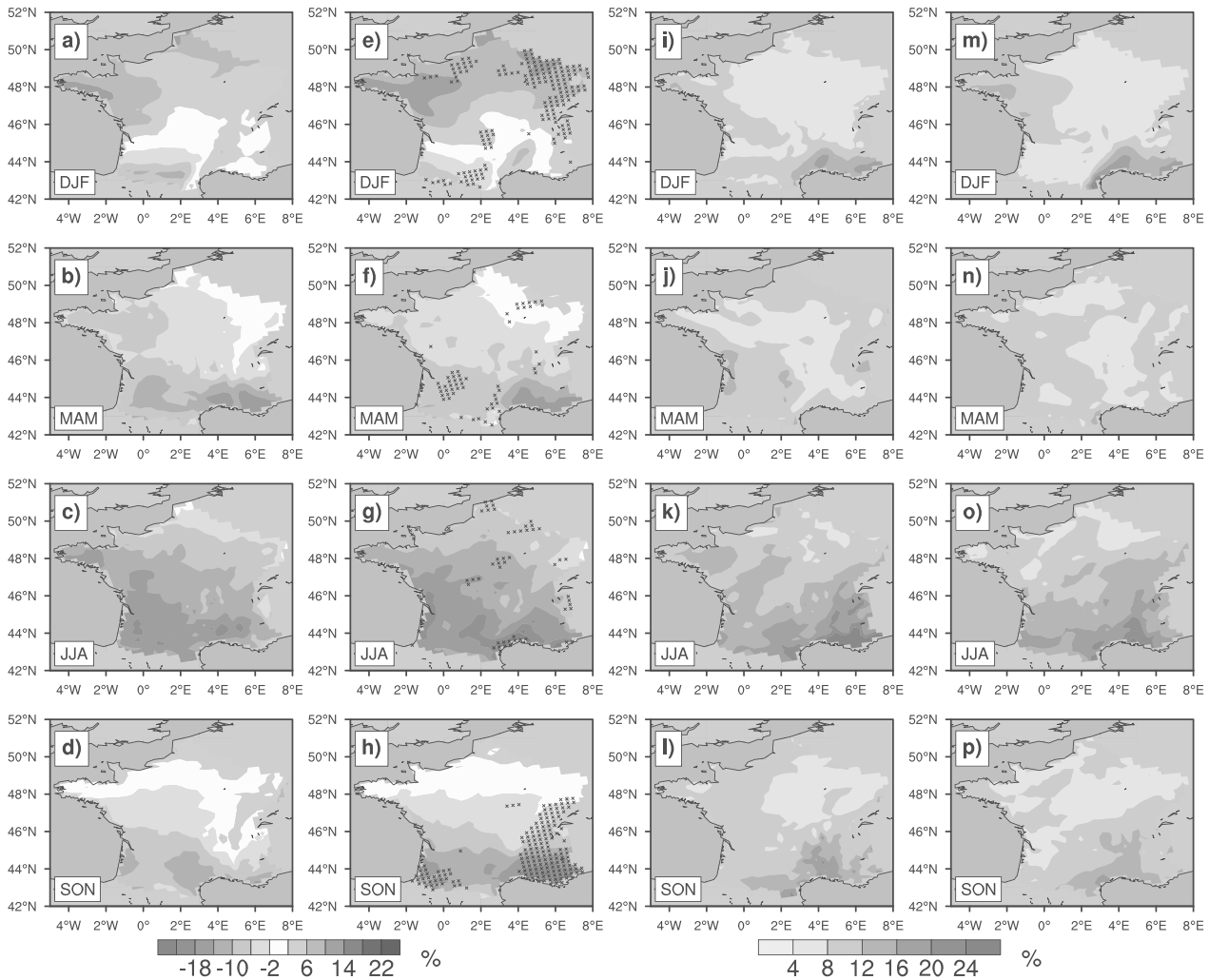


Figure 7. Seasonal relative precipitation changes (%) between the 1961–1990 and 2030–2050 periods. Ensemble means: (a–d) simulated, (e–h) obtained by statistical downscaling within the perfect models framework using the C6 combination of predictors. Ensemble standard deviation across models: (i–l) simulated, (m–p) obtained by statistical downscaling as in Figures 7e–7h. Dots show where the differences between simulated and downscaled changes following a paired *t* test are significant with $p < 0.05$.

perfect model framework. However, as the difference in resolution (25 km versus 8 km) is limited, we do not expect that it alters the relevance of the results obtained within the perfect model framework for real case downscaling. All the combinations of predictors that were not eliminated after the evaluation against present-day observations described in the previous sections (i.e., C2, C4, C5, and C6) have been tested in the perfect model framework. Results are only shown for the combination C6 (SLP, TAS, QFX, TTI, and HUS) in Figure 7, as it is the only combination that leads to changes in the perfect model framework sufficiently similar to those simulated by RCMs (not shown).

As an ensemble, the RCMs simulate an increase in precipitation of 10% in the northern half of the country in winter and drier conditions in southwestern France (Figure 7e). The intermodel standard deviation is especially large around the Mediterranean basin (around 15%, Figure 7m). The strongest changes are seen in summer with a large decrease in precipitation (up to 20%) over the entire France, with maximum values in the south (Figure 7g). The largest intermodel standard deviation is also noted in summer (Figure 7o) over the entire country and particularly in southeastern France.

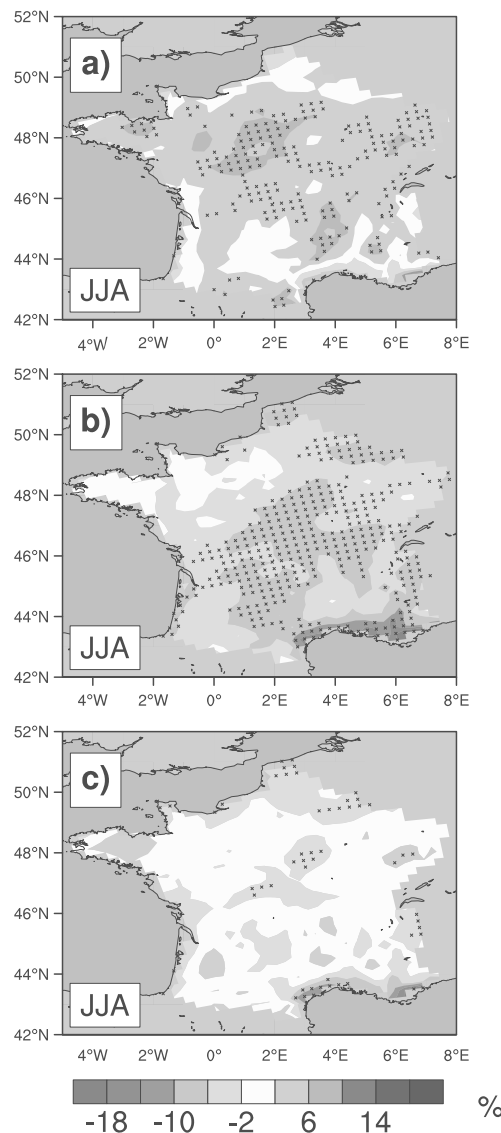


Figure 8. Ensemble mean differences (%) between relative precipitation changes in summer, as simulated and as obtained with the perfect model framework for three combinations of predictors. Dots show where the differences are significant following a paired *t* test at the 5% level. The combinations of predictors are (a) PSL-TAS-QFX-HUS; (b) PSL-TAS-QFX-TTI; and (c) PSL-TAS-QFX-TTI-HUS.

The ensemble mean changes given by statistical downscaling with C6 in the perfect model framework are displayed in Figures 7e–7h. The main features of simulated precipitation changes are well captured by the SD method. In all seasons, the pattern of simulated changes is very well reproduced by the SD method (spatial correlation: December-January-February: 0.94, March-April-May: 0.88, June-July-August: 0.78, and September-October-November: 0.83). The magnitude of changes is also generally well captured. Most notably, the strong decrease in summer precipitation is very similar in direct and downscaled model results. Changes in spring precipitation (Figures 7b and 7f) are also very well reproduced. The largest significant differences between downscaled and simulated precipitation changes are seen in autumn in the southeastern France. *Radanovics et al.* [2013] and *Chardon et al.* [2014] work suggests that the analogy domain used in our study is not optimal for this particular region, at least in the present-day climate context. Tests with analogy domains more adapted to this specific region did not lead to substantial improvements in downscaled precipitation changes (not shown). Some processes leading to precipitation changes in autumn in southeastern France may not be captured correctly by the predictors tested in our study.

Relatively large areas with significant differences between downscaled and simulated precipitation changes following a paired *t* test are also noted in winter in the east of the country, but these differences remain small relatively to the ensemble spread in precipitations changes (the differences are not significant with a standard *t* test), and in the end, have therefore little importance for practical applications.

The intermodel spread in downscaled precipitation changes (Figures 7m–7p) is very similar to the one in simulated precipitation changes (Figures 7i–7l), indicating that the SD method captures the complete range of RCM behaviors and leads to a reliable estimation of RCM simulation

uncertainties, which is also important for practical applications.

To better understand which predictors are especially important to capture future precipitation change, tests have been done by removing successively individual predictors from C6. The TTI and the specific humidity at 850 hPa have been found to be important in that context. Without TTI as predictor in C6, the future decrease in precipitation simulated by the RCMs is clearly underestimated (Figure 8a). In all the RCMs analyzed in this study, the atmospheric stability in summer increases (i.e., the TTI decreases), which is consistent with a decrease in convective precipitation. The decrease in TTI is partly related to the decrease in the lapse rate.

Without the specific humidity at 850 hPa as predictor in C6, the decrease in downscaled summer precipitation is greater than the decrease simulated by the RCMs (Figure 8b). Specific humidity can be a limiting factor for precipitation [Trenberth, 1999], and it is therefore not surprising to find such an impact. Indeed, an increase in specific humidity is robustly simulated by climate models and is related to the large increase in specific humidity at saturation with temperature (as given by the Clausius-Clapeyron relation). Even if locally, the change in specific humidity may be smaller than the increase in atmospheric water holding capacity (i.e., the relative humidity may decrease), as it is the case over France in many RCMs [e.g., Boé and Terray, 2014], specific humidity still increases, with a potential impact on precipitation.

Very interestingly, TTI and HUS as predictors were not associated with large differences in downscaling results during summer in the present climate (for example, compare the results of C6, C5, and C4 in Figure 2). These variables however lead to large differences in terms of future climate change signals, as shown with the perfect model framework. This is an illustration of the limitation of classical approaches for the evaluation of downscaling methods based only on present-day observations. It is also interesting to note that the lowest interannual present-day correlations between downscaled precipitation and observations were found in summer. Despite that, Figure 7 shows that summer changes are especially well captured. It is another illustration that present-day performances are not necessarily a very good indicator of performances in the climate change context.

Given data availability at the beginning of the study, ENSEMBLES regional climate models driven by the SRESA1B scenario have been used for the analyses described in this section. The CORDEX regional climate simulations based on the new Radiative Concentration Pathway (RCPs) scenario [Meinshausen et al., 2011] are now available. There is no specific reason to expect that the conclusions of this section would be much different with the new RCM projections.

5. Real Case Statistical Downscaling of Future Climate Projections

5.1. Mean Precipitation Changes

The evaluation of the different sets of predictors, against present-day observations (section 3) and within the perfect model framework (section 4), has led to the selection of a single combination of predictors, C6 (SLP, TAS, QFX, TTI, and HUS). In this section, the real case application of the SD method with C6 to downscale the ENSEMBLE RCMs is presented. The SD relationship is built with the four reanalyses as predictors and Safran for precipitation, as in section 3 and on the same training period. Then the 12 RCMs described in Table 1 are downscaled on the 1961–2050 period with C6.

It is interesting to compare real case downscaled precipitation changes to downscaled precipitation changes in the perfect model framework (section 4) and to directly simulated changes. Differences between real case and perfect model downscaled precipitation can be attributed to differences in the links on the learning period between predictors and precipitation in the models and in the observations, as future predictors are identical in the two cases. In the perfect model framework, the present-day links between predictors and precipitation come from the RCMs, and therefore might be biased.

The consistency between real case and perfect model precipitation changes would therefore greatly reinforce our confidence in the realism of simulated present-day links between predictors and precipitation, more generally in the RCMs and therefore in the relevance of the perfect model framework to the real world, and in the end, in the results of real case statistical downscaling.

Future precipitation changes between the 2030–2050 and 1961–1990 periods are plotted in Figure 9 and have to be compared to the changes depicted in Figure 7. Results obtained with ERAI as well the maximum and minimum at each point among the results obtained for the four reanalyses are shown.

Note that precipitation changes obtained with ERAI (Figures 9i–9l) are in good agreement with the across-reanalyses and across-RCMs ensemble mean of downscaled changes (not shown). The dipolar structure of winter precipitation changes in France is very consistent between downscaled and direct results (see Figures 7 and 9). In summer, the magnitude of real case downscaled changes is also in good agreement with simulated and perfect model changes. The greatest differences between simulated and real case downscaled precipitation changes are seen in the southeast of the country in autumn. It was expected since the SD method is not able to reproduce correctly simulated changes within the perfect model framework in this region in autumn (Figures 7d and 7h).

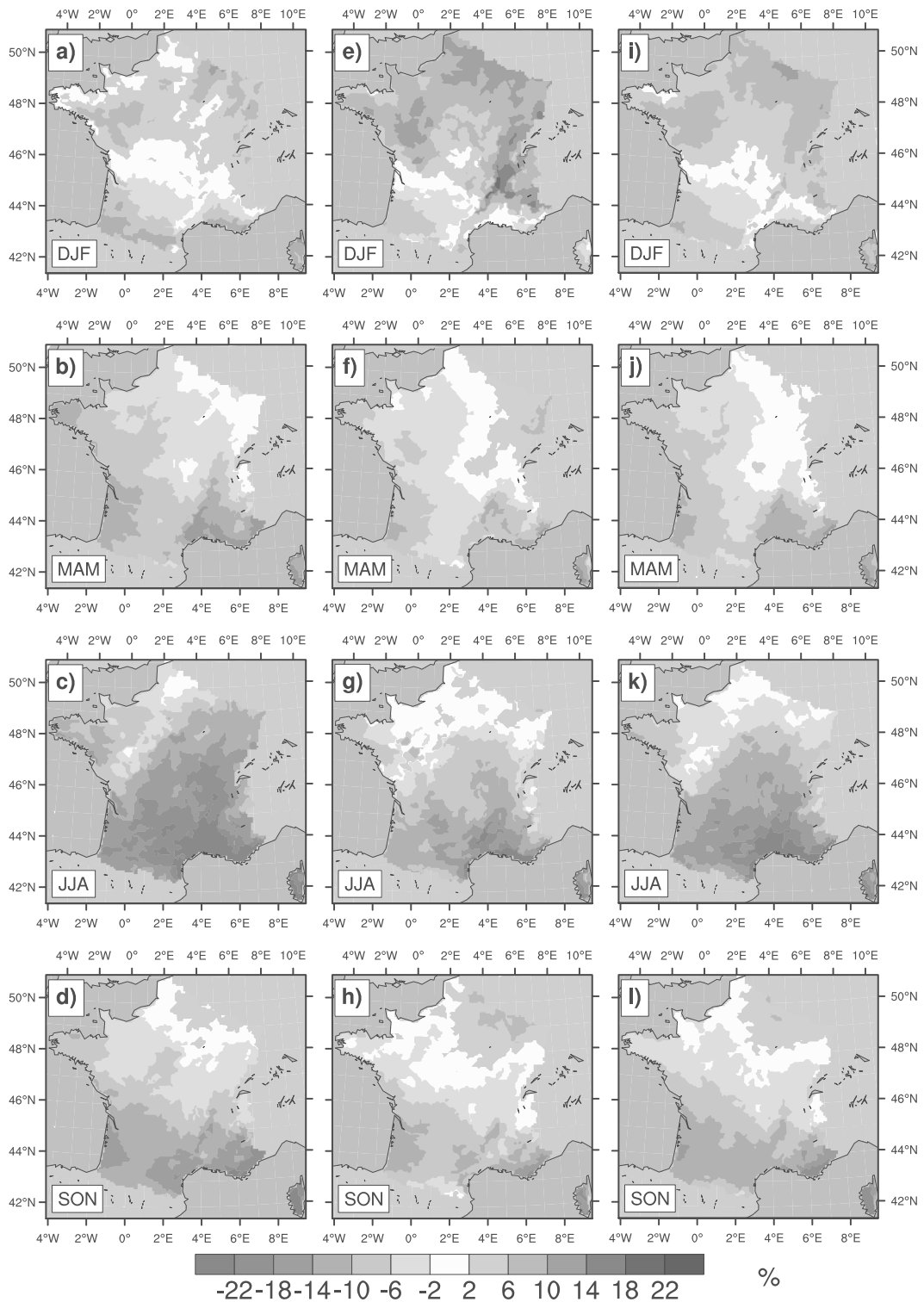


Figure 9. Seasonal relative changes in downscaled precipitation (%) between the 1961–1990 and 2030–2050 periods. The SD method with the C6 combination of predictors is built for the four reanalyses, and the 12 RCMs from the ENSEMBLES project are downscaled. The multi-RCM average is then computed. (a–d) Across-reanalysis minimum. (e–h) Across-reanalysis maximum. (i–l) Results obtained for ERAI.

As real case downscaled changes are very similar to the changes in the perfect model framework, it can be deduced that the present-day links between predictors and precipitation are consistent in RCMs and observations. This result reinforces our confidence in the realism of RCM simulations and in the relevance of the perfect model results to the real world. Moreover, the difference between the resolution of predictors and precipitation on the learning period between real case and perfect model downscaling does not lead to important differences in future precipitation changes. The high resolution of predictors in the perfect model approach compared to the typical resolution of reanalyses did not bias the results of the analysis.

The range of future downscaled precipitation changes associated with the choice of the reanalysis is limited but not negligible (Figures 9a to 9h). Even if the spatial pattern is robust to the choice of the reanalysis, differences in magnitudes greater than 5% are often seen (e.g., in summer or in winter in northern France). As explained in section 3, uncertainties in reanalyses are a serious issue for the present-day evaluation of SD methods, especially as far as trends are concerned. Even if it is not negligible, the impact of reanalyses in the uncertainties of future precipitation changes appears here less crucial. Indeed, the spread associated with reanalyses has to be thought of with regard to the other uncertainties involved, and, in particular, the intermodel spread in precipitation changes, which is very large (Figures 7i–7p).

5.2. Uncertainties

A decomposition of variance [Déqué *et al.*, 2007, 2011] is now used to quantify more precisely the contribution of reanalyses to the total uncertainty and its relative importance against uncertainties from RCM simulations and stochastic uncertainties. As the local precipitation state is not entirely controlled by the large-scale predictors, for the same predictors state, several corresponding equally probable local precipitation states may exist. Following Lafaysse *et al.* [2011], this uncertainty is called here stochastic. Lafaysse *et al.* [2011] have shown its importance in the French Alps for the present-day evaluation of SD methods. Here the stochastic uncertainty is assessed by including a random step to the downscaling algorithm described in section 2. Instead of selecting the best analog day (in terms of predictors similarity), the 10 best analogs are preselected, and then, each day, five analogs are randomly chosen among those 10, to obtain five members, judged as equally probable and to correspond to the same predictors state.

Note that what is called uncertainties due to RCM simulations in this study is somewhat complex because of the experimental design of ENSEMBLES regional projections, used here as an ensemble of opportunity. As only one member is generally available for each RCM/GCM combination, it is not possible to separate cleanly the uncertainties due to model formulation and due to internal variability (which is itself both related to the internal variability of the RCM and to the internal variability of the GCM used for boundary conditions). Therefore, uncertainties from RCM simulations include three types of uncertainties: uncertainties from RCMs, GCM boundary conditions, and internal variability. Moreover, as the same RCM may be forced by several GCMs and the same GCM may force several RCMs (Table 1) the estimation of RCM simulation uncertainties may be somewhat biased, as all the configurations are not totally independent.

Three sources of uncertainties in the mid-21st century downscaled precipitation changes are evaluated. Let P_{mrs} be the projected relative changes in precipitation on a grid cell obtained after the statistical downscaling of the RCM simulation m , for the reanalysis r , and the member corresponding to stochastic uncertainties s :

1. $m = 1 - 12$: according to the RCM simulation;
2. $r = 1 - 4$: according to the reanalysis; and
3. $s = 1 - 5$: according to the member.

We therefore have $12 \times 4 \times 5$, i.e., 240 precipitation projections over France. Each contribution to the total variance is then calculated as in Déqué *et al.* [2007]. The total variance of P can be decomposed in seven contributions:

$$\text{Var}(P) = M + R + S + MR + RS + MR + MRS \quad (1)$$

Table 3. Percentage of Variance in Relative Precipitation Changes Explained by the RCM Simulations (*M*), the Reanalyses (*R*), and the Stochastic Variations (*S*), and the Multifactor Terms (*MR*, *MS*, *RS*, and *MRS*)

	M	R	S	MR	MS	RS	MRS
DJF	70.3	4.4	0.5	3.8	4.9	0.5	15.6
MAM	74.8	1.6	0.4	4.1	4.9	0.4	13.9
JJA	62.0	5.4	0.5	5.9	6.6	0.5	19.1
SON	62.3	7.7	0.7	4.5	5.7	0.5	18.7

A dot (.) subscript represents the mean with respect to the corresponding indices.

$$M = \frac{1}{12} \sum_{m=1}^{12} (P_{m..} - P_{...})^2$$

$$MR = \frac{1}{48} \sum_{m=1}^{12} \sum_{r=1}^4 (P_{mr.} - P_{m..} - P_{.r.} + P_{...})^2$$

$$MRS = \frac{1}{240} \sum_{m=1}^{12} \sum_{r=1}^4 \sum_{s=1}^5 (P_{mrs} - P_{mr.} - P_{.rs} - P_{m.s} + P_{m..} + P_{.r.} + P_{.s.} - P_{...})^2$$

M is the contribution of RCM simulations to the total variance, *R* the contribution of the reanalyses, and *S* of stochastic uncertainties. The other terms represent the interactions. For example, *MR* is the interaction effect between RCM simulations and reanalyses. All the possible combinations of RCM simulations, reanalyses, and members are available in our case, such as the estimation of each contribution can be directly calculated. The RCM simulations (a combination of an RCM and a GCM for boundary conditions) are considered as independent here. The mean contributions over France of each source of uncertainty to the total variance of relative precipitation change between 2030–2050 and 1961–1990 are given in Table 3.

RCM simulations are the largest source of uncertainties (up to 75%). As shown previously in Figure 9, reanalyses are a nonnegligible source of uncertainties (contribution between 5% and 10%). The part of variance associated with stochastic uncertainties only is, independently of the season, very small (around 0.5%). The second main contributor to the total variance is the full interaction term (*MRS*). The other interaction terms that include RCM simulations are close to 5%. The interaction terms associated with reanalyses and stochastic uncertainties are very small, close to 0.5%, as the stochastic term alone.

It can be concluded that the RCM simulation uncertainties, that include structural uncertainties from the RCMs, from GCMs through boundary forcing and from internal climate variability play the most important role in future downscaled precipitation change. Note that the estimation of stochastic and reanalyses uncertainties are expected to depend on the SD method and on the predictors. For example, a similar decomposition of variance for the C2 combination of predictors (SLP and TAS) leads to a smaller contribution of reanalyses (between 1% and 5%, not shown), presumably because there are fewer predictors in C2 and they are probably less uncertain than some predictors in C6 like TTI. Even with C6, the reanalyses are not a crucial source of uncertainty for future precipitation change.

6. Conclusion

In this study, a statistical downscaling methodology for precipitation over France based on the analog method has been presented. First, several combinations of predictors have been tested in the present climate with four reanalyses (NCEP, 20CR, ERAI, and MERRA). For most combinations of predictors, the SD method leads to a good reproduction of the climatology and interannual variability of precipitation on the training period. It is difficult to select a particular combination of predictors based on this evaluation, as the differences due to the choice of the reanalyses are often greater than the differences associated with the choice of predictors. The evaluation of the SD method and predictors on their ability to capture observed present-day trends has not led to strong conclusions. The observed trends in precipitation are indeed small and seldom significant, and a large spread in downscaled trends due to reanalyses exists. Still, it has been

possible to reject a predictor (LCL), because it led to too unrealistic trends, probably because of temporal inhomogeneities in reanalyses. As for most predictors, observations with a correct spatiotemporal coverage do not exist, one has to rely on reanalyses for predictors to build the SD method. When evaluating the SD method against observations as we did, it is in fact not only the SD method that is evaluated but a combination of the SD method and a given reanalysis. The substantial differences in downscaling results associated with reanalyses in that context suggests that the role of reanalyses should not be underestimated when evaluating the SD method.

The transferability to the future climate of the SD method has been assessed using a perfect model framework. In the perfect model framework, the downscaling method is developed with predictors and precipitation from a present-day RCM simulation. The RCM is then statistically downscaled, and downscaled future precipitation changes can be compared to precipitation changes simulated by the RCM. The downscaling method is able to reproduce the ensemble mean change in precipitation simulated by 12 RCMs from the ENSEMBLES project but only with a specific combination of predictors. This result gives a better confidence on the transferability of the downscaling method with these predictors to the future climate. The successful combination of predictors includes the sea level pressure, the temperature at 2 m, the moisture flux at 850 hPa, the TTI, and the specific humidity at 850 hPa. Tests have shown that the TTI and the specific humidity were important to correctly capture the simulated decrease in summer precipitation over France. It highlights the importance of changes in atmospheric moisture and stability in that context. Regarding TTI changes, there is a competition between the increase in moisture (leading to an increase in TTI) and the decrease in the vertical temperature gradient (leading to a decrease in TTI). The decrease in the vertical temperature gradient dominates, as the TTI decreases in all the RCMs studied, which is associated with a decrease in summer precipitation over France. Regarding changes in specific humidity, because of the Clausius-Clapeyron relation, the specific humidity at saturation strongly increases with temperature and so does the specific humidity, although to a lesser extent. As humidity may be a limiting factor of precipitation under some conditions, the increase in humidity somewhat mitigates the decrease in summer precipitation due to other factors.

The same RCMs have also been downscaled as for real case application, thanks to the observed statistical relationship between predictors and precipitation. The results of real case downscaling are very close to those of perfect model downscaling and very similar to directly simulated precipitation changes. This result highlights the realism of the relationship between predictors and precipitation in the RCMs, enhancing our confidence in RCM results and in the relevance of the perfect model framework to the real world.

Finally, the respective importance of different sources of uncertainties in future downscaled precipitation change has been studied with a decomposition of variance. Uncertainties from RCM simulations, i.e., uncertainties from RCMs, GCM boundary conditions, and from their respective internal variability are found to be the dominant source of uncertainties. The importance of reanalyses in that context is much smaller. Consequently, for an impact study, it does not seem crucial to develop several variants of the SD method based on different reanalyses for the calibration on the learning period and then downscale climate projections with all these variants to sample the uncertainties associated with the reanalyses.

From a more general perspective, our study illustrates some important methodological issues for SD. First, even if uncertainties in reanalyses are not crucial for future climate change, they are important in the context of the development and evaluation of SD methods in the present climate. In our case, the reanalyses do not necessarily simply agree on the best combination of predictors. The optimization of the SD method with a single reanalysis is therefore likely to be reanalysis dependent and might lack robustness.

Our results also illustrate the issues that exist in evaluating a statistical downscaling method intended to be applied in the climate change context using only present-day observations. The skill in the present climate is not necessarily a good indicator of the skill in the future climate. In our case, combinations of predictors leading to very similar and satisfactory results in terms of present-day climatology, interannual variability, and trends are associated with important differences in future precipitation changes. Our results show the interest of a perfect model framework with multiple models to better evaluate the transferability through time of a statistical downscaling method, even if the transferability to the future climate in the perfect model framework is not an absolute guarantee of the transferability in the real world.

Our results also suggest that one must remain cautious when trying to estimate the uncertainties associated with different downscaling methods. Different SD methods are often considered as equally realistic in the future climate simply because they lead to similarly good results in the present climate. Differences in future downscaled changes are consequently interpreted as uncertainties. We have seen that equally realistic methods with regard to present-day evaluation can lead to different results for future changes in the perfect model framework. To our opinion, for SD methods with equally good results in the present climate, those that do not show transferability to the future climate in the perfect model framework should be given much less weight or even discarded for impact studies. Using only the SD methods that demonstrate their ability in a perfect model framework in the climate change context would likely seriously reduce what is generally seen as uncertainties due to SD but are probably, to a large extent, errors. As a matter of fact, interestingly, our final SD method applied in real case configuration, i.e., with the SD relationship built with observations and reanalyses and tested for temporal transferability in the perfect model framework, leads in the end to results very similar to dynamical downscaling. It is possible only if the present-day links between predictors and precipitation in the RCMs (used in the perfect model framework) and in the real world (used in real case downscaling) are consistent. It highlights the robustness of downscaling results to the choice of the downscaling framework in this study.

The assessment of the downscaling method presented in this work has been focused on precipitation, because it is the most important variable for our future hydrological application. Our ultimate objective is indeed to study the impacts of climate change on the continental hydrological cycle in France using a physically based hydrometeorological model, based on statistically downscaled CMIP5 models. This will be the object of a future study.

Acknowledgments

NCEP reanalysis data have been provided by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Office of Oceanic and Atmospheric Research (OAR) and the Earth System Research Laboratory (ESRL). European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim data used in this study have been obtained from the ECMWF data server. MERRA data used in this study have been provided by the Global Modelling and Assimilation Office (GMAO) at NASA Goddard Space Flight Center through the NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC) online archive. Support for the Twentieth Century Reanalysis Project data set is provided by the U.S. Department of Energy, Office of Science Innovative and Novel Computational Impact on Theory and Experiment (DOE INCITE) program, and Office of Biological and Environmental Research (BER), and by the National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Program Office. The authors would like to thank Météo France (Direction de la climatologie and CNRM/GAME) for providing the SAFRAN data. The ENSEMBLES data used in this work were funded by the EU FP6 Integrated Project ENSEMBLES (contract 505539) whose support is also gratefully acknowledged. This work was supported by the French National Research Agency (ANR) in the framework of its JJC program (ECHO, decision No ANR 2011 JS56 014 01).

References

- Ben Daoud, A., E. Sauquet, M. Lang, G. Bontron, and C. Obled (2011), Precipitation forecasting through an analog sorting technique: A comparative study, *Adv. Geosci.*, 29, 103–107, doi:10.5194/adgeo-29-103-2011.
- Beuchat, X., B. Schaepli, M. Soutter, and A. Mermoud (2012), A robust framework for probabilistic precipitations downscaling from an ensemble of climate predictions applied to Switzerland, *J. Geophys. Res.*, 117, D03115, doi:10.1029/2011JD016449.
- Boberg, F., P. Berg, P. Thejll, W. J. Gutowski, and J. H. Christensen (2009), Improved confidence in climate change projections of precipitation further evaluated using daily statistics from ENSEMBLES models, *Clim. Dyn.*, 35(7–8), 1509–1520, doi:10.1007/s00382-009-0683-8.
- Boé, J. (2012), Modulation of soil moisture-precipitation interactions over France by large scale circulation, *Clim. Dyn.*, 40(3–4), 875–892, doi:10.1007/s00382-012-1380-6.
- Boé, J., and L. Terray (2007), A weather-type approach to analyzing winter precipitation in France: Twentieth-century trends and the role of anthropogenic forcing, *J. Clim.*, 21(13), 3118–3133, doi:10.1175/2007JCLI1796.1.
- Boé, J., and L. Terray (2008), Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05702, doi:10.1029/2007GL032417.
- Boé, J., L. Terray, E. Martin, and F. Habets (2009), Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century, *Water Resour. Res.*, 45, W08426, doi:10.1029/2008WR007437.
- Boer, G. J. (2004), Long time-scale potential predictability in an ensemble of coupled climate models, *Clim. Dyn.*, 23(1), 29–44, doi:10.1007/s00382-004-0419-8.
- Chardon, J., B. Hingray, A.-C. Favre, P. Autin, J. Gailhard, I. Zin, and C. Obled (2014), Spatial similarity and transferability of analog dates for precipitation downscaling over France, *J. Clim.*, 27(13), 5056–5074, doi:10.1175/JCLI-D-13-00464.1.
- Collins, M., M. Botzet, and A. F. Carril (2006), Interannual to decadal climate predictability in the North Atlantic: A multimodel-ensemble study, *J. Clim.*, 19, 1195–1203.
- Compo, G. P., et al. (2011), The twentieth century reanalysis project, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(654), 1–28, doi:10.1002/qj.776.
- Dee, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(656), 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Déqué, M., D. P. Rowell, D. Lüthi, F. Giorgi, J. H. Christensen, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellström, M. Castro, and B. Hurk (2007), An intercomparison of regional climate simulations for Europe: Assessing uncertainties in model projections, *Clim. Change*, 81, 53–70, doi:10.1007/s10584-006-9228-x.
- Déqué, M., S. Somot, E. Sanchez-Gomez, C. M. Goodess, D. Jacob, G. Lenderink, and O. B. Christensen (2011), The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: Regional climate models, driving general circulation models and interannual variability, *Clim. Dyn.*, 38, 951–964, doi:10.1007/s00382-011-1053-x.
- Friás, M. D., and E. Zorita (2006), Testing statistical downscaling methods in simulated climates, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19807, doi:10.1029/2006GL027453.
- Guilbaud, S., and C. Obled (1998), Prévision quantitative des précipitations journalières par une technique de recherche de journées antérieures analogues: Optimisation du critère d'analogie, *Géosci. Surf.*, 327, 181–188.
- Gutiérrez, J. M., D. San-Martin, S. Brands, R. Manzanos, and S. Herrera (2013), Reassessing statistical downscaling techniques for their robust application under climate change conditions, *J. Clim.*, 26(1), 171–188, doi:10.1175/JCLI-D-11-00687.1.
- Habets, F., et al. (2008), The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res.*, 113, D06113, doi:10.1029/2007JD008548.
- Hamed, K. H., and A. Ramachandra Rao (1998), A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data, *J. Hydrol.*, 204(1–4), 182–196, doi:10.1016/S0022-1694(97)00125-X.
- Hawkins, E., J. Robson, R. Sutton, D. Smith, and N. Keenlyside (2011), Evaluating the potential for statistical decadal predictions of sea surface temperatures with a perfect model approach, *Clim. Dyn.*, 37(11–12), 2495–2509, doi:10.1007/s00382-011-1023-3.

- Horton, P., M. Jaboyedoff, R. Metzger, C. Obled, and R. Marty (2012), Spatial relationship between the atmospheric circulation and the precipitation measured in the western Swiss Alps by means of the analogue method, *Nat. Hazard Earth Syst. Sci.*, *12*(3), 777–784, doi:10.5194/nhess-12-777-2012.
- Jacob, D., et al. (2013), EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research, *Reg. Environ. Change*, *14*(2), 563–578, doi:10.1007/s10113-013-0499-2.
- Kalnay, E., and M. Kanamitsu (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *77*(3), 437–471.
- Kelley, C., M. Ting, R. Seager, and Y. Kushnir (2012), Mediterranean precipitation climatology, seasonal cycle, and trend as simulated by CMIP5, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L21703, doi:10.1029/2012GL053416.
- Kendall, M. G., and J. D. Gobbons (1990), *Rank Correlation Methods*, 5th ed., 272 pp., vol. 3, Oxford Univ. Press, New York.
- Krueger, O., F. Schenk, F. Feser, and R. Weisse (2013), Inconsistencies between long-term trends in storminess derived from the 20CR reanalysis and observations, *J. Clim.*, *26*(3), 868–874, doi:10.1175/JCLI-D-12-00309.1.
- Lafaysse, M., and B. Hingray (2014), Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections: The Alpine Durance basin, *Water Resour. Res.*, *50*, 3317–3341, doi:10.1002/2013WR014897.
- Lafaysse, M., B. Hingray, P. Etchevers, E. Martin, and C. Obled (2011), Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin, *J. Hydrol.*, *403*(1–2), 116–129, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.03.046.
- Lawrence, M. G. (2005), The relationship between relative humidity and the dewpoint temperature in moist air: A simple conversion and applications, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *86*(2), 225–233, doi:10.1175/BAMS-86-2-225.
- Lorenz, E. N. (1969), Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues, *J. Atmos. Sci.*, *26*, 636–646.
- Maraun, D., et al. (2010), Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user, *Rev. Geophys.*, *48*, RG3003, doi:10.1029/2009RG000314.
- Maurer, E. P., and H. G. Hidalgo (2008), Utility of daily vs. monthly large-scale climate data: An intercomparison of two statistical downscaling methods, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *12*(2), 551–563.
- Meinshausen, M., et al. (2011), The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Clim. Change*, *109*(1–2), 213–241, doi:10.1007/s10584-011-0156-z.
- Mezghani, A., and B. Hingray (2009), A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain: Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River basin, *J. Hydrol.*, *377*(3–4), 245–260, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.033.
- Muerth, M. J., B. Gauvin St-Denis, S. Ricard, J. A. Velázquez, J. Schmid, M. Minville, D. Caya, D. Chaumont, R. Ludwig, and R. Turcotte (2013), On the need for bias correction in regional climate scenarios to assess climate change impacts on river runoff, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *17*(3), 1189–1204, doi:10.5194/hess-17-1189-2013.
- Nakicenovic, N., P. Koip, K. Riahi, M. Kainuma, and T. Hanaoka (2006), Assessment of emissions scenarios revisited, *Environ. Econ. Policy Stud.*, *7*, 137–173, doi:10.1007/s10018-005-0112-0.
- Obled, C. (2002), Quantitative precipitation forecasts: A statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach, *Atmos. Res.*, *63*(3–4), 303–324.
- 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.
- Quintana-Seguí, P. (2008), Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *47*(1), 92–107, doi:10.1175/2007JAMC1636.1.
- Radanovics, S., J.-P. Vidal, E. Sauquet, A. Ben Daoud, and G. Bontron (2013), Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *17*(10), 4189–4208, doi:10.5194/hess-17-4189-2013.
- Ribes, A., S. Planton, and L. Terray (2013), Application of regularised optimal fingerprinting to attribution. Part I: Method, properties and idealised analysis, *Clim. Dyn.*, *41*(11–12), 2817–2836, doi:10.1007/s00382-013-1735-7.
- Rienecker, M. M., and M. J. Suarez (2011), MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications, *J. Clim.*, *24*(14), 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- Sanchez-Gomez, E., and L. Terray (2005), Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L24711, doi:10.1029/2005GL023990.
- Schmith, T. (2008), Stationarity of regression relationships: Application to empirical downscaling, *J. Clim.*, *21*(17), 4529–4537, doi:10.1175/2008JCLI1910.1.
- Sherwood, S. C., W. Ingram, Y. Tsumura, M. Satoh, M. Roberts, P. L. Vidale, and P. A. O'Gorman (2010), Relative humidity changes in a warmer climate, *J. Geophys. Res.*, *115*, D09104, doi:10.1029/2009JD012585.
- Simmons, A. J., K. M. Willett, P. D. Jones, P. W. Thorne, and D. P. Dee (2010), Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets, *J. Geophys. Res.*, *115*, D01110, doi:10.1029/2009JD012442.
- Smerdon, J. E. (2012), Climate models as a test bed for climate reconstruction methods: Pseudoproxy experiments, *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change*, *3*(1), 63–77, doi:10.1002/wcc.149.
- Spak, S., T. Holloway, B. Lynn, and R. Goldberg (2007), A comparison of statistical and dynamical downscaling for surface temperature in North America, *J. Geophys. Res.*, *112*, D08101, doi:10.1029/2005JD006712.
- Stocker, T., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley (2013), *Climatic Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., and New York.
- Timbal, B., and B. J. McAvaney (2001), An analogue-based method to downscale surface air temperature: Application for Australia, *Clim. Dyn.*, *17*(12), 947–963.
- 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*(7–8), 807–823, doi:10.1007/s00382-002-0298-9.
- Timbal, B., P. Hope, and S. Charles (2008), Evaluating the consistency between statistically downscaled and global dynamical model climate change projections, *J. Clim.*, *21*(22), 6052–6059, doi:10.1175/2008JCLI2379.1.
- Trenberth, K. E. (1998), Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change, *Clim. Change*, *39*, 667–694.
- Trenberth, K. E. (1999), Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation, *J. Clim.*, *12*(5), 1368–1381, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1368:AMRROA>2.0.CO;2.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons (2003), The changing character of precipitation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *84*(9), 1205–1217, doi:10.1175/BAMS-84-9-1205.

- van der Linden, P., J. F. B. Mitchell, and P. Gilbert (2009), *ENSEMBLES: Climate Change and Its Impacts: Summary of Research and Results From the ENSEMBLES Project*, 160 pp., Met Off. Hadley Centre, Exeter, U. K.
- Vidal, J.-P., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon, and J.-M. Soubeyrou (2010), A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *Int. J. Climatol.*, *30*(11), 1627–1644, doi:10.1002/joc.2003.
- Vrac, M., and M. L. Stein (2007), A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L18701, doi:10.1029/2007GL030295.
- Wilby, R. L., H. Hassan, and K. Hanaki (1998), Statistical downscaling of hydrometeorological variables using general circulation model output, *J. Hydrol.*, *205*(1–2), 1–19.
- Zorita, E., J. P. Hughes, D. P. Lettemaier, and H. V. Storch (1995), Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation, *J. Clim.*, *8*, 1023–1042.

3.1.4 Tester la transférabilité temporelle

L'évaluation de la transférabilité temporelle d'une méthode de désagrégation statistique est l'un des principaux objectifs de l'article précédent. L'hypothèse de stationnarité de la relation statistique est une hypothèse forte, commune à toutes les méthodes de désagrégation statistique. Quelques résultats supplémentaires obtenus avec le concept de modèle parfait sont présentés dans cette partie.

Pour évaluer plus en détails l'influence des prédicteurs sur la transférabilité temporelle de la relation statistique, le modèle parfait a été appliqué aux 12 RCM ENSEMBLES en utilisant trois combinaisons : la combinaison C2 est composée de la pression au niveau de la mer (PSL) et de la température à 2 mètres du sol (TAS), la combinaison C4 de PSL, TAS et du module du flux d'humidité à 850 hPa (QFX), enfin la combinaison C5 de PSL, TAS, QFX et du TTI (Figure 3.1, similaire à la figure 7 de l'article).

Aucune de ces trois combinaisons de prédicteurs n'est capable de reproduire parfaitement, pour toutes les saisons, les changements de précipitations simulés par les modèles. Ce n'est pas non plus tout à fait le cas de la combinaison de prédicteurs finalement retenue, qui n'est pas capable de reproduire parfaitement les changements de précipitations simulés par les RCM en automne dans le sud-est de la France. Avec les combinaisons C2, C4 et C5, même si les différences avec les RCM sont significatives, les changements de précipitations désagrégés conservent la même structure spatiale que ceux simulés par les RCM. Les précipitations diminuent en hiver dans le sud-ouest du pays et augmentent au nord. En été, le gradient nord-sud est également correctement reproduit, même avec la combinaison C5 pour laquelle les différences avec les RCM sont le plus significatives.

Sur un ensemble de six combinaisons testées, même si la combinaison C6 est la plus correcte, la reproduction des changements de précipitations en modèle parfait a une sensibilité limitée aux prédicteurs utilisés pour les combinaisons testées. Les différences de changements de précipitations dues aux combinaisons de prédicteurs restent, par exemple, nettement inférieures aux différences entre les RCM eux-mêmes. De plus, cette évaluation en modèle parfait ne garantit pas la transférabilité de la méthode dans un contexte réel de désagrégation statistique, c'est-à-dire en utilisant une réanalyse atmosphérique pour l'apprentissage, des observations haute résolution et des GCM. Les prédicteurs simulés par les GCM peuvent être biaisés, en terme de co-variabilité par exemple, et ainsi inconsistants avec la réanalyse, rendant impossible toute bonne reproduction des précipitations. Afin d'évaluer l'importance de ce point, d'autres tests sont imaginables.

Pour évaluer la robustesse de la méthode à la qualité des prédicteurs simulés, il est possible d'effectuer une désagrégation croisée des RCM. Dans ce test, les variables d'un

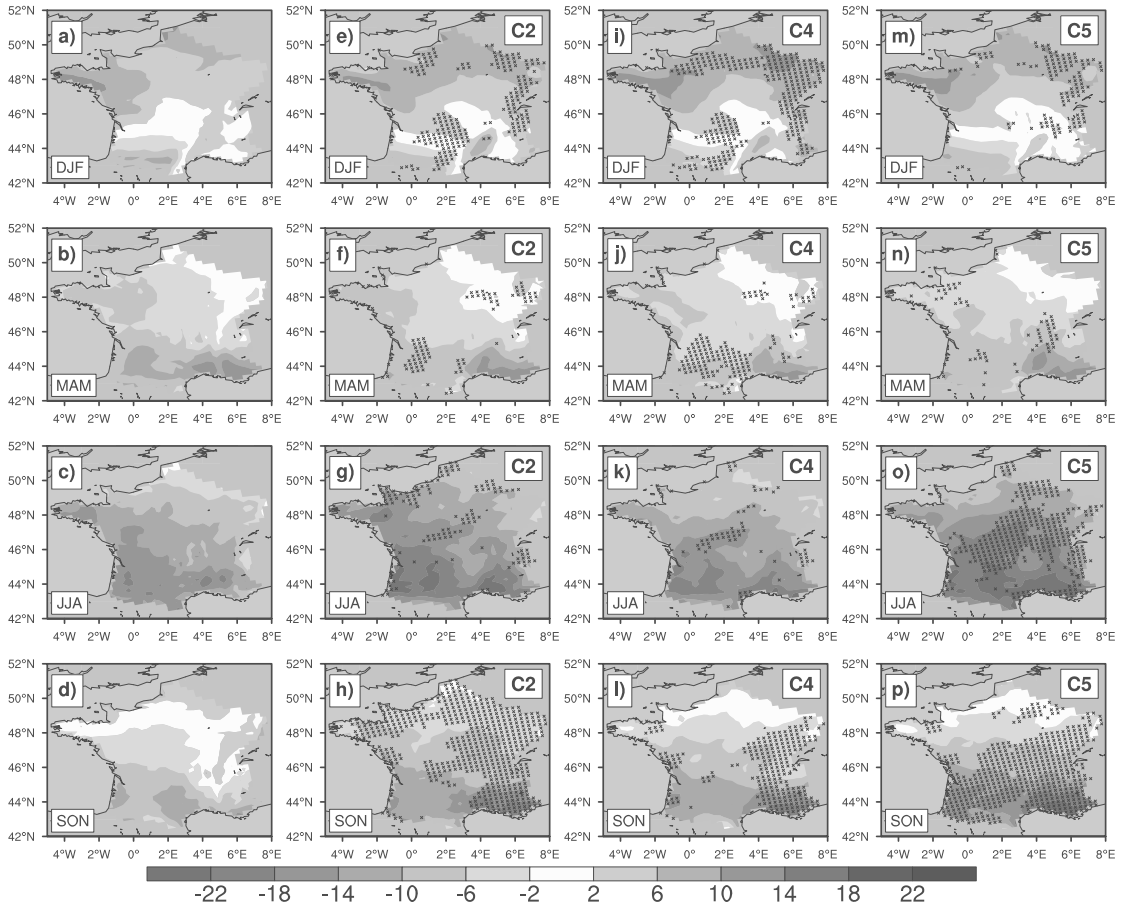


FIGURE 3.1: Moyenne d'ensemble des changements saisonniers relatifs de précipitations (%) entre les périodes 1961-1990 et 2030-2050 simulés par les 12 RCM ENSEMBLES (a-d) et obtenus en modèle parfait avec les combinaisons C2 (e-h), C4 (i-l) et C5 (m-p). Les croix indiquent les mailles où les différences entre les changements simulés et désagrégés sont significatives à 5%. La figure 7 de l'article est en partie similaire pour la combinaison C6. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-Octobre-Novembre

RCM "A" seraient utilisées comme observations, à la fois pour les précipitations et les prédicteurs. Les liens entre les prédicteurs et les précipitations sont donc parfaits dans le monde de ce RCM "A". Ces observations sont ensuite utilisées pour désagréger un autre RCM "B", précipitations désagrégées qu'il est possible de comparer à celles simulées directement par le RCM "B". Ensuite, les rôles des RCM peuvent être inversés et le nombre de RCM augmenté. Avec ce test, les liens entre les prédicteurs et les précipitations observées sont parfaits. Par contre la simulation par le RCM "B" n'est pas une parfaite reproduction de la réalité du modèle "A" et les prédicteurs futurs fournis à la méthode sont donc imparfaits, comme dans le cas réel de la désagrégation statistique. Même si cette évaluation ne permet pas de s'assurer que la méthode reproduirait correctement les changements de précipitations en utilisant les GCM, elle permet tout de même d'évaluer la robustesse à la qualité des prédicteurs.

Toutes les méthodes de désagrégation statistique reposent sur l'hypothèse de la transférabilité temporelle de la relation statistique établie entre les prédicteurs et les précipitations dans le climat présent. Une méthode de désagrégation statistique des précipitations doit tenir compte au minimum de l'évolution dynamique, liée au changement de circulation, et l'évolution thermodynamique, liée à l'augmentation de la température de l'air, des précipitations. La pression au niveau de la mer et la température de l'air sont des prédicteurs qui permettent de tenir compte de ces deux évolutions. Ils constituent une combinaison minimale de prédicteurs pour la reproduction des changements de précipitations. Même si la méthode de désagrégation est relativement peu sensible aux prédicteurs supplémentaires utilisés, l'évaluation en modèle parfait est une étape importante pour l'évaluation de l'hypothèse de transférabilité.

3.1.5 Incertitude stochastique et changement climatique

Dans la désagrégation statistique, les situations de grandes échelles simulées par le modèle et choisies dans la réanalyse ne sont jamais strictement identiques, à moins de disposer d'une période d'apprentissage de durée quasi-infinie. En choisissant systématiquement le meilleur jour analogue, au sens du critère d'analogie, il est fait l'hypothèse que des situations de grande échelle proches, mais différentes, mèneront à des situations de petites échelles parfaitement identiques. De plus, en faisant l'hypothèse que les situations de grandes échelles simulées par le modèle et choisies dans la réanalyse sont parfaitement identiques, il n'est pas certain que les situations de petites échelles associées soient parfaitement identiques, à moins que les prédicteurs ne décrivent parfaitement cette petite échelle. Il y a donc ici deux sources d'incertitudes : celle liée à la différence entre les situations de grande échelle, et celle liée à la description imparfaite de la petite échelle par les prédicteurs. Il est impossible de séparer et d'estimer exactement ces deux sources d'incertitudes. Une approche couramment utilisée (Hingray et Saïd, 2014; Lafaysse et Hingray, 2014) consiste à considérer que pour un même état de la grande échelle tel que capturé par les prédicteurs, plusieurs situations de petite échelle sont possibles. Il est alors supposé que pour une même situation de prédicteurs, plusieurs jours seraient de bons analogues, ou du moins des analogues équiprobables.

Dans ce travail, l'incertitude stochastique est estimée en construisant dix séries analogues, considérées comme équiprobables, au lieu d'une seule. Les séries sont construites en réalisant, chaque jour désagrégé, un tirage aléatoire parmi les dix meilleurs analogues. La moyenne d'ensemble sur les RCM des changements relatifs de précipitations, obtenus avec le meilleur analogue, est comparée à la moyenne d'ensemble sur les RCM des changements relatifs de précipitations des dix séries construites, en tenant compte de l'incertitude stochastique (Figures 3.2 et 3.3). Quelle que soit la série stochastique

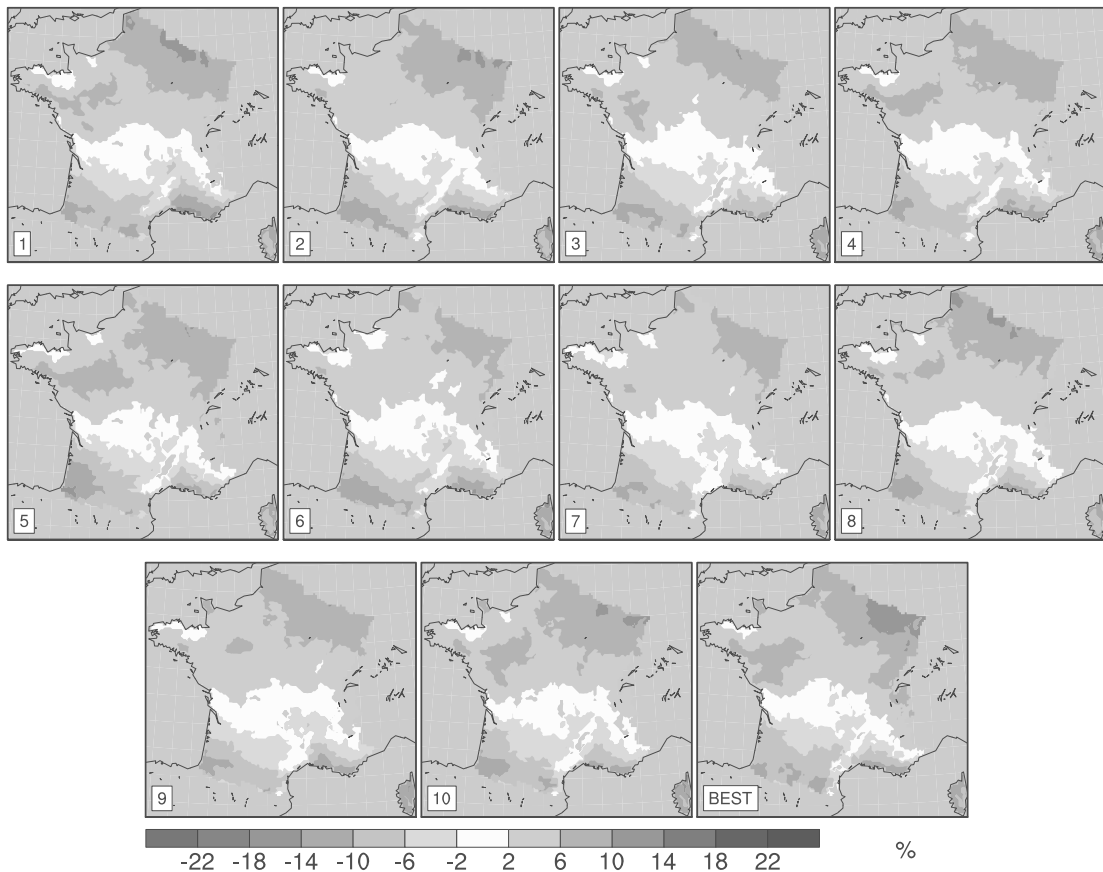


FIGURE 3.2: Moyenne d'ensemble des changements relatifs des précipitations (%) désagrégées en hiver entre les périodes 1961-1990 et 2030-2050. La combinaison de prédicteurs C6 est utilisée pour désagrégérer les 12 RCM ENSEMBLES avec Safran et ERA-Interim. 1-10 : chaque jour, un analogue est choisi au hasard parmi les 10 meilleurs (voir le texte pour une description plus détaillée). BEST : le meilleur analogue est choisi chaque jour.

considérée (1-10), les changements moyens obtenus sont tous très similaires les uns aux autres et aussi similaires à ceux obtenus en ne considérant que le meilleur analogue à chaque jour (BEST).

Les changements de précipitations désagrégées pour chaque RCM sur les bassins versants de la Seine à Poses et de la Garonne à Tonneins sont ensuite examinés (Figure 3.4 et 3.5). Ces deux bassins ont été choisis car ils restent relativement homogènes climatiquement, ils n'ont pas de changements contrastés à l'intérieur même du bassin et ce sont deux bassins français majeurs.

Les différences entre les RCM sont bien plus importantes que les différences entre les différents membres stochastiques pour un même modèle. La différence entre les membres stochastiques est très variable d'un modèle à l'autre, elle est également, pour un même modèle, très variable d'une saison à l'autre. Il est également assez fréquent que les changements de précipitations obtenus avec le meilleur analogue soient au-delà de la

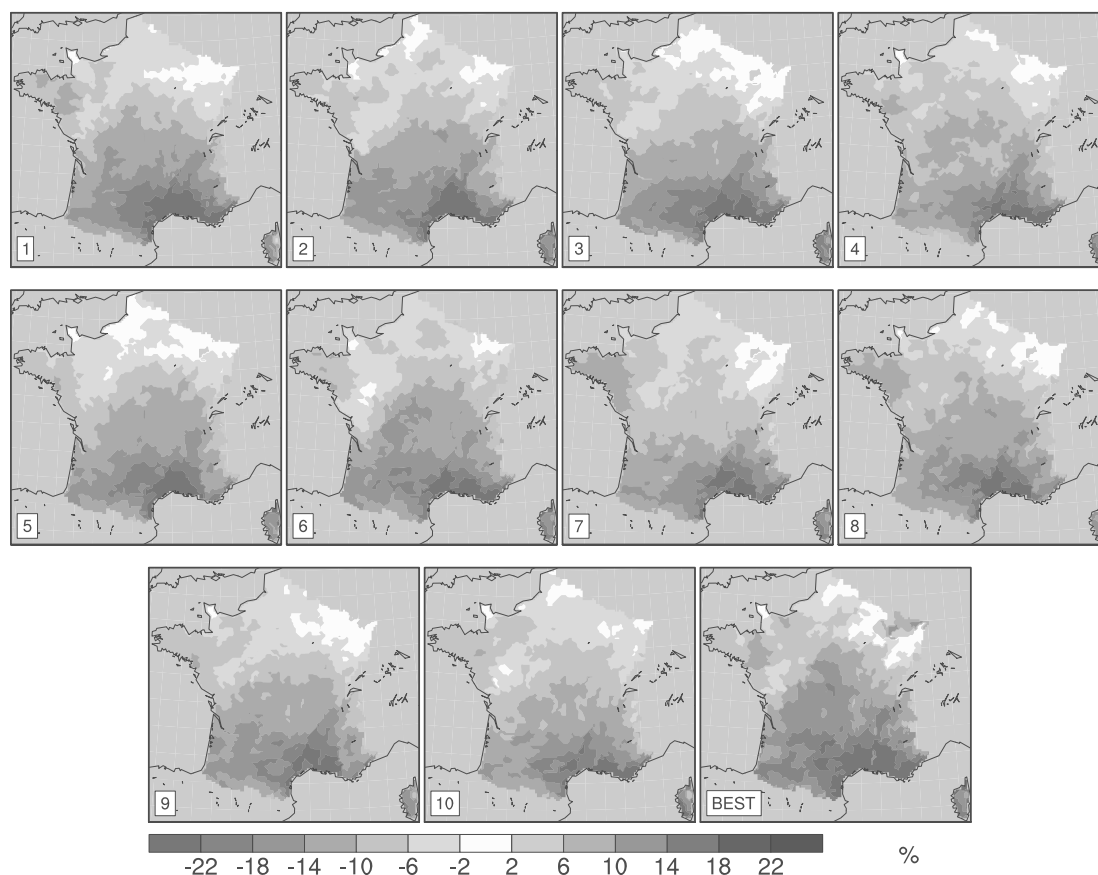


FIGURE 3.3: Idem que la Figure 3.2 en été.

distribution obtenues à partir des dix séries stochastiques. Dans le futur, les performances de la méthode de désagrégation se dégradent rapidement avec le rang de l'analogue choisi. Les séries construites à partir des dix premiers analogues ne sont donc pas équiprobables avec celle obtenue en choisissant systématiquement le premier analogue, ce qui explique qu'elle soit au-delà de la distribution des changements stochastiques.

L'incertitude due aux réanalyses est nettement plus faible qu'entre les modèles régionaux. Pour le couple GCM-RCM donné, l'incertitude stochastique est souvent plus grande que les différences entre les réanalyses. A part en hiver, l'importance de l'incertitude stochastique est également moins variable d'une réanalyse à l'autre. Lors du calcul de la contribution du terme stochastique pur dans l'analyse en variance, une moyenne sur les RCM est réalisée. Les différences liées aux membres stochastiques n'étant pas systématiques, la contribution stochastique tend vers 0 lorsque le nombre de modèles utilisés augmente. Les réanalyses impliquent par contre des différences systématiques qui ne s'annulent pas après une moyenne, et donc une contribution plus importante dans l'analyse en variance.

L'incertitude stochastique est donc, en ne considérant qu'un seul modèle climatique, plus importante que les différences entre les réanalyses. Toutefois, en augmentant le nombre de modèles climatiques considérés, cette incertitude tendra vers 0. Pour une étude de

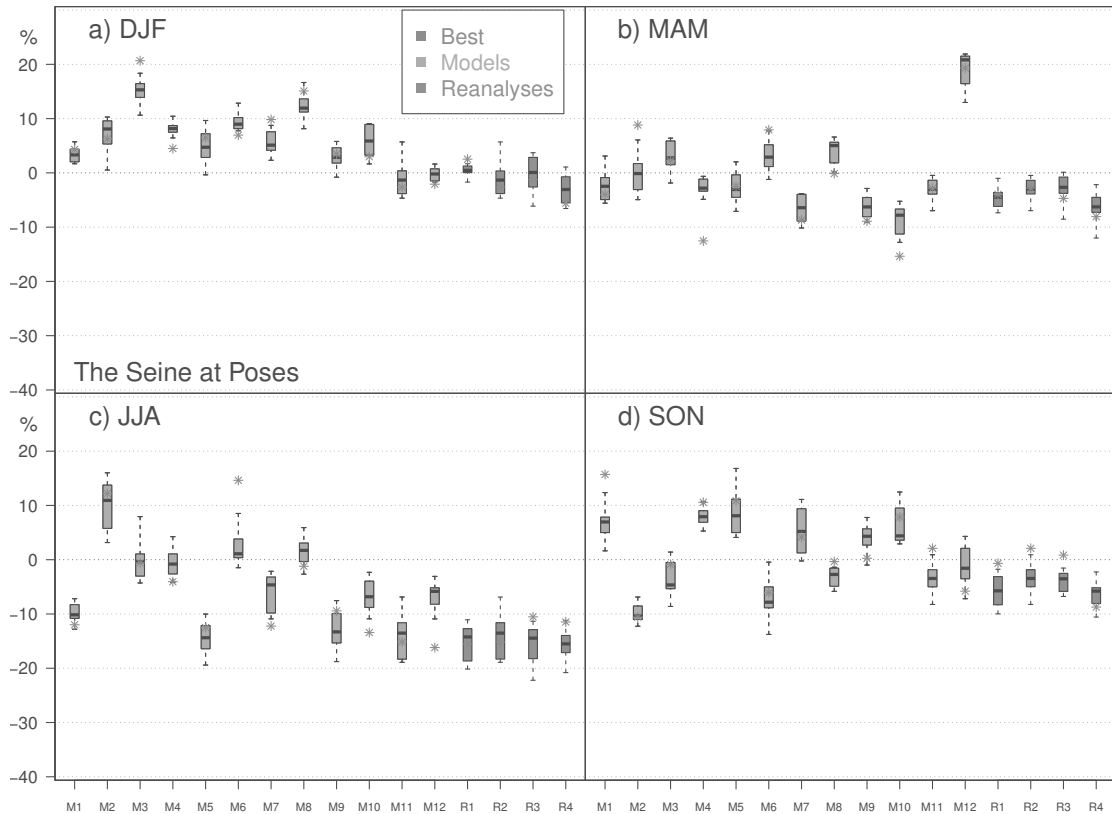


FIGURE 3.4: Changements relatifs des précipitations (%) désagrégés entre les périodes 1961-1990 et 2030-2050 sur le bassin versant de la Seine à Poses avec la combinaison C6 et Safran. Une boîte à moustaches verte représente la distribution des 10 analogues stochastiques pour un RCM ENSEMBLES et la réanalyse ERA-Interim. Une boîte à moustaches rouge représente la distribution des changements de précipitations pour les 10 analogues stochastiques pour le couple GCM-RCM du CNRM et une réanalyse. Les étoiles bleues indiquent les changements relatifs de précipitations pour le meilleur analogue. Les boîtes pleines indiquent le 25^{ème}, 50^{ème} et 75^{ème} quantile. La longueur des moustaches vaut 1,75 fois l'écart inter-quartile ou s'étendent jusqu'au maximum (minimum).

l'impact des changements climatiques, il est justement nécessaire de considérer le plus de modèles climatiques possible afin d'estimer au mieux l'incertitude due à ces modèles. Un ensemble de 12 RCM dans notre cas est déjà suffisant pour réduire grandement l'incertitude stochastique. Il n'est donc pas indispensable lors d'une étude multi-modèles climatiques des changements moyens de précipitations en France de considérer l'incertitude stochastique. Enfin, les différences entre les réanalyses restent largement inférieures à celles entre les modèles climatiques, il semble donc plus pertinent de réaliser l'étude en utilisant plus de modèles climatiques que plusieurs réanalyses atmosphériques.

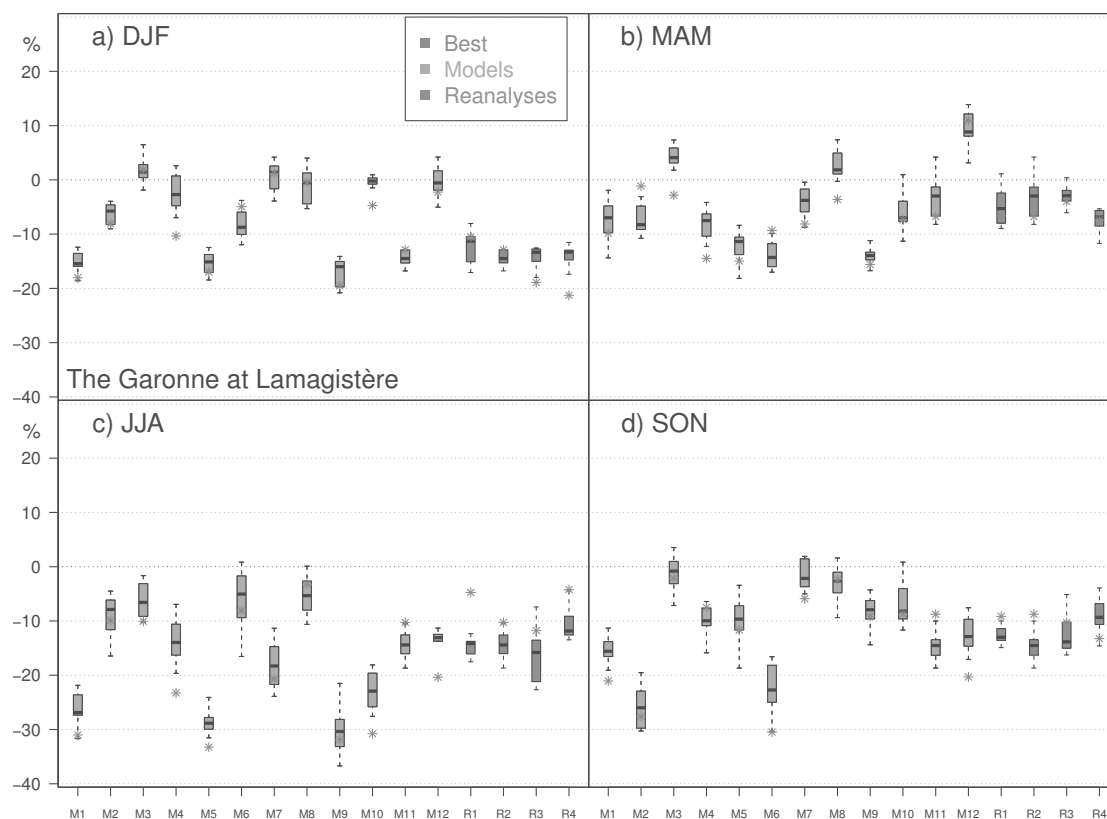


FIGURE 3.5: Idem que la figure 3.4 pour le bassin versant de la Garonne à Lamagistère.

3.2 Corrections après désagrégation

La méthode de désagrégation ne se limite pas aux précipitations. Pour forcer le modèle Isba, d'autres variables atmosphériques sont nécessaires comme la température de l'air, l'humidité spécifique, ou le rayonnement infra-rouge. La méthode des analogues, et plus généralement les méthodes de ré-échantillonnage, ne permettent pas d'obtenir des valeurs désagrégées futures qui dépassent les valeurs observées. La forte variabilité naturelle des précipitations par rapport à l'intensité des changements de précipitations permet de faire l'hypothèse que ce n'est pas un problème dans le futur pour la reproduction des précipitations moyennes, ce que confirment les tests en modèle parfait. Par contre, la variabilité naturelle des températures étant nettement plus faible que l'augmentation future des températures, il n'existe pas nécessairement dans les observations suffisamment de jours avec des températures moyennes supérieures de plusieurs degrés à la climatologie. Il sera donc impossible avec une méthode des analogues de reproduire l'augmentation de température moyenne simulée par les modèles climatiques.

La relation de Clausius-Clapeyron relie la pression de vapeur saturante dans l'air à l'augmentation de la température de l'air : une augmentation de la température de l'air de 1°C implique une augmentation de la pression de vapeur saturante d'environ 7%.

Tant que l'humidité est disponible en quantité suffisante, l'humidité spécifique de l'air augmente donc avec la température. Comme pour la température, la variabilité naturelle de l'humidité spécifique par rapport à son augmentation future ne permet pas de la reproduire avec une simple méthode des analogues. Au même titre que la température, il est donc nécessaire de corriger l'humidité spécifique.

De plus, l'évolution de l'humidité relative est liée aux évolutions de température et d'humidité spécifique. En hiver, les sources d'humidité sont suffisantes pour alimenter l'augmentation d'humidité spécifique à un rythme de $7\% \text{ K}^{-1}$ et ainsi maintenir l'humidité relative constante. Ce n'est pas nécessairement le cas en été où l'augmentation de l'humidité spécifique peut être plus faible, impliquant une diminution de l'humidité relative. Lorsque la température analogue est corrigée, il est donc indispensable de corriger également l'humidité spécifique afin de conserver une évolution de l'humidité relative cohérente avec celle simulée par le modèle climatique.

Il est donc indispensable pour les méthodes de ré-échantillonnage désagrégant également la température de procéder à une correction supplémentaire (Lafaysse et Hingray, 2014). La méthode des analogues a été choisie en partie pour conserver une cohérence entre les variables atmosphériques utilisées pour forcer le modèle hydrologique. Le problème est qu'en ne corrigeant qu'une variable indépendamment des autres, il est possible que cette cohérence physique ne soit plus conservée. C'est pour cela qu'il est proposé ici de corriger à la fois la température, l'humidité spécifique, le rayonnement infra-rouge et la fraction entre les pluies liquides et solides. Ces corrections, réalisées de manière empirique, ne sont pas totalement satisfaisantes et dégradent à la fois la cohérence spatiale des variables et la cohérence physique entre ces variables. La sensibilité du modèle hydrologique Isba-Modcou à ces corrections est donc évaluée à travers des expériences réalisées avec deux GCM CMIP5 (ACCESS1-3 et IPSL-CM5A-MR).

3.2.1 Méthode de correction

Pour conserver autant que possible la cohérence des variables désagrégées, la méthode a été construite pour ne corriger que le minimum de jours. De plus, chaque jour corrigé, la température, l'humidité spécifique et le rayonnement infra-rouge sont modifiés ainsi que la répartition entre la pluie et la neige, toujours pour conserver la cohérence entre les variables de forçage. L'objectif principal de la correction étant de reproduire correctement l'augmentation de température et d'humidité spécifique, les seuils de correction sont établis à partir de ces deux variables. Les modifications du rayonnement infra-rouge et la répartition entre la pluie et la neige n'étant qu'une conséquence des modifications de température.

Tous les mécanismes de variabilité de la température et de l'humidité spécifique ne sont pas pris en compte par la désagrégation statistique, il est donc normal qu'il y ait des différences entre les modèles climatiques et les résultats de la désagrégation. Ces erreurs, propres à la méthode, sont estimées sur la période d'apprentissage. Tant que les différences entre la température (l'humidité spécifique) du modèle climatique et la température (l'humidité spécifique) désagrégée restent, sur la France, de l'ordre de grandeur des erreurs de la méthode de désagrégation, aucune correction n'est appliquée. En détail, pour chaque jour de l'année, les 5^{ème} et 95^{ème} quantiles de la différence moyenne sur la France entre la température analogue et simulée par le modèle climatique sont calculés sur la période d'apprentissage. Les seuils sont donc différents pour chaque jours de l'année. La même chose est réalisée pour l'humidité spécifique. Cela permet d'établir quatre (deux pour la température, deux pour l'humidité spécifique) seuils de correction différents selon la saison.

Pour éviter une discontinuité sur les séries analogues corrigées, toute la période simulée est corrigée, généralement 1950-2100 pour les GCM et 1950-2050 pour les RCM, pas simplement la période future. Les jours pour lesquels la différence de température ou d'humidité entre le modèle climatique et les analogues est inférieure (supérieure) au 5^{ème} (95^{ème}) sont corrigés. Si l'un des quatre seuils établis sur la période d'apprentissage est dépassé, la température et l'humidité sont corrigées.

Les différences de température entre le modèle climatique et les analogues sont plus grandes pour le sud du pays que pour le nord. Plus le réchauffement attendu est important, plus la correction à appliquer est importante. Ainsi, en n'effectuant qu'une correction moyenne pour le pays (ajout de la même valeur sur chaque point de grille), les changements de température sont lissés avec une surestimation de l'augmentation de température dans la partie nord et une sous-estimation dans la partie sud. C'est pour cela que pour chaque jour corrigé, les différences de température et d'humidité spécifique entre le modèle climatique et l'analogue sont calculées en chaque point de grille (après interpolation si nécessaire) puis ajoutées au champ analogue.

De plus, la simple correction de la température implique d'autres ajustements. Après correction de la température, l'isotherme à 0,5°C, seuil de répartition des précipitations liquides et solides, est modifié, il faut donc revoir la fraction pluie-neige en conséquence. Les précipitations liquides et solides sont sommées puis de nouveaux réparties à partir du champ de la nouvelle isotherme à 0,5°C. L'augmentation de la température implique aussi une augmentation de la température des nuages et donc une augmentation du rayonnement infra-rouge descendant. Afin d'en tenir compte, le rayonnement infra-rouge descendant est également corrigé, de la même manière que Etchevers *et al.* (2002).

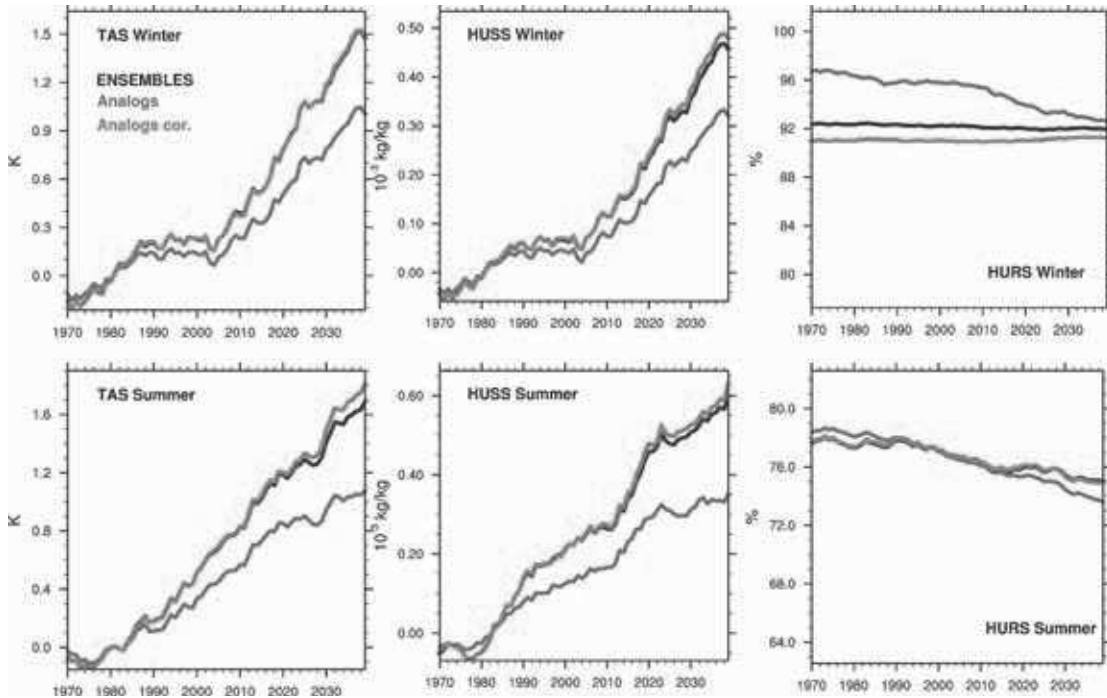


FIGURE 3.6: Moyenne d'ensemble, filtrée avec une moyenne glissante de 21 ans, des anomalies saisonnières sur la France, par rapport à la période 1960-1990, de température (K, gauche), d'humidité spécifique (10^{-3} kg/kg, centre) simulées par les RCM ENSEMBLES (noir), obtenues avec les analogues (bleu) en modèle parfait et les analogues corrigées (rouge). A droite, idem pour l'humidité relative simulée (%), l'humidité relative calculée à partir de la température et de l'humidité spécifique corrigées (rouge) et l'humidité relative calculée à partir de la température corrigée et l'humidité spécifique non corrigée (bleu). En haut pour l'hiver et en bas pour l'été.

3.2.2 Nécessité de corriger la température et l'humidité

La méthode de correction des variables de forçage du modèle Isba a été calibrée et testée dans le cadre du modèle parfait décrit dans l'article. La méthode a été construite afin de suffisamment corriger la température et l'humidité spécifique, pour que leur augmentation respective dans le climat futur soit reproduite, tout en corrigeant le moins de jours possible afin de conserver autant que possible la cohérence physique entre les variables désagrégées.

La moyenne d'ensemble des anomalies de température et d'humidité sur la France simulées par les RCM est comparée aux moyennes d'ensemble des anomalies obtenues par la désagrégation en modèle parfait avant et après correction (Figure 3.6). Sans correction, la méthode des analogues est incapable de reproduire l'intensité de l'augmentation de la température et de l'humidité spécifique. Par contre, une fois la correction appliquée, les variables corrigées sont très proches de celles simulées par les RCM.

Sur la droite de la figure 3.6, la courbe noire est l'humidité relative simulée par le modèle. La courbe rouge est obtenue en calculant l'humidité relative à partir des courbes rouges

de température et d'humidité spécifique et en considérant une pression constante égale à 1024 hPa. Cela explique la différence entre les courbes rouges et noires en hiver malgré des valeurs de température et d'humidité spécifique très proches. Les tendances entre l'humidité relative simulée et corrigée restent identiques, c'est-à-dire aucun changement en hiver et une diminution en été.

La courbe bleue est obtenue en utilisant la courbe rouge de température et la courbe bleue d'humidité spécifique. Une simple correction de la température sans considérer les changements d'humidité spécifique introduit une tendance à la diminution de l'humidité relative en hiver alors qu'elle est stable dans les simulations. En été, les RCM simulent une diminution de l'humidité relative, diminution qui est surestimée sans correction de l'humidité spécifique.

Il semble donc, au vu des résultats obtenus en modèle parfait, important de corriger à la fois la température et l'humidité spécifique afin de reproduire correctement les augmentations de température et d'humidité spécifique et de conserver une humidité relative analogue cohérente avec celle simulée par le modèle.

Les limites de la méthode de correction apparaissent lors de la correction des GCM CMIP5 (Figure 3.7). La température désagrégée corrigée est largement inférieure à la température simulée par les GCM à partir d'une anomalie de température d'environ 2°C, environ en 2050 en hiver et dès 2020 en été. Plus l'anomalie de température est importante, plus la différence entre la température analogue corrigée et la température simulée par les GCM est grande. A la fin du siècle en été, la température est donc sous-estimée d'environ 0,5°C. Cette erreur de la méthode de correction reste très limitée, les changements de température sont issus des simulations du scénario RCP8.5 et donc particulièrement intenses.

3.2.3 Sensibilité hydrologique aux corrections

La méthode de correction a été construite de manière empirique et dans un cadre idéalisé. Les corrections réalisées après la désagrégation spatiale ne peuvent donc être pleinement satisfaisantes. Il serait problématique que les résultats des simulations hydrologiques soient très dépendants des différentes corrections du forçage atmosphérique évoquées dans la partie précédente. Un ensemble de simulations hydrologiques a été réalisé afin de tester la sensibilité des changements hydrologiques simulés par Isba aux corrections effectuées.

Quatre configurations ont été utilisées (Tableau 3.1). Dans la première, FC, toutes les variables sont corrigées, c'est la configuration normale des simulations réalisées dans ce

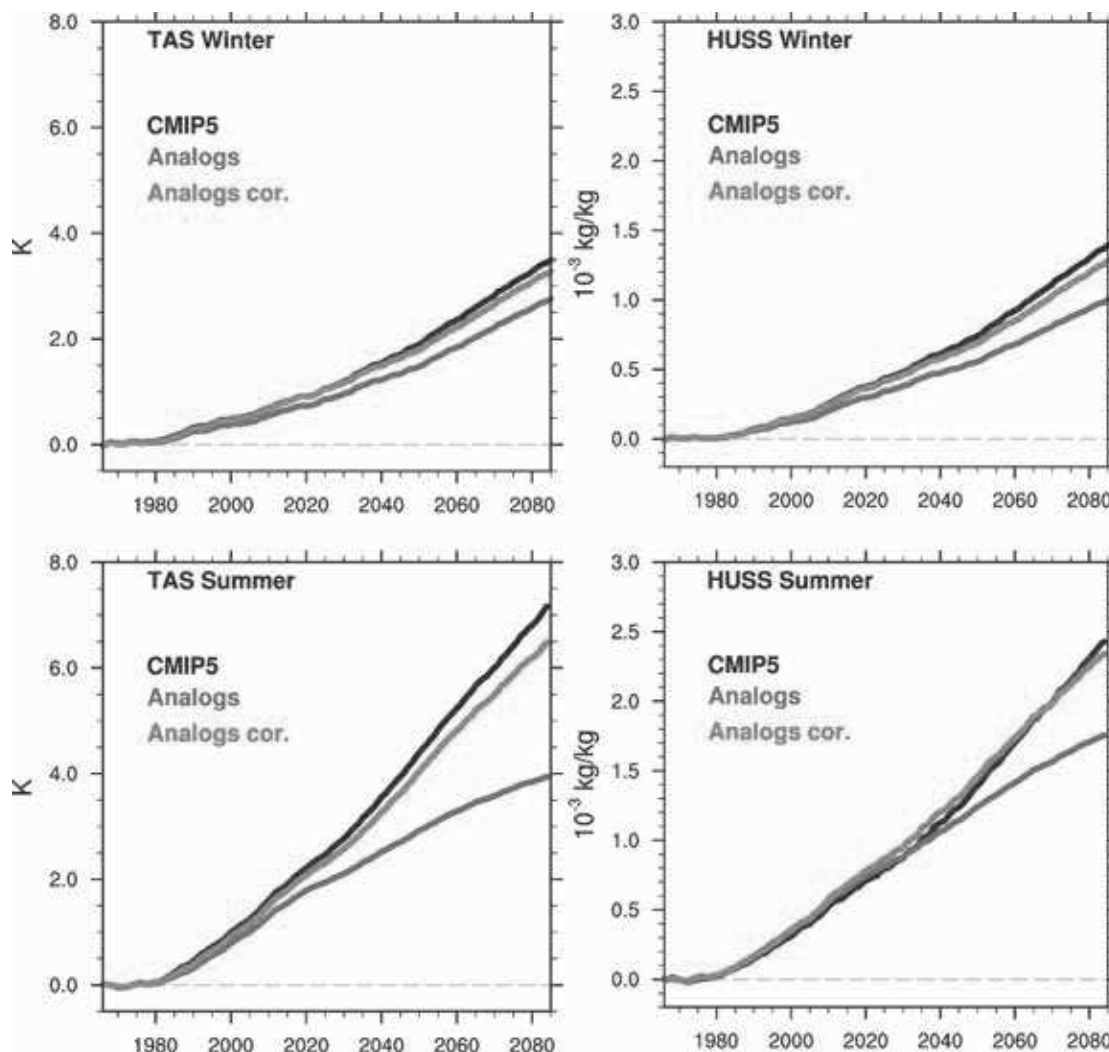


FIGURE 3.7: Moyenne d'ensemble, filtrée avec une moyenne glissante de 31 ans, des anomalies hivernales (en haut) et estivales (en bas) sur la France, par rapport à la période 1960-1990, de température (K, gauche), d'humidité spécifique (10^{-3} kg/kg, droite) simulées par les GCM CMIP5 (noir), et désagrégées avec la méthode des analogues en utilisant ERA-Interim et Safran (bleu) et les analogues corrigées (rouge). Le scénario RCP8.5 est utilisé pour les simulations des GCM CMIP5. En haut pour l'hiver et en bas pour l'été.

travail de recherche. Pour la deuxième (C0), aucune correction n'est appliquée. Pour les deux autres, soit le rayonnement descendant (C2), soit l'humidité (C1), n'est pas corrigés.

Les simulations ont été réalisées en utilisant deux GCM (ACCESS1-3 et IPSL-CM5A-MR), essentiellement pour des raisons de coût numérique d'un tel ensemble d'expériences. De plus, les différences dues aux GCM sur l'impact des corrections sont très faibles. Il ne semblait donc pas primordial d'effectuer ces expériences pour d'autres GCM. Toutefois, avec seulement deux GCM les incertitudes dues aux modèles climatiques sur le signal

Variables	TAS	LW	PRTOT	HUSS
FC	x	x	x	x
C0				
C1	x	x	x	
C2	x		x	x

TABLE 3.1: Expériences de sensibilité aux corrections des variables météorologiques de forçages. Une croix signifie que la variable a été corrigée (voir le texte pour les détails). TAS : Température de l'air à 2 mètres; LW : rayonnement infra-rouge descendant; PRTOT : Précipitation solide et liquide; HUSS : Humidité spécifique à 2 mètres.

du changement climatique sont mal estimées et la variabilité interne a une influence importante sur le signal. Les valeurs absolues des changements hydrologiques ne sont donc pas pertinentes, l'attention ici est à porter sur les différences entre les quatre configurations de correction. Le scénario RCP8.5 a été encore une fois utilisé afin de maximiser l'importance des corrections de température et d'humidité.

Les changements simulés sont généralement très proches d'une correction à l'autre pour toutes les variables du cycle hydrologique (Figure 3.8). Les précipitations totales sont indiquées sur la figure 3.8, bien qu'elles ne changent pas d'une correction à l'autre (seule la répartition entre les précipitations liquides et solide est modifiée) afin de faciliter l'interprétation des changements sur les autres variables du cycle hydrologique. En été et en automne, les changements sont identiques pour toutes les variables, quelle que soit l'expérience considérée. Au printemps, quelques légères différences apparaissent sur le drainage et le ruissellement. Les différences entre les corrections sont les plus importantes en hiver et elles sont visibles sur presque toutes les variables.

L'évapotranspiration est la variable pour laquelle les différences dues aux corrections sont les plus importantes, différences d'une correction à l'autre qui sont les mêmes pour les quatre bassins versants étudiés. L'évapotranspiration augmente plus dans le futur si l'humidité spécifique n'est pas corrigée (C1) que si elle est corrigée (FC). Avec une atmosphère plus sèche (C1), l'évapotranspiration est favorisée par un plus fort gradient d'humidité entre le sol et l'air au-dessus de la surface. Inversement, sans correction du rayonnement infra-rouge descendant (C2), l'évapotranspiration augmente moins dans le futur que lorsqu'il est corrigé (FC). L'énergie apportée au niveau du sol est plus faible sans correction du rayonnement, ce qui limite l'évapotranspiration.

Les différences en hiver entre la correction complète (FC) et aucune correction (C0) sont faibles sur les bassins étudiés, et quasi-inexistantes pendant les autres saisons. L'influence des corrections sur les changements hydrologiques n'est donc, en général,

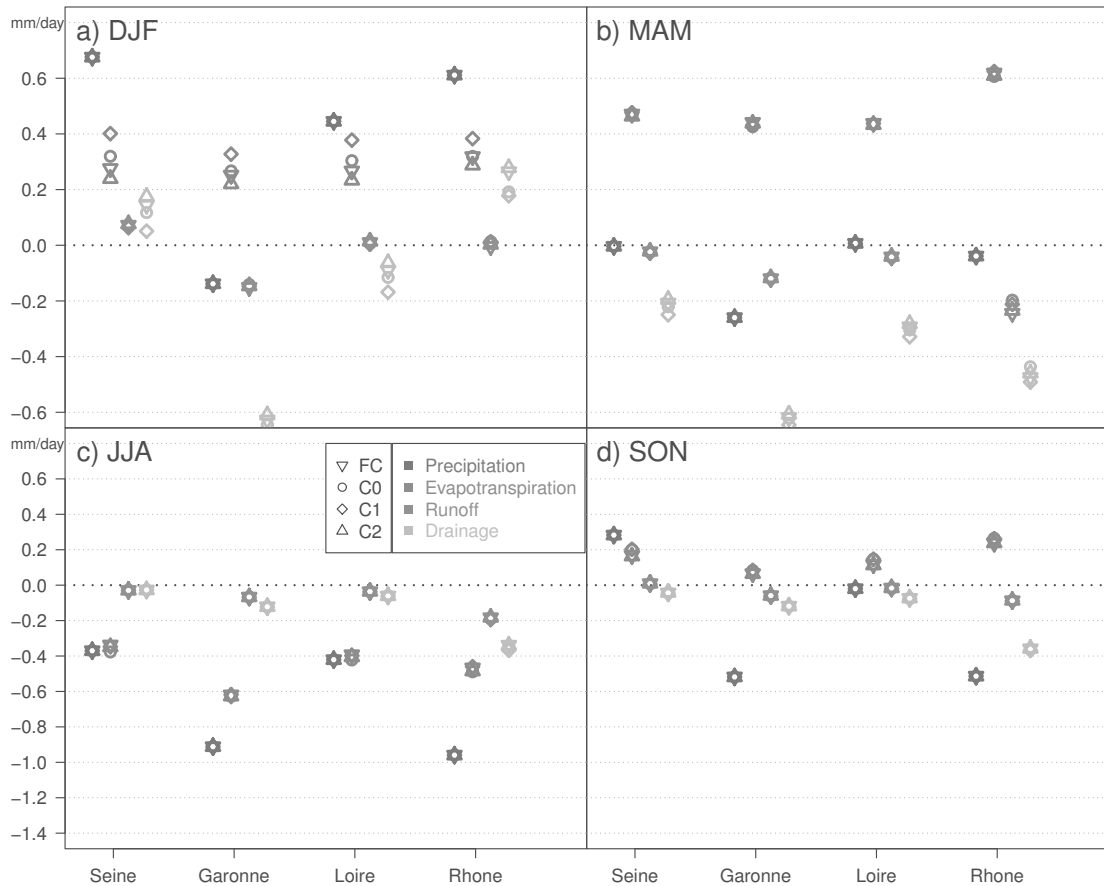


FIGURE 3.8: Moyenne d'ensemble sur les GCM des changements saisonniers (mm/jour) des variables du cycle hydrologique entre les périodes 1960-1990 et 2070-2100 pour les quatre corrections du tableau 3.1 sur quatre bassins versants (La Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire). Les simulations des GCM ACCESS1-3 et IPSL-CM5A-MR avec le scénario RCP8.5 sont utilisées. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-Octobre-Novembre

pas critique. Toutefois, sur les bassins pour lesquels la neige est importante, la correction de la fraction liquide-solide est primordiale pour la simulation des changements de ruissellement total.

3.2.4 Circulation biaisée des modèles climatiques

La méthode de désagrégation n'a été évaluée que dans un contexte de modèle parfait ou bien avec des réanalyses. Dans les deux cas, les prédictors utilisés sont de bonne qualité, du moins de meilleure qualité que ceux issus des GCM. La robustesse de la méthode de désagrégation aux biais dans les prédictors n'a donc pas été évaluée. Pourtant, la circulation moyenne en hiver des GCM utilisés dans ce travail est souvent trop zonale et trop intense par rapport à la réanalyse atmosphérique ERA-Interim (Figure 3.9). Ce biais dans les GCM est connu (Scaife *et al.*, 2010; Cattiaux *et al.*, 2013) et favorise

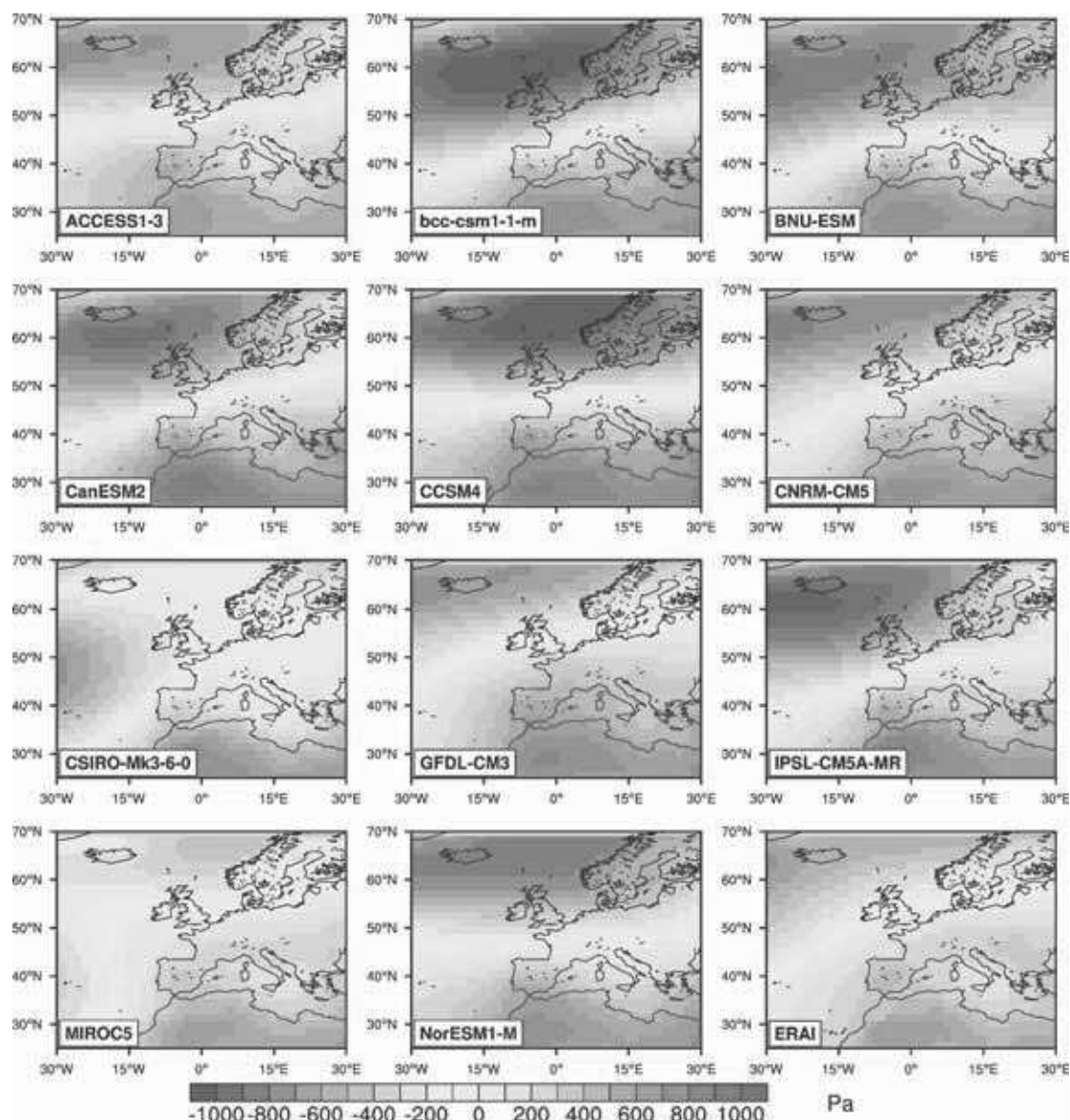


FIGURE 3.9: Anomalie de pression au niveau de la mer (Pa) en hiver sur la période 1979-2005 pour le premier membre de 9 GCM CMIP5 (voir Tableau 2.1) et la réanalyse ERA-Interim. Le nom des GCM est indiqué en bas à gauche de chaque figure, la réanalyse ERA-Interim est indiquée par ERAI (en bas à droite).

l'export de masses d'air humides de l'océan vers le continent et favorise donc a priori les précipitations sur la France.

La climatologie des précipitations hivernales désagrégées est justement largement surestimée, plus de 30% en moyenne d'ensemble (Figure 3.10). Ce biais sur les précipitations hivernales se répercute ensuite en climat présent sur les débits simulés par Isba-Modcou avec généralement des biais relatifs sur les débits en hiver du même ordre de grandeur (pas montré) que les biais relatifs sur les précipitations (Figure 3.10).

Un biais de l'ordre de 30% sur la climatologie des précipitations peut être problématique

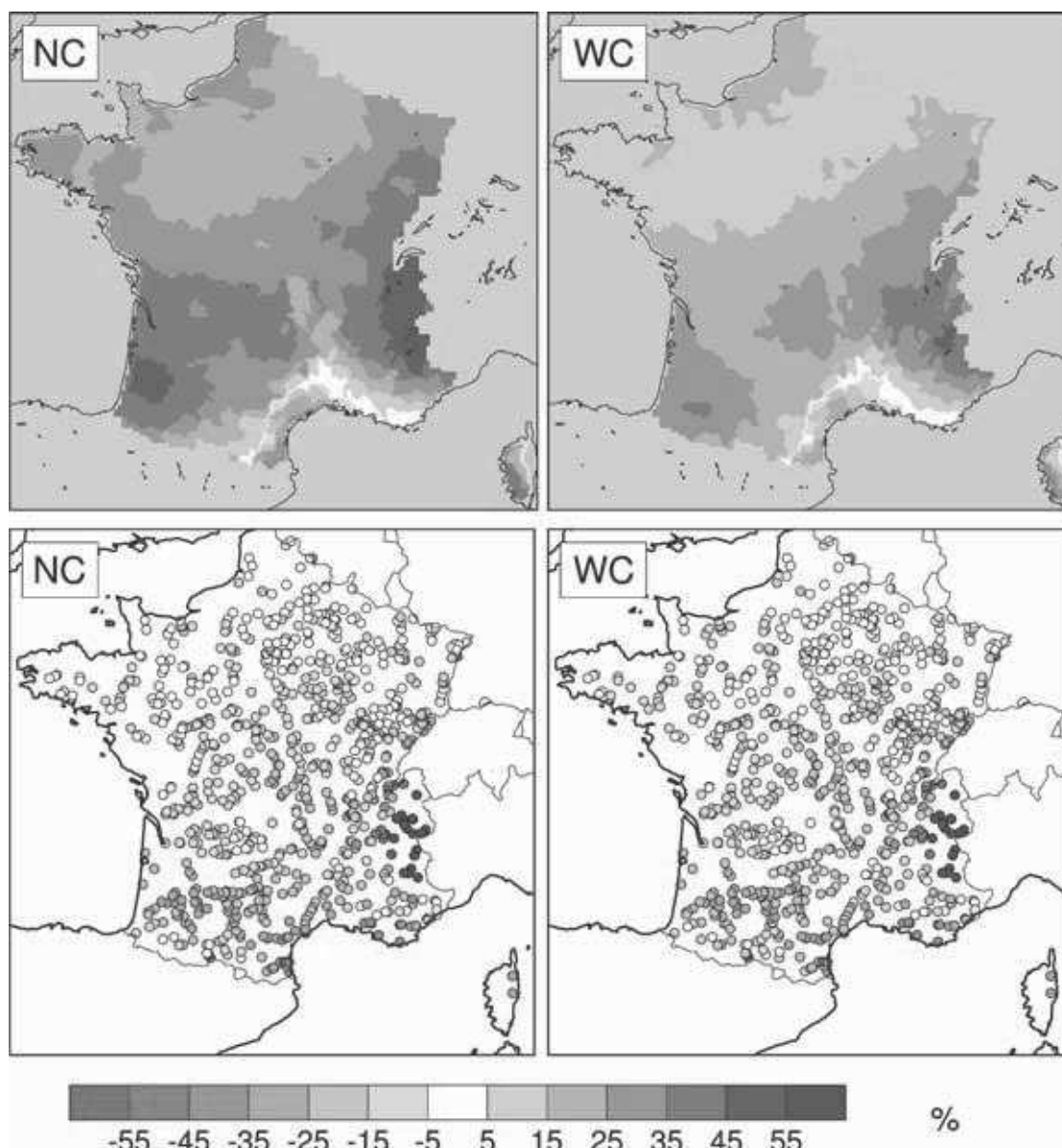


FIGURE 3.10: En haut : moyenne d'ensemble des biais relatifs (%) en hiver des précipitations désagrégées des GCM par rapport aux précipitations Safran sur la période 1979-2005, sans correction de la pression (NC, à gauche) et avec correction de la pression (WC, à droite). En bas : moyenne d'ensemble des changements relatifs (%) de débits entre les périodes 1960-1990 et 2070-2100, sans correction de la pression (NC, à gauche) et avec correction de la pression (WC, à droite). L'ensemble de modèles est constitué des premiers membres des 9 GCM présentés sur la figure 3.9. Les projections hydrologiques sont réalisées en utilisant le modèle Isba-Modcou forcé par les simulations désagrégées du scénario RCP4.5 des 9 GCM.

si les débits ne changent pas linéairement avec les changements de précipitations. Afin d'avoir un état moyen des précipitations sur la période historique peu biaisé par rapport aux observations, le critère de similarité entre les champs de pression pour la méthode des analogues a été calculé après le retrait du cycle annuel de pression en chaque point de grille. La pression simulée est ainsi comparée aux champs de pressions analogues en terme d'anomalie par rapport à leur cycle saisonnier propre. Cette légère correction de la pression de surface des GCM a permis de réduire de l'ordre de 20% les biais sur les précipitations désagrégées (Figure 3.10) ainsi que sur les débits simulés sur la période historique.

Cette étape préliminaire de débiaisage de la circulation des GCM n'est pas totalement satisfaisante, l'idéal étant certainement d'avoir des GCM avec une circulation correcte. Néanmoins, les changements relatifs de débits simulés par Isba-Modcou sous le scénario RCP4.5 avec et sans la correction de la pression sont identiques en hiver (Figure 3.10). Il apparaît donc que les biais hivernaux en précipitations et en débits, sur le climat présent, n'ont pas nécessairement un impact sur la réponse du cycle hydrologique au changement climatique.

3.3 Discussion sur la désagrégation statistique

De nombreux aspects méthodologiques de la désagrégation statistique et de son application pour une étude des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique ont été abordés dans ce chapitre. Les éléments clés de la construction et de l'évaluation d'une méthode de désagrégation statistique sont discutés dans cette partie. Les étapes de corrections parfois nécessaires avant ou après la désagrégation, ainsi que leur importance respective, sont également discutées ici.

- Comment aborder la calibration d'une méthode de désagrégation statistique des précipitations en France pour l'étude des impacts moyens du changement climatique sur le cycle hydrologique continental ?

Dans un premier temps, il est nécessaire de s'assurer que la méthode de désagrégation reproduit correctement l'évolution temporelle des précipitations ainsi que leurs propriétés statistiques de base. Cet aspect de la méthode est souvent évalué en climat présent en utilisant les réanalyses atmosphérique. L'incertitude due aux réanalyses est importante dans cette évaluation en climat présent, suffisamment pour que la modification d'un élément de la méthode de désagrégation (ajout d'un prédicteur par exemple) ait des effets opposés selon la réanalyse. L'évaluation de la méthode à partir des tendances observées sur les précipitations pendant les dernières décennies permet éventuellement d'écarter des prédicteurs inconsistants

entre la réanalyse et les observations de précipitations utilisées. L'incertitude due aux réanalyses sur les tendances reconstruites ne permet par contre pas de conclure sur la reproduction par la méthode de désagrégation des variabilités décennales à multi-décennales des précipitations. Comme il n'est pas possible de savoir quelle réanalyse privilégier, une optimisation poussée de la méthode dans ce cas là ne semble donc pas indispensable.

- Comment évaluer et améliorer la transférabilité temporelle de la méthode de désagrégation statistique ?

L'hypothèse de transférabilité temporelle de la relation statistique est l'une des hypothèses les plus fortes pour une application de la méthode de désagrégation statistique en climat futur. Il est nécessaire, pour que la méthode de désagrégation soit transférable dans le climat futur, que l'ensemble des mécanismes associés aux changements de variables désagrégées soient pris en compte. L'utilisation de prédicteurs supplémentaires permet justement de tenir compte de plus de mécanismes associés à ces changements. Si la pression au niveau de la mer et la température de l'air permettent de tenir compte de l'évolution dynamique et thermodynamique des précipitations, d'autres prédicteurs peuvent être utilisés pour affiner les mécanismes associées à l'évolution des précipitations. Les analyses en modèle parfait ont, par exemple, permis de montrer que l'humidité spécifique et un indicateur de l'instabilité atmosphérique sont deux prédicteurs importants à la bonne reproduction des changements de précipitations en été. L'utilisation de l'approche en modèle parfait, ou d'une méthode équivalente, est une étape nécessaire (mais pas suffisante) pour évaluer l'hypothèse de transférabilité temporelle de la méthode de désagrégation.

- Est-il nécessaire de tenir compte de l'incertitude stochastique de la méthode de désagrégation statistique pour l'étude des impacts du changement climatique ?

L'incertitude stochastique est assez forte dans la reproduction des changements de précipitations d'un seul modèle climatique mais reste inférieure aux incertitudes dues aux modèles. De plus, plus le nombre de modèles climatiques est grand, plus cette incertitude stochastique, qui n'est pas systématique, va tendre en moyenne sur les modèles vers 0. Il est justement nécessaire dans une étude des impacts du changement climatique d'utiliser le plus grand nombre possible de modèles climatiques et de membres d'un même modèle. Cela permet tout d'abord de réduire autant que possible les incertitudes dues à la variabilité interne sur le signal du changement climatique mais également d'estimer au mieux les incertitudes liées aux modèles climatiques. Dans le cadre d'une étude des impacts des changements moyens de précipitations, et donc une étude multi-modèles climatiques, il n'est donc pas indispensable de tenir compte de l'incertitude stochastique, compte tenu

de l'importance des incertitudes dues aux modèles climatiques et à la variabilité interne. Si des choix sont à faire pour limiter le coût de l'étude, il vaut mieux utiliser un plus grand nombre de modèles climatiques et de membres par scénario que d'estimer l'incertitude stochastique.

- Quelles variables corriger lorsque la méthode de désagrégation statistique est basée sur un ré-échantillonnage des valeurs observées ?

Les changements de température simulés par les modèles climatiques sont si importants dès le milieu du siècle qu'il est indispensable de corriger la température reproduites par la méthode de ré-échantillonnage. L'humidité spécifique augmente aussi fortement avec la température, il est important de la corriger pour reproduire correctement son augmentation mais également pour conserver des changements d'humidité relative cohérents avec celle simulée par le modèle. La simple correction de la température implique également de revoir le rayonnement infrarouge et surtout la répartition entre la pluie et la neige. Les corrections sont calibrées de manière totalement empirique et dégradent la cohérence spatiale des variables ainsi que la cohérence entre les variables désagrégées. Les expériences de sensibilité aux corrections réalisées montrent que les changements hydrologiques ne sont que peu dépendants à ces corrections, exception faite des bassins versants de montagne où la répartition entre la pluie et la neige est critique pour le ruissellement total. Les expériences réalisées montrent que l'influence des corrections effectuées sur la réponse du cycle hydrologique au changement climatique est limitée pour les bassins versants de montagne où la neige ne joue pas un rôle important. Les corrections effectuées ne sont pas totalement satisfaisantes, néanmoins, elles ne sont pas non plus cruciales pour l'estimation du signal du changement climatique sur le cycle hydrologique.

- Est-il nécessaire de corriger les GCM avant de les désagréger statistiquement ?

Les prédictors simulés par les GCM peuvent être biaisés, suffisamment pour que les propriétés statistiques de base des variables désagrégées ne soient pas correctement reproduites, même avec une méthode de désagrégation statistique hypothétiquement parfaite. Cela peut-être un problème en cas de non-linéarité de la réponse du système étudié aux changements des variables désagrégées. Le débiaisage de la circulation des GCM utilisés dans ce travail a permis de réduire grandement le biais sur les précipitations hivernales désagrégées. Toutefois, la réponse du modèle Isba-Modcou à l'augmentation des GES est identique avec ou sans débiaisage de la circulation des GCM. Les changements hydrologiques ne sont donc pas dépendants de la climatologie des précipitations en hiver. Plus largement, il n'est peut-être pas nécessaire d'effectuer des corrections de biais élaborées des prédictors des GCM, même si cela permet d'obtenir des biais en

climat présent plus faibles sur les variables désagrégées. Ces corrections risquent de dégrader la cohérence physique entre ces prédicteurs alors que malgré un meilleur état moyen en climat présent, les changements hydrologiques moyens seront proches de ceux obtenus sans correction.

Synthèse

Objectifs

- Proposer une méthode de désagrégation statistique afin d'étudier les impacts moyens du changement climatique sur le cycle hydrologique continentale en France.
- Aborder différentes questions méthodologiques, régulièrement posées pour toutes les méthodes de désagrégation statistique.

Résultats

- Une méthode de désagrégation statistique des précipitations utilisant cinq prédicteurs (la pression au niveau de la mer, la température de l'air à 2 mètres, l'humidité spécifique à 850 hPa, la norme du flux d'humidité spécifique à 850 hPa, et le Totals Total Index) a été développée. La transférabilité temporelle dans le climat futur de la méthode, hypothèse commune à toutes les méthodes de désagrégation statistique, a été évaluée à l'aide de 12 modèles régionaux dans le cadre du modèle parfait. La méthode est capable de reproduire correctement les changements de précipitations sur la France, à l'exception de l'automne dans le sud-est du pays.
- L'incertitude stochastique de la méthode de désagrégation statistique et les incertitudes dues à la réanalyse atmosphérique sont nettement plus faibles que les incertitudes dues aux modèles climatiques. L'étude des impacts moyens du changement climatique est donc réalisé en n'utilisant que le meilleur analogue et une seule réanalyse, ERA-Interim en l'occurrence.
- La température, l'humidité spécifique, le rayonnement infra-rouge et la répartition entre les précipitations liquides et solides sont corrigés après la désagrégation. Cela permet, à la fois reproduire l'augmentation de la température et de l'humidité spécifique dans le climat futur, mais également conserver la cohérence physique entre les variables désagrégées. Les changements hydrologiques ne sont généralement pas très sensibles à ces corrections.
- La circulation simulée par les modèles climatiques globaux est trop zonale. Elle est donc corrigée avant la désagrégation afin de réduire les biais moyens en hiver. Les changements de débits simulés par Isba-Modcou ne sont pas très sensibles à cette correction.

Chapitre 4

Le cycle de l'eau en France au XX^{ème} siècle

Avant d'aborder les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique en France, il est utile d'en connaître l'état moyen et la variabilité dans le climat présent. Comprendre les mécanismes associés aux variations du cycle hydrologique est également important pour comprendre, dans quelle mesure, ils pourront être affectés par le changement climatique en France. Toutefois, seules des observations de débits et de précipitations sont disponibles sur l'ensemble du territoire. Elles ne permettent pas, à elles seules, de se faire une image précise de l'hydrologie continentale en France. Les observations d'évapotranspiration et d'humidité des sols, par exemple, sont encore rares.

Le recours à la simulation numérique, ici avec la chaîne SIM, permet de s'affranchir partiellement des lacunes observationnelles. Safran, présentée dans le chapitre 2, est une analyse atmosphérique fournissant une très bonne estimation de l'état réel de l'atmosphère (Quintana-Seguí, 2008; Vidal *et al.*, 2010). Associée à Isba-Modcou, elle fournit une analyse hydrologique en France de bonne qualité, qui a été évaluée et comparée aux observations à l'occasion de précédentes études (Habets *et al.*, 2008; Soubeyroux *et al.*, 2008) ainsi que dans le chapitre 2.

La réanalyse SIM n'est disponible que sur une période restreinte, de 1958 à 2010. Si cela est suffisant pour estimer l'état moyen et le cycle saisonnier, il n'est par contre pas possible d'estimer correctement les variabilités à des échelles pluri-décennales. Pourtant, ces variabilités décennales à multi-décennales sont fortes (Boé et Habets, 2014) et peuvent être particulièrement importantes dans l'étude de l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique. Si elles sont effectivement liées à la variabilité interne du climat, elles peuvent moduler de manière importante les changements hydrologiques

futurs. L'incertitude sur les changements du cycle hydrologique liée à la variabilité interne revêt une importance particulière dans les prochaines décennies. D'une part, cette incertitude n'est, dans l'état actuel des connaissances, pas réductible, d'autre part, elle est forte face au signal du changement climatique à cet horizon proche.

Les récentes réanalyses atmosphériques de l'ensemble du XX^{ème} siècle, associées aux outils de désagrégation évoqués dans le chapitre 3, ainsi qu'aux observations de précipitations et de débits sur le XX^{ème} siècle, fournissent une opportunité intéressante pour étudier ces variabilités décennales et multi-décennales du cycle hydrologique en France. Les reconstructions du cycle hydrologique sur le XX^{ème} siècle, confrontées aux rares observations de débits, permettent, en plus de mieux caractériser ces variabilités multi-décennales, d'en évaluer l'origine climatique, ou non. De plus, certains membres des modèles climatiques commencent dès 1850 (Tableau 2.1), ils permettent de comparer les caractéristiques multi-décennales des débits simulés par Isba-Modcou, forcé par la désagrégation des GCM, avec les observations et les reconstructions hydrologiques.

Ces reconstructions hydrologiques, ainsi que les observations de débits, de précipitations et de température sur le XX^{ème} siècle, ont également permis d'identifier des mécanismes de la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique sur les Pyrénées.

4.1 État moyen et cycle saisonnier

Une simulation avec la chaîne SIM a été réalisée du 1^{er} août 1958 au 31 juillet 2010. Le forçage atmosphérique Safran, très proche des observations, associé aux modèles Isba-Modcou, permet d'obtenir une estimation réaliste de toutes les variables du cycle hydrologique. Cette réanalyse hydrologique a été utilisée pour décrire la variabilité saisonnière des variables du cycle hydrologique. Un des avantages de cette approche est que les variabilités du cycle hydrologique examinées ici ne sont dues qu'aux variabilités de l'atmosphère et ne peuvent être attribuées aux changements d'utilisation des sols, à l'évolution des prélèvements ou la construction de barrages, qui ne sont pas pris en compte par le modèle hydrologique.

4.1.1 Cycle saisonnier

Le cycle saisonnier des variables du cycle hydrologique sur les quatre grands bassins versants permet d'introduire certains mécanismes de l'hydrologie continentale en France (Figure 4.1).

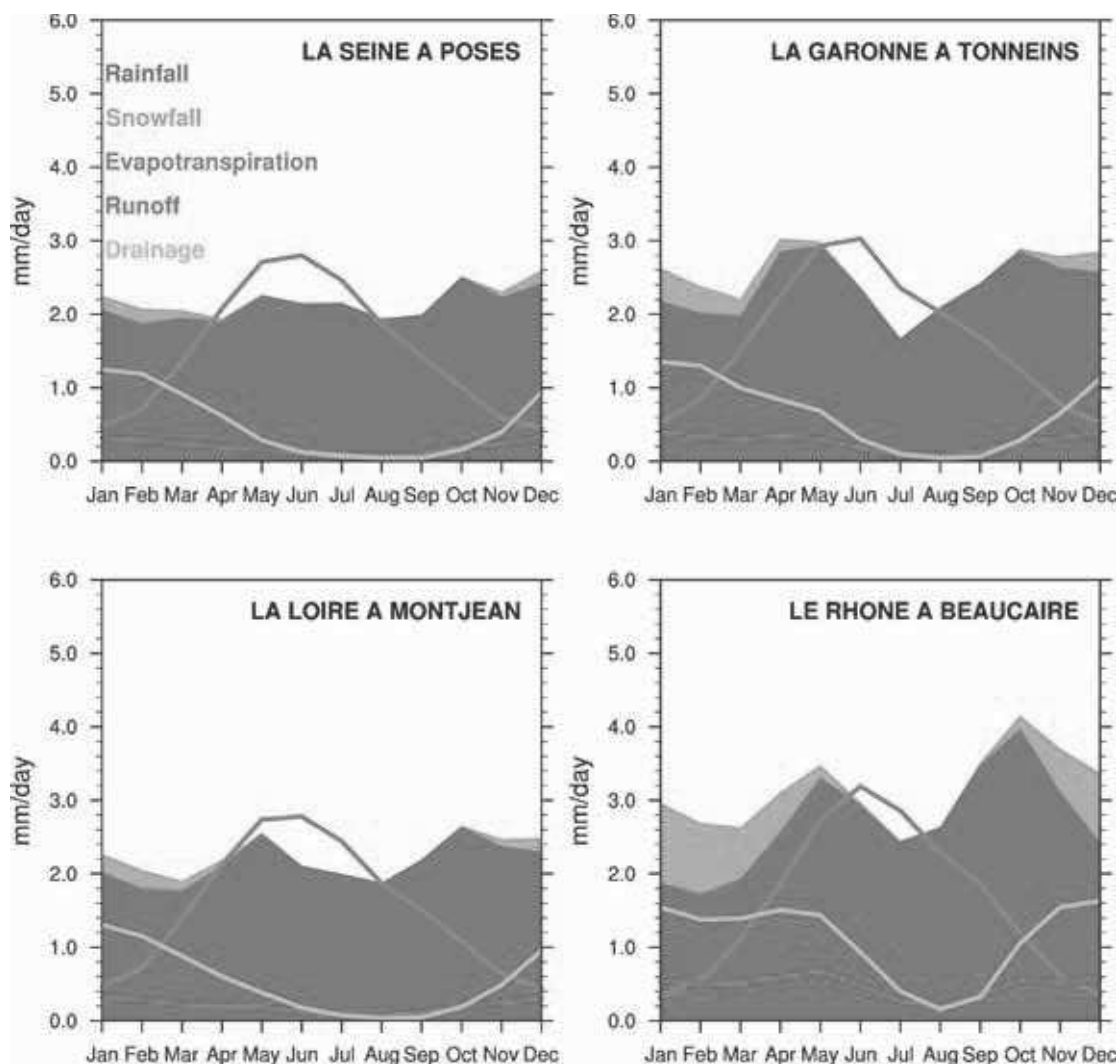


FIGURE 4.1: Cycle saisonnier moyen (mm/jour) sur la période 1979-2010 des variables du cycle hydrologique sur les quatre principaux bassins versants français (Seine, Garonne, Loire et Rhône) simulés par la chaîne SIM.

Le cycle annuel des précipitations est faible sur les quatre bassins versants, voir quasi-inexistant sur celui de la Seine à Poses. Sur les bassins de la Garonne à Tonneins, de la Loire à Montjean-sur-Loire et du Rhône à Beaucaire, les précipitations totales (pluie plus neige) sont maximales en mai et en juin et minimales pendant l'été, en août pour la Loire et en juillet pour les deux autres bassins versants. L'amplitude du cycle annuel est tout de même modérée avec un écart entre les précipitations mensuelles maximales et minimales d'environ de 1 mm/jour sur la Garonne et le Rhône (pour des précipitations annuelles moyennes autour de 3 mm/jour) et à peine 0,8 mm/jour sur la Loire (pour des précipitations annuelles moyennes autour de 2 mm/jour).

Les précipitations ne présentent pas de cycle saisonnier particulièrement marqué, il est par contre très net sur l'évapotranspiration et le drainage. L'évapotranspiration est plus forte autour du mois de juin, l'activité évaporative étant principalement soutenue par

l'énergie à la surface qui devient plus forte, la végétation qui se développe au printemps et l'importante quantité d'eau disponible dans le sol à la sortie de l'hiver. Pendant cette période, entre le printemps et l'été selon les bassins versants, l'évapotranspiration est même plus forte que les précipitations, diminuant ainsi la quantité d'eau stockée dans les sols. L'évapotranspiration diminue ensuite pour être minimale pendant l'hiver, lorsque la végétation n'est plus active et que l'énergie radiative disponible en surface est au plus bas.

Des quatre bassins versants, le Rhône est celui pour lequel la neige a le rôle le plus important, en raison de son altitude moyenne, plus élevée que pour les autres bassins versants. Grâce aux Alpes, la neige tombe en quantité nettement plus importante que sur les autres bassins versants et presque toute l'année, de septembre à juin. Le stock de neige constitué sur le bassin versant commence à diminuer au début du printemps. Cette fonte du manteau neigeux soutient les débits pendant tout le printemps et, conjuguée aux précipitations importantes du printemps, conduit à un second pic de ruissellement simulé en mai par SIM. Ce cycle saisonnier simulé sur le Rhône reste théorique, en pratique le bassin est très anthropisé et les débits observés ne le suivent pas ce cycle (Figure 2.10).

Le recours à la modélisation hydrologique montre que le cycle saisonnier des débits est largement contrôlé par l'évapotranspiration ainsi que la neige dans les régions de montagne. L'évapotranspiration est elle-même contrôlée par l'énergie disponible en surface et l'activité de la végétation. Les débits sont maximaux pendant l'hiver et diminuent jusqu'au cœur de l'été avant de remonter pendant l'automne. Dans les régions de montagne, la fonte de la neige est également responsable d'un second pic de crue pendant le printemps.

4.2 Variabilités hydrologiques au XX^{ème}

Les observations longues de débits montrent qu'au printemps, les débits en France ont connu une variabilité multi-décennale très forte (Boé et Habets, 2014) pendant le XX^{ème} siècle. Cette variabilité semble très anti-corrélée avec l'AMV (Boé et Habets, 2014), un indice de température de la surface de l'océan Atlantique Nord (Chapitre 1), ce qui suggère une origine climatique à cette variabilité multi-décennale. Les observations de débits peuvent tout de même être remises en question, à la fois sur la cohérence des mesures sur de si longues périodes, ainsi que sur l'effet de l'anthropisation des bassins pendant le XX^{ème} siècle.

Afin de confirmer, ou d'infirmer, l'origine climatique de cette variabilité multi-décennale des débits sur la France, deux reconstructions hydrologiques ont été réalisées à partir des réanalyses atmosphériques couvrant tout le XX^{ème} siècle. Si cette variabilité multi-décennale des débits en France est effectivement liée à la variabilité climatique, il est intéressant de l'estimer au mieux pour son rôle sur les changements hydrologiques futurs. En effet, dans les prochaines décennies le signal du changement climatique est du même ordre de grandeur que les changements de débits observés par le passé (Boé et Habets, 2014). La variabilité interne peut donc moduler dans une large mesure les changements de débits des prochaines décennies. Ces reconstructions hydrologiques et ces observations longues permettent également de comparer la variabilité basse-fréquence observée et reconstruite à celle simulée dans les expériences historiques des GCM.

4.2.1 Reconstructions hydrologiques

Les deux réanalyses atmosphériques 20CR (Compo *et al.*, 2011) et ERA20C (Poli *et al.*, 2013; Stickler *et al.*, 2014) ont été désagrégées avec une version modifiée de la méthode statistique présentée précédemment (Chapitre 3). Le choix du meilleur analogue a été modifié pour tirer profit des observations mensuelles homogénéisées de précipitations disponibles sur environ 300 stations en France sur le XX^{ème} siècle (Moisselin *et al.*, 2002). Cette version modifiée de la méthode de désagrégation a été développée par Julien Boé.

Dans cette version modifiée, les dix meilleurs analogues sont utilisés pour construire 5000 séries journalières sur toute la période à désagréger. Ces 5000 séries sont construites en réalisant, chaque jour, un tirage aléatoire parmi les dix meilleurs analogues. Les moyennes mensuelles de précipitations des 5000 séries sont ensuite calculées sur la grille Safran.

Ensuite, chaque mois de la période à désagréger, l'erreur quadratique moyenne sur la France est calculée entre les observations standardisées de précipitations et les 5000 cartes mensuelles, elles aussi standardisées. Pour chaque station d'observation, la valeur est comparée à celle de la maille Safran la plus proche. Finalement, le mois parmi les 5000 pour lequel l'erreur quadratique moyenne est la plus faible est retenu. Les jours analogues utilisés pour ce mois sont choisis pour construire la série journalière analogue de précipitations. Les autres variables atmosphériques sont reconstruites en utilisant les valeurs du jours analogues sans aucune correction supplémentaire. Cette opération est répétée pour tous les mois de la période à désagréger.

Cette approche permet de conserver les avantages de la méthode des analogues tout en tirant profit des observations de précipitations mensuelles disponibles. Le jour analogue est toujours choisi parmi les dix meilleurs jours, ce qui permet de ne pas trop dégrader la variabilité journalière. Par contre, la variabilité basse-fréquence des précipitations est

nettement mieux reproduite que par la simple désagrégation. En conservant l'approche des analogues, la cohérence physique entre les variables désagrégées et la cohérence spatiale des variables elles-mêmes sont toutes les deux conservées. Les reconstructions hydrologiques à l'aide des réanalyses atmosphériques ont été réalisées entre 1900 et 2005.

Les observations de débits utilisées sont issues de la Banque Hydro, comme certaines valeurs sont manquantes, elles ont été complétées. Pour une saison, lorsque plus de 70% des valeurs sont disponibles, la moyenne est calculée en omettant les valeurs manquantes, si jamais moins de 70% des valeurs sont disponibles, la moyenne est remplacée par la moyenne saisonnière sur toute la période. Sur les stations étudiées, les années sans observations sont rares, en général quelques années pendant la Seconde Guerre Mondiale, et n'ont donc qu'une influence limitée sur l'estimation de la variabilité multi-décennale.

Quatre stations sont étudiées, chacune sur un des grands bassins versants français. Les observations à la station de la Loire à Montjean-sur-Loire sont disponibles de 1863 à aujourd'hui, et de 1920 à aujourd'hui à la station du Rhône à Beaucaire. Pour la Garonne, les stations du Mas-d'Agenais et de Tonneins ont été concaténées en 1989, la seconde correspondant au déplacement de la première. Les différences dues à ce changement sont considérées comme négligeables dans notre cas. Pour la Garonne à Tonneins, les observations de débits vont donc, en considérant les deux stations ensemble, de 1913 à aujourd'hui. Enfin pour la Seine à Paris, les mesures avant et après la construction des grands lacs dans les années 1970 ont également été concaténées, les observations sont ainsi disponibles de 1885 à aujourd'hui. Il est possible que cela n'ait que peu d'influence sur la variabilité multi-décennale des débits observées. La comparaison avec les reconstructions hydrologiques permettra d'évaluer en partie cette hypothèse.

La variabilité multi-décennale saisonnière n'a été examinée que pour les stations de la Garonne à Tonneins et la Loire à Montjean-sur-Loire. L'influence des barrages et des prélèvements sur les débits saisonniers de la Seine et du Rhône étant incertaine, il a été fait le choix de ne regarder que les débits annuels pour ces deux bassins versants. Afin de ne conserver que les variations basse-fréquence des débits, les séries ont été filtrées avec un filtre passe-bas Lanczos à une fréquence de coupure correspondant à une période de 20 ans (Figure 4.2).

Les reconstructions hydrologiques présentent globalement de bonnes performances. Elles sont généralement bien corrélées aux observations pour toutes les saisons sur les stations de la Loire et de la Garonne (Figure 4.2). L'amplitude des variations est souvent plus faible dans les reconstructions hydrologiques mais il faut aussi noter que le débit saisonnier moyen est également plus faible dans les reconstructions en hiver et au printemps (Figure 4.2). La variabilité des débits annuels est également bien reproduite malgré des

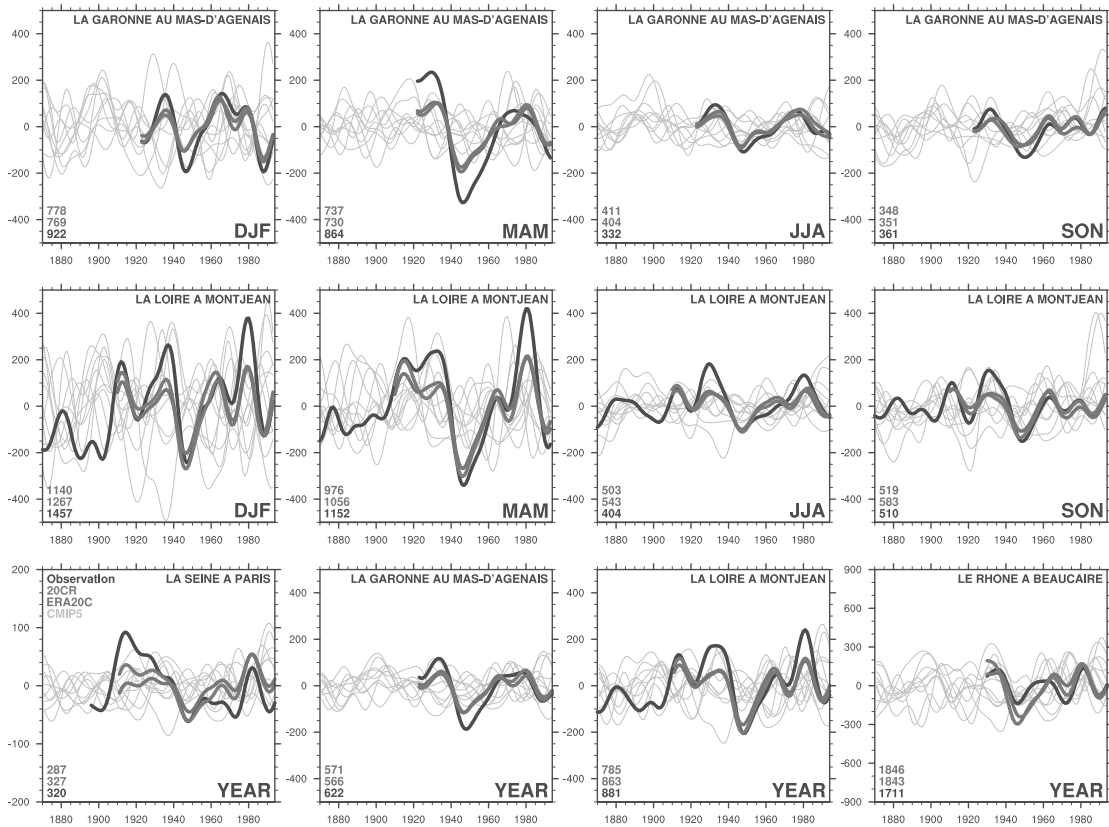


FIGURE 4.2: Anomalies des débits ($m^3 s^{-1}$) observés (noir), reconstruits en utilisant les réanalyses 20CR (bleu) et ERA20C (marron) et simulés après désagrégation de 10 simulations de GCM (vert) pour les quatre saisons sur la Garonne à Tonneins (en haut) et la Loire à Montjean et pour les débits annuels sur les quatre grands bassins versants français (la Seine à Paris, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire). La tendance a été retirée et les séries sont filtrées avec un filtre passe-bas Lanczos d'une fréquence de coupure de 20 ans. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre et enfin YEAR pour l'année hydrologique.

performances moins convaincantes pour les stations de la Seine et du Rhône (Figure 4.2).

L'examen de toutes les stations simulées par Modcou montre que la variabilité multi-décennale observée au printemps, et dans une moindre mesure sur les débits annuels, est également présente sur l'ensemble du pays (non présenté). La seule source de variabilité dans les reconstructions hydrologiques étant le forçage atmosphérique, cela semble confirmer l'origine climatique de la variabilité multi-décennale des débits constatée par Boé et Habets (2014).

4.2.2 Variabilités décennales observées, reconstruites et simulées

La désagrégation statistique des simulations historiques de trois GCM (GFDL-CM3, IPSL-CM5A-MR et MIROC5) a permis d'obtenir dix simulations hydrologiques (Tableau 2.1 sur la France entre 1860 et 2005). La chronologie de ces simulations hydrologiques n'est pas à comparer à celle des observations ou des reconstructions hydrologiques. Il n'y a, a priori, aucune raison pour que les GCM simulent une variabilité interne sur la France synchronisée avec celle des observations (Chapitre 2). L'objectif est de comparer l'amplitude de la variabilité multi-décennale observée à celle simulée par Isba-Modcou en utilisant la désagrégation des GCM. Si elles sont d'amplitude comparable, l'estimation de l'incertitude due à la variabilité interne, réalisée sur des périodes de 30 ans des projections hydrologiques, pourra être considérée comme plus fiable que si cela n'est pas le cas. En effet, sur des périodes de 30 ans, la variabilité multi-décennale est la principale contribution à la variabilité interne. Toujours dans l'optique de s'intéresser principalement à la variabilité multi-décennale, la tendance linéaire est systématiquement retirée aux séries de débits dans les analyses qui suivent. Cela permet de ne pas tenir compte d'un éventuel signal du changement climatique sur les débits.

Un examen visuel rapide laisse penser que la variabilité multi-décennale sur les débits est correctement reproduite par les GCM à l'exception du printemps où elle semble sous-estimée (Figure 4.2). Pour estimer plus précisément l'importance de la variabilité multi-décennale dans les simulations hydrologiques réalisées à partir de la désagrégation des GCM, les ratios entre l'écart-type sur les séries de débits filtrées et l'écart-type sur les séries de débits non-filtrées sont comparés. Le filtre utilisé est un filtre passe-bas Lanczos à une fréquence de coupure correspondant à une période de 20 ans. L'écart-type sur les séries filtrées est utilisé comme un estimateur de la variabilité multi-décennale et l'écart-type sur les séries annuelles comme un estimateur de la variabilité inter-annuelle des débits.

Comme nous avons pu le constater sur la figure 4.2, le poids de la variabilité décennale par rapport à la variabilité inter-annuelle est généralement le plus important au printemps, particulièrement pour la Garonne. C'est aussi en cette saison qu'aucune simulation hydrologique réalisée à partir de la désagrégation des GCM ne permet d'obtenir, sur la plupart des stations, un ratio entre l'amplitude de la variabilité décennale et inter-annuelle aussi fort. Les reconstructions hydrologiques ne permettent pas non plus d'obtenir des rapports aussi forts au printemps que dans les observations. La sous-estimation du poids de la variabilité multi-décennale au printemps, dans les simulations réalisées à partir des GCM, peut être liée, soit à la méthode de désagrégation statistique qui n'est pas en mesure de parfaitement tenir compte des évolutions basse-fréquence du climat, soit aux GCM qui ne sont pas capables de la simuler correctement, ou soit

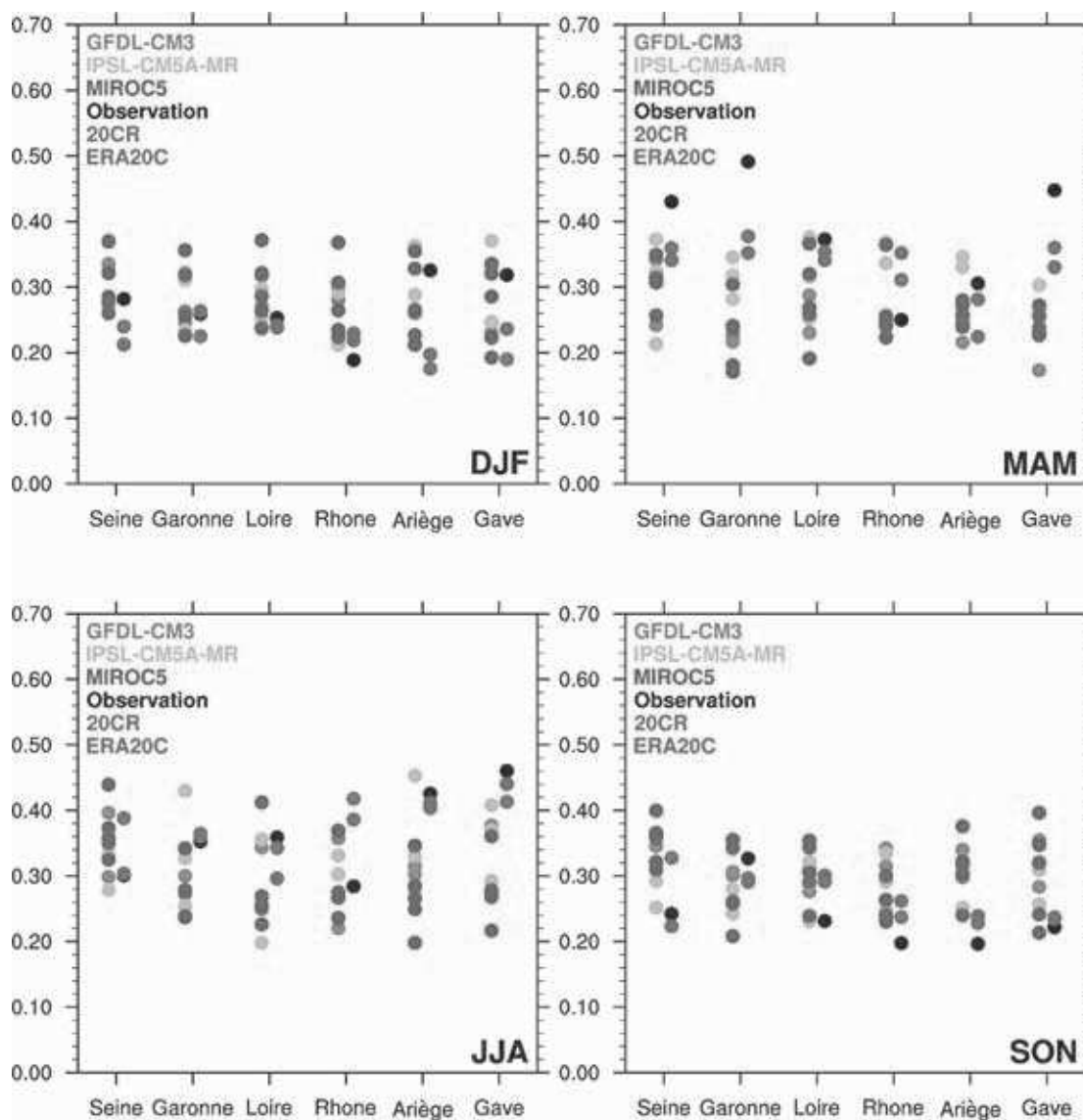


FIGURE 4.3: Rapport entre la variabilité décennale et la variabilité inter-annuelle saisonnière dans les observations (noir), reconstruite avec les réanalyses 20CR (bleu) et ERA20C (marron) et simulée avec trois GCM CMIP5 (vert) sur six bassins versants (la Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire, l'Ariège à Foix et le Gave d'Oloron à Oloron). La variabilité décennale est estimée par un écart-type sur les séries filtrées à 20 ans et la variabilité inter-annuelle par un écart-type sur les séries non filtrées. La tendance a été retirée au préalable. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre.

enfin au modèle hydrologique. Il est très probable que cela soit une combinaison de ces trois facteurs, avec une contribution plus marquée des modèles climatiques (Ault *et al.*, 2012). Il faut tout de même garder à l'esprit que l'estimation de la variabilité décennale effectuée ici n'est pas nécessairement très robuste, tout juste une centaine d'années est utilisée pour estimer un signal d'une période proche de 60 ans. La dispersion des ratios calculés à partir des membres d'un même GCM va dans ce sens.

Pour les autres saisons, la variabilité décennale a un poids moins important par rapport à la variabilité inter-annuelle sur les quatre grands bassins versants français. Les GCM sont généralement capables de reproduire des rapports cohérents avec ceux observés ou reconstruits. Ce n'est pas toujours le cas sur deux stations des Pyrénées, l'Ariège à Foix et le Gave d'Oloron à Oloron. Pour ces deux stations, la variabilité multi-décennale est forte au printemps, mais plus forte encore en été.

La variabilité atmosphérique est responsable d'une variabilité multi-décennale des débits importante sur l'ensemble du territoire français. Cette variabilité est la plus forte au printemps, mais elle est aussi marquée à l'échelle annuelle. Les simulations hydrologiques réalisées avec la désagrégation des membres historiques de 3 GCM ne sont pas en mesure de reproduire correctement l'amplitude de cette variabilité multi-décennale. Les incertitudes dues à la variabilité interne dans les projections climatiques seront donc probablement sous-estimées au printemps par rapport à ce qui peut-être réellement attendu.

4.3 Cas des Pyrénées

La variabilité multi-décennale des débits est claire au printemps et généralisée à l'ensemble du pays dans les reconstructions hydrologiques et les observations. Il y a également une variabilité multi-décennale des débits importante en été sur les stations pyrénéennes (Figure 4.3) comme Boé et Habets (2014) l'avaient déjà constaté. Les seules observations de débits et de précipitations existantes permettent de mettre en lumière les mécanismes responsables de cette variabilité au printemps, mais plus difficilement en été. Les reconstructions hydrologiques réalisées avec Isba-Modcou permettent au contraire d'examiner l'ensemble des variables du cycle hydrologique et éventuellement d'identifier ces mécanismes. Le cas de deux stations des Pyrénées, pour lesquelles les ratios obtenus dans les reconstructions en été sont proches de ceux observés (Figure 4.3), est examiné dans cette partie.

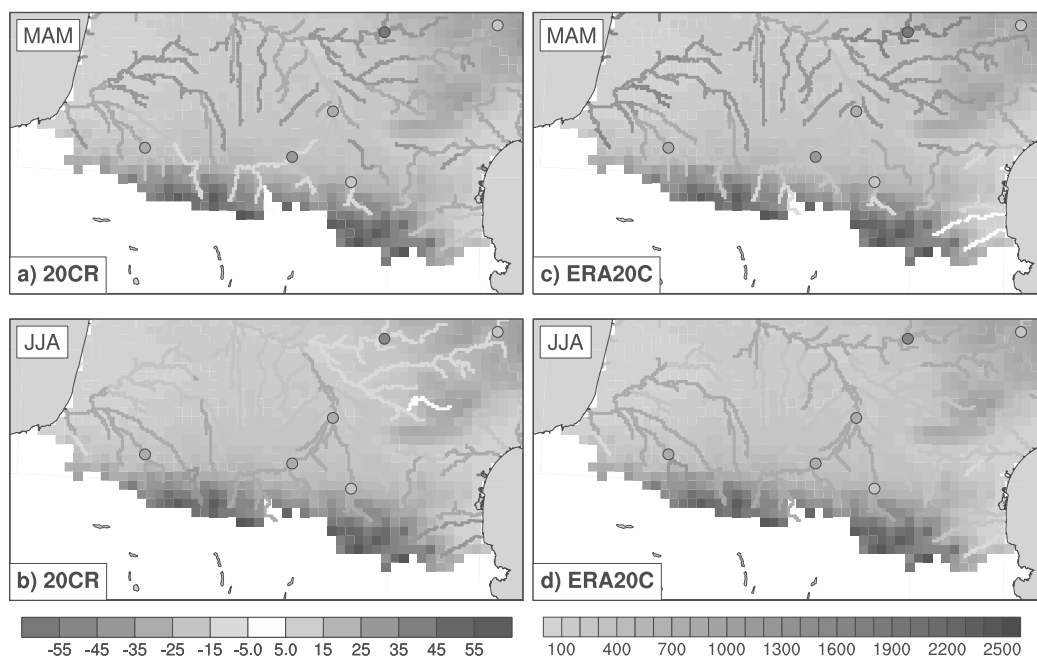


FIGURE 4.4: Sur le réseau hydrographique Modcou : Différences entre les périodes 1965-1985 et 1938-1985 relatives à la période 1938-1985 (%) des débits reconstruits avec Isba-Modcou, la méthode de désagrégation modifiée et les réanalyses 20CR (à gauche) et ERA20C (à droite) au printemps (en haut) et en été (en bas). Les ronds cerclés de noir représentent les différences relatives entre les mêmes périodes calculées à partir des observations de la Banque Hydro. A chaque fois, la tendance a été retirée avant de calculer la différence. En niveau de gris, l'orographie de Safran (m). Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août.

4.3.1 Variabilité des débits

La variabilité multi-décennale des débits observés est forte au printemps en France, et également sur les Pyrénées en été (Figure 4.4, Boé et Habets (2014)). Comme dans Boé et Habets (2014), la variabilité multi-décennale est estimée par la différence de débits, auxquels la tendance a été retirée, entre deux périodes de 20 ans, dans notre cas les périodes 1938-1958 et 1965-1985.

Les deux reconstructions hydrologiques réalisées avec Isba-Modcou et la désagrégation statistique modifiée des réanalyses ERA20C et 20CR permettent de reproduire une variabilité des débits entre les périodes 1938-1958 et 1965-1985 qui est compatible avec celle observée, que cela soit en été ou au printemps. La variabilité est plus intense en plaine au printemps qu'en été. Sur les bassins de montagne, au-delà de 700 mètres d'altitude environ, la situation est inversée et la variabilité est plus intense en été qu'au printemps. Les séries à deux stations de mesure des débits, l'Ariège à Foix et le Gave d'Oloron à Oloron, le confirment (Figure 4.5).

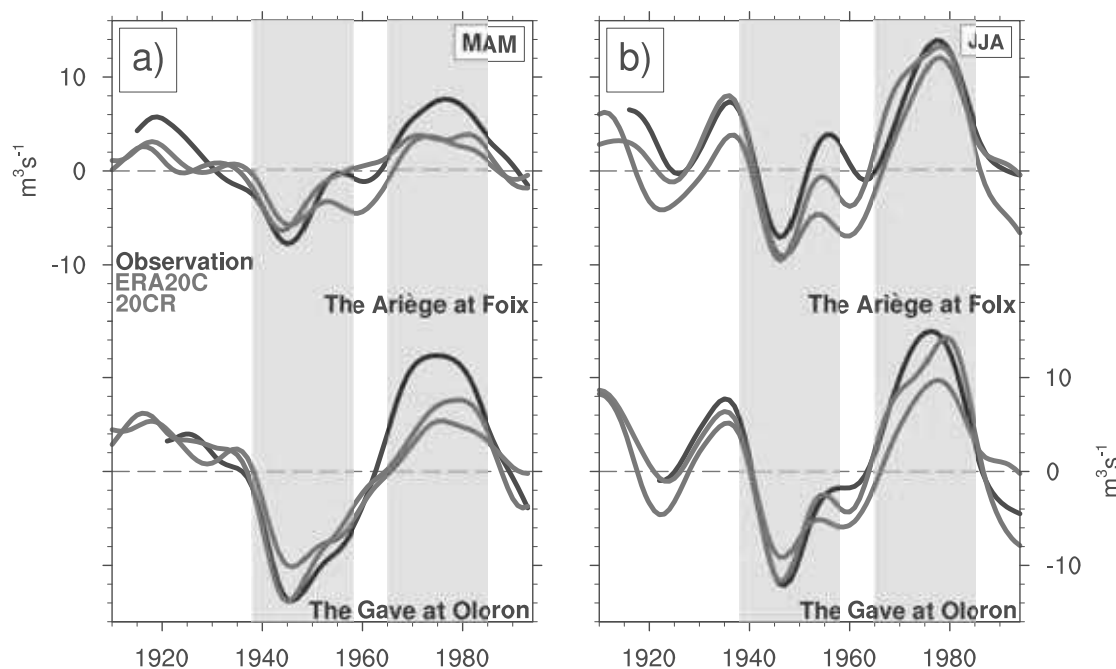


FIGURE 4.5: Séries des débits ($m^3 s^{-1}$) observés (noir) et reconstruits avec Isba-Modcou, la méthode de désagrégation modifiée et les réanalyses ERA20C (marron) et 20CR (bleu) au printemps (à droite) et en été (à gauche), à la station de l'Ariège à Foix (en haut) et du Gave à Oloron (en bas). La tendance et la moyenne ont été retirées et les séries ont été filtrées avec un filtre passe-bas Lanczos d'une fréquence de coupure de 20 ans. Les périodes 1938-1958 et 1965-1985 sont grisées. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août.

La variabilité multi-décennale, estimée par un écart-type sur les séries de débits filtrées, représente entre 42% et 46% de la variabilité inter-annuelle en été, estimée par un écart-type sur les séries de débits non-filtrées, et entre 30% et 46% au printemps (Figure 4.3). Les débits moyens en été et au printemps sont maximaux pendant la période 1965-1985 et minimaux pendant la période 1938-1958. Au printemps, la variabilité multi-décennale est bien reproduite par les reconstructions hydrologiques à la station de l'Ariège à Foix, elle est par contre sous-estimée d'environ 50% par rapport aux observations au Gave d'Oloron à Oloron (Figure 4.3). En été, la variabilité multi-décennale est bien reproduite aux deux stations par les deux reconstructions hydrologiques, à la fois au niveau temporel qu'en terme d'amplitude.

La variabilité multi-décennale des débits en été dans les Pyrénées, observée sur cinq stations, est correctement reproduite par les reconstructions hydrologiques. Les débits ont été maximaux pendant la période 1965-1985 et minimaux pendant la période 1938-1958.

4.3.2 Variabilité de la température et des précipitations

L'une des principales sources de variabilité des débits est la variabilité des précipitations et, en zone de montagne, des températures. Grâce aux observations mensuelles homogénéisées de température et de précipitations sur le XX^{ème} siècle (Moisselin *et al.*, 2002), il est possible de comparer la variabilité des précipitations et des températures reconstruites par la désagrégation, modifiée comme évoqué précédemment, à celle observée (Figure 4.6). Cela permet à la fois d'évaluer la qualité du forçage atmosphérique reconstruit et d'éventuellement identifier les sources de variabilité des débits. Les stations de température et de précipitation sont situées à l'intérieur, ou au plus proche, des bassins versants étudiés, les observations sont comparées à la maille Safran la plus proche de la station. Il y a une station de température et de précipitation sur le bassin de l'Ariège à Foix et trois stations de précipitation sur le bassin du Gave d'Oloron à Oloron. La température pour ce bassin est prise sur une station qui est située à 20 km au nord de l'exutoire.

La température a des évolutions aux fréquences multi-décennales assez fortes, plus de 1°C au printemps et en été sur les deux stations. L'évolution des températures est très similaire entre les deux stations, probablement en raison de la plus faible variabilité spatiale des températures. Les différences entre les températures reconstruites avec la méthode de désagrégation modifiée avec les deux réanalyses ERA20C et 20CR sont plus importantes en été qu'au printemps, particulièrement avec la réanalyse 20CR. La période où les températures sont les plus faibles, entre 1965 et 1985, n'est pas bien reproduite avec 20CR, les températures sont jusqu'à 0,40°C plus élevées dans la reconstruction (Figure 4.6).

La variabilité multi-décennale n'est visible qu'au printemps sur les précipitations et elle est cohérente avec celle observée sur les débits : les précipitations sont plus faibles pendant la période 1938-1958 et plus fortes pendant la période 1965-1985, à l'inverse des températures. Cette évolution anti-corrélée de la température et des précipitations est cohérente avec l'influence de l'AMV sur la France et donc avec l'hypothèse proposée par Boé et Habets (2014). Les reconstructions de précipitations sont généralement cohérentes avec les observations au printemps. L'amplitude des variations multi-décennales est tout de même surestimée au printemps sur le bassin du Gave d'Oloron à Oloron.

En été, la variabilité multi-décennale, d'une période d'environ 20 ans, visible sur les précipitations des deux bassins versants (Figure 4.6) ne permet pas d'expliquer totalement la variabilité des débits en cette saison (Figure 4.5). La variabilité estivale des précipitations est seulement cohérente avec l'augmentation des débits observée à la fin des années cinquante. Il est difficile de conclure pour le reste de la période.

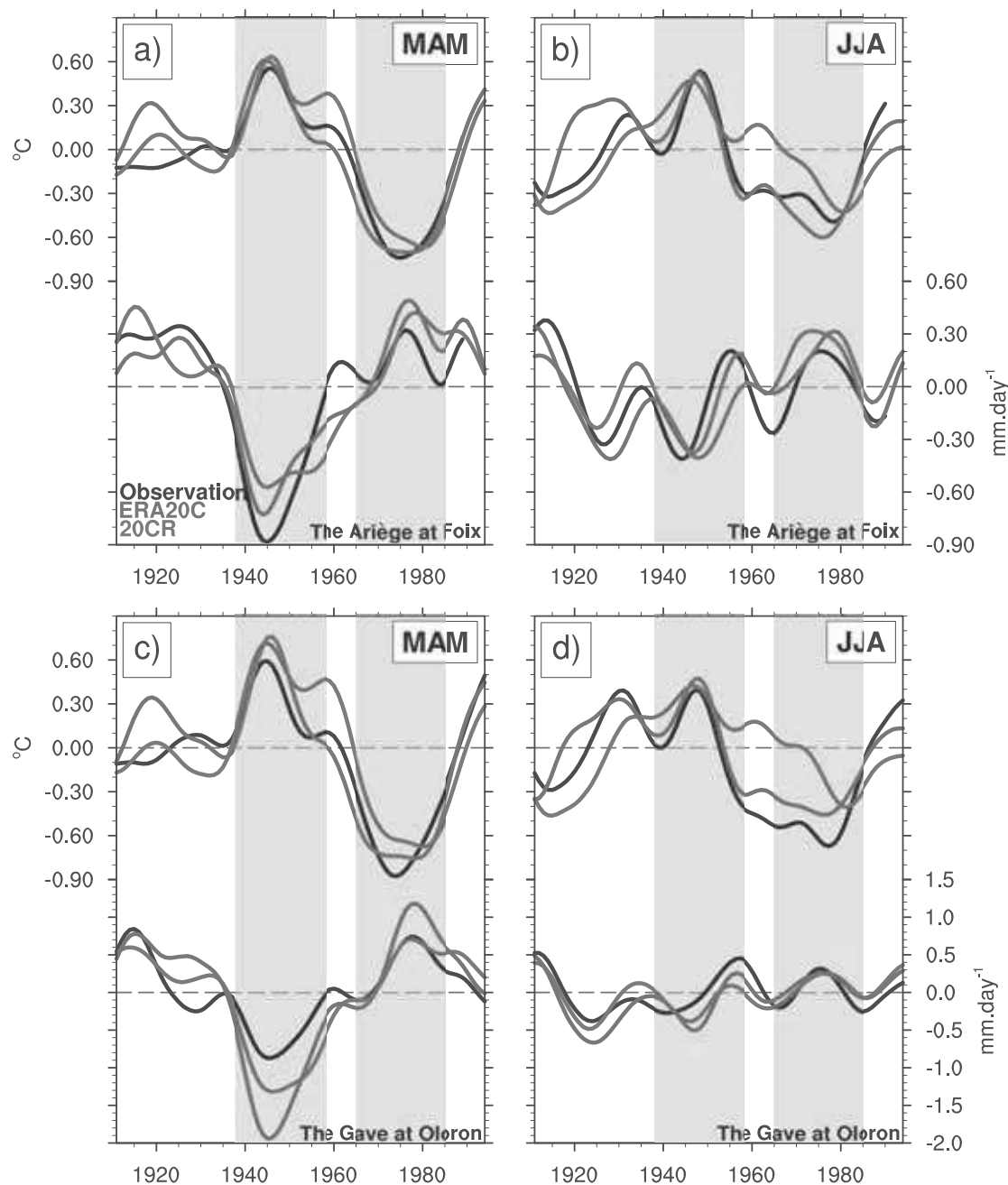


FIGURE 4.6: Séries des températures ($^{\circ}\text{C}$, en haut de chaque panneau) et des précipitations (mm/jour , en bas de chaque panneau) observées (noir), reconstruites avec la méthode de désagrégation modifiée et la réanalyse ERA20C (marron) et la réanalyse 20CR (bleu) sur les bassins de l'Ariège à Foix (en haut) et du Gave d'Oloron à Oloron (en bas) au printemps (à gauche) et en été (à droite). La tendance a été retirée et les séries ont été filtrées avec un filtre passe-bas Lanczos d'une fréquence de coupure de 20 ans. Les périodes 1938-1958 et 1965-1985 sont grisées. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août.

Sur les deux bassins versants considérés, la variabilité des températures et des précipitations observées au printemps est cohérente avec celle reconstruite. Les faibles précipitations pendant la période de faible débit, et inversement, laisse penser que la variabilité des débits au printemps est bien une variabilité d'origine climatique. Un bilan d'eau au printemps permettrait de s'en assurer définitivement.

En été, la seule variabilité multi-décennale de la température et des précipitations ne permet pas d'expliquer les périodes de faibles et de forts débits. Une autre composante du cycle hydrologique doit expliquer cette évolution des débits observés et reconstruits sur le XX^{ème} siècle.

4.3.3 Bilan d'eau et rôle de la neige

Le recours à la modélisation hydrologique permet d'obtenir une estimation de l'évolution de toutes les variables du cycle hydrologique et ainsi de mieux évaluer les mécanismes de la variabilité des débits en été dans les Pyrénées. Les éventuelles conclusions ne seront valables que si le modèle hydrologique représente fidèlement les mécanismes réels. Les parties précédentes ont permis de montrer que les précipitations reconstruites et les débits simulés sur les bassins versants de l'Ariège à Foix et du Gave d'Oloron à Oloron sont en bon accord avec les observations disponibles sur le XX^{ème} siècle. Malgré cela, il est possible que les évolutions du stock de neige, d'eau dans le sol et l'évapotranspiration ne soient pas correctes et que des compensations d'erreurs permettent d'obtenir des débits corrects. Le modèle Isba-Modcou a tout de même fait l'objet de nombreuses études en France (Habets *et al.*, 2008; Decharme *et al.*, 2011, 2013), il semble donc peu probable que cela soit le cas, même sur de petits bassins versants.

Les différences du bilan d'eau en été entre les périodes de forts débits (1965-1985) et de faibles débits (1938-1958) permettent d'évaluer quelles sont les composantes du bilan qui participent aux changements des débits entre ces deux périodes (Figure 4.7).

Les deux reconstructions hydrologiques donnent des bilans qui sont cohérents entre eux. Les évolutions des précipitations et du stock de neige expliquent une part importante de l'évolution des débits simulés dans les deux reconstructions hydrologiques, particulièrement sur le bassin versant du Gave d'Oloron à Oloron. Dans l'ensemble, seule la reconstruction sur le bassin de l'Ariège réalisée avec la réanalyse 20CR ne donne pas un rôle dominant de la neige. Pour les autres reconstructions, le stock de neige participe, pour presque moitié, à l'évolution des débits aux deux stations étudiées.

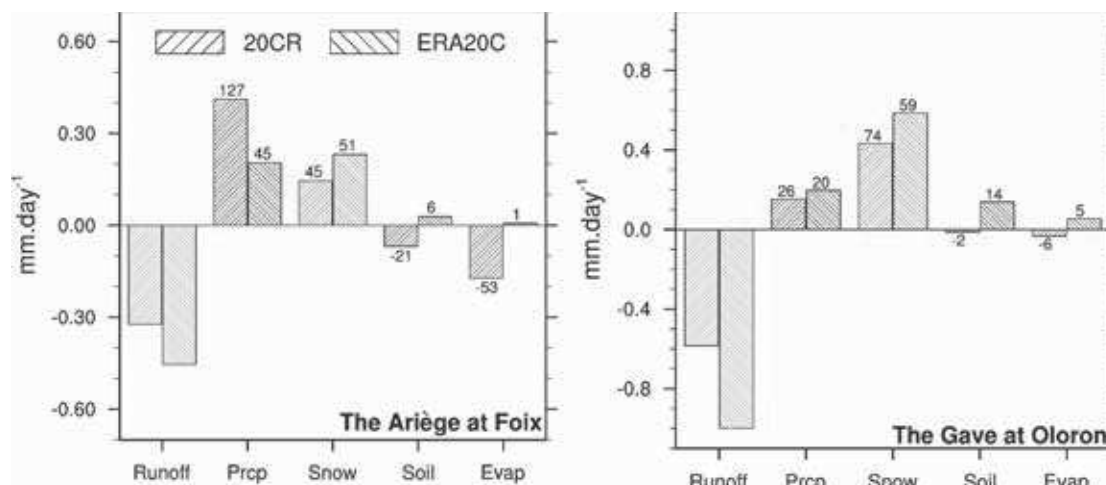


FIGURE 4.7: Changements (mm/jour) entre la période 1938-1958 et la période 1965-1985 des variables du cycle hydrologique en été sur les bassins versants de l'Ariège à Foix (gauche) et du Gave d'Oloron à Oloron (droite) dans les reconstructions hydrologiques réalisées à partir des réanalyses 20CR et ERA20C. Les variables considérées sont le ruissellement total (Runoff), les précipitations totales (Prcp), le changement du stock de neige (Snow), le changement du stock d'eau dans le sol (Soil) et l'évapotranspiration (Evap). Les chiffres en haut des barres indiquent la part (%) de changement du ruissellement que représente le changement sur la variable considérée. La tendance a été retirée avant le calcul des changements entre les deux périodes.

La variabilité de la contribution du stock de neige aux débits estivaux trouve en partie ces origines dans la variabilité des chutes de neige au printemps (Figure 4.8) et de la température au printemps (Figure 4.6).

Une légère variabilité multi-décennale du stock de neige est déjà visible au 1^{er} mars et elle est encore plus nette au 1^{er} juin (Figure 4.8). Les précipitations solides au printemps ne présentent par contre pas de variabilité multi-décennale très claire, seulement une phase d'excédent neigeux pendant la période 1965-1985. L'évolution de la température permet par contre d'expliquer cette amplification de la variabilité multi-décennale du stock de neige au printemps. Les températures plus chaudes de la période 1938-1958 sont responsables d'une fonte plus importante de la neige au printemps, et donc en partie d'un stock plus faible à la fin du printemps. C'est la situation inverse pour la période 1965-1985.

Les reconstructions hydrologiques permettent, par un bilan d'eau en été, d'attribuer la variabilité des débits en été sur les deux stations étudiées à la variabilité du stock de neige en début d'été. Le stock de neige connaît lui aussi une variabilité multi-décennale. Elle s'établit un peu avant le printemps mais est largement amplifiée par la variabilité multi-décennale de la température et des précipitations au printemps sur les Pyrénées.

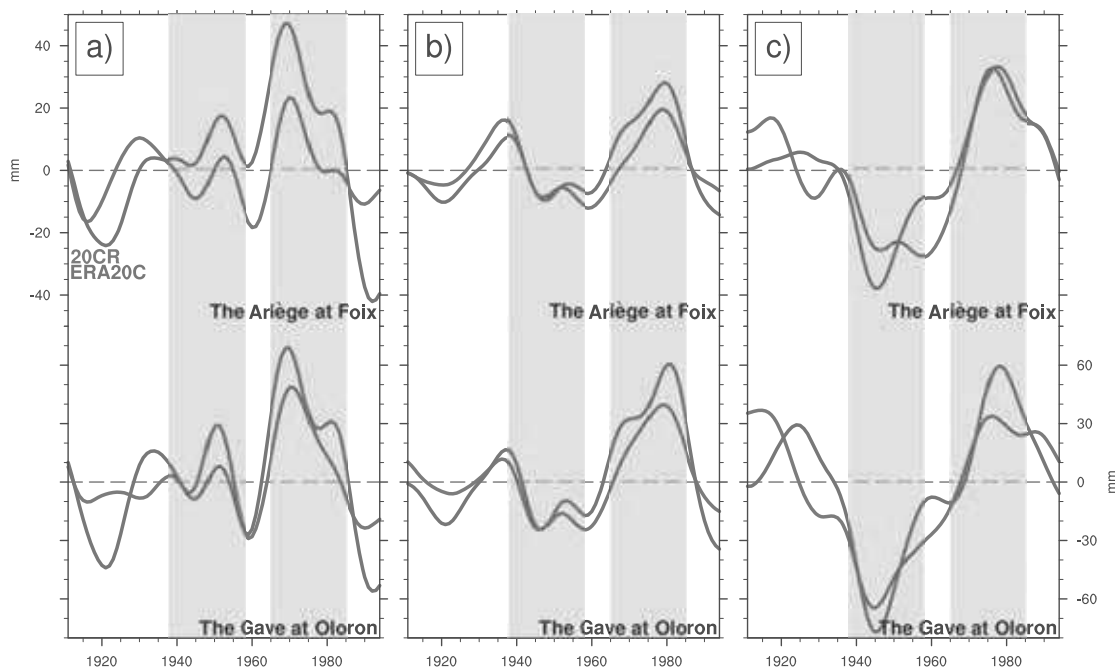


FIGURE 4.8: Sur les bassins versants de l'Ariège à Foix et du Gave d'Oloron à Oloron : a) Anomalie du cumul printanier des précipitations solides (mm) ; b) Anomalie du stock (mm) de neige au 1^{er} mars ; c) Anomalie du stock (mm) de neige au 1^{er} juin. Les séries ont été obtenues à partir des reconstructions hydrologiques réalisées avec Isba-Modcou forcé par la désagrégation modifiée des réanalyses ERA20C et 20CR. La tendance, calculée sur la période 1901-2004, a été retirée et les séries ont été filtrées avec un filtre passe-bas Lanczos d'une fréquence de coupure de 20 ans. Les périodes 1938-1958 et 1965-1985 sont grisées.

4.3.4 Conclusions et perspectives

La variabilité multi-décennale des débits dans les Pyrénées est forte au printemps, comme dans toute la France, mais plus forte encore en été. Cette variabilité estivale des débits est le fruit de la variabilité multi-décennale du climat printanier sur les Pyrénées, variabilité printanière qui serait associée à l'AMV.

Au printemps, les précipitations plus faibles de la période 1938-1958 sont associées à des températures plus élevées, et inversement pour la période 1965-1985. Cette évolution anti-corrélée des précipitations et de la température a un double effet sur la neige. Lorsque les précipitations totales sont plus faibles, la température moyenne est également plus élevée, ces deux phénomènes vont dans le sens d'une diminution des précipitations solides. Les printemps plus secs et plus chauds se terminent avec un stock de neige plus faible. A l'inverse, les printemps froids et humides se terminent avec des stocks de neige plus importants. Ce stock de neige en fin de printemps va fondre presque intégralement pendant l'été et soutenir les débits en cette saison.

Cette variabilité multi-décennale des débits dans les Pyrénées est généralement sous-estimée, au printemps et en été, dans les simulations hydrologiques historiques réalisées

à partir de la désagrégation des GCM. L'incertitude associée à la variabilité interne sur les changements de débits sera donc, a priori, elle aussi sous-estimée dans les Pyrénées.

L'ensemble des projections réalisées jusqu'ici s'accordent sur une forte diminution des précipitations solides dans les régions de montagne (Barnett *et al.*, 2005; Minder, 2010) en Europe (de Vries *et al.*, 2013) et dans les Pyrénées (Lopez-Moreno *et al.*, 2012) sur le XXI^{ème} siècle, essentiellement en raison de l'augmentation de la température. Sans neige, il est donc probable que la variabilité multi-décennale, et donc la variabilité interne, des débits en été dans les Pyrénées soit amenée à diminuer.

Synthèse

Objectifs

- Caractériser l'état moyen et la variabilité saisonnière du cycle hydrologique continental en France dans le climat présent.
- Évaluer l'origine climatique de la variabilité multi-décennale des débits en France.
- Caractériser la variabilité multi-décennale des débits dans les simulations hydrologiques réalisées avec la désagrégation des modèles climatiques.
- Identifier les sources de la variabilité multi-décennale estivale des débits dans les Pyrénées.

Résultats

- Le cycle saisonnier des débits est largement contrôlé par l'évapotranspiration dans les régions de plaines, et en partie par la fonte de la neige au printemps dans les régions de montagne. L'évapotranspiration est contrôlée par l'énergie disponible à la surface, l'activité de la végétation ainsi que l'eau disponible dans le sol. Le cycle saisonnier sur les précipitations est faible sur les quatre grands bassins versants.
- Deux reconstructions hydrologiques réalisées à l'aide des modèles Isba-Modcou, forcés par les réanalyses ERA20C et 20CR, désagrégées avec une version modifiée de la méthode présentée dans le chapitre 3, confirment que la variabilité multi-décennale des débits est d'origine climatique. Le poids de la variabilité multi-décennale par rapport à la variabilité inter-annuelle est quasi-systématiquement inférieure, au printemps, dans les simulations hydrologiques réalisées à partir des membres historiques de trois modèles climatiques globaux, à celui estimé dans les observations et les reconstructions hydrologiques.
- Dans les Pyrénées, la variabilité multi-décennale des débits est forte au printemps et également en été. D'après les reconstructions hydrologiques, le stock de neige au début de l'été joue un rôle majeur dans cette évolution multi-décennale des débits en été. Cette évolution du stock de neige à la fin du printemps est en partie liée à l'évolution des températures et des précipitations au printemps.

Chapitre 5

Le climat au XXI^{ème} siècle en France

Afin de réaliser les projections hydrologiques sur la France pour le XXI^{ème}, il est nécessaire de désagréger spatialement les résultats des GCM étudiés (Tableau 2.1). La désagrégation des GCM est réalisée avec la méthode décrite dans le chapitre 3 et la réanalyse ERA-Interim. Les changements de précipitations désagrégées et ceux directement simulés par le même ensemble de GCM peuvent être comparés en moyenne sur la France, échelle spatiale qui a du sens pour les GCM. Si les changements désagrégés et simulés par les GCM ne doivent pas nécessairement être identiques, un bon accord entre les deux reste le signe que les GCM sont capables de simuler correctement les précipitations et que la méthode est, elle, capable de les désagréger.

Il est nécessaire, pour comprendre et interpréter les projections hydrologiques, d'avoir une idée précise des changements climatiques attendus en France pendant le siècle à venir. Des études des changements de température et de précipitations simulés par les GCM CMIP5 ont déjà été réalisées à l'échelle globale (Stocker *et al.*, 2013a), sur les extrêmes de température et de précipitations (Kharin *et al.*, 2013; Scoccimarro *et al.*, 2013), sur la relation entre les changements de température et de précipitations (Li *et al.*, 2013) et plus spécifiquement sur les changements en France (Terray et Boé, 2013). Toutes ces études basées sur les GCM permettent d'avoir une première idée des changements à venir en Europe et en France. Certaines ont également été réalisées en utilisant les résultats des projections régionales, que cela soit ENSEMBLES (Déqué *et al.*, 2011) ou Cordex (Jacob *et al.*, 2013). La cohérence ou non entre ces résultats et les résultats désagrégés présentés ici permettra d'évaluer leur robustesse.

L'estimation des incertitudes dues aux modèles climatiques et à la variabilité interne est un élément important pour l'étude des changements, particulièrement l'estimation

de l'influence de la variabilité interne sur les changements dans les prochaines décennies (Deser *et al.*, 2010b). Dans certaines régions, à l'horizon 2050, l'influence de la variabilité interne sur les changements de précipitations est presque aussi importante que l'amplitude des changements simulés (Fatichi *et al.*, 2014).

Le dernier exercice CMIP5 a justement permis de réunir un nombre de modèles climatiques globaux encore jamais égalé (jusqu'à une quarantaine pour la rédaction du dernier rapport du GIEC). L'autre nouveauté de l'exercice CMIP5 est la réalisation de plusieurs membres par scénario pour de nombreux modèles climatiques. En partie à cause de la disponibilité des données, seulement deux GCM utilisés dans ce travail disposent de plusieurs membres. Ces simulations offrent, tout de même, l'opportunité d'évaluer l'incertitude due à la variabilité interne. En effet, l'utilisation d'un plus grand nombre de GCM ainsi que d'un plus grand nombre de membres pour un GCM permet d'estimer plus finement les incertitudes dues aux GCM et à la variabilité interne (Tebaldi et Knutti, 2007). Dans ce travail, sont estimées l'incertitude due à la fois aux modèles climatiques et à la variabilité interne, appelée incertitude climatique totale dans la suite, ainsi que l'incertitude due à la variabilité interne seule. L'incertitude due aux scénarios peut être également élevée, particulièrement pour la fin du siècle. Aucun des scénarios n'est considéré comme plus probable que les autres, il est donc important de tous les étudier afin de considérer aux mieux l'incertitude due aux évolutions socio-économiques à venir.

La communauté internationale s'est fixée l'objectif de limiter l'augmentation de la température moyenne globale à 2°C, les impacts pour cette augmentation de la température de l'air étant supposés acceptables humainement et économiquement. Les impacts sur les précipitations en France peuvent pourtant être forts et peuvent laisser penser que des mesures d'adaptation seront nécessaires.

5.1 Changements simulés en France par les modèles CMIP5

5.1.1 Température de l'air

L'évolution de la température est l'un des principaux marqueurs du changement climatique. La moyenne globale de la température de l'air augmente fortement sous l'augmentation des concentrations en GES (Stocker *et al.*, 2013a), environ 4°C supplémentaires à la fin du siècle avec le scénario RCP8.5 par rapport à la période 1985-2005 (IPCC, 2014). La France n'est pas épargnée et doit s'attendre elle aussi à une augmentation importante des températures. Les simulations des GCM utilisés dans ce travail permettent

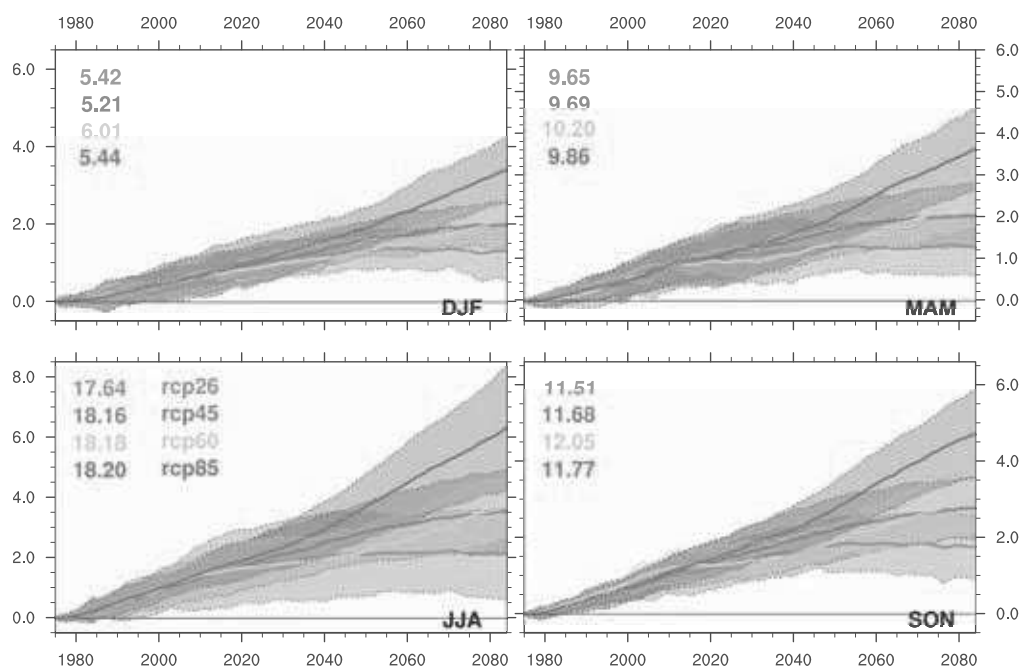


FIGURE 5.1: Moyenne d'ensemble des anomalies de température (°C) saisonnière moyenne sur la France simulées par les GCM (Tableau 2.1) par rapport à la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP. La moyenne d'ensemble de la température de référence (°C) sur la période 1960-1990 est indiquée par les chiffres de couleurs. Les lignes pointillées indiquent l'estimation de l'incertitude climatique totale à [5%-95%] (voir le texte pour les détails sur l'estimation de l'incertitude climatique totale). Les anomalies sont calculées par rapport à la référence de chaque simulation et la moyenne d'ensemble sur les GCM est filtrée avec une moyenne glissante de 31 ans. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-October-Novembre.

de donner une idée de l'amplitude du réchauffement attendu en France au XXI^{ème} siècle ainsi que de l'incertitude climatique totale associée (Figure 5.1).

L'anomalie moyenne de température pour chaque scénario est estimée grâce à une moyenne d'ensemble sur les GCM, pondérée par le nombre de membre de chaque GCM. L'anomalie est calculée pour chaque simulation, par rapport à sa moyenne sur la période 1960-1990. L'incertitude climatique totale est estimée à [5%-95%] par $\pm 1,64$ écart-type à la moyenne d'ensemble. L'écart-type est, comme la moyenne d'ensemble, pondéré par le nombre de membres de chaque GCM. Comme le nombre de simulations disponibles est plus important pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, l'estimation du signal moyen et de l'incertitude climatique totale est de meilleure qualité que pour les deux autres scénarios.

Pour toutes les saisons, la température de l'air augmente, plus ou moins selon le scénario considéré. Comme attendu, plus le forçage radiatif est fort, plus l'augmentation des températures est importante. Seuls les scénarios RCP2.6 et RCP4.5 permettent une stabilisation des températures, en 2050 environ pour le premier et à la fin du siècle pour

le second. L'augmentation de la température de l'air est la plus marquée en été avec 6°C supplémentaires en moyenne d'ensemble pour le scénario aux plus fortes émissions de GES. L'augmentation est plus modérée en hiver, entre 1,5 et 3,5°C supplémentaires en moyenne d'ensemble selon le scénario. L'incertitude totale augmente systématiquement au cours de la période et plus particulièrement en été pour le scénario RCP8.5. Cette augmentation de l'incertitude totale est probablement largement liée aux différentes sensibilité aux GES des GCM (Schwartz, 2008).

Si la comparaison avec les résultats présentés par Terray et Boé (2013), pour un plus grand ensemble de modèles climatiques et de membres par modèles, n'est pas directe à cause des périodes de référence différentes, l'ensemble de GCM utilisé dans cette thèse semble tout de même représentatif, en terme de changements de température moyenne sur la France et d'incertitude climatique totale, de celui utilisé dans l'étude citée.

5.1.2 Précipitations

L'évolution des précipitations est un élément clé de l'évolution du cycle hydrologique continental. Il est donc nécessaire d'avoir une idée précise des grands changements de précipitations simulés par les GCM sur la France. Les changements moyens de précipitations pour chaque scénario ainsi que les incertitudes associées sont estimés de la même manière que pour la température.

Les principaux changements de précipitations sont attendus en hiver et en été, alors qu'aux deux saisons intermédiaires, les GCM ne simulent que peu ou pas de changements (Figure 5.2). Les différences sur les changements de précipitations dues aux scénarios apparaissent essentiellement en été et très légèrement au printemps (Figure 5.2).

En hiver, pour tous les scénarios, les GCM simulent une augmentation des précipitations d'environ 0,3 mm/jour en moyenne d'ensemble d'ici la fin du siècle. Cette augmentation des précipitations hivernales est modérée par rapport aux précipitations moyennes, de l'ordre de 10%. L'estimation de l'incertitude climatique totale connaît des variations importantes sur la période même si une tendance à l'augmentation de cette incertitude se dégage, particulièrement pour le scénario RCP8.5. La qualité de l'estimation de l'incertitude climatique totale des précipitations semble limitée par la taille de l'ensemble de GCM et de membres par GCM utilisé. Les variations de cette estimation sont probablement liées à l'importante variabilité interne des précipitations hivernales.

En été, les changements sont nettement plus forts qu'en hiver, jusqu'à -30% en moyenne d'ensemble pour le scénario RCP8.5. Ils sont également plus contrastés selon les scénarios. Pour le RCP2.6, le plus modéré, les précipitations diminuent légèrement (-0,1 mm/jour)

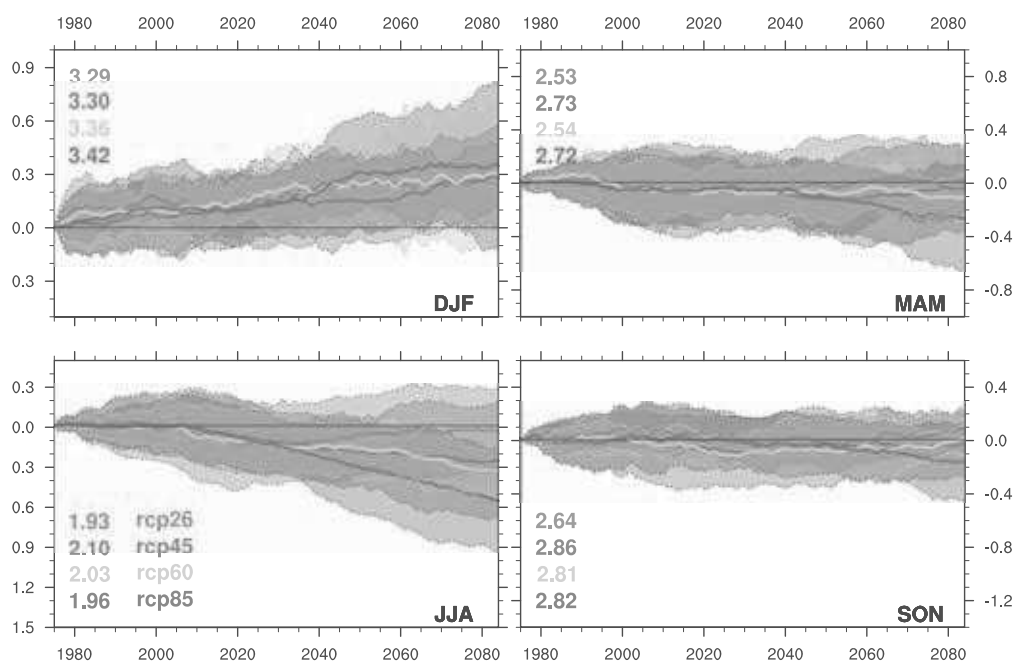


FIGURE 5.2: Idem que la figure 5.1 pour les précipitations (mm/jour).

jusqu'en 2030 pour ensuite se stabiliser à $-0,05$ mm/jour, presque au niveau de la climatologie de référence. Sous les deux scénarios intermédiaires, les RCP4.5 et RCP6.0, les GCM simulent en été une diminution quasi-linéaire avec le temps des précipitations, à partir de la période centrée sur 2010, pour atteindre $-0,3$ mm/jour à la fin du siècle. L'incertitude climatique totale est forte pour le scénario RCP4.5, suffisamment pour que les GCM ne s'accordent pas, selon l'intervalle à [5%-95%], sur le signe du changement de précipitations à la fin du siècle. Par contre, pour le scénario aux plus fortes émissions, le RCP8.5, les GCM s'accordent, toujours selon l'intervalle à [5%-95%], sur une diminution des précipitations, de $0,6$ mm/jour en moyenne d'ensemble sur les GCM. L'incertitude climatique totale augmente toujours au cours de la période pour atteindre $0,8$ mm/jour à la fin du siècle.

Pour les saisons intermédiaires, printemps et automne, les GCM ne simulent que peu ou pas de changements de précipitations, exception faite du scénario RCP8.5 pour lequel la moyenne d'ensemble sur les GCM se démarque des autres au printemps et tend vers une diminution des précipitations d'environ $0,3$ mm/jour à la fin du XXI^{ème} siècle.

5.2 Changements des précipitations désagrégées

Si l'évolution des précipitations désagrégées est cohérente avec l'évolution des précipitations simulées par les GCM, alors une plus grande confiance peut-être accordée à la fois

en la méthode de désagrégation mais aussi en la capacité des GCM à simuler correctement les changements de précipitations sur la France. Toutefois, si les changements de précipitations désagrégés sont différents de ceux simulés par les GCM, il ne sera pas possible de savoir qui, de la méthode de désagrégation statistique ou des GCM, est erroné. La méthode de désagrégation statistique est certes capable de reproduire correctement les changements de précipitations en modèle parfait, mais les changements de précipitations simulés par les RCM ENSEMBLES sont généralement moins intenses que ceux simulés par les GCM CMIP5, surtout en été.

Les précipitations désagrégées permettent d'avoir une représentation spatiale plus précise des changements de précipitations. Ils sont parfois contrastés sur le pays, selon la saison et selon le scénario. Une idée précise des changements de précipitations à l'échelle locale est nécessaire pour comprendre et interpréter les changements hydrologiques. Seule la désagrégation des précipitations est abordée dans cette partie. La température désagrégée est corrigée pour reproduire au mieux l'augmentation de température simulée par les GCM (Chapitre 3) et n'est donc pas évoquée ici. Les changements de température désagrégés sont donc, après correction et en moyenne sur la France, très proches de ceux simulés par les GCM (Figure 3.7).

5.2.1 Précipitations désagrégées

Les précipitations désagrégées de l'ensemble du tableau 2.1 sont comparées aux précipitations directement simulées par les GCM, en moyenne sur la France. Les changements moyens de précipitations désagrégés ainsi que l'incertitude climatique totale associée (tous les deux estimés de la même manière que dans la partie précédente) sont plutôt cohérents avec ceux simulés directement par les GCM (Figure 5.3). Seul l'été présente des différences notables.

En hiver, en terme de moyenne d'ensemble, les changements de précipitations sur la France (environ 0,3 mm/jour) sont identiques à ceux simulés directement par les GCM pour les quatre scénarios. L'estimation de l'incertitude climatique totale varie toujours de manière importante et augmente au cours de la période. Au printemps et en automne, les résultats de la désagrégation, que cela soit pour les moyennes d'ensemble ou pour l'incertitude climatique totale, sont eux aussi très proches des simulations des GCM.

En été, la diminution des précipitations est plus importante après désagrégation que dans les simulations des GCM. Pour tous les scénarios, alors que la diminution des précipitations ne commence qu'au début du siècle dans les GCM (environ 2010 ± 15 ans), elle démarre, après désagrégation, dès le début de la période étudiée. Cette diminution reste quasi-linéaire avec le temps pour tous les scénarios jusqu'en 2030. A partir de

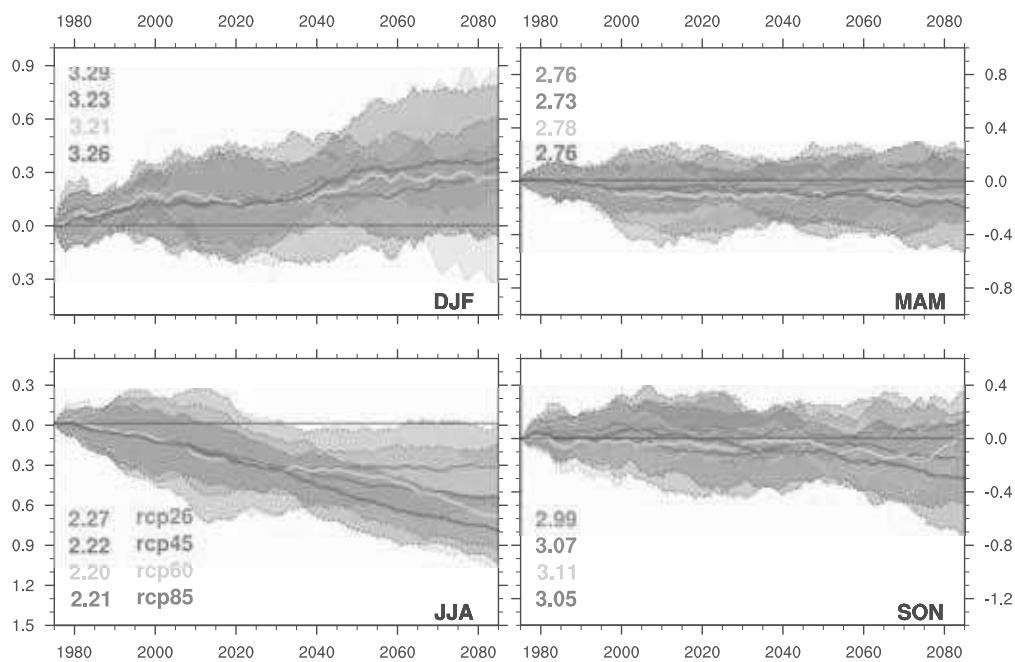


FIGURE 5.3: Idem que la figure 5.2 pour les précipitations désagrégées (mm/jour) avec la méthode des analogues en utilisant la réanalyse atmosphérique ERA-Interim pour l'apprentissage et les observations Safran.

cette date, les précipitations se stabilisent dans le RCP2.6, diminuent à un rythme plus modéré pour les RCP4.5 et RCP6.0 alors qu'elles continuent de diminuer au même rythme pour le RCP8.5. Alors que les GCM ne simulent que très peu de changements pour le scénario RCP2.6, nous atteignons, après désagrégation, une diminution de 0,3 mm/jour des précipitations pour la période 2070-2100. Pour le scénario RCP8.5, les précipitations diminuent de 0,8 mm/jour.

L'incertitude climatique totale estimée sur les précipitations désagrégées en été est plus faible que celle estimée sur les précipitations des GCM. De plus, elle n'augmente pas pendant la période, contrairement à celle estimée sur les précipitations des GCM. Il est effectivement possible que la méthode de désagrégation corrige en partie certains mécanismes des GCM et réduise donc cette incertitude climatique totale. Il est aussi possible que la méthode de désagrégation ne soit pas capable de reproduire toute la variabilité des précipitations simulées par les GCM. Sur ce point, il n'est pas possible de trancher et de savoir qui des GCM ou de la méthode de désagrégation donne les changements les plus justes. Ces différences entre les résultats de la désagrégation statistique et les GCM restent limitées.

Comme pour les températures simulées par les GCM, les changements de précipitations, directement simulées par les GCM, ou bien désagrégées, sont très similaires à ceux présentés par Terray et Boé (2013). Seules des différences apparaissent en été, les changements de précipitations désagrégées étant plus intenses que ceux simulés par les GCM.

L'ensemble de GCM utilisés ici donne des résultats représentatifs de ceux présentés pour un ensemble de GCM plus large, à la fois en terme de moyenne d'ensemble et d'incertitude climatique totale.

5.2.2 Cohérence de la désagrégation avec les modèles climatiques

Pour caractériser plus finement les différences entre les modèles CMIP5 et les résultats de la désagrégation spatiale des précipitations, les changements relatifs de précipitations sur la France des GCM à la fin du XXI^{ème} sont comparés aux changements relatifs de précipitations des mêmes GCM désagrégés avec la méthode des analogues (Figure 5.4).

De manière générale, les changements moyens désagrégés sont cohérents avec les changements moyens simulés par les GCM. Pour toutes les saisons à l'exception de l'été, les simulations suivent relativement bien la droite $y=x$. Les différences de changements de précipitations d'une simulation d'un GCM et de sa désagrégation statistique excèdent rarement les 10% en moyenne sur la France, quelle que soit la saison. De plus, ces différences sont nettement plus faibles que les différences dues aux GCM pour un même scénario, au minimum 20% entre les deux simulations présentant les changements minimum et maximum d'un scénario. Enfin, les différences entre les changements de précipitations simulés par les GCM et ceux désagrégés par la méthode des analogues ne sont jamais systématiques en moyenne sur la France, ce qui confirme la pertinence de l'approche multi-modèles climatiques. En moyenne multi-modèles, la méthode de désagrégation suit donc les changements simulés par les GCM en hiver, au printemps et en automne.

En été, en considérant tous les scénarios, deux grands comportements se dégagent. Le premier groupe constitué des simulations présentant les changements de précipitations les plus faibles (supérieurs à -25% dans les GCM) et le second groupe avec les simulations aux changements les plus intenses (inférieurs à -30% dans les GCM). Logiquement nous retrouvons principalement des simulations sous le scénario RCP8.5 dans le second groupe alors que toutes les simulations RCP2.6 se trouvent dans le premier groupe. Dans le premier groupe, les changements de précipitations sont quasi-systématiquement plus intenses après désagrégation, à l'exception d'une simulation. Pour le second groupe, les changements de précipitations sont, à l'inverse, quasi-systématiquement moins intenses après désagrégation.

Il a pourtant été montré que la méthode de désagrégation donnait des résultats satisfaisant en été dans le cadre du modèle parfait (Chapitre 3). Les changements de précipitations analysés dans le modèle parfait sont moins intenses, ce qui pourrait éventuellement expliquer ces différences. Cette explication est contredite par la figure 5.4. En effet, les différences les plus importantes entre les changements de précipitations

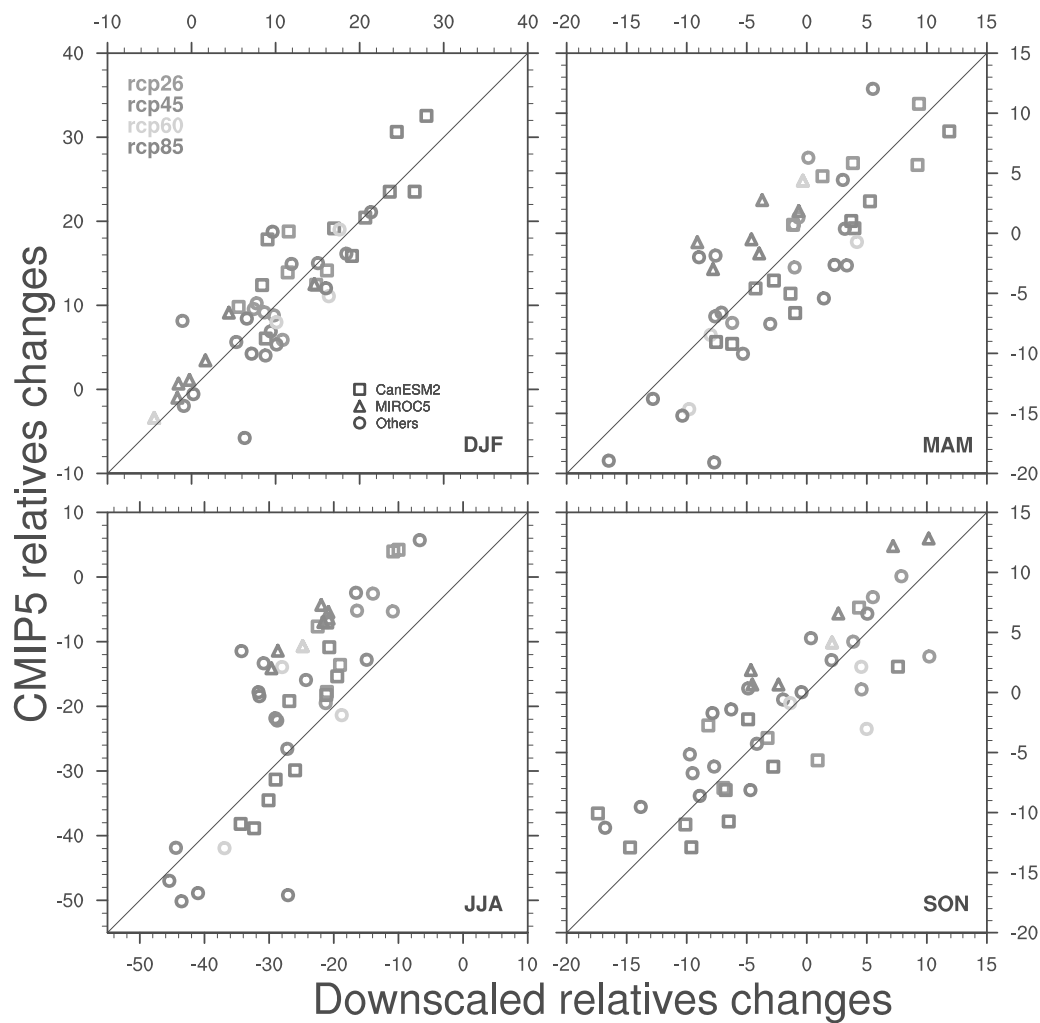


FIGURE 5.4: Changements saisonniers relatifs des précipitations des GCM (%) en fonction des changements saisonniers relatifs des précipitations désagrégées (%) à partir du même GCM. Les changements sont calculés entre les périodes 1960-1990 et 2070-2100. Une couleur correspond à un scénario, un carré aux membres du modèle CanESM2, un triangle aux membres du modèle MIROC5 et un rond à tous les autres membres. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-October-Novembre.

simulés par les GCM, et ceux obtenus avec les précipitations désagrégées sont plus fortes lorsque les changements sont les plus faibles.

La résolution peut également avoir un impact sur les changements moyens en France. Les précipitations moyennes dans le climat présent sur les Alpes sont, par exemple, mieux reproduites par la méthode de désagrégation que par les GCM. Les précipitations moyennes sur les Alpes, du fait de l'orographie, sont plus fortes après désagrégation que celles simulées par les GCM, les changements bruts peuvent donc être plus intenses sur cette région dans la désagrégation.

Enfin, les différences en été peuvent également être liées aux prédictors du GCM, ou bien, aux précipitations simulées par le GCM. Il est possible que pour certains GCM, les liens entre les prédictors et les précipitations ne soient pas correctes, du moins différents de ceux entre la réanalyse ERA-Interim et Safran. L'application du modèle parfait aux GCM donnerait des éléments sur ce point.

S'il n'est pas possible de conclure sur les différences de changements de précipitations en été entre les GCM et la désagrégation statistique, ils restent tout de même très proches et les différences de changements entre le GCM et la désagrégation restent inférieures aux différences dues aux GCM.

5.2.3 Précipitations désagrégées sur la France

Les précipitations désagrégées permettent d'avoir une représentation spatiale plus précise des changements de précipitations que ceux directement simulés par les GCM. La résolution des GCM ne permet pas toujours de correctement prendre en compte les effets de l'orographie et de la variabilité spatiale importante des précipitations. La désagrégation statistique des précipitations montre que les différences spatiales peuvent être importantes selon la saison, le scénario ou l'échéance considérée (Figures 5.5 et 5.6)

Au milieu du siècle (2035-2065), les changements relatifs de précipitations sont peu différents d'un scénario à l'autre, comme nous avons déjà pu le constater sur les moyennes spatiales (Figure 5.3).

En hiver, les précipitations désagrégées augmentent légèrement sur une grande partie du pays alors qu'elles ne changent pas pour le sud, exception faite du pourtour méditerranéen. En été, les précipitations désagrégées diminuent nettement sur tout le pays avec un gradient d'intensité nord-sud, les changements étant plus intenses au sud du pays qu'au nord. Au printemps les précipitations désagrégées diminuent sur toute la façade atlantique, le pourtour méditerranéen et les Pyrénées. Sur le reste du pays peu ou pas de changements sont donnés par la désagrégation statistique des GCM. En

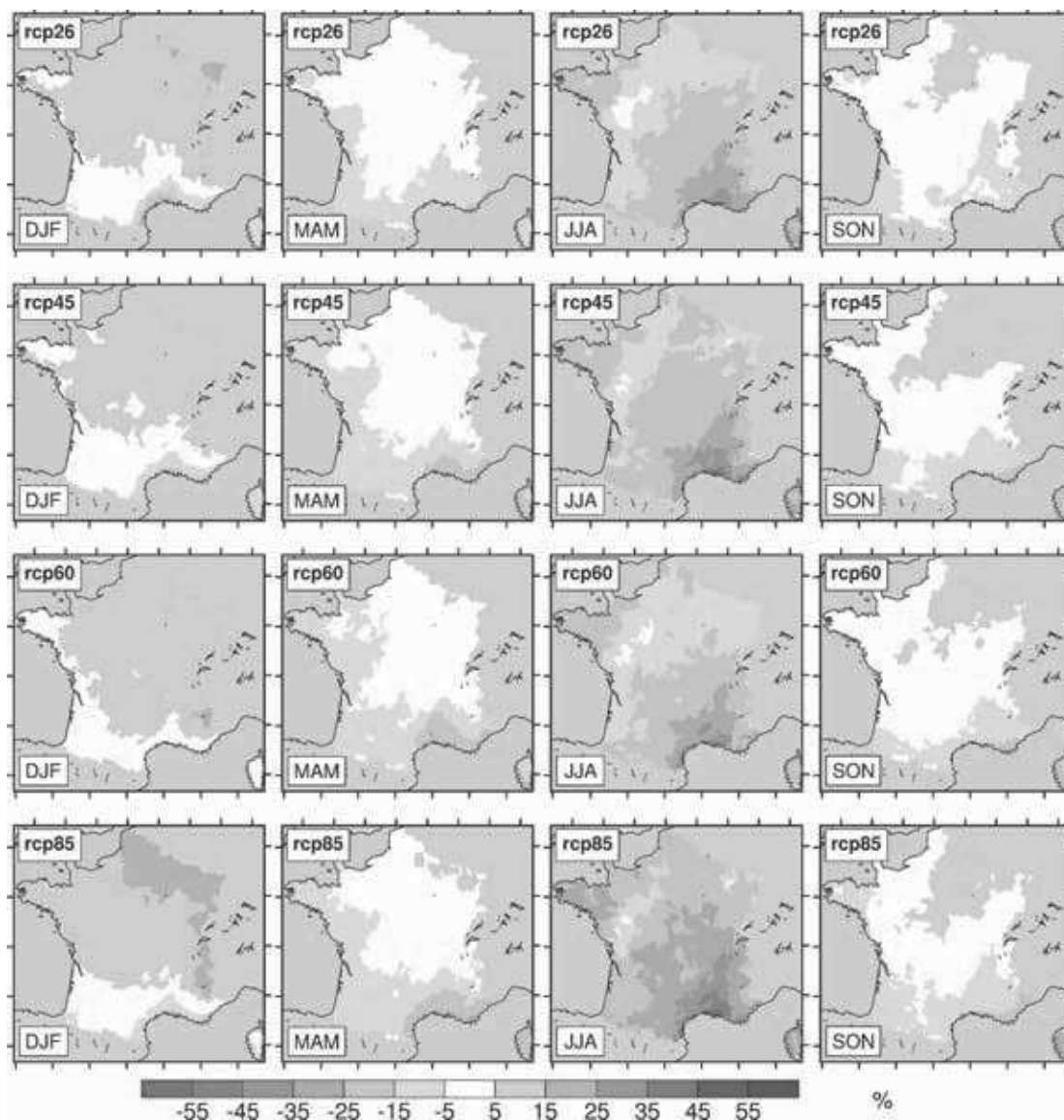


FIGURE 5.5: Moyenne d'ensemble des changements saisonniers relatifs de précipitations désagrégées (%) sur la période 2035-2065 par rapport à la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP. Les ensembles de GCM sont différents pour chaque scénario (voir Tableau 2.1). Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-October-Novembre.

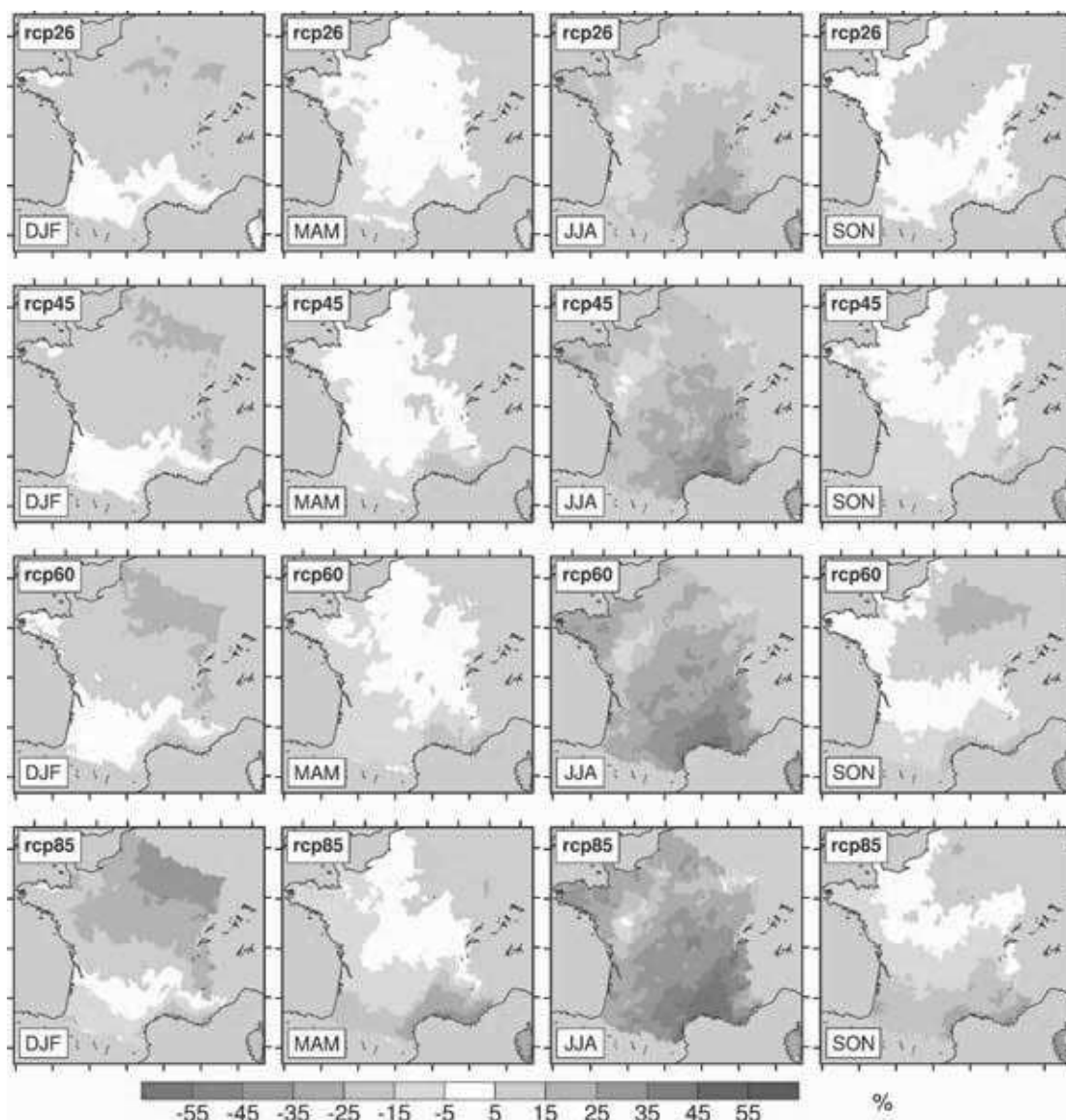


FIGURE 5.6: Idem que pour la figure 5.5 pour la période 2070-2100.

automne, les précipitations désagrégées diminuent toujours dans le sud du pays et augmentent légèrement dans le nord-est du pays.

A la fin du siècle, sur la période 2070-2100, les résultats sont assez similaires à ceux observés au milieu du siècle en terme de structure spatiale. Pour les scénarios RCP2.6 et RCP4.5, les précipitations désagrégées n'évoluent que marginalement entre le milieu et la fin du XXI^{ème} siècle comme le suggéraient les séries de la figure 5.3. Pour les RCP6.0 et RCP8.5, les changements de précipitations désagrégées présentent les mêmes structures spatiales entre le milieu et la fin du XXI^{ème} siècle, mais sont nettement plus intenses pour la période 2070-2100. Pour le scénario RCP8.5, les précipitations désagrégées diminuent toute l'année dans le sud du pays, de plus de moitié en été dans les Bouches-du-Rhône.

Toujours avec le scénario RCP8.5, l'augmentation des précipitations en hiver est franche dans le nord du pays, plus de 25% dans le quart nord-est.

Des études de régionalisation des précipitations sur l'Europe, à l'aide de RCM, ont déjà été réalisées par le passé. Une partie d'entre eux, résultats du projet ENSEMBLES, a déjà été présentée dans le chapitre 2 et dans l'article (Dayon *et al.*, 2015). Les RCM ENSEMBLES simulent également, en moyenne d'ensemble, un dipôle de changement des précipitations en hiver ainsi qu'un gradient nord-sud de diminution des précipitations en été. Si la structure spatiale des changements est proche de celle obtenue ici, les scénarios d'évolution de la concentration des GES sont différents. Il est donc difficile d'aller plus loin.

Le récent projet de régionalisation sur l'Europe, Euro-Cordex, a été réalisé en utilisant des GCM CMIP5 pour le forçage des RCM. Les scénarios d'évolution de la concentration des GES sont donc les mêmes que ceux utilisés ici, et une partie des GCM est également identique. Les précipitations annuelles simulées par ces RCM présentent un dipôle de changements qui s'intensifie avec la concentration des GES, toujours avec une augmentation au nord et une diminution au sud (Jacob *et al.*, 2013). Les simulations d'Euro-Cordex n'étant disponibles que depuis peu de temps, les études détaillées des changements de précipitations dans ces simulations sont encore en cours.

Un étude de l'impact du changement climatique sur le climat en France a été réalisée spécifiquement pour la France à la demande du Ministère de l'Écologie, du Développement durable et de l'Énergie. Pour cette étude, des simulations régionales sur la France ont été réalisées en utilisant deux modèles régionaux et deux GCM forceurs. Le rapport de cette étude (Jouzel *et al.*, 2014), conclu sur une augmentation des précipitations hivernales à la fin du XXI^{ème} pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. En été, les précipitations diminuent pour un RCM et augmente pour le second. Si ces résultats ne sont pas incompatibles avec les résultats obtenus dans de précédentes études, une augmentation des précipitations en été en France et en Europe reste peu probable, quel que soit le scénario considéré (Déqué *et al.*, 2007; van Der Linden et Mitchell, 2009). Les changements de précipitations simulés par les GCM sont également cohérents, aux détails liés à la résolution près, avec les résultats des RCM (Stocker *et al.*, 2013a; Terray et Boé, 2013). Ces résultats montrent l'importance d'aborder une étude de l'impact du changement climatique avec le plus de modèles climatiques possibles afin d'échantillonner au mieux les incertitudes dues à ces modèles.

5.3 Incertitudes et variabilité interne

Les changements moyens de précipitations décrits dans la partie précédente sont robustes, dans le sens qu'ils sont en cohérence avec les résultats de nombreuses études précédentes, qu'elles aient été réalisées à partir des GCM (Stocker *et al.*, 2013a; Terray et Boé, 2013), ou des RCM (Déqué *et al.*, 2007; van Der Linden et Mitchell, 2009). Les incertitudes associées à ces changements moyens peuvent toutefois être importantes : à la fin du siècle, presque 1 mm/jour en hiver et 0,8 mm/jour en été pour le RCP8.5 (Figures 5.2 et 5.3). Dans cette partie, l'incertitude climatique totale est estimée afin d'être mise en perspective avec l'incertitude due à la variabilité interne. Cette dernière peut être particulièrement importante pour les prochaines décennies, elle n'est pas totalement réductible et souvent de même amplitude que l'incertitude climatique totale (Terray et Boé, 2013). Il convient toutefois de rester prudent, l'estimation de l'incertitude due à la variabilité interne n'étant réalisée qu'avec les précipitations désagrégées de deux GCM disposant chacun de trois membres ou plus pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (CanESM2 et MIROC5).

Comme précédemment sur les projections de température et de précipitations moyennes en France, l'incertitude climatique totale est considérée comme étant l'incertitude due aux GCM et due à la variabilité interne. Ici, l'influence de l'incertitude climatique totale sur les changements de précipitations est estimée à [5%-95%] par $\pm 1,64$ écart-type calculés sur les changements moyens de précipitations entre les deux périodes. La moyenne d'ensemble des changements de précipitations et l'écart-type sont pondérés par le nombre de membres disponibles pour chaque GCM. L'influence de l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de précipitations désagrégées est estimée pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 avec les simulations des GCM CanESM2 et MIROC5. Pour chaque membre d'un scénario pour un GCM, la moyenne d'ensemble des changements de précipitations des membres du GCM, utilisée comme estimateur du signal du changement climatique, est retirée. Ensuite, les membres de deux GCM sont regroupés pour estimer l'impact de l'incertitude due à la variabilité interne. Elle est estimée à [5%-95%] en calculant $\pm 1,64$ écart-type entre les changements de précipitations obtenus avec les membres des deux GCM. L'impact de l'incertitude due à la variabilité interne est donc estimée à partir de 8 simulations issues de deux GCM différents, 15 simulations sont utilisées pour l'estimation de l'incertitude climatique totale pour le scénario RCP4.5 et 14 simulations pour le scénario RCP8.5 (Tableau 2.1).

De manière générale, l'incertitude climatique totale sur les changements de précipitations désagrégées est systématiquement plus forte pour la période 2070-2100 que pour les périodes 2015-2045 et 2035-2065 (Figure 5.7). Cela est cohérent avec ce que nous avons pu remarquer pour tous les GCM sur la figure 5.3. Au milieu du siècle, elle est générale-

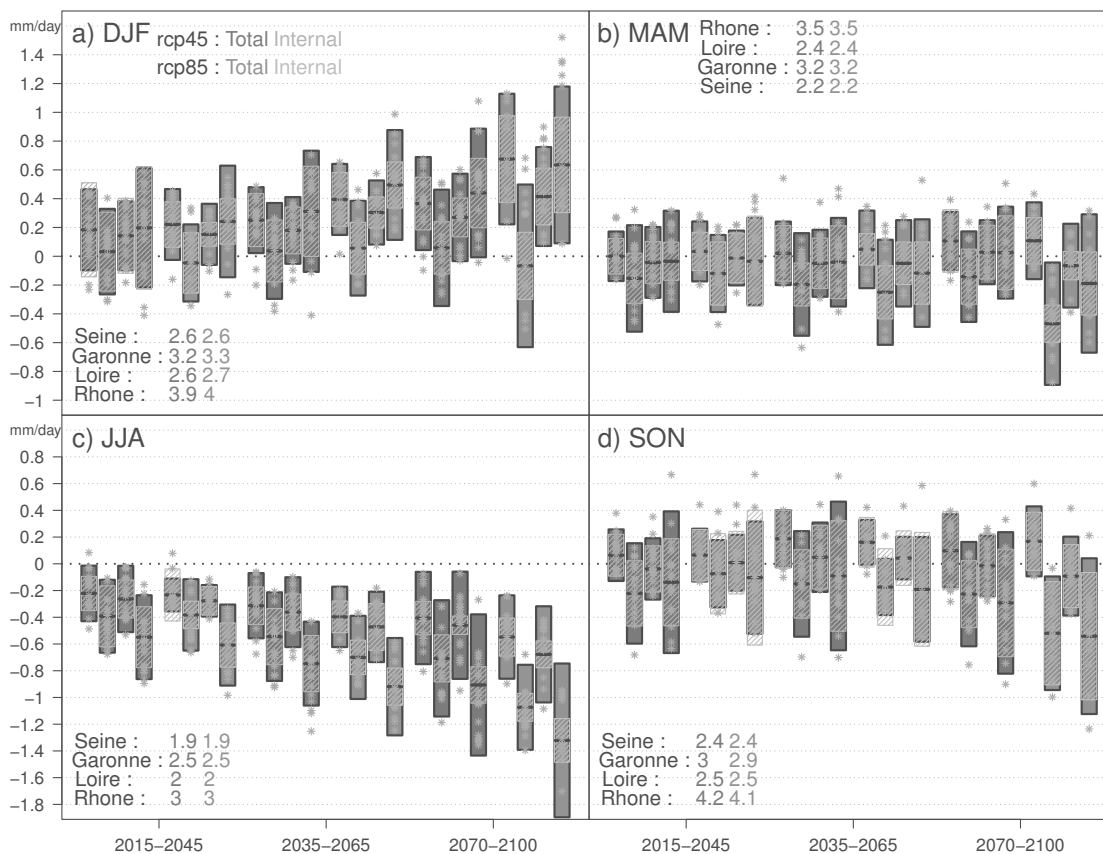


FIGURE 5.7: Changement de précipitations désagrégées (mm/jour) par rapport à la période 1960-1990 pour le milieu du siècle (2035-2065) et la fin du siècle (2070-2100) pour le scénario RCP4.5 (bleu) et le scénario RCP8.5 (rouge). La barre horizontale centrale de chaque rectangle est la moyenne d'ensemble sur les simulations disponibles, le rectangle plein représente l'estimation à [5%-95%] de l'incertitude climatique totale sur les changements et le rectangle hachuré représente l'incertitude à [5%-95%] due à la variabilité interne sur les changements (voir le texte pour les détails de l'estimation de ces incertitudes). Les étoiles vertes indiquent les changements pour chaque simulation étudiée. La moyenne d'ensemble climatologique des précipitations désagrégées sur la période de référence est indiquée pour chaque bassin versant pour le scénario RCP4.5 (bleu) et le scénario RCP8.5 (rouge). Pour chaque groupe de quatre rectangles, de gauche à droite : la Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-October-Novembre.

ment égale pour les quatre bassins versants et les deux scénarios. Par contre, à la fin du siècle, l'incertitude totale est plus grande pour les bassins de la Garonne et du Rhône.

L'influence de la variabilité interne sur les changements de précipitations désagrégées est, sauf en hiver dans les prochaines décennies et en automne, systématiquement inférieure à l'impact de l'incertitude climatique totale. L'influence de la variabilité interne est la plus faible en été. Par contre, contrairement à l'incertitude climatique totale, l'impact de la variabilité interne n'évolue pas au cours de la période et semble stable. L'importance de

l'incertitude due à la variabilité interne et sa stationnarité dans le temps sont compatibles avec les estimations réalisées par (Terray et Boé, 2013).

5.4 Changements à +2°C

La Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC) a proposé, dans l'accord issu de la conférence de Copenhague en 2009, de réduire les émissions de GES afin de maintenir l'augmentation globale de la température de l'air par rapport à l'ère pré-industrielle en-dessous de 2°C. Il a été montré que le seuil des 2°C sera dépassé dans les prochaines décennies sans une réduction importante des émissions des GES (Joshi *et al.*, 2011). Par contre, dans le cas d'une réduction importante de ces GES comme dans le scénario RCP2.6, seule la moitié des GCM simule un dépassement de ce seuil (Terray et Boé, 2013). L'augmentation de la température globale de 2 °C est, a priori, le réchauffement minimal auquel les états doivent se préparer. Avoir une idée de ces impacts "minimaux" sur le cycle hydrologique est donc intéressant afin de déterminer si des mesures d'adaptation pourraient être nécessaires en France, même pour l'objectif d'atténuation globale atteint.

L'évolution du forçage radiatif, ainsi que la combinaison de chacun des agents forceurs sont différents entre les scénarios. La réponse du système climatique à ces différentes trajectoires de forçage sont, a priori, différentes, et toutes équiprobables. De plus, avec l'approche utilisée, lorsque les 2°C sont atteints le système climatique est encore en phase transitoire, il n'a pas atteint son état stationnaire, il n'y a donc pas unicité du climat à 2°C. Il n'est donc pas garanti que les impacts sur le climat en France d'une augmentation de la température globale de 2°C soient les mêmes pour tous les scénarios. Il est donc, dans un premier temps, nécessaire d'évaluer l'influence du scénario sur les changements de température et de précipitations en France. Si cette influence du scénario sur les changements climatiques en France à +2°C est faible, il est possible de regrouper les simulations de tous les scénarios. Ce plus grand ensemble de simulations permettrait, d'estimer plus précisément l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de précipitations en France.

5.4.1 Franchissement des 2°C et cohérence des scénarios

Même si le franchissement du seuil des 2°C est presque sûr pour les scénarios autres que le RCP2.6, la date de franchissement de ce seuil est très variable d'un membre à l'autre, qu'il soit issu du même GCM ou non. La date de franchissement est définie comme la date centrale de la première période de 31 ans pour laquelle les 2°C d'augmentation

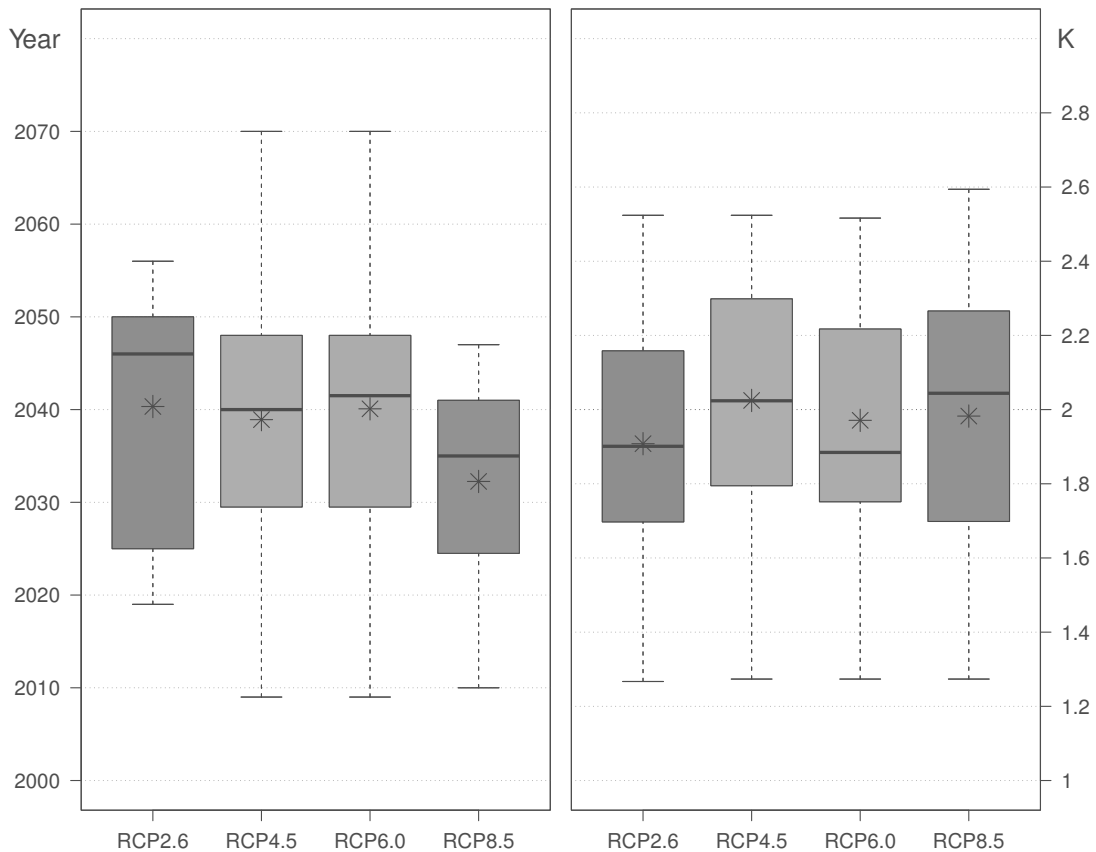


FIGURE 5.8: A gauche : boîtes à moustaches de l'année de la première période de 31 ans pour laquelle l'augmentation de température globale atteint 2°C. Les croix représentent la moyenne d'ensemble des dates de franchissement du seuil. Le premier membre de chaque GCM est utilisé pour chaque scénario. A droite : Idem qu'à gauche pour les changements de température moyenne en France (°C) par rapport à la période 1880-1909. Une boîte à moustaches représente la distribution des dates de franchissement des 2°C (ou de changements de température) de l'ensemble des simulations utilisées. Les boîtes pleines indiquent le 25^{ème}, 50^{ème} et 75^{ème} quantile. La longueur des moustaches vaut 1,75 fois l'écart inter-quartile ou s'étendent jusqu'au maximum (minimum).

de la température globale sont atteints (Figure 5.8). L'anomalie de température est calculée par rapport à l'ère pré-industrielle, ici la période 1880-1909 comme dans Joshi *et al.* (2011). Ici, lorsque plusieurs membres d'un même GCM sont disponibles pour un scénario, seul le premier est utilisé.

Le franchissement des 2°C intervient en moyenne entre 2030 et 2040 pour tous les scénarios, quelques années après 2030 pour le RCP8.5, 2040 pour les autres scénarios. L'examen des courbes du tableau 2.2 montrent que cela est cohérent avec les forçages radiatifs de chaque scénarios. Aux alentours de 2040, les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP6.0 ont des forçages radiatifs assez proches, niveau de forçage atteint quelques années plus tôt par le scénario RCP8.5. Pour un même scénario, le RCP4.5 par exemple, l'incertitude climatique totale est très forte, certains GCM simulent un passage des 2°C dès 2010 et d'autres en 2070 seulement. Les changements de température annuelle

en France, associés à un réchauffement global de 2°C sont, en moyenne d'ensemble, proches des 2°C quel que soit le scénario. L'incertitude sur le réchauffement en France due aux GCM est d'environ 1°C pour tous les scénarios. L'incertitude sur la date de franchissement due aux GCM est donc nettement plus forte que l'incertitude due aux scénarios considérés. Il semble donc raisonnable de considérer que l'augmentation de la température en France pour un réchauffement global de 2°C n'est pas dépendante de la vitesse d'augmentation du forçage radiatif, et donc du scénario.

5.4.2 Changements des précipitations en France à +2°C

Les changements de précipitations à 2°C relatifs à la période 1960-1990 pour chaque scénario et chaque saison (Figure 5.9) permettent de vérifier que l'indépendance aux scénarios de la réponse du forçage radiatif est aussi valable pour les précipitations. Cette fois-ci, toutes les simulations pour lesquelles le seuil des 2°C est franchi sont utilisées, c'est-à-dire que plusieurs membres d'un même GCM pour un scénario peuvent être utilisés. Les changements moyens de précipitations à +2°C sont donc estimés par une moyenne d'ensemble pondérée par le nombre de membres du GCM.

Les changements de précipitations désagrégées à +2°C sont différents uniquement pour le scénario RCP2.6, et ces différences ne sont que marginales. Dans le scénario RCP2.6, les précipitations ne diminuent pas sur la façade atlantique au printemps et sur le sud-ouest du pays en automne. De légères différences sont également visibles sur la Normandie et le nord du pays en été (Figure 5.9). Pour cette analyse, les ensembles d'un scénario à l'autre sont différents et ne sont constitués que de peu de membres, particulièrement pour les scénarios RCP2.6 et RCP6.0. L'influence de la variabilité interne sur le signal moyen de changement des précipitations n'est donc certainement pas totalement négligeable et peut expliquer les différences de changements de précipitations entre les scénarios.

Une nouvelle fois, il semble raisonnable de considérer que les changements de précipitations désagrégées pour un réchauffement global de 2°C ne sont pas dépendants du scénario.

En regroupant les simulations de tous les scénarios, nous avons désormais à notre disposition un ensemble bien plus large de plus de 40 simulations, le nombre de modèles reste par contre le même. L'estimation de l'influence de la variabilité interne sur les changements moyens de précipitations désagrégées est donc de meilleure qualité.

Les changements de précipitations à +2°C sur les quatre principaux bassins versants français pour toutes les saisons (Figure 5.10) sont très proches de ceux obtenus sur la période 2035-2065 avec le scénario RCP4.5 (Figure 5.7). Le principal intérêt de regrouper

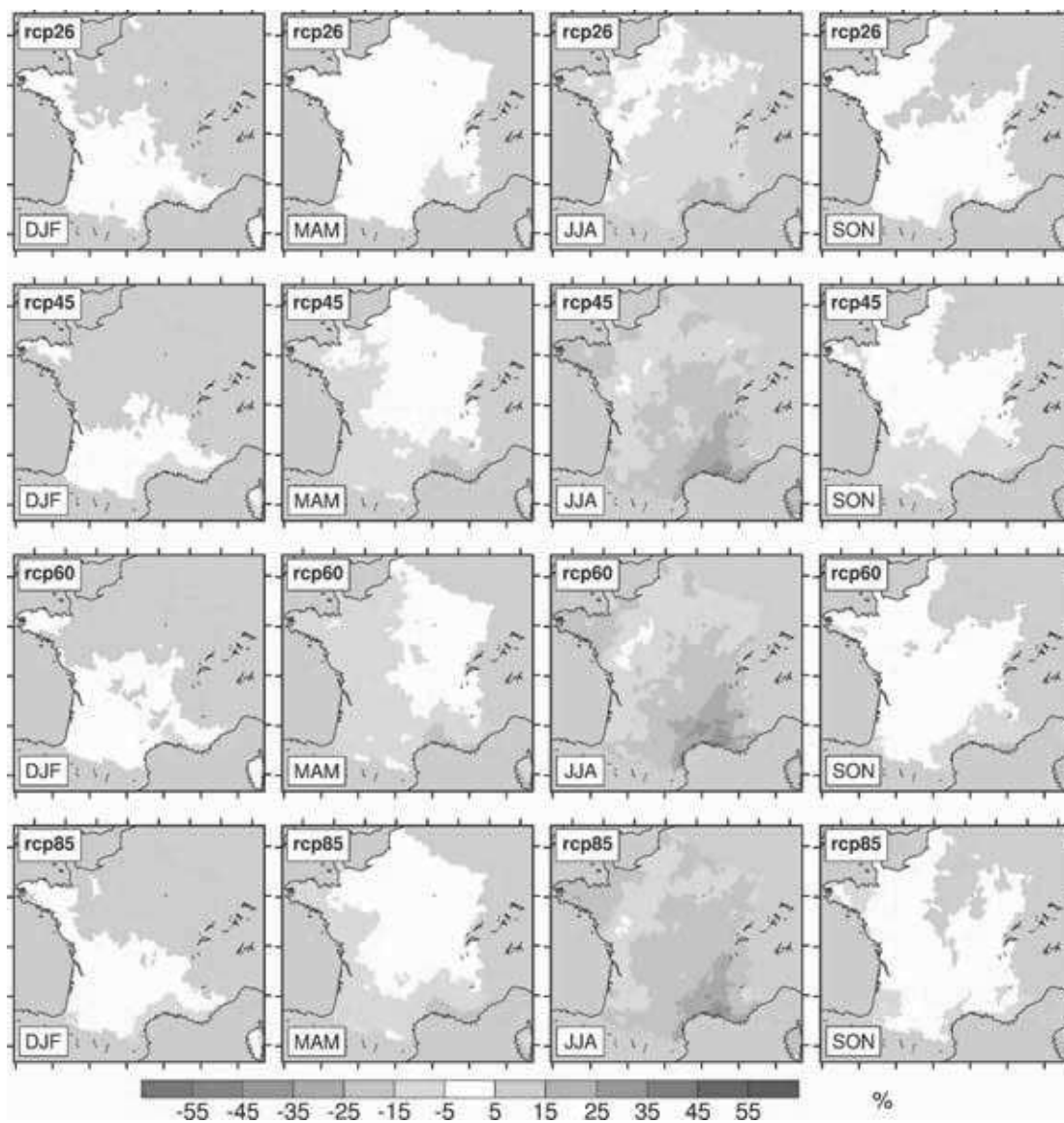


FIGURE 5.9: Moyenne d'ensemble des changements saisonniers relatifs des précipitations désagrégées (%) en France par rapport à la période 1960-1990 pour les périodes de 31 ans autour des dates où le seuil des 2°C est atteint pour les quatre scénarios RCP. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre.

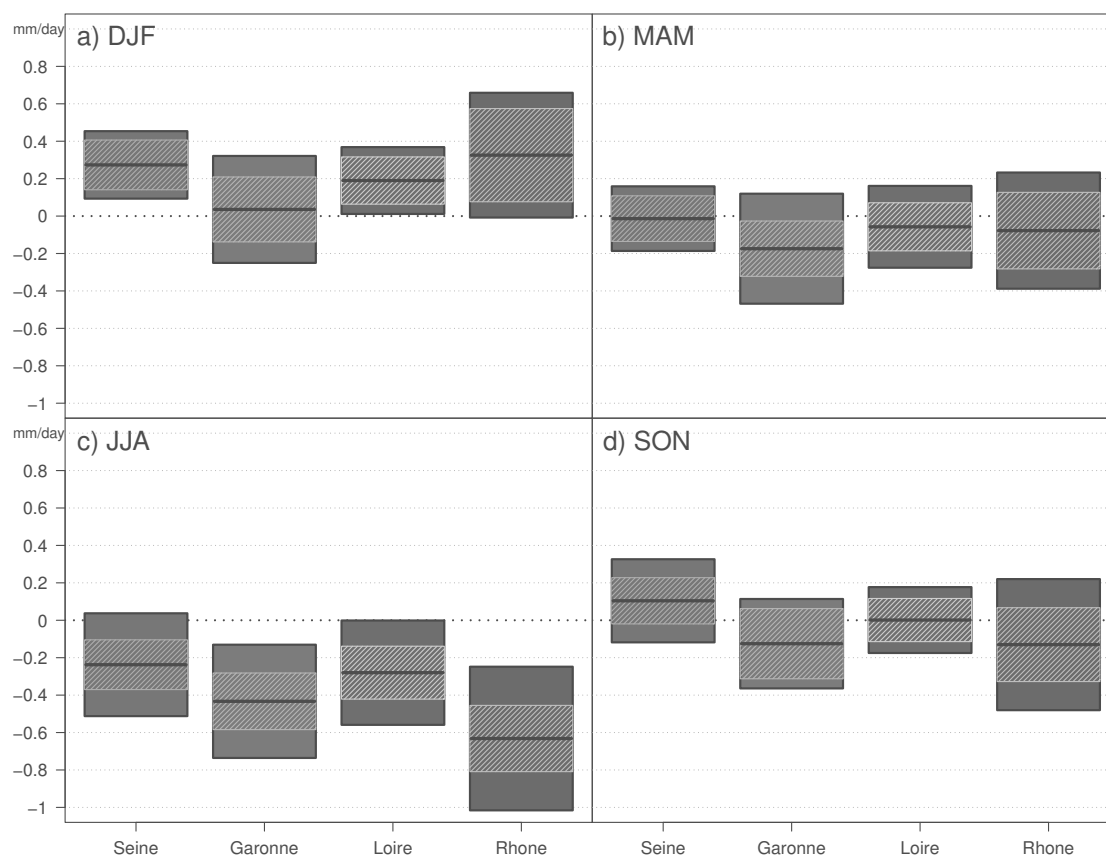


FIGURE 5.10: Changements saisonniers des précipitations (mm/jour) par rapport à la période 1960-1990 pour les périodes de 31 ans autour des dates où le seuil des 2°C est atteint. La barre horizontale centrale de chaque rectangle est la moyenne d'ensemble sur les simulations disponibles, le rectangle plein représente l'estimation à [5%-95%] de l'incertitude climatique totale sur les changements de précipitations et le rectangle hachuré représente l'incertitude à [5%-95%] due à la variabilité interne sur les changements. Toutes les simulations où le seuil des 2°C est atteint sont regroupées, quel que soit le scénario. Voir le texte pour le détail sur l'estimation des incertitudes et le regroupement de toutes les simulations. Les changements sont représentés pour les stations de la Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre.

les membres de tous les scénarios est que nous avons, à nombre de modèle égal et si l'indépendance aux scénarios est vraie, une estimation plus robuste des changements car nous avons plus de membres pour un même GCM.

Pour toutes les saisons, l'influence de la variabilité interne sur les changements de précipitations est importante et parfois presque égale à l'influence de l'incertitude climatique totale. A part en été, les changements de précipitations sont faibles sur les quatre bassins versants. Au printemps et en automne, les précipitations n'évoluent sur aucun des bassins versants alors qu'elles augmentent légèrement en hiver. Les impacts les plus forts d'une augmentation de la température globale de 2°C sur les précipitations se font sentir

en été. Les précipitations diminuent sur les quatre bassins versants, particulièrement sur les bassins de la Garonne à Tonneins et du Rhône à Beaucaire.

Si l'augmentation de la température globale est effectivement maintenue à 2°C, les impacts sur les précipitations en France n'en resteront pas moins importants en été. La diminution des précipitations sera plus importante dans le sud du pays et nécessitera certainement un changement des pratiques.

Synthèse

Objectifs

- Évaluer les changements de précipitations dans les modèles climatiques globaux, désagrégés à l'aide de la méthode décrite dans le chapitre 3, ainsi que leur cohérence avec les changements directement simulés par ces mêmes modèles climatiques.
- Quantifier l'importance relative des incertitudes dues aux modèles climatiques, à la variabilité interne ainsi qu'aux scénarios sur les changements de précipitations.
- Évaluer les impacts sur les précipitations pour l'objectif de réchauffement maximal de 2°C fixé par la communauté internationale.

Résultats

- Les changements de température et de précipitations sur la France simulés par l'ensemble de modèles climatiques utilisé dans ce travail est représentatif, en terme de changements moyens et d'incertitude climatique totale, d'un ensemble plus large de modèles climatiques CMIP5. Les changements les plus forts sont simulés avec le scénario RCP8.5 et les plus faibles avec le scénario RCP2.6. A la fin du siècle en hiver, la température moyenne augmente de $0,6 \pm 0,7^\circ\text{C}$ pour le scénario RCP2.6 et $2,6 \pm 0,8^\circ\text{C}$ pour le RCP8.5. En été, le réchauffement est de $1,0 \pm 1,5^\circ\text{C}$ pour le scénario RCP2.6 et $6,3 \pm 2,0^\circ\text{C}$ pour le RCP8.5.
- Les changements, en moyenne sur la France, de précipitations désagrégées avec la méthode des analogues en utilisant la réanalyse atmosphérique ERA-Interim et les observations Safran sont globalement cohérents avec les changements de précipitations simulés par les modèles climatiques. A la fois en terme de moyenne d'ensemble sur les modèles climatiques et d'incertitudes climatiques dues aux modèles climatiques et à la variabilité interne. Les seules différences sont en été, les changements de précipitations désagrégées sont alors plus forts que ceux simulés par les modèles climatiques. L'incertitude due aux modèles climatiques et à la variabilité interne est plus faible après désagrégation.
- À la fin du siècle en hiver, les précipitations désagrégées augmentent, d'environ $0,30 \pm 0,15$ mm/jour pour le scénario RCP2.6 et de $0,38 \pm 0,40$ mm/jour pour le RCP8.5. En été, les précipitations désagrégées diminuent de $0,30 \pm 0,30$

mm/jour pour le scénario RCP2.6 et de $0,80 \pm 0,25$ mm/jour pour le scénario RCP8.5. Au niveau spatial, les précipitations augmentent en automne et en hiver sur la moitié nord du pays et diminuent sur le sud. Au printemps, elles augmentent légèrement sur le quart nord-est et diminuent dans le sud du pays et sur la façade atlantique. Les changements relatifs les plus forts sont en été, avec une diminution entre 5% et 35% (selon le scénario) sur la moitié nord et entre 15% et plus de 55% (toujours selon le scénario) sur le sud du pays.

- L'incertitude climatique totale, l'incertitude due à la fois aux modèles climatiques et à la variabilité interne, sur les changements de précipitations et celle uniquement due à la variabilité interne ont été estimées pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Sur les quatre bassins versants étudiés, l'incertitude due à la variabilité interne est stationnaire et l'incertitude climatique totale augmente au cours du siècle. L'incertitude due la variabilité interne sur les changements de précipitations est la plus importante en automne et la plus faible en été. Dans les prochaines décennies et au milieu du siècle, l'impact de la variabilité interne sur les changements de précipitations est presque aussi fort que l'impact de l'incertitude climatique totale.
- L'augmentation de la température globale de 2°C par rapport à l'ère pré-industrielle sera atteinte entre 2030 et 2040 en moyenne sur les GCM, selon le scénario considéré. Les changements climatiques en France pour cette augmentation de température ne sont pas dépendants du scénario. A +2°C, les principaux changements sont à attendre en été, avec une diminution des précipitations sur l'ensemble du pays, bien que plus forte dans le sud. Sur les bassins versants de la Garonne à Tonneins et du Rhône à Beaucaire, les précipitations diminueront, en moyenne d'ensemble, de 0,4 mm/jour et 0,6 mm/jour.

Chapitre 6

Projections hydrologiques en France

Cette ultime partie est l'aboutissement de l'ensemble des éléments présentés dans les chapitres précédents. La méthode de désagrégation statistique, présentée dans le chapitre 3, a été utilisée pour désagréger un ensemble de GCM présenté dans le chapitre 2. Les résultats de la désagrégation, présentés dans le chapitre 5, ont ensuite été utilisés pour forcer les modèles hydrologiques Isba-Modcou et Mordor, présentés eux aussi dans le chapitre 2, afin d'étudier les impacts sur le cycle hydrologique du changement climatique en France.

Les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique continental, ainsi que les différences dues à chacun des scénarios d'évolution des concentrations en GES seront étudiés dans ce chapitre. Une attention plus particulière sera portée à l'évolution des débits, la variable du cycle hydrologique peut-être la plus importante en terme d'impact pour les sociétés. L'évaluation des incertitudes dues aux modèles climatiques et à la variabilité interne sera donc réalisée plus en détail sur les changements des débits, même si d'autres variables du cycle seront également étudiées.

Si l'objectif des 2°C fixé par la communauté internationale est tenu, la diminution des précipitations peut tout de même être assez importante en été (Chapitre 5). Associée à l'augmentation de la température de l'air, elle aussi proche de 2°C en moyenne annuelle sur la France, les impacts sur le cycle hydrologique pourraient être tout aussi importants. Si ce sont les impacts minimaux auxquels nous devons nous préparer, il est utile de les connaître en détail pour élaborer les stratégies d'adaptation à venir. D'autant plus que cette augmentation de la température devrait être atteinte d'ici 2035 (Chapitre 5).

La désagrégation d'une partie des GCM a également été utilisée pour forcer le modèle hydrologique Mordor, sur une vingtaine de bassins versants, afin d'évaluer la sensibilité des changements de débits au modèle hydrologique. Le modèle Mordor est un modèle conceptuel, une méthode de modélisation très différente de celle du modèle Isba-Modcou. La sensibilité des changements du cycle hydrologique aux modèles hydrologiques utilisés sera donc examinée sur ces bassins versants.

6.1 Changements moyens du cycle hydrologique

Les changements du cycle hydrologique à l'échéance 2100 ne sont pas nécessairement très utiles pour l'élaboration des prochaines stratégies d'adaptation. L'étude de la fin du siècle permet de maximiser le signal du changement climatique ainsi que les différences entre les scénarios et de tirer ainsi des conclusions plus robustes. Il est également utile de regarder toutes les variables du cycle hydrologique pour comprendre les mécanismes des changements hydrologiques.

Les débits des rivières sont importants pour la production électrique, l'irrigation et la consommation domestique dans de nombreuses régions, l'évolution des débits des rivières est donc un des aspects particulièrement importants des impacts du changement climatique. De plus, les périodes de débits extrêmes peuvent déjà être critiques pour les populations, leur évolution dans le futur est également un élément important de l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique.

6.1.1 Le cycle hydrologique à la fin du siècle

Une première information en terme d'impacts hydrologiques du changement climatique est de savoir s'il y aura dans le futur, sur un bassin versant donné, plus ou moins d'eau apportée au pas de temps annuel, et comment elle sera répartie entre les différentes composantes du cycle hydrologique continental (Figure 6.1).

L'intensité des changements est quasi-systématiquement plus importante pour un forçage radiatif plus important, à l'exception près de l'évapotranspiration sur le bassin versant de la Garonne. Dans ce cas, alors qu'une augmentation de l'évapotranspiration de presque 0,1 mm/jour est simulée avec le scénario RCP2.6, une très faible augmentation de l'évapotranspiration est attendue en moyenne d'ensemble pour le scénario RCP8.5 (Figure 6.1). La diminution très forte des précipitations sur ce bassin versant, -0,55 mm/jour pour le scénario RCP8.5, suggère que l'évapotranspiration est limitée par la quantité d'eau disponible dans le sol.

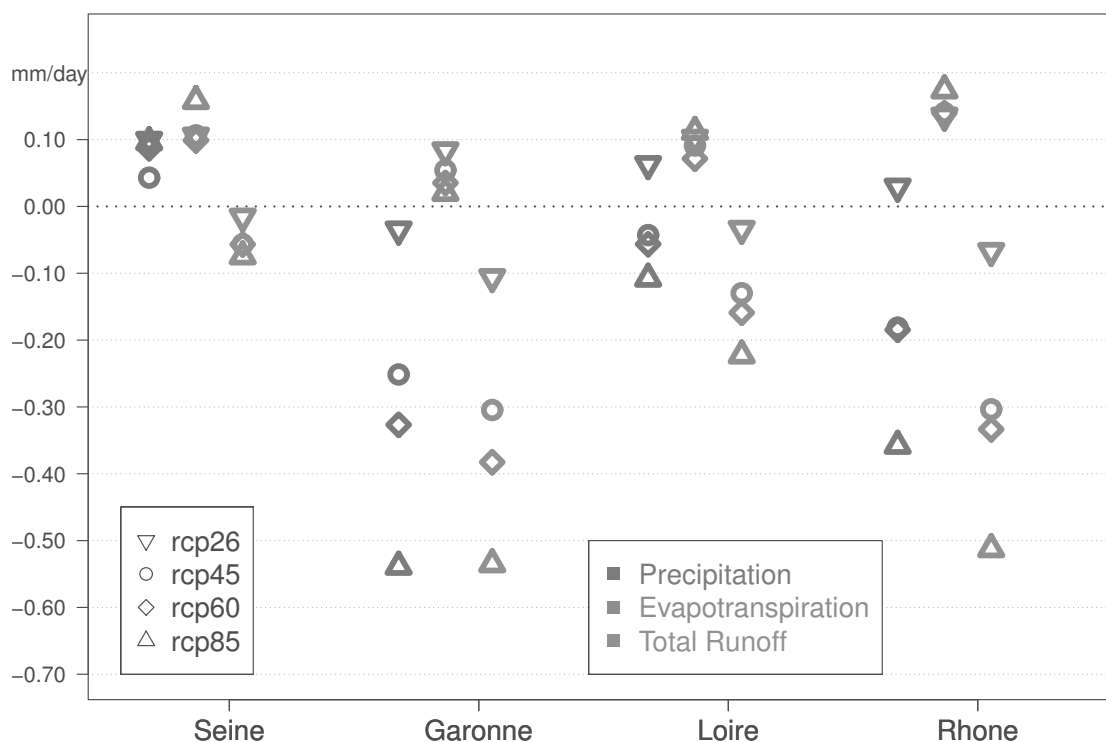


FIGURE 6.1: Moyenne d'ensemble des changements annuels (mm/jour) des variables du cycle hydrologique à la fin du siècle (2070-2100) par rapport à la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP sur les quatre grands bassins versants français : la Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire.

Sur le bassin versant de la Seine, l'augmentation des précipitations annuelles permet de soutenir l'augmentation de la demande évaporative. Seule une faible diminution du ruissellement total est simulée par Isba. Sur la Loire et le Rhône, l'évapotranspiration augmente systématiquement, entre 0,1 mm/jour et 0,2 mm/jour selon le scénario et le bassin versant, malgré une diminution importante des précipitations (Figure 6.1).

Pour mieux comprendre les changements annuels du cycle hydrologique, et particulièrement de l'évapotranspiration, les changements saisonniers de chacune des variables sont étudiés (Figure 6.2) à la fin du siècle pour chacun des scénarios RCP.

Comme sur les précipitations, les changements d'évapotranspiration et de ruissellement total sont plus importants pour un forçage radiatif plus important, quel que soit le bassin versant considéré (Figure 6.2). Les changements simulés avec les scénarios RCP4.5 et RCP6.0 sont souvent très proches, voir identiques, ce qui est cohérent avec les températures et les précipitations simulées par les GCM (Figures 5.1 et 5.2), elles aussi proches pour ces deux scénarios. Les projections réalisées pour ces deux scénarios sont proches, malgré des forçages radiatifs différents en fin de siècle (Figure 2.2), en raison du faible échantillonnage pour le scénario RCP6.0 (Tableau 2.1).

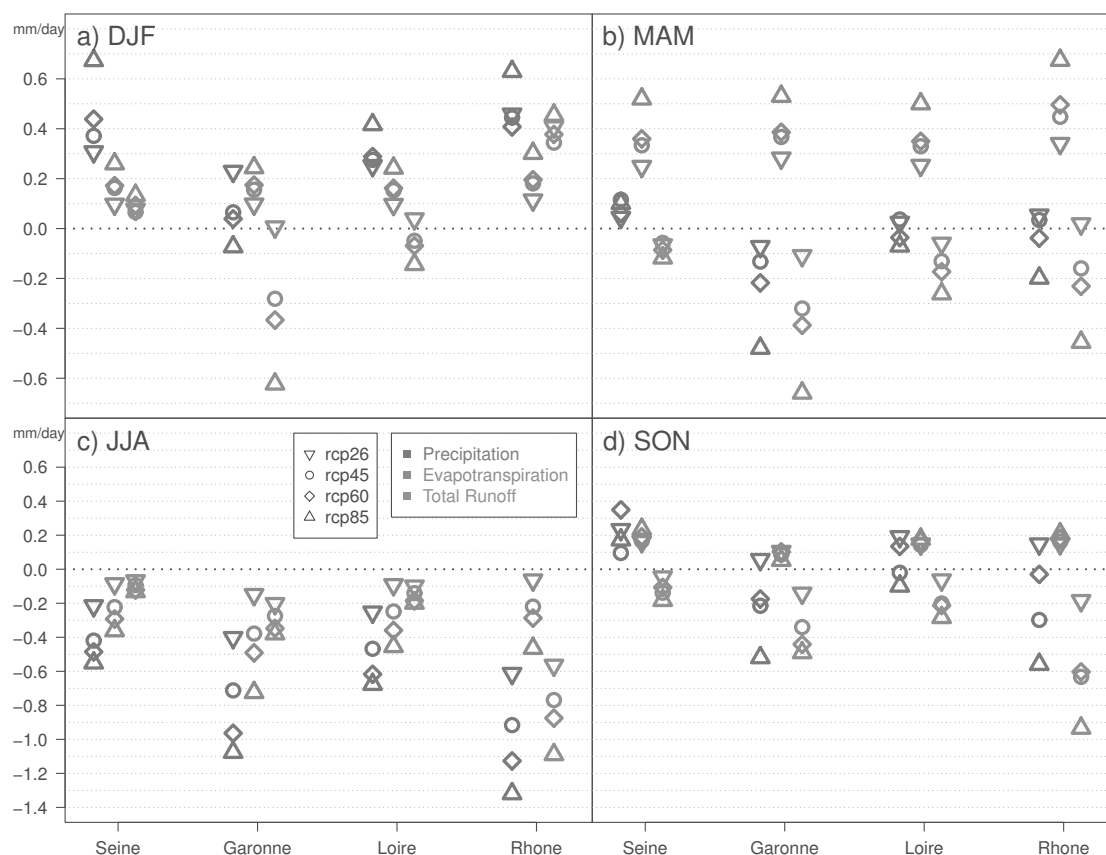


FIGURE 6.2: Moyenne d'ensemble des changements saisonniers (mm/jour) des variables du cycle hydrologique pour les quatre scénarios par rapport à la période 1960-1990 pour la fin du siècle (2070-2100) sur les quatre grands bassins versants français : la Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-October-Novembre.

En hiver et au printemps, l'évapotranspiration augmente sur les quatre bassins versants et cette augmentation est d'autant plus importante que le forçage radiatif est important, autour de 0,2 mm/jour en hiver et 0,4 mm/jour au printemps (Figure 6.2). En hiver, l'évapotranspiration est actuellement limitée par l'énergie disponible et cela semble rester généralement le cas dans les projections hydrologiques. L'humidité des sols en hiver, évaluée ici avec un indice d'humidité des sols (Soil Wetness Index - SWI), ne change pas pour le scénario RCP2.6. Elle diminue légèrement sur la moitié nord du pays pour les autres scénarios (Figure 6.3). Dans le sud du pays, la diminution de l'humidité du sol est plus importante, entre 10% et 18%.

En été, le déficit d'eau se fait sentir sur tout le cycle hydrologique des quatre bassins versants. Toutes les variables diminuent (Figures 6.2 et 6.3). Encore une fois, les diminutions sont plus importantes pour les scénarios les plus sévères en émissions de GES. En été, l'évapotranspiration diminue en raison de la forte diminution de l'humidité du

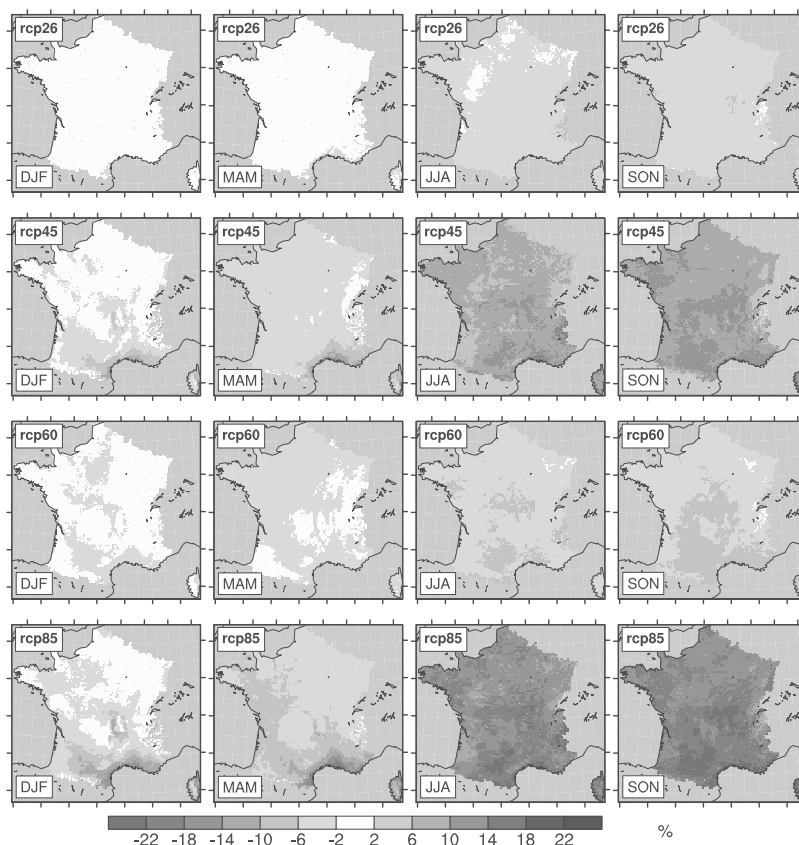


FIGURE 6.3: Moyenne d'ensemble des changements saisonniers relatifs (%) de SWI pour les quatre scénarios par rapport à la période 1960-1990 pour la fin du siècle (2070-2100). Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-Octobre-Novembre.

sol (Figure 6.3). Les stocks d'eau dans le sol à la fin du printemps ne sont plus suffisants pour soutenir toute la demande évaporative en été.

Sur la Seine, le cycle saisonnier du ruissellement est légèrement renforcé. Alors que le ruissellement total diminue pour toutes les saisons, il augmente légèrement en hiver. Sur la Loire et la Garonne, le ruissellement diminue pour toutes les saisons. Sur le Rhône, l'augmentation des précipitations liquides pendant l'hiver (non montré) contribue largement à l'augmentation du ruissellement. La diminution des précipitations solides en hiver amène une diminution du stock de neige en fin d'hiver (non montré), ce qui contribue à la légère diminution du ruissellement au printemps.

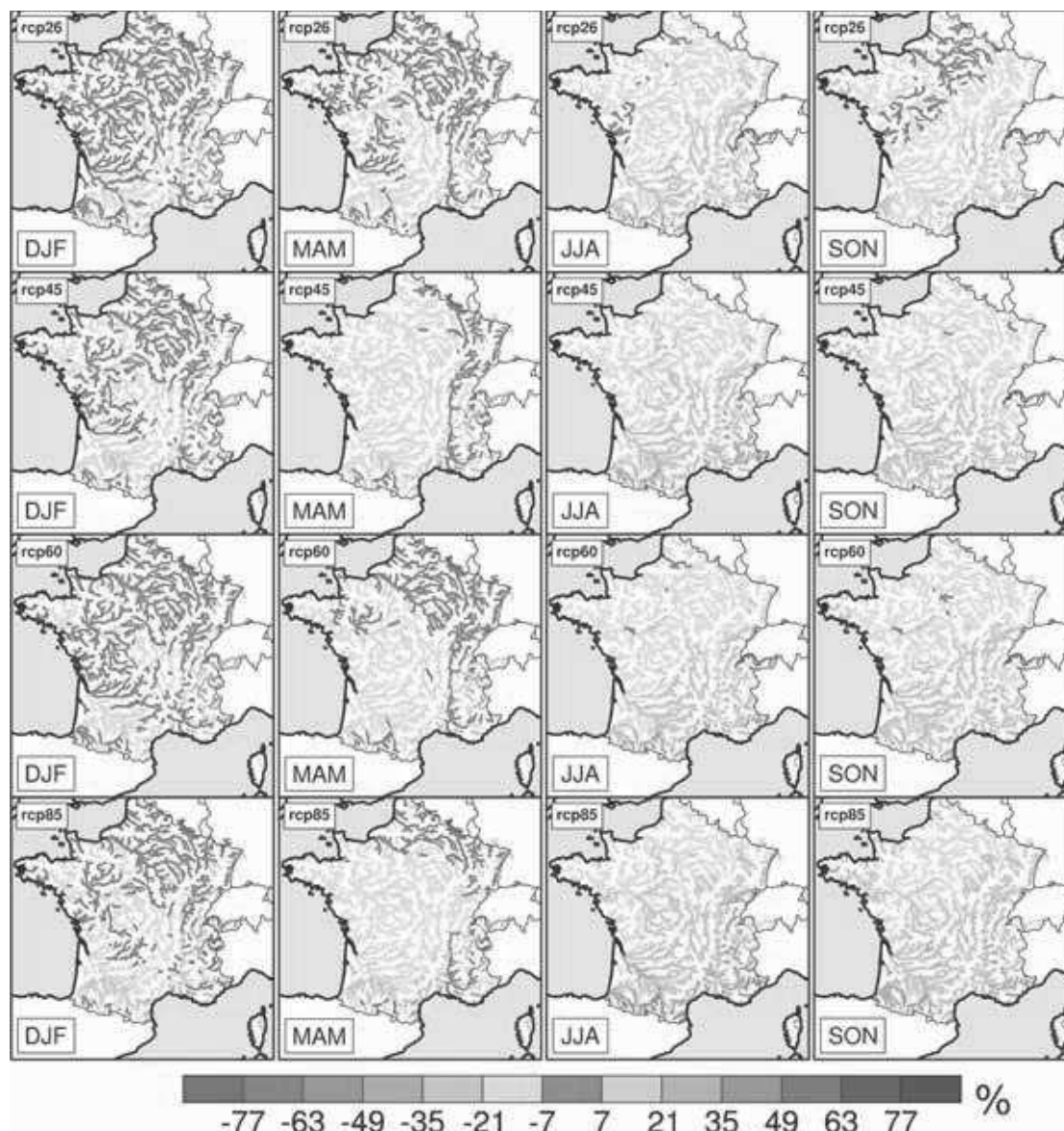


FIGURE 6.4: Moyenne d'ensemble des changements saisonniers relatifs (%) au milieu du siècle (2035-2065) relatifs à la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP sur le réseau hydrographique de Modcou. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-Octobre-Novembre.

6.1.2 Diminution des débits

Les changements saisonniers moyens de débits pour chacun des scénarios sont calculés sur l'ensemble du réseau hydrographique du modèle Modcou au milieu du siècle (2035-2065, Figure 6.4) et à la fin du siècle (2070-2100, Figure 6.5) afin d'évaluer l'évolution de la disponibilité des eaux de surface au cours de l'année.

Au milieu du siècle, les changements en hiver sont modérés. Pour tous les scénarios, les débits augmentent sur les bassins versants alpins ainsi que très légèrement dans les

Pyrénées (Figure 6.4). Sur les Alpes, la quantité totale de précipitations augmente et la quantité de précipitations solides diminue fortement à cause de l'augmentation de la température. Une plus faible quantité de l'eau apportée en hiver est donc stockée sous forme de neige jusqu'à la fonte printanière. A cause de la forte pente en montagne, l'eau ruisselle immédiatement et participe à l'augmentation des débits hivernaux. Les bassins versants des Alpes sont généralement très aménagés, et l'influence des barrages n'est pas prise en compte par le modèle hydrologique. Il est donc probable que l'augmentation des débits en hiver soient, en partie, modérée par le stockage artificiel. Pour le reste du pays en hiver, aucun changement majeur n'est attendu pour le scénario RCP2.6. Pour les trois autres scénarios, les débits sur la moitié sud du pays diminuent, entre 7% et 21% (Figure 6.4).

En été, dès le milieu du siècle, les changements de débits sont négatifs sur tout le pays, quel que soit le scénario considéré (Figure 6.4). Le même gradient nord-sud déjà observé sur les précipitations se retrouve sur les débits, les changements sont plus intenses dans le sud du pays que dans le nord. Les diminutions relatives les plus importantes se trouvent sur l'amont des bassins de l'Adour, de la Garonne et du Var, avec des intensités d'environ -50% au milieu du siècle avec le scénario RCP8.5 (Figure 6.4).

La situation en automne est assez similaire à l'été. Les débits diminuent sur l'ensemble du pays à l'exception de la Seine et de la Somme et de quelques affluents de la Loire pour le scénario RCP2.6 (Figure 6.4). Là aussi, la diminution des débits est plus importante dans le sud du pays que dans le nord.

A la fin du siècle (2070-2100), la situation est plus contrastée entre les scénarios mais également au niveau spatial (Figure 6.5). Cela est cohérence avec l'augmentation des différences entre les scénarios et des contrastes spatiaux déjà observés sur les changements de précipitations (comparaison des figures 5.5 et 5.6). Les changements moyens de débits simulés par Modcou sont plutôt similaires pour les scénarios RCP4.5 et RCP6.0. Ils sont par contre très différents entre les deux scénarios extrêmes, le RCP2.6 et le RCP8.5 (Figure 6.5).

En hiver, les débits augmentent légèrement dans les Alpes et les Pyrénées pour le scénario RCP2.6, pour les mêmes raisons qu'au milieu du siècle. Avec le scénario RCP8.5, les débits, soutenus par l'augmentation des précipitations (Figure 5.6), augmentent sur le quart nord-est alors qu'ils ne changeaient pas au milieu du siècle. L'augmentation des débits dans les Alpes est nettement plus forte qu'au milieu du siècle, comme la diminution des débits dans la moitié sud du pays (Figure 6.5).

En été, les débits se stabilisent entre le milieu et la fin du siècle avec le scénario RCP2.6 (Figures 6.4 et 6.5), tout comme les précipitations (Figures 5.5 et 5.6). Avec le scénario

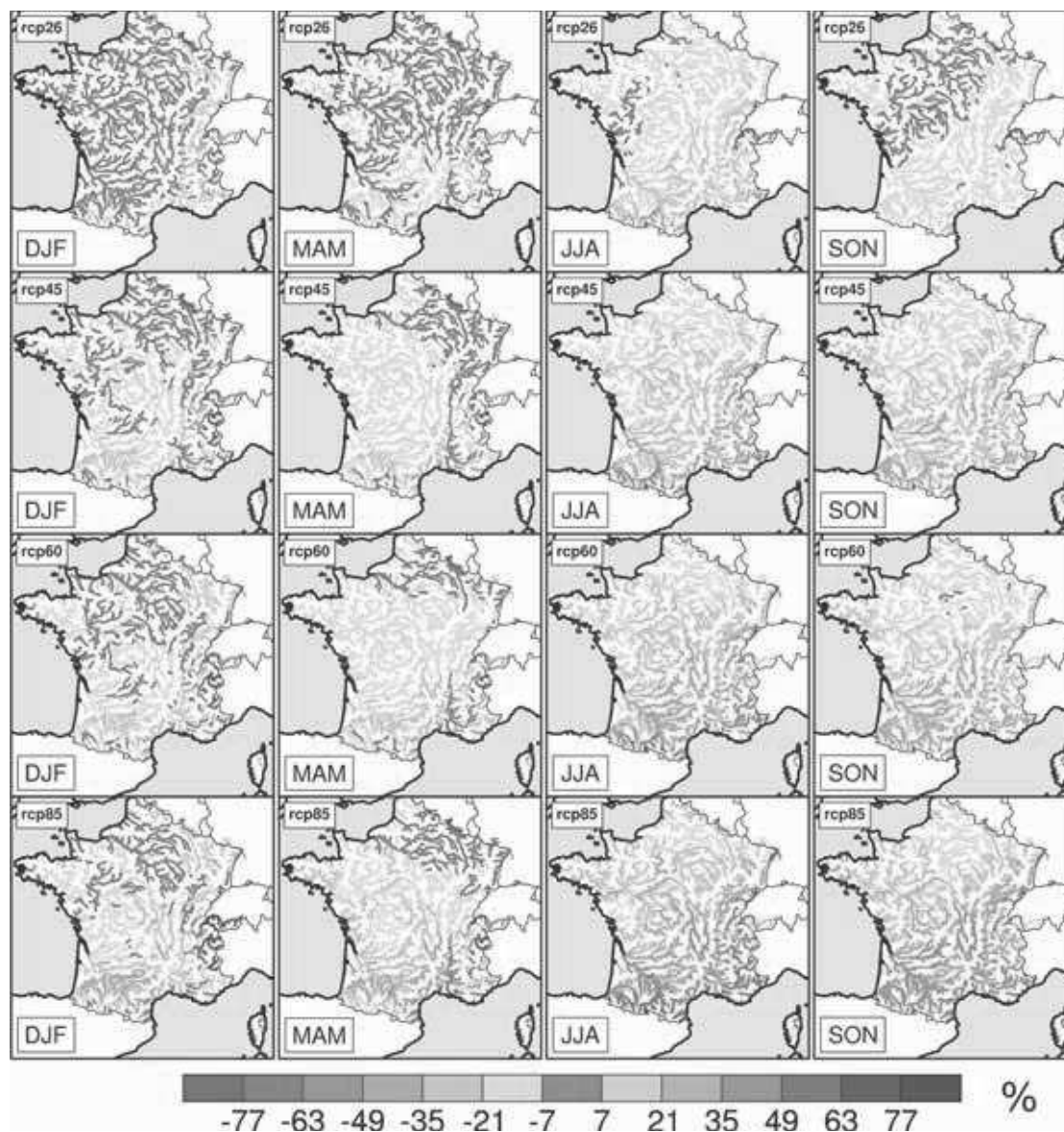


FIGURE 6.5: Idem que la figure 6.4 pour la fin du siècle (2070-2100).

RCP8.5, les débits sur la moitié nord du pays évoluent peu entre la moitié et la fin du siècle, le contraste spatial est par contre renforcé par la forte diminution des débits dans le sud du pays (Figure 6.5).

Les changements de débits présentés ici ne sont pas directement comparables avec les études réalisées précédemment (Chapitre 1). Les scénarios d'évolution de la concentration des GES sont différents, tout comme les modèles climatiques utilisés. Certaines conclusions restent tout de même identiques d'une étude à l'autre. Les changements les plus forts de débits sont attendus en été, que cela soit sur certaines régions (Ducharne *et al.*, 2005, 2011; Magand, 2014) ou bien sur la France entière (Boé *et al.*, 2009; Chauveau *et al.*, 2013). Dans notre cas, la baisse est généralisée à l'ensemble du pays quel que soit le scénario.

Les principales différences avec les études précédentes sont en hiver sur le quart nord-est du pays. Quel que soit le scénario considéré, les débits sur les bassins versants de la Seine et de la Somme ne changent pas d'ici le milieu du siècle, et augmentent dans certains cas à la fin du siècle. Dans les études précédentes, la tendance est plutôt à la diminution des débits en hiver dans cette région, d'environ 20% dans Ducharne *et al.* (2005), Boé *et al.* (2009) et Habets *et al.* (2013). Ces différences s'expliquent en partie par la différence des changements de précipitations sur le nord de la France. Dans les études citées, les précipitations en hiver n'augmentent que très légèrement sur le bassin versant de la Seine. Dans notre cas, les précipitations augmentent entre 5 et 15%, en moyenne sur les GCM, d'ici le milieu du siècle. Pour le scénario RCP8.5, l'augmentation des précipitations est même de plus de 15% sur le nord-est (Figure 5.5). Les modèles régionaux du projet Ensembles (van Der Linden et Mitchell, 2009), ainsi que les modèles CMIP5 (Terry et Boé, 2013) simulent une augmentation des précipitations en hiver sur le nord-est de la France, ce qui irait plutôt dans le sens des changements obtenus dans notre étude.

6.1.3 Étiages et crues

La gestion des débits extrêmes est déjà un enjeu dans le climat actuel. Les périodes de sécheresse, notamment celle de 2003 en Europe, ont eu des impacts importants sur l'économie (European Commission, 2007). L'évolution des étiages est donc un des enjeux majeurs du changement climatique.

La baisse généralisée des débits en été sur la France peut laisser présager que les étiages seront également plus sévères. Pour s'en assurer, les changements du débit mensuel annuel d'une période de retour de 5 ans (QMNA5) sont évalués pour chacun des scénarios sur l'ensemble du réseau hydrographique de Modcou (Figure 6.6). Le QMNA5 est estimé de manière empirique sur une période de 31 ans.

Sans une stabilisation rapide des émissions de GES, les débits d'étiages vont diminuer sur l'ensemble du pays (Figure 6.6). Même en suivant le scénario RCP2.6, les débits d'étiage vont diminuer sur toute la moitié sud du pays. Seules la Seine, la Somme et une partie de la Loire ne verront pas leurs étiages évoluer pour ce scénario. Les changements les plus forts sont attendus dans le sud du pays, particulièrement sur le sud-ouest. Sur la Garonne par exemple, avec le scénario RCP8.5, les débits d'étiages vont, en moyenne sur les GCM, diminuer de plus de 50%.

La probabilité que les débits mensuels minimaux annuels à la fin du siècle soient inférieurs ou égaux au QMNA5 calculé sur la période 1960-1990 est estimée de manière empirique. Sur le sud du pays avec le scénario RCP8.5, un débit inférieur ou égal au QMNA5 de la

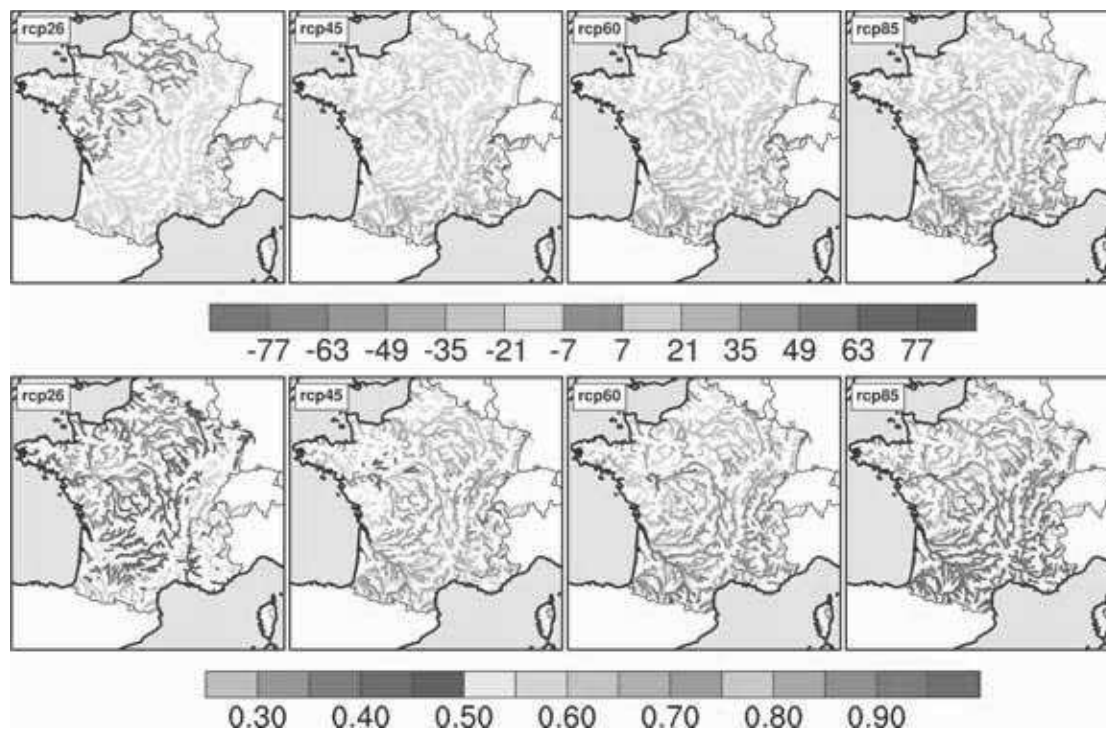


FIGURE 6.6: En haut : Moyenne d'ensemble des changements relatifs du débit mensuel minimal d'une période de retour de 5 ans (QMNA5, %) pour la période 2070-2100 par rapport à la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP. En bas : Moyenne d'ensemble de la probabilité que le débit mensuel minimal sur la période 2070-2100 soit inférieur ou égale au QMNA5 de la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP.

période 1960-1990, donc d'une probabilité d'occurrence de 0,20 sur cette période, sera observé presque chaque année à la fin du siècle, plus de neuf années sur dix. Dans le nord du pays, des débits d'une magnitude inférieure ou égale au QMNA5 de la période 1960-1990 seront, en moyenne sur les GCM, observés plus d'une année sur deux.

Les régimes de crues sont évalués à partir du débit maximal journalier annuel d'une période de retour de 10 ans (QJXA10, Figure 6.7). Comme pour le QMNA5, le QJXA10 est estimé de manière empirique sur une période de 31 ans.

Les débits de crues évoluent peu en moyenne d'ensemble sur les GCM. Pour tous les scénarios ils ne changent pas ou augmentent légèrement dans le nord du pays alors que généralement ils diminuent dans le sud du pays (Figure 6.7). Seul le scénario RCP8.5 permet de simuler un changement important des régimes de crues dans le nord-est du pays (Figure 6.7), certainement en raison de l'augmentation des précipitations en hiver dans cette région avec ce scénario (Figure 5.6).

Comme pour le QMNA5, la probabilité que les débits journaliers maximaux annuels soient inférieurs ou égaux au QJXA10, calculé sur la période 1960-1990, est estimée de manière empirique. Seul le scénario RCP8.5 permet de constater un changement de la probabilité d'occurrence des débits de crues décennales sur le nord du pays et sur le

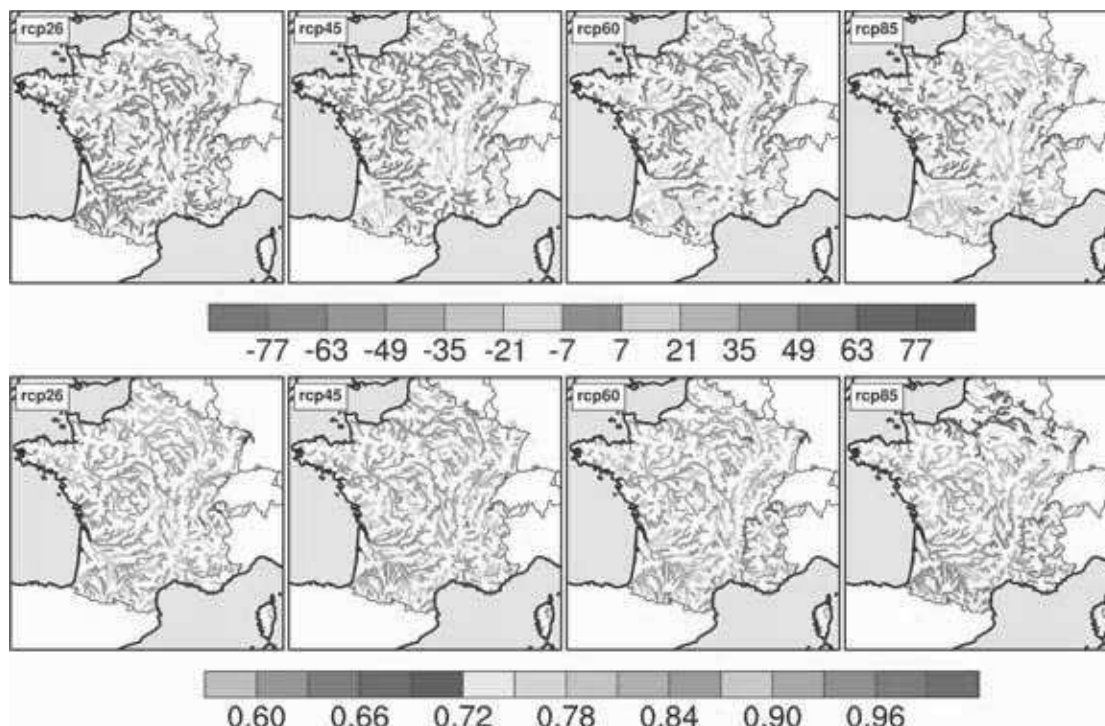


FIGURE 6.7: En haut : Idem que la figure 6.6 pour le débit journalier maximal d'une période de retour de 10 ans (QJXA10). En bas : Moyenne d'ensemble de la probabilité que le débit journalier maximal sur la période 2070-2100 soit inférieur ou égal au QJXA10 de la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP.

Rhône (Figure 6.7). Des débits journaliers d'une intensité inférieure ou égale au QJXA10 de la période 1960-1990, pourront être observés environ tous les trois ans à la fin du siècle en moyenne sur les GCM.

Là aussi, les résultats sont difficiles à comparer avec de précédentes études en raison des différents scénarios d'évolution de la concentration des GES et des périodes de référence différentes. La tendance sur les étiages en France est moins intense que la moyenne d'ensemble présentée dans Chauveau *et al.* (2013), autour de -50% sur tout le pays. Cette différence s'explique en grande partie par la diminution beaucoup plus forte des étiages simulés par le modèle hydrologique GR4J par rapport au modèle Isba-Modcou (Figure 7 in Chauveau *et al.* (2013)). Sur les quelques stations où les résultats sont présentés pour les deux modèles, les changements d'étiage sont cohérents avec les résultats présentés ici bien qu'il soit nécessaire de les considérer avec précautions étant donné les fortes incertitudes dues aux modèles hydrologiques sur l'évolution des étiages et particulièrement du QMNA5. Sur les crues décennales à Paris, les faibles changements constatés ici est cohérente avec l'absence de changements significatifs de l'étude de Ducharne *et al.* (2011).

La principale limite de l'étude de l'évolution des crues réalisée ici est que la méthode de désagrégation statistique utilisée n'est pas en mesure de produire des événements pluvieux journaliers plus intenses que ceux déjà observés. Le cumul de précipitations sur

plusieurs jours peut toutefois être supérieur au maximum observé. Il est donc délicat d'étudier l'évolution des crues journalières en se basant sur cette méthode de désagrégation. Sur les grands bassins versants, les crues journalières sont généralement causées par une accumulation de pluies sur plusieurs jours, les limites liées à la méthode de désagrégation sont donc moins importantes que pour les petits bassins versants. Il faut également noter que les résultats présentés ici restent assez sensibles à l'estimation empirique des indices, réalisée sur une période de seulement 30 ans. L'étude de l'évolution du QJXA10 est donc peu fiable et doit être manipulé avec précaution. Il serait intéressant de vérifier la cohérence des changements de ces indices en utilisant des outils statistiques plus adaptés ainsi que de vérifier plus finement leur cohérence avec des études précédentes.

L'impact du changement climatique se fait particulièrement sentir sur les étiages. Ils diminuent quasi-systématiquement et généralement plus dans le sud du pays que dans le nord. L'effet sur les débits de crue est plus faible avec une légère augmentation dans le nord ou une faible diminution dans le sud selon les scénarios.

6.2 Incertitudes et variabilité interne

L'estimation des incertitudes, dues aux modèles climatiques et à la variabilité interne, sur les changements du cycle hydrologique permet d'évaluer la robustesse de ces changements. L'influence de la variabilité interne seule sur les changements de débits est également examinée pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Les reconstructions hydrologiques sur le XX^{ème} siècle permettent de mettre en perspective les changements de débits attendus dans les prochaines décennies.

6.2.1 Incertitudes sur le cycle hydrologique

L'approche multi-modèle adoptée dans ce travail permet d'associer aux changements annuels moyens du cycle hydrologique une barre d'incertitude due à la fois aux modèles climatiques et à la variabilité interne, ainsi qu'une seconde pour l'incertitude due uniquement à la variabilité interne (Figure 6.8).

L'incertitude due aux modèles climatiques et à la variabilité interne est appelée incertitude climatique totale, comme dans les chapitres précédents. Cette incertitude climatique totale est estimée à [5%-95%] par $\pm 1,64$ écart-type à la moyenne d'ensemble. La moyenne d'ensemble et l'écart-type sont pondérés par le nombre de membres disponibles pour chaque GCM (Tableau 2.1). L'incertitude due à la variabilité interne est estimée pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 avec les simulations des GCM CanESM2 et MIROC5. Pour les simulations d'un scénario pour un GCM, la moyenne d'ensemble des

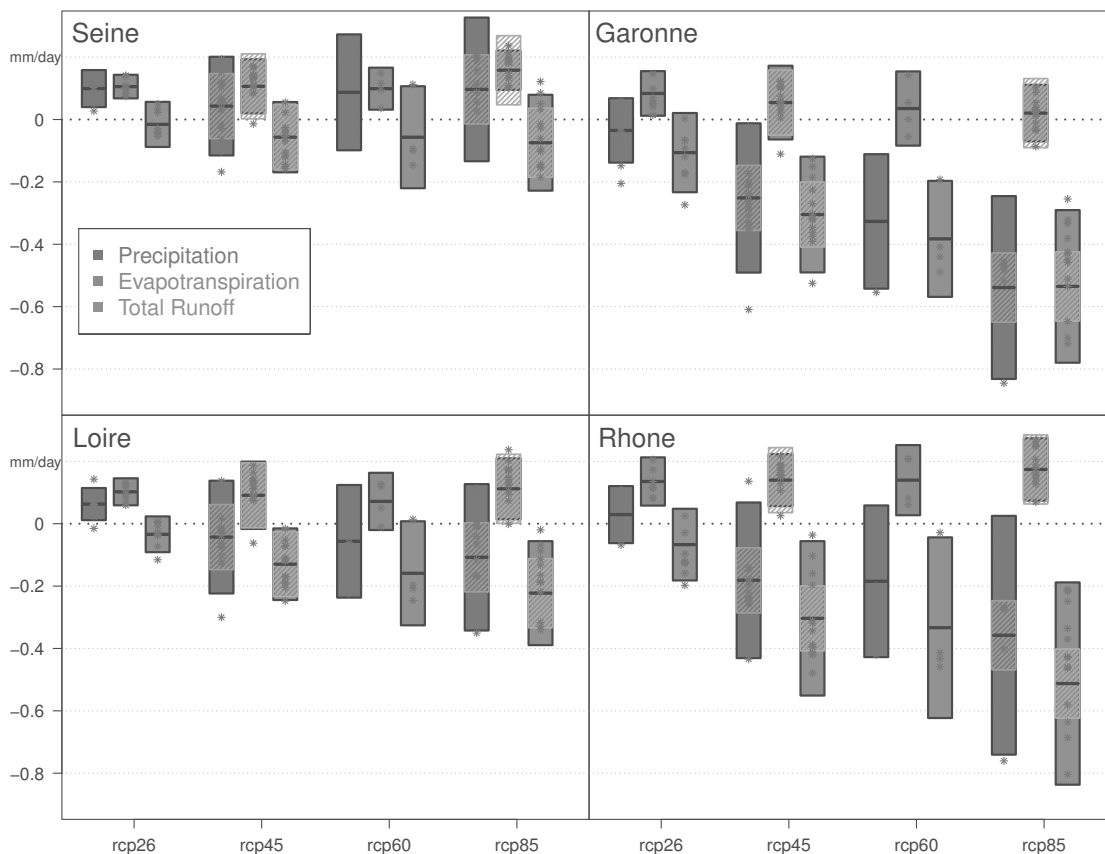


FIGURE 6.8: Changements des variables du cycle hydrologique (mm/jour) sur une année hydrologique à la fin du siècle (2070-2100) par rapport à la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP sur les quatre grands bassins versants français : la Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire. La barre horizontale centrale de chaque rectangle est la moyenne d'ensemble sur les simulations disponibles, le rectangle plein représente l'estimation à [5%-95%] de l'incertitude climatique totale sur les changements et le rectangle hachuré représente l'incertitude à [5%-95%] due à la variabilité interne sur les changements (voir le texte pour les détails de l'estimation de ces incertitudes). Les étoiles violettes indiquent les changements pour chaque simulation étudiée.

membres du GCM est retirée comme estimateur du signal du changement climatique. Ensuite, l'incertitude due à la variabilité interne est estimée à [5%-95%] par $\pm 1,64$ écart-type entre toutes les simulations des deux GCM. L'incertitude due à la variabilité interne est donc estimée à partir de 8 simulations issus de deux GCM différents, entre 5 et 15 simulations sont utilisées pour l'estimation de l'incertitude climatique totale (Tableau 2.1).

Pour tous les bassins versants, l'incertitude climatique totale augmente avec la concentration en GES, ce qui est cohérent avec l'augmentation de l'incertitude totale sur les projections de température et de précipitations (Chapitre 5, Figures 5.1 et 5.2). Pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements des variables simulées par Isba n'évolue pas avec la concentration en GES. Il

en est de même pour les précipitations désagrégées (Figure 5.7), ce qui suggère que les GCM ne simulent pas de changement de la variabilité interne multi-décennale.

Sur les quatre bassins versants, l'incertitude climatique totale est généralement plus grande que l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de précipitations et de ruissellement total (Figure 6.8). Au contraire, pour l'évapotranspiration, l'incertitude due à la variabilité interne est aussi forte que l'incertitude climatique totale (Figure 6.8). Cela est peut-être dû à une faible incertitude des projections climatiques désagrégées sur l'augmentation de l'énergie à la surface, et donc de l'évapotranspiration.

6.2.2 Incertitudes sur les débits

L'incertitude climatique totale et l'incertitude due à la variabilité interne sont estimées à la fin du siècle sur l'ensemble du réseau hydrographique de Modcou (Figure 6.9). L'estimation des incertitudes est réalisée sur les changements relatifs de débits de manière identique à ce qui a été décrit en début de partie.

L'incertitude climatique totale et celle due à la variabilité interne sont, pour une même saison, globalement homogènes sur tout le pays pour le scénario RCP4.5. Les principales différences spatiales apparaissent surtout avec le scénario RCP8.5, à la fois sur l'incertitude climatique totale et celle due à la variabilité interne.

Pour les deux scénarios, l'incertitude climatique totale évolue beaucoup selon la saison et ces différences saisonnières sont plus marquées pour le scénario RCP8.5 (Figure 6.9). En hiver, l'incertitude climatique totale est relativement homogène pour le scénario RCP4.5. Pour le scénario RCP8.5, elle est plus forte sur le nord-est du pays, où les débits ne changent pas ou augmentent légèrement à la fin du siècle (Figure 6.5). En hiver et au printemps, l'incertitude climatique totale est particulièrement forte sur les bassins versants alpins, plus de 40% avec le scénario RCP8.5 (Figure 6.9). En été, l'incertitude climatique totale est plus faible qu'en hiver pour les deux scénarios. Les changements relatifs sont également plus forts en été qu'en hiver. La diminution des débits en été est donc un signal relativement robuste du changement climatique. Pour les deux scénarios, l'incertitude climatique totale est relativement homogène sur le pays (Figure 6.9).

A la fin du siècle, l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits est toujours plus faible que l'incertitude climatique totale (Figure 6.9). Comme pour l'incertitude climatique totale, l'incertitude due à la variabilité interne est plus faible sur les changements relatifs de débits en été qu'en hiver (Figure 6.9). La variabilité interne multi-décennale des débits observées en France est généralement plus faible en été qu'en hiver (Figure 4.2) et il semble que cela restera le cas à la fin du siècle.

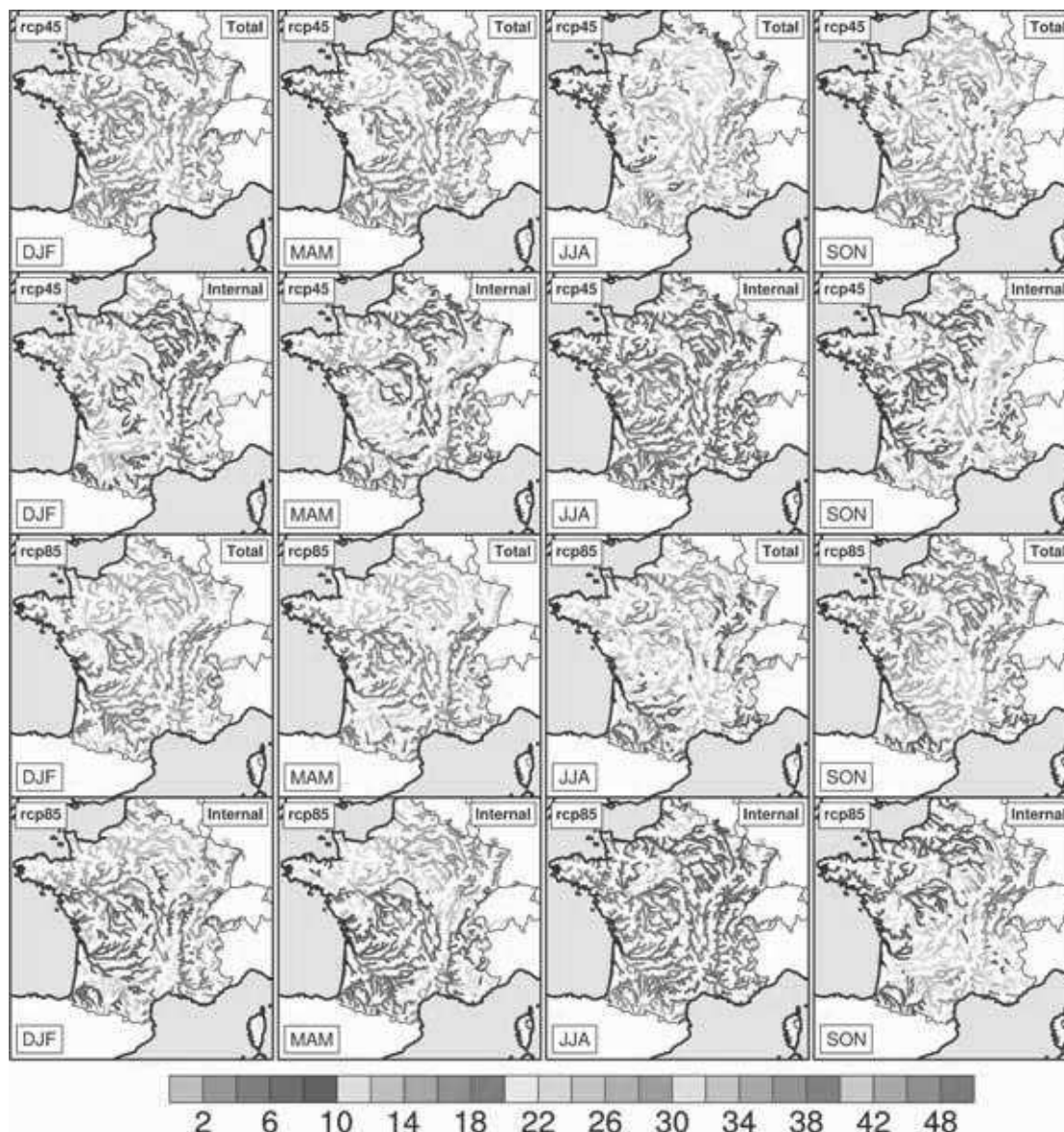


FIGURE 6.9: Estimation de l'incertitude climatique totale à [5%-95%] (% , Total) et estimation de l'incertitude due à la variabilité interne à [5%-95%] (% , Internal) sur les changements relatifs de débits pour la période 2070-2100 par rapport à la période de référence 1960-1990. Elles sont estimées pour chaque saison et pour le scénario RCP4.5 (en haut) et le scénario RCP8.5 (en bas). Voir le texte pour les détails de l'estimation de chacune des incertitudes. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-October-Novembre.

Les principales incertitudes sur les changements relatifs de débits à la fin du siècle apparaissent donc en hiver sur le nord de la France, sur les bassins versants de la Seine et de la Somme. C'est également dans cette région que les changements de débits sont en partie différents de ceux obtenus dans de précédentes études. Dans cette région, l'incertitude climatique totale augmente avec le forçage radiatif (Figure 6.9), autour de 20% avec le scénario RCP4.5 et de 25% avec le scénario RCP8.5. Il est probable que cette incertitude soit en bonne partie due aux différences entre les GCM. L'incertitude due à la variabilité interne est également assez importante, entre 8% et 12% en hiver.

L'incertitude climatique totale et l'incertitude due à la variabilité interne ont été moyennées pour chaque décile de superficie des bassins versants (Figure 6.10). L'incertitude climatique totale est plus forte en hiver et au printemps pour le scénario RCP8.5 que pour le scénario RCP4.5. En été et en automne, elles sont presque aussi fortes pour les deux scénarios. Cela est peut-être dû à la stationarité de l'incertitude climatique totale en été sur le XXI^{ème} siècle (Figure 5.3). L'incertitude climatique totale est généralement légèrement décroissante avec l'augmentation de la superficie totale du bassin versant (Figure 6.10). Les différences de variabilité interne entre les premiers et derniers déciles restent tout de même assez faibles et différentes entre les deux scénarios, ne permettent pas de tirer de conclusion très claire sur ce point.

Les séries des débits saisonniers sur les quatre grands bassins versants français permettent d'évaluer l'évolution du signal moyen et de l'incertitude climatique totale au cours de la période pour chaque scénario (Figure 6.11).

La chaîne SIM est capable de reproduire les grandes tendances observées sur les débits ces dernières décennies, exceptée pour la Seine. La diminution des débits sur la plupart des bassins versants est sans doute en partie liée à la période de référence (1960-1990), période pour laquelle les débits étaient dans une phase positive de la variabilité multi-décennale (Chapitre 4). Il ne faut donc pas nécessairement y voir un impact du changement climatique.

L'influence des différents scénarios de concentrations en GES est généralement très faible jusqu'à la période de 31 ans centrée sur environ 2030. L'incertitude due aux scénarios sur les changements dans les prochaines décennies est donc relativement faible.

D'un point de vue annuel, les changements les plus forts sur les débits sont généralement obtenus avec le scénario RCP8.5. Avec ce scénario sur la Loire, les débits diminuent de $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à la fin du siècle pour un module actuel de $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Ils diminuent également de $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à la fin du siècle sur la Garonne mais pour un module actuel de $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. La diminution est également forte sur le Rhône, $-400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour un module actuel de presque $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figure 6.11). Les débits annuels sur la Seine

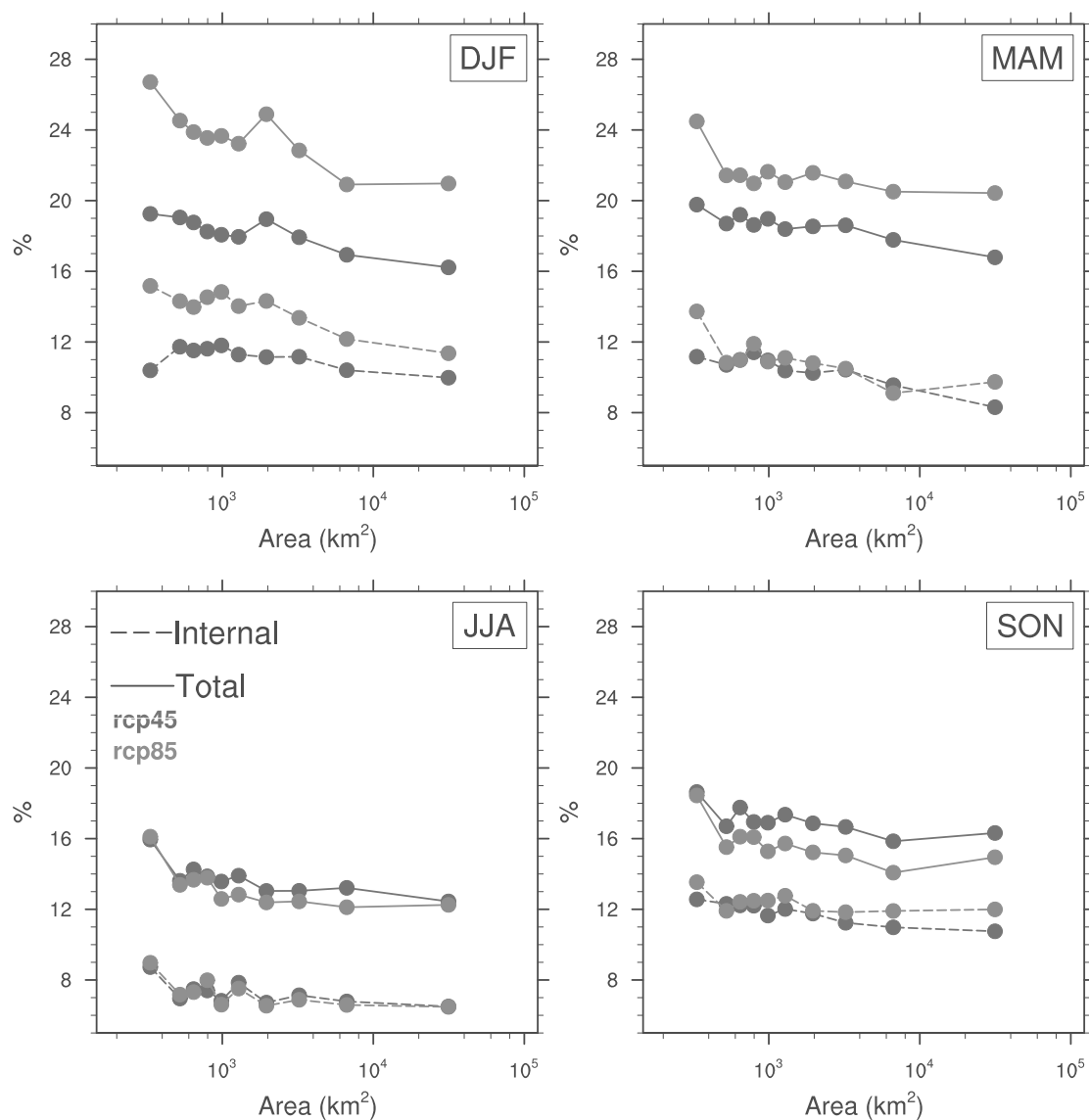


FIGURE 6.10: Moyenne par décile de superficie (km^2) de l'incertitude climatique totale à [5%-95%] (% , trait plein) et de l'incertitude due à la variabilité interne à [5%-95%] (% , trait tireté) sur les changements relatifs de débits pour la période 2070-2100 par rapport à la période de référence 1960-1990 pour les scénarios RCP4.5 (bleu) et RCP8.5 (rouge). Voir le texte pour les détails de l'estimation de chacune des incertitudes. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-October-Novembre.

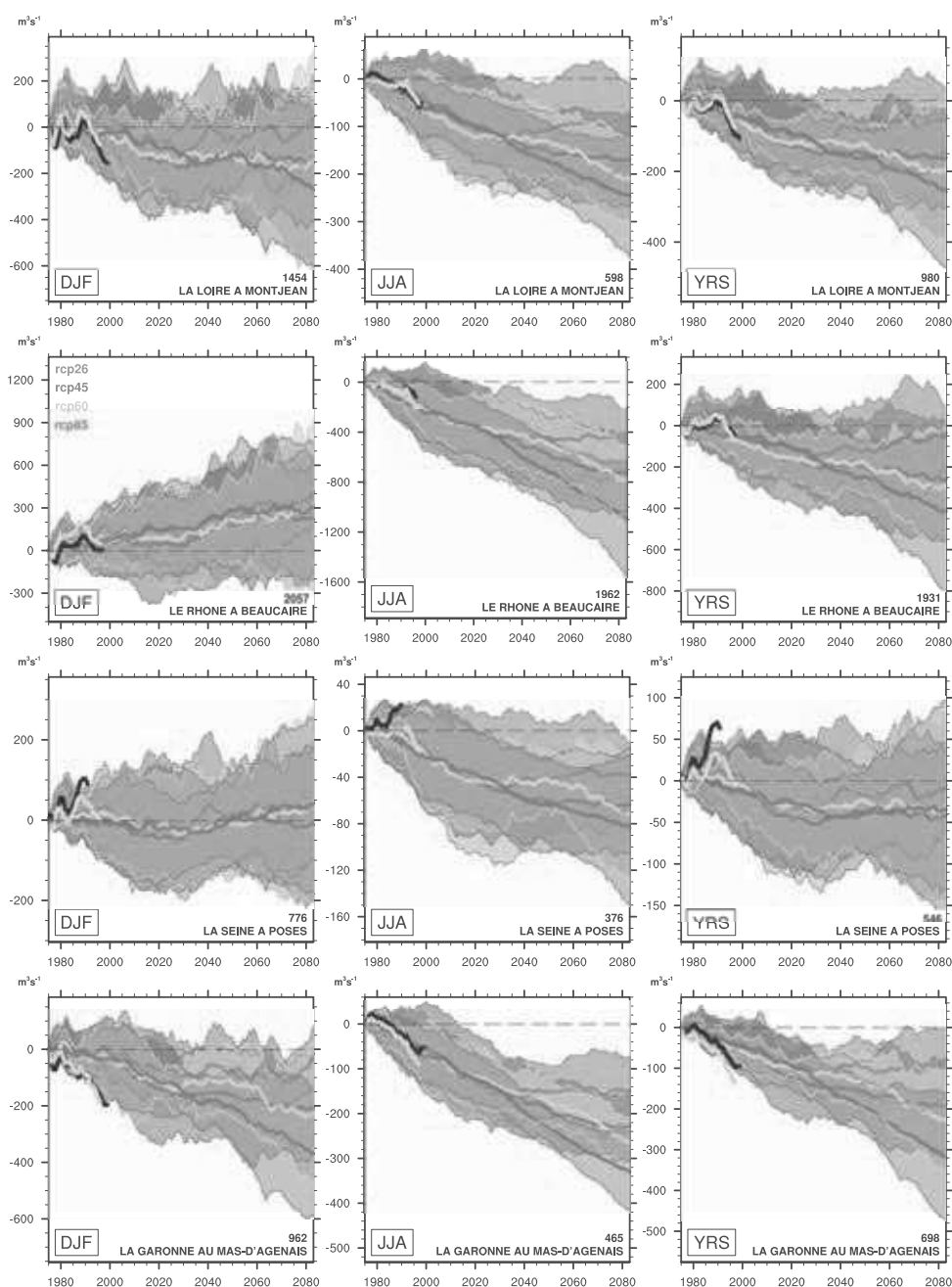


FIGURE 6.11: Moyenne d'ensemble des anomalies de débits ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) saisonniers et annuels, simulés par Isba-Modcou forcé par la désagrégation des GCM (Tableau 2.1), par rapport à la période 1960-1990 pour les quatre scénarios RCP. Les débits observés, filtrés avec une moyenne glissante de 31 ans, sont représentés par la courbe noire. Les débits simulés par SIM sont représentés en rose. La moyenne des débits simulés par SIM sur la période 1960-1990 et indiquée en noir en bas à droite. Les lignes pointillées indiquent l'estimation de l'incertitude climatique totale à [5%-95%] (voir le texte pour les détails sur l'estimation de l'incertitude climatique totale). Les anomalies sont calculées par rapport à la référence de chaque simulation et la moyenne d'ensemble sur les GCM, ainsi que les débits observés et simulés avec SIM sont filtrés avec une moyenne glissante de 31 ans. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, JJA : Juin-Juillet-Août et YRS pour l'année hydrologique.

changent peu par rapport au module actuel. En hiver, les changements de débits sont faibles, sauf pour la Garonne où ils diminuent de $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à la fin du siècle (Figure 6.11). A noter qu'ils augmentent pour tous les scénarios sur le Rhône. En été, la baisse est généralisée à tous les bassins versants, plus intense pour le scénario RCP8.5 que pour le RCP2.6.

L'incertitude climatique totale augmente systématiquement au cours de la période, quel que soit le scénario, la saison, ou le bassin versant considérés (Figure 6.11). En hiver, l'estimation de l'incertitude climatique totale connaît des variations importantes (Figure 6.11) qui peuvent sans doute s'expliquer par la forte variabilité interne en hiver et l'échantillon limité de modèles climatiques et de membres utilisés. L'incertitude climatique totale est moins bruitée en été, en cette saison la variabilité interne est également moins importante. L'incertitude climatique totale est tout de même assez différente d'un scénario à l'autre (Figure 6.11), ce qui laisse penser, là aussi, à l'effet d'un faible échantillonnage.

L'incertitude climatique totale ainsi que l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits sont examinées plus en détail sur les quatre principaux bassins versants français. Sur le même modèle que celui des précipitations dans le chapitre 5, l'effet de ces incertitudes est estimé sur les changements de débits de la Seine, la Garonne, la Loire et le Rhône, dans les prochaines décennies ainsi qu'au milieu et à la fin du siècle pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

L'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits des quatre grands bassins versants français est quasi-systématiquement inférieure ou égale à l'incertitude climatique totale (Figure 6.12). Seule l'incertitude due à la variabilité interne estimée en hiver dans les prochaines décennies est aussi grande que l'incertitude climatique totale. L'incertitude due à la variabilité interne est la plus faible en été, c'est également en cette saison que les débits sont les plus faibles ainsi que l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de précipitations (Figure 5.7). L'incertitude due à la variabilité interne reste relativement constante au cours de la période.

En été et en automne, il est certain à plus de 95% que les débits sur la Garonne, la Loire et le Rhône diminueront dans les prochaines décennies. En hiver, les changements de débits sont plus influencés par l'incertitude climatique totale et l'incertitude due à la variabilité interne. Les changements de débits en hiver sont robustes uniquement sur la Garonne, où là aussi, que cela soit avec le scénario RCP4.5 ou RCP8.5, il est certain à plus de 95% que les débits diminueront en hiver dès les prochaines décennies.

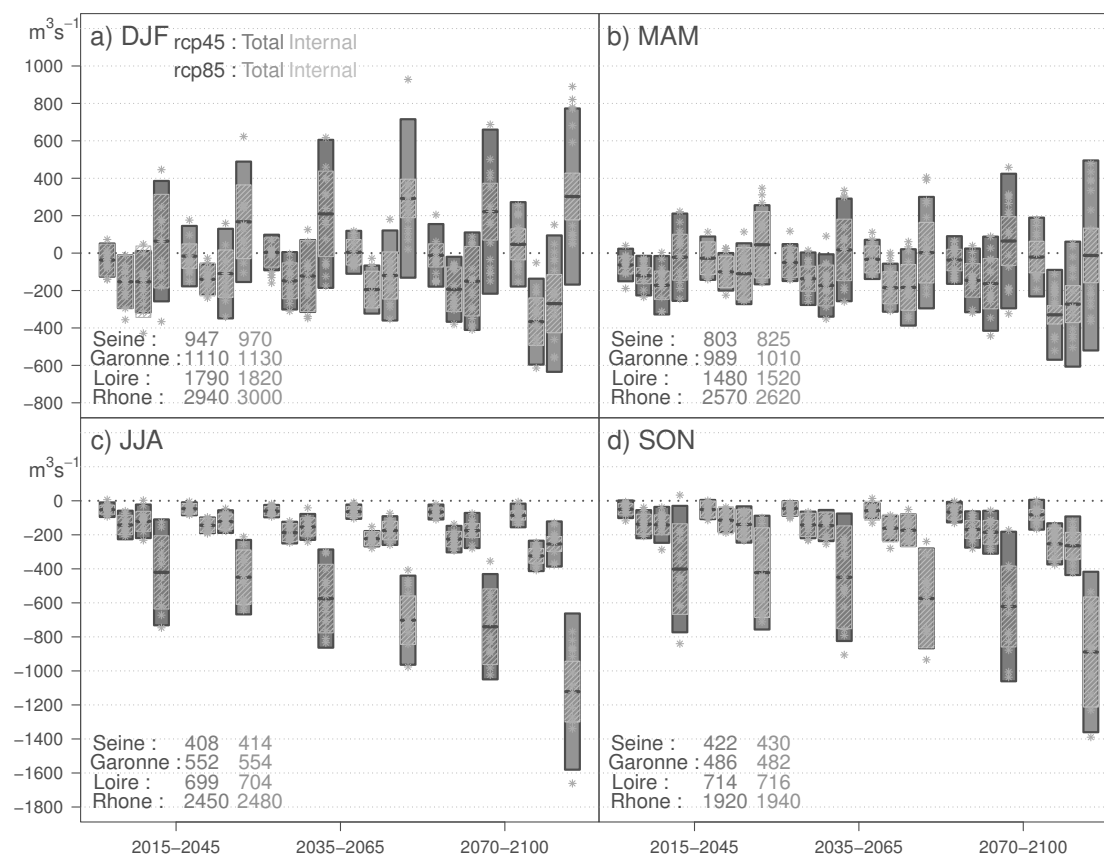


FIGURE 6.12: Changement de débits ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) simulés par Isba-Modcou, forcé par la désagrégation des GCM, par rapport à la période 1960-1990 pour les prochaines décennies (2015-2045), le milieu du siècle (2035-2065) et la fin du siècle (2070-2100) pour le scénario RCP4.5 (bleu) et le scénario RCP8.5 (rouge). La barre horizontale centrale de chaque rectangle est la moyenne d'ensemble sur les simulations disponibles, le rectangle plein représente l'estimation à [5%-95%] de l'incertitude climatique totale sur les changements et le rectangle hachuré représente l'incertitude à [5%-95%] due à la variabilité interne sur les changements (voir le texte pour les détails de l'estimation de ces incertitudes). Les étoiles vertes indiquent les changements pour chaque simulation utilisée. La moyenne d'ensemble des débits sur la période de référence est indiquée pour chaque bassin versant pour le scénario RCP4.5 (bleu) et le scénario RCP8.5 (rouge). Pour chaque groupe de quatre rectangles, de gauche à droite : la Seine à Poses, la Garonne à Tonneins, la Loire à Montjean-sur-Loire et le Rhône à Beaucaire. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-Octobre-Novembre. Idem que la figure 5.7 pour les débits.

6.2.3 Incertitudes et variabilité multi-décennale

Les reconstructions hydrologiques et les observations de débits sur le XX^{ème} siècle (Chapitre 4) permettent de mettre en perspective les changements de débits attendus dans les prochaines décennies avec les changements maximaux déjà observés ou reconstruits. Elles permettent également de comparer ces changements maximaux observés ou reconstruits, supposés dus à la variabilité interne, avec l'incertitude due à la variabilité interne dans les changements de débits simulés à partir de la désagrégation des GCM (Figure 6.13).

Les changements maximaux de débits dans les observations et les reconstructions hydrologiques sont estimés, pour chaque saison, par la différence maximum de débits entre deux périodes de 31 ans constatée sur la période 1900-2005. L'estimation de l'incertitude due à la variabilité, supposée interne, sur les changements de débits n'est pas directement comparable à cette estimation sur le XX^{ème} siècle. Il n'est pas certain que les changements maximaux observés entre deux périodes du XX^{ème} siècle soient totalement dus à la variabilité interne. De plus, l'incertitude due à la variabilité interne est maximisée sur le XX^{ème} siècle alors que cela n'est pas nécessairement le cas dans le futur. En raison de l'influence des barrages sur le cycle saisonnier des débits sur les bassins versants de la Seine et du Rhône, seuls les changements saisonniers de débits pour la Garonne et la Loire sont présentés. Les changements de débits annuels sont par contre examinés pour les quatre bassins versants (Figure 6.13).

Sur la Garonne et la Loire, l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits simulés avec les GCM est aussi forte que les changements maximaux de débits constatés sur la période historique en hiver et en été (Figure 6.13). Au printemps, les changements maximaux de débits observés sont nettement plus forts que ceux constatés dans les reconstructions, ainsi que l'incertitude due à la variabilité interne dans les projections hydrologiques. Le chapitre 4 a permis de montrer que le poids de la variabilité multi-décennale était plus faible dans les simulations hydrologiques réalisées avec les membres historiques des GCM que dans les observations ou les reconstructions hydrologiques (Figure 4.3). Les GCM utilisés dans le chapitre 4 sont différents de ceux utilisés ici pour estimer l'incertitude due à la variabilité interne. Il est tout de même probable qu'au printemps, l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits soit sous-estimée.

Au niveau annuel, l'incertitude climatique totale sur les changements de débits simulés à partir des GCM est aussi forte, ou légèrement plus forte dans le cas du Rhône, que l'incertitude due à la variabilité interne (Figure 6.13). L'incertitude due à la variabilité interne est généralement aussi forte que les changements maximaux de débits constatés

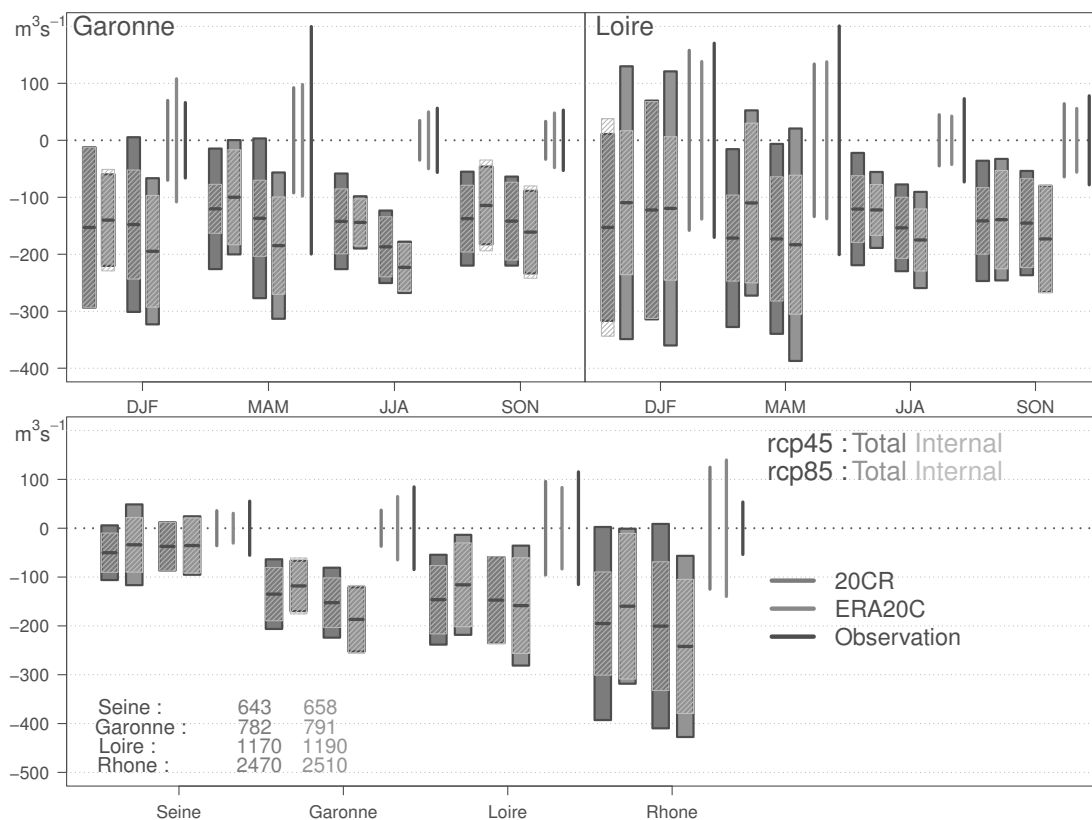


FIGURE 6.13: Changement de débits ($m^3 s^{-1}$) simulés par Isba-Modcou, forcé par la désagrégation des GCM, par rapport à la période 1960-1990 pour les prochaines décennies (2015-2045, les deux rectangles à gauche des groupes de 4) et le milieu du siècle (2035-2065, les deux rectangles à droite des groupes de 4) pour le scénario RCP4.5 (bleu) et le scénario RCP8.5 (rouge). La barre horizontale centrale de chaque rectangle est la moyenne d'ensemble sur les simulations disponibles, le rectangle plein représente l'estimation à [5%-95%] de l'incertitude climatique totale sur les changements et le rectangle hachuré représente l'incertitude à [5%-95%] due à la variabilité interne sur les changements (voir le texte pour les détails de l'estimation de ces incertitudes). Les barres verticales représentent les différences maximales de débits entre deux périodes de 30 ans dans les reconstructions hydrologiques réalisées (Chapitre 4) avec 20CR (bleu), ERA20C (marron) et dans les observations (noir). En saisonnier sur le bassin de la Garonne à Tonneins (en haut à gauche), en saisonnier sur le bassin de la Loire à Montjean-sur-Loire (en haut à droite) et en annuel sur ces deux bassins versants ainsi que la Seine à Poses et le Rhône à Beaucaire (en bas). Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-October-Novembre.

dans les reconstructions hydrologiques et les observations. En moyenne sur les GCM et pour les deux périodes, les changements de débits en hiver et au printemps sur la Loire, au printemps sur la Garonne, ainsi que sur la Seine en annuel ne sont pas plus forts que les changements maximaux de débits constatés dans les observations de débits (Figure 6.13). Cela signifie que pour ces cas, l'intensité des changements de débits dans les prochaines décennies n'est pas inédite et a déjà été observée pendant le XX^{ème} siècle, au contraire des autres bassins versants pour les autres saisons.

Dans les prochaines décennies, l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits représente une part importante de l'incertitude climatique totale (Figure 6.13). Il a été montré, dans le chapitre 4, que le poids de l'incertitude due à la variabilité multi-décennale était, en général, sous-estimé dans les simulations hydrologiques réalisées avec les GCM. L'estimation de l'incertitude due à la variabilité interne sur les projections hydrologiques n'est pas directement comparable avec ces résultats sur le XX^{ème} siècle, mais il est tout de même probable que l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits soit sous-estimée, notamment au printemps.

6.3 Changements hydrologiques à +2°C

La communauté internationale, à travers le CCNUCC, est tombée d'accord pour limiter l'augmentation de la température globale à 2°C par rapport à l'ère pré-industrielle (voir Chapitre 5 pour plus de détails). Les impacts à l'échelle de la France n'en seront pas moins importants en été, les précipitations devraient diminuer entre 25% et 35% dans le sud du pays et entre 5% et 15% dans le nord du pays (Figure 5.9). La température moyenne annuelle sur la France augmentera, elle aussi, d'environ 2°C. Cette augmentation de la température globale devrait être atteinte, en moyenne sur les GCM, entre 2030 et 2040 selon le scénario.

L'estimation des changements de débits, pour un réchauffement de 2°C par rapport à l'ère pré-industrielle, est réalisée de la même manière que dans le Chapitre 5. Les membres de chaque scénario atteignant le seuil des 2°C sont regroupés, afin d'estimer la moyenne d'ensemble, l'incertitude climatique totale et l'incertitude due à la variabilité interne (Figure 6.14).

En hiver et en été, l'estimation de la moyenne d'ensemble des changements de débits est cohérente avec les changements de débits obtenus entre 2030 et 2040 selon les scénarios (Figures 6.11 et 6.14). En hiver, les débits diminuent de 10% en moyenne d'ensemble sur la Garonne et la Loire, et changent peu en relatif sur les autres bassins versants. En

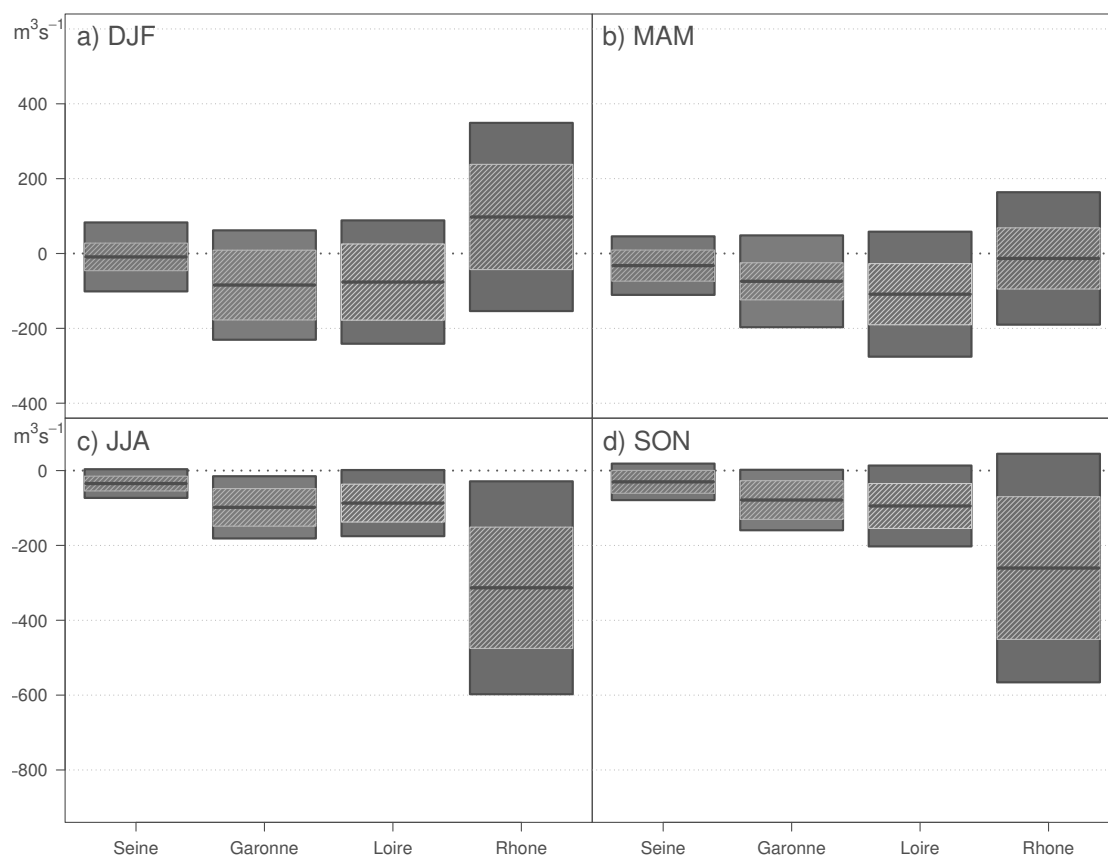


FIGURE 6.14: Changements saisonniers des débits ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), sur les quatre grands bassins versants français, par rapport à la période 1960-1990 pour les périodes de 31 ans autour des dates où le seuil des 2°C est atteint. Les simulations de tous les scénarios sont prises ensemble. Idem que la figure 5.10 pour les débits. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-Octobre-Novembre.

été, ils diminuent d'environ 20% sur la Garonne, de 15% sur la Loire, de plus de 10% sur le Rhône et la Seine.

L'incertitude climatique totale est systématiquement supérieure à l'incertitude due à la variabilité interne. L'incertitude climatique totale est généralement aussi forte ou légèrement inférieure à celle estimée sur les changements de débits dans les prochaines décennies. L'incertitude due à la variabilité interne est également souvent plus faible à celle estimée pour les prochaines décennies. L'estimation de l'incertitude due à la variabilité interne a été réalisée avec plus de GCM et plus de membres pour un réchauffement global de 2°C que pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. L'incertitude due à la variabilité interne est donc, a priori, plus fiable ici que dans la partie précédente.

Le maintien du réchauffement global à $+2^\circ\text{C}$ permet d'éviter des changements trop importants en hiver et au printemps sur les quatre grands bassins versants français. En été, les changements sont plus forts, si bien qu'il est presque certain que les débits vont

diminuer sur ces quatre bassins versants, particulièrement sur la Garonne et le Rhône où des changements de l'ordre 15% à 20% ne sont pas à exclure.

6.4 Sensibilité au modèle hydrologique

L'influence du changement climatique sur le cycle hydrologique en France est soumise à la transférabilité, dans un climat futur altéré par l'augmentation des GES, du modèle hydrologique utilisé. Cette hypothèse n'est pas vérifiable en pratique, mais si deux modèles hydrologiques, à l'approche très différente, donnent des résultats similaires cela permet de renforcer la confiance qui peut être accordée aux résultats de ces deux modèles. Il est par contre difficile de privilégier les résultats d'un modèle si ceux ci sont différents.

La désagrégation des GCM (Tableau 2.1) a également été utilisée pour forcer le modèle hydrologique Mordor. Ces projections hydrologiques ont été réalisées par Joël Gailhard d'EDF. Le nombre d'expériences réalisables étant limitées, seul le premier membre de chaque GCM pour le scénario RCP8.5 ont été utilisés. Le choix du scénario RCP8.5 permet d'avoir un signal du changement climatique plus fort qu'avec les autres scénarios, et donc de maximiser les différences entre les réponses des modèles hydrologiques à ce changement. Les 21 bassins versants étudiés sont présentés dans le chapitre 2.

Pour chaque bassin versant, la moyenne d'ensemble des changements relatifs de débit et d'évapotranspiration est calculée entre les périodes 1960-1990 et 2070-2100 (Figures 6.15 et 6.16). Là aussi, la fin du siècle est étudiée afin de maximiser le signal du changement climatique et donc les différences entre les réponses des modèles hydrologiques à ces changements. L'incertitude à [5%-95%] due aux modèles climatiques et à la variabilité interne sur les changements relatifs de chaque bassin versant est estimée pour un modèle hydrologique par $\pm 1,64$ écart-type entre les simulations des GCM (Figures 6.15 et 6.16).

Les débits annuels sur les bassins versants étudiés diminuent quasi-systématiquement. Ils ne sont positifs ou légèrement négatifs que sur deux bassins versants. Les changements relatifs de débits annuels sont très bien corrélés entre les deux modèles hydrologiques, tout comme en hiver et au printemps (Figure 6.15). Ils sont également systématiquement plus faibles pour le modèle Mordor que pour le modèle Isba-Modcou (Figure 6.15). Les différences sur les changements de débits annuels s'expliquent en grande partie par les différences sur changements de débits en hiver et au printemps entre les deux modèles hydrologiques. Pour ces deux saisons, les changements de débits sont systématiquement plus faibles pour le modèle Mordor que pour le modèle Isba-Modcou. Les débits étant les plus importants sur ces deux saisons, les changements en hiver et au printemps contribuent largement aux changements relatifs annuels.

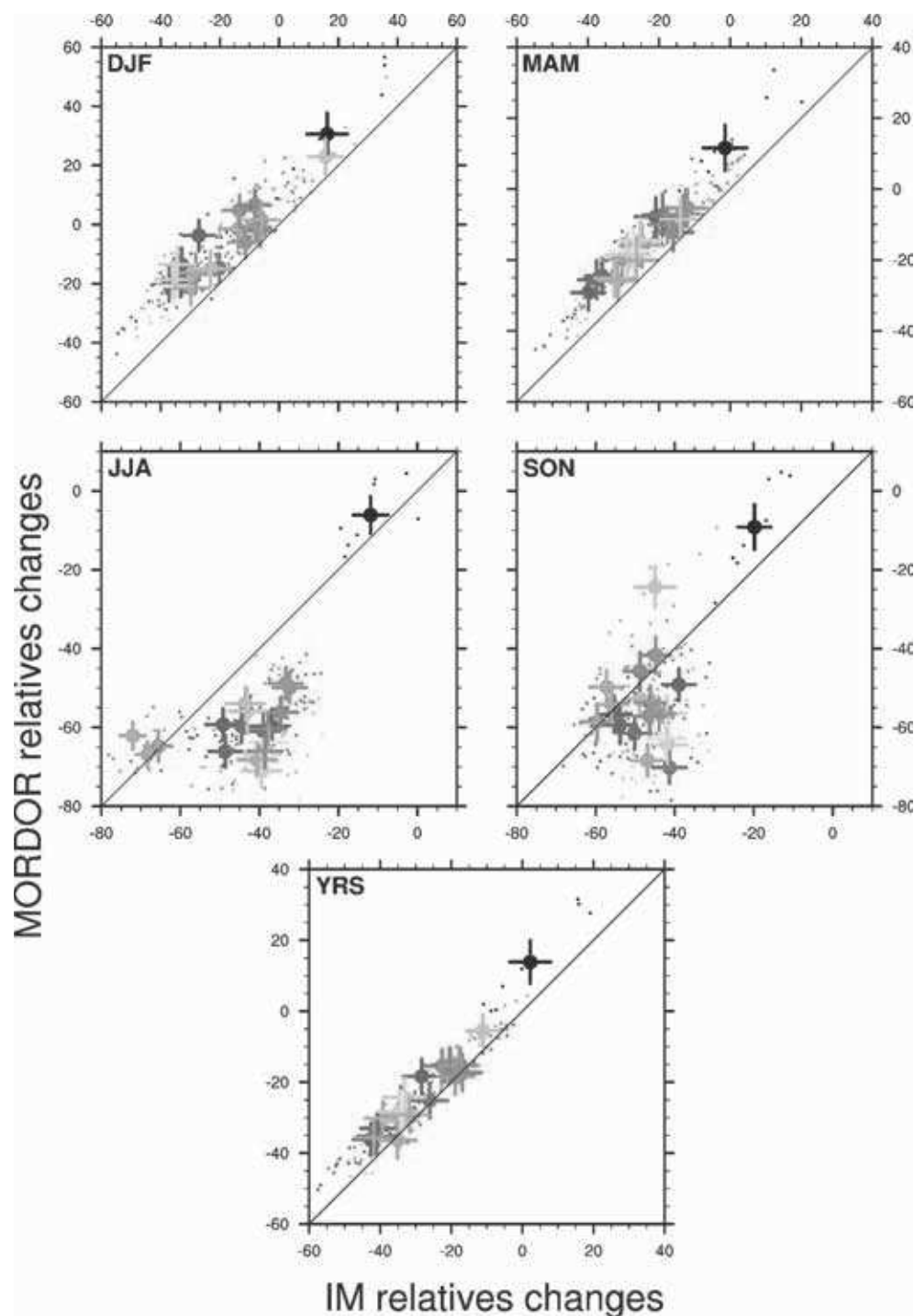


FIGURE 6.15: Changements relatifs des débits (%) simulés par Mordor en fonction des changements relatifs de débits simulés par Isba-Modcou (%). Les changements sont calculés entre les périodes 1960-1990 et 2070-2100. Un rond de couleur représente la moyenne d'ensemble des changements relatifs de débits pour un bassin versant. Les barres verticales représentent l'estimation de l'incertitude climatique totale pour le modèle Mordor pour chaque bassin versant, de même pour les barres horizontales pour le modèle Isba-Modcou. Voir le texte pour les détails sur l'estimation de l'incertitude climatique totale. Un point représente les changements relatifs de débits pour un membre. Les saisons sont indiquées par les premières lettres des mois : DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août SON : Septembre-Octobre-Novembre et YRS pour l'année hydrologique.

Le changement de ruissellement plus faible dans le modèle Mordor en hiver et au printemps est en partie expliqué par les changements relatifs d'évapotranspiration pendant ces deux saisons (Figure 6.16). En hiver et au printemps, l'évapotranspiration augmente sur tous les bassins versants étudiés, et cette augmentation est quasi-systématiquement plus forte avec le modèle Isba-Modcou qu'avec le modèle Mordor. L'augmentation plus faible de l'évapotranspiration en hiver et au printemps dans le modèle Mordor favorise en partie le ruissellement.

Les débits diminuent en été et en automne pour tous les bassins versants. Cette diminution est jusqu'à deux fois plus forte avec le modèle Mordor que pour le modèle Isba-Modcou. Contrairement à l'hiver et au printemps, les changements relatifs d'évapotranspiration en été des deux modèles hydrologiques sont bien corrélés. Ils ne permettent d'expliquer qu'une partie des fortes différences sur les changements relatifs de débits entre ces deux modèles. Les changements de débits en été sont en partie pilotés par le stock d'eau dans le sol disponible en fin de printemps et qui servira à soutenir la demande évaporative. Il est donc possible que les différences entre les deux modèles hydrologiques soient expliquées en partie par la dynamique des réservoirs, notamment du sol, de chaque modèle.

Les changements de débits annuels mais aussi hivernaux et printaniers sont peu sensibles au modèle hydrologique, une partie importante des différences est liée à la représentation de l'évapotranspiration dans les modèles hydrologiques. La formulation de l'évapotranspiration dans Isba semble plus correcte pour une application dans un climat plus chaud et plus humide en moyenne que celle utilisée dans Mordor, les résultats du modèle Isba sur l'évapotranspiration paraissent donc plus fiables.

Les changements en été sont, en revanche, plus sensibles au modèle hydrologique, la diminution relative des débits peut varier du simple au double, selon le modèle hydrologique. Une partie seulement de ces différences de changement en été peut-être expliquée par la représentation de l'évapotranspiration. L'évolution des autres réservoirs hydrologiques au cours de l'année permettraient sans doute d'identifier les autres sources de différences entre les deux modèles hydrologiques.

Il est nécessaire d'évaluer plusieurs paramètres à partir des observations pour le modèle Mordor, ce qui peut laisser douter de sa transférabilité dans le climat futur. Les performances sur le climat présent du modèle Isba-Modcou sont par contre bien moindres que le modèle Mordor. Il est possible que ces biais dans le climat présent aient un impact sur les changements de débits dans le climat futur. Il est encore nécessaire d'analyser plus en détails la dynamique des réservoirs de chacun des modèles ainsi que la formulation de l'évapotranspiration pour tirer davantage de conclusions, plus solides, sur la fiabilité relative des résultats fournis par les deux modèles hydrologiques.

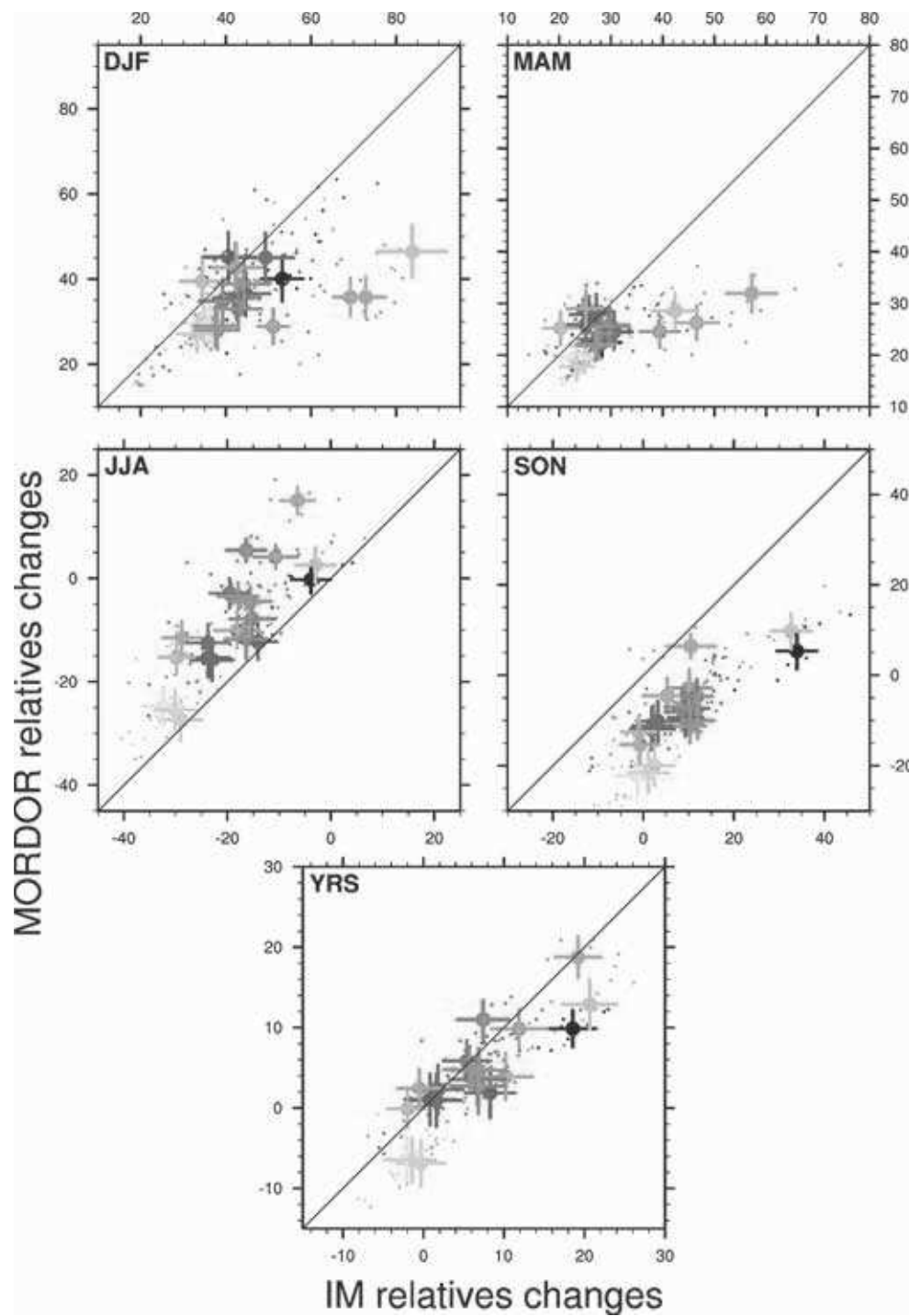


FIGURE 6.16: Idem que la figure 6.15 pour les changements relatifs d'évapotranspiration

Synthèse

Objectifs

- Caractériser les changements du cycle hydrologique en France obtenus avec les modèles Isba-Modcou et la désagrégation des modèles climatiques globaux ainsi que les incertitudes associées aux scénarios, aux modèles climatiques et à la variabilité interne.
- Quantifier l'importance relative des incertitudes dues aux modèles climatiques, à la variabilité interne ainsi qu'aux scénarios sur les changements du cycle hydrologique et plus particulièrement sur les changements de débits.
- Évaluer la sensibilité des résultats au modèle hydrologique à partir des projections réalisées avec les modèles Isba-Modcou et Mordor sur une vingtaine de bassins versants.

Résultats

- Le cycle hydrologique annuel est marqué par une augmentation des précipitations, en moyenne sur les GCM, sur le bassin versant de la Seine et une diminution, toujours en moyenne sur les GCM, sur les bassins versants de la Garonne, de la Loire et du Rhône. Plus les émissions de GES sont importantes, plus les changements de précipitations sont forts. Sur tous les bassins versants, l'évapotranspiration augmente fortement, généralement entre 0,1 et 0,2 mm/jour. L'augmentation de l'évapotranspiration est plus faible sur le bassin versant de la Garonne, d'autant plus que les émissions de GES sont importantes. Sur la Seine, l'augmentation de l'évapotranspiration est plus forte, en moyenne sur les GCM, que l'augmentation des précipitations. Le ruissellement total diminue sur les quatre grands bassins versants français, encore une fois, la diminution est d'autant plus forte que les émissions de GES sont importantes.
- Les débits diminuent en été sur toute la France selon un gradient nord sud, la diminution des débits est plus forte au sud du pays qu'au nord. Le scénario RCP2.6 permet de contenir la diminution des débits autour des -20% sur l'ensemble du pays. Elle est nettement plus forte avec le scénario RCP8.5, généralement entre 20% et 50%. En hiver, les débits changent peu avec le scénario RCP2.6, à l'exception des régions de montagne où les débits en hiver augmentent. Avec les autres scénarios, les débits ne changent pas ou diminuent légèrement sur la moitié nord du pays et diminuent sur toute la moitié sud. Là aussi, les débits augmentent dans les régions de montagne. Le contraste

entre le nord et le sud du pays est d'autant plus marqué que les émissions de GES sont importantes.

- Sur l'ensemble du pays, l'incertitude due à la variabilité interne sur les changements de débits saisonniers est toujours inférieure ou égale à l'incertitude due à la fois aux modèles climatiques et à la variabilité interne. L'incertitude due à la fois aux modèles climatique et à la variabilité interne augmente au cours du XXI^{ème} siècle, alors que celle due uniquement à la variabilité interne est stable. Elles sont toutes les deux plus faibles en été. De plus, elles sont généralement d'autant plus fortes que le bassin versant considéré est petit. La moyenne d'ensemble des changements de débits est, à part pour la Loire et la Seine, toujours plus forte que les changements de débits observés pendant le XX^{ème} siècle.
- Les débits d'étiage diminuent sur l'ensemble du pays pour la plupart des scénarios. Seul le scénario RCP2.6 permet un maintien des débits d'étiage au niveau actuel sur une partie de la moitié nord du pays. L'évolution des étiages est plus marquée dans le sud du pays et avec le scénario RCP8.5. Sur la Garonne la diminution, en moyenne sur les GCM, est de plus de 50%. Avec le scénario RCP8.5, les débits de crues augmentent entre 7% et 20% sur le quart nord-est du pays et diminuent jusqu'à 35% sur la moitié sud. Pour les autres scénarios, le signe des changements est le même mais le contraste entre le nord et le sud est moins marqué.
- L'augmentation de la température globale de 2°C par rapport à l'ère pré-industrielle implique une diminution des débits en été et en automne sur les quatre grands bassins versants français. En été, les débits diminuent d'environ 20% sur la Garonne, de 15% sur la Loire et de plus de 10% sur le Rhône et la Seine. En hiver, les débits changent peu en relatif sur la Seine et le Rhône et diminuent d'environ 10% sur la Garonne et la Loire. L'influence de l'incertitude due aux modèles climatiques et à la variabilité interne sur les changements de débits est systématiquement plus grande que l'influence de la variabilité interne seule.
- Les changements de débits annuels simulés par Mordor sont, en moyenne sur les GCM, systématiquement plus faibles que ceux simulés par Isba-Modcou. Cette différence est en partie expliquée par l'augmentation d'évapotranspiration plus faible et les changements de débits plus faibles en hiver et au printemps dans le modèle Mordor par rapport au modèle Isba-Modcou. En été et en automne, la diminution des débits simulée par Mordor est jusqu'à deux fois plus forte dans le modèle Mordor par rapport au modèle Isba-Modcou. Une partie

seulement de cette différence est expliquée par les différences de changement d'évapotranspiration en été.

Conclusions et perspectives

Résultats

La première partie du travail de thèse a porté sur les méthodes de désagrégation statistique. L'hypothèse de transférabilité de la méthode dans un climat futur est commune à toutes les méthodes de désagrégation statistique ou même de correction de biais. C'est probablement une des hypothèses les plus fortes de ces méthodes. Elle n'est pas vérifiable rigoureusement tant que le climat futur n'a pas encore été observé, et cette hypothèse constitue donc une importante source d'incertitude.

Une méthode de désagrégation statistique, basée sur la méthode des analogues, a été développée en l'évaluant, dans un premier temps, sur le climat présent. La transférabilité temporelle de cette méthode de désagrégation a ensuite été testée à l'aide de modèles climatiques régionaux, dans le cadre du modèle parfait (Chapitre 3). Cette partie a permis de montrer que certains mécanismes étaient importants à la reproduction des changements de précipitations par la méthode de désagrégation statistique. L'augmentation de l'humidité spécifique ainsi que la diminution de l'instabilité atmosphérique sont deux de ces mécanismes importants en été. La vérification de l'hypothèse de transférabilité dans le futur de la méthode de désagrégation statistique dans le cadre du modèle parfait a permis de réduire, en partie, les incertitudes associées à cette hypothèse.

D'autres aspects méthodologiques de la désagrégation statistique et de la réalisation des projections hydrologiques ont également été abordés dans cette partie. Avec la méthode des analogues, comme avec toutes les méthodes de ré-échantillonnage, il est nécessaire de corriger une partie des variables désagrégées, celles dont le changement va au-delà de la variabilité observée. Une première approche, toujours en modèle parfait, a permis de constater que la correction de la température et de l'humidité spécifique était indispensable afin de reproduire correctement leur augmentation dans le futur. Afin de conserver la cohérence physique entre les variables désagrégées, il est également nécessaire de corriger, en plus de la température et de l'humidité spécifique, le rayonnement infra-rouge et la fraction pluie-neige.

La correction conjointe de la température et de l'humidité spécifique permet également de conserver la cohérence physique entre ces deux variables et de, par exemple, conserver une humidité spécifique désagrégée cohérente avec celle simulée par le modèle climatique. Des expériences de sensibilité ont permis de montrer que les changements hydrologiques ne sont que très peu sensibles à ces corrections (Chapitre 3).

Les résultats de la désagrégation statistique des modèles climatiques ont ensuite été caractérisés (Chapitre 5). Les précipitations augmentent en hiver sur une large partie nord du pays et diminuent, ou ne changent pas, sur le sud-ouest et la côté méditerranéenne. En été, la diminution des précipitations est généralisée à l'ensemble du pays mais plus intense dans le sud. Ces contrastes en hiver et en été, entre le nord et le sud, sont d'autant plus marqués que le scénario d'émission des gaz à effet de serre est sévère.

Les projections hydrologiques ont ensuite été réalisées avec le modèle Isba-Modcou et la désagrégation des modèles climatiques globaux (Chapitre 6). L'augmentation des précipitations hivernales et la plus grande quantité d'énergie disponible entraînent une augmentation de l'évapotranspiration sur tout le pays. Dans la partie sud, là où les précipitations n'augmentent pas, l'augmentation de l'évapotranspiration est soutenue par les sols. Ainsi en hiver, les débits diminuent faiblement sur la moitié nord et diminuent sur la moitié sud. En été, le déficit en eau se fait sentir sur l'ensemble du pays. Toutes les variables du cycle hydrologique diminuent fortement. Là aussi, la diminution est plus marquée dans le sud du pays qu'au nord. Les bassins versants à forte influence nivale sont également très touchés par l'augmentation de la température et l'augmentation des précipitations hivernales sur les Alpes. Les débits augmentent, parfois fortement, en hiver et au printemps, suivie d'une baisse sur le reste de l'année.

Sur les extrêmes de débits, les étiages seront plus intenses dans le futur, en particulier dans le sud du pays. Les régimes de crue ne changeront que très peu sur l'ensemble du pays. Seul le scénario d'émission de gaz à effet de serre le plus sévère permet de distinguer une augmentation assez importante des débits de crue dans le nord-est du pays, soutenue par l'augmentation des précipitations en hiver dans cette région. Le sud-ouest du pays voit au contraire ces régimes de crues diminuer, là-aussi en partie en raison de la diminution des précipitations.

L'incertitude due, à la fois aux modèles climatiques globaux et à la variabilité interne du climat, considérée ici comme l'incertitude climatique totale, a été estimée sur les précipitations désagrégées (Chapitre 5) et les projections de débits (Chapitre 6). De manière générale, quel que soit le scénario et la variable considérés, l'incertitude climatique totale augmente toujours au cours du XXI^{ème} siècle. L'incertitude due à la variabilité interne, estimée pour deux scénarios, est par contre relativement stable sur l'ensemble de la période, que cela soit pour les précipitations (Chapitre 5) ou les débits

(Chapitre 6). Dans les prochaines décennies, l'incertitude due à la variabilité interne est aussi forte que l'incertitude climatique totale. Au-delà, l'incertitude due à la variabilité interne est quasi-systématiquement plus faible que l'incertitude climatique totale.

Les reconstructions hydrologiques (Chapitre 4) et les observations longues de débits, ont permis de mettre en perspective les changements moyens de débits obtenus et les projections hydrologiques avec les changements de débits observés pendant le XX^{ème} siècle (Chapitre 6). La moyenne d'ensemble des changements de débits, pour les prochaines décennies et le milieu du XXI^{ème} siècle, sur les quatre grands bassins versants est le plus souvent plus forte que les changements de débits maximaux observés pendant le XX^{ème} siècle. Les changements maximaux de débits, observés ou reconstruits, sur le XX^{ème} siècle, sont généralement plus forts ou égaux que les incertitudes dues à la variabilité interne sur les changements de débits.

Discussion et perspectives

L'une des premières limites du travail réalisé ici est peut-être liée à la fiabilité des estimations de la variabilité interne ainsi que du signal du changement climatique pour les scénarios RCP2.6 et RCP6.0. Le nombre de modèles climatiques et de membres utilisés pour estimer l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique en France est faible pour ces deux scénarios. Cela est d'autant plus critique pour le scénario RCP2.6 pour lequel le signal du changement climatique est le plus faible. Il est donc plus difficile de maintenir un ratio élevé entre le signal et le bruit pour ce scénario que pour le scénario RCP8.5 par exemple. L'estimation de l'incertitude due à la variabilité interne réalisée avec les scénarios RCP4.5 et RCP8.0 souffre des mêmes travers. Peu de membres ont été utilisés, mais également peu de modèles climatiques. La variabilité interne simulée par chaque modèles climatiques peut être différente, il est donc important d'avoir le meilleur échantillonnage possible de cette incertitude.

En ce sens, il serait intéressant de compléter les projections hydrologiques avec de nouveaux membres afin d'obtenir une estimation plus fiable des changements moyens pour les scénarios RCP2.6 et RCP6.0, mais également de l'importance relatives des différentes sources d'incertitude. De plus, l'ensemble de simulations ici ne permet pas d'estimer l'incertitude due uniquement aux modèles climatiques avec la méthode adoptée. Il aurait fallu pour cela un ensemble avec plusieurs modèles climatiques disposant de plusieurs membres. Il aurait pourtant été intéressant de pouvoir la comparer à l'incertitude due uniquement à la variabilité interne. L'ensemble de simulations climatiques utilisé ici a été en grande partie limité par les données disponibles au début du travail. Il a été fait

le choix de privilégier une méthode de désagrégation plus fiable dans le futur, et donc demandant plus de prédicteurs, qu'un ensemble plus grand de simulations.

Une amélioration de l'estimation du changement moyen pour le scénario RCP2.6 et des incertitudes associées est intéressante pour l'élaboration des stratégies d'adaptation. Il correspond approximativement à l'objectif que s'est fixé la communauté internationale depuis la Conférence des Parties de Copenhague en 2009, à savoir un réchauffement global maximal de 2°C par rapport à l'ère pré-industrielle. En moyenne sur tous les modèles climatiques et tous les scénarios utilisés ici, donc pour des évolutions socio-économiques très variées, ce réchauffement sera atteint dans moins de 30 ans. Ce réchauffement de 2°C semble d'autant plus probable que depuis 2005, début des scénarios RCP, les émissions de gaz à effet de serre estimées sur la dernière décennie sont nettement plus fortes que celles projetées par le scénario RCP2.6. Il est donc particulièrement utile de connaître le plus précisément possible les impacts attendus en France pour un réchauffement climatique de cette ampleur. Sur la base de ce maintien du réchauffement à 2°C, des changements de pratiques seront sans doute nécessaires, notamment en raison de la diminution des débits moyens et du renforcement des étiages en été.

Malgré une estimation parfois imparfaite de l'incertitude due à la variabilité interne, il a été possible de mettre en avant certaines limites dans la reproduction de celle-ci, en particulier ce qui touche à la variabilité interne dans les projections hydrologiques. Sur la période historique, la variabilité multi-décennale sur les débits, obtenus avec Isba-Modcou et la désagrégation des modèles climatiques globaux, est bien plus faible au printemps que celle constatée dans les observations et les reconstructions hydrologiques. Cela se retrouve également sur les débits annuels. La littérature récente suggère que les modèles climatiques ne sont pas tous capables de correctement simuler les modes de variabilité pluri-décennale du climat en Europe, il semble donc raisonnable de leur imputer une part de cette sous-estimation de l'incertitude due à la variabilité multi-décennale sur les débits au printemps. Il est possible que la méthode de désagrégation, en plus des modèles climatiques, ne soit pas non plus totalement en mesure de reproduire cette variabilité du climat en Europe. Il faut également reconnaître que l'estimation de la variabilité interne dans les reconstructions hydrologiques et les observations est limitée par la période considérée, tout juste 100 ans. Ce n'est pas suffisant pour obtenir une estimation robuste des modes de variabilité d'une période de 60 à 80 ans.

Une perspective serait de remonter plus loin encore dans le passé, afin d'obtenir une estimation plus robuste de la variabilité multi-décennale des débits en France. A ces échéances, les observations de débits et de précipitations se font rares et les outils de modélisation numérique deviennent alors très utiles, voir indispensables. Des reconstructions hydrologiques plus longues permettraient également d'attribuer de manière plus

fiable le rôle des modes de variabilité du climat en Europe dans la variabilité des débits en France. Un travail est également à réaliser sur les modèles climatiques globaux ainsi que sur la méthode de désagrégation statistique afin de mieux représenter ces modes de variabilité pluri-décennale du climat en Europe.

Il est également possible de reprocher au travail réalisé ici de n'avoir utilisé qu'une unique méthode de désagrégation statistique et qu'un seul modèle hydrologique.

Sur le premier point, l'attention a surtout été portée à l'évaluation de la transférabilité des méthodes de désagrégation statistique afin d'en réduire les incertitudes qui y sont associées. La seule évaluation de cette hypothèse ne permet pas de réduire totalement les incertitudes dues à la méthode de désagrégation statistique. La comparaison des résultats obtenus avec plusieurs méthodes de désagrégation statistiques pour lesquelles l'hypothèse de transférabilité a été testée permettrait d'évaluer cette incertitude. Il est possible qu'elle soit plus limitée que dans de précédentes études. Une autre perspective serait d'utiliser les simulations des modèles climatiques régionaux. Les résultats des désagrégations statistiques et dynamiques peuvent être différents sur certains aspects. Les changements de précipitations extrêmes ne sont, par exemple, pas nécessairement bien reproduits avec la méthode des analogues, puisque limités par les observations. Les simulations des modèles régionaux sont sans doute plus fiables sur ce point que les résultats de la désagrégation par la méthode des analogues. Néanmoins, les méthodes de corrections de biais appliquées aux simulations des modèles régionaux sont, elles-aussi, réalisées sous l'hypothèse de leur transférabilité dans le climat futur. Là aussi, comme pour la désagrégation statistique, il est utile d'évaluer cette transférabilité afin de réduire les incertitudes associées à cette correction.

Sur la modélisation hydrologique, un premier travail a été réalisé en utilisant, en plus du modèle Isba-Modcou, un modèle hydrologique conceptuel, Mordor, sur quelques bassins versants. Les premières comparaisons des projections réalisées avec ces deux modèles hydrologiques présentent des résultats différents mais très corrélés en hiver. En été, les changements de débits obtenus avec le modèle Mordor sont nettement plus intenses que ceux obtenus avec le modèle Isba-Modcou. Cela suggère que les changements sur les étiages, non analysés pour Mordor, sont nettement plus forts avec le modèle Mordor qu'avec le modèle Isba-Modcou. Les bassins versants considérés sont petits, il n'est donc pas évident de conclure à l'échelle de la France entière. Toutefois, ces différences très importantes sur les changements d'étiage entre Mordor et Isba-Modcou seraient cohérentes avec celles constatées dans le cadre d'Explore2070 entre GR4J, un autre modèle conceptuel, et Isba-Modcou. Les premières analyses suggèrent que les différences sur les changements de débits moyens sont en partie expliquées par les différentes formulations de l'évapotranspiration ainsi que par la dynamique des réservoirs de chacun des

modèles. Une étude plus poussée des différences entre ces deux modèles hydrologiques permettrait d'en comprendre les origines physiques et éventuellement d'accorder plus de confiance aux résultats de l'un qu'en ceux de l'autre. C'est une perspective importante pour la réduction des incertitudes associées aux changements du cycle hydrologique. La part due aux modèles hydrologiques est parfois importante, notamment sur les étiages, et peut certainement être en partie réduite.

Les impacts du changement climatique sur les extrêmes de débits n'ont été que rapidement abordés alors qu'ils peuvent constituer un aspect important des stratégies d'adaptation. Une des raisons est que la méthode de désagrégation n'a pas été développée pour traiter les extrêmes journaliers de précipitations de façon optimale. Il est possible que les événements pluvieux extrêmes deviennent plus intenses dans le futur, or la méthode de désagrégation, basée sur une méthode de ré-échantillonnage, n'est pas en mesure de reproduire des événements plus intenses que ceux déjà observés. Il est donc délicat d'étudier les changements des événements extrêmes en utilisant la méthode de désagrégation proposée dans ce travail. Toutes les crues n'ont pas lieu suite à des extrêmes journaliers de précipitations, mais cela constitue tout de même une limite importante. L'étude de l'évolution de l'indice de crue, le QJXA10, réalisée dans ce travail est donc peu fiable et doit être manipulée avec précaution. L'évolution de l'indice d'étiage, le QMNA5, qui a été réalisé dans ce travail, ne souffrent pas des limitations liées à la méthode de désagrégation. Toutefois, des études précédentes suggèrent que l'évolution des étiages est très sensible au modèle hydrologique utilisé, incertitude qui n'a pas du tout été évaluée dans ce travail. Là aussi, la prudence est donc de mise dans la manipulation de l'évolution de ces indices. L'étude plus détaillée de l'évolution des périodes de sécheresse permettrait de vérifier la cohérence des projections réalisées ici avec les travaux précédents.

Dans les projections hydrologiques, il n'est tenu compte que de l'évolution du forçage atmosphérique et cela peut constituer une limite importante à certaines conclusions. Tous les autres paramètres, comme l'utilisation des sols ou l'effet de la végétation, restent constants dans les projections. Il n'est pas non plus tenu compte dans les projections hydrologiques des prélèvements ou des stockages temporaires dans les retenues. Les changements d'utilisation des sols et des facteurs socio-économique sont indirectement pris en compte par le biais des scénarios d'évolution de la concentration des gaz à effet de serre et de leurs effets sur le climat. En revanche, l'effet direct de ces changements sur le cycle hydrologique en France n'est pas considéré. Les projections hydrologiques réalisées permettent d'estimer l'effet du climat, et uniquement du climat, sur le cycle hydrologique en France. C'est un élément important à considérer pour les changements hydrologiques sur les bassins versants très anthropisés. La diminution des débits en été sur le bassin du Rhône, par exemple, est comparée à une situation passée sans barrages dans le modèle.

Ces derniers aspects sont plus généralement liés à la méthode utilisée pour étudier les impacts du changement climatique dans ce travail. Il n'a pas été question ici de réaliser une étude intégrée des impacts du changement climatique. Une telle approche aurait permis de tenir compte des changements d'utilisation des sols ou des changements de pratique des acteurs de l'eau. Les stratégies d'adaptation déjà adoptées, ou qui seront adoptées, influenceront largement sur la disponibilité de la ressource dans le futur, et probablement plus que le climat dans de nombreuses régions du pays. Pourquoi alors, ne pas tenir compte de ses stratégies d'adaptation dans notre étude? Tout d'abord, ces stratégies sont généralement élaborées à l'échelle locale, du moins c'est l'approche utilisée en France, et sont souvent différentes d'une région à l'autre. De plus, une bonne connaissance des territoires et de leurs acteurs est utile à l'élaboration de stratégies cohérentes avec la réalité. Il paraît donc complexe dans le cadre d'une étude sur l'ensemble du pays de proposer différents scénarios d'évolution socio-économique en lien avec les territoires. Sans oublier que ces aspects dépassent largement notre champ de compétences... L'étude de l'impact des facteurs purement climatiques sur le cycle hydrologique n'en reste pas moins pertinente pour l'élaboration des stratégies d'adaptation, particulièrement pour les prochaines décennies. L'inertie du système climatique est très importante, les actions, à venir ou déjà en cours, pour atténuer le changement climatique n'auront qu'un effet limité sur le climat aux échelles de temps décennales. Dès aujourd'hui, mais également dans les trente prochaines années, c'est bel et bien à nos sociétés qu'il revient de s'adapter au changement climatique. Il en est bien sûr tout autre pour des échéances plus lointaines, nos actions présentes peuvent avoir un effet certain sur le climat.

Le changement climatique n'est que l'un des facteurs de risques de l'accès à l'eau, au même titre par exemple que les tendances socio-économiques ou bien les problèmes de gouvernance de l'eau. Il n'en reste pas moins un des facteurs importants dans de nombreuses régions pour les décennies à venir. En France par exemple, le sud-ouest va devoir faire face à une diminution très importante de la ressource disponible, alors que cette région est déjà, aujourd'hui, sous pression. En témoigne les fréquentes périodes de restrictions pendant l'été. Enfin, il ne faut pas oublier qu'actuellement dans de nombreux pays, les difficultés d'accès à l'eau sont souvent liées à un problème de gouvernance. De nombreux efforts sont faits pour y remédier, mais il reste nécessaire de considérer les impacts du changement climatique pour ne pas saper ces efforts.

Bibliographie

- ADDOR, N., RÖSSLER, O., KÖPLIN, N., HUSS, M., WEINGARTNER, R. et SEIBERT, J. (2014). Robust changes and sources of uncertainty in the projected hydrological regimes of Swiss catchments. *Water Resources Research*, 50(August).
- ADLOFF, F., SOMOT, S., SEVAULT, F., JORDÀ, G., AZNAR, R., DÉQUÉ, M., HERRMANN, M., MARCOS, M., DUBOIS, C., PADORNO, E., ALVAREZ-FANJUL, E. et GOMIS, D. (2015). Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Climate Dynamics*.
- AGENCE DE L'EAU ADOUR-GARONNE (2015). <http://www.eau-adour-garonne.fr>.
- AMIOT, H. (2013). Eau et conflits dans le bassin du Jourdain. *Les clés du Moyen-Orient*.
- ARTINYAN, E., HABETS, F., NOILHAN, J., LEDOUX, E., DIMITROV, D., MARTIN, E. et LE MOIGNE, P. (2008). Modelling the water budget and the river flows of the Maritsa basin in Bulgaria. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12:21–37.
- AULT, T. R., COLE, J. E. et ST. GEORGE, S. (2012). The amplitude of decadal to multidecadal variability in precipitation simulated by state-of-the-art climate models. *Geophysical Research Letters*, 39(21):3–6.
- BACHNER, S., KAPALA, A. et SIMMER, C. (2008). Evaluation of daily precipitation characteristics in the CLM and their sensitivity to parameterizations. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4):407–419.
- BANQUE MONDIALE (2014). Données de la Banque Mondiale. (<http://donnees.banquemondiale.org/indicateur>).
- BARNETT, T. P., ADAM, J. C. et LETTENMAIER, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066): 303–309.
- BEERSMA, J. J. et ADRI BUISSHAND, T. (2003). Multi-site simulation of daily precipitation and temperature conditional on the atmospheric circulation. *Climate Research*, 25(2):121–133.

- BENGTSSON, L., ROECKNER, E. et STENDEL, M. (1999). Why is the global warming proceeding much slower than expected? *Journal of Geophysical Research*, 104(D4): 3865.
- BLANCHON, D. et BOISSIÈRE, A. (2013). *Atlas mondial de l'eau, défendre et partager notre bien commun*. Autrement, Paris.
- BOÉ, J. et HABETS, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2):691–708.
- BOÉ, J. et TERRAY, L. (2008). Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change. *Geophysical Research Letters*, 35(L05):702.
- BOÉ, J. et TERRAY, L. (2015). Can metric-based approaches really improve multi-model climate projections? The case of summer temperature change in France. *Climate Dynamics*.
- BOÉ, J., TERRAY, L., MARTIN, E. et HABETS, F. (2009). Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resources Research*, 45(8).
- BOONE, A., MASSON, V., MEYERS, T. et NOILHAN, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(1998):1544–1569.
- BOSSHARD, T., CARAMBIA, M., GOERGEN, K., KOTLARSKI, S., KRAHE, P., ZAPPA, M. et SCHÄR, C. (2013). Quantifying uncertainty sources in an ensemble of hydrological climate-impact projections. *Water Resources Research*, 49(3):1523–1536.
- BOUCHER, O., DUFRESNE, J.-I., VIAL, J., CATTIAUX, J., CHAUVIN, F., SALAS, D., VOLDOIRE, A., BOPP, L., BRACONNOT, P., CIAIS, P., YIOU, P. et MIGNOT, J. (2015). Projection des changements climatiques futurs. *La Météorologie*, 88:56–68.
- CABALLERO, Y., VOIRIN-MOREL, S., HABETS, F., NOILHAN, J., LEMOIGNE, P., LEHENAFF, A. et BOONE, A. (2007). Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change. *Water Resources Research*, 43(7):1–19.
- CARROUÉ, L. (2002). Gestion de l'eau en Espagne : les canaux de la discorde. *Alternatives économiques*, 199.
- CASSOU, C., TERRAY, L., HURRELL, J. W. et DESER, C. (2004). North Atlantic winter climate regimes : Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *Journal of Climate*, 17(5):1055–1068.

- CATTIAUX, J., DOUVILLE, H. et PEINGS, Y. (2013). European temperatures in CMIP5 : Origins of present-day biases and future uncertainties. *Climate Dynamics*, 41(11-12):2889–2907.
- CHAUVEAU, M., CHAZOT, S., PERRIN, C., BOURGIN, P.-Y., SAUQUET, E., VIDAL, J.-P., ROUCHY, N., MARTIN, E., DAVID, J., NOROTTE, T., MAUGIS, P. et DE LACAZE, X. (2013). Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l’horizon 2070? *La Houille Blanche*, 4:5–15.
- CHERRY, J., CULLEN, H., VISBECK, M., SMALL, A. et UVO, C. (2005). Impacts of the North Atlantic oscillation on scandinavian hydropower production and energy markets. *Water Resources Management*, 19(6):673–691.
- CHOU, C., NEELIN, J. D., CHEN, C. A. et TU, J. Y. (2009). Evaluating the ”rich-get-richer” mechanism in tropical precipitation change under global warming. *Journal of Climate*, 22(8):1982–2005.
- COMPO, G. P., WHITAKER, J. S., SARDESHMUKH, P. D., MATSUI, N., ALLAN, R. J., YIN, X., GLEASON, B. E., VOSE, R. S., RUTLEDGE, G., BESSEMOULIN, P., BRÖNNIMANN, S., BRUNET, M., CROUTHAMEL, R. I., GRANT, A. N., GROISMAN, P. Y., JONES, P. D., KRUK, M. C., KRUGER, A. C., MARSHALL, G. J., MAUGERI, M., MOK, H. Y., NORDLI, Ø., ROSS, T. F., TRIGO, R. M., WANG, X. L., WOODRUFF, S. D. et WORLEY, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654):1–28.
- DAYON, G., BOÉ, J. et MARTIN, E. (2015). Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(3):1023–1043.
- DE LACAZE, X., CHAZOT, S., NOROTTE, T., DAVID, J., PERRIN, C., CHAUVEAU, M., BOURGIN, P.-Y., SAUQUET, E., VIDAL, J.-P., ROUCHY, N., REGIMBEAU, M. et MAUGIS, P. (2010). Synthèse du projet Explore 2070 : Hydrologie de surface. Rapport technique, Ministère de l’écologie, du développement durable et de l’énergie.
- de VRIES, H., HAARSMA, R. J. et HAZELEGER, W. (2013). On the future reduction of snowfall in western and central Europe. *Climate Dynamics*, 41(9-10):2319–2330.
- DECHARME, B., BOONE, A., DELIRE, C. et NOILHAN, J. (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research*, 116(D20):D20126.
- DECHARME, B., MARTIN, E. et FAROUX, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(14):7819–7834.

- DÉQUÉ, M., ROWELL, D. P., LÜTHI, D., GIORGI, F., CHRISTENSEN, J. H., ROCKEL, B., JACOB, D., KJELLSTRÖM, E., CASTRO, M. et HURK, B. (2007). An intercomparison of regional climate simulations for Europe : assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81:53–70.
- DÉQUÉ, M., SOMOT, S., SANCHEZ-GOMEZ, E., GOODESS, C. M., JACOB, D., LENDE-RINK, G. et CHRISTENSEN, O. B. (2011). The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios : regional climate models, driving general circulation models and interannual variability. *Climate Dynamics*, 38:951–964.
- DESER, C., ALEXANDER, M. A., XIE, S.-P. et PHILLIPS, A. S. (2010a). Sea Surface Temperature Variability : Patterns and Mechanisms. *Annual review of marine science*, 2:115–143.
- DESER, C., PHILLIPS, A., BOURDETTE, V. et TENG, H. (2010b). Uncertainty in climate change projections : The role of internal variability. *Climate Dynamics*, 38(3-4):527–546.
- DESSAI, S. et HULME, M. (2004). Does climate adaptation policy need probabilities? *Climate Policy*, 4(2):107–128.
- DOBSON, A. J. (2002). *An introduction to generalized linear models*.
- DUCHARNE, A., SAUQUET, E., HABETS, F., DEQUE, M., GASCOIN, S., HACHOUR, A., MARTIN, E., OUDIN, L., PAGE, C., TERRAY, L., THIERY, D. et VIENNOT, P. (2011). Évolution potentielle du régime des crues de la Seine sous changement climatique. *La Houille Blanche*, 1:51–57.
- DUCHARNE, A., THÉRY, S., BILLEN, G., BENOIT, M., BRISSON, N., GARNIER, J., KIEKEN, H., LEDOUX, E., MARY, B., MIGNOLET, C., MERMET, L., POUX, X., SAUBOUA, E., SCHOTT, C., VIENNOT, P., ABU ALKHAIR, A., BAUBION, C., CURIE, F., DUCOS, G., GOMEZ, E., LEBONVALLET, S., OLIVE, G. et SICART, J. E. (2005). Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine. Rapport technique.
- EDMOND, R. (2014). Madagascar : Accès à l'eau potable - Un défi de taille pour l'atteinte des OMD. *Midi Madagasikara*, 3 Juillet.
- ENFIELD, D. B., MESTAS-NUÑEZ, A. M. et TRIMBLE, P. J. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its Relationship to Rainfall and River Flows in the Continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10):2077–2080.
- ETCHEVERS, P., GOLAZ, C., HABETS, F. et NOILHAN, J. (2002). Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research*, 107(D16):1–18.

- EUROPEAN COMMISSION (2007). Addressing the challenge of water scarcity and droughts in the European Union. Rapport technique.
- FAO (2014). Aquastat, le système mondial d'information sur l'eau de la FAO. (<http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/indexfra.stm>).
- FAROUX, S., KAPTUÉ TCHUENTÉ, a. T., ROUJEAN, J.-L., MASSON, V., MARTIN, E. et LE MOIGNE, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2):563–582.
- FATICHI, S., RIMKUS, S., BURLANDO, P. et BORDOY, R. (2014). Does internal climate variability overwhelm climate change signals in streamflow? The upper Po and Rhone basin case studies. *Science of the Total Environment*, 493:1171–1182.
- FIELD, C., BARROS, V. R., DOKKEN, D. J., MACH, K. J., MASTRANDREA, M. D., BILIR, T. E., CHATTERJEE, M., EBI, K. L., ESTRADA, Y. O., GENOVA, R. C., GIRMA, B., KISSEL, E. S., LEVY, A. N., MACCRACKEN, S., MASTRANDREA, P. R. et WHITE, L. L. (2014). *Climate Change 2013 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- FRANZKE, C., WOOLLINGS, T. et MARTIUS, O. (2011). Persistent circulation regimes and preferred regime transitions in the North Atlantic. *Journal of the Atmospheric sciences*, 68(1987):2809–2825.
- FREI, C., SCHÖLL, R., FUKUTOME, S., SCHMIDLI, J. et VIDALE, P. L. (2006). Future change of precipitation extremes in Europe : Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(6).
- FRITIER, N., MASSEI, N., LAIGNEL, B., DURAND, A., DIEPPOIS, B. et DELOFFRE, J. (2012). Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *Comptes Rendus - Geoscience*, 344(8):396–405.
- GARÇON, R. (1996). Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche*, (5):71–76.
- GARÇON, R. (1999). Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédermination des crues. *La Houille Blanche*, (7):88–95.

- GIORGI, F. et LIONELLO, P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63(2-3):90–104.
- GIUNTOLI, I., RENARD, B. et LANG, M. (2012). Floods in France. In *Changes in Flood Risk in Europe*, pages 199–211. CRC Press.
- GIUNTOLI, I., RENARD, B., VIDAL, J.-P. et BARD, A. (2013). Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 482:105–118.
- HABETS, F., BOÉ, J., DÉQUÉ, M., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., HACHOUR, A., MARTIN, E., PAGÉ, C., SAUQUET, E., TERRAY, L., THIÉRY, D., OUDIN, L. et VIENNOT, P. (2013). Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern France. *Climatic Change*, 121(4):771–785.
- HABETS, F., BOONE, A., CHAMPEAUX, J. L., ETCHEVERS, P., FRANCHISTÉGUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., MOREL, S., NOILHAN, J., QUINTANA SEGUÍ, P., ROUSSET-REGIMBEAU, F. et VIENNOT, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*, 113(D06):113.
- HABETS, F., BOONE, A. et NOILHAN, J. (2003). Simulation of a Scandinavian basin using the diffusion transfer version of ISBA. *Global and Planetary Change*, 38(1-2):137–149.
- HABETS, F., NOILHAN, J., GOLAZ, C., GOUTORBE, J. P., LACARRÈRE, P., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., MARTIN, E., OTTLÉ, C. et VIDAL-MADJAR, D. (1999). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part I : Model and database. *Journal of Hydrology*, 217(1-2):97–118.
- HÄFLIGER, V., MARTIN, E., BOONE, A., HABETS, F., DAVID, C. H., GARAMBOIS, P.-A., ROUX, H., RICCI, S., BERTHON, L., THÉVENIN, A. et BIANCAMARIA, S. (2015). Evaluation of Regional-Scale River Depth Simulations Using Various Routing Schemes within a Hydrometeorological Modeling Framework for the Preparation of the SWOT Mission. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4):1821–1842.
- HAWKINS, E. et SUTTON, R. (2011). The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics*, 37(1):407–418.
- HELD, I. M. et SODEN, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(5):5686–5699.
- HINGRAY, B., HENDRICKX, F., BOURQUI, M., CREUTIN, J., FRANÇOIS, B., GAILHARD, J., LAFAYSSSE, M., LEMOINE, N., MATHEVET, T., MZEGHANI, A. et MONTEIL, C. (2012). RIWER2030 : Climats régionaux et Incertitudes, Ressource en Eau et Gestion associée de 1860 à 2100. Rapport technique.

- HINGRAY, B. et SAÏD, M. (2014). Partitioning internal variability and model uncertainty components in a multimember multimodel ensemble of climate projections. *Journal of Climate*, pages 6779–6797.
- HOUDRET, A. (2008). Quelle approche scientifique des conflits liés à l'eau d'irrigation ? *Middle East*, pages 4–7.
- HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSON, G. et VISBECK, M. (2003). An Overview of the North Atlantic Oscillation. In *The North Atlantic Oscillation : Climatic Significance and Environmental Impact*, volume 134, page 263.
- IPCC (2014). Climate Change 2014 : Synthesis Report Summary Chapter for Policymakers.
- JACOB, D., PETERSEN, J., EGGERT, B., ALIAS, A., CHRISTENSEN, O. B., BOUWER, L. M., BRAUN, A., COLETTE, A., DÉQUÉ, M., GEORGIEVSKI, G., GEORGOPOULOU, E., GOBIET, A., MENUT, L., NIKULIN, G., HAENSLER, A., HEMPELMANN, N., JONES, C., KEULER, K., KOVATS, S., KRÖNER, N., KOTLARSKI, S., KRIEGSMANN, A., MARTIN, E., MEIJGAARD, E., MOSELEY, C., PFEIFER, S., PREUSCHMANN, S., RADERMACHER, C., RADTKE, K., RECHID, D., ROUNSEVELL, M., SAMUELSSON, P., SOMOT, S., SOUSSANA, J.-F., TEICHMANN, C., VALENTINI, R., VAUTARD, R., WEBER, B. et YIOU, P. (2013). EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2):563–578.
- JOSHI, M., HAWKINS, E., SUTTON, R., LOWE, J. et FRAME, D. (2011). Projections of when temperature change will exceed 2 C above pre-industrial levels. *Nature Climate Change*, 1(8):407–412.
- JOUZEL, J., OUZEAU, G., DÉQUÉ, M., JOUINI, M., PLANTON, S. et VAUTARD, R. (2014). Scénarios régionalisés : édition 2014 pour la métropole et les régions d'outre-mer. *Le climat de la France au XXIe siècle*, page 64.
- KEELEY, S. P. E., SUTTON, R. T. et SHAFFREY, L. C. (2009). Does the North Atlantic Oscillation show unusual persistence on intraseasonal timescales ? *Geophysical Research Letters*, 36(22):1–5.
- KERR, R. A. (2000). A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries. *Science*, 288(5473):1984–1985.
- KHARIN, V. V., ZWIERS, F. W., ZHANG, X. et WEHNER, M. (2013). Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic Change*, 119(2):345–357.

- KNUTTI, R., FURRER, R. et TEBALDI, C. (2010). Challenges in combining projections from multiple climate models. *Journal of Climate*, 23(10):2739–2758.
- KNUTTI, R., MASSON, D. et GETTELMAN, A. (2013). Climate model genealogy : Generation CMIP5 and how we got there. *Geophysical Research Letters*, 40(6):1194–1199.
- KRAMER, A., WOLF, T. A., CARIUS, A. et DABELKO, D. G. (2013). Gérer conflits et concertations dans le domaine de l'eau. *Planète Science*, 11(1):1–12.
- LAFAYASSE, M. et HINGRAY, B. (2014). Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections : The Alpine Durance basin. *Water Resources Research*, 50:3317–3341.
- LAFAYASSE, M., HINGRAY, B., ETCHEVERS, P., MARTIN, E. et OBLED, C. (2011). Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *Journal of Hydrology*, 403(1-2):116–129.
- LEDOUX, E., GIRARD, G., de MARSILY, G., VILLENEUVE, J. et DESCHENES, J. (1989). Spatially Distributed Modeling : Conceptual Approach, Coupling Surface Water And Groundwater. In MOREL-SEYTOUX, H., éditeur : *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, pages 435–454.
- LEMPERT, R., NAKICENOVIC, N., SAREWITZ, D. et SCHLESINGER, M. (2004). Characterizing climate change uncertainties for decision-makers. *Climatic Change*, 65:1–9.
- LI, G., HARRISON, S. P., BARTLEIN, P. J., IZUMI, K. et COLIN PRENTICE, I. (2013). Precipitation scaling with temperature in warm and cold climates : An analysis of CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 40(15):4018–4024.
- LOPEZ-MORENO, J. I., POMEROY, J. W., REVUELTO, J. et VICENTE-SERRANO, S. M. (2012). Response of snow processes to climate change : spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrennes. *Hydrological Processes*.
- LORENZ, E. N. (1969). Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric sciences*, 26:636–646.
- LORENZ, E. N. (1979). *Forced and Free Variations of Weather and Climate*.
- MAGAND, C. (2014). *Influence de la représentation des processus nivaux sur l'hydrologie de la Durance et sa réponse au changement climatique*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- MARAUN, D., WETTERHALL, F., IRESON, A. M., CHANDLER, R. E., KENDON, E. J., WIDMANN, M., BRIENEN, S., RUST, H. W., SAUTER, T., THEMESSEL, M., VENEMA,

- V. K. C., CHUN, K. P., GOODNESS, C. M., JONES, R. G., ONOF, C., VRAC, M. et THIELE-EICH, I. (2010). Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, (2009):1–34.
- MARAUN, D., WIDMANN, M., GUTIERREZ, J., KOTLARSKI, S., CHANDLER, R. E., HERTIG, E., WIBIG, J., HUTH, R. et WILCKE, R. A. I. (2015). VALUE : A framework to validate downscaling approaches for climate change studies. *Earth's Future*, 3:1–14.
- MARTIN, E., BRUN, E. et DURAND, Y. (1994). Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. *Annales Geophysicae*, 12(5):469.
- MASSEI, N., LAIGNEL, B., DELOFFRE, J., MESQUITA, J., MOTELAY, A., LAFITE, R. et DURAND, A. (2010). Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *International Journal of Climatology*, 30(14):2146–2154.
- MATHEVET, T. (2005). *Quels modèles Pluie-Débit Globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts.
- MCCABE, G. J., BETANCOURT, J. L. et HIDALGO, H. G. (2007). Associations of decadal to multidecadal sea-surface temperature variability with Upper Colorado River flow. *Journal of the American Water Resources Association*, 43(1):183–192.
- MEEHL, G. a., COVEY, C., DELWORTH, T., LATIF, M., MCAVANEY, B., MITCHELL, J. F. B., STOUFFER, R. J. et TAYLOR, K. E. (2007). The WCRP CMIP3 multimodel dataset : A new era in climatic change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1383–1394.
- MEINSHAUSEN, M., SMITH, S. J., CALVIN, K., DANIEL, J. S., KAINUMA, M. L. T., LAMARQUE, J.-F., MATSUMOTO, K., MONTZKA, S. A., RAPER, S. C. B., RIAHI, K., THOMSON, A., VELDEERS, G. J. M. et VUUREN, D. P. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109(1-2):213–241.
- MINDER, J. R. (2010). The Sensitivity of Mountain Snowpack Accumulation to Climate Warming. *Journal of Climate*, 23(10):2634–2650.
- MITCHELL, T. et HULME, M. (1999). Predicting regional climate change : living with uncertainty. *Progress in Physical Geography*, 23(1):57–78.

- MOHINO, E., JANICOT, S. et BADER, J. (2011). Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate Dynamics*, 37(3):419–440.
- MOISSELIN, J.-m., SCHNEIDER, M. et CANELLAS, C. (2002). Les changements climatiques en France au XX e siècle Étude des longues séries homogénéisées. *La Météorologie*, 38(1):45–56.
- MOSS, R. H., EDMONDS, J. a., HIBBARD, K. a., MANNING, M. R., ROSE, S. K., van VUUREN, D. P., CARTER, T. R., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T., MEEHL, G. a., MITCHELL, J. F. B., NAKICENOVIC, N., RIAHI, K., SMITH, S. J., STOUFFER, R. J., THOMSON, A. M., WEYANT, J. P. et WILBANKS, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282):747–56.
- MUELLER, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2014). Systematic land climate and evapotranspiration biases in CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 41(1):128–134.
- MUERTH, M. J., GAUVIN ST-DENIS, B., RICARD, S., VELÁZQUEZ, J. A., SCHMID, J., MINVILLE, M., CAYA, D., CHAUMONT, D., LUDWIG, R. et TURCOTTE, R. (2013). On the need for bias correction in regional climate scenarios to assess climate change impacts on river runoff. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3):1189–1204.
- NOILHAN, J. et PLANTON, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117:536–549.
- OBLED, C. (2002). Quantitative precipitation forecasts : a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, 63(3-4):303–324.
- OCDE (2014). *L'eau et l'adaptation au changement climatique : Des politiques pour naviguer en eaux inconnues*. OCDE, Editions, etudes de édition.
- OKI, T. et KANAE, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313(5790):1068–72.
- OMS et UNICEF (2012). *Progress on Drinking Water and Sanitation : 2012 Update*.
- ONE (2014). *Tableau de bord environnemental - Office national de l'environnement*. Office national de l'environnement.
- ONU (2015). *Objectifs du Millénaire pour le développement - Rapport 2015*.
- OUDIN, L., MICHEL, C. et ANCTIL, F. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology*, 303(1-4):275–289.

- PAPPENBERGER, F. et BEVEN, K. J. (2006). Ignorance is bliss : Or seven reasons not to use uncertainty analysis. *Water Resources Research*, 42(5):1–8.
- PATT, A. et DESSAI, S. (2005). Communicating uncertainty : Lessons learned and suggestions for climate change assessment. *Comptes Rendus - Geoscience*, 337(4):425–441.
- PLANTON, S. (2006). Comment estimer le changement climatique ? *Pour la Science*, 52.
- PLAUT, G., SCHUEPBACH, E. et DOCTOR, M. (2001). Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Climate Research*, 17:285–302.
- POLI, P., HERBACH, H., TAN, D., DEE, D., THÉPAUT, J.-n., SIMMONS, A., PEUBEY, C., LALOYAUX, P., KOMORI, T., BERRISFORD, P. et DRAGANI, R. (2013). ERA report series. Rapport technique, ECMWF.
- QUINTANA-SEGUÍ, P. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107.
- RADANOVICS, S., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., BEN DAUD, A. et BONTRON, G. (2013). Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(10):4189–4208.
- RAUSCHER, S. a., COPPOLA, E., PIANI, C. et GIORGI, F. (2010). Resolution effects on regional climate model simulations of seasonal precipitation over Europe. *Climate Dynamics*, 35(4):685–711.
- RITTER, B. et GELEYN, J.-F. (1992). A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations.
- ROBOCK, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 45(3):191–219.
- ROUSSET, F., HABETS, F., GOMEZ, E., LE MOIGNE, P., MOREL, S., NOILHAN, J. et LEDOUX, E. (2004). Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system. *Journal of Geophysical Research D : Atmospheres*, 109(14):1–20.
- ROUSSET F. (2007). *Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application à la prévision d'ensemble des débits*. Thèse de doctorat.
- SANCHEZ-GOMEZ, E. et TERRAY, L. (2005). Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes. *Geophysical Research Letters*, 32(L24):711.

- SANTER, B. D., WIGLEY, T. M. L., GAFFEN, D. J., BENGTSSON, L., DOUTRIAUX, C., BOYLE, J. S., ESCH, M., HNILO, J. J., JONES, P. D., MEEHL, G. A., ROECKNER, E., TAYLOR, K. E. et WEHNER, M. F. (2000). Interpreting Differential Temperature Trends at the Surface and in the Lower Troposphere. *Science*, 287(5456):1227–1232.
- SAUQUET, E. (2009). Imagine 2030. Climat et aménagement de la Garonne : Quelles incertitudes sur la ressource en eau en 2030 ? Rapport technique.
- SAUQUET, E., ARAMA, Y., BLANC-COUTAGNE, E., BOUSCASSE, H., BRANGER, F., BRAUD, I., BRUN, J.-F., JOHAN, C., CIPRIANI, T., DARTY, T., DUCHARNE, A., HENDRICKX, F., HINGRAY, B., KROWICKI, F., LE GOFF, I., LE LAY, M., MAGAND, C., MALERBE, F., MATHEVET, T., MONTEIL, C., PERRING, C., POULHE, P., ROSSI, A., SAMIE, R., STROSSER, P., THIREL, G., TILMANT, F. et VIDAL, J.-P. (2014). Projet R2D2 2050. Risque, Ressource en eau et gestion Durable de Durance en 2050. Rapport technique.
- SCAIFE, A. a., WOOLLINGS, T., KNIGHT, J., MARTIN, G. et HINTON, T. (2010). Atmospheric blocking and mean biases in climate models. *Journal of Climate*, 23(23):6143–6152.
- SCHLESINGER, M. et RAMANKUTTY, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, 367:723–726.
- SCHWARTZ, S. E. (2008). Uncertainty in climate sensitivity : Causes, consequences, challenges. *Energy & Environmental Science*, 1(4):430.
- SCOCCIMARRO, E., GUALDI, S., BELLUCCI, A., ZAMPIERI, M. et NAVARRA, A. (2013). Heavy precipitation events in a warmer climate : Results from CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26(20):7902–7911.
- SEAGER, R., NAIK, N. et VECCHI, G. a. (2010). Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. *Journal of Climate*, 23(17):4651–4668.
- SEITY, Y., BROUSSEAU, P., MALARDEL, S., HELLO, G., BÉNARD, P., BOUTTIER, F., LAC, C. et MASSON, V. (2011). The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, 139(3):976–991.
- SENEVIRATNE, S. I., CORTI, T., DAVIN, E. L., HIRSCHI, M., JAEGER, E. B., LEHNER, I., ORLOWSKY, B. et TEULING, A. J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate : A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3-4):125–161.

- SOGREAH (2011). Stratégies Territoriales d'Adaptation Au Changement Climatique Dans Le Grand Sud-Ouest. Partie 1 : Contexte, objectifs et approche méthodologique. Rapport technique.
- SOUBEYROUX, J.-m., FRANCHISTEGUY, L., HABETS, F., BAILLON, M., REGIMBEAU, F., VIDAL, J.-p., MOIGNE, P. L. et MOREL, S. (2008). Safran-Isba-Modcou. *La Météorologie*, 63:40–45.
- SOUBEYROUX, J.-M., KITOVA, N., BLANCHARD, M., VIDAL, J.-P., MARTIN, É. et DANDIN, P. (2012). Sécheresses des sols en France et changement climatique : Résultats et applications du projet ClimSec. *La Météorologie*, 8(78):21.
- SOURIAU, A. et YIOU, P. (2001). Grape harvest dates for checking NAO paleoreconstructions. *Geophysical Research Letters*, 28(20):3895–3898.
- STEPHENS, G. L. et ECUYER, T. L. (2015). The Earth's Energy Balance. *Atmospheric Research*, 166:195–203.
- STICKLER, a., BRÖNNIMANN, S., VALENTE, M. a., BETHKE, J., STERIN, A., JOURDAIN, S., ROUCAUTE, E., VASQUEZ, M. V., REYES, D. a., ALLAN, R. et DEE, D. (2014). ERA-CLIM : Historical Surface and Upper-Air Data for Future Reanalyses. *Bulletin of the American Meteorological Society*, September.
- STOCKER, T., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. et MIDGLEY, P. M. (2013a). *Climante Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- STOCKER, T., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. et MIDGLEY, P. M. (2013b). *GIEC changement climatiques 2013 : Résumé à l'intention des décideurs, Résumé technique et Foire aux questions*. IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- SUTTON, R. T. et DONG, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5(11):788–792.
- SUTTON, R. T. et HODSON, D. L. R. (2005). North Atlantic forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309(July):115–118.
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J. et MEEHL, G. a. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498.

- TEBALDI, C. et KNUTTI, R. (2007). The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of The Royal Society A*, 365(1857): 2053–75.
- TEBALDI, C., SMITH, R. L., NYCHKA, D. et LINDA, O. (2004). Quantifying Uncertainty in Projections of Regional Climate Change : A Bayesian Approach to the Analysis of Multimodel Ensembles Technical Description of the Gibbs Sampler. *Journal of Climate*, 18:1524–1540.
- TERRAY, L. et BOÉ, J. (2013). Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *Comptes Rendus Geoscience*, 345(3):136–149.
- TEUTSCHBEIN, C. et SEIBERT, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies : Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456-457:12–29.
- TIMBAL, B., DUFOUR, A. et MCAVANEY, B. (2003). An estimate of future climate change for western France using a statistical downscaling technique. *Climate Dynamics*, 20(7-8):807–823.
- TIMMRECK, C. (2012). Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 3(6):545–564.
- TRENBERTH, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47(1-2):123–138.
- TRIGO, R. M., POZO-VÁZQUEZ, D., OSBORN, T. J., CASTRO-DÍEZ, Y., GÁMIZ-FORTIS, S. et ESTEBAN-PARRA, M. J. (2004). North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24(8):925–944.
- VALERY, A. (2010). *Modélisation précipitations – débit sous influence nivale. Elaboration d’un module neige et évaluation sur 380 bassins versants*. Thèse de doctorat, AgroParisTech.
- VAN DER LINDEN, P. et MITCHELL, F. J. (2009). *ENSEMBLES : Climate change and its impacts : Summary of research and results from the ENSEMBLES project*.
- VANO, J. a., UDALL, B., CAYAN, D. R., OVERPECK, J. T., BREKKE, L. D., DAS, T., HARTMANN, H. C., HIDALGO, H. G., HOERLING, M., MCCABE, G. J., MORINO, K., WEBB, R. S., WERNER, K. et LETTENMAIER, D. P. (2014). Understanding uncertainties in future Colorado River streamflow. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(1):59–78.

- VIDAL, J.-P., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., BAILLON, M. et SOUBEYROUX, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644.
- VIDAL, J. P., MARTIN, E., KITOVA, N., NAJAC, J. et SOUBEYROUX, J. M. (2012). Evolution of spatio-temporal drought characteristics : Validation, projections and effect of adaptation scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(8):2935–2955.
- VOLDOIRE, A., SANCHEZ-GOMEZ, E., SALAS Y MÉLIA, D., DECHARME, B., CASSOU, C., SÉNÉSI, S., VALCKE, S., BEAU, I., ALIAS, A., CHEVALLIER, M., DÉQUÉ, M., DESHAYES, J., DOUVILLE, H., FERNANDEZ, E., MADEC, G., MAISONNAVE, E., MOINE, M.-P., PLANTON, S., SAINT-MARTIN, D., SZOPA, S., TYTECA, S., ALKAMA, R., BELAMARI, S., BRAUN, A., COQUART, L. et CHAUVIN, F. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10):2091–2121.
- WILBY, R. L. (2001). Seasonal Forecasting of River Flows in the British Isles Using North Atlantic Pressure Patterns. *Water and Environment Journal*, 15:56–63.
- WILBY, R. L. et DESSAI, S. (2010). Robust adaptation to climate change. *Weather*, 65(7):180–185.
- ZORITA, E. et STORCH, H. V. (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods. *Journal of climate*, pages 2474–2489.