HAL open science

Du début de la période industrielle à la fin du 21ème siècle: 250 ans de variations hydroclimatiques sur la France

Julien Boé

▶ **To cite this version:**

Julien Boé. Du début de la période industrielle à la fin du 21ème siècle: 250 ans de variations hydroclimatiques sur la France. Interfaces continentales, environnement. Université Paul Sabatier (Toulouse 3), 2019. tel-02353023

HAL Id: tel-02353023

https://hal.science/tel-02353023v1

Submitted on 7 Nov 2019

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

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

UNIVERSITÉ PAUL SABATIER - TOULOUSE III

MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME D'

HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

Soutenue
le 19 Avril 2019
par

Julien BOE

UMR CECI CNRS-CERFACS

Du début de la période industrielle à la fin du 21ème siècle : 250 ans de variations hydroclimatiques sur la France

---

JURY :

Sophie BASTIN	*LATMOS*	Rapportrice
Masa KAGEYAMA	*LSCE*	Rapportrice
Olivier BOUCHER	*LMD*	Rapporteur
Rémy ROCA	*LEGOS*	Président
Hervé DOUVILLE	*CNRM*	Membre
Laurent TERRAY	*CERFACS*	Membre

Résumé

Je présente dans ce mémoire mes travaux de recherche sur la variabilité et les changements hydroclimatiques sur l'Europe et la France, depuis le milieu du 19ème siècle jusqu'à la fin du 21ème siècle, à des échelles de temps multi-décennales à centennales.

Dans un premier chapitre, je commence par décrire nos travaux sur la caractérisation de la variabilité multi-décennale hydrologique sur la France et l'analyse des mécanismes climatiques et hydrologiques en jeu. Ces travaux s'appuient sur les rares observations hydrologiques longues existantes et sur le développement de reconstructions hydrologiques commençant en milieu ou fin de 19ème siècle, basées sur la modélisation hydrologique. Je présente ensuite une évaluation de la capacité des modèles climatiques actuels à reproduire la variabilité multi-décennale hydrologique sur la France et souligne l'existence de certaines difficultés dans ce contexte. Finalement, je m'intéresse aux tendances hydrologiques à long terme sur la France et discute notamment les problèmes potentiels de modèles climatiques actuels à capturer correctement l'évolution de l'évapotranspiration.

Dans un second chapitre, je présente nos travaux sur la caractérisation des changements climatiques sur l'Europe, en ce qui concerne par exemple la température moyenne, ses records, ou différentes propriétés des précipitations. Je discute ensuite les méthodologies que nous avons mises en œuvre pour étudier plus finement les impacts de ces changements climatiques sur le cycle hydrologique sur la France. Je discute ensuite ces impacts et les différentes incertitudes en jeu. Finalement, je présente mes travaux sur la compréhension des mécanismes responsables des changements climatiques sur l'Europe au cours du 21ème siècle et des incertitudes associées. Je discute notamment le rôle de la circulation atmosphérique de grande échelle, des rétroactions locales et des aérosols anthropiques dans ce contexte.

Dans un troisième chapitre, j'ai regroupé différents travaux autour des problèmes qui se posent fréquemment lorsqu'on cherche à utiliser en pratique les résultats des projections climatiques, dans le cadre de l'adaptation par exemple. Je décris nos travaux autour de la sélection ou de la pondération des projections d'ensembles de modèles climatiques, selon différents objectifs : sous-échantillonnage visant à conserver certaines propriétés statistiques de l'ensemble entier, prise en compte des problèmes d'indépendance des modèles, prise en compte de leur performances relatives au travers de l'approche des contraintes émergentes. Finalement, je présente des travaux en lien avec le choix entre projections climatiques globales et régionales sur l'Europe. Je caractérise certaines de leurs différences et discute les mécanismes associés, dans l'objectif ultime d'évaluer le réalisme respectif de ces projections.

Dans le chapitre final, je présente mes perspectives de recherche sur les thématiques traitées dans ce mémoire pour les années à venir.

Table des matières

1 Introduction **7**
1.1 Une rapide contextualisation historique 7
1.2 Contexte général de ce mémoire 11

2 Variabilité multi-décennale à centennale sur la période instrumentale **15**
2.1 Introduction 15
2.2 Variabilité multi-décennale du cycle hydrologique sur la France . . . 18
2.2.1 Analyse des observations 18
2.2.2 Reconstructions hydrologiques longues : développements méthologiques 22
2.2.3 Données anciennes et évaluation 25
2.2.4 Analyse des données anciennes et des reconstructions 29
2.2.5 Discussion : variabilité interne ou variabilité forcée ? 32
2.3 Variabilité multi-décennale hydroclimatique dans les modèles climatiques 34
2.3.1 Précipitations au printemps 34
2.3.2 Causes potentielles des problèmes de variabilité multi-décennale dans les modèles 37
2.4 Tendances hydroclimatiques à long terme sur la France 40

3 Changements climatiques projetés : impacts et mécanismes **51**
3.1 Introduction 51
3.2 Projections climatiques globales 52
3.2.1 Changements de températures 52
3.2.2 Changements du cycle hydrologique 55
3.2.3 Les multiples facettes des changements précipitations 58
3.3 Impacts sur le cycle hydrologique en France 61
3.3.1 Aspects méthodologiques 61
3.3.2 Résultats des projections 65
3.4 Mécanismes des changements climatiques estivaux et incertitudes . 72
3.4.1 Circulation de grande échelle 73
3.4.2 Rétroactions locales 78
3.4.3 Rôle des aérosols anthropiques 81

4 Faire sens de l'information climatique **87**
4.1 Introduction 87
4.2 Sous-échantillonner tout en gardant certaines propriétés de l'ensemble. 89
4.3 Problème de dépendance des modèles climatiques. 90
4.4 Donner plus de poids aux modèles les plus réalistes : contraintes émergentes 95
4.5 Choix du protocole : RCM versus GCM 99

5 Conclusion et perspectives de travail **107**
5.1 Résumé des travaux 107
5.2 Perspectives : Introduction 108
5.3 Variabilité multi-décennale à centennale sur la période instrumentale 110
5.3.1 Téléconnexion AMV / précipitations au printemps 110
5.3.2 Analyses croisées : observations, reconstructions hydrologiques et paléoclimatiques 111
5.3.3 Évapotranspiration historique 114
5.3.4 Prévisibilité décennale des débits 117
5.4 Changements climatiques projetés : impacts et mécanismes 118
5.4.1 Changements de circulation en été 118
5.4.2 Rôle des surfaces continentales dans les changements climatiques sur l'Europe 120
5.4.3 Rôle des aérosols dans les changements hydroclimatiques sur l'Europe 122
5.4.4 Impacts du changement climatique : repenser les choix méthodologiques 123
5.4.5 Approche "scenario-neutral" pour les impacts 128
5.5 Faire sens de l'information climatique 130
5.5.1 Manque d'indépendance des modèles climatiques 130
5.5.2 Contraintes émergentes 132
5.5.3 Mettre en forme l'information climatique : storylines et probabilisation via extrapolation 133
5.5.4 Impact de la résolution et/ou du protocole 136

Chapitre 1

Introduction

1.1 Une rapide contextualisation historique

Il est courant de séparer la météorologie du climat, le climat étant défini comme les statistiques des variations météorologiques sur une période suffisamment "longue", de quelques décennies. Les normales climatiques sont ainsi généralement définies par des moyennes sur 30 ans. Ces moyennes "climatiques" peuvent être impactées par des variations climatiques à des échelles de temps décennales à multi-décennales, ou bien par des tendances progressives à plus long terme [1].

Une part importante des sciences du climat actuelles, dont les travaux présentés dans ce mémoire, se focalisent sur l'étude des variations ou changements climatiques [2] à ces échelles de temps. Elles s'intéressent notamment au rôle des forçages anthropiques et en particulier des gaz à effet de serre (GES) sur les tendances climatiques progressives ainsi qu'à celui des grands modes de variabilités climatiques décennaux ou multi-décennaux [3] comme l'Atlantic Multidecadal Variability (AMV) ou la Pacific Decadal Variability (PDV) [Deser *et al.*, 2010]. La question de la prévision ou projection tant de ces tendances que de ces variations multi-décennales revêt aujourd'hui un intérêt majeur.

Ces questions qui paraissent très modernes ne sont en fait pas nouvelles. Il est surprenant de constater à quel point la volonté de discerner l'impact des évolutions pseudo-périodiques à des échelles de temps climatiques de celui des tendances progressives à plus long terme, d'en comprendre les causes, et essayer de "prévoir" l'avenir grâce à ces connaissances est ancienne [4].

1. L'expression "variations climatiques à des échelles de temps multi-décennales à centennales" relève donc un peu du pléonasme. Je l'utiliserai quand même couramment pour plus de clarté.

2. Implicitement, on a souvent tendance à associer variation à "naturelle" et changement à "anthropique", ce ne sera pas le cas dans ce mémoire, où les deux termes seront synonymes.

3. Je ne ferai pas de distinction entre décennal, inter-décennal et multi-décennal dans ce mémoire et emploierai généralement le terme multi-décennal. "Basse-fréquence" sera par ailleurs dans ce mémoire un synonyme de multi-décennal.

4. Il est fréquent, si ce n'est de coutume, de commencer une HDR par une partie où le chercheur montre le recul qu'il a pu prendre sur sa thématique de recherche, par des perspectives historiques ou des considérations de philosophie des sciences. Le lecteur ne sera pas ici épargné.

Déjà à la fin du 19ème siècle, Eduard Bruckner ou Julius Hann, pour les plus connus, se sont intéressés à ces questions. Bruckner, notamment par l'étude de lacs fermés, conclut à l'existence de variations climatiques avec une période de 35 ans[5]. Il fait l'hypothèse que ces variations sont dues à un forçage solaire inconnu. Hann distingue clairement les notions de variations climatiques "progressives" et "cycliques". En raison des problèmes d'homogénéité temporelle qu'il décèle dans de nombreuses données, il doute de la possibilité de mettre en lumière de façon robuste des variations climatiques progressives. Il est moins sceptique quant à l'existence des variations climatiques, non strictement périodiques, comme celles décrites par Bruckner.

Dans le contexte de ce mémoire, il est encore plus intéressant de noter à quel point ces questions semblent avoir intéressées les hydroclimatologues français durant le 20ème siècle. On peut citer les travaux de Paloque [1949], qui, intrigué par les sécheresses de la fin des années 1940, décèle le retour de sécheresses de printemps à Toulouse avec une période de 37-38 ans[6] en étudiant les précipitations de 1839 à 1947. La période de sécheresses exceptionnelles de la fin des années 1940 ne lui paraît alors pas "*résulter d'une modification du climat ayant quelque chance de durer*" mais d'un cycle de 37-38 ans, le "*double de la période lunaire*" remarque-t-il incidemment (sans doute fait-il référence ici au saros).

Les périodicités de la lune semblent d'ailleurs une explication fréquente aux variations climatiques multi-décennales au début du 20ème siècle. On trouve par exemple les travaux de Lévine [1921], qui, analysant la courbe des minima barométriques annuels à Paris entre 1753 et 1920, discerne lui une périodicité de 96 ans soit la période de "*révolution de la ligne des nœuds de l'orbite lunaire*".

Plus étonnant encore peut-être, on pense déjà à exploiter cette variabilité basse fréquence pour faire des "prévisions décennales" bien avant l'heure. Frolow [1953], avec une méthode qui semble assez similaire dans l'idée à une décomposition en mode empirique [Wu *et al.*, 2007], "la méthode de combinaisons linéaires d'ordonnées de M. et Mme H. LABROUSTE"[7], décompose la série des hauteurs maximales de la Seine à Paris comme une somme de signaux pseudo-périodiques de différentes périodes (Figure 1.1). Il y décèle notamment un signal avec une période de 32 ans. Il extrapole ensuite les signaux basse-fréquence dans les décennies futures pour faire des prévisions décennales.

Ce type d'approche ne semble d'ailleurs pas isolé, si l'on en croit Massé [1940], qui fait un examen critique des travaux de ceux qu'il appelle, non sans un certain mépris implicite, les "*chercheurs de périodes*". Il en profite pour noter, fort justement dans ce contexte, que les observations sont "*peu nombreuses au sens de la statistique*[8] *et que l'extrapolation au futur des périodicités observées est discutable*". De plus,

5. La plupart des travaux de Hann ou Bruckner ne sont pas anglais. Je me réfère ici notamment à Stehr et von Storch [1995] qui présentent une synthèse de leurs travaux.

6. Hormis la stricte périodicité énoncée, c'est d'ailleurs cohérent avec les travaux décrits dans le Chapitre 2.

7. Je n'ai pas retrouvé la publication originale.

8. Problème que nous rencontrerons maintes fois par la suite.

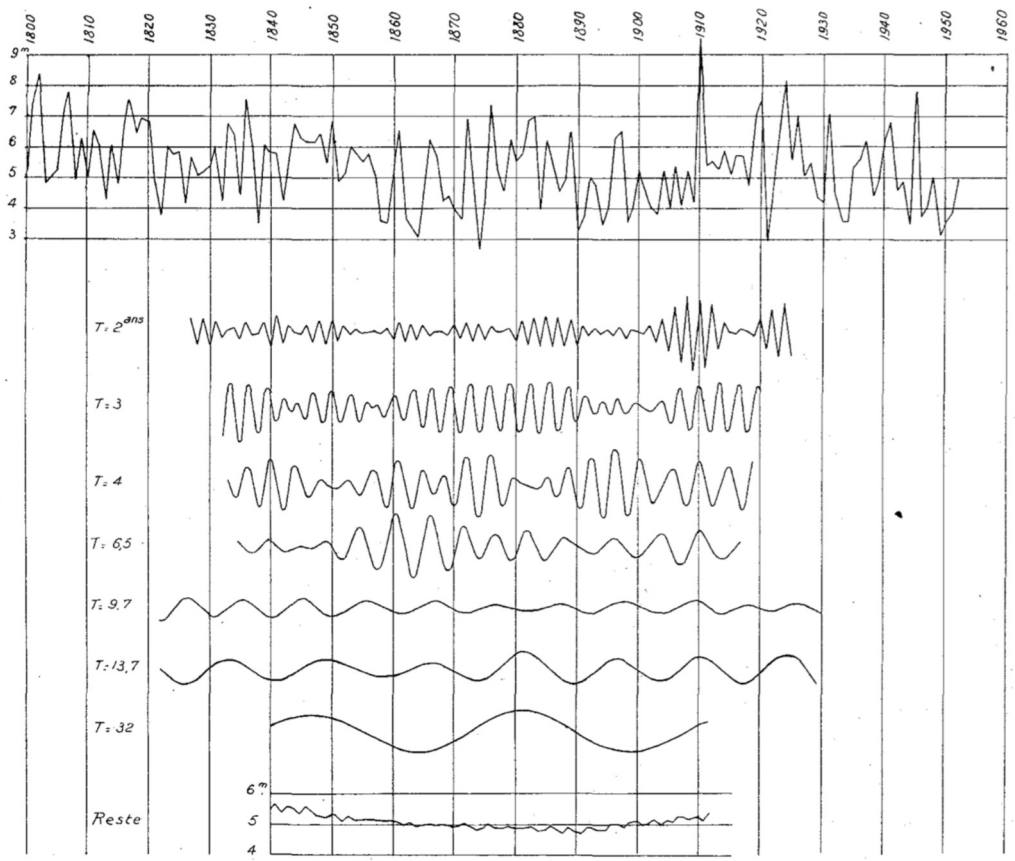

FIGURE 1.1 – *(En haut) Hauteur maximale annuelle (m) de la Seine à Paris de 1800 à 1952 et (en dessous) développement en "somme de pseudo-sinusoïdes en utilisant la méthode de combinaisons linéaires d'ordonnées de M. et Mme H. LABROUSTE." Figure extraite de Frolow [1953].*

l'intérêt de telles prévisions lui paraît discutable eu égard à "*l'importance des écarts aléatoires par rapport à la partie systématique des variations*".

La lecture de Massé [1940] montre également que la lune n'est pas la seule explication proposée à la variabilité multi-décennale hydroclimatique sur la France à cette époque. Il mentionne notamment les travaux de Le Danois sur la variabilité décennale à séculaire sur l'Atlantique Nord résultant de la lutte entre les eaux polaires ("lourdes et inertes") et les eaux tropicales ("légères et mobiles"), ainsi que le lien établi par certains entre ces variations océaniques et les débits de la Vienne [9].

Il est par ailleurs amusant de constater que ces questions sur les variations basse-fréquence hydrologiques semblent souvent posées après des évènements hydrologiques extrêmes, d'ordre météorologique et non climatique. C'est le cas par exemple pour les sécheresses des années 1942-1949 avec Paloque [1949] déjà mentionné, Sanson et Pardé [1950] et Fourchy [1951], pour celle de 1950-1960 avec

9. Les variations océaniques comme source de variabilité multi-décennale sur les débits sur la France décrites dans le Chapitre 2 n'est donc en fait pas une idée très nouvelle...

Chartier [1962], ou encore pour celle de 1976 avec Brochet [1977]. A chaque fois, les auteurs s'interrogent sur le caractère "normal" ou "anormal" de ces évènements et leur lien avec d'éventuelles variations multi-décennales ou séculaires du climat [10].

Par exemple, Sanson et Pardé [1950], sommités françaises en leur époque respectivement en météorologie et hydrologie, mentionnent leur "émerveillement" après les sécheresses des années 1942-1948 ponctuées par la sécheresse majeure de 1949. "*La faiblesse de la pluviosité et de l'hydraulicité, depuis 1942, se traduit en Europe occidentale par des déficits bien supérieurs, comme on l'a vu, à ceux qu'on avait pris la coutume de croire possibles. Cela ne prouve-t-il point que le nouveau continent, de même que les autres, commencent à se dessécher, donc que les prévisions utilisées jusqu'à ces dernières années pour les aménagements des rivières sont devenues, rétrospectivement bien trop optimistes ?*" Ils découvrent en fait la variabilité décennale forte du climat, ses conséquences hydrologiques, et également les forts impacts sociétaux associés.

Sanson et Pardé [1950] restent par ailleurs très prudents sur les causes de la succession des sécheresses à la fin des années 1940. Ils ne croient pas à un impact de tendances séculaires, mais mentionnent la variabilité multi-décennale comme facteur d'explication potentiel. "*L'un de nous, le plus habitué à manier les longues séries de relevés pluviométriques, estime, approuvé par l'autre auteur, que depuis un siècle, des périodes à prédominance d'années sèches ont succédé à des périodes avec prédominance d'années pluvieuses selon une alternance de 40 à 45 années, ceci tout au moins dans la région parisienne (cycle sec de 1857 à 1900 à peu près, cycle humide de 1901 à 1940 ou 1941, années maigres depuis lors).*"

D'autres, au contraire, inscrivent plus ou moins explicitement ces changements dans des évolutions à plus long terme, souvent de nature paléoclimatique, comme Fourchy [1951] dans un article sur la sécheresse de 1949 : "*Le recul généralisé et rapide de tous les glaciers des Alpes n'en est que plus frappant. Il traduit une tendance climatique dirigée actuellement vers l'assèchement et le réchauffement, ce qui ne veut pas dire qu'il ne puisse y avoir, les millénaires suivants, un renversement de tendance. Mais pour le moment, nous sommes dans une période « interglaciaire » en croissance.*"

Il faut, semble-t-il, attendre assez longtemps pour que l'augmentation de la concentration en dioxyde de carbone (CO_2) (et plus généralement les forçages anthropiques) apparaissent dans ces débats. C'est assez surprenant compte tenu des travaux de Callendar dans les années 1940 [Callendar, 1938] sur le changement climatique anthropique, poursuivant ceux d'Arrhenius de la fin du 19ème siècle. Brochet [1977] qui s'intéresse à la sécheresse de 1976, se demande également si cet évènement est purement fortuit ou s'inscrit dans une quelconque tendance persistante du climat : "*Dans ce domaine des fluctuations significatives et persistantes du climat, on doit constater que raisonnablement on ne peut proposer de prévisions satisfaisantes. Aucun élément objectif ne permet d'affirmer que le climat évolue à*

10. Il semblerait donc que l'envie des climatologues et hydrologues de se prononcer sur les causes climatiques d'évènements météorologiques extrêmes et leur lien avec les tendances lourdes du climat n'ait pas attendu le développement des médias de masse, des réseaux sociaux et de l'intérêt général pour le changement climatique.

court terme, c'est-à-dire à échéance de quelques décennies, dans un sens plutôt que dans un autre". Lui ne voit donc aucun rôle de la variabilité multi-décennale. Par contre, il note plus loin la capacité de l'homme à bouleverser l'évolution naturelle du climat par ses émissions de dioxyde de carbone, l'altération de la couche d'ozone, et la modification des propriétés des surfaces des sols.

Il semblerait que le questionnement autour de la variabilité multi-décennale hydroclimatique sur la France ait peu à peu disparu dans les dernières décennies du 20ème siècle avant son retour récent, avec, en parallèle, une importance prise par le questionnement sur le changement climatique anthropique.

On voit donc au travers de ces études que les enjeux associés aux variations hydroclimatiques basse-fréquence étaient bien compris dès le début du 20ème siècle, même si leurs causes, telles que nous les connaissons aujourd'hui, et les mécanismes associés (grands modes de variabilité interne multi-décennale, forçages naturels et anthropiques, incluant les GES et les aérosols anthropiques) ont mis bien plus longtemps à être explicités. Certains des problèmes notés à l'époque existent toujours par ailleurs aujourd'hui : brièveté des observations [11], problèmes d'homogénéité temporelle etc. Notre compréhension du système climatique a par contre beaucoup progressé, notamment à partir des dernières décennies du 20ème siècle. Avec le développement des systèmes d'observations, le développement des modèles climatiques, transformant une science essentiellement historique en une science expérimentale, ne serait-ce que numérique, a beaucoup joué dans ce contexte. Nous sommes donc bien mieux équipés aujourd'hui pour traiter ces questions. Cela tombe bien : elles n'ont jamais été aussi pressantes.

1.2 Contexte général de ce mémoire

Ce document synthétise mes travaux de recherche sur la variabilité et les changements du climat et du cycle hydrologique à des échelles de temps "climatiques" (multi-décennales à centennales), sur une période s'étendant approximativement du début de la période industrielle, jusqu'à la fin du 21ème siècle. Ma zone d'intérêt préférentielle est l'Europe, ou la France pour les travaux demandant une plus fine échelle spatiale. Ces travaux portent à la fois sur les variations passées et futures, sur les variations d'origine interne et externe, à des échelles de temps multi-décennales ou centennales, se basent à la fois sur l'étude des observations et la modélisation hydrologique / climatique. Une relative originalité de mon approche est ainsi de travailler à la fois sur des questions climatiques très en amont et des questions hydrologiques très en aval. Ces travaux ont été effectués depuis le début de ma thèse, soutenue en 2007, jusqu'à aujourd'hui. Ils ne représentent pas l'intégralité de mes travaux (mais quand même la majeure partie) afin de garder une continuité thématique claire et rendre, je l'espère, la lecture du mémoire plus intéressante. En plus des travaux publiés, ce mémoire décrit également des résultats non (encore) publiés

11. On a gagné des décennies d'observations, mais on a aussi souvent également perdu les plus anciennes.

et quelques analyses supplémentaires faites spécifiquement pour lui afin de combler certains manques à la continuité du discours.

Au cours de ma "carrière" pourtant encore courte, les sciences du climat ont profondément évolué. J'ai commencé ma thèse à une époque où l'approche multi-modèles pour étudier les changements du climat commençait à se généraliser et à être utilisée pour quelques études de ses impacts. Ce mouvement n'a pas cessé depuis.

Ces dernières années, la question de la variabilité (en partie interne) du climat et de sa prévisibilité aux échelles de temps pertinentes pour le climat, c'est à dire décennales à multi-décennales, qui recevait très peu d'attention au moment de ma thèse, a pris une très grande importance.

Une partie de ces évolutions me paraît venir de la mutation du rôle assigné (ou auto-assigné) aux climatologues. Il y a 20 ou 30 ans, il s'agissait surtout, me semble-t-il, de démontrer "grossièrement" le risque relativement lointain constitué par le changement climatique pour que les décideurs prennent les mesures d'atténuation nécessaires. Ces dernières années, la question de la quantification précise des impacts du changement climatique pour la mise en œuvre de politiques d'adaptation à brève échéance a pris une importance majeure, les "efforts" d'atténuation n'ayant guère été spectaculaires. Si la tâche est largement accomplie, avec succès en ce qui concerne le premier point, beaucoup de travail reste nécessaire pour mener à bien le second.

J'ai découpé la présentation de mes travaux passés dans ce mémoire en trois grands chapitres. Une introduction ciblée est placée au début de chacun d'entre eux. Le premier chapitre porte sur les variations passées du cycle hydrologique sur la France à des échelles de temps multi-décennales à centennales. Il présente mes travaux sur les variations multi-décennales observées des débits et ceux, pour aller plus loin, sur le développement et l'analyse de reconstructions hydrologiques longues. Je présente ensuite des travaux sur l'évaluation de la capacité des modèles climatiques couplés actuels à reproduire ce type de variabilité. Enfin, je décris des travaux sur l'évolution à long terme du cycle hydrologique continental sur la France sur le 20ème siècle, en particulier celle de l'évapotranspiration, avec une évaluation des modèles climatiques dans ce contexte.

Dans le deuxième chapitre, je présente mes travaux portant sur l'évolution du climat sur l'Europe et du cycle hydrologique sur la France. Dans un premier temps, je présente de façon très descriptive les changements principaux du climat sur l'Europe. Dans un second temps, je présente mes travaux sur l'étude de l'impact de ces changements sur le cycle hydrologique des bassins versant français, tant en termes de méthodes que de résultats. Dans un dernier temps, je présente mes travaux sur la compréhension des mécanismes à l'œuvre dans les changements climatiques sur l'Europe, en particulier estivaux, et les incertitudes associées.

Dans le troisième chapitre, je présente divers travaux s'inscrivant dans un thématique que j'appellerais "faire sens de l'information climatique", c'est à dire visant à permettre d'utiliser au mieux la masse de données disponibles, provenant de modèles à la qualité variable, à l'indépendance non garantie, basés sur différents

protocoles aux avantages et inconvénients pas toujours très clairs, pour en déduire une information robuste sur le changement climatique et ses impacts, et utilisable pour la société.

Dans un dernier chapitre, je résume rapidement les principaux résultats décrits et présente mes principales perspectives de recherche pour les années qui viennent.

Chapitre 2

Variabilité multi-décennale à centennale sur la période instrumentale

2.1 Introduction

La question de la variabilité du climat et de sa prévisibilité aux échelles de temps décennales à multi-décennales a pris une très grande importance ces dernières années. Cet intérêt croissant vient, probablement, dans une mesure importante, de l'accent de plus en plus fort mis sur l'adaptation au changement climatique[1]. Dans le contexte de l'adaptation, les prochaines décennies revêtent une importance toute particulière. Cette échelle de temps est plus en phase avec celles que les décideurs politiques et économiques ont l'habitude de traiter. De plus, l'adaptation est une question qui se pose déjà aujourd'hui. De nombreux aménagements actuellement en gestation sont amenés à avoir une durée de vie de plusieurs décennies, et il faudrait donc pouvoir intégrer correctement l'évolution du climat au cours des prochaines décennies dans leur conception.

Dans les prochaines décennies, la variabilité interne climatique[2] joue un rôle majeur dans les incertitudes des projections climatiques, bien plus qu'à la fin du 21ème siècle où l'incertitude due aux modèles ou aux scénarios d'émission dominent (Hawkins et Sutton [2009] ; Goldenson *et al.* [2018]). La question de savoir si les modèles climatiques reproduisent correctement la variabilité multi-décennale, en particulier interne, se pose naturellement dans ce contexte.

Le fort intérêt récent pour la variabilité interne basse-fréquence climatique vient aussi de l'idée qu'une prévisibilité pourrait lui être associée. Pendant longtemps, les projections climatiques se sont focalisées uniquement sur la concrétisation de la prévisibilité dite de la seconde espèce, c'est à dire celle liée aux variations des

1. A mesure que l'espoir d'une atténuation sérieuse des émissions de GES s'amenuisait serait-on tenté d'ajouter en se laissant aller à un peu de cynisme...

2. Variabilité climatique se produisant en l'absence de variations des forçages externes tels que par exemple les GES ou les aérosols volcaniques, en raison des interactions entre les sous-systèmes climatiques (océan, atmosphère, surface continentale etc.) et des instabilités intrinsèques à certains de ces sous-systèmes.

forçages externes, comme les GES. Le fait qu'une variabilité multi-décennale interne existe suggère qu'une prévisibilité climatique dite de la première espèce, liée aux conditions initiales, pourrait y être associée. Compte tenu des échelles de temps en jeu, ce sont principalement les conditions initiales océaniques qui sont importantes dans ce contexte [Meehl *et al.*, 2014]. Les prévisions décennales n'ont pour l'instant guère comblé les espoirs mis en elles ces dernières années. L'impact des conditions initiales (i.e. la prévisibilité de la première espèce) dans les systèmes actuels est rapidement perdue, au bout de quelques années sur les océans, et les performances sur les continents, par exemple sur l'Europe, sont mauvaises même à brève échéance [Meehl *et al.*, 2014]. Là aussi, la question de la capacité des modèles climatiques à reproduire correctement la variabilité interne multi-décennale, qui est un prérequis pour des prévisions de ce type[3], se pose.

Caractériser la variabilité multi-décennale et les mécanismes associés avec les observations présente des difficultés majeures. Les observations sont en effet très courtes pour caractériser de façon robuste la variabilité multi-décennale. Peu d'entre elles remontent à avant 1900, et il n'y en a quasiment pas avant 1850. Les propriétés de la variabilité multi-décennale estimée sur un échantillon si court souffrent de très importantes incertitudes d'échantillonnage. De plus les observations relativement longues existantes restent très parcellaires, concernent quelques variables tout au plus, ce qui rend difficile l'étude et donc la compréhension des mécanismes en jeu.

Additionnellement, l'évolution du climat sur le 20ème siècle résulte à la fois de la variabilité interne climatique et de l'effet des forçages externes, notamment les forçages anthropiques comme les GES, les aérosols sulfatés ou volcaniques. Séparer la variabilité interne de la variabilité forcée dans les évolutions observées présente des difficultés importantes, pour des raisons intrinsèques (une interaction peut exister entre variabilité forcée et interne, e.g. Otterå *et al.* [2010]) et méthodologiques. Une des difficultés méthodologiques principales est d'estimer le signal forcé, ce qui peut être fait soit de façon empirique (mais comment être sûr que la méthode statistique utilisée capture uniquement et intégralement le signal forcé ?) soit de façon plus "physique", en se basant sur des modèles climatiques (e.g. Frankcombe *et al.* [2018]), potentiellement imparfaits. Des incertitudes sont donc associées à cette estimation, quelle que soit l'approche envisagée.

Ces difficultés n'existent pas en théorie dans le monde des modèles climatiques. Des simulations très longues ou très nombreuses permettent une estimation robuste de la variabilité multi-décennale. Des forçages constants peuvent être utilisés de façon à s'affranchir de la réponse forcée. Sinon, il est possible d'estimer le signal forcé du modèle de façon exacte en considérant suffisamment de membres[4]. Le problème est que sans référence observationnelle robuste, il est difficile d'évaluer correctement la variabilité multi-décennale des modèles et donc de leur faire confiance dans ce

3. Si un modèle n'est pas capable de représenter correctement les grands modes de variabilité multi-décennale, en terme de propriétés spatiales, temporelles, spectrales, et les téléconnexions associées, l'initialisation à l'aide d'observations n'a guère de chance d'être utile.

4. C'est à dire, ici, des simulations climatiques avec le même forçage et différant uniquement par les conditions initiales.

contexte. On butte à nouveau sur les problèmes des observations mentionnés ci-dessus.

Il faut également noter que l'analyse des observations n'est pas suffisante lorsqu'on s'intéresse à la variabilité interne dans les projections climatiques sur le 21ème siècle. Des études montrent des changements importants de variabilité interne climatique à mesure que le climat se réchauffe (e.g. LaJoie et DelSole [2016]), échelles de temps décennales incluses (e.g. Song et Yu [2015]). Ainsi, même si on était capable d'estimer de façon parfaite la variabilité multi-décennale climatique observée sur la période instrumentale (ce qui n'est pas possible compte tenu des difficultés majeures mentionnées ci-dessus), cette estimation ne serait guère utile pour le climat futur. Il est donc impossible de s'affranchir des modèles climatiques pour estimer les propriétés de la variabilité multi-décennale dans le climat futur, et donc, par exemple pour estimer les incertitudes liées à la variabilité interne multi-décennale dans les projections climatiques et d'impacts.

Les enjeux forts et les difficultés majeures mentionnées ci-dessus tracent des lignes de recherche : améliorer la caractérisation de la variabilité multi-décennale dans les observations, en essayant de séparer au mieux les composantes forcées et internes, remonter le plus loin possible dans le passé pour une estimation plus robuste, comprendre les mécanismes en jeu, évaluer les modèles d'une façon qui fasse sens dans ce contexte, comprendre les raisons des divergences avec les observations, si elles existent...

Ces questions se posent bien entendu tout autant en ce qui concerne les variations hydrologiques que climatiques[5]. Les questionnements et les difficultés méthodologiques au niveau hydrologique sont d'ailleurs les mêmes que celles au niveau climatique mentionnées précédemment, voire parfois plus importantes en raison de l'artificialisation potentiellement forte des débits. Si un nombre croissant d'études climatiques ont traité de ces questions ces dernières années, l'intérêt de la communauté hydrologique a été plus limité, il me semble. C'est un peu surprenant, car les enjeux hydrologiques en lien avec la variabilité multi-décennale sont majeurs, et d'autant plus que sur la première moitié du 20ème siècle ces questions intéressaient fortement, à juste titre, les hydrologues hexagonaux (voir le Chapitre Introduction).

Dans ce chapitre, je présente mes travaux sur la variabilité multi-décennale à centennale du cycle hydrologique sur la France et les variations climatiques associées. Je ne sépare pas a priori les deux échelles temporelles, c'est de toute façon souvent difficile à faire sur les courtes périodes observées. De plus, je ne fais aucun présupposé initial sur la nature interne ou forcée des signaux auxquels je m'intéresse. Je commence par présenter mes travaux sur l'analyse de la variabilité multi-décennale des débits observés. Je décris ensuite les efforts que nous avons menés d'abord de façon accessoire dans la thèse de Gildas Dayon puis de façon spécifique dans celle de Rémy Bonnet sur le développement de reconstructions hydrologiques sur la France

5. Il est à mon avis impossible de séparer hydrologie continentale, et climat : il est impossible de comprendre les variations hydrologiques sans comprendre celles du climat, et réciproquement. Comme j'en donnerai l'exemple dans ce mémoire, les études hydrologiques peuvent permettre de mieux comprendre les variations multi-décennales climatiques.

ainsi que sur le sauvetage de données oubliées dans l'objectif de démontrer la robustesse des analyses précédentes, de les étendre vers un passé plus lointain et de pouvoir étudier les mécanismes en jeu. Je décris ensuite des travaux sur l'évaluation de cette variabilité multi-décennale hydroclimatique sur la France dans les modèles climatiques actuels. Finalement, dans un dernier sous-chapitre je présente des travaux sur l'évolution centennale du cycle hydrologique sur la France au cours du 20ème siècle, en particulier de l'évapotranspiration, et je présente une évaluation des modèles climatiques dans ce cadre, qui soulève beaucoup de questions.

2.2 Variabilité multi-décennale du cycle hydrologique sur la France

2.2.1 Analyse des observations

Dans Boé et Habets [2014], nous avons étudié la variabilité multi-décennale des débits observés sur la France à l'aide des quelques observations longues disponibles (au moins 70 ans de données pour une moyenne de 94 ans, soit 38 stations). La série des débits du Gave d'Ossau à Oloron-Sainte-Marie dans les Pyrénées illustre bien la forte variabilité multi-décennale qui existe pour beaucoup de rivières en France (Figure 2.1a). Ces variations multi-décennales sont clairement visibles sur les anomalies interannuelles, même sans aucun filtrage basse-fréquence. Par exemple, au cours d'une période d'une vingtaine d'années autour de 1950, quasiment toutes les anomalies annuelles sont négatives tandis qu'autour des années 1980, une période d'une vingtaine d'années est caractérisée par des anomalies quasi-exclusivement positives. Le spectre montre des pics de variabilité aux échelles de temps multi-décennales, significatifs pour le printemps, l'été et les moyennes annuelles (Figure 2.1b).

En contrastant les débits, les précipitations et les températures sur la France sur les deux périodes de 20 ans avec de fortes anomalies décennales identifiées ci-dessus, autour des années 1950 et des années 1980, on constate que les variations multi-décennales des débits ne sont pas limitées au Gave d'Ossau (Figure 2.2). Elles sont visibles sur la France entière au printemps, saison pour laquelle le signal est en général le plus fort. Des anomalies importantes sont aussi notées régionalement pour d'autres saisons, notamment l'été, sur le bassin Adour Garonne et la Loire aval. Un signal fort est également visible sur les précipitations et les températures au printemps sur toute la France. Le fort signal sur les précipitations au printemps explique celui des débits de la même saison. Par contre, aucun signal significatif n'est visible pour les précipitations et températures en dehors du printemps.

Lorsqu'on parle de variabilité multi-décennale sur l'Europe le "suspect usuel" est l'Atantic Multidecadal Variability (AMV) [6], le principal mode de variabilité multi-décennal sur le domaine [Sutton *et al.*, 2018]. Même si les périodes ne sont pas

6. On parle aussi souvent d'AMO, avec le O d'oscillation. Comme il ne s'agit pas vraiment d'oscillation, je préfère parler d'AMV dans ce mémoire.

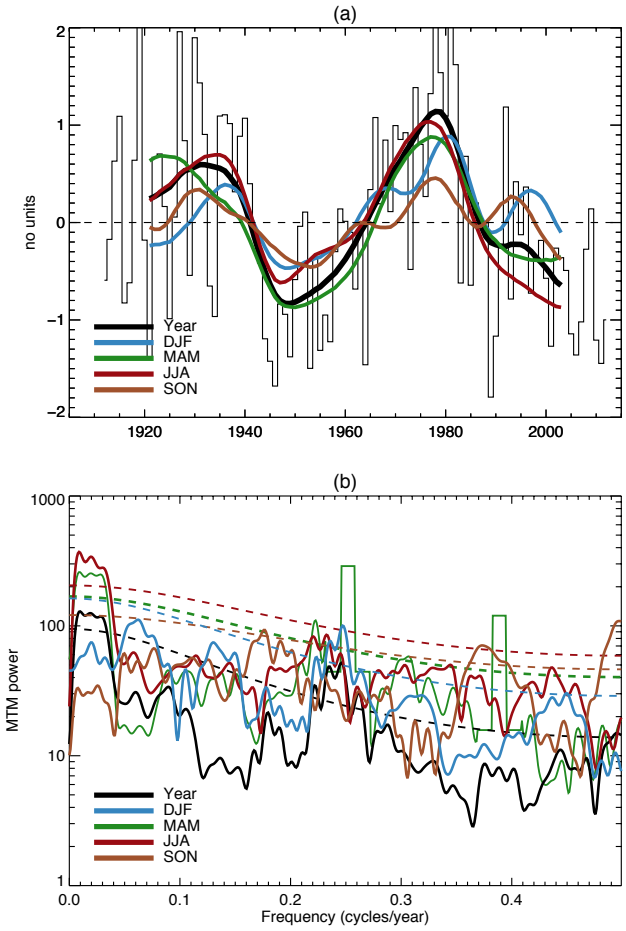

FIGURE 2.1 – *(a) Débits standardisés (i.e. centrés-réduits) du Gave d'Ossau à Oloron-Sainte-Marie (Oloron-Ste-Croix). Barres : moyennes annuelles. Lignes épaisses : séries inter-annuelles pour les moyennes saisonnières et annuelles filtrées passe-bas.(b) Spectre selon la méthode multi-taper (MTM, Mann et Lees [1996]; Ghil* et al. *[2002]) des séries saisonnières et de la série annuelle des débits du Gave d'Ossau (lignes épaisses) et niveau de significativité associé pour* $p < 0.05$ *(lignes pointillées). Extrait de Boé et Habets [2014].*

exactement les mêmes, les anomalies de précipitations et de températures au printemps notées ci-dessus sont cohérentes avec celles notées par Sutton et Dong [2012] sur l'Europe et attribuées -en se basant uniquement sur la coïncidence temporelle- à l'AMV, au travers d'une modification de la circulation atmosphérique. L'AMV serait associée à des anomalies positives de pression sur l'Europe de l'Ouest et centrale, et des anomalies négatives sur l'Atlantique-est en phase positive au printemps. Une telle anomalie a pour effet d'accroître les flux de sud-est sur la France, correspondant à des conditions sèches. Une très forte anti-corrélation aux échelles de temps multi-décennales est, sans surprise, notée entre l'indice de pression défini par Sutton et Dong [2012] capturant l'anomalie de circulation mentionnée ci-dessous et les précipitations sur la France au printemps (Figure 2.3). Cette dernière figure permet par ailleurs de s'assurer que le signal sur les précipitations est robuste dans divers jeux de données.

Un lien statistique entre l'AMV et l'indice de pression, ainsi que les précipitations moyennes sur la France existe [Boé et Habets, 2014], ce qui est globalement cohérent avec Sutton et Dong [2012]. Néanmoins, les corrélations sont plus fortes, et significatives, lorsque l'AMV est en avance de quelques années (6 ou 7 pour la maximum), ce qui n'est pas noté par Sutton et Dong [2012], et n'a jamais été expliqué à ma connaissance.

En résumé, il est clair que les fortes variations multi-décennales des débits au

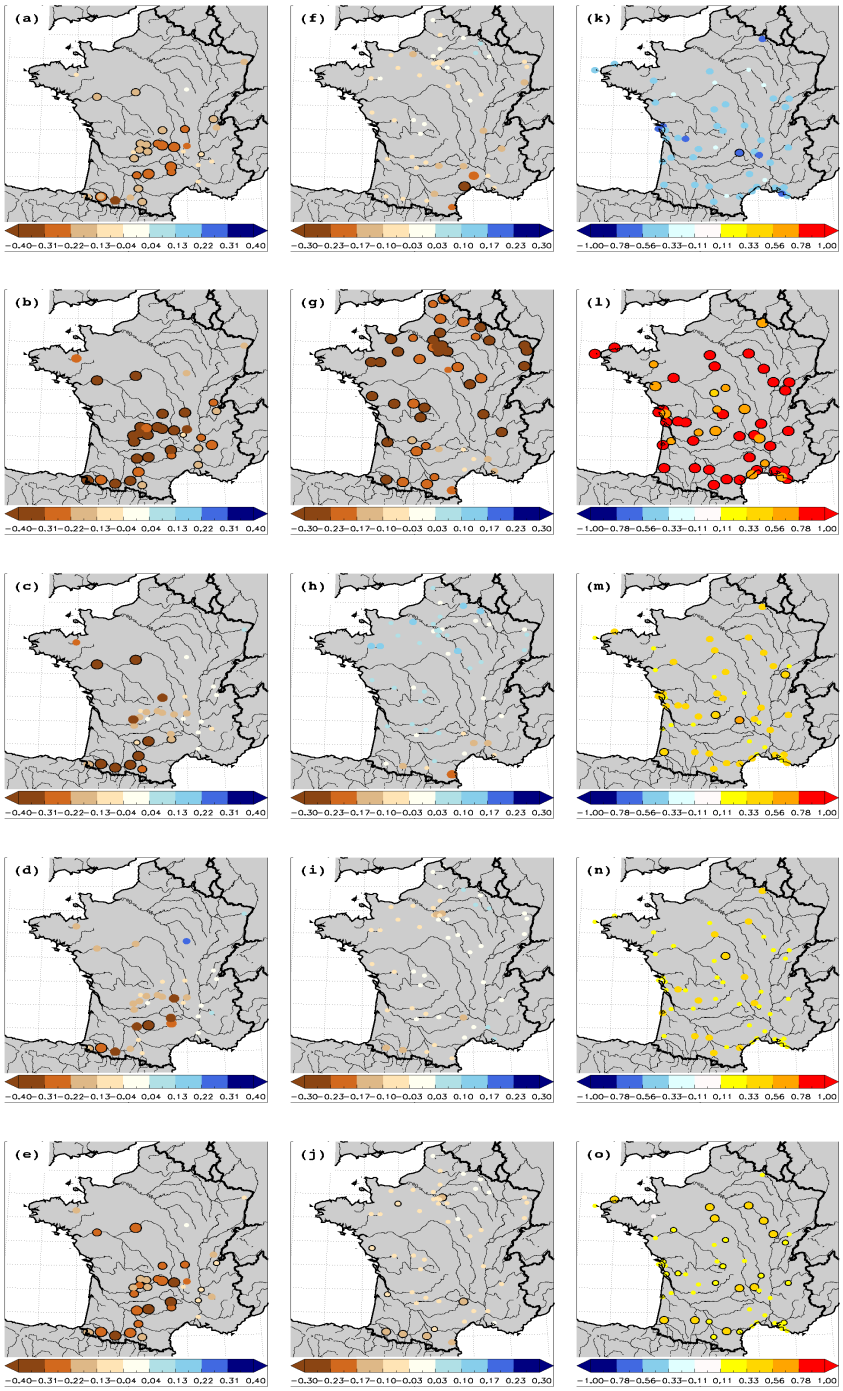

FIGURE 2.2 – *Différences relatives des débits des rivières (après soustraction de la tendance linéaire) entre 1938–1958 et 1965–1985. La référence utilisée est la moyenne sur 1938–1985. (a) Hiver, (b) Printemps, (c) Eté, (d) Autommne et (e) Année. (f–j) Comme (a–e) mais pour les précipitations. (k–o) Comme (a–e) pour la température (K). Dans ce cas, la différence brute et non relative est calculée. Les cercles noirs montrent les stations où les différences sont significatives avec* $p < 0.1$. *Extrait de Boé et Habets [2014].*

printemps sur la France sont dues à des variations de précipitations au printemps, elles-mêmes dues à des anomalies de circulation atmosphérique. Ces anomalies de circulation pourraient être causées par l'AMV, un lien statistique existe en tout cas. Pour en être certain, il faudrait pouvoir expliciter le mécanisme de téléconnexion ainsi que les raisons du décalage temporel noté. Une deuxième question soulevée par Boé et Habets [2014] concerne les variations multi-décennales des débits dans les saisons autres que le printemps, notamment en été, qui ne s'expliquent par des variations climatiques concomitantes.

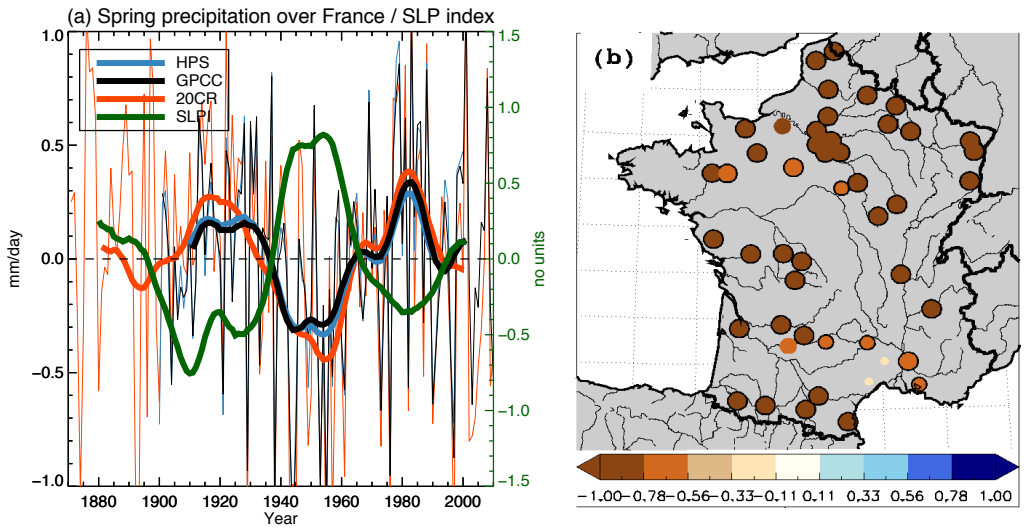

FIGURE 2.3 – *Moyenne des précipitations sur la France dans trois jeux de données (séries homogénéisées de Météo-France [Moisselin* et al.*, 2002], HPS ici, GPCC [Rudolf et Schneider, 2005], réanalyse 20CR [Compo* et al.*, 2011]) et indice de pression standardisé (SLPI). L'indice SLPI, calculé avec 20CR est défini comme la différence de pression moyenne entre la région 35–60°N, 12°W–25°E et la région 20–45°N, 40–12°W. La tendance linéaire a été enlevée sur les séries interannuelles (lignes fines) et les séries filtrées passe-bas (lignes épaisses). Les corrélations entre la série filtrée de SLPI sans tendance et celles de précipitations (HPS, GPCC, 20CR) sur les périodes de recouvrement maximum sont -0.94 ($p < 0.01$), -0.89 ($p < 0.01$), -0.86 ($p < 0.05$) respectivement. (b) Corrélation entre la série de SLPI et les précipitations au printemps en chaque station : les séries sont filtrées basse-fréquence et sans tendance. Les cercles montrent les stations où les corrélations sont significatives avec $p < 0.1$. Le test utilisé pour la significativité des corrélations, décrit par Ebisuzaki [1997], tient compte de l'autocorrélation des séries. Extrait de Boé et Habets [2014].*

2.2.2 Reconstructions hydrologiques longues : développements méthologiques

Motivations

Les résultats précédents, basés sur une analyse des observations, ont certaines limites inhérentes aux études observationnelles. Les observations longues, notamment de débits (les précipitations et températures utilisées sont homogénéisées) peuvent être affectées par des problèmes d'homogénéité temporelle (Wilby *et al.* [2017], e.g. dus à des changements d'échelle) D'autre part, des influences artificielles (que j'appellerai "anthropiques non climatiques" dans ce mémoire) telles que les barrages et les pompages peuvent affecter les débits observés. Il est extrêmement improbable que ces influences artificielles aient été cohérentes temporellement sur toutes les stations françaises et donc qu'elles puissent expliquer le signal multi-décennal observé, cohérent temporellement sur la France. Néanmoins, localement les débits ont pu subir des influences anthropiques non climatiques.

La couverture spatiale des stations longues de débit est également très peu homogène, avec quasiment aucune donnée sur le nord de la France. Leur profondeur temporelle est par ailleurs limitée, avec très peu d'observations avant 1900, et une durée médiane de 94 ans. Comme mentionné en introduction, c'est très court pour étudier la variabilité multi-décennale.

Finalement, beaucoup de variables du cycle hydrologique continental ne sont pas, ou quasiment pas, observées sur le 20ème siècle (e.g. neige, humidité de sols, évapotranspiration). Caractériser les variations multi-décennales du cycle hydrologique continental au delà des débits est intéressant en soi. Des enjeux importants peuvent exister, par exemple en lien avec l'humidité des sols pour l'agriculture. Il est également nécessaire de pouvoir étudier toutes les variables hydrologiques pour comprendre les mécanismes en jeu, et notamment expliquer les variations multi-décennales des débits dans les saisons autres que le printemps.

Méthode

Afin de progresser face à ces limites, nous avons travaillé sur le développement de simulations hydrologiques longues (que j'appellerai reconstruction par la suite) sur tout le 20ème siècle au minimum et jusqu'à 1850 dans un cas. Ce travail a été initié dans le cadre de la thèse de Gildas Dayon de façon accessoire, puis poursuivi dans celle de Rémy Bonnet spécifiquement sur ce sujet. De plus, au travers du projet VITESSE du programme "Les Enveloppes Fluides et l'Environnement" (LEFE) de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), que j'ai mené avec Florence Habets et Laurence Lestel de l'UMR METIS, nous avons également travaillé sur le "sauvetage" de données hydrologiques anciennes oubliées sur le bassin de la Seine, afin notamment de pouvoir mieux évaluer nos reconstructions dans le passé lointain.

Nos reconstructions hydrologiques longues se basent sur de la modélisation hydro-météorologique avec le modèle ISBA-MODCOU [Habets *et al.*, 2008]. ISBA [Noilhan et Planton, 1989] développé par Météo-France est un modèle de surface continentale et calcule le bilan en eau et énergie à la surface tandis que MODCOU [Ledoux *et al.*, 1989], développé par les MINES-ParisTech route le ruissellement

simulé par ISBA dans le réseau hydrographique et calcule l'évolution des nappes pour le bassin du Rhône et de la Seine. Nous utilisons la version multi-couches de ISBA (Boone *et al.* [2000] ; Decharme *et al.* [2011] ; Decharme *et al.* [2013]). La version utilisée dispose par ailleurs d'une paramétrisation sous-grille dans les zones de montagne et des réservoirs non calés sur le domaine d'intérêt pour représenter l'effet des nappes là où elles ne sont pas simulées par MODCOU.

Le choix d'un tel modèle à base physique a des implications importantes. Contrairement à beaucoup de modèles hydrologiques, il n'est pas calé sur la variabilité des débits observés (au delà, grossièrement, du temps de concentration pour le routage). Ainsi, les débits simulés sont indépendants des débits observés (des échelles de temps inter-annuelles à centennales qui m'intéressent). De plus, nous ne prenons en compte aucun des impacts anthropiques non climatiques qui pourraient jouer sur les débits (e.g. barrages). Ainsi, la coïncidence des variations observées et simulées peut être interprétée comme signifiant que les variations observées sont de nature climatique, et ne sont donc dues ni à des problèmes d'homogénéité temporelle, ni à des influences anthropiques non climatiques[7].

La difficulté principale pour réaliser des simulations hydrologiques sur tout le 20ème siècle au moins est d'obtenir le forçage météorologique nécessaire. A partir de 1958, on dispose par exemple de l'analyse météorologique SAFRAN (Quintana-Seguí *et al.* [2008] ; Vidal *et al.* [2010]). SAFRAN se base sur un très grand nombre de stations météorologiques sur la France. Compte tenu du nombre de plus en plus limité de stations météorologiques lorsqu'on remonte dans le passé, il n'est pas possible de faire un jeu équivalent à SAFRAN avant les années 1950 sans perte très importante de qualité.

Depuis quelques années, des réanalyses atmosphériques longues, débutant entre 1850 et 1900, telles que ERA20C [Poli *et al.*, 2016] et NOAA 20CR [Compo *et al.*, 2011] existent. Elles se basent sur l'assimilation d'un jeu d'observations réduit (pression de surface et/ou pression réduite au niveau, et pour ERA20C vent de surface) qui permet de remonter bien plus loin dans le passé que les réanalyses "classiques" comme NCEP/NCAR [Kalnay *et al.*, 1996]. Avec une méthode de descente d'échelle comme celle qu'on utilise pour étudier les impacts du changement climatique, il est possible de désagréger statistiquement ces réanalyses longues afin d'obtenir le forçage météorologique nécessaire pour la modélisation hydrologique au moins depuis le début du 20ème siècle (e.g. Caillouet *et al.* [2016]). Cette approche n'est pas optimale cependant. Même si les observations locales (précipitations, température) sont rares en début de siècle, il en existe tout de même, et l'approche précédente n'en tire pas profit.

De plus, même si les variables assimilées sont les mêmes sur toute la période de ces réanalyses, ce qui pourrait limiter les problèmes d'homogénéité temporelle, la densité spatiale des observations varie par contre fortement au cours du temps. Des problèmes d'homogénéité temporelle peuvent donc exister dans ces réanalyses.

7. On pourrait toujours imaginer qu'une compensation d'erreur entre la modélisation et des influences artificielles sur les observations résulte par hasard en une coïncidence fortuite entre les variations observées et simulées, mais il est raisonnable d'en appeler ici au rasoir d'Ockham.

Nous avons ainsi montré dans Bonnet *et al.* [2017] l'existence d'une forte tendance négative irréaliste des précipitations sur la France dans NOAA20CR et de variations multi-décennales de température peu réalistes dans ERA20C. Ces problèmes se retrouvent logiquement après désagrégation statistique et peuvent conduire à des variations multi-décennales à centennales peu réalistes dans les reconstructions hydrologiques.

Des approches alternatives, plus optimales, cherchant à combiner l'information des réanalyses de grande échelle via la désagrégation statistique et celles des stations d'observation disponibles ont été proposées comme celle de Kuentz *et al.* [2015] pour la Durance. C'est ce type d'approche que nous avons développé.

Je ne rentrerai pas ici dans la description précise des méthodes que nous avons développées, elles peuvent être trouvées dans Bonnet *et al.* [2017] et Bonnet [2018]. Je me bornerai à en énoncer rapidement les principes. Nous utilisons une méthode de désagrégation adaptée de celle de Dayon *et al.* [2015] basée sur la méthode des analogues [Lorenz, 1969] pour faire la descente d'échelle des réanalyses longues existantes (NOAA 20CR ou ERA20C) sur la France. La principale modification, consistant à garder les n meilleurs analogues plutôt qu'un seul, vise à rendre la méthode "stochastique", c'est à dire permettant de générer plusieurs trajectoires pour les variables désagrégées (e.g. précipitations sur la France) à partir d'une seule trajectoire des variables de grande échelle (i.e. un seul membre des réanalyses atmosphériques). Grâce à cette stochasticité, nous créons un ensemble de trajectoires après désagrégation des réanalyses pour les variables d'intérêt (e.g. un ensemble de cartes journalières de précipitations sur la France de 1900 à 2010 sur la grille SAFRAN de 8 km par 8 km). L'idée est ensuite d'utiliser les observations longues existantes de précipitations et/ou température pour sélectionner la trajectoire la plus satisfaisante, i.e. la plus proche des observations là où elles existent. Nous comparons ainsi les multiples cartes issues de la désagrégation stochastique, à l'échelle de temps journalière ou mensuelle selon la version de la méthode, aux observations longues de température et précipitations disponibles sur la France, afin sélectionner la meilleure. L'approche est inspirée des filtres à particules en assimilation de données, dans une version très simplifiée, et plus spécifiquement des travaux de Goosse *et al.* [2006] sur le développement de réanalyses paléoclimatiques.

Dans le cadre de la thèse de Gildas Dayon et Bonnet *et al.* [2017], la comparaison des trajectoires aux observations se fait uniquement au pas de temps mensuel (même si on obtient un forçage journalier au final), avec les données de température et précipitations homogénéisées sur la France [Moisselin *et al.*, 2002]. Ce type de données n'existe pas en journalier. De plus, nous utilisons un seul membre pour les réanalyses longues (le seul disponible pour ERA20C et le membre médian pour NOAA20CR), et la dispersion des trajectoires journalières obtenues après désagrégation stochastique est faible. Cela limite la possibilité de trouver une carte journalière après désagrégation suffisamment proche des observations. A partir de multiples choix aléatoires chaque jour d'une des cartes de précipitations journalières désagrégées, nous créons un grand nombre de cartes mensuelles, avec une dispersion large, et c'est au niveau mensuel que nous cherchons la carte la plus proche des observations. L'utilisation des observations mensuelles homogénéisées

permet de s'assurer du réalisme des variations multi-décennales à centennales de la reconstruction. Dans la version retenue après différents tests, nous sélectionnons les trajectoires en utilisant à la fois les précipitations et les températures observées [Bonnet *et al.*, 2017]. Nous montrons que cette approche permet d'améliorer la reproduction de la variabilité inter-annuelle à centennale par rapport à la simple désagrégation sans contrainte par les observations, et permet de largement corriger les problèmes de tendances ou de variabilité basse fréquence dues à l'imparfaite homogénéité temporelle des réanalyses atmosphériques longues.

Dans Bonnet [2018], visant à aller plus loin, nous travaillons uniquement avec NOAA-20CR-V2c [Compo *et al.*, 2011] pour laquelle un large ensemble de membres (56) visant à échantillonner les incertitudes associées à la réanalyse est fourni. NOAA-20CR-V2c commence en 1850 et a donc aussi l'avantage de permettre de remonter plus loin dans le passé. La désagrégation des 56 membres permet de créer un éventail plus large de trajectoires journalières après désagrégation stochastique, et il devient possible de chercher des trajectoires comparables aux observations au niveau journalier. Nous en sélectionnons quelques-unes pour appliquer également ensuite une contrainte par les observations mensuelles comme précédemment, qui sont homogénéisées contrairement aux observations journalières. Nous montrons que cette double contrainte par les observations de température et de précipitations au pas de temps journalier puis mensuel nous permet d'obtenir les meilleurs résultats en terme de variabilité interannuelle à centennale (par rapport à la désagrégation simple, désagrégation avec contrainte mensuelle uniquement ou désagrégation avec contrainte journalière uniquement). La méthode de Bonnet [2018] a aussi l'avantage de mieux représenter les variations hydrologiques journalières. Même si cette échelle de variations n'est pas celle qui nous intéresse le plus, il en résulte une meilleure représentation des évènements extrêmes de sécheresses et crues, et par suite de leur variabilité multi-décennale.

Dans Bonnet [2018] nous nous focalisons sur le seul bassin de la Seine. Cela permet d'améliorer les résultats de la méthode de désagrégation (en adaptant spécifiquement son domaine pour la Seine) et de la contrainte par les observations (seules celles sur la Seine sont alors prises en compte) et donc la qualité de la reconstruction. De plus, sur la Seine nous disposons d'une observation de précipitations commençant avant 1850 et nous pouvons donc appliquer une contrainte par les observations depuis le début de NOAA-20CR-V2 en 1850. Finalement, le choix de ce bassin particulier repose aussi sur le fait qu'il est très peu couvert par des observations longues de débits, d'où l'importance toute particulière de la reconstruction pour combler ce vide.

2.2.3 Données anciennes et évaluation

Dans Bonnet *et al.* [2017] et Bonnet [2018] nous avons naturellement évalué extensivement nos reconstructions à partir des années 1960, période riche en données. Néanmoins, c'est avant cette période que les reconstructions hydrologiques

sont particulièrement intéressantes, et il est donc important de confirmer leur qualité depuis au moins le début du 20ème siècle. Il est en plus nécessaire d'évaluer les reconstructions sur des observations indépendantes, et donc pas seulement sur les précipitations et des températures, qui sont utilisées dans notre méthode. Cela laisse peu de possibilités au delà des débits. Malheureusement, les mesures de débits longues sont peu nombreuses, mal réparties spatialement, et peuvent souffrir d'influences anthropiques non climatiques.

Dans le cadre du projet LEFE VITESSE en collaboration avec Florence Habets et Laurence Lestel nous avons fait un travail sur les données, avec notamment un "sauvetage" de données oubliées ou très peu utilisées, sur la bassin de la Seine, dans l'idée de remonter plus loin dans le passé, d'avoir un plus large échantillon de variables observées à étudier directement, et pour mieux évaluer les reconstructions. Nous avons par exemple récupéré des hauteurs d'eau oubliées depuis la fin du 19ème siècle pour plusieurs stations du bassin de la Seine, ainsi que des données de jaugeage auprès de la Direction Régionale et Interdépartementale de l'Environnement et de l'Energie (DRIEE). Cela nous a notamment permis dans le cadre du stage de M1 de Pierre Salmon à l'UMR METIS de reconstituer les débits depuis la fin du 19ème siècle de la Marne à Chalifert et de la Seine à Paris (pour laquelle des données existent déjà sur la Banque Hydro[8], mais nous voulions étudier les incertitudes dues à la reconstitution).

Des incertitudes importantes existent sur les débits moyens de la Seine à Paris en début de siècle. La Figure 2.4 montre une décomposition en mode empirique d'ensemble (EEMD, Wu et Huang [2009]) des différentes séries : (i) reconstruction Seine de Bonnet [2018], (ii) données de la Banque Hydro et (iii) données de l'Etablissement Public Territorial de Bassin Seine Grands Lacs basées sur les mêmes hauteurs observées, mais incluant en plus une naturalisation des débits et utilisant une modélisation pluie-débit en complément des données de jaugeage, rares en début de siècle.

Une très forte tendance négative est obtenue avec les données de la Banque Hydro en particulier entre 1900 et 1960 qu'on ne retrouve pas dans les autres jeux de données ("trend" dans Figure 2.4). Dans notre reconstruction, les tendances de précipitations et de températures sont très proches de celles observées et ce n'est pas la raison de la divergence avec la tendance des débits observés (non montré).

Dans notre reconstitution des débits observés à partir des données de hauteur et de jaugeage, une tendance négative forte est également notée sur la Seine à Paris, moins forte que les données de la Banque Hydro (non montré ici). Par contre, notre reconstitution des débits observés de la Marne à Chalifert ne montre pas une tendance aussi forte que les observations à Paris et est très proche de notre reconstruction en termes de tendance (voir Figure 4.24 dans Bonnet [2018]). Des problèmes locaux sur les données à Paris (mesure de hauteur ou données de jaugeage) en particulier en début de 20ème siècle pourraient expliquer ces résultats. Il est aussi possible que des influences anthropiques non climatiques aient joué un rôle important pour la Seine à Paris, par exemple des pompages en nappe connectée.

8. Service français public de fourniture de données hydrologiques.

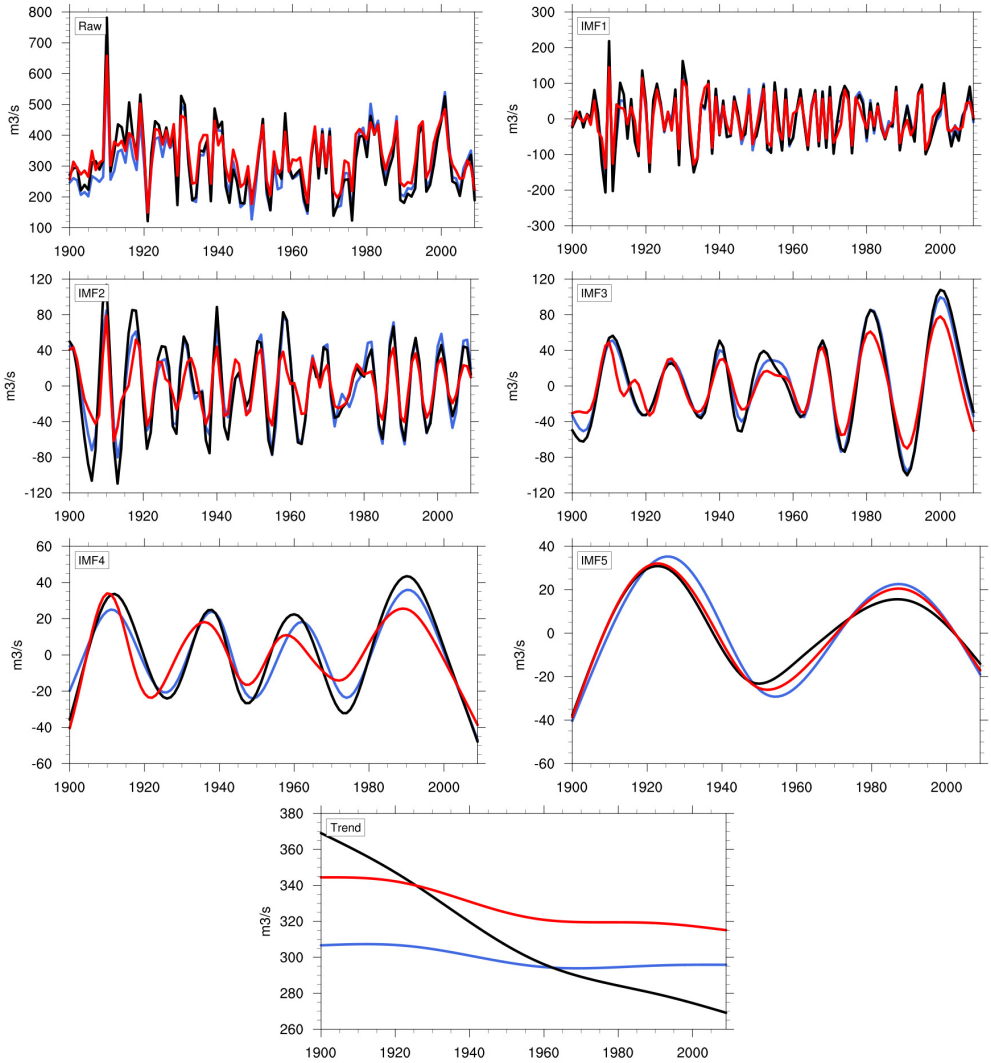

FIGURE 2.4 – *("Raw") Débits annuels de la Seine à Paris en m^3/s entre 1900 et 2010 dans trois jeux de données différents. Observations de la Banque Hydro (noir) ; données naturalisées de l'EPTB Seine Grand Lacs (bleu), reconstruction développée par Bonnet [2018] (rouge). Ces séries ont été décomposées à l'aide de l'algorithme de décomposition en mode empirique d'ensemble (EEMD) [Wu et Huang, 2009] en une somme de composantes ("IMF" pour Intrinsic Mode Function) et une tendance non linéaire (Trend), tout en bas (unité : m^3/s). Extrait de Bonnet [2018]*

Au delà des tendances, les variations des trois jeux de données aux différentes échelles de temps, multi-décennales incluses, sont extrêmement cohérentes (Figure 2.4), ce qui donne confiance dans la reconstruction pour l'étude de la variabilité multi-décénnale, notre objectif principal.

Pour remonter plus loin dans le passé, nous avons bâti dans le cadre du projet VITESSE une série de hauteur annuelle maximum complète de 1732 à aujourd'hui pour la Seine à Paris, grâce à la numérisation de données anciennes de hauteurs journalières. Malheureusement un trou existe entre 1848 et 1885 date de début des données existantes sur la Banque Hydro, les données ayant probablement disparu

lors d'un incendie. Néanmoins, grâce aux données de hauteurs maximales compilées par Frolow [Frolow, 1953] pour la Seine à Paris et disponibles entre 1848-1885, nous avons pu compléter notre série.

Les maximums annuels de la reconstruction sont très proches de ceux de l'analyse SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) [9] sur leur période commune [Bonnet, 2018]. La série longue de hauteurs observées permet de plus de montrer que la qualité de la reconstruction est par ailleurs stable sur la période entière 1850-2010 ([Bonnet, 2018] et Figure 2.5). La série observée met bien en lumière le caractère exceptionnel de certains évènements du 20ème siècle, comme la crue de 1910, et la sécheresse de 1921, correspondant ici respectivement à la plus forte et la plus faible hauteur maximale annuelle depuis 1732 [10].

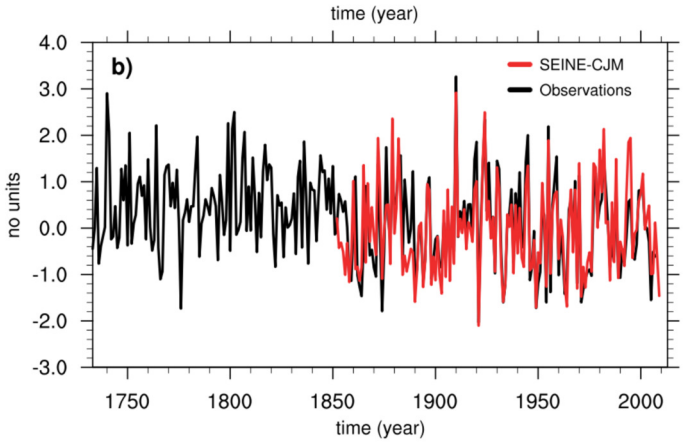

FIGURE 2.5 – *Maximum annuel des hauteurs journalières de la Seine à Paris dans les observations issues du projet VITESSE (noire) et des débits dans notre reconstruction Seine (rouge). Les données ont été standardisées sur la période 1851-2007. Extrait de Bonnet [2018]*

Au delà des débits et des précipitations, très peu de variables hydrologiques longues observées existent. Nous avons quand même pu comparer nos reconstructions à la hauteur piézométrique à Toury disponible sur une grande partie du 20ème siècle, avec une bonne reproduction des variations décennales, mais une amplitude largement sous-estimée, principalement en raison de MODCOU [Bonnet, 2018]. Nous avons par ailleurs montré que la reconstruction Seine capturait bien les caractéristiques des sécheresses hydrologiques et agricoles sur le bassin de Seine, en comparaison de l'analyse SIM après 1958 (Figure 4.26 et 4.27 dans Bonnet [2018]) et de façon qualititative sur toute la période selon les documents anciens discutés en introduction. Ainsi, on retrouve bien les grandes sécheresses connues comme 1921, 1949 ou 1976 [Bonnet, 2018].

9. Cette analyse, disponible à partir de 1958, basée sur le même modèle hydrologique ISBA-MODCOU que nos reconstructions mais forcée par l'analyse observationnelle SAFRAN constitue un "benchmark" pour nos reconstructions.

10. Il faut rester prudent à ce niveau, la série observée n'étant pas forcément temporellement homogène. Il est ainsi clair qu'à partir des années 1960-1970, les barrages construits sur la Seine notamment pour écrêter les crues ont nécessairement joué sur les hauteurs annuelles maximales.

Les différentes évaluations des reconstructions dans Bonnet *et al.* [2017] et Bonnet [2018] donnent au final une très bonne confiance dans nos reconstructions pour l'étude des variations multi-décennales hydrologiques pour la France et la Seine. Pour les tendances, il faut rester très prudent, des divergences avec les observations existent parfois, sans qu'il soit possible de savoir dans quelle mesure le problème est dû aux observations ou aux reconstructions [11].

2.2.4 Analyse des données anciennes et des reconstructions

Les reconstructions hydrologiques sur la France [Bonnet *et al.*, 2017] permettent tout d'abord de démontrer l'origine climatique des variations multi-décennales observées des débits. Des variations multi-décennales fortes dans les reconstructions similaires à celles observées (e.g. Figure 2.6), notamment au printemps, sont notées. Comme nos reconstructions ne prennent pas en compte les influences anthropiques non climatiques, et sont indépendantes par construction des débits observés, ces variations ne peuvent être causées que par des variations climatiques. De plus, nous montrons que les variations du cycle hydrologique ne se limitent pas aux précipitations et débits. Des différences multi-décennales fortes d'humidité des sols sont ainsi notées au printemps et en été, avec des impacts sociétaux potentiellement forts compte tenu de l'importance de l'humidité des sols pour l'agriculture (Figure 2.6).

Des variations multi-décennales d'évapotranspiration sont également notées en été, très corrélées à celles d'humidité des sols et très certainement causées par elles. C'est le signe que l'évapotranspiration estivale sur la France est limitée par l'humidité des sols aux échelles de temps multi-décennales (voir le Chapitre 3.4). Ces variations d'évapotranspiration pourraient donc jouer un rôle dans celles des températures en été (qui demeurent relativement faibles [Boé et Habets, 2014]), via la modulation du refroidissement évaporatif.

Comme mentionné en introduction, un des problèmes majeurs de l'analyse de la variabilité multi-décennale est la brièveté de la période observationnelle. La reconstruction Seine de Bonnet [2018] permet de remonter plus loin dans le passé que les reconstructions France, jusque dans les années 1850. Elle montre notamment une phase multi-décennale négative en fin de 19ème, précédée d'une phase positive. Les analyses composites sur la France de la Figure 2.6 peuvent donc être étendues pour la reconstruction Seine de façon à considérer 4 périodes de 20 ans entre 1850 et le présent. Ces résultats, sur une période plus longue, sont donc bien plus robustes. Ils confirment pour la Seine ceux obtenus sur la France. De plus, dans le cas Seine des différences multi-décennales non significatives auparavant le deviennent, grâce à l'échantillon plus long.

Les reconstructions nous permettent aussi de mieux comprendre les variations des débits dans des saisons autres que le printemps, notamment en été, quand il n'y a pas de variations concomitantes climatiques. La neige joue un rôle important dans les zones de montagne. Les variations multi-décennales des précipitations au

11. L'objectif principal du travail n'était pas d'étudier les tendances mais la variabilité multi-décennale.

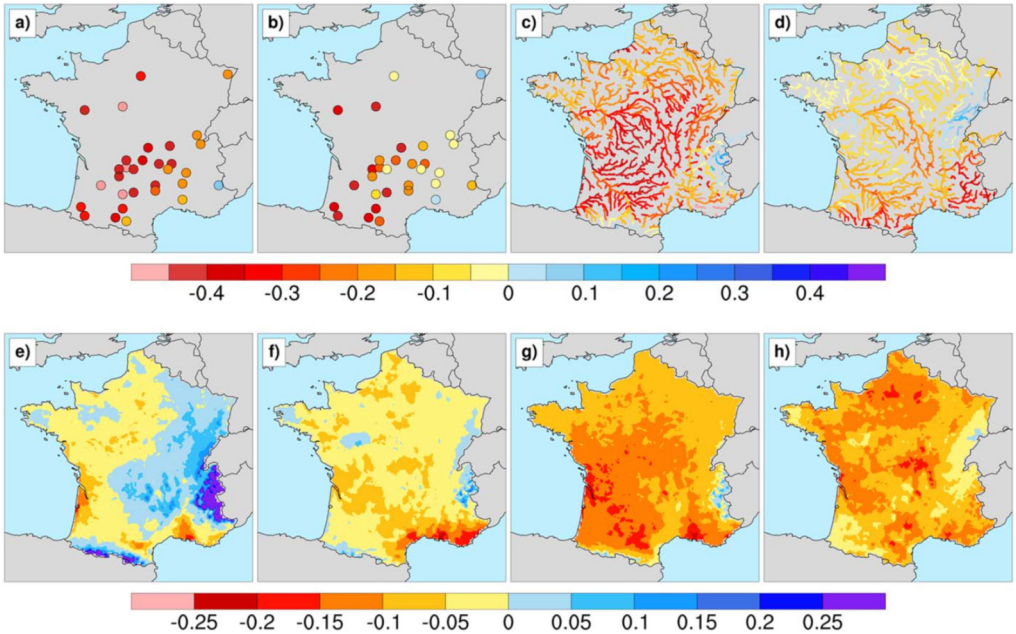

FIGURE 2.6 – *Changement relatif entre 1938–1958 et 1965–1985 ([1938–1958] - [1965–1985]) après soustraction de la tendance linéaire (a, b) des débits observés, (c, d) des débits simulés, (e, f) de l'évapotranspiration, et (g, h) du Soil Wetness Index (SWI). (a–c–e–g) Printemps et (b–d–f–h) été. Les résultats simulés proviennent de la reconstruction France basée sur ERA20C. Les résultats avec la reconstruction basée sur 20CR sont similaires. Extrait de Bonnet* et al. *[2017]*

printemps se traduisent par une modulation du stock de neige à fondre en été et donc des débits estivaux dans les bassins où la fonte estivale joue un rôle [Bonnet *et al.*, 2017]. Par ailleurs, notamment dans la reconstruction Seine, où les nappes sont simulées de façon explicite, nous montrons qu'elles jouent un rôle majeur dans les variations multi-décennales des débits en toutes saisons. Les nappes intègrent les variations multi-décennales des précipitations de fin d'hiver et de printemps via la recharge, et influencent ensuite les débits des autres saisons aux travers des échanges nappe-rivière [Bonnet, 2018].

Nous montrons par ailleurs des interactions entre les variations multi-décennales des nappes et des évènements extrêmes particuliers. La sécheresse de 1921 (la plus forte depuis au moins 1850 selon de nombreuses métriques) a lieu durant une phase de variabilité multi-décennale humide. Les hauteurs de nappe importantes en début d'évènement ont permis aux échanges nappe-rivière de modérer l'impact de la sécheresse météorologique (i.e. impactant en premier lieu les précipitations) sur les débits. A l'inverse, pour la sécheresse de 1949 qui se trouve dans une période multi-décennale sèche, les niveaux de nappe très bas en début d'évènement résultent en des échanges nappe-rivière extrêmement faibles pendant tout l'évènement, aggravant les anomalies de débit [Bonnet, 2018].

De façon cohérente avec Boé et Habets [2014] mais sur une période plus longue, l'analyse composite du climat à grande échelle entre les phases multi-décennales

négatives et positives des débits sur la Seine montre, sans surprise, le rôle de la circulation de grande échelle. Elle est plus zonale durant les périodes d'anomalies multi-décennales de débit et de précipitations positives sur la Seine (Figure 2.7). Des anomalies significatives de températures de surface océanique (TSO) sont aussi notées à la fois sur l'Atlantique Nord, cohérentes avec le lien avec l'AMV mentionné dans Boé et Habets [2014], mais aussi dans le Pacifique Nord (Figure 2.7). D'autre part, le lien avec les TSO dans l'Atlantique Nord est bien plus fort avec un décalage temporel d'une dizaine d'années [12] (Figure 2.7).

Je n'ai pas d'explication satisfaisante à ce décalage actuellement. Il témoigne peut-être de mécanismes de couplage océan-atmosphère. On peut imaginer que l'AMV induit des anomalies de circulation atmosphérique qui rétroagissant sur l'océan, modifie la structure spatiale initiale des anomalies des TSO. Ce changement de structure spatiale des anomalies de TSO pourrait se traduire, peu à peu au cours de la phase d'AMV, par des anomalies de circulation devenant plus favorables à la modulation des précipitations sur la France.

Nous avons en tout cas pu confirmer la robustesse de la relation précipitations au printemps / AMV, ainsi que le décalage temporel de quelques années, en remontant encore plus loin dans les passé, jusqu'en 1779, grâce à la station longue de précipitation de l'observatoire de Paris [Slonosky, 2002] et à la reconstruction paléoclimatique de l'AMV de Wang *et al.* [2017]. Les mêmes relations sont ainsi trouvées avant la période instrumentale "classique" (1889 ici) et sur la période instrumentale (Figure 2.8).

Les reconstructions paléoclimatiques présentent de fortes incertitudes en raison des difficultés méthodologiques inhérentes. La conclusion précédente n'est d'ailleurs pas vraie pour la reconstruction de l'AMV de Mann *et al.* [2009] ou celle de Gray *et al.* [2004]. Le fait qu'avec celle de Wang *et al.* [2017], la relation AMV / précipitations au printemps sur les deux sous-périodes (approximativement celle où la méthode de reconstruction paléoclimatique est calibrée, et la période précédente) soit identique, renforce la confiance dans la reconstruction [Wang *et al.*, 2017] [13].

Les analyses décrites dans ce chapitre illustrent bien l'intérêt (voire la nécessité) qu'il existe à croiser différentes sources de données, en les intégrant éventuellement aves des modèles pour comprendre la variabilité multi-décennale hydroclimatique : réanalyses atmosphériques longues, reconstructions hydrologiques, observations longues, documents anciens, reconstructions paléoclimatiques etc. Elles illustrent aussi l'intérêt des analyses de données même très locales pour une compréhension bien plus large, en terme d'échelle spatiale et temporelle, des variations du système climatique. Ces données locales peuvent nous renseigner par exemple sur

12. Ce décalage était un peu plus faible sur la France entière (environ 6 ans) dans Boé et Habets [2014] probablement parce que les anomalies de circulation atmosphérique conduisant aux phases multi-décennales hydrologiques ne sont pas exactement les mêmes sur la Seine que sur la France. De plus, pour des séries aussi auto-corrélées une telle différence de quelques années n'est probablement pas significative.

13. Il serait en effet surprenant que l'on tombe pendant deux longues sous-périodes sur la même relation, avec le même décalage temporel, simplement par hasard.

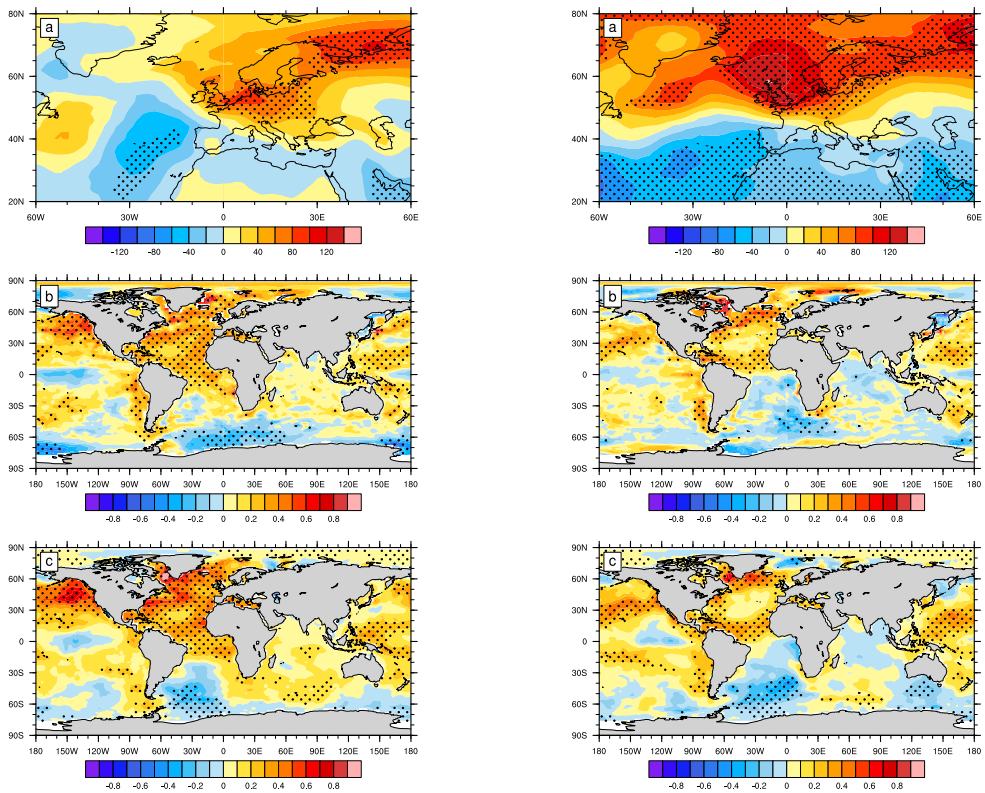

FIGURE 2.7 – *(a) Anomalies composites de pression au niveau de la mer (PSL, Pa), de (b) TSO (K) (forçage de la réanalyse NOAA 20CRv2c) et (c) TSO (K) (ERSSTv5 [Huang et al., 2017]), entre les phases multi-décennales négatives (1885-1905 et 1940-1960) et positives (1910-1930 et 1975-1995) des débits de la Seine à Poses, pour la colonne de droite. Pour la colonne de gauche, les composites de TSO et la PSL sont pris 10 ans en avance de ces phases multi-décennales. Les tendances, non-linéaires, ont été calculées par EEMD [Wu et Huang, 2009] sur toute la période et en chaque point de grille, puis retranchées. Les points noirs indiquent les zones où les différences entre les phases négatives et positives sont significatives (t-test, $p<0.05$). Adapté de Bonnet [2018]*

les variations climatiques à grande échelle, comme l'AMV. Elles permettent aussi de tester les reconstructions paléoclimatiques en dehors de leur période de calibration (voir les perspectives du Chapitre 5.3.2).

2.2.5 Discussion : variabilité interne ou variabilité forcée ?

Nos études permettent d'attribuer dans une large mesure les variations multi-décennales hydrologiques sur la France à des variations climatiques, plutôt qu'à des problèmes d'homogénéité temporelle ou à des influences anthropiques non climatiques comme celle des barrages. La question suivante est celle de l'origine de ces variations multi-décennales climatiques, et notamment dans quelle mesure elles sont de nature interne ou forcée.

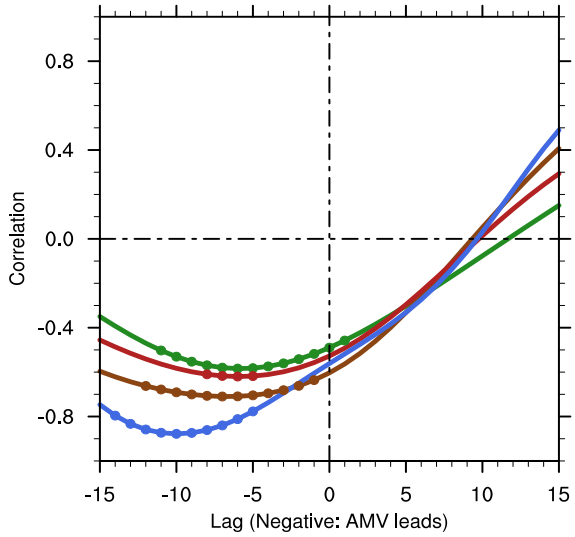

FIGURE 2.8 – *Corrélations avec décalage entre l'indice paléoclimatique d'AMV de Wang* et al. *[2017] et la longue série des précipitations à Paris [Slonosky, 2002] sur deux sous-périodes : 1779-1889 (vert), 1890-1900 (marron) et la période totale 1779-1990 (rouge). En bleu, corrélation entre l'indice d'AMV calculé à partir d'observations de TSOs et les précipitations de la reconstruction Seine sur la période 1876-1985. Toutes les séries ont été préalablement filtrées avec un filtre de Lanczos de fenêtre 21 ans. Les valeurs de décalage sur l'abscisse sont négatives lorsque l'AMV est en avance. Les points montrent les corrélations significatives avec* $p < 0.05$ *selon le "phase-scrambled bootstrapping" test de Davison et Hinkley [1997] prenant en compte l'auto-corrélation des séries. Extrait de Bonnet [2018].*

Le lien entre les TSO de l'Atlantique Nord et en particulier l'AMV et les précipitations sur la France, qui semble robuste sur 250 ans, implique que l'origine des variations hydroclimatiques sur la France dépend dans une mesure importante de la nature de l'AMV. Il y a de vifs débats dans la communauté climatique sur cette question. Un premier débat concerne le rôle respectif de l'atmosphère et de l'océan dans la génération de l'AMV : l'océan intègre-t-il juste thermodynamiquement, de façon passive, le bruit atmosphérique ou bien la dynamique océanique, en particulier l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), est-elle cruciale (e.g. Clement *et al.* [2015] ou Cane *et al.* [2017] versus Zhang *et al.* [2016] ou Zhang [2017]). Si la première hypothèse était juste on ne pourrait pas nécessairement attribuer causalement les variations hydroclimatiques observées à l'AMV, l'AMV pouvant être simplement le résultat des variations de circulation atmosphérique à l'origine également des variations hydroclimatiques. Un deuxième débat concerne la nature purement interne ou largement forcée de l'AMV sur le 20ème siècle, et notamment le rôle des aérosols sulfatés anthropiques dans ce contexte (e.g. Booth *et al.* [2012] versus Zhang *et al.* [2013]). Il a par ailleurs aussi été suggéré que les variations de la constante solaire et/ou le forçage volcanique pourraient jouer sur l'AMV avec notamment un phasage de l'AMV (Otterå *et al.* [2010] ; Swingedouw *et al.* [2015] ; Thiéblemont *et al.* [2015])

Mon opinion de non spécialiste du sujet, basée sur la littérature actuelle, et

qui, je pense, est celle majoritaire dans la communauté (e.g. Sutton *et al.* [2018]), est que l'AMV est un mode de variabilité climatique couplé océan / atmosphère avec une composante interne importante (ce qui ne signifie pas que les aérosols sulfatés n'aient pas joué un rôle, en particulier sur la deuxième moitié du 20ème siècle) et que la dynamique océanique joue un rôle important dans l'AMV. Le lien statistique entre l'AMV et les précipitations sur la France au printemps pourrait donc bien être le résultat de l'impact des TSO de l'Atlantique-Nord sur la circulation atmosphérique de grande échelle. En suivant ce raisonnement, les variations multi-décennales hydrologiques sur la France seraient largement d'origine interne dans une large mesure, tout comme l'AMV.

Les précipitations sur la France pourraient aussi être impactées directement par les aérosols anthropiques, qui présentent des variations aux échelles de temps multi-décennales sur la période historique. Ils peuvent en effet jouer sur les précipitations, même si le sens même de l'impact est incertain [Rosenfeld *et al.*, 2008]. Le fait que les variations multi-décennales hydrologiques existent déjà sur la deuxième moitié du 19ème siècle et même avant [Bonnet, 2018] renforce l'idée qu'elles ne sont pas principalement causées par les aérosols anthropiques. Les aérosols anthropiques ont en effet connus des variations multi-décennales importantes surtout après la deuxième guerre mondiale [Wild, 2012].

2.3 Variabilité multi-décennale hydroclimatique dans les modèles climatiques

Comme mentionné en introduction de ce chapitre, pour être capable de prendre en compte correctement les incertitudes liées à la forte variabilité multi-décennale hydrologique dans les projections d'impact, il est impératif que les modèles climatiques la capturent correctement. J'ai donc travaillé sur l'évaluation de la variabilité multi-décennale hydroclimatique sur l'Europe dans les modèles climatiques.

2.3.1 Précipitations au printemps

Comme les précipitations au printemps jouent un rôle majeur dans la variabilité multi-décennale hydrologique sur la France, je m'intéresse ici à leur variabilité dans les modèles climatiques actuels. La Figure 2.9 montre les écarts-types des précipitations moyennes sur la France au printemps, filtrées par une moyenne glissante de 21 ans et non filtrés, calculés pour les observations sur la période 1900-2000, pour tous les membres des simulations historiques du Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) sur la même période, et sur toutes les périodes de 101 ans de façon glissante pour les simulations pré-industrielles des mêmes modèles [14] .

Il est tout d'abord intéressant de noter que l'écart-type inter-annuel des précipitations printanières moyennes sur la France sur une période longue de 101 ans peut

14. Dans la terminologie CMIP, les simulations dites pré-industrielles ou de contrôle sont des simulations en général longues de plusieurs centaines d'années, dans lesquelles les forçages climatiques sont maintenus constants aux valeurs pré-industrielles (autour de 1850). Elles permettent une évaluation de la pure variabilité interne des modèles, sous conditions pré-industrielles

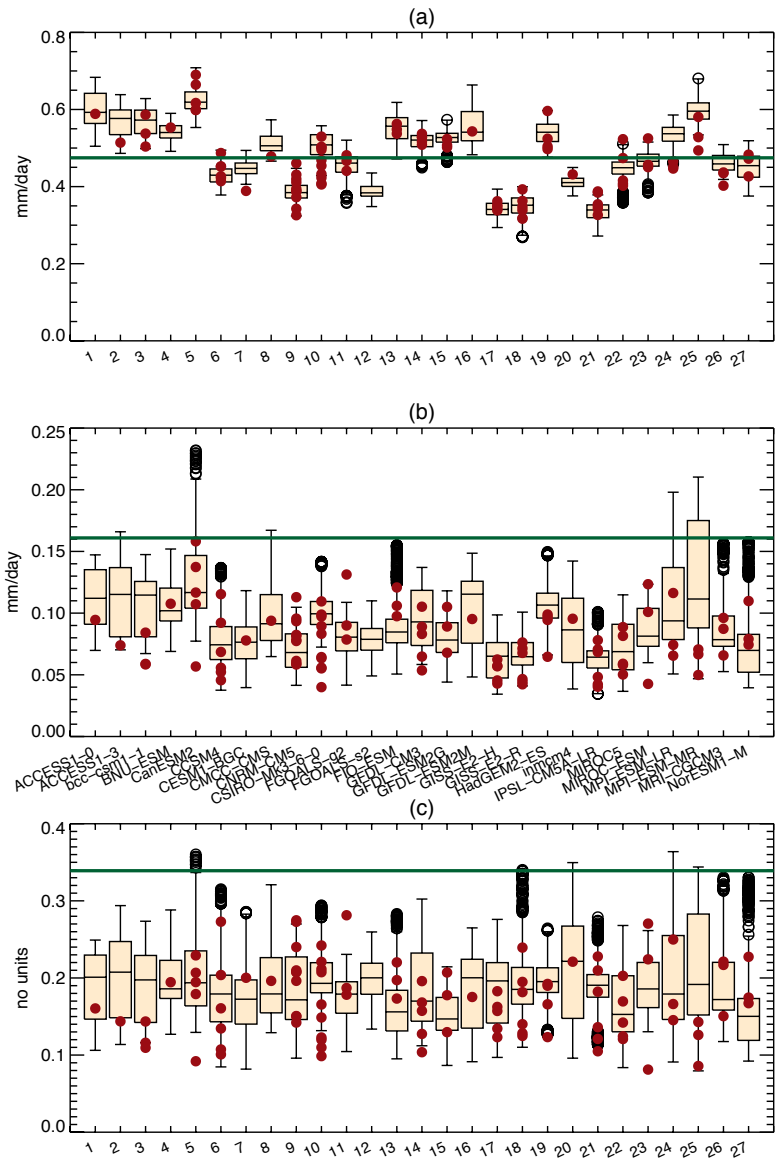

FIGURE 2.9 – *(a) Ecart-type interannuel des précipitations (mm/jour) moyennes sur la France au printemps (MAM), période 1900-2000. (b) Même chose après application d'une moyenne glissante sur 21 ans sur la série de précipitations. (c) Ratio des écarts-types de (b) et (c). Les boxplots donnent la distribution des écarts-types calculés pour toutes les périodes de 101 ans (avec recouvrement) des simulations pré-industrielles CMIP5. Les points rouges correspondent aux écarts-types pour chaque membre des simulations historiques sur la période 1900-2000. Le trait horizontal vert correspond aux observations (observations homogénéisées de Météo-France) sur la période 1900-2000. Les traits horizontaux des boîtes à moustaches montrent le 1er (Q1) et 3ème (Q3) quartile, ainsi que la médiane. Les moustaches s'étendent soit jusqu'au minimum et maximum, soit jusqu'à Q1 moins (Q3 plus) 1.5 fois l'écart interquartile si des valeurs inférieures (supérieures) existent. Les cercles montrent alors les outliers.*

varier de quasiment 50% dans certains modèles pour une simple question d'échantillonnage. La majorité des évaluations (ou des méthodes de correction de biais), qui se basent en plus souvent sur des périodes bien plus courtes, considèrent que toute différence avec les observations, serait un biais, un problème qu'il serait nécessaire de corriger. Ici, la Figure 2.9 montre qu'une différence de 50% d'écart-type avec les observations ne doit pas forcément être considérée comme un biais.

A l'échelle de temps multi-décennale, l'incertitude d'échantillonnage est bien plus forte et des variations d'écart-type d'un facteur 4 peuvent exister entre différentes périodes de 101 ans pour un même modèle. Ce résultat illustre clairement un des problèmes mentionnés en introduction. Il est très difficile de caractériser de façon robuste la variabilité multi-décennale sur la période instrumentale, d'une centaine d'années au mieux en général, en raison de très importantes incertitudes d'échantillonnage. Il n'est pas possible également de simplement transposer les propriétés observées de la variabilité multi-décennale estimées sur la période instrumentale à d'autres périodes passées ou futures[15].

Dans cette analyse, le potentiel signal forcé des précipitations n'est pas retranché, ce qui n'est jamais une question triviale. Néanmoins, les tendances des précipitations observées sont très faibles au printemps et n'ont donc que très peu d'impact sur les résultats (non montré). Par ailleurs, pour un modèle donné, les distributions d'écarts-types interannuels et multi-décennaux des simulations historiques et pré-industrielles sont virtuellement indiscernables, montrant le rôle négligeable d'une éventuelle composante forcée.

A l'échelle de temps interannuelle (Figure 2.9a), environ la moitié des modèles CMIP5 étudiés semblent compatibles avec les observations (i.e. ont au moins une période de 101 ans avec un écart-type similaire aux observations). Les différences modèles / observations ne sont pas systématiques par ailleurs : certains des modèles sous-estiment l'écart-type interannuel, d'autres le sur-estiment. A l'échelle de temps multi-décennale par contre, la plupart des modèles sont incompatibles avec les observations, avec une sous-estimation de la variabilité multi-décennale (Figure 2.9b). Quelques-uns des modèles compatibles le sont de plus parce qu'ils surestiment la variabilité interannuelle. La sous-estimation par les modèles de la variabilité multi-décennale est ainsi encore plus nette avec le ratio des écart-types multi-décennaux et inter-annuels (Figure 2.9c), et la dispersion entre les modèles est par ailleurs plus faible. Aucun membre historique des modèles analysés n'est proche des observations. Les simulations pré-industrielles permettent d'accroître fortement la taille de l'échantillon, et des périodes simulées compatibles avec les observations sont visibles pour quelques modèles, mais il s'agit vraiment de la queue de distribution.

Il semblerait donc que la plupart des modèles climatiques actuels ne capturent pas correctement la variabilité multi-décennale des précipitations sur la France. Il y a quand même de rares périodes dans quelques modèles avec une variabilité multi-décennale compatible avec les observations. On ne peut donc pas exclure que

15. Sans même prendre en compte le fait que la variabilité interne elle-même change en raison du changement climatique (e.g. LaJoie et DelSole [2016], Song et Yu [2015].)

ces modèles soient en fait réalistes. Cependant, si le cas, alors nous avons vécu une période exceptionnelle en terme de variabilité multi-décennale. Le 20ème siècle serait un "extrême" de variabilité multi-décennale bien loin des conditions "normales".

Le même type d'analyse pour l'indice de circulation atmosphérique au printemps utilisé dans Boé et Habets [2014] (Figure 2.3), qui contrôle les variations multi-décennales de précipitations, montre aussi une sous-estimation de la variabilité multi-décennale dans les modèles (non montré). Le problème constaté ne vient donc pas de la relation circulation / précipitations mais se situe en amont, au niveau de la variabilité multi-décennale de la circulation atmosphérique. Ce résultat est cohérent avec les travaux de Simpson *et al.* [2018] qui montrent une forte variabilité multi-décennale du courant jet sur l'Atlantique Nord en mars, que les modèles climatiques actuels sont totalement incapables de reproduire.

2.3.2 Causes potentielles des problèmes de variabilité multi-décennale dans les modèles

Comme expliqué précédemment, la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps sur la France semble être au moins partiellement liée à l'AMV via la circulation atmosphérique. La sous-estimation de cette variabilité dans la plupart des modèles, si ce n'est tous, pourrait donc être liée soit à une mauvaise représentation de la téléconnexion AMV / précipitations au printemps via la circulation atmosphérique, soit à une mauvaise représentation de l'AMV elle-même.

Dans la thèse de Said Qasmi que j'ai co-encadrée avec Christophe Cassou, nous nous sommes intéressés aux téléconnexions entre l'AMV et le climat européen, en ne nous limitant pas aux précipitations et au printemps. Nous avons tout d'abord analysé un large ensemble de simulations climatiques CMIP5 pour mieux caractériser, évaluer et comprendre l'AMV simulée et sa téléconnexion avec la température estivale sur l'Europe [Qasmi *et al.*, 2017].

Les résultats de Qasmi *et al.* [2017] montrent comme précédemment les fortes incertitudes d'échantillonnage qui existent pour l'estimation de la variabilité multi-décennale, en raison de la brièveté des observations. Les caractéristiques de l'AMV estimées sur deux périodes indépendantes d'une centaine d'années d'un même modèle climatique peuvent être très différentes. L'écart-type varie par exemple d'un facteur 2, voire 3 selon les périodes considérées d'une simulation pré-industrielle (Figure 2.10, en haut à gauche).

Nous illustrons deux autres difficultés méthodologiques : (i) l'importance potentielle des incertitudes observationnelles, (ii) l'incertitude liée à la méthode utilisée pour estimer et retirer le signal anthropique dans les observations. En effet, pour pouvoir évaluer la variabilité interne, il faut isoler la composante interne des variations observées en retranchant la composante forcée. Contrairement aux précipitations au printemps sur la France, le signal forcé est très fort sur les variables thermiques étudiées dans Qasmi *et al.* [2017]. Or, il n'existe pas de méthode indiscutable pour estimer le signal forcé dans ce contexte. Les débats entre Cheung *et al.* [2017], Cheung *et al.* [2017b], et Frankcombe *et al.* [2018] d'une part et Kravtsov et Callicutt [2017] et Kravtsov [2017b] l'illustrent bien.

Dans les modèles climatiques, le signal anthropique peut être estimé correctement en moyennant suffisamment de membres historiques. Malheureusement, l'échantillon de modèles CMIP5 avec un nombre de membres acceptable dans ce contexte est petit. C'est pourquoi nous caractérisons la variabilité interne multi-décennale également dans les simulations pré-industrielles. Ces simulations fournissent une estimation souvent plus robuste (grâce à leur longueur) et plus "pure" (grâce aux forçages externes constants) de la varabilité interne. La comparaison avec les observations est cependant moins "propre" car l'état moyen n'est pas le même [16]. Néanmoins, compte tenu de toutes les incertitudes en jeu, les propriétés estimées dans les simulations pré-industrielles et historiques sont difficilement discernables [Qasmi *et al.*, 2017] .

Dans Qasmi *et al.* [2017], nous montrons que les propriétés de l'AMV sont très différentes d'un modèle à l'autre. Les anomalies de TSO observées dans le gyre subpolaire caractéristiques de l'AMV sont associées dans les observations à des anomalies tropicales de TSO. Ce n'est pas toujours le cas dans les modèles climatiques (Figure 2.10, colonne de droite). Le nombre de modèles incompatibles avec les observations est cependant très dépendant du jeu d'observations considéré. Avec ERSSTV4 [Huang *et al.*, 2015] la plupart des modèles sont compatibles avec les observations, mais avec HadSST3 [Kennedy *et al.*, 2011] il n'y en a quasiment pas. La faible densité de mesures de TSO dans les tropiques sur la première moitié du 20ème explique probablement cette forte incertitude observationnelle. Compte tenu de l'importance des tropiques dans les téléconnexions des moyennes latitudes en général (e.g. Liu et Alexander [2007]), via notamment la génération d'onde de Rossby par le chauffage diabatique associé à la convection atmosphérique profonde tropicale, et également spécifiquement pour les téléconnexions de l'AMV (Ruprich-Robert *et al.* [2017] ; Qasmi [2018]), il est clair que des problèmes dans la représentation de la partie tropicale de l'AMV pourraient jouer sur les téleconnexions simulées de l'AMV.

L'écart-type de l'AMV est également très variable d'un modèle à l'autre et semble sous-estimé dans une grande majorité de modèles (Figure 2.10), avec ici un impact limité du jeu d'observations de TSO sur conclusion [17]. Il est évident que si un modèle ne simule pas d'AMV ou une AMV avec un très faible variabilité, les variables continentales impactées par l'AMV via une téléconnexion présenteront une très faible variabilité multi-décennale. Il est donc probable que ce problème explique également en partie ceux concernant la variabilité multi-décennale des précipitations sur la France dans les modèles climatiques.

Dans la thèse de Said Qasmi, nous avons également réalisé des expériences de sensibilité pour étudier plus finement les mécanismes de téléconnexion de l'AMV et démontrer les liens de causalité éventuels. Ces expériences, réalisées avec le modèle

16. Comme dit en introduction de ce chapitre, la variabilité interne peut être dépendante de l'état moyen, ce que nous notons d'ailleurs dans la thèse de Said Qasmi.

17. L'impact de la méthode utilisée pour retirer la composante forcée est ici relativement limitée parce que nous n'avons pas utilisé au final certaines méthodes insatisfaisantes, bien que couramment utilisée dans la littérature, comme la tendance linéaire.

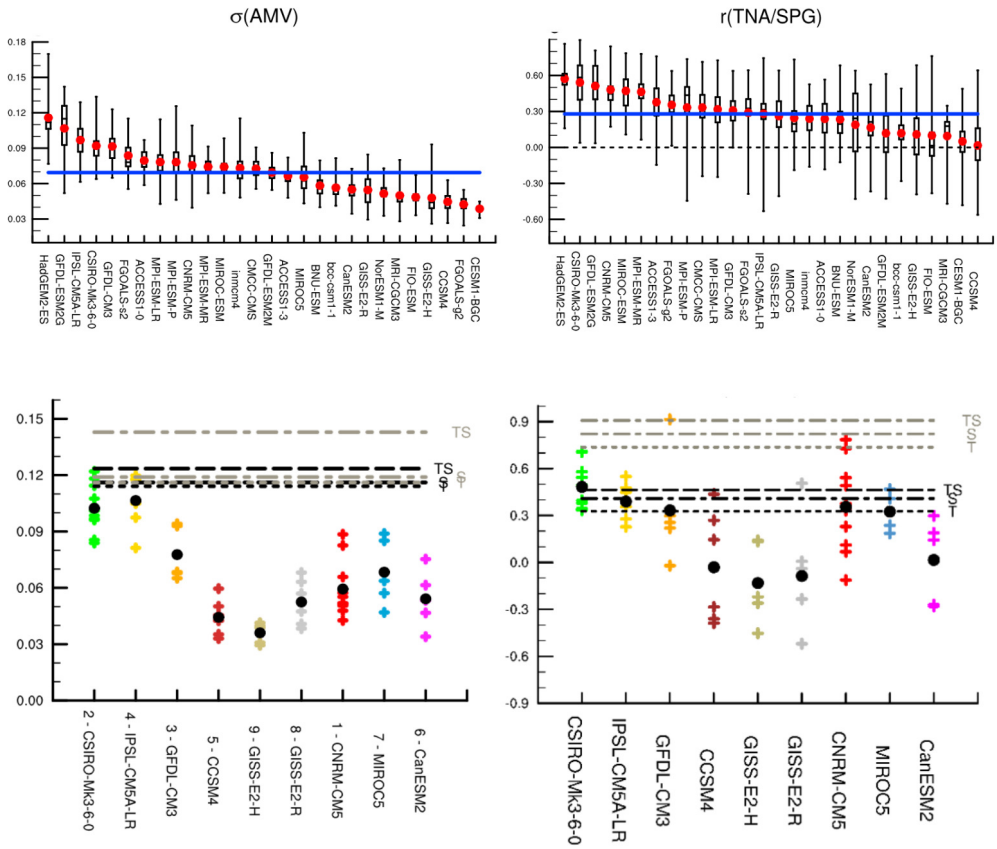

FIGURE 2.10 – *(En haut, à gauche) Ecart-type de l'indice d'AMV (K) dans les simulations pré-industrielles d'un ensemble de 28 modèles CMIP5. Les boites-à-moustaches montrent la distribution des écarts-types calculés sur des fenêtres de 102 ans glissantes sur la période entière de la simulation. Elles sont définies par le premier et dernier tercile, le trait intermédiaire correspond à la médiane et les moustaches s'étendent jusqu'au minimum ou maximum. Le point rouge correspond à la moyenne. La ligne bleue correspond à la moyenne multi-modèles. (En haut, à droite) Comme (en haut, à gauche) mais pour la corrélation entre les indices de TSO dans le gyre subpolaire et dans les tropiques de l'Atlantique Nord. Le même filtre passe-bas que pour l'AMV est utilisé pour les deux indices. (En bas, à gauche) Ecart-type de l'indice d'AMV (K) dans les membres historiques pour les modèles avec suffisamment de membres pour estimer la composante forcée. Chaque croix colorée correspond à un membre, et le point noir à la moyenne d'ensemble. Différentes estimations observationnelles pour la période 1901-2012 sont montrées avec les lignes horizontales. Deux jeux de TSO, ERSSTV4 (noir, Huang* et al. *[2015]) et HadSST3 (gris, Kennedy* et al. *[2011]), et trois méthodes pour estimer le signal forcé sont utilisées (voire Qasmi* et al. *[2017] pour les détails). (En bas, à droite) comme (en bas, à gauche) pour la corrélation entre les indices de TSO dans le gyre subpolaire et dans les tropiques de l'Atlantique Nord. Adapté à partir de Qasmi* et al. *[2017].*

couplé CNRM-CM5, utilisent le protocole de la composante C du Decadal Climate

Prediction Project de CMIP6 [Boer *et al.*, 2016]. Des expériences supplémentaires ont aussi été réalisées.

Dans ces expériences, les TSO d'un modèle couplé sont rappelées vers des températures caractéristiques des phases positives ou négatives de l'AMV observé sur l'Atlantique Nord. Ailleurs, un couplage normal entre l'atmosphère et l'océan se fait. 40 membres de 10 ans sont réalisés pour chaque expérience. Des résultats intéressants et cohérents avec les observations sont obtenus pour la température sur l'Europe en hiver et en été, et pour les précipitations en été, notamment sur la Méditerranée. Par contre, dans ces expériences, une phase positive d'AMV conduit à des précipitations plus fortes que la normales sur la France au printemps, ce qui est contraire à la relation observée. Différentes hypothèses existent pour expliquer ce résultat :

— La relation AMV / précipitations au printemps sur la France dans les observations depuis le début du 20ème siècle (et même 1850 pour la Seine voir Bonnet [2018]) n'est obtenue que par chance et ne correspond pas à une réalité physique.

— Le problème est dû au modèle. CNRM-CM5 (comme beaucoup de modèles CMIP5) sous-estime fortement la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps (Figure 2.9), ce qui suggère qu'il ne capture pas certains mécanismes cruciaux dans ce contexte.

— Les mécanismes de téléconnexion sont plus complexes que ceux que permettent d'étudier nos expériences numériques. Ainsi, un décalage temporel existe entre les variations de l'AMV et celles des précipitations sur la France au printemps, ce que le protocole utilisé dans la thèse de Said Qasmi ne prend pas en compte. De plus, dans Bonnet [2018] nous montrons que des anomalies importantes de TSO sur le Pacifique sont associées également aux phases multi-décennales des débits sur la Seine. Peut-être que la combinaison d'anomalies de TSO sur l'Atlantique et le Pacifique est cruciale pour la génération des anomalies de précipitations sur la France au printempss. Je reviendrai sur ces points dans la partie Perspectives.

2.4 Tendances hydroclimatiques à long terme sur la France

Je me suis également intéressé ces dernières années aux évolutions hydroclimatiques sur la France à des échelles de temps plus longues (i.e. centennales) et à la capacité des modèles à les reproduire. Compte tenu de la forte variabilité multi-décennale décrite précédemment, pour isoler une éventuelle influence anthropique, il peut être utile de s'intéresser aux évolutions à long terme, sur tout le 20ème siècle.

Ce que disent les observations

Sur le 20ème siècle, les précipitations ont augmenté en moyenne annuelle sur la France, de façon modérée (Figure 2.11a qui montre trois jeux de précipitations avec

des avantages et inconvénients différents.) La tendance positive annuelle est en fait principalement due à une forte tendance des précipitations en hiver (tendance sur le 20ème siècle proche de 19% en hiver, à comparer avec 7% au printemps, -2% en été et 11% en automne pour les données homogénéisées, non montré). Cette tendance hivernale est connue depuis longtemps (e.g. Moisselin *et al.* [2002]), mais elle n'a pas encore vraiment trouvé d'explication à ma connaissance. Ribes *et al.* [2010] ont bien détecté l'impact des forçages externes (incluant les forçages naturels) sur les précipitations sur la France à partir des années 1940-1950, mais la structure spatiale montre des variations à très petite échelle pas simples à interpréter physiquement, et ne correspondant pas à la moyenne que nous considérons ici.

Cette forte tendance hivernale est compatible avec la variabilité interne de quelques modèles CMIP5 (Figure 2.12), même s'il s'agit vraiment d'un "extrême" dans ces modèles. Il est d'ailleurs intéressant de noter que même pour des tendances calculées sur une période de 101 ans, la variabilité interne des modèles peut conduire à des tendances très constrastées, jusqu'à plus ou moins 20%.

L'impact des forçages externes sur les tendances n'est par ailleurs pas très clair. Quatre modèles ont un membre historique présentant une tendance en hiver proche des observations. Néanmoins, la très grande majorité des simulations historiques ont des tendances bien plus faibles que la tendance observée. Pour quelques modèles, la distribution des tendances des membres historiques semble se décaler vers des valeurs positives (les deux modèles MPI par exemple), ce qui serait le signe d'un effet des forçages externes dans ces modèles. Néanmoins, le faible nombre de membres des simulations historiques rend ces conclusions hasardeuses. De plus, pour de nombreux modèles aucun décalage n'est visible. Ce résultat est même robuste dans des modèles comme CNMR-CM5 et CSIRO-MK3-6-0 qui disposent d'un nombre correct de membres sur la période historique[18].

Il est donc difficile de conclure sur l'origine de la tendance observée des précipitations hivernales et donc par suite annuelles. On peut se demander si les modèles ne sous-estiment pas la variabilité interne et/ou la réponse aux forçages externes anthropiques, sans qu'il soit vraiment possible d'aller plus loin.

Malgré l'augmentation des précipitations sur la France, le ruissellement pour les quatre grands bassins versants français (estimable à partir des débits et de la surface drainée) aux stations où on dispose de mesures longues (et qui représentent une part importante de la surface de la France métropolitaine) présente une faible tendance à la diminution (Figure 2.11b). Les tendances annuelles des précipitations et du ruissellement sont relativement modérées (+9% et -7% respectivement), mais celle sur leur différence est forte, de 21% sur le siècle (et significative avec $p < 0.05$). C'est d'autant plus vrai que la variabilité interannuelle de la différence entre précipitations (P) et ruissellement (Q) est relativement faible, bien plus faible que celle des variables prises individuellement.

18. Ces analyses, comme d'autres précédemment sur la variabilité multi-décennale, illustrent bien à quel point le manque de membres dans les exercices multi-modèles actuels est problématique. Une vingtaine ou une trentaine de membres par modèle permettraient, sans aucun développement compliqué supplémentaire, de déverrouiller bien des questions (mais avec un coût de calcul important, bien sûr).

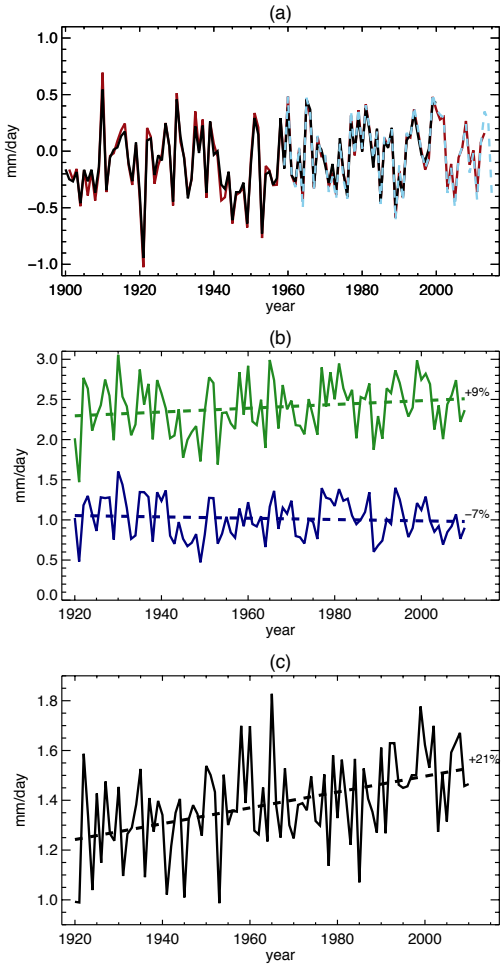

FIGURE 2.11 – *(a) Anomalie des précipitations annuelles moyennes sur la France. (noir) Séries homogénéisées de Météo-France [Moisselin et al., 2002], (rouge) GPCC [Rudolf et Schneider, 2005], (bleu pointillé) analyse SAFRAN [Quintana-Seguí et al., 2008]. Les anomalies sont calculées sur une période commune (1958-2000). Les "anciennes" séries homogénéisées de Météo-France s'arrêtent en début de 21ème siècle. Leur représentativité spatiale n'est pas forcément optimale (même si ici une station maximum par département est utilisé). Les données GPCC ne sont pas homogénéisées mais s'entendent plus loin dans le temps et permettent de mieux représenter la moyenne sur la France, les données étant grillées. Les précipitations de l'analyse SAFRAN ne sont pas homogénéisées mais sont également grillées, à partir d'un très grand nombre de pluviomètres contrairement à GPCC. Elles ne sont disponibles que depuis 1958. (b) Précipitations annuelles GPCC et ruissellement annuel calculé à partir des débits des 4 grands bassins versant français (Seine à Paris, Loire à Montjean, Rhone à Viviers et Garonne à Mas-d'Agennais). (c) Différence entre précipitations et ruissellement.*

Or la différence entre précipitations et ruissellement à l'échelle annuelle est une bonne estimation de l'évapotranspiration, d'après le bilan d'eau à la surface, comme les variations de stock d'une année à l'autre sont faibles. C'est bien sûr vrai uni-

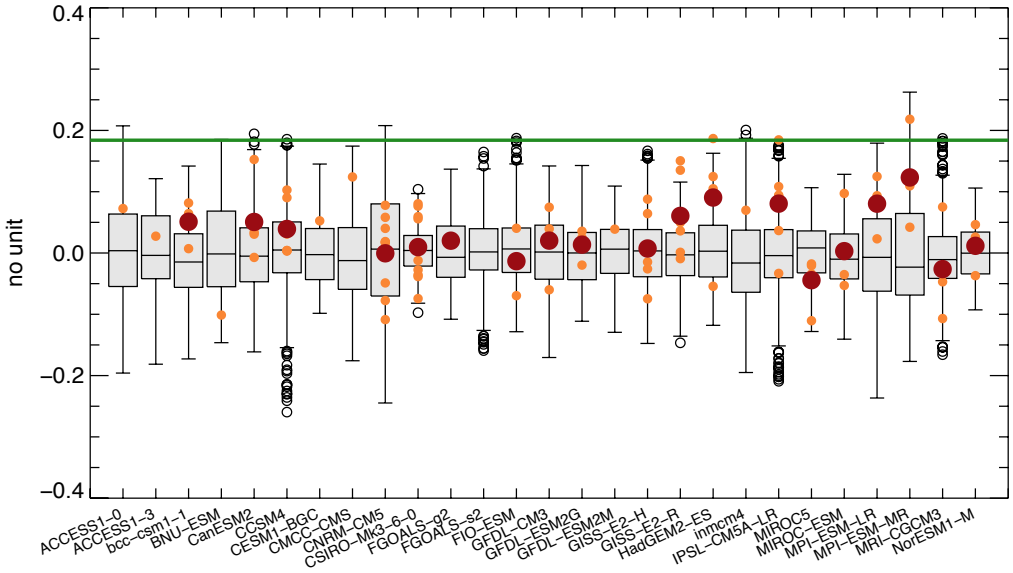

FIGURE 2.12 – *(a) Tendance relative des précipitations en hiver (pas d'unité) sur la France en hiver (DJF). Les boxplots donnent la distribution des tendances relatives calculées pour toutes les périodes de 101 ans (avec recouvrement) des simulations pré-industrielles d'un large ensemble de modèles CMIP5. Les points orange correspondent aux tendances pour chaque membre des simulations historiques sur la période 1900-2000 et le point rouge à la moyenne d'ensemble lorsqu'au moins trois membres sont disponibles. Le trait horizontal vert correspond à la tendance relative observée (observations homogénéisées de Météo-France [Moisselin* et al.*, 2002]) sur la période 1900-2000. Les boîtes à moustaches sont définies comme sur la Figure 2.9.*

quement si les débits ne subissent pas de variations anthropiques non-climatiques et que les données sont homogènes temporellement (à noter qu'on s'intéresse ici uniquement aux moyennes annuelles sur lesquelles les barrages ont peu d'impact). Pour le moment, la différence $P - Q$ est supposée donner une bonne mesure de l'évapotranspiration. La validité de cette hypothèse sera discutée par la suite.

Cette forte tendance positive sur $P - Q$ pourrait signifier que le changement climatique impacte le cycle hydrologique sur la France depuis le début du 20ème siècle. Les GES résultent en une augmentation de l'énergie radiative disponible à la surface (au moins infra-rouge), ce qui peut directement résulter en une augmentation d'évapotranspiration.

Douville *et al.* [2012] ont déjà montré, à plus grande échelle, une augmentation de l'évapotranspiration aux moyennes latitudes sur la deuxième moitié du 20 siècle, attribuable aux GES . D'autres études ont noté une augmentation des débits sur le 20ème siècle à l'échelle globale [19] et l'ont attribué à une diminution de l'évapotranspiration causée par l'effet physiologique du CO_2 sur la conductance stomatique des plantes [Gedney *et al.*, 2006]. Cette conclusion a été contestée par Alkama

19. Ce qui n'est pas le cas sur la France, Figure 2.11b.

et al. [2011]. Gedney *et al.* [2014] ont également montré l'impact des aérosols anthropiques sur les variations décennales d'évapotranspiration, dont l'effet serait en fait dominant sur l'Europe. Les aérosols anthropiques, pour la plupart, diminuent le rayonnement incident à la surface et donc potentiellement l'évapotranspiration (ils ont aussi pour effet d'augmenter la part du rayonnement solaire diffus ce qui augmente la photosynthèse et la transpiration des plantes, mais cet effet est plus faible).

Résultats issus de la modélisation et cohérence avec les observations

Dans Boé [2016], j'ai étudié l'évolution de l'évapotranspiration sur la période historique simulée par les modèles climatiques actuels (CMIP5), et le rôle des différents forçages externes dans ce contexte. La zone d'étude est l'Europe de l'Ouest et la saison d'étude l'été, saison pour laquelle l'évapotranspiration est généralement la plus forte. J'ai refait pour ce mémoire des diagnostiques de cette étude pour la France et l'année entière. Les conclusions principales sont les mêmes.

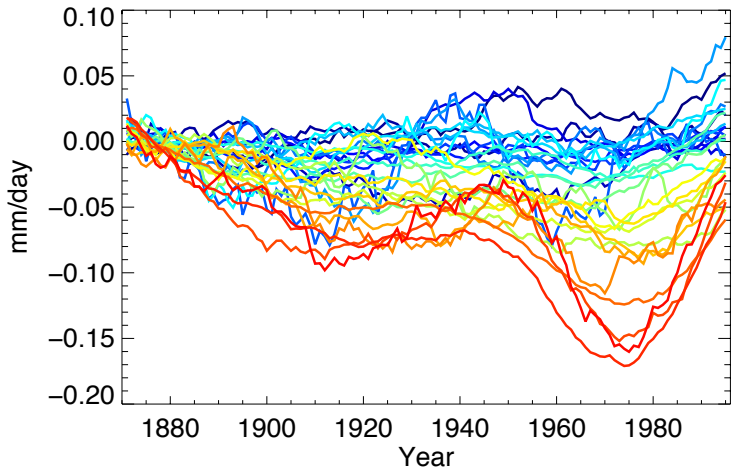

FIGURE 2.13 – *Evolution de l'anomalie annuelle d'évapotranspiration sur la France (mm/jour) par rapport à la climatologie calculée sur 1861-1890 dans les simulations CMIP5, avec une moyenne glissante de 21 ans. La moyenne d'ensemble est montrée. Chaque ligne correspond à un modèle CMIP5. La couleur est fonction du changement d'évapotranspiration simulé entre 1990-2004 et 1968-1982. Elle va du bleu foncé pour les faibles changements au rouge foncé pour des changements forts. Extrait de Boé et al., en préparation.*

Les modèles CMIP5 simulent des évolutions très variables de l'évapotranspiration annuelle sur la France sur la période historique (Figure 2.13). Néanmoins, on ne distingue jamais, semble-t-il, d'augmentation sur une large partie du 20ème siècle similaire aux observations (Figure 2.11c). Un nombre important de modèles montrent en fait une diminution marquée de l'évapotranspiration de 1870 jusque dans les années 1970, avec une accélération après la 2ème guerre mondiale, puis

une augmentation forte après le milieu des années 1970 (Figure 2.13). La moyenne d'ensemble porte ce signal.

Les simulations d'attribution[20] permettent d'évaluer les causes de cette évolution (Figure 2.14). En moyenne d'ensemble, la diminution (attention à la convention de signe utilisée pour la figure) de l'évapotranspiration des années 1870 aux années 1970 est largement due aux aérosols anthropiques (dont la concentration augmente sur cette période), tandis que l'augmentation ultérieure est due aux aérosols anthropiques (diminution de concentration) et dans une moindre mesure aux GES.

La concentration des aérosols sulfatés, ayant pour origine notamment les impuretés soufrées présentes dans les combustibles fossiles, a en effet augmenté en raison de l'industrialisation, très fortement après la seconde guerre mondiale. Les mesures sur l'Europe visant à réduire la pollution atmosphérique et les pluies acides, aussi liées aux aérosols sulfatés, ont permis une réduction de leur concentration depuis la fin des années 1970, qui se poursuit actuellement.

Certains modèles suggèrent donc un impact anthropique de l'homme sur le cycle hydrologique sur la France depuis quasiment le début de la période pré-industrielle, via les aérosols anthropiques. Leur effet serait, sur la plus grande partie du 20ème siècle, bien plus important que celui des GES. Néanmoins, cette évolution avant les années 1970 va à l'encontre de celle déduite des observations de précipitations et de débits sur la France (Figure 2.11c).

Cette incompatibilité est plus clairement visible sur la Figure 2.15. Elle montre les changements d'évapotranspiration sur la période d'obscurcissement[21] en fonction des changements d'évapotranspiration sur la période d'éclaircissement[22] pour les simulations climatiques et l'estimation observationnelle $P - Q$. Deux autres estimations observationnelles de l'évapotranspiration sont utilisées : celle obtenue avec le modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU pour la période d'éclaircissement (SIM commençant en 1958) et celle d'une reconstruction longue sur la France basée sur ERA20C, discutée dans le Chapitre 2.2 et décrite dans Bonnet *et al.* [2017].

Entre 1968-1982 et 1990-2004 les évolutions de l'évapotranspiration de SIM et du $P - Q$ observées sont très cohérentes, avec une augmentation forte de l'évapotranspiration sur la période. Quelques modèles CMIP5 seulement sont compatibles avec les estimations observationnelles sur cette période (c'est à dire ont un membre proche des observations, Figure 2.15).

Entre le début du 20ème siècle et 1968-1982, la reconstruction et le $P - Q$ observé sont très différents. La reconstruction ne montre pas de changement d'évapotranspiration, tandis qu'une augmentation est visible pour la seconde (Figure 2.15a, attention à la convention de signe pour les différences). Certains modèles CMIP5 sont compatibles avec la reconstruction sur cette période, mais aucun ne l'est avec l'estimation $P - Q$. En changeant la période initiale d'obscurcissement, i.e. en prenant 1945-1959 à la place de 1920-1934 (Figure 2.15b), les résultats de la reconstruction et l'estimation $P - Q$ deviennent très proches et donc l'incertitude observationnelle faible.

20. Simulations climatiques sur la période historique pour lesquelles uniquement certains forçages ou combinaisons de forçages évoluent temporellement.
21. Pour traduire le terme anglais dimming, même s'il semble peu naturel.
22. Idem, pour brightening.

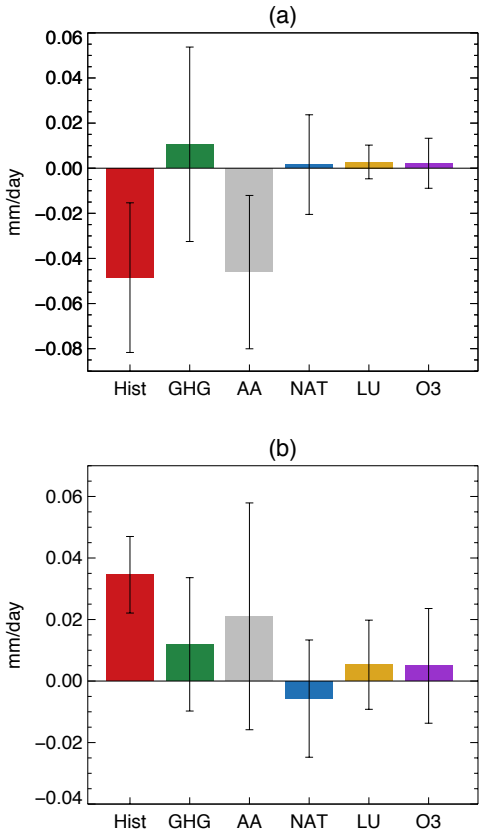

FIGURE 2.14 – *Différence d'évapotranspiration annuelle (mm/jour) sur la France entre (a) 1968-1982 et 1861-1875 et (b) 1990-2004 et 1968-1982 dans différents ensembles de simulations d'attribution CMIP5. Hist : tous les forçages. GHG : gaz à effet de serre uniquement. AA : aérosols anthropogéniques uniquement. Nat : forçages naturels (constante solaire et volcan) uniquement. LU : utilisation des sols uniquement. O3 : ozone troposphérique uniquement. La barre colorée montre la moyenne d'ensemble et les moustaches + /- 1 écart-type inter-modèles. Les modèles utilisés varient selon les forçages pour des raisons de disponibilité de données. Adaptée de Boé [2016].*

Au final, aucun modèle n'est compatible avec les estimations observationnelles sur les deux périodes, celle d'obscurcissement (indépendamment de sa définition) et celle d'éclaircissement. Les modèles simulant un forte augmentation après les années 1970 (réaliste) simulent aussi une forte diminution depuis le début du 20ème siècle (irréaliste). Les autres ne simulent aucun changement sur les deux périodes.

L'augmentation d'évapotranspiration après les années 1970 peut être due à la fois aux GES et aux aérosols sulfatés (Figure 2.14) tandis que la diminution initiale ne peut être due qu'aux aérosols anthropiques (les GES allant dans le sens d'une augmentation). Les quelques modèles avec une réponse forte sur les deux périodes (couleurs rouges sur la Figure 2.15) pourraient donc avoir une réponse de l'évapotranspiration aux aérosols trop forte et une réponse trop faible aux GES. Si c'est bien le cas, l'augmentation pourtant réaliste qu'ils simulent depuis les années 1970 ne se ferait pas pour les bonnes raisons physiques. Pour les autres modèles, la réponse de l'évapotranspiration sur la France à la fois aux GES et aux aérosols serait sous-estimée.

Dicussion

Une autre explication potentielle des différences entre les estimations observationnelles et les modèles climatiques pour l'évolution de l'évapotranspiration sur la France sur le 20ème siècle pourrait être que les estimations observationnelles sont erronées. Notre confiance dans chacune d'elles prise séparément est, en effet, limitée.

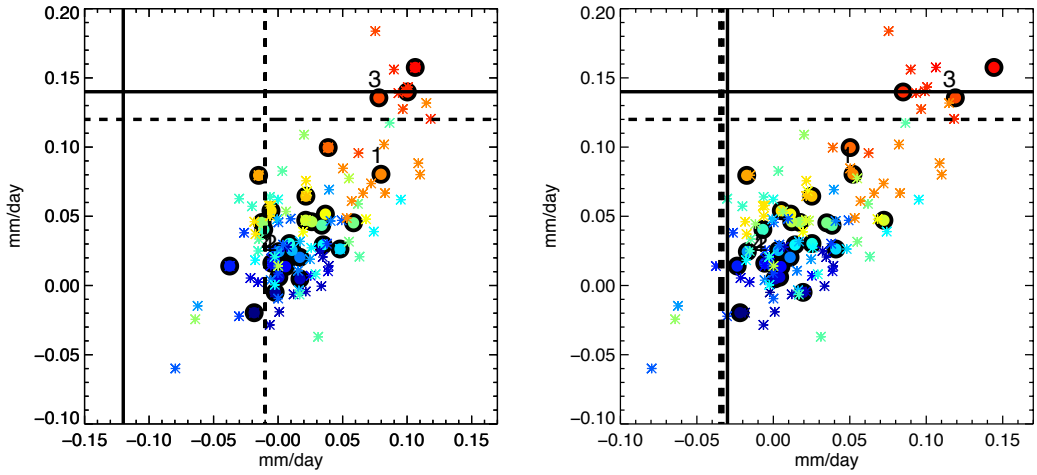

FIGURE 2.15 – *(a) Différence d'évapotranspiration (mm/jour) annuelle sur la France dans les simulations historiques CMIP5 entre les périodes 1990-2004 et 1968-1982 (ordonnée) en fonction des différences entre 1920-1934 et 1968-1982 (dans le sens [1920-1934]-[1968-1982], abscisse). La corrélation inter-modèles pour les moyennes d'ensemble est de 0.76. (b) Pareil que (a) sauf que la différence en abscisse est [1945-1959]-[1968-1982]. La corrélation inter-modèles pour les moyennes d'ensemble est de 0.81. Cercles : moyenne d'ensemble (un seul membre pour certains modèles). Etoiles : membres individuels. Chaque couleur correspond à un modèle, de bleu foncé pour les modèles avec les plus faibles changements sur l'axe des ordonnées à rouge foncé pour les modèles avec les plus forts changements. Les lignes noires pleines correspondent à l'estimation observationelle $P - Q$, les lignes pointillées à la reconstruction hydrologique ou à l'analyse SIM, selon la période. Extrait de Boé et al., en prépation.*

En ce qui concerne la reconstruction hydrologique [Bonnet *et al.*, 2017], il n'est pas certain que l'évolution à long terme du rayonnement solaire, utilisé comme forçage, soit réaliste, pour des raisons méthodologiques. L'absence d'observations sur la première moitié du 20ème siècle rend d'ailleurs toute évaluation impossible. Même pour l'analyse SAFRAN utilisée pour l'estimation SIM, le réalisme de l'évolution du rayonnement solaire sur la deuxième moitié du siècle n'est pas garanti a priori. L'estimation du rayonnement est en effet basée principalement sur un code de transfert radiatif, sans prise en compte directe de l'évolution des aérosols. Cela dit, il semble plutôt cohérent avec les quelques observations de rayonnement sur cette période (non montré).

Par ailleurs, nous disposons des données d'un lyzimètre à Toulouse, sur la période 1947-1981. Bien que ces données soient courtes et ponctuelles, une observation d'évapotranspiration sur cette période lointaine est particulièrement rare et utile. La comparaison de la reconstruction et du lysimètre montre une bonne cohérence sur leur période commune avec une faible tendance à l'augmentation dans les deux cas [Bonnet, 2018], ce qui renforce notre confiance dans l'évapotranspiration de la reconstruction, au moins sur cette période.

En ce qui concerne la différence $P - Q$, si on peut avoir une très bonne confiance

dans l'évolution des précipitations (très robuste entre différents jeux d'observations, Figure 2.11), ce n'est pas le cas pour les débits des quatres grands bassins versant français. Comme mentionné précédemment, ces mesures pourraient souffrir de problèmes d'homogénéité temporelle et/ou d'impacts anthropiques non climatiques. Tout d'abord, il est important de noter que le signal à l'augmentation de $P-Q$ sur le 20ème siècle est visible sur les 4 bassins versant pris individuellement (non montré). Il est donc improbable que des problèmes de données (changement d'échelle de mesure, de lit etc.) soient responsables de ce signal. Il n'y a en effet pas de raison que ces problèmes, s'ils existent, soient cohérents temporellement sur les différents bassins. C'est aussi vrai pour certains forçages anthropiques non-climatiques. Il est clair que localement, ces forçages ont pu exister (e.g. pompage sur la Seine, construction de barrages sur le Rhône). Néanmoins, là aussi il est peu probable que ces changements soient coordonnés temporellement sur les quatre bassins, et avec les mêmes effets en terme de débits.

Pour d'autres forçages anthropiques non climatiques, une cohérence inter-bassins peut être imaginée. C'est notamment le cas pour les changements d'occupation des sols. Les modèles climatiques suggèrent que l'impact des changements d'occupation des sols sur l'évapotranspiration sur la France est petit (Figure 2.14), mais on peut se demander dans quelle mesure la prise en compte de ces évolutions est réaliste dans les modèles, les difficultés étant importantes (e.g. Prestele *et al.* [2017] ; Davies-Barnard *et al.* [2014]).

Ces limites à chaque estimation observationnelle étant rappelée, il faut noter qu'après 1958, l'estimation $P-Q$ est très cohérente avec celle simulée par SIM (Figure 2.15) et la reconstruction (Bonnet [2018]). Il n'y a donc guère de doute sur le réalisme de la tendance positive de l'évapotranspiration depuis la fin des années 1970, durant la période d'éclaircissement. Sur la période d'obscurcissement, à partir de 1945, l'estimation $P-Q$ et la reconstruction sont très proches (Figure 2.15b). Il n'y a donc guère de doute que sur cette période l'évapotranspiration sur la France ait peu évolué. Ce n'est donc qu'avant 1945 que la divergence des estimations observationnelles de l'évapotranspiration posent vraiment question sur leur réalisme et il est difficile de savoir qui de la reconstruction ou de l'estimation $P-Q$ est le plus réaliste. Dans tous les cas, aucune de ces estimations n'est cohérente avec les modèles climatiques.

Nous pouvons donc au final conclure qu'il y a très certainement un problème avec l'évolution simulée de l'évapotranspiration sur la France sur le 20ème siècle (et très probablement sur l'Europe où l'évolution dans les modèles est très similaire) dans les modèles climatiques actuels. Ce résultat pose certaines questions concernant leurs projections futures (voir le Chapitre 3.4.3).

Les résultats décrits ici illustrent aussi qu'il faut être prudent dans le choix des périodes pour les études de détection et d'attribution du changement climatique. Ce choix se base souvent sur la période où il y a des changements observés. Il devrait plutôt prendre en compte la période où les modèles montrent des changements (au moins certains), qui peut être différente. En analysant uniquement les années post-1970, on conclurait que certains modèles simulent une évolution réaliste de

l'évapotranspiration sur la France, avec une réponse correcte aux aérosols anthropiques et au GES. L'étude de toute la période suggère que ce n'est probablement pas le cas.

Les résultats de ce chapitre illustre bien l'intérêt de remonter plus loin dans le passé pour la compréhension de l'évolution du climat et l'évaluation des modèles climatiques, aux échelles de temps multi-décennales et centennales. Remonter loin dans le passé demande souvent de se focaliser sur un domaine restreint. Nos études sur la variabilité multi-décennale et centennale du cycle hydrologique sur la France auraient été très difficiles à réaliser à plus grande échelle, pour des raisons de disponibilité d'observations, de connaissance de leurs limites, de modélisation hydrologique etc. Néanmoins, j'ai illustré ici comment l'information locale acquise peut avoir des implications importantes à plus grande échelle. En effet, même des estimations observationnelles très locales, sur la France, peuvent nous renseigner sur des questions de portée bien plus générale, en ce qui concerne la variabilité multi-décennale sur le domaine Nord-Atlantique Europe, ou l'évolution de l'évapotranspiration sur sur l'Europe entière. Ce chapitre illustre aussi que l'hydrologie de surface, souvent séparée des sciences du climat assez artificiellement me semble-t-il, peut être très utile pour l'étude des variations climatiques et l'évaluation des modèles climatiques.

Chapitre 3

Changements climatiques projetés : impacts et mécanismes

3.1 Introduction

De multiples lignes d'évidence pointent aujourd'hui vers un impact de l'homme sur le climat. Les émissions anthropiques de GES seraient responsables de plus de la moitié du réchauffement global observé entre 1951 et 2010 [IPCC, 2013]. Sur la France, le climat s'est réchauffé de 1.5 ± 0.5°C sur la période 1959-2009. Ce réchauffement ne peut pas être expliqué par la variabilité interne seule [Ribes *et al.*, 2016].

L'influence des émissions anthropiques sur le cycle hydrologique est en général plus difficile à détecter aujourd'hui, en raison de (i) rapports signal sur bruit des changements souvent plus faibles et/ou (ii) de fortes variations spatiales des changements et/ou (iii) de la difficulté des modèles climatiques à représenter correctement certaines variables hydrologiques et/ou (iv) de problèmes observationnels importants (mauvaise couverture spatiale et densité insuffisante, absence d'observations directes pour beaucoup de variables) [Bindoff *et al.*, 2013]. L'impact humain commencent néanmoins à être détecté sur certaines variables du cycle hydrologique, en général à relativement grande échelle, e.g. précipitations (Zhang *et al.* [2007] ; Noake *et al.* [2012] ; Polson *et al.* [2013]), précipitations intenses incluses [Min *et al.*, 2011], humidité atmosphérique [Santer *et al.*, 2007], évapotranspiration comme mentionné dans la section précédente (Douville *et al.* [2012] ; Gedney *et al.* [2014]).

Sur la France, les trauvaux de Ribes *et al.* [2010] suggèrent un impact anthropique sur les précipitations, quoiqu'avec une structure à très petite échelle difficile à interpréter physiquement. Ribes *et al.* [2018] ont aussi montré une forte augmentation de l'intensité des précipitations extrêmes sur le sud-est du pays, difficilement explicable par la variabilité interne uniquement.

Il est donc clair qu'un réchauffement climatique est en route, que ses premiers impacts sur le cycle hydrologique deviennent discernables, et qu'ils vont se poursuivre et s'aggraver à mesure que les concentrations des GES continueront à croître.

Dans ce chapitre, je synthétise mes travaux sur les projections du changement climatique sur l'Europe et/ou la France et leurs impacts hydrologiques sur la France.

Dans un premier temps, je présente de façon descriptive les principaux changements climatiques projetés sur l'Europe et la France, en terme de températures moyennes et de records, de cycle hydrologique continental et de diverses propriétés des précipitations. Je discute ensuite mes travaux sur les impacts de ces changements sur le cycle hydrologique des grands bassins versant français dans une deuxième partie, en termes de méthodologies développées et de résultats obtenus.

La crédibilité de ces projections repose dans une large mesure sur notre capacité à comprendre les mécanismes physiques responsables des changements climatiques régionaux et à porter un regard critique sur le réalisme des modèles les concernant. Une part importante de mes travaux a donc consisté à travailler sur la compréhension physique des changements et de leurs incertitudes. Ils sont décrits dans la dernière section de ce chapitre.

3.2 Projections climatiques globales

3.2.1 Changements de températures

Sur la France, les scénarios climatiques réalisés dans le cadre du projet CMIP5 [1] [Taylor *et al.*, 2012] projettent un réchauffement de 4.5°C par rapport au début du 20ème siècle pour le scénario Radiative Concentration Pathways 8.5 (RCP8.5, Figure 3.1). Le scénario RCP8.5 (van Vuuren *et al.* [2011] ; Riahi *et al.* [2011]) se situe dans la fourchette haute de la famille des scénarios sans politique climatique. Le réchauffement en été est par ailleurs largement supérieur à celui projeté en hiver (6°C versus 3.7°C), avec une dispersion inter-modèles bien plus forte également [Terray et Boé, 2013]. Pour un scénario d'émission pouvant permettre de limiter le réchauffement global autour de 2°C (RCP2.6), le réchauffement projeté sur la France est de l'ordre de 2°C, indépendamment de la saison.

Les modèles climatiques capturent par ailleurs de façon correcte l'évolution des températures sur la France sur le 20ème siècle (Figure 3.1). En moyenne annuelle, aussi bien les modèles que les observations montrent un réchauffement modéré jusque dans les années 1950, puis un refroidissement jusqu'au milieu des années 1970, suivi d'une forte augmentation des températures à partir de là. Les simulations d'attribution suggèrent que l'évolution observée pourrait être expliquée uniquement par la variabilité interne et les forçages naturels jusque vers la fin des années 1970, mais ce n'est plus le cas ensuite (encart dans Figure 3.1).

Avec les forçages anthropiques, les modèles capturent le fort réchauffement après 1970, même si les observations se situent plutôt dans la queue de distribution des modèles. Ceci est particulièrement vrai en été (Figure 2 dans Terray et Boé [2013]). Plusieurs études ont d'ailleurs noté une sous-estimation des tendances de température en été sur l'Europe de l'Ouest durant la seconde moitié du 20ème siècle dans les modèles climatiques, sans pouvoir néanmoins vraiment l'expliquer (Van Oldenborgh *et al.* [2009], Bhend et Whetton [2013]).

1. Les derniers en date, mais plus pour longtemps, au moment de la rédaction de ce mémoire (été-automne 2018).

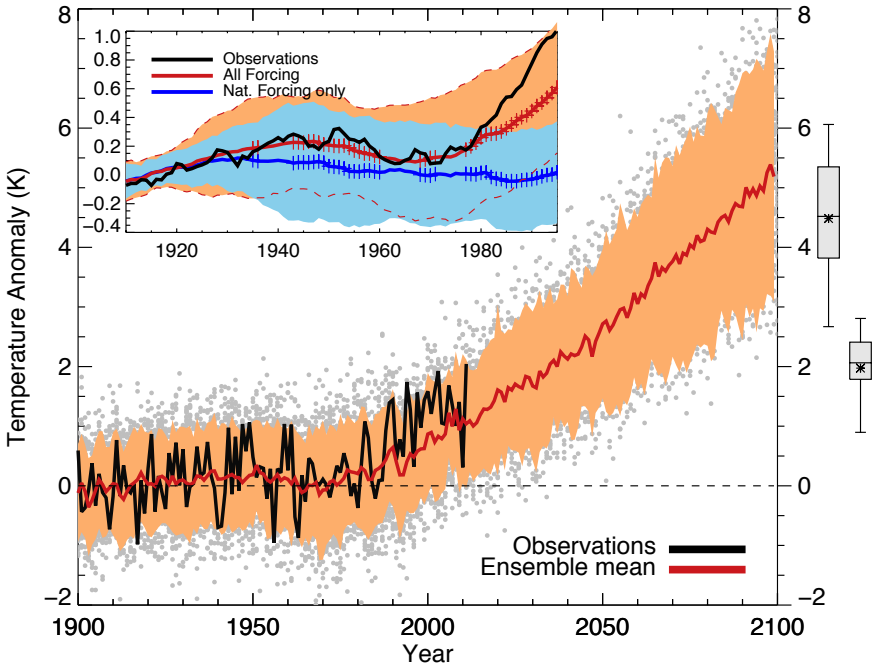

FIGURE 3.1 – *Panneau principal. Evolution temporelle de l'anomalie de température moyenne annuelle (K) sur la France par rapport à la climatologie sur 1900–1929 : observations (ligne noire) et moyenne d'ensemble des simulations historiques concaténées avec le scénario RCP8.5 après 2005 (ligne rouge). Le coloriage orange montre l'enveloppe des modèles définie par l'intervalle [5–95%], les points gris montrent les moyennes annuelles des simulations individuelles. Les boîtes à moustaches en gris sur la droite montrent la distribution des modèles [minimum, 25% centile, médiane, 75% centile, maximum, et moyenne donnée par l'astérisque] pour le changement moyenné sur le futur proche [2020–2049] et à la fin du 21ème siècle [2070–2099]. Encart : comme ci-dessus mais uniquement pour les modèles ayant produit à la fois des simulations historiques (ALL) et des simulations d'attribution utilisant uniquement les forçages naturels (NAT). La moyenne multi-modèles de ces dernières est en bleu. Toutes les séries de l'encart ont été filtrées avec une moyenne glissante de 21 ans. Les petites croix sur les séries indiquent les périodes de 21 ans pour lesquelles la différence des moyennes de ALL et NAT est significative avec $p<0.05$ (paired t-test). Extrait de Terray et Boé [2013].*

Des changements des extrêmes de température sur la France sont associés à ce réchauffement moyen. Dans le cadre de la thèse de Margot Bador à laquelle j'ai collaboré, nous nous sommes intéressés à l'évolution des records de température sur l'Europe et la France. L'étude des records est intéressante à plusieurs titres. D'un point de vue pratique, les températures records, par définition jamais[2] observées, peuvent avoir des impacts sociétaux majeurs, par définition non anticipables sur

2. Il faut entendre ici par "jamais" : depuis qu'on mesure les températures de façon satisfaisante et qu'on comptabilise les records.

la simple expérience. Ce fut le cas lors de la canicule européenne de 2003, où de nombreux records furent battus sur la France [Bador *et al.*, 2017] et qui serait responsable de la mort d'environ 15 000 personnes en France [Garcia-Herrera *et al.*, 2010].

Les records permettent en plus d'étudier une empreinte spécifique du réchauffement climatique voire de détecter l'impact de l'homme plus facilement que sur les températures moyennes [Meehl *et al.*, 2009]. En effet, avec le réchauffement climatique, les records chauds peuvent être battus plus facilement qu'ils ne le devraient dans un climat sans changement tandis que les records froids peuvent devenir plus difficiles à battre.

Il est facile d'exprimer l'évolution temporelle attendue de la probabilité d'occurrence de nouveaux records dans un climat stationnaire. La probabilité P_n qu'un record (chaud ici) soit battu la n-ième année d'une séquence de n années, s'écrit :

$$P_n = Prob[X_n > max(X_1, X_2, .., X_{n-1})] = 1/n \tag{3.1}$$

En effet, dans un climat stationnaire, dans une séquence X_i de n mesures, chaque valeur X_i a la même chance d'être la valeur la plus élevée, soit 1/n.

Dans un climat stationnaire, le nombre de records battus chaque année doit donc décroitre en fonction du temps selon la fonction 1/n. Si on s'intéresse au maximum annuel de température, n représente le nombre d'années écoulées depuis qu'on observe les records.

La Figure 3.2 extraite de Bador *et al.* [2016a] montre une diminution de l'occurrence des records chauds et froids sur l'Europe très proche de la loi théorique pour un climat stationnaire jusque dans les années 1990, avant de s'en écarter fortement. Au début du 21ème siècle beaucoup[3] de records chauds sont battus, plus que prédits par la loi théorique, tandis que beaucoup moins de records froids le sont. On note par ailleurs une très bonne concordance entre l'évolution simulée par le modèle CNRM-CM5 et observée des records tant chauds que froids.

Les évolutions observées et simulées restent néanmoins dans les bornes de la variabilité interne estimée à partir de la simulations pré-indutrielle, mais s'approchent fortement des bornes en fin de période, notamment pour les records froids. Dans une étude multi-modèle [Bador *et al.*, 2016b] nous avons montré que l'évolution des records sur l'Europe devenait en général incompatible avec la variabilité interne climatique dans les années 2020 pour les records froids et 2030 pour les records chauds.

D'autre part, la valeur des records, elle-même, augmente fortement dans les projections climatiques. Sur la France, dans les modèles CMIP5 la valeur des records de température maximum est ainsi de 11.8°C plus forte à la fin du 21ème siècle qu'en 2005, pour la médiane multi-modèle [Bador *et al.*, 2017]. Ceci correspond à des températures dépassant les 50°C dans les modèles qui simulent par ailleurs des valeurs réalistes des records actuels, autour de 42-44°C. Les mécanismes conduisant à de telles températures aux moyennes latitudes restent cependant mal connus et plus de travail doit être fait pour mieux juger du réalisme des modèles dans ce contexte (voir le Chapitre Perspective).

3. L'axe des ordonnées est en effet logarithmique.

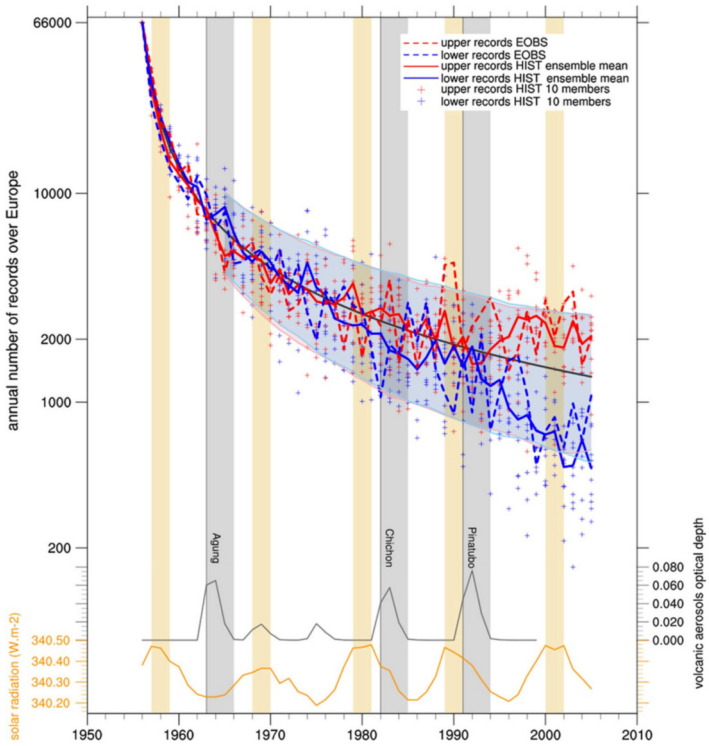

FIGURE 3.2 – *Evolution du nombre annuel de records chauds (rouge) et froids (bleu) sommés sur l'Europe dans les observations (lignes pointillées), les 10 membres historiques de CNRM-CM5 (croix) et leur moyenne d'ensemble (lignes pleines), de 1956 à 2005. L'évolution du nombre de records attendu dans un climat stationnaire est montrée par la ligne gris foncé. La surface coloriée correspond à l'intervalle de confiance à 90% pour l'évolution des records dans le cadre uniquement de la variabilité interne pour les records chauds (rose) et les records froids (bleu clair). Cet interval est estimée à partir des simulations pré-industrielles et des simulations historiques après retrait de la moyenne d'ensemble. Les courbes en bas illustrent l'évolution des forçages naturels. Épaisseur optique des aérosols volcaniques moyennée sur l'hémisphère nord (gris). Rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère (orange). Attention : l'axe des ordonnées est logarithmique. Extrait de Bador et al. [2016a].*

3.2.2 Changements du cycle hydrologique

En ce qui concerne les changements de précipitations, la France se situe dans une zone de transition entre des diminutions au sud de l'Europe et des augmentations au nord. Comme la localisation de cette zone de transition évolue au cours de l'année (plus au nord en été et plus au sud en hiver), toute la France métropolitaine voit ses précipitations diminuer de façon importante en été à la fin du 21ème siècle (d'environ 25% pour le scénario RCP8.5) tandis qu'elle augmente sur une large partie nord du pays en hiver, de façon modérée (e.g. Figure 5 de Terray et Boé [2013]).

L'analyse du changement des variables du cycle hydrologique de surface sur la

France en moyenne dans les modèles climatiques globaux (GCM) (Figure 3.3) est assez grossière compte tenu des variations spatiales des précipitations (elle sera affinée dans le Chapitre 3.3), mais elle permet de dégager les traits principaux des changements hydrologiques auxquels nous serons confrontés[4].

On utilise le plus souvent une étape de modélisation hydrologique à haute résolution lorsqu'on veut étudier les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique continental (voir Chapitre 3.3). Les changements plus grossiers des GCM n'en demeurent pas moins intéressants. A certains égards, les modèles climatiques globaux sont même en avance par rapport à la plupart des modèles hydrologiques généralement utilisés. Ils prennent aujourd'hui souvent en compte des processus et des forcages non considérés dans la plupart des modélisations off-line utilisées pour les études d'impacts du changement climatique : e.g évolution de l'usage des sols, ou effet physiologique du CO_2 sur la conductance stomatique[5].

Les principaux traits des changements du cycle hydrologique sur la France sont les suivants (Figure 3.3) :

— Forte diminution des précipitations en été en moyenne d'ensemble (-25%) mais des incertitudes très fortes. En hiver, augmentation faible des précipitations, mais qui cache en fait des différences géographiques [Terray et Boé, 2013]. Peu de changements des précipitations aux autres saisons.

— Forte augmentation de l'évapotranspiration en hiver, très robuste. En cette saison, les sols sont suffisamment humides climatologiquement dans tous les modèles pour alimenter une hausse d'évapotranspiration en réponse à l'augmentation de l'énergie radiative en surface associée aux GES. Les incertitudes sur les changements d'évapotranspiration en été sont très fortes. Je reviendrai sur ce point au Chapitre 3.4.

— Pour le ruissellement et l'humidité des sols, diminution sur toutes les saisons, même en hiver malgré l'augmentation des pluies, à cause de l'augmentation d'évapotranspiration, et très marquée en été, à cause de la diminution des précipitations estivales et de l'augmentation de l'évapotranspiration aux saisons précédentes, notamment pour l'humidité des sols.

— Pour l'humidité des sols, les valeurs des changements (-12% en moyenne d'ensemble en été) ne semblent pas spécialement fortes, par contre elles sont extrêmement robustes en été, et sortent fortement de la variabilité interannuelle présente. En moyenne sur 30 ans, on se trouve donc en fin du 21ème siècle dans un régime rarement atteint dans le climat présent, même les années sèches.

Il n'est pas toujours évident de juger de l'importance respective des changements de différentes variables, même dans la même unité. Un changement de 10%

4. Je trouve de façon générale important de considérer les résultats de différentes approches -modèles globaux, études avec désagrégation et modélisation hydrologique etc., de croiser leurs résultats, évaluer leur cohérence, comprendre les mécanismes responsables des incohérences s'il y en a etc.

5. Lorsque la concentration en CO_2 atmosphérique augmente les stomates tendent à se refermer car ils n'ont pas besoin d'être aussi ouverts pour faire entrer dans la plante le CO_2 nécessaire à la photosynthèse. Ceci a pour effet de réduire les échanges d'eau de la plante vers l'extérieur, i.e. la transpiration.

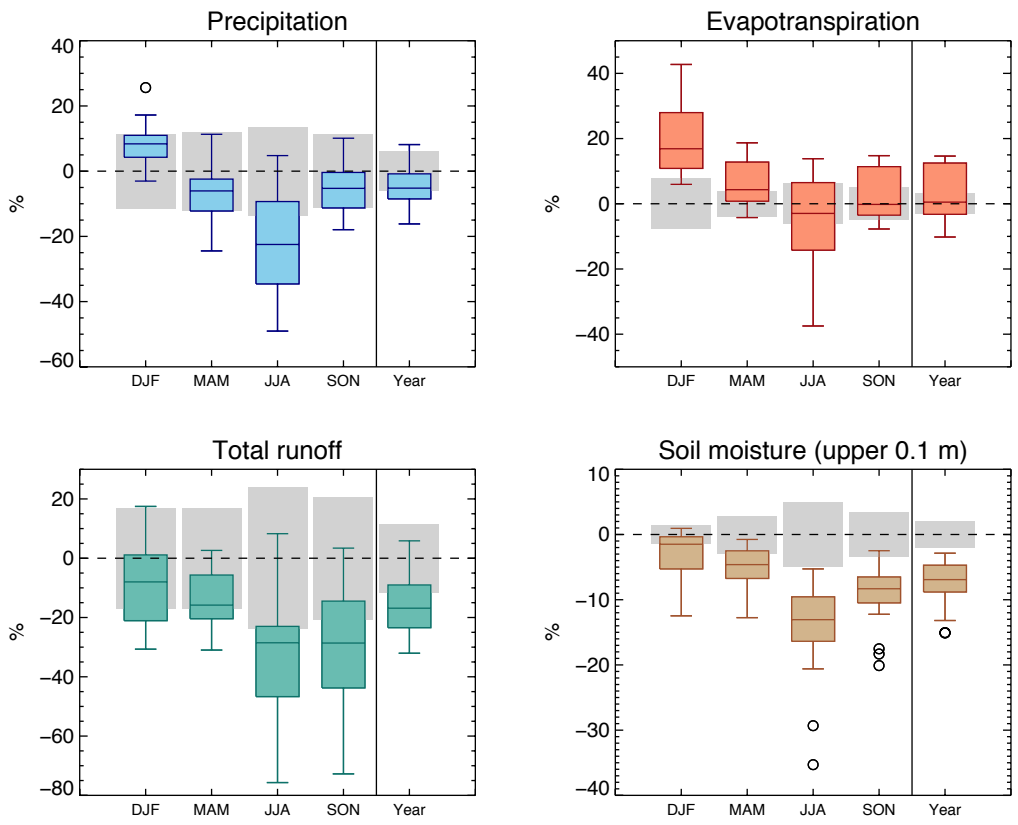

FIGURE 3.3 – *Distribution des changements relatifs (%) sur la France des quatres composantes principales du cycle hydrologique continental (précipitations, évapotranspiration, ruissellement total, humidité des sols superficiels) dans un ensemble de 20 modèles climatiques CMIP5 (2070-2099 moins 1961-1990) pour le scénario RCP8.5 et les différentes saisons ou l'année. Les rectangles grisés correspondent à plus ou moins un écart-type interannuel (en relatif) dans le climat présent (moyenne des écarts-types des modèles CMIP5 pour les simulations historiques). Les traits horizontaux des boîtes à moustaches montrent le 1er (Q1) et 3ème (Q3) quartile, ainsi que la médiane. Les moustaches s'étendent soit jusqu'au minimum et maximum, soit jusqu'à Q1 moins (Q3 plus) 1.5 fois l'écart interquartile si des valeurs inférieures (supérieures) existent. Les cercles montrent alors les outliers.*

dans certaines variables peut par exemple s'avérer bien plus impactant que le changement de 30% dans d'autres. Il est clair qu'un fort éloignement de la variabilité passée est une information importante pour juger de la sévérité des changements. On peut en effet supposer que la société et les êtres vivants sont (plus ou moins pour la société) adaptés aux variations passées, récentes pour la société. Dans ce cadre, les changements d'humidité des sols -variable qui par ailleurs est souvent le parent pauvre des études des impacts hydrologiques du changement climatique, la plupart des modèles hydrologiques, conceptuels, ne la simulant pas- sont préoccupants, d'autant que les enjeux sont particulièrement importants, que ce soit pour les écosystèmes, l'agriculture, le risque de feux de forêts etc. Ces risques d'assèchement forts sont par ailleurs très probablement sous-estimés dans les modèles climatiques

actuels [Douville et Plazzotta, 2017].

3.2.3 Les multiples facettes des changements précipitations

Au delà du simple changement de moyenne, l'évolution d'autres propriétés des précipitations peut avoir des impacts majeurs. Des enjeux importants sont par exemple associés au rallongement des périodes sans précipitations, ou à l'intensification des précipitations intenses et extrêmes [Collins *et al.*, 2013].

La Figure 3.4 montre les changements de différentes caractéristiques des précipitations en moyenne sur le nord et le sud de l'Europe de l'Ouest dans les modèles CMIP5. Sur le nord de l'Europe de l'Ouest, une augmentation faible des précipitations moyennes est projetée, qui se traduit en fait par une diminution de la fréquence des pluies mais une augmentation importante de leur intensité. Il pleut donc moins souvent mais avec une intensité plus forte[6]. Sur le sud de l'Europe de l'Ouest, une diminution de la fréquence des pluies est également projetée, plus forte qu'au nord. L'intensité change peu en moyenne d'ensemble et au final une diminution des précipitations moyennes est projetée.

Sur le nord de l'Europe de l'Ouest, on constate une forte augmentation du maximum annuel des précipitations journalières, de l'ordre de 20%. Cette augmentation forte pourrait s'inscrire dans un cadre physique souvent discuté. Les précipitations les plus intenses sont supposées être limitées par la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère à relative proximité du système précipitant au moment où il se développe (e.g. [Trenberth, 1999]). Avec le réchauffement climatique, suivant la relation de Clausius-Clapeyron la pression de vapeur saturante augmente approximativement proportionnellement à l'augmentation de température. Lorsque de l'eau est disponible en surface, et c'est le cas sur une vaste partie du globe, cela se traduit par une augmentation de l'humidité spécifique environ proportionnelle à la température, de l'ordre de 6.5% par degré. Les systèmes précipitants les plus intenses, ceux qui sont limités par l'humidité atmosphérique, sont alors supposés profiter de cet apport pour se développer encore plus.

Sur le nord de l'Europe de l'Ouest, l'augmentation du maximum annuel de précipitations est de l'ordre de 5% par degré. Plus on s'intéresse à une période de retour longue, plus les changements sont importants, comme attendu. On est très proche des 6.5% par °C de la relation de Clausius Clapeyron pour les évènements de période de retour de 50 ans pour la médiane des modèles. Néanmoins, l'incertitude inter-modèles devient aussi très forte (augmentation de 2% à 10% par °C selon les modèles). Une part de cette incertitude est probablement liée à l'ajustement statistique de la loi extrême. Néanmoins l'incertitude est déjà forte pour le simple maximum annuel (augmentation de 2.5% à 7% par °C), montrant que la réalité est plus complexe que le simple raisonnement basé sur Clausius-Clapeyron souvent avancé.

Plus on cumule les précipitations sur un nombre important de jours, moins l'augmentation du maximum annuel correspondant est forte. On passe d'une augmentation médiane de 20% pour les précipitations cumulées sur 1 jour à une augmentation de 12% pour 10 jours sur le nord de l'Europe de l'Ouest.

6. Ce qu'on pourrait qualifier de situation perdant-perdant en terme d'impacts...

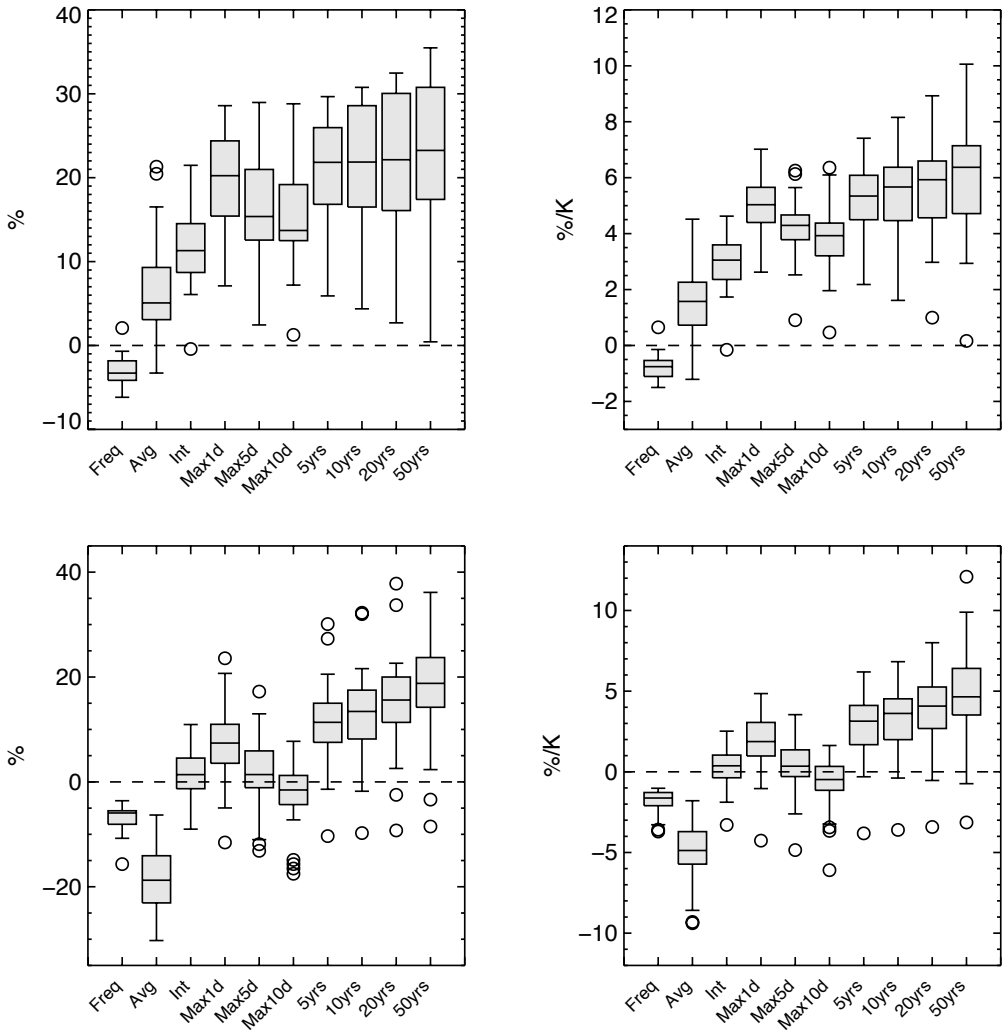

FIGURE 3.4 – *Distribution multi-modèles des changements de différentes propriétés des précipitations sur la surface continentale (en haut) du nord de l'Europe de l'Ouest (45°N-59°N, -11°E-20°E) et (en bas) du sud de l'Europe de l'Ouest (36°N-45°N, -11°E-20°E). Fréquence des précipitations (Freq), moyenne des précipitations (Avg), intensité des précipitations (Int, i.e. moyenne des précipitations des jours pluvieux), maximum annuel des précipitations cumulées sur 1, 5 ou 10 jours (Max1d, Max5d, Max10d), précipitations journalières de période de retour de 5, 10, 20 ou 50 ans (5yrs, 10yrs, 20yrs, 50yrs). Une loi des valeurs extrêmes généralisée est ajustée pour chaque point au maximum annuel des précipitations pour calculer les précipitations associées aux périodes de retour, sur la période présente et la période future. 29 modèles CMIP5 forcés par le scénario RCP8.5 sont utilisés. Un jour est considéré pluvieux lorsque les précipitations sont supérieures à 0.5 mm. Période présente : 1999-1970. Période future : 2099-2070. Les changements sont relatifs, sauf pour la fréquence (dont les changements s'expriment déjà en %). La colonne de droite montre les changements normalisés par le changement local de température. Les boîtes-à-moustaches sont définiées comme pour la Figure 3.3.*

Cet impact du pas de temps de cumul des précipitations s'intègre probablement dans une certaine mesure dans le raisonnement précédent basé sur la relation de Clausius-Clapeyron. On peut supposer que plus l'évènement précipitant est long, plus le rôle de l'évapotranspiration locale et surtout de l'advection latérale est important pour l'alimentation du ou des systèmes précipitants en humidité. Additionnellement, pour un temps de cumul de quelques jours, c'est sans doute une succession de systèmes précipitants différents qui interviennent. Ces systèmes ne sont pas forcément très intenses individuellement et donc pas limités par la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère, plutôt qu'un seul système très intense qui joue. C'est sans doute pourquoi l'augmentation relative du maximum de précipitations cumulées sur 10 jours est largement plus faible que sur 1 jour.

En pratique, le temps de cumul est important pour la genèse des crues selon la superficie et les caractéristiques du bassin versant. Sur des "grands" bassins comme la Seine ce sont plutôt des cumuls sur une dizaine de jours qui sont importants pour la génération des crues, tandis que pour de petits bassins versant du sud-est de la France un cumul sur quelques heures est bien plus pertinent pour le risque d'inondation. Sur le nord de l'Europe, l'augmentation du risque de crue semble donc être plus favorisée sur les petits bassins versant que sur les grands.

Les différences de changements entre les propriétés des précipitations sont très similaires sur le sud de l'Europe, avec un décalage général de toutes les propriétés vers des changements plus négatifs (ou moins positifs). L'intensité n'augmente ainsi quasiment pas, tout comme le maximum annuel du cumul sur 5 ou 10 jours. L'augmentation des précipitations de période de retour de 50 ans est plus faible que sur le nord de l'Europe, à environ 5% par °C.

Sur le nord de l'Europe, les changements de l'intensité des précipitations et des précipitations intenses et extrêmes sont très fortement corrélés aux changements de température et d'humidité atmosphérique locaux (Figure 3.5) et donc largement contrôlés par la thermodynamique (même si, comme montré auparavant sur la Figure 3.4, la dispersion des changements normalisés par le changement de température n'est pas nulle. Le raisonnement basé sur la relation de Clausius-Clapeyron permet donc d'expliquer une part importante des différences inter-modèles sur le nord de l'Europe. Aucune relation n'est vue pour la fréquence : la quantité d'eau dans l'atmosphère est directement importante pour la quantité de pluie, moins pour son déclenchement (même si elle peut jouer un rôle important pour la convection via la stabilité verticale).

Sur le sud de l'Europe de l'Ouest, les corrélations inter-modèles entre l'intensité et les précipitations intenses / extrêmes et les températures sont bien plus faibles, à la limite de la significativité. On pourrait penser que c'est parce que l'augmentation d'humidité ne suit pas celle de l'humidité à saturation (l'humidité relative pouvant fréquemment diminuer sur le sud de l'Europe [Boé et Habets, 2014]). Dans cette hypothèse, le changement de température serait un mauvais prédicteur du changement d'humidité sur cette région. Cependant, même en prenant directement l'humidité atmosphérique plutôt que la température pour calculer les corrélations, elles demeurent faibles. Une explication thermodynamique simple ne permet pas d'expliquer les changements des propriétés des précipitations sur cette zone. Il est

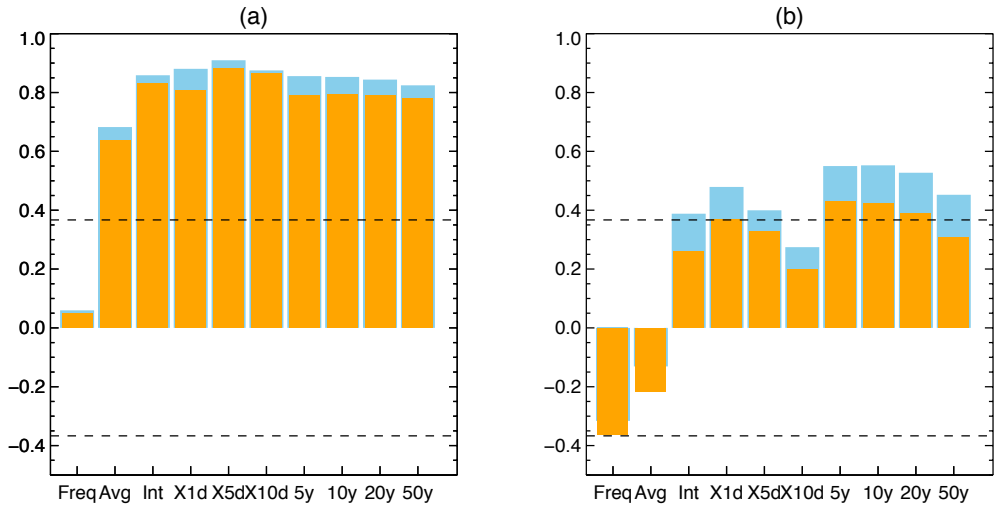

FIGURE 3.5 – *Corrélations inter-modèles entre les changements (jaune) de température ou (bleu) d'eau précipitable dans la colonne atmosphérique et les changements de différentes propriétés des précipitations sur la surface continentale (a) du nord de l'Europe de l'Ouest (45°N-59°N, -11°E-20°E) et (b) du sud de l'Europe de l'Ouest (36°N-45°N, -11°E-20°E). Les mêmes propriétés qu'à la Figure 3.4 sont utilisées, dans le même ordre. 29 modèles CMIP5. Période présente : 1999-1970. Période future : 2099-2070.*

probable que les changements de circulation y jouent un rôle important.

3.3 Impacts sur le cycle hydrologique en France

3.3.1 Aspects méthodologiques

Problématique

Le chapitre précédent montre que des changements hydroclimatiques importants sont à attendre au cours du 21ème siècle sur la France, avec par exemple une forte diminution des précipitations et un assèchement important des sols en été.

Ces résultats issus de modèles climatiques globaux sont assez "grossiers", en raison de la résolution limitée des modèles actuels et de l'absence de représentation de certains processus. Par exemple, le ruissellement vu à la Figure 3.3 n'est guère utilisable dans le cadre pratique de l'adaptation. Il doit être routé dans le réseau hydrographique, en prenant en compte les écoulements différés dûs aux nappes, pour évaluer les débits, une variable d'intérêt plus direct. En ce qui concerne la résolution, dans certains cas, comme pour la neige sur les massifs français, elle jour un rôle très important. Compte tenu de la sous-estimation du relief dans les GCM due à leur résolution (voire à la quasi-absence de certains massifs, comme le Massif Central et les Pyrénées à basse résolution) il ne leur est pas possible de bien représenter la couverture neigeuse, son impact sur les débits via la fonte, et les changements futurs associés.

Au final, les GCM sont suffisants pour démontrer la nécessité d'efforts d'atténuation mais ne le sont probablement pas dans l'optique de l'adaptation au changement climatique[7]. Dans ce cadre, une caractérisation plus fine des impacts hydrologiques à l'échelle du bassin versant est nécessaire. Des modèles hydrologiques à haute résolution et des méthodologies spécifiques doivent être mises en œuvre. J'ai travaillé au cours de ma thèse puis avec Gildas Dayon lors de la sienne, sur ce type d'études.

Compte tenu de la faible résolution des modèles climatiques actuels, pour étudier les impacts du changement climatique à l'échelle du bassin versant français une étape de désagrégation est généralement jugée nécessaire [Maraun *et al.*, 2010]. La désagrégation peut être statistique et consiste, dans ce cas, à établir dans le climat passé observé une relation statistique entre le climat de grande échelle et les variables locales à haute résolution nécessaires à l'étude d'impact (e.g.[8] Boé *et al.* [2006], Dayon *et al.* [2015]). Cette relation statistique est ensuite utilisée pour dériver des variables climatiques de grande échelle issues des GCM les scénarios locaux à haute résolution nécessaires à l'étude d'impact.

La désagrégation peut aussi être dynamique, à l'aide le plus souvent de modèles climatiques régionaux [Giorgi et Gutowski, 2015], pour atteindre une plus haute résolution sur la zone d'intérêt. Comme des biais importants demeurent même après la modélisation climatique régionale, une étape de correction de biais est bien souvent utilisée ensuite avant de forcer le modèle d'impact (e.g. Boé *et al.* [2007]). Il arrive aussi que les résultats des modèles globaux soient directement utilisés sans désagrégation mais après une étape de correction de biais (e.g. Boé *et al.* [2009b]).

La correction de biais et la désagrégation statistique impliquées dans la plupart des études des impacts du changement climatique soulèvent beaucoup de problèmes méthodologiques similaires : comment reproduire de façon correcte la distribution statistique des variables d'intérêt, parfois complexes (notamment pour les précipitations) ? Comment gérer au mieux la dépendance spatiale des variables et représenter correctement les dépendances inter-variables ? Comment établir une relation robuste compte tenu de la faible profondeur temporelle des observations, de leurs erreurs potentielles, de la variabilité interannuelle à multi-décénnale forte du climat ? Comment faire pour que la méthode de correction de biais ou de désagrégation statistique établie dans le climat présent reste valable dans le climat futur, avec des concentrations de GES bien supérieures ? C'est à mon sens la question la plus cruciale et la plus difficile à traiter.

7. C'est une idée souvent difficile à faire passer il me semble, notamment aux décideurs. Ce n'est pas parce que la communauté scientifique en sait largement assez et depuis longtemps pour justifier les efforts d'atténuation qu'elle en sait assez pour estimer les impacts du changement climatique avec suffisamment de précision pour développer des politiques d'adaptation efficaces.

8. Je prends ici et dans les lignes qui suivent des exemples personnels, un peu plus développés par la suite, mais il y a bien entendu des myriades d'autres études sur ces questions, plus anciennes comme plus récentes.

Travaux

Lors de ma thèse (Boé *et al.* [2009b]), j'ai utilisé différentes méthodes pour obtenir les forçages nécessaires au modèle hydrologique, afin d'évaluer la robustesse des résultats. J'ai développé une méthode de désagrégation statistique basée sur le concept de type de temps (Boé *et al.* [2006]). J'ai aussi mis en oeuvre une méthode de correction de biais quantile-quantile pour les résultats de projections climatiques régionales (Boé *et al.* [2007]). Cette méthode, suivant Déqué [2007], vise à corriger la distribution simulée entière, de façon empirique, en la faisant correspondre à la distribution observée sur la même période, grâce à des facteurs ou incréments de correction dépendants des quantiles de la variable d'intérêt. Des approches similaires sont aujourd'hui utilisées fréquemment dans les études d'impact même si des questions demeurent, comme celle de la correction des queues de distribution ou la gestion des liens physiques inter-variables. Finalement, j'ai aussi utilisé une méthode de correction de biais basique, la "méthode du delta" (Boé *et al.* [2009b]), dans laquelle on superpose à des observations la différence des climatologies future et présente issues d'une projection climatique. Dans ce travail, le delta du changement climatique était estimé comme la moyenne d'un large ensemble de projections climatiques (CMIP3 à l'époque). L'intérêt de cette approche est de pouvoir réaliser avec une seule simulation hydrologique une estimation du signal d'ensemble du changement climatique.

Avec la thèse de Gildas Dayon, l'idée était de progresser sur différents aspects méthodologiques de l'étude des impacts du changement climatique sur l'hydrologie des bassins versant français, pour obtenir des projections plus robustes, avec les derniers (à l'époque) scénarios climatiques, et une meilleure estimation de certaines incertitudes à l'œuvre (variabilité interne, scénarios d'émission, modèles climatiques). Comme les projections climatiques régionales du projet EURO-CORDEX [Giorgi et Gutowski, 2015] étaient encore quasi-inexistantes au début de ce travail, nous nous sommes tournés par nécessité pratique vers la désagrégation statistique des modèles climatiques globaux CMIP5.

Comme noté précédemment, le gros point faible des méthodes de désagrégation statistique (et de correction de biais également par ailleurs) est l'hypothèse de transférabilité temporelle qui doit être faite i.e. que la méthode statistique basée sur un apprentissage sur le climat passé reste valide dans le climat futur "anthropogéniquement modifié". Or, il est assez simple de faire des méthodes de désagrégation statistique qui représentent correctement les propriétés statistiques de la variable d'intérêt sur le climat présent, mais ces méthodes peuvent avoir des réponses très divergentes dans le climat futur. L'évaluation dans le climat présent n'est ainsi pas satisfaisante en ce qui concerne l'hypothèse de transférabilité.

Ces réponses divergentes sont d'ailleurs souvent ensuite qualifiées d'incertitudes dues à la désagrégation alors qu'il peut s'agir d'erreurs dues à la non transférabilité temporelle de certaines méthodes. Il est donc crucial d'évaluer au mieux la transférabilité temporelle des méthodes de désagrégation, afin de séparer les erreurs des "vraies" incertitudes [9] et donc de réduire les incertitudes.

9. Au delà des incertitudes intrinsèques, par exemple liées à la dépendance aux conditions

Afin de progresser sur ce problème nous avons travaillé dans deux directions. Tout d'abord, nous avons travaillé sur une meilleure prise en compte des mécanismes jouant avec le changement climatique par la méthode de désagrégation, en particulier ceux des précipitations. Avant d'être un problème statistique, la transférabilité temporelle est en effet un problème physique. Seule la bonne prise en compte des mécanismes jouant avec le changement climatique, au travers du choix des prédicteurs de la méthode statistique, peut permettre d'arriver à une bonne transférabilité temporelle. Nous avons ainsi testé dans Dayon *et al.* [2015] de nouveaux prédicteurs visant à mieux représenter la physique des changements de précipitations, comme par exemple les changements de stabilité atmosphérique, et indirectement les rétroactions sol-atmosphère, qui peuvent jouer un rôle important notamment en été comme nous le verrons par la suite, en nous basant sur les travaux de Boé [2013].

Dans un second temps, nous avons travaillé sur une meilleure évaluation de l'hypothèse de stationnarité grâce à une méthodologie basée sur le concept de "modèle parfait" [Dayon *et al.*, 2015]. Cette méthodologie, utilisée au cours de ma thèse mais pour un seul modèle régional a été généralisée dans cette étude à un large ensemble de modèles climatiques régionaux. L'idée de l'approche en modèle parfait est de considérer un modèle climatique comme la réalité et de traiter ses résultats comme s'il s'agissait des observations. L'intérêt est que dans cette pseudo-réalité, le futur est connu. Cette approche permet donc de faire des évaluations méthodologiques dans les conditions climatiques futures, ce qui est impossible dans le monde réel [10].

Ce type d'approches dans les sciences climatiques a commencé à être utilisée dans le domaine des reconstructions paléoclimatiques il me semble, pour tester les méthodes de reconstructions (e.g. Zorita *et al.* [2003]. Dans ce cas, l'évaluation se fait dans le passé lointain, sans observation directe, et non le futur, mais la logique reste la même). Malgré le grand intérêt de ce type d'approches, elles restent encore, il me semble, sous-utilisées, et pas seulement dans le domaine de la désagrégation ou de la correction de biais. Au cours de mes travaux, j'ai essayé de l'utiliser dans le domaine de la désagrégation mais aussi dans celui des contraintes émergentes comme mentionné ultérieurement (voir Chapitre 4.4).

Les résultats obtenus en modèle parfait ne sont transposables à la réalité qu'à la condition que les modèles représentent correctement le monde réel, ce qui ne peut pas être strictement démontré. Cette approche s'intègre en fait parfaitement dans l'idée du "statistically indistinguishable paradigm" proposé comme base d'interprétation des résultats d'ensemble de modèles climatiques [Annan et Hargreaves, 2010]. Grossièrement, ce paradigme stipule que la réalité observée peut être consi-

initiales dans notre domaine, une incertitude est souvent une erreur qui n'a pas encore été exposée comme telle ; et l'activité scientifique consiste dans une mesure importante à transformer des incertitudes en erreurs. Il est courant de vouloir utiliser plusieurs méthodes de désagrégation "afin d'échantillonner correctement les incertitudes associées". Mais si des méthodes ne sont pas transposables temporellement par exemple, les prendre en compte n'améliore pas la quantification des incertitudes. Au contraire, il en résulte des erreurs.

10. Enfin, c'est possible, une fois, et il faut attendre des décennies. Et sauf nouvelle(s) réforme(s) des retraites, je ne serai plus en activité à ce moment là, même pour une échéance milieu du 21ème siècle.

dérée comme un tirage aléatoire dans la distribution multi-modèles [11]. En fait, cette hypothèse de "statistically indistinguishable paradigm" est déjà implicite lorsqu'on étudie les impacts du changement climatique : si on considère que les modèles climatiques n'ont aucun lien avec le réel, il n'y a de toute façon aucun sens à les utiliser pour étudier les impacts. Les approches en modèle parfait apportent donc de nouvelles réponses sans demander de nouvelles hypothèses, ce qui est toujours intéressant.

Pour le cas particulier de la désagrégation statistique, l'évaluation en modèle parfait consiste à développer la relation statistique entre le climat de grande échelle et les variables "locales" nécessaires à la modélisation hydrologique dans le monde d'un modèle climatique donné, considéré comme la réalité. La méthode est exactement la même que celle que l'on pense appliquer ensuite au monde réel (mêmes prédicteurs, période d'apprentissage etc.) Cette relation statistique est utilisée pour dériver des variables climatiques futures du modèle les variables nécessaires à la modélisation hydrologique. On peut alors comparer les changements de ces variables obtenues par désagrégation statistique à ceux simulés directement par le modèle parfait. Si les résultats sont très proches, la méthode est considérée transférable, dans le monde de ce modèle au moins.

Dans Dayon *et al.* [2015] nous appliquons cette approche à un large ensemble de projections climatiques régionales du projet ENSEMBLES [12]. En travaillant dans un cadre multi-modèles, c'est à dire en prenant tour à tour chaque modèle comme la réalité, on peut tester l'hypothèse de transférabilité pour des changements et des mécanismes dominants potentiellement différents entre les modèles, et donc s'assurer de sa robustesse. Nous montrons au final que la méthode de désagrégation proposée est transférable, après le bon choix de prédicteurs, et quelle est donc applicable à l'étude des impacts du changement climatique sur l'hydrologie des bassins versant français.

3.3.2 Résultats des projections

Dans Dayon [2015] et Dayon *et al.* [2018] la méthode décrite dans Dayon *et al.* [2015] est utilisée pour désagréger statistiquement un ensemble d'une dizaine de modèles climatiques CMIP5 pour les quatre scénarios RCP principaux. Le nombre de modèles dans cet ensemble est limité par la disponibilité des variables nécessaires à la méthode de désagrégation mais aussi par notre volonté d'éliminer les modèles climatiques trop similaires afin de limiter les problèmes liés à leur manque d'indépendance (ce que justifie à posteriori Boé [2018], voir Chapitre 4.3). Nous utilisons le maximum de membres disponibles pour les modèles choisis, mais ils sont souvent

11. Dans ce cadre, la réalité est considérée "comme un modèle parmi les autres". Ce paradigme s'oppose au "truth-centered"' ou "truth+error" paradigm [Tebaldi et Knutti, 2007] qui stipule que les résultats des modèles sont la réalité à laquelle s'ajoute une erreur, indépendante entre les modèles, qui s'annule donc lorsqu'on fait la moyenne des résultats d'un nombre suffisamment important de modèles.

12. Expérience coordonnée de modélisation climatique régionale multi-modèles sur l'Europe précédant CORDEX [Van der Linden et Mitchell, 2009].

peu nombreux, en particulier pour les scénarios. Le modèle ISBA-MODCOU [Habets *et al.*, 2008] brièvement décrit dans le Chapitre 2.2.2 est ensuite utilisé pour réaliser des projections hydrologiques.

Je ne décrirai pas les résultats de Boé [2007] et Boé *et al.* [2009b] sur les impacts hydrologiques sur la France, me limitant à ceux de Dayon *et al.* [2018], sauf en cas de différences notables.

Principaux changements hydrologiques projetés

Les changements du bilan d'eau de surface sur les quatre grands bassins versant français montrent certains grands traits sur la France, par ailleurs cohérents avec ceux projetés directement par les modèles climatiques (comparer la Figure 3.6, extraite de Dayon *et al.* [2018], et la Figure 3.3 précédente) : augmentation importante de l'évapotranspiration en hiver et au printemps (due à l'apport d'énergie à la surface), diminution forte du ruissellement en été en raison de la diminution des précipitations, et en automne principalement en raison des changements d'évapotranspiration et de précipitations, selon le bassin.

Des contrastes régionaux sont néanmoins visibles notamment entre la Seine et la Garonne pour le ruissellement, en raison notamment de différences de changements de précipitations. Une diminution tout au long de l'année est projetée pour la Garonne, même en hiver, alors qu'une augmentation en hiver est projetée pour la Seine, avec une diminution plus modérée en été que pour la Garonne (Figure 3.6).

Des différences importantes existent aussi par rapport aux changements directement projetés par les modèles globaux, notamment pour l'évapotranspiration en été, avec une diminution dans toutes les projections hydrologiques contrairement aux projections climatiques où l'incertitude est très forte (Figure 3.3).

Ce résultat est probablement dû en partie aux fortes incertitudes concernant les contrôles de l'évapotranspiration dans les modèles climatiques en été qui ont un impact important sur les incertitudes des changements projetés de l'évapotranspiration (Chapitre 3.4.2 et Boé et Terray [2008]) Le fait d'utiliser un seul modèle de surface dans les projections hydrologiques, contrairement aux projections globales, explique certainement une partie des différences. De plus, la désagrégation statistique corrige partiellement les biais moyens des modèles climatiques, ce qui joue sur la climatologie de l'humidité des sols et par suite sur les contrôles de l'évapotranspiration (e.g. Fig 10.26 dans Boé [2007]).

Les différences entre les scénarios, e.g. entre les deux scénario extrêmes RCP2.6 et RCP8.5 [van Vuuren *et al.*, 2011], sont très variables selon les variables, saisons, bassins. Elles sont logiquement plus fortes là où les changements moyens projetés sont les plus forts. Par exemple en été pour la Garonne les changements de ruissellement sont deux à trois fois plus forts pour le scénario RCP8.5 que pour le scénario RCP2.6. A l'inverse, pour la Seine, les différences entre scénarios sont plus faibles en général [13].

13. Il faut noter que les modèles climatiques désagrégés n'étant pas forcément exactement les mêmes pour les différents scénarios, et le nombre de membres souvent peu élevé, cette comparaison reste ici approximative. Les ensembles sont les plus complets et les plus similaires pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5)

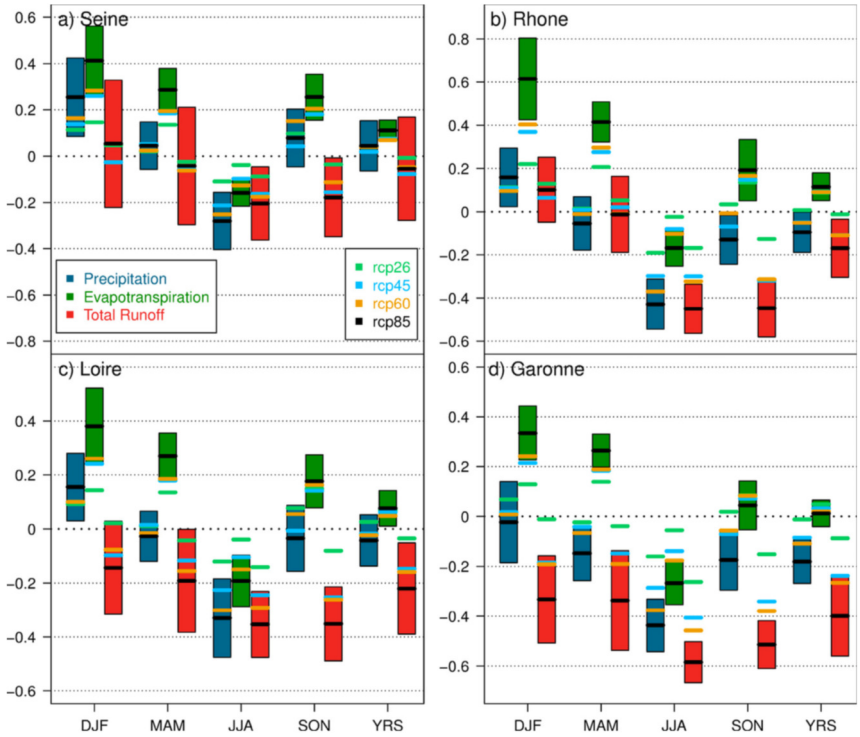

FIGURE 3.6 – *Changements relatifs saisonniers et annuels (sans unité) des précipitations (bleu), de l'évapotranspiration (vert), et du ruissellement total (rouge) pour (a) la Seine à Poses, (b) le Rhône à Beaucaire, (c) la Loire à Montjean, (d) la Garonne à Tonneins entre 2070–2100 et 1960-1990. Les barres horizontales représentent la moyenne d'ensemble et les rectangles colorés la plage à [5–95%] de l'incertitude climatique (modèles + variabilité interne) pour le scénario RCP8.5, estimée par 1.64 fois l'écart-type centré sur la moyenne d'ensemble. Extrait de Dayon et al. [2018].*

En hiver, pour le scénario RCP8.5, une augmentation des débits est projetée sur le nord et en particulier le nord-est du pays (Figure 3.7), associée à l'augmentation de précipitations notée précédemment. Sur les Alpes et les têtes de bassins pyrénéens dans une moindre mesure, une augmentation des débits est projetée. Elle est principalement due à l'augmentation de température et à la diminution subséquente du ratio précipitations solides / précipitations liquides. La part des précipitations directement ruisselées en hiver plutôt que stockées sous forme de neige jusqu'au printemps ou à l'été augmente donc. L'augmentation des débits en hiver est moindre sur les Pyrénées, et se limite vraiment aux têtes de bassins où les précipitations solides sont fortes climatologiquement, car les précipitations totales diminuent sur les Pyrénées contrairement aux Alpes. Une diminution forte des débits d'hiver est d'ailleurs projetée sur une grande part du bassin de la Garonne, associée à la diminution des précipitations notée même en hiver sur la zone.

En été, une diminution généralisée des débits est projetée, et particulièrement marquée dans le sud (Figure 3.7), où les diminutions des précipitations estivales sont plus fortes. A cela s'ajoute le rôle de la diminution des précipitations hivernales via

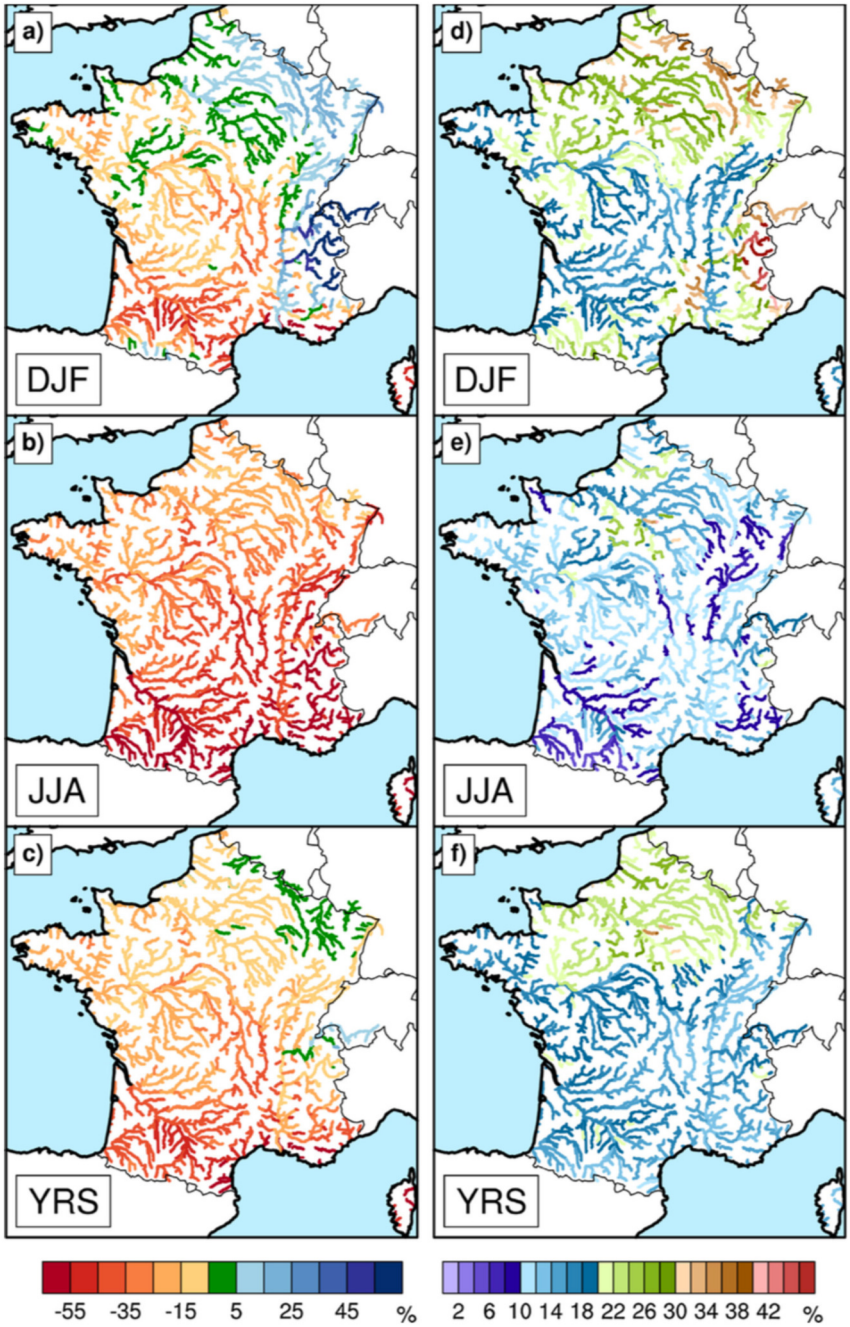

FIGURE 3.7 – *a–c) Moyenne d'ensemble des changements relatifs des débits (%) entre 2070-2100 et 1960–1990 pour le scénario RCP8.5 sur le réseau hydrographique du modèle MODCOU. (d–f) Estimation de l'intervalle d'incertitude à [5–95%] due aux projections climatiques (i.e. incluant la variabilité interne et les incertitudes modèles). Extrait de Dayon* et al. *[2018].*

la recharge des nappes (ou des réservoirs les représentant) et leur effet sur les débits d'été. Les changements annuels reflètent ces changements estivaux et hivernaux.

De façon intéressante, des incertitudes très importantes existent sur le changement des débits du bassin de la Seine (et une petite partie du bassin de la Loire)

au niveau annuel (Figure 3.7). En hiver, les incertitudes sur les têtes de bassin dans les Alpes et les Pyrénées sont aussi très fortes, mais n'apparaissent pas au niveau annuel, en raison d'une compensation saisonnière : les incertitudes sur les changements de la partition pluie/neige impactent beaucoup la répartition saisonnière des écoulements, mais peu le volume écoulé sur l'année.

Les incertitudes annuelles bien plus marquées sur le bassin de la Seine posent question. La présence de nappes simulées par MODCOU sur ce bassin contrairement à la Loire ou l'Adour-Garonne pourrait suggérer un effet des nappes. Cependant, les incertitudes sont déjà fortes pour le ruissellement total (en relatif) simulé par ISBA sur la Seine (Figure 3.6), et donc avant la simulation des nappes. Les incertitudes des autres variables (précipitations, évapotranspiration) ne semblent pourtant pas beaucoup plus fortes que sur les autres bassins versant. Une hypothèse, restant à être testée, serait que les incertitudes des changements de précipitations et d'évapotranspiration jouent de façon "constructive" pour celles de ruissellement sur la Seine, alors qu'elles auraient tendance à plus se compenser sur les autres bassins.

Il n'est peut être pas anodin de remarquer dans ce contexte que les résultats provenant des différentes études d'impacts hydrologiques sur la Seine au cours du temps semblent moins cohérents qu'ailleurs en France. Il s'agit d'une impression difficile à vérifier quantitativement en pratique[14]. Elle est peut être surtout liée au fait que le signe même des changements projetés de débits en hiver ait pu changer sur la Seine. Par exemple Boé *et al.* [2009b] et Habets *et al.* [2013] montraient des diminutions des débits même en hiver pour la Seine contrairement à Dayon *et al.* [2018]. Le scénario d'émission joue probablement un rôle ici. L'augmentation des précipitations sur le nord de la France est en général plus forte pour un scénario d'émissions plus sévère, et le scénario RCP8.5 utilisé dans Dayon *et al.* [2018] est plus sévère que ceux utilisés dans beaucoup d'études passées. Mais ce n'est probablement pas l'explication principale. Il est clair que des différences de méthode de régionalisation expliquent aussi une part de ces incertitudes. A priori, les résultats de Dayon *et al.* [2018] sont plus fiables à ce niveau, la méthode de désagrégation ayant été évaluée en modèle parfait. Il semblerait par ailleurs que les modèles globaux projettent des augmentations plus faibles que les modèles régionaux actuels sur les 3/4 nord de la France (voir Chapitre 5.5.4), ce qui pourrait avoir des implications pour certaines études (par exemple pour les résultats obtenus avec la méthode du delta dans Boé *et al.* [2009b]).

Les résultats de Dayon *et al.* [2018] mentionnés précédemment, montrant que les incertitudes sur les débits sont plus fortes sur la Seine sans que celles sur les précipitations le soient pourraient être utiles, pour interpréter les différences inter-études. Même si les incertitudes dues à la désagrégation ne sont pas forcément plus fortes sur le bassin de la Seine, peut-être qu'une sensibilité particulière des changements des débits à ces incertitudes y existe.

14. Il faudrait déjà pouvoir récupérer les résultats et les forçages de toutes les études depuis 20 ans. Même avec cela, la comparaison précise serait compliquée, les scénarios utilisés ayant évolué au cours du temps.

Incertitudes dues à la modélisation hydrologique

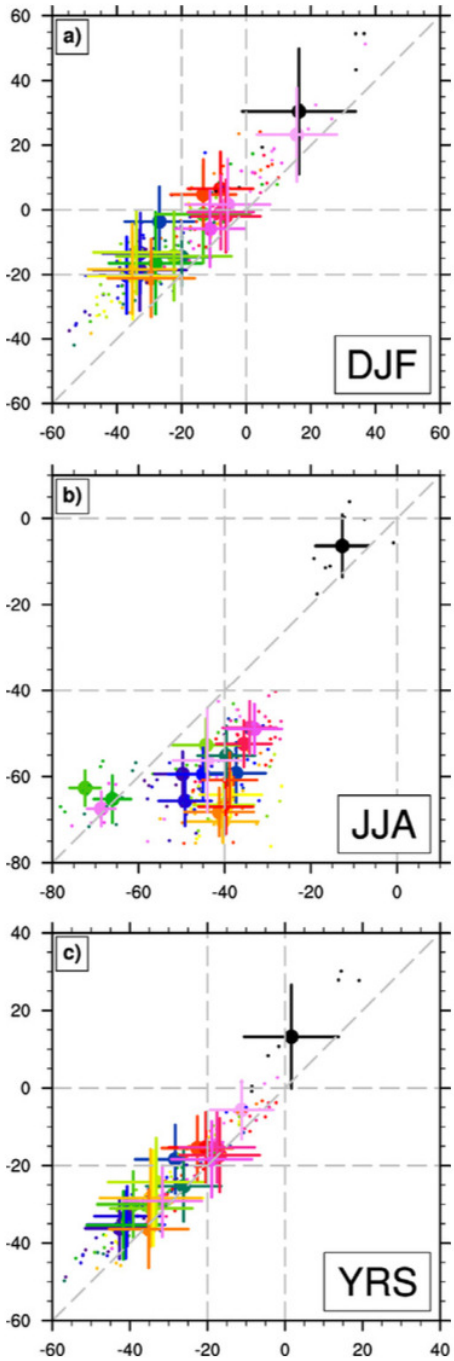

FIGURE 3.8 – *Changements relatifs des débits simulés par le modèle hydrologique MORDOR (en ordonnée) versus ceux simulés par ISBA-MODCOU (en abscisse) entre 2070-2100 et 1979-2010 pour le scénario RCP8.5. Les mêmes forçages climatiques sont utilisés. Chaque couleur correspond à une station. Le cercle correspond à la moyenne d'ensemble de toutes les projections pour ce bassin et les points aux projections individuelles. Les croix montrent les incertitudes entre ces projections avec un écart-type inter-projections. Extrait de Dayon et al. [2018].*

Les incertitudes dues à la modélisation hydrologique sont maintenant illustrées en comparant les résultats obtenus avec deux modèles hydrologiques pour les mêmes projections climatiques (Dayon *et al.* [2018], Figure 3.8) : ISBA-MODCOU, dont les résultats viennent d'être décrits, et MORDOR [Garçon, 1999], un modèle conceptuel, forcé par les précipitations et une mesure de l'évapotranspiration potentielle. Les deux approches de modélisation hydrologique sont donc très différentes et d'au-

tant plus intéressantes à comparer. A noter que la plupart des sous-bassins se trouvent sur le bassin de la Loire ou de la Garonne : les résultats ne sont donc pas forcément représentatifs de la France entière.

A l'échelle annuelle, les résultats obtenus avec les deux modèles hydrologiques sont proches, mais avec de façon quasi-systématique des changements un peu plus modérés dans MORDOR (Figure 3.8). Ces différences annuelles sont consistantes avec celles qui existent pour l'évapotranspiration (non montré). Saisonnièrement, des différences plus importantes sont notées : les changements de MORDOR sont plus faibles en hiver mais plus marqués en été. La représentation des écoulements lents liés au stockage par les aquifères en hiver et qui contribuent aux débits en été explique probablement une part importante de ces différences. A noter que pour les bassins considérés ici, dans les deux cas, des réservoirs conceptuels sont utilisés -les nappes n'y étant pas représentées explicitement par MODCOU-.

Les différences de calcul de l'évapotranspiration jouent probablement également. Une formulation simplifiée de l'évapotranspiration potentielle est utilisée en entrée dans MORDOR tandis qu'ISBA résout le bilan complet en eau et énergie à la surface. En été l'évapotranspiration diminue moins dans MORDOR sur tous les bassins versant (non montré ici, voir Dayon [2015]). Les plus fortes diminutions d'évapotranspiration dans ISBA-MODCOU modèrent les diminutions des débits. Ces résultats montrent que les incertitudes dues à la modélisation hydrologique sont loin d'être négligeables, en été.

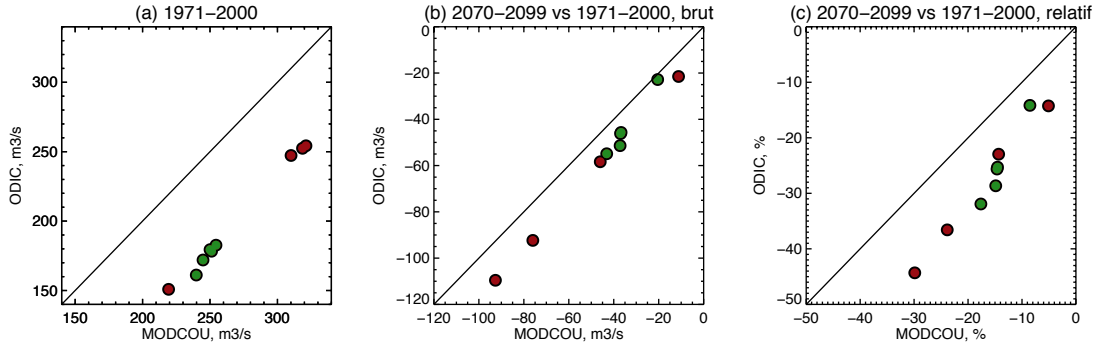

FIGURE 3.9 – *Débits de la Seine à Paris en été (m^3/s) simulés par le modèle hydrogéologique MODCOU (en abscisse) versus ceux simulés par Aqui-FR (en ordonnée) en moyenne sur 1971-2000. (b) Changements des débits de la Seine à Paris en été (m^3/s) simulés par le modèle hydrogéologique MODCOU (en abscisse) versus ceux simulés par Aqui-FR (en ordonnée) entre 2071-2099 et 1971-2000 pour le scénario RCP8.5. (c) Comme (b) pour les changements relatifs. Les deux modèles hydrogéologiques ont été forcés par le ruissellement de surface et le drainage calculés par ISBA avec les forçages climatiques de Dayon* et al. *[2018] pour 5 modèles climatiques CMIP5 et 5 membres (en vert) pour l'un des modèles.*

Par ailleurs, dans le cadre du stage de Master 2 de Ryma Aissat que nous avons co-encadré, Florence Habets a réalisé sur le bassin de la Seine, à partir des mêmes flux d'eau (drainage et ruissellement simulés par ISBA) que dans Dayon *et al.* [2018], des projections hydrologiques avec la plateforme Aqui-FR [Habets *et al.*, 2015] plutôt que MODCOU. Le routage et la représentation des nappes sont

différents[15]. Un impact important du modèle hydro-géologique sur le débit moyen climatologique est noté (Figure 3.9a), Aqui-FR étant par ailleurs bien plus proche de la réalité. L'impact est par contre plutôt faible pour le changement moyen futur brut, ce qui est plutôt rassurant en ce qui concerne l'impact du biais moyen de MODCOU sur les changements, d'un point de vue physique. Néanmoins si on raisonne en termes de changement relatif la conclusion est différente. Des différences importantes de l'ordre de 11% en moyenne sont ainsi notées entre les changements de MODCOU et d'Aqui-FR (Figure 3.9c), en raison principalement des différences importantes des débits climatologiques, faibles en été. Cette perspective différente sur le rôle du modèle hydrogéologique dans les incertitudes en été selon que l'on considère les changements bruts ou relatifs, doit être gardée en tête lors de l'utilisation pratique des résultats de projections hydrologiques.

3.4 Mécanismes des changements climatiques estivaux et incertitudes

Depuis ma thèse, l'étude des mécanismes jouant dans les changements climatiques sur l'Europe de l'Ouest, en particulier en été, a constitué une part importante de mon travail. L'intérêt de cette saison est double. D'une part, les changements climatiques sur l'Europe (hors Scandinavie) et la France sont généralement plus sévères en été et plus incertains comme noté dans le Chapitre 3.2. Les enjeux en termes d'impacts sont donc très importants. D'autre part, l'importance des interactions entre sol et atmosphère en été rend cette saison particulièrement intéressante à étudier, en particulier pour quelqu'un intéressé par les surfaces continentales et le cycle hydrologique. Ces interactions rendent par ailleurs les mécanismes des changements estivaux particulièrement complexes et donc très intéressants à étudier.

La compréhension des mécanismes physiques jouant dans les changements climatiques, et les impacts associés, est essentielle. La confiance dans les projections climatiques repose en effet dans une large mesure sur la compréhension des mécanismes en jeu, et ensuite sur le regard critique qu'on peut alors porter sur la capacité des modèles à les simuler correctement. Sans compréhension des mécanismes, les projections ne sont guère que des "boîtes noires", avec les dangers que cela implique (et le peu de satisfaction intellectuelle que cela procure).

La mise en lumière des mécanismes importants, et des déficiences éventuelles des modèles les concernant, peut permettre aux modélisateurs de travailler sur l'amélioration des modèles de façon ciblée. Additionnellement, l'évaluation des modèles dans leur capacité à simuler correctement les mécanismes clefs peut permettre de les hiérarchiser (dans le cadre d'une application spécifique). Il est évident que si on s'intéresse au changement de température sur la France, on voudrait pouvoir

15. Additionnellement, dans les simulations avec MODCOU de Dayon *et al.* [2018] là où aucune nappe n'est présente, une paramétrisation basée sur des réservoirs conceptuels, non calés, est utilisée. Une telle paramétrisation n'existe pas dans Aqui-FR. Même si les nappes existent sur une grande partie de la Seine, cette différence joue sur une partie du bassin et donc au final sur les débits de la Seine à Paris.

donner plus de poids aux modèles représentant les mécanismes importants dans ces changements de façon la plus réaliste. C'est la base de l'approche des contraintes émergentes discutée plus en détail dans le Chapitre 4.4. La première étape est de mettre en lumière ces mécanismes clefs.

Le changement climatique régional est souvent considéré de façon schématique comme résultant de changements de grande échelle et en particulier de circulation atmosphérique, modulés par des mécanismes ou rétroactions locaux. Si cette vision est, sans doute, trop schématique comme discuté par la suite, elle n'en demeure pas moins utile pour aborder le problème.

3.4.1 Circulation de grande échelle

Rôle des changements de circulation

La circulation de grande échelle est un des acteurs majeurs de la variabilité climatique sur l'Europe de l'Ouest et la France et peut donc être supposée jouer un rôle dans le cadre du changement climatique. Dans Boé *et al.* [2009], nous montrons qu'en été les changements de précipitations sur l'Europe du nord-ouest sont très fortement corrélés aux changements du nombre de jours du régime NAO+ estival (ou régime de blocage, les deux sont équivalents en été), par exemple sur le Royaume-Uni et la France (Figure 3.10). Une part importante des différences inter-modèles des changements de précipitations en été sur cette région s'expliquerait ainsi par des différences de changement de circulation. Cette relation statistique se comprend facilement en termes de mécanisme physique, le blocage limitant les flux d'ouest associés à des anomalies positives de pluie sur cette région.

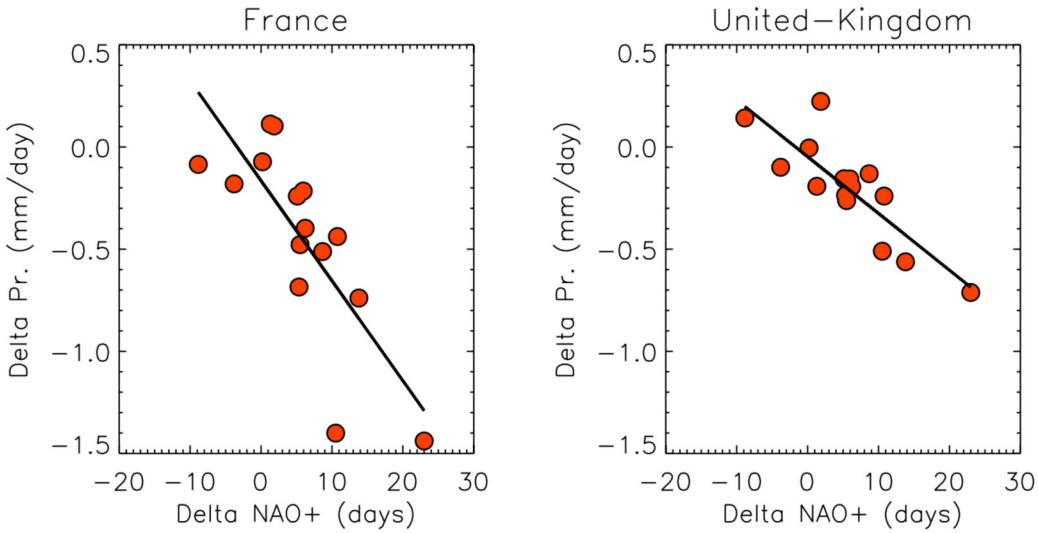

FIGURE 3.10 – *Changement en été (2081/2100 - 1961/2000) des précipitations (mm/jour) moyennes (à gauche) sur la France et (à droite) sur le Royaume-Uni en fonction du changement du nombre de jours de NAO+. Chaque point correspond à un modèle CMIP3. La corrélation linéaire est de -0.78 pour la France et de -0.85 pour le Royaume-Uni. Extrait de Boé* et al. *[2009].*

Dans Boé *et al.* [2009], nous proposons une deuxième approche pour estimer le rôle de la circulation atmosphérique dans les changements estivaux de précipitations. Cette approche se base sur le concept d'analogue de circulation [Lorenz, 1969]. Le principe est ici le suivant : on recherche pour chaque jour d'une simulation "climat futur" d'un modèle donné le jour du climat présent de ce modèle avec la circulation de grande échelle la plus similaire, et on sélectionne les précipitations associées. L'idée est d'évaluer ce que la circulation d'un jour futur aurait donné comme précipitations dans le climat présent, sans changement des liens circulation / précipitations. Le changement de précipitations causé par les changements futurs de circulation uniquement peut ainsi être évalué.

La partie dynamique ainsi estimée des changements des précipitations estivales en fin de 21ème siècle est relativement petite par rapport aux changements totaux en termes de moyenne d'ensemble (autour de -0.10 mm/jour sur la France pour des changements totaux de -0.50 mm/jour) et d'écart-type inter-modèles (autour de 0.10 mm/jour sur la France pour 0.50 mm/jour pour les changements totaux). Par ailleurs, sur le sud de l'Europe les changements de circulation vont plutôt dans le sens d'une augmentation de précipitations bien qu'elles diminuent, fortement sur la péninsule ibérique par exemple (Figure 3.11). Les résultats de cette analyse par analogues semblent contradictoires avec la relation forte existant entre le changement du nombre de jours de blocage et les précipitations sur le nord de l'Europe de l'Ouest (Figure 3.10).

Pour aller plus loin, nous avons étudié le lien inter-modèles entre le changement de précipitations donné par la méthode des analogues ΔP_{analog} et le changement de précipitations total ΔP_{total}. Nous avons ainsi régressé pour chaque point (x,y) ΔP_{total} sur ΔP_{analog} (Équation 3.2). Le coefficient α peut alors être vu comme un facteur d'amplification des changements initialement dûs à la circulation et la moyenne multi-modèles de $\alpha.\Delta P_{analog}$ comme le changement réellement causé par la circulation une fois l'amplification prise en compte.

$$\Delta P_{total}(x, y, models) = \alpha(x, y).\Delta P_{analog}(x, y, models) + C(x, y) \qquad (3.2)$$

Une forte corrélation entre ΔP_{total} et ΔP_{analog} existe sur l'Europe de l'Ouest (e.g. supérieure de 0.75 sur la France) avec des valeurs de $\alpha(x, y)$ supérieures à 1. Le terme $\alpha(x, y).\Delta P_{analog}$ est ainsi bien plus fort que ΔP_{analog} (Figure 3.12)

Une interprétation possible de ces résultats est que même si les changements de précipitations directement causés par les changements de circulation (ΔP_{analog}) sont relativement faibles, ils sont ensuite amplifiés ($\alpha(x, y) > 1$). Bien sûr, l'amplification n'est, très probablement, pas identique dans tous les modèles, cette analyse montre uniquement la composante commune. Les rétroactions humidité des sols-précipitations sont probablement parmi les mécanismes d'amplification qui jouent ici. Des sols plus secs peuvent mener à une évapotranspiration plus faible (dans les zones où l'humidité des sols est un facteur limitant de l'évapotranspiration, voir le chapitre suivant). Dans les régions où l'évapotranspiration locale joue un rôle important dans le bilan d'humidité atmosphérique, cette diminution d'évapotranspiration peut résulter en une diminution des précipitations (on parle de rétroaction

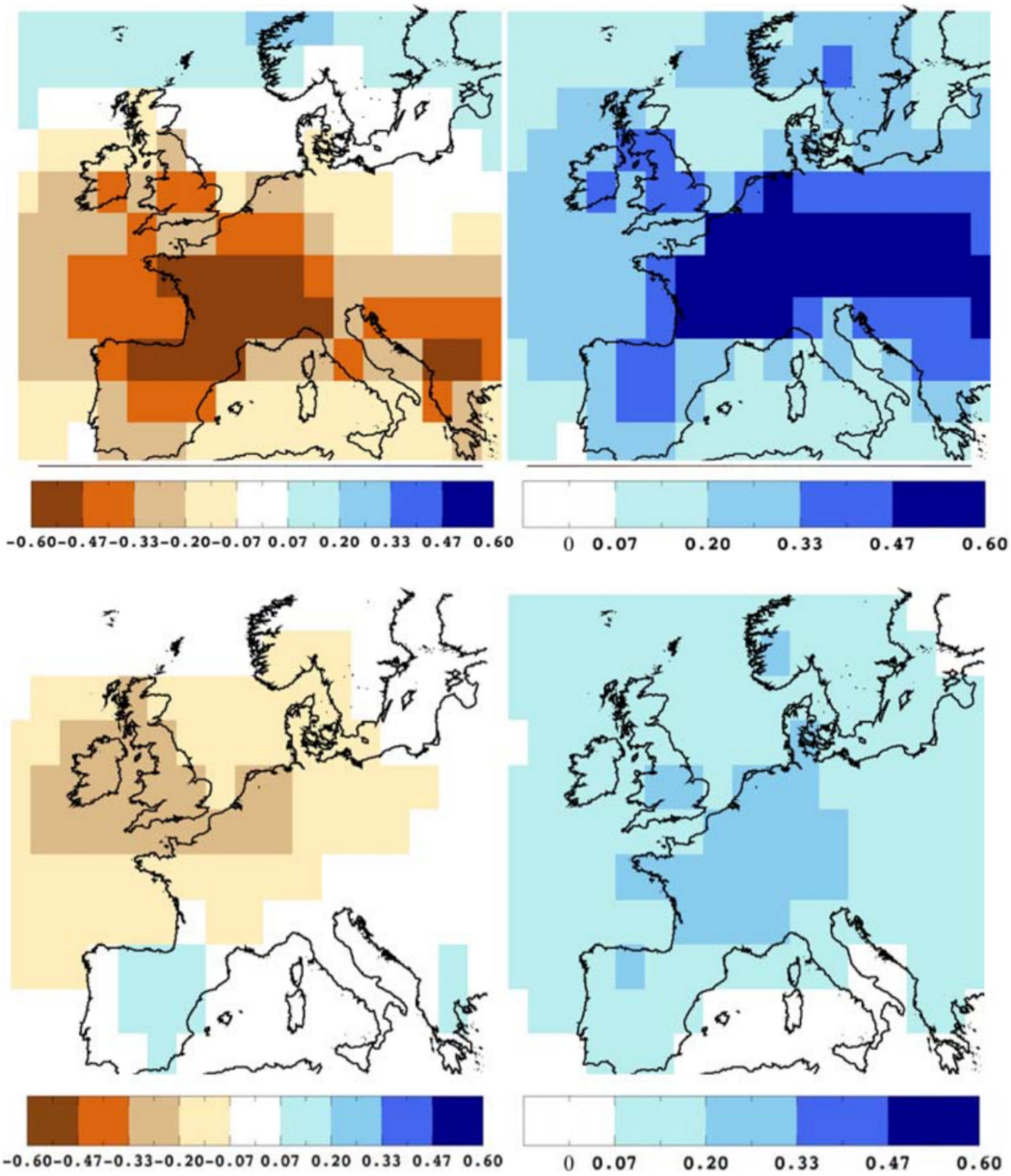

FIGURE 3.11 – *En haut : changement de précipitations (mm/jour) en été entre 2081-2100 et 1961-2000 simulé par les modèles CMIP3. (gauche) Moyenne multi-modèles. (droite) Ecart-type inter-modèles. En bas : même chose pour la part dynamique des changements, estimée par une méthode des analogues. Extrait et adapté de Boé et al. [2009].*

directe). D'autre part, les changements d'humidité et de température atmosphérique associés à une évapotranspiration plus faible peuvent moduler la stabilité de l'atmosphère, la convection humide et donc les précipitations (on parle alors de rétroaction indirecte, Seneviratne *et al.* [2010]). Ces rétroactions sont assez élusives car difficiles à caractériser sans l'aide de simulations dédiées telles que celles de Rowell et Jones [2006] avec un modèle climatique régional ou May *et al.* [2017] avec un ensemble de modèles climatiques globaux. Ces études montrent que ces rétroactions

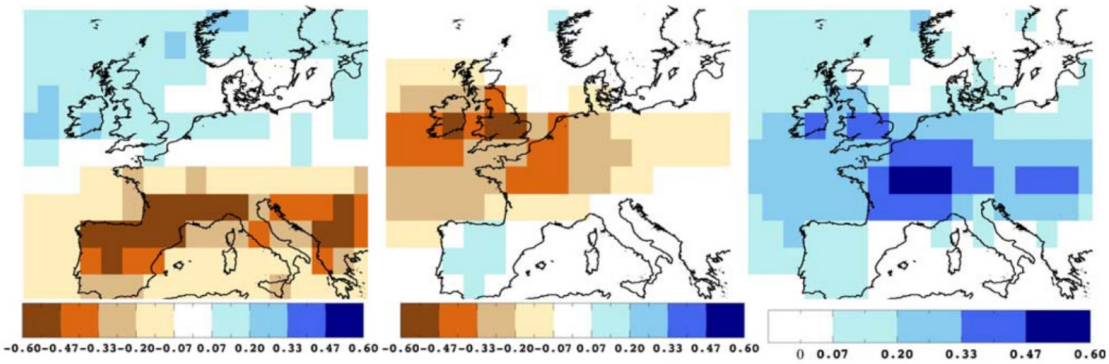

FIGURE 3.12 – *A gauche : Valeur de C, le changement de précipitations indépendant des changements de circulation atmosphérique (mm/jour). Au milieu et à droite, pareil que Figure 3.11 (bas), mais pour $\alpha.\Delta P_{analog}$ plutôt que ΔP_{analog}. Voir texte et Equation 3.2 pour détails. Les changements sont calculés entre 2081-2100 et 1961-2000 Extrait de Boé* et al. *[2009].*

sont importantes pour les changements de précipitations en été sur l'Europe.

L'amplification par cette rétroaction des changements de précipitations initialement causés par la circulation atmosphérique pourrait donc expliquer l'apparente incohérence entre la forte corrélation inter-modèles entre le changement du nombre de jours de NAO+ et celui des précipitations (qui intègre une amplification potentielle), mais la faible importance de ΔP_{analog}.

Cette analyse témoigne par ailleurs des limites de l'approche de séparation dynamique basée sur les analogues ou toute méthode similaire (e.g. les "reconstructed analogs" de Deser *et al.* [2016] ou O'Reilly *et al.* [2017] par exemple) très utilisée depuis quelques années. Dans le cas où une rétroaction locale existe et amplifie un changement d'origine dynamique, la décomposition attribue à la dynamique uniquement l'anomalie initiale, et non l'anomalie finale amplifiée par la rétroaction positive. Pourtant, sans l'anomalie initiale causée par la circulation, l'anomalie finale serait nulle. La distinction est largement sémantique, il s'agit de savoir si on s'attache aux causes premières ou secondaires. Néanmoins, elle ne doit pas être oubliée dans l'interprétation des résultats de ce type d'analyse, au risque de mal évaluer l'importance réelle des changements de circulation dans les incertitudes. D'ailleurs, cette distinction entre effet direct de la circulation et effet additionnel via l'amplification par une rétroaction positive pourrait expliquer les différences de conclusions, quant au rôle de la circulation, d'études basées sur différents protocoles ou analyses : selon la méthodologie utilisée, on peut en fait caractériser l'une ou l'autre.

Il faut aussi noter qu'avec ce type de décomposition, on fait l'hypothèse implicite que la surface continentale ne joue pas sur les changements de circulation, ce qui peut conduire à surestimer le rôle de la circulation. Les changements de circulation atmosphérique sont en effet parfois vus uniquement comme un forçage des changements climatiques continentaux alors que le sens de causalité pourrait être partiellement inversé. Koster *et al.* [2016] montrent dans un contexte climatologique

présent un impact de l'humidité des sols sur la circulation atmosphérique de la haute troposphère, via les anomalies de chauffage diabatique associées près de la surface. Je ne connais pas par contre d'étude qui ait quantifié précisément cet effet dans le contexte du changement climatique sur l'Europe.

Origine des changements de circulation atmosphérique

Une fois montré le rôle important des changements de circulation atmosphérique de grande échelle dans les changements du climat sur l'Europe en été, la question suivante est de comprendre l'origine de ces changements et des incertitudes associées.

Dans les perspectives de ma soutenance de thèse, je montrais la Figure 3.13, présentant la corrélation inter-modèles entre le changement du nombre de jours de NAO+ en été (voir Figure 3.10) et le changement de température de surface océanique sur l'Atlantique Nord. De fortes valeurs négatives sont visibles dans la zone du gyre subpolaire. Une faible augmentation (voire une diminution dans certains modèles) des TSO est associée à une plus forte augmentation du nombre de jours de NAO+. Il est ainsi possible que l'augmentation du nombre de jours de NAO+ soit une réponse de l'atmosphère aux anomalies de TSO dans l'Atlantique.

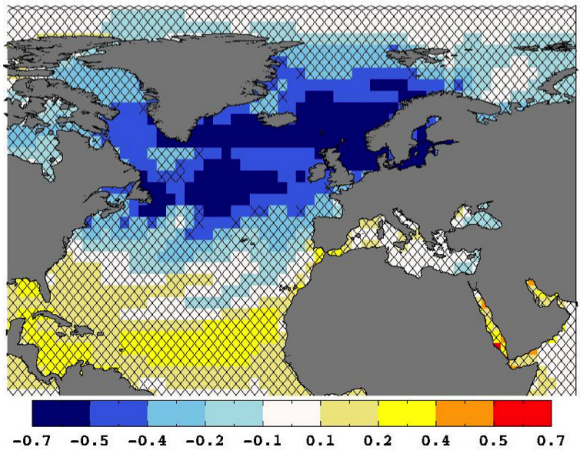

FIGURE 3.13 – *Corrélation inter-modèles entre le changement annuel de TSO et le changement de la fréquence d'occurrence du régime de NAO+ en été (16 modèles CMIP3) en fin de 21ème siècle. Les hachures montrent les points non significatifs avec* $p < 0.1$

Je n'ai malheureusement jamais eu l'occasion de revenir sur cette question après ma thèse, mais d'autres travaux l'ont éclairée depuis. Le faible réchauffement voire le refroidissement dans la région du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord (le fameux "blue spot" visible sur les cartes de changements) a été associé à un ralentissement de l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (Haarsma *et al.* [2015] ; Caesar *et al.* [2018]). Sgubin *et al.* [2017] signalent aussi que la survenue d'évènements de refroidissement abrupt dans le gyre subpolaire résultant de l'effondrement brutal de la convection océanique profonde pouvait également être responsable d'anomalies

de TSO de ce type. Ils suggèrent en outre que l'occurrence de ce type d'évènements pourrait être sous-estimée dans beaucoup de modèles CMIP5 car ils surviennent bien plus fréquemment dans les modèles les moins biaisés en terme de stratification climatologique présente dans le gyre subpolaire.

Haarsma *et al.* [2015] montrent par ailleurs que l'augmentation de pression sur les îles britanniques en été dans les modèles climatiques (qui se projette sur le régime de NAO+) est très anti-corrélée à l'anomalie de TSO dans le gyre subpolaire (ce qui est cohérent avec la Figure 3.13), et également au changement d'intensité de l'AMOC. Ces auteurs confirment ce résultat et le lien causal supposé (i.e. que l'océan est bien responsable des changements de circulation atmosphérique et non l'inverse) à l'aide d'expériences idéalisées. La dynamique océanique dans l'Atlantique Nord et les changements associés semblent donc être un élément explicatif des changements de précipitations sur la France et plus généralement sur le nord de l'Europe de l'Ouest, au travers des changements de circulation atmosphérique qu'elle induit.

3.4.2 Rétroactions locales

Couplant les bilans d'énergie et d'eau à la surface, l'évapotranspiration (ou le flux de chaleur latente pour son versant énergétique) subit une double contrainte, liée à la fois à l'énergie et à l'eau disponible en surface. Le poids respectif de ces deux contraintes varie très fortement selon la saison et la zone géographique, en raison des variations climatologiques de l'énergie et de l'eau disponibles à la surface.

La Figure 3.14 extraite de Boé et Terray [2008] illustre cette double contrainte sur l'Europe en été. Sur le nord de l'Europe, une forte corrélation positive existe généralement entre l'évapotranspiration et le flux radiatif total descendant à la surface, montrant une limitation de l'évapotranspiration par l'énergie dans cette région où les sols sont climatologiquement humides, même en été. Il en est de même sur les Alpes, où les sols sont climatologiquement plus humides qu'en plaine aux mêmes latitudes, grâce aux apports de la fonte des neiges et à des précipitations moyennes plus importantes en raison notamment du relief. A l'inverse, sur le pourtour méditerranéen, la corrélation est négative. L'évapotranspiration est plus faible au cours des étés où pourtant plus d'énergie arrive à la surface. L'élément principal limitant l'évapotranspiration dans cette zone climatologiquement sèche est l'eau disponible en surface et dans le sol [16].

Sur toute une zone de transition entre ces deux régions, la dispersion inter-modèles est très forte, et les modèles ne s'accordent même pas sur le signe de la corrélation et donc sur le contrôle principal de l'évapotranspiration. C'était vrai pour les modèles CMIP3, c'est vrai pour les modèles régionaux ENSEMBLES [Boé et Terray, 2014], et toujours vrai pour les modèles CMIP5 ou les modèles régionaux EURO-CORDEX (non montré).

Nous avons montré dans Boé et Terray [2008] que la réponse des modèles dans le climat futur est très différente sur cette zone de transition selon que l'évapotranspi-

16. La corrélation négative vient du fait que les étés avec un rayonnement à la surface plus faible sont caractérisés par une plus forte nébulosité et des précipitations plus fortes, favorisant l'évapotranspiration. Même plus faible, le rayonnement reste suffisant sur cette région.

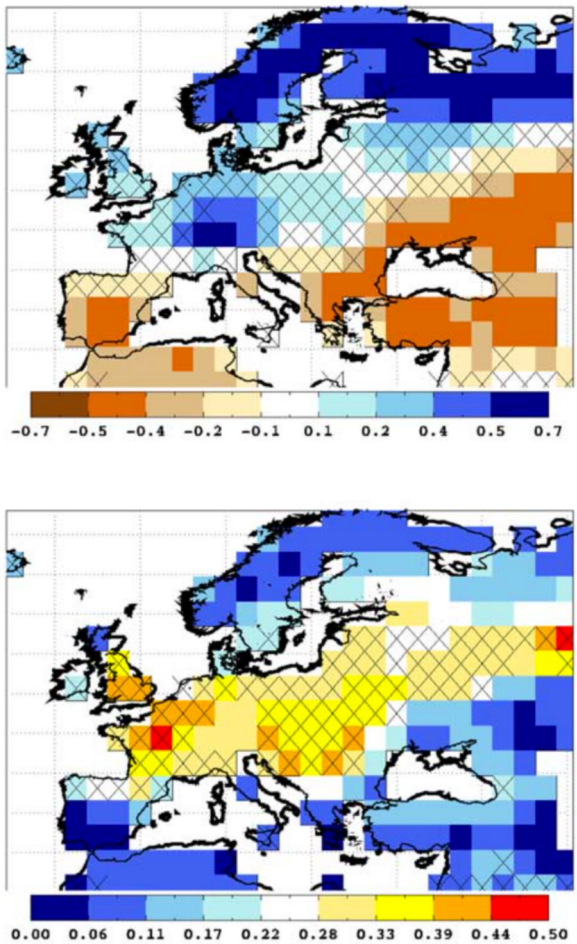

FIGURE 3.14 – *Corrélation interannuelle entre le flux radiatif total (infra-rouge et solaire) descendant à la surface et l'évapotranspiration en été (JJA) sur 1970-2000 dans les simulations historiques CMIP3 (18 modèles). En haut : moyenne multi-modèles. En bas : écart-type inter-modèles. Les croix montrent les points où moins de 70% des modèles s'accordent sur le signe des corrélations. Extrait de Boé et Terray [2008].*

ration dans le présent est principalement contrôlée par l'humidité des sols ou l'énergie disponible. Le changement climatique est en effet associé à une augmentation de l'énergie disponible à la surface, par une augmentation du rayonnement infra-rouge descendant et aussi sur cette région en été par une augmentation du rayonnement solaire incident en raison d'une diminution de la nébulosité et de la concentration des aérosols anthropiques (e.g. Boé [2016]). Les modèles dont l'évapotranspiration climatologique présente est limitée par l'énergie radiative voient logiquement l'évapotranspiration augmenter, modérant l'augmentation des températures et potentiellement la diminution de précipitations au travers de la rétroaction humidité des sols - précipitations. Les modèles dont l'évapotranspiration est limitée par l'humidité des sols ne profitent pas de l'augmentation d'énergie à la surface, et comme l'humidité des sols a en plus tendance à diminuer, l'évapotranspiration diminue. Les contrôles de l'évapotranspiration constituent donc une contrainte émergente intéressante (voir Chapitre 4.4).

Dans Boé et Terray [2014], nous élargissons ce travail sur les rétroactions locales en été, en nous basant sur les modèles climatiques régionaux ENSEMBLES [Van der Linden et Mitchell, 2009]. La Figure 3.15 montre les changements d'humidité spécifique, en fonction des changements de température, pour la France (points terre) et

les points mer adjacents de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée. Sur mer, une très forte corrélation inter-modèles existe entre changements de température et changements d'humidité spécifique. Les changements d'humidité spécifique sont proportionnels aux changements de température et donc au changement d'humidité spécifique à saturation, selon la relation de Clausius-Clapyeron. De manière équivalente, cela indique qu'il n'y a pas de changement d'humidité relative.

Sur terre, certains modèles se comportent de la même façon que sur l'océan en ce qui concerne la relation changement d'humidité / changement de température (Figure 3.15). D'autres, au contraire, ont un comportement totalement différent sur mer et terre. Dans ces modèles, les changements d'humidité spécifique sur terre ne peuvent pas suivre ceux d'humidité spécifique à saturation (proportionnels à ceux de température), ce qui se traduit par une diminution d'humidité relative [Boé et Terray, 2014]. La diminution d'humidité relative a de fortes implications pour les changements climatiques régionaux.

Tant que les changements d'humidité spécifique continentaux peuvent suivre ceux d'humidité spécifique à saturation (via l'évapotranspiration locale ou l'advection si de l'eau est largement disponible en surface localement ou à proximité, soit grâce à des mécanismes modérant l'augmentation de température continentale), l'humidité relative ne change pas. Quand ce n'est plus le cas, des rétroactions positives se mettent en place. Avec une humidité relative plus faible, la saturation devient plus difficile à atteindre, les précipitations diminuent, l'évapotranspiration diminue donc, ce qui augmente le réchauffement de surface et tend en retour à faire encore décroître l'humidité relative. D'autre part, pour la même raison que pour les précipitations, la couverture nuageuse diminue, avec par suite une augmentation du rayonnement solaire en surface donc un réchauffement additionnel et une diminution supplémentaire d'humidité relative. Sans surprise, les changements projetés pour beaucoup de variables sur l'Europe en été sont radicalement différents entre les modèles à humidité relative continentale constante ou non, comme nous le montrons dans Boé et Terray [2014].

Il n'est donc pas étonnant que les contrôles de l'évapotranspiration décrits précédemment et les incertitudes associées jouent entre les deux types de modèles de la Figure 3.15 [Boé et Terray, 2014]. Les modèles avec un comportement de type "océan" sur terre, ont une évapotranspiration continentale contrôlée par l'énergie disponible, ce qui favorise son augmentation et donc limite l'assèchement (relatif) de l'air ainsi que le réchauffement de l'air en surface.

De façon additionnelle, les modèles avec un comportement différent entre le continent et l'océan adjacent sont aussi caractérisés par une anti-corrélation interannuelle présente forte entre la température et les nuages. C'est probablement le signe d'une plus forte rétroaction locale des nuages (positive en été sur la zone). Les modèles avec un comportement de type "océan" sur terre simulent ainsi une plus faible diminution des nuages avec le réchauffement climatique, et in fine un moindre réchauffement (ce qui impacte en retour l'humidité relative selon les mécanismes décrits précédemment). Cette corrélation interannuelle nuages / température constitue une deuxième contrainte émergente intéressante des changements climatiques en été, particulièrement sur l'Europe de l'Ouest, tandis que la première, la

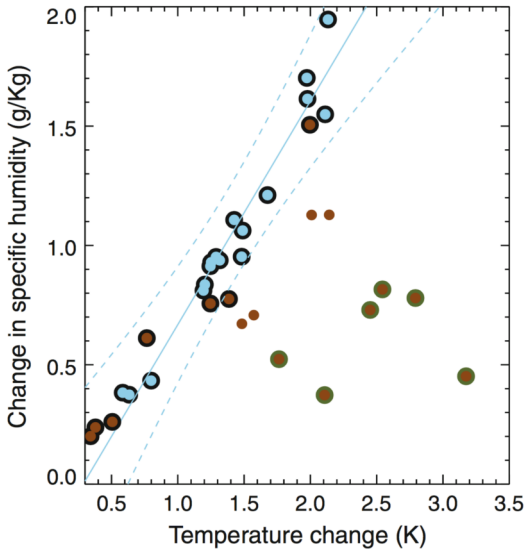

FIGURE 3.15 – *Changement de l'humidité spécifique à 2 m (g/kg) en fonction du changement de température à 2 m (K), en moyenne sur les mailles terre France (points marrons) et les mailles mer adjacentes (points bleus). 2031–2050 versus 1961–1990 pour le scénario SRESA1B. Chaque point correspond à un modèle régional ENSEMBLES. La ligne bleue pleine montre la droite de régression pour les mailles mer et les lignes bleues pointillées l'intervalle de confiance à 95%. Les cercles verts ou noirs autour des points terre définissent deux groupes de modèles en fonction de la relation humidité spécifique / température. Extrait de Boé et Terray [2014].*

contrainte des contrôles de l'évapotranspiration, a un impact plus fort sur l'Europe de l'est [Boé et Terray, 2014].

3.4.3 Rôle des aérosols anthropiques

Un autre élément vient encore compliquer les changements climatiques estivaux sur l'Europe. Dans Boé [2016] (voire également le Chapitre 2.4), j'ai montré que certains modèles CMIP5 simulent une forte réponse de l'évapotranspiration en été sur l'Europe de l'Ouest sur la période historique. Ces modèles simulent une forte diminution d'évapotranspiration du début de la période industrielle jusque à la fin des années 1970 puis une augmentation. Ces variations d'évapotranspiration suivent par ailleurs celles du rayonnement solaire en surface et peuvent être attribuées largement aux aérosols anthropiques. Les aérosols anthropiques apparaissent, ainsi, comme une source majeure d'incertitudes dans l'évolution de l'évapotranspiration sur l'Europe de l'Ouest sur le 20ème siècle.

Relativement peu d'études se sont intéressées, me semble-t-il, au rôle des aérosols anthropiques dans les changements futurs. Les plus grandes variations de concentration sur l'Europe se font en effet sur la deuxième moitié du 20ème siècle. Après 2030-2040, dans le scénario RCP8.5 la concentration des aérosols sulfatés sur

l'Europe, à un bas niveau, n'évolue plus beaucoup (e.g. Figure Supplémentaire S3 dans Boé [2016]). Il n'en reste pas moins que dans les prochaines décennies des variations importantes des aérosols anthropiques sont encore attendues. De plus, les concentrations des aérosols sulfatés du milieu ou de la fin du 20ème siècle et des dernières décennies du 21ème siècle sont très différentes, ce qui fait qu'ils peuvent jouer un rôle dans les changements climatiques entre ces deux périodes [17]. Dans Boé [2016], j'ai donc aussi étudié l'impact des aérosols anthropiques dans les projections futures du cycle hydrologique sur l'Europe.

J'utilise la différence de rayonnement solaire en surface entre le début de la période industrielle et la période avec la concentration maximum d'aérosols sulfatés sur l'Europe de l'Ouest (i.e. [1861-1875] moins [1968-1982]) dans les simulations historiques comme un indicateur de l'impact des aérosols anthropiques dans les différents modèles CMIP5 [18].

Comme mentionné précédemment, une forte incertitude des contrôles de l'évapotranspiration existe dans les modèles climatiques actuels. Or on peut supposer que les différences d'énergie solaire à la surface dues aux aérosols anthropiques vont jouer un rôle bien plus important dans les modèles où l'évapotranspiration est limitée par l'énergie à la surface que dans ceux où l'évapotranspiration est limitée par l'humidité des sols.

J'ai donc classé les modèles CMIP5 dans Boé [2016] à l'aide d'un algorithme de classification hiérarchique en fonction de ces deux propriétés. La distance utilisée pour mesurer la proximité des modèles lors de la classification combine, après standardisation :

— Le changement de rayonnement solaire incident à la surface entre [1861-1875] et [1968-1982].

— La corrélation entre le rayonnement solaire incident à la surface et l'évapotranspiration, moyenné sur des périodes de 10 ans entre 1870 à 2010, comme métrique des contrôles de l'évapotranspiration.

Trois groupes de modèles sont obtenus avec cette classification. Les modèles du groupe G1 simulent une forte diminution du rayonnement solaire du début de la période historique jusque dans les années 1970. Leur évapotranspiration est par ailleurs fortement contrôlée par l'énergie disponible en surface. Dans les groupes G2 et G3, les changements de rayonnement solaire historiques sont bien plus faibles, avec un fort contrôle de l'évapotranspiration par l'énergie en surface pour G2 et un fort contrôle de l'évapotranspiration par l'humidité des sols dans G3. Un quatrième groupe complémentaire hypothétique avec à la fois une forte réponse aux

17. La période de référence dans le calcul des anomalies joue ici un rôle. Si on utilise le début de la période industrielle, où la concentration en aérosols anthropiques est faible, comme période de référence, plutôt que la période d'obscurcissement maximal centrée autour des années 1975, le rôle des aérosols sulfatés dans les projections devient moindre par simple construction. Voir Boé [2016].

18. Je montre par ailleurs que pour les modèles disposant de simulations d'attribution avec les aérosols anthropiques pour seul forçage -qui sont malheureusement peu nombreux- cette différence est bien largement contrôlée par les aérosols anthropiques.

aérosols anthropiques sur la période historique et un contrôle de l'évapotranspiration par l'humidité des sols n'existe malheureusement [19] pas. On peut se demander si c'est une simple coïncidence, ou s'il y a des raisons physiques explicatives. Aucune réponse ne me parait évidente à ce jour.

Les modèles G1 voient bien leur rayonnement solaire incident en surface diminuer depuis 1870 jusque dans les années 1970 (par construction) avec une accélération après la deuxième guerre mondiale, pour ensuite augmenter fortement à partir de la fin des années 1970 jusqu'à la fin du 21ème siècle, avec un ralentissement après les années 2030-2040 (Figure 3.16), qui est la période du 21ème siècle où la diminution de la concentration des aérosols sulfatés ralentit. Cette augmentation du rayonnement solaire est due à la fois à l'effet direct des aérosols, dont l'impact est visible en Figure 3.16b avec le rayonnement solaire incident de ciel clair [20] et aux nuages qui expliquent la différence ciel total / ciel clair, et qui en général diminuent (non montré). L'évolution des nuages peut aussi être impactée par les aérosols, au travers de leurs effets indirects [Boucher *et al.*, 2013], dont au moins l'un d'entre-eux est simulé par beaucoup de GCM CMIP5 (albédo ou durée de vie, Collins *et al.* [2013]).

Les modèles G3 ont des variations de rayonnement solaire temporellement corrélées à celles de G1, mais de moindre intensité, comme attendu d'après la classification. Il est intéressant de noter, en particulier sur la période historique, que les différences de rayonnement solaire en toutes conditions entre G1 et G3 sont plus fortes que les différences en conditions de ciel clair, ce qui suggère un rôle important des nuages et donc de la représentation (ou non-représentation) des effets secondaires des aérosols anthropiques.

Dans les modèles G1, l'évapotranspiration suit une trajectoire similaire à celle du rayonnement solaire, ce qui s'explique par le fort contrôle de l'évapotranspiration par l'énergie disponible dans ces modèles, avec notamment une forte augmentation des années 1970 à 2030 puis une faible diminution [21]. Les modèles G3 ne simulent quasiment aucun changement d'évapotranspiration sur le 20ème siècle et une forte diminution dans le 21ème siècle, ce qui est aussi consistant avec le contrôle de l'évapotranspiration par l'humidité des sols dans ces modèles (qui diminue au cours du 21ème siècle, non montré).

De façon peut être encore plus intéressante (compte tenu des impacts associés) les précipitations de G1 et G3 suivent des évolutions très comparables à leur évapotranspiration respective, et donc au rayonnement solaire pour G1. Ces deux groupes de modèles correspondent à deux trajectoires radicalement différentes du

19. Pour l'étude des mécanismes : il aurait été intéressant d'avoir tous les cas possibles.

20. Le rayonnement solaire incident de ciel clair est également impacté par l'humidité atmosphérique. L'augmentation de l'humidité atmosphérique avec le réchauffement climatique résulte en une diminution du rayonnement solaire en surface, et s'oppose à l'effet des aérosols, qui est dominant. La diminution du rayonnement solaire incident de ciel clair après 2030-2040 est le résultat de cette augmentation d'humidité, car la concentration des aérosols sulfatés ne décroit que très faiblement sur cette période.

21. Au passage, on peut apprécier l'évolution non-monotone de l'évapotranspiration dans ces modèles, avec plusieurs points de changement de signe de la dérivée. Il est très rare de noter une telle évolution dans des projections dominées par la croissance monotone de la concentration des GES.

cycle hydrologique sur l'Europe de l'Ouest en été. Les impacts associés à G1 seraient minimes (quasiment aucun changement de précipitations en fin de siècle) tandis que ceux reliés à l'assèchement massif de G3 seraient majeurs.

Il faut que noter ici que les analyses décrites dans le Chapitre 2.4 suggèrent que, probablement, aucun des modèles climatiques actuels ne capturent correctement l'évolution de l'évapotranspiration sur la France sur le 20ème siècle : aucun des trois groupes de modèles ne peut être considéré comme plus crédible. Des doutes existent ainsi sur l'évolution projetée du cycle hydrologique sur la France (voir les perspectives dans le dernier chapitre).

Il est difficile de quantifier dans quelle mesure les changements d'évapotranspiration causent les changements de précipitations à travers les mécanismes de rétroaction humidité des sols - précipitations discutés précédemment ou plus simplement, les changements de précipitations causent ceux d'évapotranspiration. Dans ce dernier cas, pour expliquer dans G1 la similarité temporelle des changements de précipitations avec ceux de rayonnement solaire sans passer par l'évapotranspiration, il faudrait faire appel à un rôle direct des aérosols sur les précipitations. Il peut exister, les aérosols jouant sur la nucléation -dans les modèles où ces effets sont paramétrisés- et donc potentiellement sur les précipitations (e.g. Rosenfeld *et al.* [2008]). Néanmoins comme décrit dans la référence précédente les mécanismes sont complexes et peuvent jouer dans un sens ou dans l'autre, selon la taille de noyaux de nucléation, le type de nuages etc. Je pense que le premier mécanisme mentionné joue un rôle dominant pour les modèles de G1 : les changements de précipitations sont dans une mesure importante une réponse à ceux d'évapotranspiration. Dans ces modèles, l'évapotranspiration est contrôlée par l'énergie disponible à la surface, elle est donc a priori peu dépendante de l'eau disponible en surface et donc de l'évolution des précipitations.

Dans tous les cas, les aérosols anthropiques jouent un rôle dans les incertitudes des changements climatiques sur l'Europe, surtout dans les prochaines décennies [Boé, 2016]. Ce résultat est à considérer en parallèle à ceux de Boé et al. (en préparation) discutés dans le Chapitre 4.5. Nous y suggérons que l'absence de prise en compte de l'évolution des aérosols anthropiques par la plupart des modèles régionaux EURO-CORDEX actuels explique probablement une part des fortes différences entre modèles globaux et régionaux pour les changements climatiques en été sur l'Europe.

Les différences d'évolution liées aux aérosols anthropiques pourraient venir de la modélisation de l'impact des aérosols, et notamment de leurs effets secondaires, qui sont très incertains (et plus ou moins pris en compte dans les modèles CMIP5). Elles pourraient également venir de différences dans l'évolution des épaisseurs optiques des aérosols (c'est à dire du forçage plutôt que de la réponse). Cette dernière varie fortement entre les modèles CMIP5, comme la Figure 3.17 extraite de Boé et al. (en préparation) l'illustre, avec un impact très fort sur les changements de rayonnement

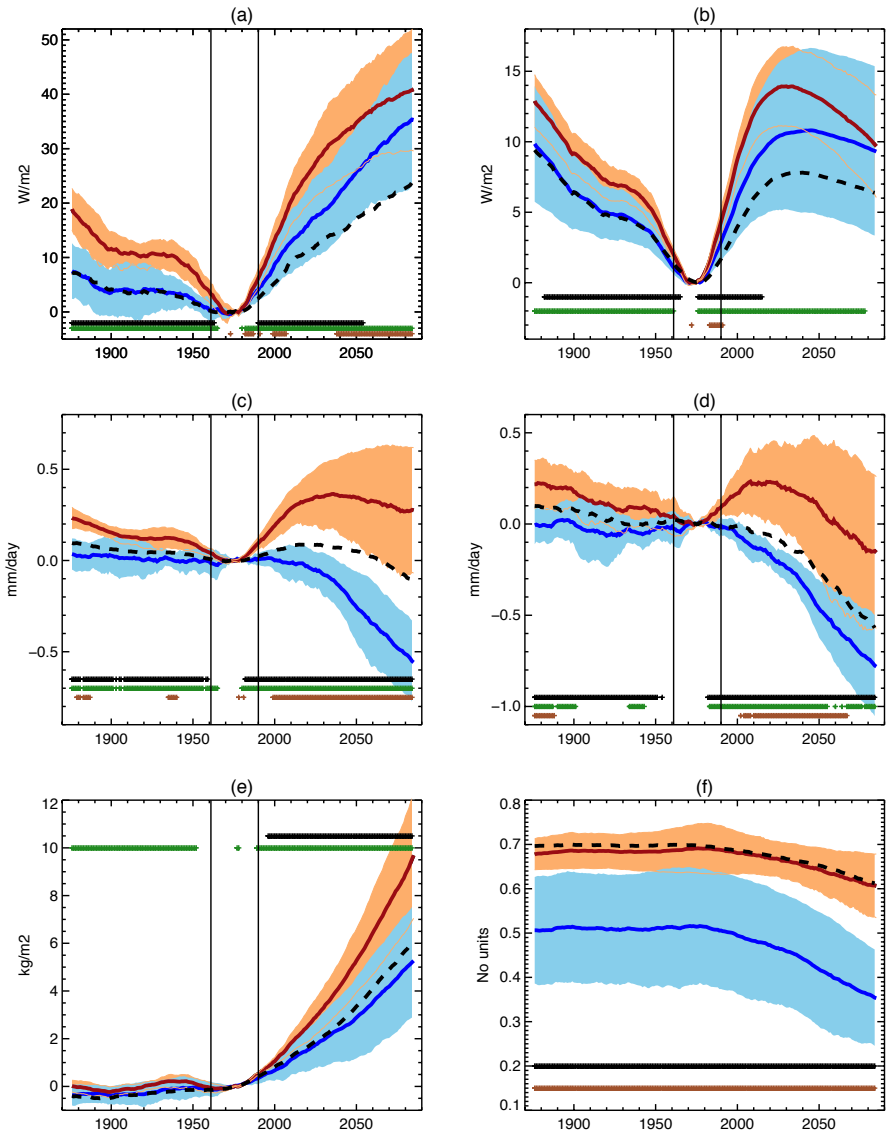

FIGURE 3.16 – *Evolution de différentes variables en été sur l'Europe de l'ouest dans trois groupes de modèles CMIP5, en moyenne glissante de 31 ans. Période de référence pour le calcul des anomalies : 1961-1990. Après 2005, le scénario RCP8.5 est utilisé. La ligne rouge (bleue, noire pointillée, respectivement) montre la moyenne d'ensemble pour le groupe G1 (G3, G2, respectivement). Le coloriage orange et bleu clair correspond à plus ou moins un écart-type intra-groupe pour G1 et G3, respectivement. Anomalies de (a) rayonnement solaire incident à la surface ($W.m^{-2}$), (b) rayonnement solaire de ciel clair incident à la surface ($W.m^{-2}$), (c) évapotranspiration (mm/jour), (d) precipitations (mm/jour), (e) eau précipitable totale ($kg.m^{-2}$). (f) Fraction évaporative (pas d'unité). Dans ce dernier cas, il ne s'agit pas de l'anomalie. Croix colorées en lignes horizontales en haut ou en bas : périodes de 31 ans pour lesquelles les différences entre deux groupes de modèles sont significatives avec $p<0.10$: (noir) G1 et G3, (vert) G1 et G2, (marron) G2 et G3. Extrait de Boé [2016].*

solaire de surface de ciel clair [22]. Malheureusement, il est difficile d'aller plus loin avec CMIP5 : tous les modèles ne fournissent pas les données nécessaires concernant les aérosols, elles ne sont pas en plus toujours directement comparables. Je reviendrai sur ces questions dans les perspectives.

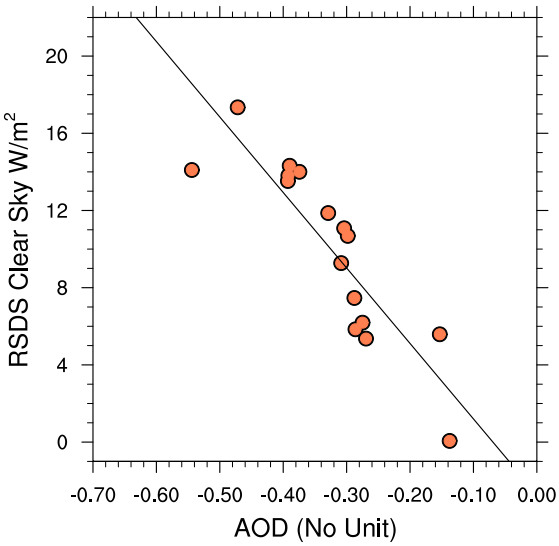

FIGURE 3.17 – *Changement du rayonnement solaire incident à la surface sur l'Europe (42°N-52°N, -5°E-30°E) en condition de ciel clair en fonction du changement de l'épaisseur optique à 550 nm des aérosols. 2070-2099 versus 1970-1999. Chaque point correspond à un modèle CMIP5. Extrait de Boé et al. (en préparation).*

22. Seuls les émissions sont imposées pour les aérosols dans CMIP5, ce qui peut résulter en des différences de concentration et d'épaisseur optique importantes.

Chapitre 4

Faire sens de l'information climatique

4.1 Introduction

J'ai commencé mes travaux de recherche au moment où l'approche multi-modèles pour les projections climatiques commençait à se généraliser, grâce à la disponibilités sous une forme standardisées des résultats de relativement large ensemble de projections globales (une vingtaine de modèles pour CMIP3 [Meehl *et al.*, 2007] à l'époque).

Depuis lors, l'inflation de la quantité de données produites de façon coordonnée pour l'étude de l'évolution du climat n'a pas cessé. Les modèles climatiques dans CMIP sont de plus en plus nombreux. Plus de 60 modèles climatiques sont à attendre pour CMIP6, contre une quarantaine pour CMIP5.

La diversité des approches de modélisation et des protocoles expérimentaux est également de plus en plus grande, avec notamment aujourd'hui :

— Les modèles climatiques "classiques", ou GCM, (couplant des composantes d'océan, d'atmosphère, de surface continentale et de glace de mer) à basse et également haute résolution (dans le cadre de HighResMIP [Haarsma *et al.*, 2016]).

— Les Earth System Models (ESM) ajoutant aux modèles climatiques classiques une représentation complète du cycle du carbone.

— Les simulations atmosphériques forcées, pouvant permettre de s'affranchir des biais océaniques (e.g. He et Soden [2016], He et Soden [2016b]) et/ou d'atteindre des résolutions plus fines.

— Les modèles climatiques régionaux (RCM, e.g projet CORDEX [Giorgi et Gutowski, 2015]) dédiés à une zone d'intérêt spécifique et permettant également d'atteindre une résolution plus fine.

— Les Convection-Resolving Regional Climate Models (CR-RCM), c'est à dire des RCM avec une résolution suffisamment fine (environ inférieure à 5 km) pour résoudre explicitement la convection humide, qui commencent à pouvoir être utilisés dans un cadre climatique.

— Les prévisions décennales, i.e. des simulations basées sur des GCM, mais initialisées à partir de conditions initiales observées ou pseudo-observées.

Des ensembles multi-modèles basés sur ces protocoles sont d'ores et déjà disponibles, ou le seront très prochainement, notamment dans le cadre de CMIP6 et de ces nombreux Model Intercomparison Projects (MIP) [Eyring *et al.*, 2016]. Ces approches de modélisation ne sont bien sûr pas toutes faites pour répondre aux mêmes questions scientifiques, mais choisir la bonne approche pour une question donnée n'est pas toujours aisé. Ce choix dépend souvent au final de questions scientifiques mal résolues aujourd'hui.

C'est d'autant plus vrai qu'il ne suffit pas de prendre en compte les avantages ou inconvénients intrinsèques de telle ou telle protocole. Dans un monde où la capacité de calcul est finie, des arbitrages doivent nécessairement être faits entre quatre aspects :

— La complexité algorithmique, c'est à dire l'inclusion de la répresentation de plus de processus, comme dans les ESM.

— La résolution.

— Le nombre de membres permettant d'échantillonner la variabilité interne, ou les scénarios d'émission.

— La diversité des modèles, pour échantillonner les incertitudes structurelles associées.

Il y a donc un compromis à faire entre par exemple le gain de réalisme permis par une plus importante complexité algorithmique et la réalisation de suffisamment de membres pour estimer correctement les incertitudes dues à la variabilité interne, ou encore le besoin d'une haute résolution pour caractériser précisément les impacts du changement climatique et la prise en compte satisfaisante des incertitudes inter-modèles.

Une fois un ou des protocoles expérimentaux choisis, les difficultés ne s'arrêtent pas, loin de là. Les ensembles associés présentent toujours des limitations importantes : ils sont souvent ad-hoc, de simples "ensembles d'opportunité" [Tebaldi et Knutti, 2007] et ne sont pas conçus de façon à échantillonner correctement les principales incertitudes en jeu (e.g. dues aux modèles ou à la variabilité interne). Les modèles climatiques sont en plus loin d'être indépendants et partagent de nombreuses composantes, ou des paramétrisations identiques. Il est dans ce cadre très difficile de résumer sous forme statistique ("probabiliser") les changements climatiques projetés par ces ensembles d'une manière adéquates. Finalement, tous les modèles d'un ensemble ne peuvent pas être également réalistes. La question se pose alors de savoir comment séparer le bon grain de l'ivraie, c'est à dire évaluer le réalisme respectif des modèles pour une question donnée d'une façon qui fasse réellement sens et ensuite l'utiliser afin de donner plus de poids aux modèles les plus crédibles.

Une demande sociétale toujours plus importante existe pour des informations précises sur le changement climatique et ses impacts, notamment dans le cadre de

l'adaptation. Pour y répondre, une effort important sur les "services climatiques" a lieu depuis quelques années. Cependant le "service" climatique se focalise encore trop souvent me semble-t-il sur la simple mise à disposition "conviviale" d'un échantillon ad-hoc de données sous un format simple à traiter. On espère avec une vision somme toute très positiviste et un peu naïve me semble-t-il que donner l'accès à des données est suffisant, et que les bureaux d'étude, les gestionnaires, tous les acteurs potentiellement concernés par le changement climatique, vont pouvoir s'en emparer pour traiter de façon adéquate leurs problématiques en lien avec le changement climatique. Or, même pour les climatologues, il devient difficile aujourd'hui de trouver son chemin dans la jungle de données disponibles. Il est donc critique aujourd'hui d'arriver à mieux faire sens de cette masse d'information climatique, afin de pouvoir mieux répondre aux besoins sociétaux [1].

Dans cette section, j'ai regroupé plusieurs de mes travaux en lien direct avec les questions que je viens de décrire, regroupés sous le thème général de "faire sens de l'information climatique", c'est à dire, comment, à partir de la masse de données complexes que je viens de décrire, ad-hoc, difficile à comprendre et synthétiser, générer une information climatique qui ait un sens et une utilité pour la société. Il y a un coté arbitraire à ce regroupement, beaucoup des travaux que j'ai présentés dans les parties précédentes pourraient également s'inscrire dans ce cadre, plus en amont. Je commence par discuter un problème très basique et fréquent (comment sous-échantillonner correctement un ensemble de projections climatiques pour pouvoir les traiter correctement), m'intéresse ensuite à la question du manque d'indépendance des modèles, à celle de l'évaluation et prise en compte de leur performances respectives, et enfin à la question du choix du protocole.

4.2 Sous-échantillonner tout en gardant certaines propriétés de l'ensemble.

Un problème parmi les plus basiques [2] auquel on se trouve confrontés dans un contexte multi-modèle est celui de la sélection d'un sous-échantillon de modèles représentatifs de l'ensemble entier. Il se pose par exemple lorsqu'il est impossible ou difficile de traiter l'échantillon entier, pour des raisons de coût de calcul ou de stockage. Il peut s'agir de sélectionner quelques modèles climatiques globaux afin de les désagréger dynamiquement avec un modèle climatique régional (e.g. McSweeney *et al.* [2015]). Il peut aussi s'agir de faire des projections d'impacts avec un modèle très demandeur en temps de calcul, ou avec des ressources de calcul et/ou de stockage limitées. Ce problème "appliqué" se pose très couramment en pratique et peut avoir des répercutions importantes : un mauvais sous-échantillonnage peut mener à un signal erroné et des incertitudes mal estimées.

Dans Monerie *et al.* [2017] nous décrivons et testons différentes méthodes pour sous-échantillonner un large ensemble de projections climatiques. Elles sont appli-

1. Des travaux "amont", de nature théorique, sont ainsi indispensables dans le cadre des services climatiques, quelque-chose que les financeurs n'ont pas toujours très bien compris me semble-t-il.
2. Mais pas forcément simple à traiter correctement.

quées dans le contexte des changements de précipitations sur le Sahel, mais ont une portée générale. Avec une méthode de classification automatique hiérarchique, nous classifions la réponse des modèles CMIP5 dans le contexte d'intérêt (ici donc, le changement futur de précipitations sur le Sahel). Quatre grandes familles de changements sont ainsi extraites, et utilisées comme base pour le sous-échantillonnage [3].

Dans une première approche ("diversity"), nous sélectionnons un nombre donné de modèles identique par famille. Cette méthode vise à reproduire de façon correcte à la fois la moyenne et la dispersion de l'ensemble entier. Dans une seconde approche ("pattern selection"), nous sélectionnons uniquement les modèles du groupe le plus proche de la moyenne d'ensemble de l'échantillon entier. Nous nous plaçons dans le cas, plus rare mais se présentant parfois en pratique, où l'on cherche à se focaliser sur une réponse spécifique (par exemple, quand on considère que la moyenne d'ensemble est le meilleur estimateur de la réponse et qu'on veut étudier ce que donne ce signal en terme d'impacts à moindre coût numérique).

Nous présentons ensuite une méthodologie permettant de s"assurer de la pertinence des approches proposées, en fonction des objectifs potentiels. Il s'agit de montrer que les procédures de sous-échantillonnage précédentes aboutissent à de meilleurs résultats que le simple choix aléatoire de sous-échantillons composés du même nombre de modèles. Pour la reproduction d'un réponse spécifique, ici la moyenne de l'ensemble entier, la méthode "pattern selection" donne comme attendu des résultats légèrement meilleurs que la méthode "diversity". Par contre, comme attendu par construction, sa représentation de la dispersion est mauvaise. La méthode "diversity" est largement meilleure pour la reproduction de la dispersion de l'ensemble entier. Avec cette approche, dans notre cas particulier, de bons résultats en terme de reproduction à la fois de la moyenne et de la dispersion du grand ensemble sont obtenus pour un échantillon de taille aussi petite que 4 (ce qui correspond ici à un modèle sélectionné par famille de réponses).

Ces méthodes sont particulièrement intéressantes pour la sélection de petits sous-échantillons (quatre modèles par exemple). Plus la taille du sous-échantillon est grande, plus sa performance se rapproche de celle de la méthode basique consistant à simplement sélectionner les modèles de façon aléatoire parmi l'ensemble entier.

4.3 Problème de dépendance des modèles climatiques.

Les modèles climatiques actuels sont lion d'être indépendants. Dans CMIP5, le nombre de composantes individuelles (e.g. modèles d'atmosphère ou d'océan) est ainsi bien plus petit que celui de modèles climatiques. Certaines composantes sont ainsi utilisées aujourd'hui dans de nombreux GCM. Dans CMIP5, le modèle CAM est utilisé dans les modèles chinois BNU-ESM (CAM3.5) et FIO-ESM (CAM3), les modèles norvégiens NorESM1-M et NorESM1-ME (CAM4-Oslo) les modèles américains CCSM4 (CAM4), CESM1-BGC (CAM4), CESM1-CAM5 (CAM5). Toutes ces versions de CAM ne sont pas identiques, néanmoins elles ont des similarités

3. Par ailleurs, cette classification est très intéressante pour l'étude des mécanismes en jeu.

importantes. Le modèle océanique NEMO est aussi utilisé dans de nombreux GCM (CNRM-CM5, les multiples modèles de l'IPSL et du CMCC, EC-EARTH). Même s'il est un peu tôt pour en être sûr[4], il semblerait que ce phénomène de concentration ne s'arrête pas et même s'amplifie dans CMIP6 avec par exemple l'adoption par le Hadley Centre du modèle NEMO pour l'océan, ou du modèle atmosphérique CAM par le CMCC. Finalement, certains GCM CMIP5 diffèrent même uniquement par leur résolution ou par des composante(s) additionnelle(s) (e.g. chimie atmosphérique interactive) aux quatre composantes principales (atmosphère, océan, surface continentale, glace de mer).

La démocratie des modèles [Knutti, 2010], qui consiste à donner le même poids à chaque modèle climatique, est encore l'approche ensembliste la plus largement utilisée. Pourtant, pour paraphraser Georges Orwell dans la "Ferme des animaux" : dans la démocratie des modèles, tous les modèles sont égaux, mais certains sont plus égaux que d'autres. Il est ainsi évident que le modèle atmosphérique CAM a beaucoup plus de poids dans la moyenne multi-modèles CMIP5 que la composante atmosphérique de CanESM2 par exemple, utilisée dans ce seul modèle couplé.

Ce constat est loin d'être polémique : peu de chercheurs affirmeraient aujourd'hui que les modèles climatiques CMIP5 sont indépendants. Pourtant, la plupart des études actuelles[5] font quand-même l'hypothèse implicite d'indépendance des GCM, comme la plus emblématique d'entre-elle : l'IPCC AR4 [Collins *et al.*, 2013] montre ainsi (sous réserve de disponibilité) les moyennes d'ensemble obtenues avec l'intégralité des modèles climatiques CMIP5.

Ce paradoxe tient probablement à l'absence d'approches alternatives totalement pertinentes et d'application générale à la démocratie des modèles. Pour continuer dans les paraphrases, Churchill cette fois, la démocratie des modèles serait-elle la pire approche ensembliste à l'exception de toutes les autres ?

Les études qui se sont intéressées à ce problème d'indépendance sont encore relativement rares, et peuvent se classer en deux approches conceptuellement différentes. Dans les approches que j'appelle "a posteriori", les plus fréquentes, la similarité des résultats des modèles est utilisée comme un indicateur a posteriori de leur lien de dépendance. Deux modèles avec des résultats proches sont jugés plus dépendants que deux modèles avec des résultats éloignés (e.g. Bishop et Abramowitz [2013] ou Sanderson *et al.* [2015]). La similarité des résultats, mesurée par une métrique donnée, peut alors être utilisée pour définir des poids d'indépendance, utilisable lors du calcul des statistiques de l'ensemble.

Les approches a posteriori sont relativement faciles à mettre en œuvre. Cependant, elles ne me semblent pas totalement satisfaisantes d'un point de vue théorique, car porteuses d'une certaine contradiction avec l'approche multi-modèles, il me semble. L'approche multi-modèles repose en effet sur l'idée que si un modèle supplémentaire B donne le même résultat qu'un modèle A, alors notre confiance dans les résultats du modèle A s'en trouve augmentée[6]. Or, l'approche a posteriori

4. Au moment où j'écris ces lignes les premiers résultats de CMIP6 commencent tout juste à arriver au compte-gouttes.

5. Dont certains de mes travaux présentés précédemment.

6. Si le modèle B et A sont indépendants bien sûr...

considère que si les résultats du modèle A et du modèle B sont proches alors ils ne sont pas indépendants. Si on va au bout du raisonnement, les résultats du modèle B ne peuvent alors jamais renforcer notre confiance dans les résultats de A.

Dans les approches que j'appelle "a priori", l'indépendance des modèles est jugée a priori en fonction de la similarité des algorithmes uniquement, sans considération de leurs résultats. En pratique, les seules approches a priori utilisées à ce jour se basent sur l'appartenance des modèles à un même groupe de modélisation. La "démocratie institutionnelle" proposée par Leduc *et al.* [2016] pour remplacer la "démocratie des modèles" consiste à donner le même poids à chaque groupe de modélisation climatique dans l'ensemble en ne sélectionnant par exemple qu'un seul modèle par groupe de modélisation.

Ce type d'approche est en fait utilisé plus ou moins implicitement dans beaucoup d'études (c'est ce que nous faisons dans Dayon *et al.* [2018] par exemple). Annan et Hargreaves [2017] se basent aussi sur l'appartenance des modèles à un même groupe de modélisation pour caractériser a priori la dépendance des modèles mais propose en plus une méthode pour dériver dans ce contexte des poids d'indépendance non binaires.

Les approches a priori me semblent plus satisfaisantes d'un point de vue théorique. Par contre, leur utilisation à l'heure actuelle reste en pratique très limitée. Comme mentionné précédemment, des GCM de différentes institutions partagent souvent des composantes identiques, et il est donc nécessaire d'aller au delà des institutions.

Dans Boé [2018] je présente des travaux visant à aller plus loin dans l'approche a priori. Au lieu de raisonner en terme d'appartenance à un même groupe de modélisation, je raisonne en terme de similarité des composantes des GCM. J'étudie ainsi le lien entre la proximité des résultats de modèles et la proximité en termes de composantes. Je prends en considération les quatre composantes principales d'un modèle climatique actuel : modèle d'océan, d'atmosphère, de glace de mer et de surface continentale.

Les erreurs quadratiques moyennes (RMSE, j'utiliserai le sigle anglais) entre toutes les paires de simulations d'un ensemble de 40 modèles CMIP5 avec tous leurs membres sont calculées, pour la climatologie présente et les changements futurs moyens. Ces RMSE sont ensuite agrégées en différentes catégories en fonction de la similarité des composantes de la paire de modèles correspondante : même GCM mais conditions initiales différentes (IV), GCM différant uniquement par leur résolution ou l'addition de modules secondaires (e.g. chimie atmosphérique, végétation interactive etc., C4), GCM ayant trois (C3), deux (C2), une (C1) ou aucune (C0) composantes communes, GCM provenant du même groupe de modélisation (SG) ou de groupes différents (DG).

Un lien clair existe entre la proximité des résultats et le nombre de composantes partagées par les GCM, que ce soit pour la climatologie présente ou les changements futurs des trois variables considérées : température, pression réduite au niveau de la mer, précipitations (Figure 4.1). L'impact d'une seule composante partagée est même généralement visible.

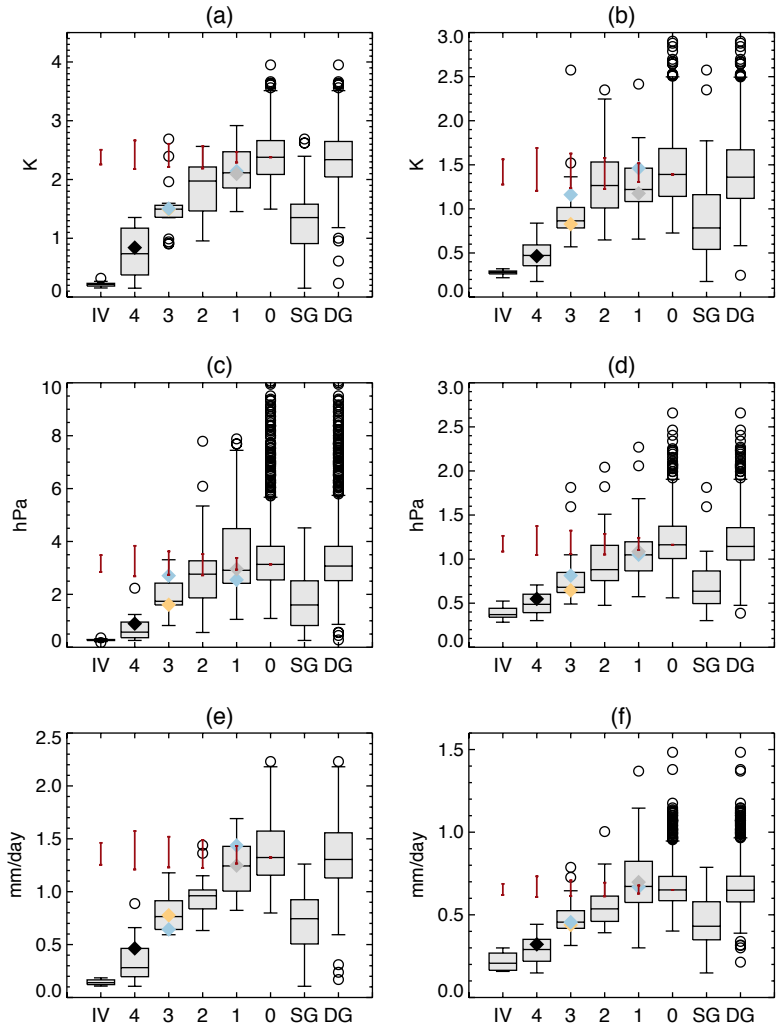

FIGURE 4.1 – *Distribution des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) sur le globe entre paires de simulations pour différentes catégories (voir texte). Les boîtes-à-moustaches sont définiées comme pour la Figure 3.3. La distribution (à 5-95%) de la médiane des RMSE entre paires de simulations obtenues par un test de resampling aléatoire est montré en rouge. Le test correspond à l'hypothèse nulle : pas de différences avec C0. Les diamants montrent la médiane des RMSE paire à paire pour différentes sous-catégories. Pour C4, les diamants noirs correspondent aux modèles qui diffèrent uniquement par la résolution. Pour C3, le diamant jaune (bleu) correspond aux modèles qui ne partagent pas leur composante océanique (atmosphérique) Pour C1, le diamant bleu (gris) correspond aux modèles qui partagent uniquement la composante océanique (glace de mer). (a) Température atmosphérique (K) moyenne sur 1970-1999. (b) Changement de température atmosphérique (K) entre 2070-2099 et 1970-1999. (c et d) Comme (a) et (b) pour la pression réduite au niveau de la mer (hPa). (e et f) Comme (a) et (b) pour les précipitations (mm/jour). Extrait de Boé [2018].*

Les modèles différant uniquement par la résolution ou l'addition de composantes secondaires ont des résultats (en terme de médiane) 2 à 4 fois plus proches que les modèles ne partageant aucune composante. L'impact de la variabilité interne est faible pour les climatologies présentes, mais pour les changements futurs son impact n'est pas beaucoup plus faible que celui de la résolution ou des composantes secondaires. Ces résultats sont vrais quelle que soit la variable étudiée, et pour différentes régions du globe [Boé, 2018].

Un autre résultat de cette étude est qu'il n'est guère possible à l'heure actuelle d'établir de façon robuste une hiérarchie générale entre les composantes i.e. de montrer que certaines composantes parmi les quatre principales ont plus d'impact sur la proximité des résultats d'une paire de GCM. Cette impossibilité n'est pas forcément intrinsèque et résulte peut-être en grande partie de la très faible taille des échantillons concernés.

Ces résultats permettent d'envisager de proposer des approches a priori alternatives à la démocratie des modèles ou des institutions, comme la démocratie des composantes. Elle consisterait à donner un poids identique à chacune des quatre composantes (e.g. à donner le même poids au modèle atmosphérique ARPEGE et CAM) dans l'estimation des statistiques d'ensemble, au travers des poids attribués à chaque modèle climatique. On peut aussi, plus brutalement, décider de limiter la réplication de composantes dans l'ensemble à une ou deux composantes maximum par exemple, i.e. ne pas intégrer dans l'ensemble deux GCM avec plus de deux composantes identiques, selon le niveau de similarité artificielle des résultats (telle que quantifiée sur la Figure 4.1) que l'on juge acceptables.

Une difficulté de l'approche développée dans Boé [2018] est qu'il n'est pas toujours évident de décider objectivement si deux composantes sont identiques. La même composante peut apparaître sous différentes versions (e.g. CAM3 et CAM5 mentionné au dessus), sans parler de la même version avec des tunings différents. Dans Boé [2018] je ne considère pas l'impact du tuning [7] [Hourdin *et al.*, 2016] et je me base sur les numéros de version des composantes. Cette approche est évidemment loin d'être parfaite. J'ai fait des tests de sensibilité à la définition de l'identité des composantes dans ce cadre : elle s'avère limitée pour les résultats principaux, mais cela n'en demeure pas moins une question importante.

Une difficulté plus fondamentale existe. Deux composantes différentes partagent souvent des schémas de paramétrisation et ne sont donc pas forcément indépendantes. Mon étude constitue donc un premier pas et propose une méthodologie pour étudier l'impact des similarités algorithmiques sur celles des résultats, mais beaucoup de travail reste encore nécessaire pour traiter de façon satisfaisante la question du manque d'indépendance des modèles climatiques. Je reviendrai sur ces questions dans les perspectives.

7. C'est de toute façon irréalisable en pratique en raison du manque de documentation actuel du tunning dans les différents groupes.

4.4 Donner plus de poids aux modèles les plus réalistes : contraintes émergentes

Dans la section précédente, j'ai discuté de la recherche du juste poids à donner aux différents modèles climatiques pour prendre en compte leur lien de dépendance, pour aller vers une démocratie réellement représentative. Néanmoins, on peut se demander, pour filer la métaphore politique, si la démocratie est réellement la meilleure approche multi-modèles. Ne vaudrait-il pas mieux, plutôt, chercher à donner plus de poids aux modèles les plus méritants, i.e. les plus réalistes, c'est à dire abandonner la démocratie pour la méritocratie ?

La question cruciale dans ce cadre est la caractérisation du "mérite" respectif des différents modèles climatiques. Les modèles ne peuvent être évalués que par rapport à leur capacité à reproduire le climat passé observé, qui ne nous renseigne guère en général sur leur capacité à projeter la réponse du système à l'évolution des forçages anthropiques.

Il est en effet impossible d'évaluer la réponse des modèles climatiques aux concentrations futures de GES car elles sont totalement inédites sur la période instrumentale. Il faut par exemple remonter à la période chaude du Pliocène Moyen (il y a environ 3 million d'années) pour avoir des concentrations en CO_2 proches de celles du scénario, pourtant très modéré, RCP2.6 [Fischer *et al.*, 2018]. Même si des données paléoclimatiques existent et sont extrêmement utiles pour l'évaluation des modèles [Fischer *et al.*, 2018], les incertitudes associées, leur particularité en termes de variables et de propriétés spatio-temporelles imposent des limites importantes. Aucune période passée n'est de toute façon un parfait analogue du climat modifié par l'homme.

Même si de nombreuses études font l'hypothèse inverse, au moins implicitement, il n'y a pas de raison solide pour supposer a priori qu'un lien existe entre la capacité d'un modèle à reproduire les propriétés climatologiques du climat présent et le réalisme des changements qu'il projette en réponse aux forçages anthropiques. Il est d'ailleurs très facile de trouver des exemples (la plupart des cas en fait) dans lesquels deux modèles sont très proches en termes de climatologie présente mais avec des trajectoires futures extrêmement différentes.

Il existe néanmoins des cas, rares, pour lesquels certains aspects du climat présent (enfin, passé) dans les modèles nous renseignent sur leur réponse aux forçages anthropiques. Il est alors possible, au moins en théorie, d'utiliser une estimation observationnelle afin d'évaluer les modèles sur un aspect important pour leur réponse future. Cette approche, connue aujourd'hui sous le nom de "contraintes émergentes" et, très "à la mode", est en fait utilisée depuis longtemps sous d'autres noms (e.g. Douville *et al.* [2006], Hall et Qu [2006], Boé et Terray [2008]).

Une contrainte émergente utile existe notamment lorsque le (ou les) mécanisme(s) dominant(s) dans les changements futurs influe(nt) également de façon importante sur une (ou des propriétés) du climat présent. Un exemple simple est celui des contrôles de l'évapotranspiration estivale sur l'Europe (Boé et Terray [2008], voir aussi Chapitre 3.4.2). Sur une zone intermédiaire entre la Scandinavie et le sud

de l'Europe, les modèles ne s'accordent pas sur le contrôle dominant de l'évapotranspiration dans le climat présent. Très logiquement, les modèles pour lesquels l'énergie disponible en surface est un facteur limitant dans le climat présent voient leur évapotranspiration augmenter grâce à l'augmentation d'énergie à la surface caractéristique du changement climatique. Pour les modèles dans lesquels l'évapotranspiration présente est limitée par l'humidité des sols, cette augmentation d'énergie a peu d'impact sur l'évapotranspiration (l'humidité des sols diminuant par ailleurs et restant donc limitante). Au final, les contrôles de l'évapotranspiration dans le présent nous renseignent sur la réponse future de l'évapotranspiration [8].

Il est important, à mon avis, que la contrainte ne soit pas simplement basée sur une relation statistique mais aussi sur une compréhension physique du lien présent / réponse future. Des approches de pur "data mining" peuvent être utilisées pour chercher des caractéristiques présentes des simulations ayant un lien statistique avec le changement futur d'intérêt, en corrélant toutes les propriétés présentes imaginables avec ce changement. Avec ce type d'approche, en multipliant les tests statistiques, on trouvera toujours des relations semblant significatives mais n'étant pas réelles (e.g. dans 5% des cas si on considère une p-value de 0.05) par pur hasard [Caldwell *et al.*, 2014].

Au delà de la recherche d'une contrainte et des aspects de compréhension physique associés, la mise en œuvre en pratique d'une contrainte émergente pour contraindre un changement futur présente beaucoup de difficultés rarement traitées en profondeur : quelle est la meilleure méthode statistique d'inférence ? Comment traiter les erreurs observationnelles qui existent nécessairement sur la contrainte, l'impact de la variabilité interne sur la contrainte dans les observations et les modèles, le manque d'indépendance des modèles dont l'échantillon est en plus petit. Et surtout, comment évaluer l'approche ?

Dans Boé et Terray [2015], nous proposons une méthodologie permettant de tester l'intérêt d'une contrainte émergente, et d'évaluer l'impact des différents choix méthodologiques associés à son application pratique. Cette méthodologie est basée sur le concept de modèle parfait, utilisé et discuté dans un autre contexte dans le Chapitre 3.3.1. Le principe est simple : on considère un modèle comme la réalité observée (on connaît alors le climat passé et futur "observé") et on essaie de prévoir sa réponse future à partir de la contrainte émergente dans la simulation historique de ce modèle (l'observation), et de tous les autres modèles climatiques, dont on connaît la contrainte émergente présente et le changement futur. Cette opération est répétée en prenant chaque GCM de l'ensemble tour à tour comme la réalité. Pour un ensemble complet de $n+1$ modèles, on peut ainsi faire $n+1$ tests avec une taille de l'ensemble prédictif n.

Il est alors possible de calculer des "scores de prévisions" sur ces n prévisions, comme l'erreur absolue moyenne, la corrélation entre les n valeurs prévues et observées, ou encore le nombre de cas où la prévision est meilleure qu'une approche basique e.g. la moyenne multi-modèles et/ou encore plus basique, le choix d'un modèle au hasard. En réduisant la taille de l'ensemble prédictif, c'est à dire en prenant

8. Dans ce cas précis, l'évaluation est par contre complexe, car l'évapotranspiration est très mal observée. Des estimations observationnelles, certes incertaines, peuvent quand même être dérivées.

au hasard k modèles parmi les n on peut augmenter le nombre de cas tests, et additionnellement tester la sensibilité des résultats à la taille de l'ensemble.

Nous appliquons cette approche dans Boé et Terray [2015] aux projections de température en été sur la France avec comme contrainte émergente la corrélation interannuelle estivale présente entre la température et la couverture nuageuse (voir Chapitre 3.4.2 et Boé et Terray [2014]). Nous testons ainsi plusieurs méthodes statistiques pour la mise en œuvre en pratique de la contrainte émergente : méthode de régression, moyenne pondérée selon la distance à la métrique, sélection d'un nombre fixe de "meilleurs" modèles, sélection uniquement des modèles suffisamment proches de la métrique etc. Certains aspects "ad-hoc" de ces méthodes sont d'ailleurs testés et fixés en modèle parfait (c'est aussi son intérêt), comme par exemple la forme des fonctions poids dans une approche par pondération, le nombre optimal de "meilleurs modèles" à garder etc. Nous avons aussi testé (grossièrement) l'impact du manque d'indépendance des modèles climatiques pour l'application de la contrainte émergente, en faisant les analyses pour un échantillon complet de modèles et également un sous-échantillon visant à limiter la similarité des modèles le constituant.

La Figure 4.2 illustre certains de ces résultats. Les approches basées sur la contrainte émergente permettent en moyenne de largement battre la moyenne multi-modèles (et a fortiori le choix d'un modèle au hasard). Autrement dit, on est capable de prévoir le changement projeté de température extivale par un modèle climatique en connaissant uniquement son climat présent, avec un succès bien meilleur que les approches standard. L'erreur absolue est ainsi divisée par 2 par rapport à la moyenne d'ensemble pour des tailles d'ensemble supérieures à 10. Des différences de performances, parfois importantes, sont visibles entre les différentes méthodes statistiques d'inférence.

Pour une taille d'échantillon donnée, les résultats sont meilleurs quand les modèles sont moins dépendants (bas versus haut sur Figure 4.2). Ceci est logique, il y a plus "d'information" dans l'ensemble prédictif lorsque les modèles sont moins dépendants. De plus, certaines méthodes statistiques d'inférence supposent explicitement une indépendance de l'échantillon, e.g. la méthode de régression. Cette méthode, souvent utilisée en pratique dans ce contexte, est d'ailleurs la pire en terme d'erreur (pour des ensembles suffisamment larges) dans le cas d'ensembles avec un problème d'indépendance important, mais s'approche des autres pour des ensembles souffrant moins de ce problème.

Dans Boé et Terray [2015] nous testons également l'impact d'une erreur observationnelle potentielle. En effet, la métrique observée pour l'utilisation réelle d'une contrainte émergente n'est jamais parfaitement connue, une incertitude / erreur observationnelle existe. En rajoutant des erreurs observationnelles idéalisées à la contrainte émergente en modèle parfait nous avons ainsi testé jusqu'à quelle erreur obervationnelle la contrainte émergente reste intéressante comparée à la moyenne multi-modèles. En pratique, cette valeur pourrait ensuite être comparée à l'incertitude observationnelle réelle (à supposer qu'on puisse l'évaluer correctement) pour déterminer si utiliser la contrainte émergente dans la réalité demeure intéressant.

Finalement, la méthodologie en modèle parfait permet de comparer l'intérêt de différentes contraintes. Par exemple nous montrons que, sans surprise, la tempéra-

ture climatologique est une mauvaise contrainte émergente pour les changements de température en été sur la France.

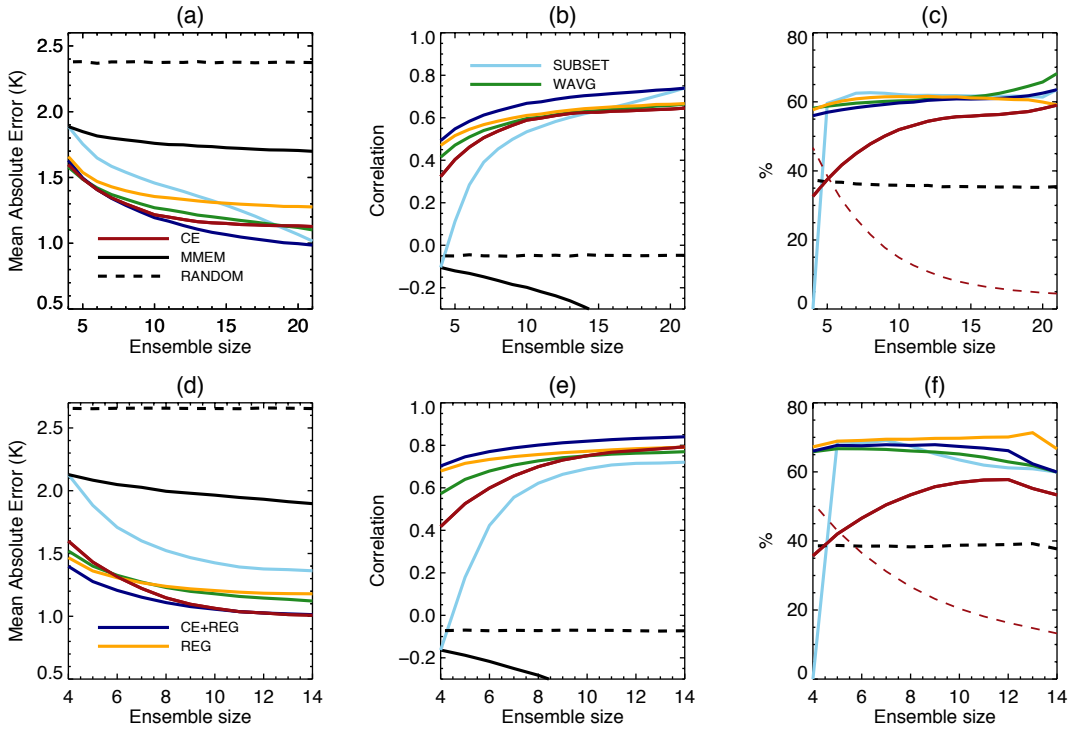

FIGURE 4.2 – *Scores de prévision du changement de température sur la France en été à la fin du 21ème siècle obtenus dans le cadre modèle parfait pour les différentes méthodes statistiques d'inférence, et différentes tailles d'ensembles données en abscisse. (a) Erreur moyenne absolue, (b) corrélation entre la valeur prévue et la valeur vraie, (c) pourcentage de cas ou la méthode basée sur la contrainte émergente donne une erreur absolue moyenne plus faible que la moyenne d'ensemble multi-modèle. La ligne rouge pointillée donne le nombre de cas où aucun modèle suffisamment proche de la vérité n'est trouvé dans la méthode "close-enough". (d), (e), (f) comme (a), (b), (c) sauf qu'un sous-ensemble de modèles climatiques plus indépendants a été sélectionné en éliminant des modèles trop similaires. Extrait de Boé et Terray [2015]. Voir cet article pour plus de détails sur les différentes méthodes d'inférence testées.*

Les résultats décrits précédemment et dans Boé et Terray [2015] concernent un cas d'étude spécifique illustratif. La méthodologie proposée, basée sur le concept de modèle parfait, est par contre générale et peut être appliquée à n'importe quelle application de contrainte émergente. Compte tenu des multiples "pièges" existants avec l'approche des contraintes émergentes, je pense qu'il est intéressant d'utiliser cette approche en modèle parfait avant une application pratique, pour, par exemple, démontrer la pertinence de la contrainte, choisir la meilleure méthode d'inférence ou évaluer si les incertitudes obervationnelles ne compromettent pas l'approche.

4.5 Choix du protocole : RCM versus GCM

Problématique

Comme noté dans l'introduction de ce chapitre, différents protocoles expérimentaux sont utilisés aujourd'hui pour réaliser des projections climatiques. La question de leurs avantages et inconvénients respectifs en fonction de la question d'intérêt, ainsi que celle de la cohérence de leurs résultats se posent de plus en plus fréquemment. C'est en particulier le cas pour les modèles climatiques globaux et les modèles climatiques régionaux.

Les modèles climatiques régionaux sont souvent utilisés pour désagréger sur une région d'intérêt les modèles climatiques globaux à plus basse résolution, notamment dans le cadre de l'étude des impacts du changement climatique. Une meilleure représentation des structures climatiques de petites échelles est, en effet, souvent jugée nécessaire dans ce contexte.

Les bénéfices des RCM semblent parfois évidents. Par exemple, une meilleure représentation de l'orographie permet une plus juste représentation de la température, compte tenu du fort lien entre altitude et température. Néanmoins, une interpolation spatiale d'un GCM avec une prise en compte de l'altitude, ou une correction adéquate peut également permettre d'obtenir facilement des variations de température à haute résolution réalistes même en zone de relief. Peut-être est-ce suffisant pour certaines applications. Cet exemple illustre que ce qu'on appelle "valeur ajoutée" de la modélisation climatique régionale est en fait une qualité partiellement subjective.

Quoi qu'il en soit, de nombreuses études ont montré des améliorations de la représentation de certaines propriétés du climat présent dans les RCM, par exemple une amélioration de la représentation des précipitations climatologiques présentes dans les zones de relief accidenté (e.g. Prein *et al.* [2016], Torma *et al.* [2015]).

S'il est relativement aisé de déterminer si la haute résolution permet ou non d'améliorer la représentation du climat présent (il suffit de comparer les modèles aux observations), la question est bien plus complexe en ce qui concerne les changements climatiques, pour lesquels aucune référence observationnnelle n'existe. Comme dit précédemment dans ce mémoire, il n'y a pas de raison de supposer a priori qu'améliorer la représentation climatologique d'une propriété du climat présent améliore nécessairement la représentation des changements. Une valeur ajoutée dans le cadre climatologique présent n'implique donc pas une valeur ajoutée pour les changements. Il n'y a donc pas de raison de supposer a priori que la plus fine résolution des RCM mène nécessairement à des projections plus réalistes que les GCM, notamment aux échelles résolues par les deux types de modèles. C'est d'autant plus vrai qu'à l'heure actuelle les mêmes classes de phénomènes atmosphériques doivent être paramétrisées dans les modèles globaux et les modèles régionaux (ce ne sera plus vrai avec l'arrivée des Convection Resolving RCM, voir le Chapitre Perspectives). Le réalisme d'un modèle climatique va en effet bien au delà de sa résolution. Les paramétrisations physiques, en particulier, sont cruciales.

De plus, la capacité de calcul étant finie, le gain de résolution permis par les RCM implique certaines concessions, en termes de taille, de représentativité de

l'ensemble et donc de caractérisation des incertitudes. Pour la génération actuelle de RCM EURO-CORDEX [Jacob *et al.*, 2014], à 11km sur l'Europe on dispose par exemple de quelques RCM (environ sept) forcés par quelques GCM (environ six). Le choix des quelques GCM forceurs ne s'est pas forcément fait sur des critères scientifiques, avec par exemple le genre d'approches décrites dans le Chapitre 4.2 ou dans McSweeney *et al.* [2015]. Leur représentativité n'est donc pas garantie.

Dans certains travaux en cours, je me suis attaché à caractériser les différences des projections des GCM et RCM actuels sur l'Europe, à comprendre les causes des différences éventuelles, dans l'objectif final d'éventuellement pouvoir juger du réalisme respectif de ces projections.

Changements des précipitations

Dans le Chapitre 3.2.3, j'ai présenté les changements de diverses propriétés des précipitations dans les modèles climatiques globaux CMIP5. Comme mentionné ci-dessus, des études ont suggéré que les modèles régionaux représentaient mieux les précipitations et précipitations extrêmes dans le climat présent. La question se pose de savoir si des différences de changement existent également.

Je compare sur la Figure 4.3 les changements de différentes propriétés des précipitations pour un large ensemble de modèles CMIP5, pour le sous-ensemble de modèles CMIP5 ayant servi à forcer les RCM EURO-CORDEX, pour les RCM EURO-CORDEX à 50 km, les mêmes RCM à 12 km, et également pour ces mêmes RCM à 12 km, mais avec une agrégation des précipitations journalières à la résolution classique des GCM avant de calculer les propriétés des précipitations puis leur changement [9].

L'allure générale des changements des propriétés des précipitations, déjà commentée dans le Chapitre 3.23, est grossièrement cohérente entre les différents types de modèles et résolutions sur l'Europe du Nord, et, dans une moindre mesure, sur l'Europe du Sud. Des différences non négligeables entre les RCM (à 12 km ou 50 km) et les GCM sont quand même visibles, avec une augmentation souvent plus forte des précipitations moyennes sur le nord de l'Europe dans les RCM, à cause de différences de changements de fréquence plus que d'intensité. Ce résultat est vrai pour les RCM à 12 km que les propriétés des précipitations soient calculées avec ou sans agrégation préalable sur une grille basse résolution.

Des différences entre RCM et GCM plus importantes sont visibles sur l'Europe du sud, pour toutes les propriétés. Les maximums annuels des précipitations cumulées sur 1 ou 5 jours augmentent ainsi bien plus fortement dans les RCM. L'échantillon de GCM forceurs a des propriétés assez différentes de l'échantillon complet des GCM CMIP5 sur l'Europe du sud, en termes de dispersion voire même de médiane pour l'intensité. Le choix de cet échantillon de GCM pour forcer les RCM n'est donc pas optimal.

La comparaison précédente se fait à grande échelle pour laquelle des différences

9. Certaines propriétés étudiées dépendent par exemple de la définition d'un jour pluvieux. Cette caractérisation basée sur un seuil fixe (0.5 mm/jour ici) peut être sensible à la surface de la maille ou celle d'agrégation. Ce test vise à déterminer si cette sensibilité est importante en ce qui concerne les changements.

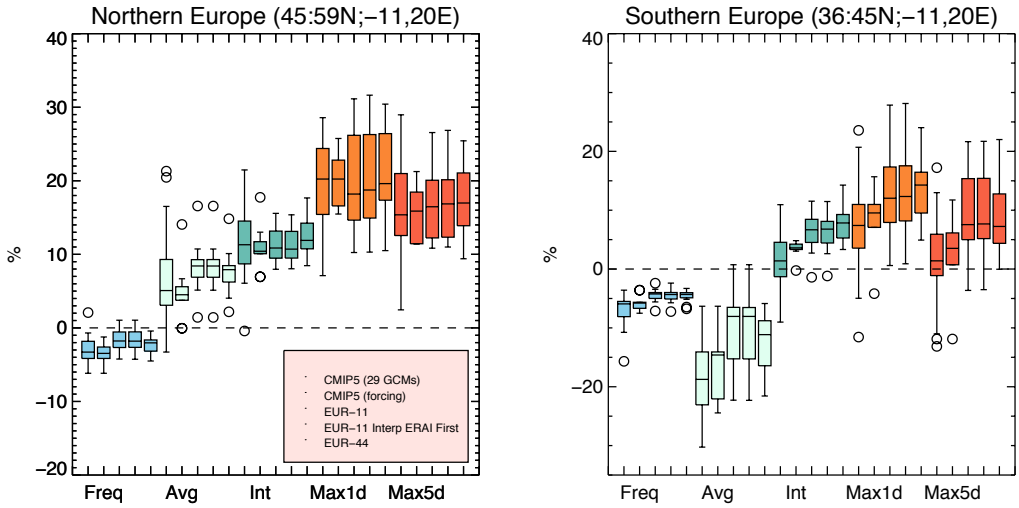

FIGURE 4.3 – *Changement de différentes propriétés des précipitations moyennées sur (à gauche) le nord de l'Europe de l'Ouest (45°N-59°N, -11°E-20°E) et (à droite) le sud de l'Europe de l'Ouest (36°N-45°N, -11°E-20°E). Un jour est considéré pluvieux pour des précipitations supérieures à 0.5 mm. Fréquence des précipitations (Freq), moyenne des précipitations (Avg), intensité des précipitations (Int, i.e. moyenne des précipitations des jours pluvieux), maximum annuel des précipitations cumulées sur 1 et 5 jours (Max1d, Max5d). Pour chaque propriété, 5 distributions sont montrées. Elles correspondent, de gauche à droite, à un large ensemble de modèles CMIP5, au sous-ensemble de modèles CMIP5 ayant servi à forcer les RCM EURO-CORDEX (une pondération est faite selon le nombre de simulations régionales forcées par chaque GCM), aux RCM EURO-CORDEX à 50 km, les mêmes RCM à 12 km, et ces mêmes RCM à 12 km, mais avec une agrégation des précipitations journalières à la résolution classique des GCM avant de calculer les propriétés des précipitations. 11 simulations climatiques régionales (à chaque résolution) sont étudiées, basées sur 6 RCM. Les boîtes à moustaches sont définies comme pour la Figure 3.3.*

ne sont pas forcément attendues [10]. Une telle comparaison masque donc grandement l'intérêt de la résolution.

Sur les cartes des changements de moyenne et d'intensité (Figure 4.4), un signal de petite échelle apparaît dans les RCM à 50 km et s'intensifie à 12 km, sur les Pyrénées, les Monts Cantabriques, voire la Cordillière Centrale espagnole. Ce signal est particulièrement visible sur les changements d'intensité, en particulier à 12 km, avec un changement de signe des anomalies sur ces régions à petite échelle. L'intensité diminue sur cette zone dans les RCM alors qu'elle augmente dans les GCM.

Il s'agit clairement d'un effet orographique, probablement de type Fœhn (dans une acception grossière du terme). L'orographie favorise les précipitations sur le versant au vent dominant et une subsidence d'air plus sec sur le versant sous le

10. On peut arguer qu'idéalement, à grande échelle, les résultats des GCM et RCM devraient être identiques. Voir par exemple la discussion de Laprise *et al.* [2008] sur ce point.

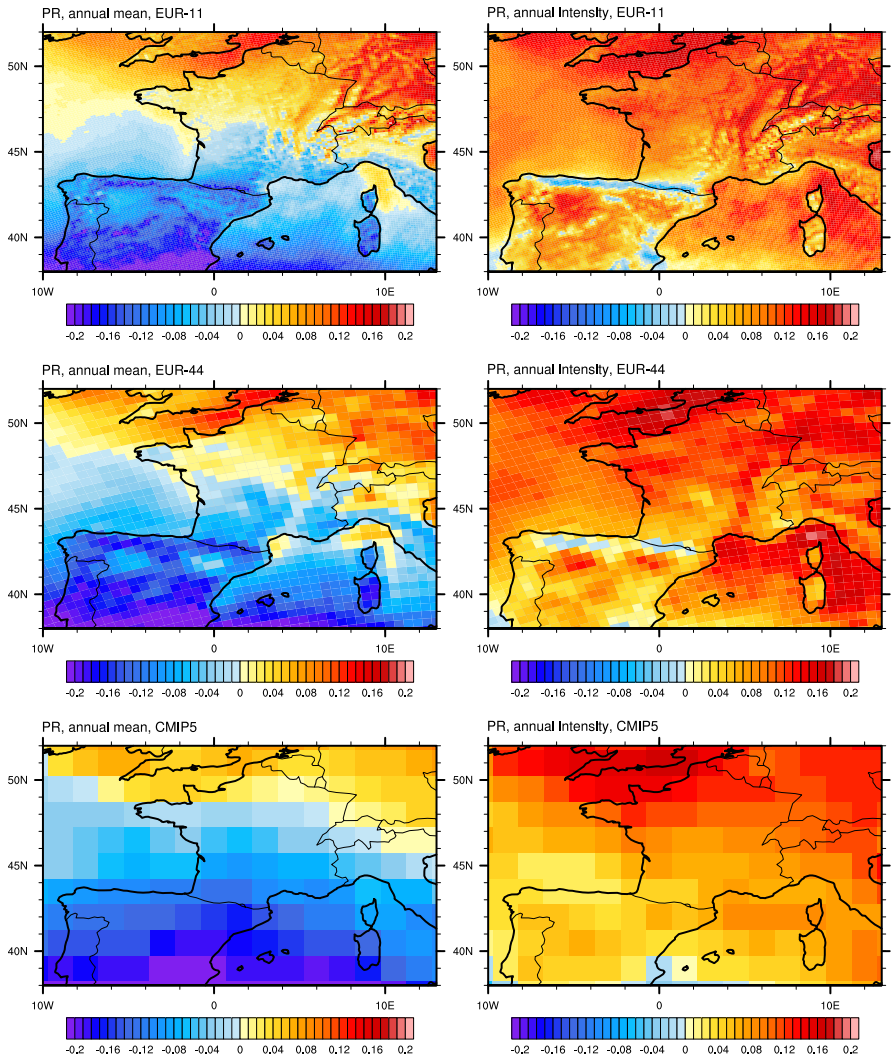

FIGURE 4.4 – *Moyenne d'ensemble des changements annuels relatifs (pas d'unité) (à gauche) des précipitations moyennes et (à droite) de l'intensité moyenne des précipitations, entre 2070-2099 et 1970-1999 dans 11 simulations EURO-CORDEX à (en haut) 12 km et à (au milieu) 50 km ainsi que (en bas) dans les GCM CMIP5 forceurs, pondérés selon le nombre de simulations régionales forcées par chacun des GCM. Pour calculer l'intensité des pluies, un jour est considéré pluvieux pour des précipitations supérieures à 0.5 mm.*

vent. Les légers changements de direction des régimes de vents dominants, avec par exemple en multi-modèles une augmentation de la composante de sud des vents sur les Pyrénées (non montré), associés aux différences de représentation du relief selon la résolution, expliquent probablement ces différences de changements d'intensité des précipitations. Vu à grande échelle, ces différences peuvent paraître anecdotiques mais pour une petite vallée des Pyrénées elles correspondent à des évolutions futures du climat totalement différentes.

Caractériser les différences entre les GCM et RCM n'est qu'un premier pas. Il faut ensuite comprendre les mécanismes responsables de ces différences, afin d'être

éventuellement capable de juger du réalisme respectif de leur représentations dans les GCM et RCM. Pour les différences à très fine échelle des changements d'intensité des précipitations discutées ci-dessus, il est très probable que les changements des RCM à 12 km sont plus réalistes.

En ce qui concerne les changements à grande échelle des précipitations montrés sur la Figure 4.3, l'absence de compréhension physique ne permet pas de conclure à ce stade. Pour avancer, je me suis pour l'instant focalisé sur un aspect spécifique : les changements moyens de précipitations (et de température) en été.

Changement climatique estival

Des différences très fortes de changements estivaux existent en été sur l'Europe entre les RCM Euro-Cordex à 11 km et leurs modèles CMIP5 forceurs (Boé et al., en préparation). Sur l'Europe de l'Ouest (guère plus que la France ici), pour le scénario RCP8.5, la diminution des précipitations est quasiment deux fois moins forte dans les RCM et le réchauffement quasiment 2°C plus faible (Figure 4.5). Les différences entre GCM et RCM sur l'Europe de l'Est sont encore plus prononcées. Ces fortes différences peuvent avoir des implications majeures en terme d'impact.

Nous suggérons qu'une cause importante de ces différences pourrait être l'absence de variations temporelles de la concentration des aérosols anthropiques dans la quasi-totalité des RCM utilisés (pour 5 RCM sur les 7 utilisés, soit 14 projections sur les 17 au total). La diminution de concentration des aérosols anthropiques entre le futur et le passé proche se traduit en effet par une augmentation importante du rayonnement solaire incident en surface dans les modèles globaux qui ne peut pas exister dans la plupart des simulations régionales : autour de 10 $W.m^{-2}$ pour le rayonnement solaire incident en surface en condition de ciel clair en moyenne (voir Figure 3.17 dans le Chapitre 3.4.3), auxquels s'ajoutent les effets indirects potentiels des aérosols sur les nuages. Ces différences sont cohérentes avec un réchauffement en moyenne plus faible dans les RCM. Deux des RCM utilisés ne prennent également pas en compte les variations de la concentration de GES, ce qui a nécessairement un impact sur le réchauffement projeté [Jerez *et al.*, 2018] et potentiellement sur les changements de précipitations (le CO_2 a pour effet direct "immédiat" une diminution des précipitations sur l'Europe et la Méditerranée, e.g. He et Soden [2017]).

Une augmentation bien plus forte de l'évapotranspiration sur la Méditerranée est également projetée par les RCM (Figure 4.6). Elle mène à une augmentation plus forte de l'humidité spécifique sur la Méditerranée et les continents attenants. Plus loin sur terre, les changements d'humidité spécifique des RCM et GCM sont proches. Cependant, comme l'augmentation de température est bien plus faible dans les RCM (au moins, en partie, à cause des aérosols anthropiques), leur humidité relative change peu en général tandis qu'elle diminue plus fortement dans les GCM (Boé et al., soumis). Cette diminution d'humidité relative implique que la condensation est plus difficile à atteindre, et donc que les précipitations et la couverture nuageuse diminuent plus dans les GCM, avec en retour une amplification potentielle du réchauffement (c'est assez proche des mécanismes décrits dans le

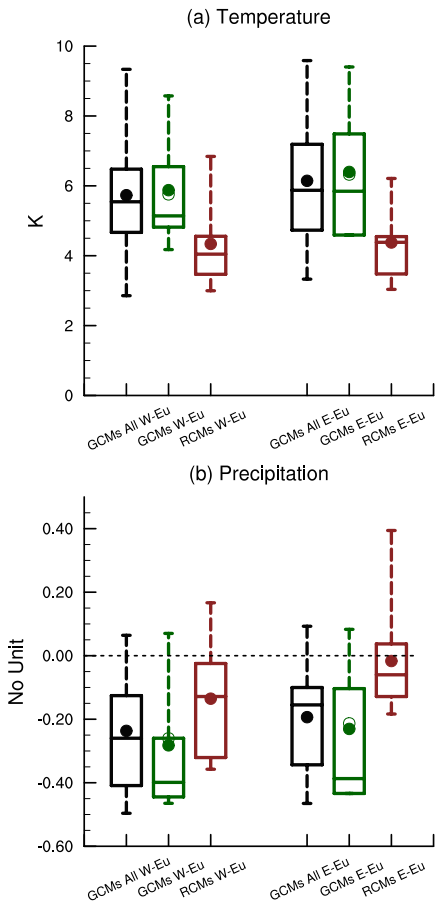

FIGURE 4.5 – *Changement relatif (a) des précipitations (pas d'unité) et (b) changement des températures (K) moyennés sur l'Europe de l'Ouest et de l'Est dans l'échantillon complet des modèles CMIP5 (GCM All), dans les modèles CMIP5 utilisés pour forcer les RCM (GCM) et dans les RCM EURO-CORDEX à 12 km. Pour (GCM), quand un GCM force n RCM, la valeur des changements est répétée n fois dans la distribution. Les moustaches montrent le minimum et le maximum et les boites les 25ème, 50ème et 75ème percentiles. Le cercle montre la moyenne. Pour les GCM forceurs, les cercles vides montrent la moyenne non pondérée et les cercles pleins la moyenne pondérée par le nombre de simulations régionales forcées par le GCM. L'Europe de l'Ouest correspond aux points terre entre 42° N, 51° N, -5° E, 14° E. L'Europe de l'Est correspond aux points terre entre 42° N, 56° N, 15° E, 30° E.*

Chapitre 3.4.2). Les différences des changements d'évapotranspiration sur la Méditerranée jouent donc probablement également dans les différences des changements de précipitations et températures entre GCM et RCM sur le continent.

Les causes de ces différences de changements d'évapotranspiration sur la mer Méditerranée, très fortes, ne sont pas claires. Dans les RCM et les GCM forceurs, les changements de TSO, très importants pour ceux d'évapotranspiration, sont les mêmes par construction. Peut être que l'absence de couplage océan / atmosphère dans les RCM contrairement aux GCM, et donc l'absence de certaines rétroactions

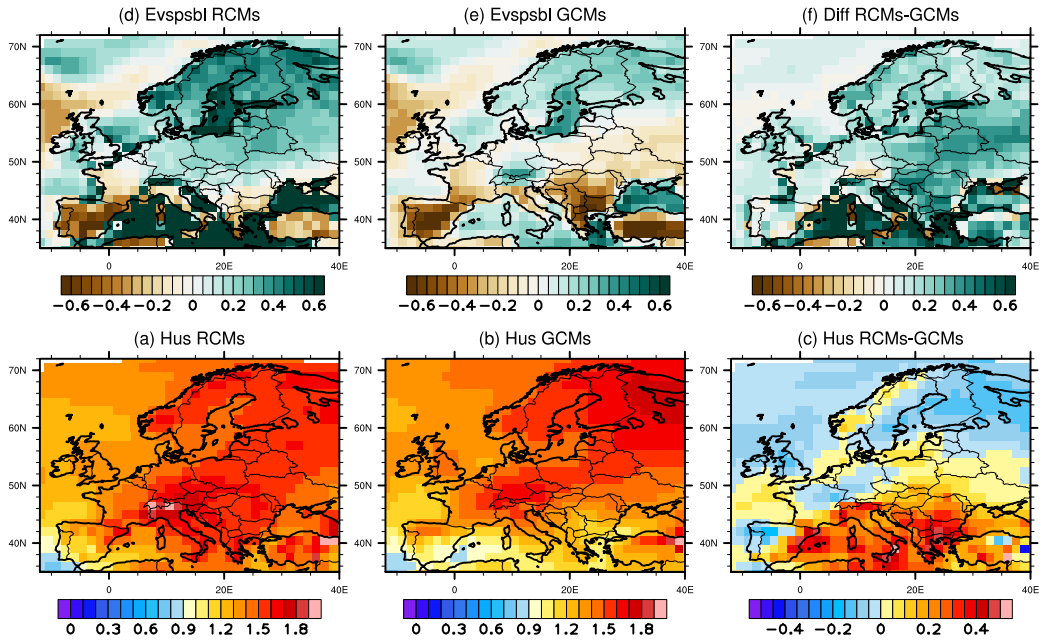

FIGURE 4.6 – *Changements d'évapotranspiration (mm/jour) en été sur l'Europe entre 2099-2070 et 1999-1970 (a) tels que projetés par les RCM, (b) tels que projetés par leur GCM CMIP5 forceurs et (c) différence. Les GCM sont pondérés selon le nombre de RCM qu'ils forcent. d,e,f : comme a,b,c pour les changements d'humidité spécifique à 850 hPa (g/kg).*

entre TSO et évapotranspiration joue dans ce contexte. C'est une hypothèse qu'il faudrait tester à l'aide d'expérience dédiée.

On note également des différences de changements d'évapotranspiration sur les continents, avec des diminutions moins sévères dans les RCM (ou des augmentations plus fortes). C'est également cohérent avec un réchauffement plus fort dans les GCM. Ces différences de changements d'évapotranspiration continentale pourraient être liées aux différences des changements de précipitations mentionnés ci-dessus. Il est également possible que la simulation de l'impact physiologique du CO_2 sur la conductance stomatique joue. Il peut conduire, en effet, à une diminution de l'évapotranspiration importante d'après des études récentes (Swann *et al.* [2016], Skinner *et al.* [2017], Lemordant *et al.* [2018]). Ce processus est en effet pris en compte par 4 des 6 GCM forceurs mais probablement pas par les RCM [11]. Finalement, les changements d'utilisation des sols sont pris en compte dans 5 GCM sur 6 mais pas dans les RCM (là aussi, à ma connaissance à ce stade...), ce qui pourrait également impacter les différences des changements d'évapotranspiration, même si l'impact des changements d'utilisation des sols sur cette variable en Europe ne semble pas majeur [Quesada *et al.*, 2017].

Il n'est malheureusement pas possible de quantifier précisément l'importance respective des différences structurelles mentionnées précédemment sur les différences des changements climatiques sur l'Europe projetées par les RCM et GCM.

11. Les informations sont difficiles à obtenir pour beaucoup de RCM.

Néanmoins, je pense qu'il serait aujourd'hui [12] fort aventureux de considérer les projections des RCM EURO-CORDEX plus réalistes que celles des GCM CMIP5. Comme les GCM sont plus réalistes en termes de forçages utilisés et qu'il est probable qu'au moins certains de ces forçages (e.g. aérosols anthropiques) ont un effet sur les différences notées, je pense même qu'à l'heure actuelle, et en l'absence de nouvelles analyses [13], il est justifié de considérer les projections en été sur l'Europe et la France des GCM CMIP5 plus réalistes, aux échelles communes.

Cela peut avoir avoir des implications pour les études futures et le choix des données à utiliser, mais aussi pour les études passées. De nombreuses études d'impacts basées sur les projections des RCM EURO-CORDEX existent et elles pourraient sous-estimer les impacts du changement climatique en été sur la France assez largement.

A l'heure des "services climatiques", il est je pense important que les différences entre les projections des RCM et GCM soient caractérisées précisément très en amont. Il faudrait également être en mesure d'expliquer les causes des différences éventuelles, mais c'est un problème bien plus complexe que le premier. Il est en tout cas critique dans ce cadre que les simulations soient bien documentées, en particulier les forçages utilisés. Si c'est bien le cas pour les GCM CMIP5, ça ne l'est pas pour les RCM EURO-CORDEX au moment de la rédaction de ce mémoire (même si ces simulations sont maintenant disponibles depuis plusieurs années et très utilisées). Les travaux décrits dans ce sous-chapitre illustrent bien je pense à quel point le passage de "données de recherche" utilisées par des spécialistes à des fins scientifiques à "données de services climatiques" pouvant être utilisées par des non spécialistes voire des non scientifiques pour des applications pratiques diverses et variées est loin d'être évident à l'heure actuelle.

12. A ce stade de mes travaux et d'après ma connaissance, peut être imparfaite, de la littérature actuelle

13. Qui sont complexes... Il faudrait faire des expériences dédiées avec tous les RCM en jouant sur les forçages, éventuellement sur le couplage avec l'océan etc. pour être affirmatif.

Chapitre 5

Conclusion et perspectives de travail

5.1 Résumé des travaux

J'ai présenté dans ce mémoire mes travaux de recherche sur la variabilité et les changements hydroclimatiques sur l'Europe et la France, depuis le milieu du 19ème siècle jusqu'à la fin du 21ème siècle, à des échelles de temps multi-décennales à centennales.

Dans un premier chapitre, j'ai montré qu'une forte variabilité multi-décennale existe sur les débits des principaux rivières et fleuves français et ai souligné le rôle majeur de la circulation de grande échelle dans ce contexte, via une modulation des précipitations au printemps. Grâce au développement et à l'analyse de reconstructions hydrologiques au cours de la thèse de Rémy Bonnet, nous avons pu mettre en lumière les mécanismes hydrologique expliquant l'existence de variations des débits à des saisons autres que le printemps, pour lesquelles des variations climatiques concomitantes ne sont pas observées. Ils impliquent des processus hydrologiques à mémoire, faisant intervenir le manteau neigeux, les aquifères ou l'humidité des sols, selon la saison et la région. Nous avons suggéré un rôle important de la variabilité multi-décennale de l'Atlantique Nord et peut-être du Pacifique Nord, comme moteur des variations multi-décennales de la circulation de grande échelle au printemps, mais les mécanismes à l'œuvre ne sont pas encore clairs.

Les modèles climatiques sous-estiment la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps sur la France, en raison vraissemblablement d'une mauvaise représentation de l'impact des variations multi-décennales de TSO sur la circulation atmosphérique. Certains problèmes de représentation de l'AMV dans un nombre important de modèles climatiques, en terme de propriétés spectrales et spatiales, mis en lumière dans la thèse de Said Qasmi sont probablement impliqués.

J'ai aussi montré l'incohérence entre l'évolution de l'évapotranspiration sur le 20ème siècle simulée par les modèles climatiques actuels et différentes estimations observationnelles, et ce malgrè les fortes incertitudes de ces estimations. J'ai suggéré le rôle de la sensibilité trop forte de l'évapotranspiration sur la France aux aérosols anthropiques dans certains modèles et d'une sensibilité trop faible aux GES dans beaucoup d'autres.

Dans un second chapitre, j'ai présenté des travaux sur la caractérisation du

changement climatique sur l'Europe et la France, en termes de changements de température et de cycle hydrologique continental moyen, mais aussi en termes de records ou d'extrêmes. J'ai ensuite décrit les difficultés méthodologiques existant dans l'étude des impacts du changement climatique à l'échelle du bassin versant et mes travaux dans ce cadre et notamment ceux avec Gildas Dayon lors de sa thèse sur l'évaluation de l'hypothèse de stationnarité pour la désagrégation statistique. J'ai décrit les impacts hydrologiques projetés sur les bassins versant français et certaines incertitudes associées. Finalement, dans l'objectif de mieux comprendre les changements climatiques et leurs impacts, et d'en évaluer le réalisme, j'ai présenté mes travaux sur les mécanismes à l'œuvre dans les changements climatiques sur l'Europe de l'Ouest et les incertitudes associées, notamment en été. J'ai ainsi montré l'importance des changements de circulation de grande échelle et de processus locaux complexes impliquant notamment les rétroactions sol-atmosphère. J'ai finalement montré le rôle important des aérosols anthropiques en conjonction avec ces rétroactions sol-atmosphère, et les trajectoires profondément différentes du cycle hydrologique sur l'Europe sur le 21ème siècle en fonction de la simulation de ces mécanismes.

Des problèmes importants se posent dès lors qu'on cherche à utiliser en pratique les résultats des projections climatiques, par exemple dans le cadre de l'adaptation au changement climatique. J'ai regroupé dans un dernier chapitre mes travaux visant à mieux faire sens de la masse d'informations climatiques produite aujourd'hui. J'ai décrit mes travaux autour de la sélection ou la pondération des projections d'ensembles de modèles climatiques, selon différents objectifs : sous-échantillonnage visant à conserver certaines propriétés statistiques de l'ensemble entier, prise en compte des problèmes d'indépendance des GCM actuels, prise en compte des performances relatives des modèles au travers de l'approche des contraintes émergentes. Finalement, j'ai présenté mes travaux sur la caractérisation des différences des projections climatiques globales et régionales sur l'Europe et de la compréhension des mécanismes associés afin de mieux évaluer leur réalisme respectif.

5.2 Perspectives : Introduction

Mes travaux de recherche, décrits dans ce mémoire, vont d'études en amont sur la variabilité et les changements climatiques, avec un accent mis sur la compréhension des processus physiques en jeu, à des études en aval sur la caractérisation des variations du cycle hydrologique sur les bassins versant français et des impacts du changement climatique dans ce contexte.

Je compte poursuivre cette approche dans les années qui viennent. Une bonne compréhension des variations et changements climatiques, des mécanismes en jeu, des limites et incertitudes des projections climatiques est nécessaire pour pouvoir caractériser et comprendre les impacts de ces variations sur le cycle hydrologique. D'autre part, comme je l'ai montré dans ce mémoire, les variations et changements hydrologiques à l'échelle du bassin versant peuvent nous permettre de mieux comprendre les variations du climat à bien plus grande échelle, de proposer de nouveaux tests des modèles climatiques, pertinents au delà de la simple échelle locale.

Il n'aura pas échappé au lecteur de ce mémoire que de nombreuses questions cruciales se posent encore en ce qui concerne les variations hydrologiques et climatiques sur l'Europe et la France, sur lesquelles je compte avancer dans les années qui viennent.

A mon avis, la demande sociétale pour des informations "utilisables" sur le changement climatique va encore s'accroître dans les années qui viennent. Force est de constater que des progrès majeurs restent à faire dans ce cadre, de nature "théorique", bien plus que pratique à mon avis (i.e. en lien avec la mise à disposition de données). Les années qui viennent présentent par ailleurs des opportunités très intéressantes de progrès. Un effort d'une ampleur inédite est en train d'être fait par les groupes de modélisation climatique dans le monde pour produire toute une suite d'expériences coordonnées dans le cadre du projet CMIP6. Au delà des projections climatiques "classiques", de nombreux Model Intercomparison Project (MIP) spécifiques ont été mis en place. Il s'agit d'expériences numériques coordonnées dédiées à des questions scientifiques spécifiques importantes pour la compréhension des changements climatiques et de leurs impacts. Plusieurs de ces MIP vont me permettre d'avancer sur mes questions scientifiques d'intérêt, comme discuté par la suite. Je compte donc participer à l'effort d'analyse de ces données pour progresser sur mes questions d'intérêts. Il y a aussi un véritable challenge pour la communauté à synthétiser les résultats de ces différents MIP et les lier entre-eux pour ensuite en dériver des connaissances directement utiles en ce qui concerne les changements climatiques et les impacts associés. Une approche transverse aux différents MIP est ainsi nécessaire.

Je présente dans les pages qui suivent un large éventail de travaux potentiels dans la continuité de mes travaux passés, prenant en compte les nouvelles questions qui se posent, ou les anciennes qui attendent toujours d'être résolues, ainsi que les opportunités et le contexte mentionnés ci-dessus. Il s'agit en fait de l'intersection de ce que je suis capable de faire (avec, dans plusieurs cas, des collaborations), de ce que je trouve intéressant de faire sur un plan personnel, et de ce que je considère important compte tenu du contexte scientifique et sociétal. J'ai bien conscience que les perspectives que je décris par la suite représentent bien plus de 5 ans de mon travail. L'expérience m'a appris qu'un programme de recherche n'est pas (et heureusement) planifiable à 100%. Certains de ces travaux demandent par ailleurs de développer les bonnes collaborations, de trouver les financements adéquats, ce qui est toujours aléatoire. De plus, je ne suis bien évidemment pas le seul à traiter certaines de ces questions et elles pourraient être résolues avant que je puisse les aborder.

5.3 Variabilité multi-décennale à centennale sur la période instrumentale

5.3.1 Téléconnexion AMV / précipitations au printemps

Le principal point faible dans l'explication des variations multi-décennales hydroclimatiques sur la France est la mauvaise compréhension du lien entre les variations multi-décennales océaniques et celles de circulation atmosphérique de grande échelle (responsables in fine des variations hydrologiques), notamment au printemps (Chapitre 2). La situation est complexe : il est difficile, si ce n'est impossible, d'expliquer les mécanismes en jeu en utilisant uniquement des observations (courtes, peu diverses etc.), et elles permettent de toute façon difficilement d'établir de façon absolue les liens de causalité. Par ailleurs, la plupart des modèles semblent avoir des difficultés à capturer correctement la variabilité multi-décennale hydroclimatique sur la France et il est donc délicat de baser une étude de mécanismes exclusivement sur eux.

J'ai parlé dans ce mémoire des expériences basées (pour une partie d'entre-elles) sur le protocole de la composante C du Decadal Climate Prediction Project MIP de CMIP6 [Boer *et al.*, 2016] réalisées dans le cadre de la thèse de Said Qasmi avec le modèle climatique CNRM-CM5. Dans notre modèle, le lien entre AMV et précipitations au printemps sur la France n'est pas cohérent avec les observations. Une première étape sera de poursuivre ces analyses dans un cadre multi-modèles. Des simulations suivant le même protocole sont en effet actuellement réalisées dans le cadre du Decadal Climate Prediction Project (DCPP) de CMIP6 [Boer *et al.*, 2016], ainsi que dans le cadre du projet Européen en cours PRIMAVERA auquel CECI participe, avec des modèles en version basse et haute résolutions. Nous réalisons d'ailleurs ces expériences au CECI avec le nouveau modèle CNRM-CM6 dans le cadre de ces projets. Il s'agira d'évaluer si certains modèles ou configurations (e.g. en terme de résolution horizontale, de niveaux dans la stratosphère etc.) capturent la téléconnexion AMV / précipitations au printemps. Si c'est le cas, je pourrai étudier les mécanismes en jeu dans ces modèles et ensuite essayer de comprendre pourquoi les autres modèles ne la capturent pas.

Il faut aussi noter que le lien entre AMV et précipitations au printemps ne semble pas être en phase d'après les travaux de Boé et Habets [2014] et ceux de Bonnet [2018]. En phase, des corrélations existent avec les TSO sur l'Atlantique Nord, mais elles sont plus faibles et la structure spatiale n'est pas exactement celle de l'AMV. Dans le travail de Rémy Bonnet nous avons par ailleurs montré que les phases multi-décennales positives des précipitations sur la Seine étaient aussi associées à des anomalies significatives de TSO sur le Pacifique Nord. Il est, en l'état, difficile d'établir de strict lien de causalité, car l'AMV a elle-même un impact sur le Pacifique Nord (e.g. Ruprich-Robert *et al.* [2017], ce que nous notons également dans les simulations de la thèse de Said Qasmi). Il serait intéressant d'étudier plus en détail le lien entre le Pacifique et les précipitations au printemps sur l'Europe et la France à l'échelle de temps multi-décennale. Dans ce cadre, j'étudierai les expériences du DCPP suivant le même protocole que pour l'AMV (rappel des TSO

vers des structures caractéristiques du mode à étudier), mais pour la Pacific Decadal Variability [Deser *et al.*, 2010], le principal mode de variabilité multi-décennale sur le Pacifique-Nord.

Selon les résultats des analyses précédentes, il pourrait être utile de mettre en place des expériences numériques spécifiques à la téléconnexion qui nous intéresse. Un protocole de couplage partiel, similaire à celui de la thèse de Said Qasmi et du DCPP serait utilisé (rappel des TSO vers des structures caractéristiques) mais en utilisant pour le rappel la structure de TSO associée à la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps sur la France ou la Seine (extraite par régression par exemple) sur l'Atlantique Nord et sur le Pacifique Nord de façon indépendante ou concomitante.

Finalement, pour aller plus loin dans l'attribution de la variabilité hydroclimatiques multi-décennale sur la France, j'aimerais réaliser une autre suite d'expériences avec le modèle climatique CNRM-CM6, moins idéalisées que celle du DCPP. Il s'agirait de faire des simulations sur la période 1850-présent, avec un rappel des TSO sur l'Atlantique Nord évoluant au cours du temps, selon les observations. Les forçages anthropiques et naturels seraient ceux observés dans un premier temps, comme dans les simulations de type historique. Des simulations additionnelles avec certains forçages uniquement pourraient être réalisées également. Ce jeu de simulations permettrait d'évaluer plus finement la part de variance expliquée par l'AMV dans les variations hydrologiques et climatiques sur l'Europe sur la période historique. Ce type de protocole avec rappel des TSO peut présenter des difficultés : il peut causer des instabilités dans la circulation océanique, en particulier de l'AMOC [Qasmi, 2018]. Il faut donc voir si, sur une longue période de simulation comme celle envisagée ici, une dérive trop importante ne se met pas en place. Une deuxième difficulté est le coût de calcul important de cette suite de simulations : les simulations sont longues et un nombre important de membres est nécessaire pour isoler les signaux.

5.3.2 Analyses croisées : observations, reconstructions hydrologiques et paléoclimatiques

Un problème majeur pour la caractérisation et la compréhension de la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique sur la France (ou de toute autre région du globe, où la situation est la plupart du temps pire) est la brièveté des observations disponibles. On dispose d'une cinquantaine d'années avec une bonne couverture spatiale et une certaine diversité de variables, et 100-150 années pour quelques variables (guère plus que précipitations / débits / température) avec une mauvaise couverture spatiale. Comme montré à l'aide des modèles climatiques (qui en plus pourraient sous-estimer la variabilité multi-décennale), une centaine d'années est très peu pour caractériser la variabilité multi-décennale de façon robuste, pour des questions d'échantillonnage. Dans le Chapitre 2.3 je montre par exemple que l'écart-type des précipitations au printemps à l'échelle de temps multi-décennale peut varier d'un facteur 5 dans les modèles climatiques selon la période de 101 ans considérée

d'une simulation pré-industrielle [1].

Augmenter la diversité et la profondeur temporelle des observations disponibles est un enjeu majeur. Comme nous l'avons fait dans la thèse de Rémy Bonnet et dans le projet VITESSE, le désarchivage de données anciennes oubliées, l'exploitation la plus optimale possible des données existantes, notamment en croisant différents types de données, ou en les combinant au travers de la modélisation, est une stratégie intéressante.

Des améliorations méthodologiques pourraient être apportées aux reconstructions hydrologiques. On pourrait aller vers des méthodes d'assimilation de données plus formelles. On pourrait aussi assimiler l'information des débits pour la reconstruction des forçages météorologiques (cela aurait des inconvénients : on perdrait l'indépendance des débits simulés et débits observés, et les potentielles influences artificielles sur certaines stations de débits pourraient contaminer la reconstruction). Utiliser d'autres modèles hydrologiques pour faire des reconstructions serait aussi intéressant pour mieux caractériser les incertitudes. Une amélioration des réanalyses atmosphériques longues (ce qui est en dehors de mon champ de travail) permettrait de progresser pour les reconstructions hydrologiques, peut être de façon la plus significative. Nos travaux montrent notamment des problèmes de tendances et variations basse fréquence dans ces réanalyses à l'échelle régionale qui posent problème, même si on arrive à largement corriger les erreurs induites dans les reconstructions hydrologiques, grâce à la contrainte observationnelle. La disponibilité d'un nombre accru de séries longues de température et précipitations sur la France, homogénéisées, serait aussi très utile (et hors de mon ressort).

Cependant, dans tous les cas, je ne pense pas que ces améliorations éventuelles des reconstructions permettent des progrès majeurs dans la compréhension des variations multi-décennales hydrologiques sur la France, qui sont déjà représentées de façon satisfaisante [2]. Je ne pense donc pas retravailler sur une nouvelle méthodologie de reconstruction hydrologique dans les années qui viennent, sauf en cas de progrès importants dans les réanalyses atmosphériques et pour les observations longues disponibles, en termes de profondeur temporelle et densité spatiale. J'appliquerai par contre potentiellement la méthodologie développée par Bonnet [2018] pour la Seine à d'autres bassins. Les bassins pyrénéens, où la variabilité multi-décennale hydrologique est particulièrement forte me semblent notamment intéressants.

Il serait intéressant aussi de poursuivre les actions de sauvetages de données anciennes oubliées du projet LEFE VITESSE sur la Seine pour croisement avec les reconstructions hydrologiques, sur d'autres bassins. Nous avons vu sur la Seine que beaucoup de données non utilisées existent dans les archives et peuvent s'avérer très utiles, directement ou indirectement, pour comprendre les variations hydroclimatiques sur la France, voire par suite à bien plus grande échelle. La question

1. Toutes ces périodes sont pourtant strictement équivalentes, les forçages externes étant constants.

2. Des améliorations en terme de tendance seraient par contre possibles et souhaitables dans l'optique d'étudier les variations centennales plus en détail.

demande des spécialistes "locaux" de ces archives, comme Laurence Lestel pour la Seine lors de VITESSE, et donc ce genre de travaux est soumis au développement de collaborations adéquates.

Nous avons essayé dans la thèse de Rémy Bonnet d'utiliser de nombreuses données différentes : réanalyses atmosphériques longues (elles-mêmes résultant de l'assimilation de données de pression et de vent à l'aide d'un modèle d'atmosphère) que nous avons combinées avec des observations de précipitations et températures pour faire des reconstructions hydrologiques longues, évaluées ensuite grâce à des hauteurs d'eau et données de jaugeage oubliées dans les archives. Nous avons aussi commencé à faire le lien avec des reconstructions paléoclimatiques, pour l'AMV, pour aller au delà de 1850.

Je pense que des synergies plus importantes peuvent être développées avec la communauté paléoclimatique en ce qui concerne la question des variations hydroclimatiques sur la France et l'Europe aux échelles de temps multi-décennales. Il pourrait y avoir un bénéfice dans les deux sens : grâce aux données hydroclimatiques longues, les paléoclimatologues peuvent disposer de nouvelles données pour évaluer leurs reconstructions en dehors des périodes d'apprentissage habituelles, ce qui est crucial. Pour les personnes comme moi travaillant sur la variabilité hydroclimatique multi-décennale, cela permet de remonter plus loin dans le passé, au delà de la période instrumentale. L'analyse suivante illustre bien ces deux aspects, et le type de travail que j'aimerais poursuivre.

Le Old Word Drought Atlas (OWDA, Cook *et al.* [2015]) est une estimation d'un indice de sécheresse (le Palmer Drought Severity Index, PDSI) grillé sur l'Europe, basé sur des proxys paléoclimatiques (cernes d'arbre). Il remonte jusqu'à l'an 0. J'ai caractérisé rapidement les liens entre le PDSI OWDA sur le bassin de la Seine et le débit moyen annuel de la Seine à Poses dans la reconstruction de Bonnet [2018]. Une corrélation basse fréquence est visible entre les deux séries mais semble s'amenuiser à mesure que l'on remonte dans le passé (Figure 5.1). Les corrélations interannuelles glissantes sur des fenêtre de 50 ans évoluent fortement par ailleurs. Elles sont élevées sur les 50 dernières années (environ 0.75) mais décroissent pour arriver à des valeurs proches de 0.3 sur la deuxième moitié du 19ème siècle. Ces variations pourraient avoir plusieurs explications. Un changement de lien physique entre le PSDI et les débits moyens pourrait se produire pour de bonnes raisons physiques [3]. En effet, le lien n'est pas direct : le PDSI n'est pas un indicateur parfait des sécheresses hydrologiques et bien évidemment le débit moyen annuel n'est pas à proprement parler un indicateur de sécheresse [4]. Nos tests dans Bonnet [2018] donne une bonne confiance dans l'homogénéité temporelle de nos reconstructions. La diminution des corrélations en remontant dans le passé pourrait suggérer un problème d'homogénéité temporelle de l'indice paléoclimatique lorsqu'on s'éloigne de la période de calibration.

Il s'agit de questions importantes. Si on en croit l'indice OWDA, les variations multi-décennales des sécheresses sur le 20ème siècle sont limitées par rapport au

3. Même si aucune ne me vient immédiatement à l'esprit.
4. Il faudrait utiliser un vrai indicateur de sécheresse hydrologique, ce que je ferai.

siècle précédent, avec par exemple des conditions de sécheresse dans les années 1800 bien plus sévères que dans les années 1940, période caractérisée par une succession de sécheresses, culminant avec celle de 1949, une des pires des 150 dernières années (voir Bonnet [2018]).

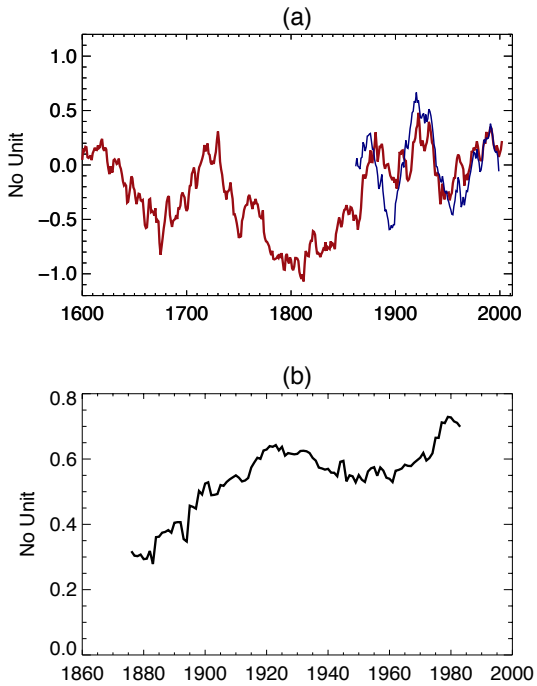

FIGURE 5.1 – *(a) Moyennes annuelles du (rouge) PDSI du OWDA [Cook et al., 2015] et du (bleu) débit de la Seine à Poses de la reconstruction de Bonnet [2018]. Les séries ont été standardisées à partir des statistiques de leur période commune et une moyenne glissante de 21 ans calculée. (b) Corrélation glissante entre le PDSI OWDA et les débits de la Seine à Poses pour les moyennes inter-annuelles, sur des périodes de 50 ans. Les années en abscisse correspondent à la 25ème année du bloc de 50 ans.*

Dans les années qui viennent, je compte poursuivre ce genre d'analyses[5] afin de mieux caractériser les variations hydroclimatiques basse fréquence sur la France sur une période plus longue, en intégrant d'autres indices paléoclimatiques (AMV, circulation atmosphérique etc.) et d'autres aspects de nos reconstructions hydrologiques ou des observations longues dont nous disposons, comme une très longue série de hauteur d'eau à Paris commençant en 1732 constituée dans le projet VITESSE.

5.3.3 Évapotranspiration historique

J'ai montré dans ce mémoire que la différence de précipitations et ruissellement ($P - Q$) observée sur les quatre principaux bassins versant français avait une forte tendance positive sur le 20ème siècle tandis que nos reconstructions montrent une

5. Et finir celle-là.

tendance uniquement vers la fin du 20ème siècle (Chapitre 2.4). Malgré ces fortes incertitudes observationnelles, aucun modèle CMIP5 n'est consistant avec l'une ou l'autre des estimations observationnelles sur l'intégralité du 20ème siècle.

Une interprétation de ces résultats serait que certains modèles surestimeraient l'impact des aérosols anthropiques sur l'évapotranspiration et que le plupart sous-estimeraient celui des GES. Si cette hypothèse est exacte, un doute important existe quant à la capacité des GCM à projeter correctement l'évolution de l'évapotranspiration et donc de l'hydroclimat français et plus généralement européen dans le futur [Boé, 2016]. Il est donc crucial de progresser sur cette question.

Il y a deux axes sur lesquels je vais essayer d'avancer dans les années qui viennent. Il s'agit de :

— (i) Comprendre l'origine de la divergence de l'évapotranspiration dans les estimations observationnelles (Chapitre 2.4). Est-elle due à un problème de nos reconstructions ou bien aux débits observés utilisés dans l'estimation $P-Q$ (j'ai montré que l'évolution des précipitations était très robuste) ?

— (ii) Mieux comprendre les différences des modèles climatiques entre eux, ainsi qu'avec les estimations observationnelles.

Concernant (i), nous avons déjà partiellement écarté l'hypothèse qu'une mauvaise représentation de l'évolution des rayonnements dans les reconstructions puisse expliquer ces différences [Bonnet, 2018]. Les précipitations et la température sont par ailleurs bien représentées, nous en sommes assurés grâce aux observations longues existantes. Parmi les variables météorologiques utilisées comme forçage pour les reconstructions, restent le vent et l'humidité. Aucune observation longue n'existe pour ces variables et il est donc difficile d'évaluer leur qualité dans les reconstructions. Je ne pense cependant pas que cela puisse expliquer les divergences avec la tendance $P-Q$ observée. Des tests de sensibilité pourraient permettre de s'en assurer : on modifierait la tendance de l'humidité par exemple pour faire une nouvelle simulation hydrologique, et on étudierait la sensibilité de la tendance d'évapotranspiration à cette modification, comme nous avons procédé pour les rayonnements [Bonnet, 2018].

Une autre hypothèse est que les forçages anthropiques non climatiques ont joué sur les débits observés[6]. Parmi ces forçages, j'envisage d'évaluer l'impact de l'évolution de l'occupation des sols sur le 20ème siècle. Des nouvelles reconstructions hydrologiques pourraient être réalisées. Le même forçage météorologique que dans Bonnet [2018] serait utilisé, mais cette fois-ci, la version d'ISBA qui prend en compte l'effet physiologique du CO_2 sur la végétation serait utilisée. Cela permettrait déjà de prendre en compte ce forçage (qui ne va d'ailleurs pas aller dans le bon sens, car il va diminuer la tendance d'évapotranspiration des reconstructions et non l'augmenter, ce qui serait nécessaire pour recoller au $P-Q$ observé). Nous prendrions en compte l'évolution des sols avec ISBA. Dans le cade du projet VITESSE, nous avons récupéré des données d'évolution des sols sur la bassin de la Seine depuis 1840 (superficies boisées et cultivées par département). Comme ces données ont des incertitudes importantes et demeurent assez grossières, nous utiliserions également une approche alternative, par sensibilité : il s'agirait de modifier la répartition

6. Nous n'avons pas de forçages de ce type dans nos reconstructions actuelles.

des différents types de sol dans ISBA en chaque maille et évaluer l'impact sur la tendance évapotranspiration [7].

D'autres influences anthropiques non climatiques ont pu jouer sur les débits : barrages, pompages en rivière et en nappes connectées etc. On peut penser que ces effets sont très locaux, avec une importance variable selon les bassins. Il n'y a, en plus, pas de raison forte de penser qu'une synchronicité existe sur les différents bassins il me semble (alors que cela pourrait être le cas pour l'occupation des sols). Or la tendance positive de $P - Q$ sur tout le 20ème siècle est cohérente sur les quatre grands bassins versant, même si son intensité diffère. De plus reconstituer ces influences sur le 20ème siècle est une tâche particulièrement fastidieuse, avec des informations difficiles à trouver et des chances de succès limitées, me semble-t-il (d'après l'expérience du projet VITESSE).

Pour le point (ii) précédent, i.e. mieux comprendre les différences d'évolution de l'évapotranspiration dans les modèles climatiques entre-eux et avec les estimations observationnelles, on peut espérer que les nouvelles simulations CMIP6 permettent d'avancer sur la question. En effet, avec CMIP5 je me suis trouvé confronté à certains problèmes :

— Très peu de modèles avec des simulations permettant d'isoler le rôle des aérosols anthropiques, et celui des GES, sur la période historique sont disponibles dans CMIP5. Même quand c'est le cas, le faible nombre de membres ne permet pas d'isoler correctement le signal du bruit. Cette situation devrait s'améliorer dans CMIP6 dans le cadre de DAMIP (Detection and Attribution MIP [Gillett *et al.*, 2016]) avec des simulations sur la période historique forcées uniquement par les aérosols anthropiques et uniquement le GES comme forçages demandées. D'autre part, des simulations historiques avec d'autres estimations des émissions des aérosols sont proposées en Tier 3, ce qui permettrait de tester la sensibilité au forçage.

  La taille minimum des ensembles préconisée reste malheureusement très faible (3), mais il est probable que plusieurs groupes en fassent plus. D'autre part des expériences dédiées pour une meilleure compréhension du rôle des aérosols seront réalisées dans le cadre du MIP AerChemMIP [Collins *et al.*, 2017]. Certaines permettent aussi d'estimer le rôle des aérosols anthropiques sur la période historique, de façon soustractive cette fois-ci (tous les forçages évoluent conformément aux observations sauf les aérosols anthropiques). Avec les simulations de DAMIP, cela permettra de tester si l'hypothèse d'additivité des forçages souvent faite est justifiée ou non.

— Dans CMIP5 il est difficile d'isoler l'impact du forçage en aérosols anthropiques (différence d'épaisseur optique ou de concentration) de celui de réponse (impact sur l'évapotranspiration d'une différence d'épaisseur optique donnée). Les différences d'épaisseur optique ou de concentration, qui existeront toujours dans CMIP6, n'auraient pas été si gênantes pour mes analyses si les variables liées aux aérosols sorties par les groupes avaient été mieux

7. Il n'est pas nécessaire de faire une simulation ISBA pour chaque modification. Ces tests peuvent donc être massifs.

standardisées, des variables étant notamment manquantes pour beaucoup de modèles. Des progrès à ce niveau dans CMIP6 sont possibles.

J'étudierai donc ces nouvelles simulations CMIP6 pour essayer de mieux comprendre l'évolution de l'évapotranspiration dans les modèles climatiques sur la période historique, et le rôle des aérosols anthropiques dans ce domaine. Nous pouvons envisager de compléter les simulations réalisées par le CNRM dans CMIP6 avec le modèle CNRM-CM6 dans le cadre de DAMIP et AerChemMIP, par exemple en réalisant plus de membres si il n'est pas suffisant pour extraire le signal qui nous intéresse, ou en faisant des expériences de sensibilité sur le forçage en aérosols.

5.3.4 Prévisibilité décennale des débits

La variabilité multi-décennale existante pour les débits en France pose logiquement la question de la prévisibilité de ces variations. Les prévisions décennales rétrospectives réalisées dans le cadre de CMIP5 montrent qu'une capacité existe pour la prévision des TSO de l'Atlantique-Nord, dont une partie est liée aux conditions initiales océaniques, même si cet impact est perdu au bout de quelques années (Meehl *et al.* [2014], Boer *et al.* [2016]). L'impact de l'initialisation est par contre très faible sur le continent, même à très brève échéance (une année), notamment pour les précipitations. Cela laisse peu d'espoir pour des prévisions décennales des débits sur la France basées sur les variables météorologiques des prévisions décennales et la modélisation hydrologique, tant que des progrès majeurs dans le domaine des prévisions décennales et les modèles climatiques associés n'auront pas été accomplis, notamment dans la représentation des téléconnexions AMV / hydroclimat (voir Chapitre 5.3.1).

Des approches alternatives peuvent être imaginées cependant, pour contourner une partie des difficultés. Il y a quelques années, de façon très exploratoire, j'ai travaillé sur une approche hybride simple de prévision décennale des débits, basée sur les prévisions décennales de l'AMV (pour laquelle une prévisibilité décennale liée aux conditions initiales existe) et un modèle statistique simple reliant AMV et débits observés. Les prévisions décennales de l'AMV du modèle CNRM-CM5 étaient ensuite utilisées en entrée du modèle statistique pour faire des prévisions décennales de débit.

L'approche testée sur des rivières des Pyrénées avec des prévisions décennales rétrospectives semblaient montrer[8] une certaine capacité à prévoir les débits pour des échéances de quelques années, au delà du simple signal forcé. La brièveté de la période d'évaluation lorsqu'on s'intéresse à des variations décennales (quelques dizaines d'années) et donc le faible nombre de cas tests, les problèmes méthodologiques associés au traitement de la dérive des prévisions décennales [Sanchez-Gomez *et al.*, 2016], la nécessité d'assoir le modèle statistique AMV / débit sur des bases physiques et statistiques plus solides, et de tester l'approche avec d'autres systèmes de prévision décennale m'ont fait mettre de coté ce travail en attendant de trouver le temps de le faire correctement.

Je compte retravailler à terme sur cette question avec les nouvelles prévisions

8. Étonnamment, serais-je tenté de dire.

décennales réalisées dans CMIP6, d'autant plus si des améliorations de leur capacité prédictive existent par rapport à CMIP5. Je conserverai la même approche générale en deux temps (modèle statistique AMV / débit avec comme entrée les prévisions d'AMV) mais je retravaillerai sur le modèle statistique AMV / débits, la méthode pour traiter la dérive des prévisions etc.

Des groupes ont proposé ces dernières années des prévisions rétrospectives sur tout le 20ème siècle [Müller *et al.*, 2014], ce qui permet d'avoir un échantillon d'évaluation bien plus long, dans différentes phases multi-décennales, et avec un rôle moindre des forçages anthropiques en ce qui concerne la première moitié du 20ème siècle. Il serait intéressant d'utiliser ce type de prévisions décennales également pour tester la méthodologie développée sur une période longue.

5.4 Changements climatiques projetés : impacts et mécanismes

5.4.1 Changements de circulation en été

J'ai montré dans ce mémoire que les changements de circulation de grande échelle jouaient un rôle important dans les changements climatiques en été sur l'Europe de l'Ouest, et leurs incertitudes. Les modèles projettent en moyenne une augmentation de pression au niveau de la mer sur les îles britanniques qui se projettent sur le régime de blocage (ou NAO+) d'été (e.g. Collins *et al.* [2013]) et qui résulte en une diminution des précipitations sur le nord de l'Europe de l'Ouest, France incluse [Boé *et al.*, 2009]. Il est donc important de savoir si la réponse des GCM aux forçages anthropiques en terme de pression au niveau de la mer, en été, est réaliste.

Un travail en cours soulève quelques questions dans ce contexte. Je m'intéresse à l'évaluation des tendances de pression dans les modèles climatiques en été, sur une période relativement longue (1951-2014) afin de réduire l'impact de la variabilité interne sur les tendances (Figure 5.2). A noter que même sur cette période longue, cet impact reste fort (non montré). Les deux jeux d'observations utilisés ici montrent une diminution importante de la pression sur l'Atlantique et une augmentation sur la Scandinavie (Figure 5.2a-b). Or, en moyenne d'ensemble, la tendance dans les modèles climatiques CMIP5 présente une structure spatiale opposée, avec une augmentation sur l'Atlantique et une diminution sur la Scandinavie. Les simulations réalisées dans le cadre du projet européen PRIMAVERA auquel CECI participe, avec des modèles d'atmosphère forcés par l'évolution observée des TSO, à basse et haute résolution, ont une réponse relativement similaire à celle des modèles couplés CMIP5 avec aussi une augmentation de pression sur l'Atlantique[9].

Deux hypothèses sont possibles après ces analyses rapides :

— (i) La variabilité interne atmosphérique explique la majeure partie des tendances de pression observées et s'oppose au signal des forçages anthropiques,

9. Il est difficile de juger du réalisme des tendances à la diminution de la pression sur la Méditerranée et le sud de l'Europe simulées par les modèles climatiques car l'incertitude observationnelle est majeure sur cette zone, comme en témoigne la Figure 5.2a-b.

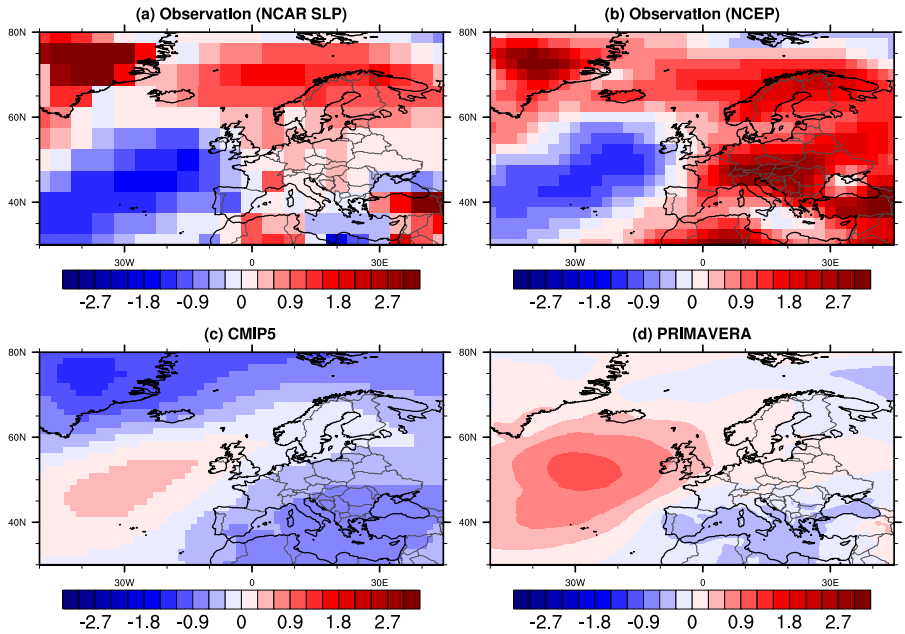

FIGURE 5.2 – *Tendance de pressions en été (JJA) en hPa sur la période 1951-2014 dans les observations (a) NCAR SLP, (b) la réanalyse NCEP, pour (c) la moyenne d'ensemble de 35 modèles CMIP5, (d) pour la moyenne d'ensemble des simulations atmosphériques forcées du projet PRIMAVERA (6 modèles, avec des simulations à haute et plus basse résolution pour chacun d'eux).*

à supposer qu'il soit correctement estimé par les modèles climatiques.

— (ii) Le signal anthropique sur les tendances de pression simulé en été dans la plupart des modèles climatiques CMIP5 et les modèles atmosphériques PRIMAVERA (qui participent à CMIP6) n'est pas correct.

Une réponse passée irréaliste aux forçages anthropiques n'implique pas nécessairement des changements futures irréalistes. Néanmoins, si l'hypothèse (ii) ci-dessus est juste, cela jetterait un doute important sur les changements projetés de circulation atmosphérique en été sur l'Atlantique Nord et, par suite, de précipitations sur l'Europe de l'Ouest. C'est d'autant plus le cas que dans les modèles CMIP5 les changements à la fin du 21ème siècle se projettent fortement sur les tendances passées de la Figure 5.2 (non montré), avec également une augmentation de pression sur l'Atlantique et une diminution sur la Scandinavie.

Dans les années qui viennent, j'essaierai donc de lever ou de confirmer ce doute sur le réalisme de la réponse des modèles aux forçages anthropiques pour la pression en été sur l'Atlantique Nord. J'évaluerai notamment finement si la variabilité interne peut expliquer les différences modèles / observations en ce qui concerne les tendances, en utilisant de larges ensembles de simulations climatiques différant par les conditions initiales, certaines étant en cours de réalisation à CECI dans le cadre du projet PRIMAVERA.

J'essaierai également de comprendre quels mécanismes pourraient expliquer la divergence, si elle est réelle, des modèles avec les observations. Je m'appuierai pour cela sur les simulations CMIP6 et notamment les simulations du Detection and

Attribution MIP [Gillett *et al.*, 2016].

5.4.2 Rôle des surfaces continentales dans les changements climatiques sur l'Europe

L'étude du rôle des surfaces continentales dans les changements climatiques sur l'Europe va continuer à constituer un aspect important de mes recherches. Les rétroactions humidité des sols / précipitations semblent en effet critiques pour les changements climatiques estivaux en Europe (Chapitre 3.4). Sur l'Europe de l'Ouest, la rétroaction indirecte semblerait être la plus importante : l'humidité des sols module l'évapotranspiration en surface, ce qui modifie les profils verticaux de température et d'humidité, donc la stabilité atmosphérique, et potentiellement la convection humide et les précipitations. Il y a aussi un impact potentiel sur la nébulosité pour les mêmes raisons, et par suite sur le rayonnement solaire incident en surface.

Dans les simulations climatiques actuelles, qu'elles soient régionales ou globales, la convection est un processus paramétrisé, et on peut se demander dans quelle mesure cela impacte les rétroactions mentionnées ci-dessus. Hohenegger *et al.* [2009] ont d'ailleurs suggéré que le signe de la rétroaction humidité des sols / précipitations pouvait changer entre une simulation sans résolution explicite de la convection et une simulation avec, passant de positif à négatif. Compte tenu du coût de calcul, cette étude ancienne traite d'un seul évènement du climat présent, et ce résultat ne peut donc pas être généralisé au niveau climatologique et futur. Néanmoins, il pose question. Un changement de signe ou simplement d'intensité de la rétroaction humidité des sols / précipitations grâce à la résolution explicite de la convection humide aurait probablement de fortes répercussions sur les changements climatiques projetés en été sur l'Europe, car elle y joue un rôle important dans les modèles actuels (Rowell et Jones [2006] ; Kröner *et al.* [2017] ; Lorenz *et al.* [2016] ; Berg *et al.* [2016]). Les changements projetés deviendraient alors moins sévères.

Même si les domaines seront petits dans un premier temps, la disponibilité dans les mois et années qui viennent de projections climatiques avec les Convection-Resolving RCM [Prein *et al.*, 2015], c'est à dire des RCM avec une résolution de quelques kilomètres permettant de résoudre explicitement la convection humide, représente probablement une étape importante pour la compréhension des rétroactions sol-atmosphère. De telles simulations seront réalisées dans le cadre de "Flagship Pilot Studies" CORDEX.

Il va falloir vérifier si les résultats passés sur les rétroactions sol-atmosphère et leur rôle dans le changement climatique sur l'Europe restent vrais avec les CR-RCM. J'étudierai notamment dans quelle mesure les différentes métriques de couplage sol-atmosphère et les processus associés caractérisés dans mes travaux précédents (e.g. Boé et Terray [2008], Boé et Habets [2014]) sont modifiés dans les CR-RCM. Si des différences sont notées, je m'efforcerai d'en comprendre les causes et d'en évaluer les conséquences pour les changements projetés.

J'ai beaucoup travaillé ces dernières années sur l'impact des interactions sol-atmosphère pour les changements climatiques moyens. Je compte dans les années

qui viennent étendre ce travail aux changements des extrêmes, comme les sécheresses et les canicules. En particulier, dans notre étude des records de température sur la France [Bador *et al.*, 2017] nous montrons que des records supérieurs à 50°C sont possibles sur la France à la fin du 21ème siècle dans de nombreux modèles climatiques actuels (qui par ailleurs représentent en général correctement les records actuels). Des records jusqu'à 55°C sont projetés dans certains modèles.

Il est très difficile aujourd'hui de juger du réalisme de telles températures sur la France, par définition jamais observées, car les mécanismes en jeu sont mal connus, et notamment les interactions sol-atmosphère dans de telles conditions extrêmes. De plus, de telles températures (et les sécheresses souvent associées à ce type d'évènements) peuvent avoir de profonds impacts sur la végétation (comme ce fut d'ailleurs observé en 2003, [Zaitchik *et al.*, 2006]). La question du rôle de la végétation dans de tels évènements, dans des conditions futures se pose donc également.

Deux mécanismes en lien avec la végétation sont notamment importants à court terme. D'une part, l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO_2 permet généralement une réduction de l'ouverture des stomates de la végétation, ce qui a pour effet de réduire l'évapotranspiration. On parle d'effet physiologique du CO_2. D'autre part, un effet de fertilisation de la végétation par le CO_2 peut exister dans certaines conditions bio-climatiques. L'augmentation de la concentration en CO_2 peut ainsi résulter en une augmentation de la surface foliaire (Leaf Area Index en anglais, LAI), avec par suite une augmentation de la transpiration [Skinner *et al.*, 2018]. Le LAI peut également être affecté par les conditions climatiques et notamment les sécheresses, avec donc des rétroactions possibles sur la cycle de l'eau. A plus long terme, les changements éventuels de répartition géographique de la végétation et des écosystèmes peuvent jouer.

Pendant longtemps la végétation a été représentée de façon très frustre dans les modèles climatiques [10]. L'impact physiologique du CO_2 n'est par exemple simulé par la majorité des modèles climatiques qu'à partir de la génération CMIP5. Or quelques études commencent à montrer que l'impact de la végétation sur les changements hydrologiques continentaux serait loin d'être négligeable en termes de changements moyens (e.g. Swann *et al.* [2016] ; Skinner *et al.* [2017] ; Lemordant *et al.* [2018]), mais aussi de températures extrêmes [Skinner *et al.*, 2018]. Cela dit, beaucoup de travail reste à faire pour comprendre les mécanismes en jeu, et notamment l'influence de la végétation sur les rétroactions sol-atmosphère.

J'étudierai donc les mécanismes à l'œuvre dans les températures les plus extrêmes projetées sur la France et en l'Europe, en particulier les interactions sol-atmosphère et le rôle de la végétation dans ce contexte, en étudiant les GCM CMIP6 et les Earth System Models correspondants du Coupled Climate–Carbon Cycle MIP (C4MIP) [Jones *et al.*, 2016]. Dans le cadre de C4MIP des projections avec des ESM (prenant donc en compte l'effet physiologique et de fertilisation du CO_2), ainsi que des expériences permettant d'isoler l'effet radiatif du CO_2 de son effet via la végétation, vont être réalisées. Je les étudierai en parallèle aux projections climatiques "classiques". Je classerai également les résultats des toutes ces projections selon la

10. Et à certains égards on pourrait dire que c'est encore le cas.

complexité de la représentation de la végétation (simulation de l'effet physiologique du CO_2, de son effet fertilisant, d'une végétation dynamique etc.) dans les différents modèles.

Finalement dans le cadre du Land Surface, Snow and Soil Moisture Model MIP (LS3MIP, Van Den Hurk *et al.* [2016]) de CMIP6, des simulations climatiques avec un protocole expérimental dédié à l'étude des interactions sol-atmosphère vont être réalisées par de nombreux groupes de modélisation. Ce MIP s'inscrit dans la suite d'autres projets, notamment GLACE (e.g. Lorenz *et al.* [2016]), avec probablement plus de groupes de modélisation y participant, et un accès libre aux données.

Deux types d'expériences de LS3MIP m'intéressent tout particulièrement. Dans certaines, l'humidité des sols dans des projections est prescrite aux valeurs présentes plutôt que calculée de façon interactive. Elles permettent donc, analysées conjointement avec les projections standard, d'isoler le rôle des rétroactions sol-atmosphère dans les changements du climat. Elles me permettront notamment de mieux quantifier le rôle de ces interactions dans les incertitudes des projections en été sur l'Europe, non seulement sur les changements moyens, à la suite de mes études passées, mais aussi sur les extrêmes et notamment les records de température.

D'autre part, dans les études sur les rétroactions sol-atmosphère, comme, par exemple, les miennes sur le rôle des contrôles de l'évapotranspiration dans les changements futurs, il est toujours difficile de séparer dans les incertitudes ce qui relève du modèle de surface et ce qui relève des autres composantes. Les fortes incertitudes sur les contrôles de l'évapotranspiration peuvent par exemple résulter des différences climatologiques des précipitations ou du rayonnement, très influencées par le modèle atmosphérique (e.g. un modèle avec des précipitations trop importantes aura tendance à avoir des sols trop humides, et donc un contrôle de l'évapotranspiration par le rayonnement sera favorisé) ou par le modèle de sols lui-même, avec, par exemple, un impact de la taille des réservoirs du sol, de la profondeur racinaire etc. Cette question est importante, y répondre permettrait de savoir ce qui doit être amélioré en priorité dans les modèles climatiques pour rendre plus réaliste la représentation des interactions sol-atmosphère et des changements qu'ils impactent. Les simulations historiques et futures off-line (c'est à dire avec le modèle de sol extrait des modèles climatiques en mode forcé) prévues dans LS3MIP, comparées aux projections normales me permettront de mieux caractériser le rôle du modèle de surface.

5.4.3 Rôle des aérosols dans les changements hydroclimatiques sur l'Europe

Au cours des années passées, je me suis trouvé plusieurs fois confronté à la question de l'impact des aérosols anthropiques sur l'hydroclimat européen. J'ai montré que les aérosols anthropiques expliquaient une part importante de l'évolution de l'évapotranspiration sur l'Europe et la France au cours de la période historique dans beaucoup de modèles climatiques, et que par ailleurs cette évolution ne semblait pas réaliste (Chapitre 2.4). J'ai également montré le rôle de la sensibilité hydrologique aux aérosols anthropiques dans l'incertitude des projections climatiques estivales

sur le 21ème siècle (Chapitre 3.4.3). Finalement, j'ai suggéré l'importance des aérosols anthropiques dans les différences entre GCM CMIP5 et RCM EURO-CORDEX (Chapitre 4.5).

J'espère avancer dans les années qui viennent sur la question du rôle des aérosols anthropiques dans l'évolution future du climat sur l'Europe. J'ai déjà mentionné les difficultés rencontrées pour quantifier précisément le rôle des aérosols dans l'évolution de l'évapotranspiration sur l'Europe sur la période historique dans CMIP5 (voir le Chapitre 5.3.3) : simulations pas forcément adaptées et manque de standardisation dans les sorties des modèles. Ces difficultés se posent de la même façon pour les projections. Il devrait y avoir des progrès sur ces deux points dans CMIP6.

Dans les années qui viennent, je compte notamment exploiter les projections de AerChemMIP [Collins *et al.*, 2017]. Des projections avec des mesures alternatives de contrôle de la pollution seront en effet réalisées sur la première moitié du 21ème siècle, c'est à dire avec différentes évolutions des aérosols anthropiques, les autres forçages restant identiques. Elles permettront de quantifier de façon directe et plus robuste le rôle des aérosols anthropiques sur les changements hydroclimatiques en Europe et de mieux comprendre les mécanismes en jeu, à la suite de Boé [2016].

Eventuellement, pour augmenter le signal si les différences entre les simulations avec les différentes évolutions des aérosols sont trop limitées[11], j'envisage de faire des expériences complémentaires avec le modèle CNRM-CM6, en fixant par exemple arbitrairement l'évolution des aérosols dans les scénarios aux valeurs de fin des simulations historiques. Mon objectif est d'étudier les mécanismes hydroclimatiques associés, plutôt que de quantifier précisément l'impact de politiques de lutte contre la pollution. Dans ce cadre augmenter le signal, même de façon arbitraire, est utile. Une autre expérience intéressante serait de prolonger la simulation "hist-piAer" de AerChemMIP (Collins *et al.* [2017], pour laquelle tous les forçages historiques varient sauf les aérosols anthropiques, fixés à 1850), sur le 21ème siècle (tous les forçages suivant l'évolution d'un scénario donné, sauf les aérosols anthropiques, toujours fixés à 1850).

5.4.4 Impacts du changement climatique : repenser les choix méthodologiques

Dans ce mémoire, j'ai présenté nos résultats passés sur les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique sur la France. Ils se basent sur la méthodologie classique pour étudier les impacts du changement climatique. Les résultats d'un modèle climatique global sont désagrégés statistiquement ou dynamiquement, éventuellement corrigés de leur biais et servent à forcer un modèle d'impact, hydrologique ici. Il n'est pas sur à mon avis que cette approche reste la plus pertinente dans les années qui viennent, et je compte en explorer de nouvelles.

La représentation du cycle hydrologique continental dans les modèles climatiques couplés, sans même parler des Earth System Models, est de plus en plus réaliste au niveau des processus physiques et biologiques simulés, ou des forçages utilisés.

11. Elles ne sont pas faites en effet pour réellement évaluer le rôle des aérosols anthropiques, mais l'impact de différentes évolutions plausibles des aérosols anthropiques.

Les changements d'utilisation des sols sont pris en compte comme forçage par beaucoup de modèles climatiques aujourd'hui. Beaucoup d'entre-eux simulent également l'impact physiologique du CO_2 sur la conductance stomatique des plantes et donc leur évapotranspiration ou encore l'impact de la diffusion par les aérosols (ou les nuages) sur le spectre solaire incident et par suite suite sur le photosynthèse et donc l'évapotranspiration. Il y a aussi la prise en compte de certaines rétroactions de la végétation dans les ESM. Du point de vue physique, les modèles de surface des GCM sont aussi de plus en plus réaliste, avec par exemple l'apparition récente de paramétrisations à base physique des aquifères (e.g. Vergnes *et al.* [2012]).

D'un autre côté, beaucoup d'études d'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique utilisent des modèles conceptuels et non à base physique. Dans notre cas [Dayon *et al.*, 2018], nous avons bien utilisé jusqu'à maintenant le modèle ISBA, à base physique, le même que celui utilisé dans le modèle couplé du CNRM, mais dans une version ne simulant pas l'effet physiologique du CO_2, ni l'évolution de l'usage des sols. La plupart des autres études en France se sont basées sur des modèles hydrologiques conceptuels qui pour la plupart ne prennent pas en compte les mécanismes décrits ci-dessus, utilisant simplement en entrée les précipitations et une évapotranspiration potentielle. L'évapotranspiration potentielle est dans ces modèles conceptuels le plus souvent calculée à partir d'un formule très simplifiée, fréquemment même basée uniquement sur la température, et donc ignorant beaucoup de mécanismes pouvant jouer avec le changement climatique (effet physiologique du CO_2, variations des rayonnements visibles et infra-rouge etc.). Milly et Dunne [2011] montrent que pour une étude d'impact hydrologique sur les États-Unis employant une formulation de l'évapotranspiration potentielle basée sur la température, le changement d'évapotranspiration potentielle est trois fois plus important que celui de l'évapotranspiration potentielle qu'on peut dériver des GCM se basant sur le bilan d'énergie complet à la surface. L'impact de l'effet physiologique du CO_2, n'intervenant pas dans les formules classiques de l'évapotranspiration potentielle est important dans ce contexte [Milly et Dunne, 2016].

Les modèles climatiques ont donc de plus en plus, en théorie, une représentation plus "fine" et complète des processus physiques et biologiques du cycle hydrologique que les modèles hydrologiques souvent conceptuels utilisés spécialement pour étudier les impacts, ce qui est quelque peu paradoxal. D'un autre coté, ces processus sont souvent complexes à représenter et peuvent être au final associés à des biais importants, d'autant plus en mode "on-line [12]" où les variables atmosphériques sont elles-même souvent biaisées. Il n'est pas clair dans quelle mesure ce meilleur réalisme "théorique" des modèles climatiques se traduit pas un réalisme effectif. Les modèles conceptuels, calés sur les débits observés, produisent souvent en tout cas, pas construction, des débits présents beaucoup moins biaisés.

Ce débat entre modèles conceptuels et à base physique en hydrologie, et plus généralement sur la compléxité en modélisation, n'est certes pas nouveau, mais il se pose avec plus de force dans le cadre du changement climatique (pour lequel des bonnes performances dans le climat présent ne sont pas des gages de représentation réaliste des changements futurs), et avec le développement des GCM, toujours plus

12. i.e. dans un modèle climatique couplé.

complets au niveau des processus biologiques et physiques influençant l'hydrologie simulée.

C'est d'autant plus vrai qu'une autre tendance lourde de la modélisation climatique est l'augmentation de résolution. La résolution des RCM sur l'Europe est aujourd'hui couramment de 12 km, ce qui est suffisant pour la simulation directe des débits des grands et moyens bassins français (dans Dayon *et al.* [2018] nous utilisons par exemple le modèle ISBA à 8km sur la France). Dans quelques années nous aurons des Regional Earth System Models à ces hautes résolutions, intégrant toutes les avancées des ESM en ce qui concerne la représentation des processus biologiques et physiques jouant sur l'hydrologie. Ils pourraient très bien éliminer tout besoin de faire des simulations hydrologiques d'impacts "off-line".

Sans prendre position dans ce débat à ce point, il me paraît clair qu'avec les récents développements décrits ci-dessus il est utile de commencer à remettre en question l'approche classique des études d'impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique, afin d'évaluer si elle restera toujours la plus adéquate.

Il est en tout cas clair qu'aujourd'hui on ne prend souvent pas en compte dans les études d'impacts certains mécanismes potentiellement importants. On utilise souvent des changements de variables climatiques ayant subi des scénarios de changement d'occupation des sols, pour forcer des modèles hydrologiques à occupation des sols fixes. On prend en compte les changements de variables climatiques sur lesquelles ont joué l'effet physiologique du CO_2 pour forcer un modèle hydrologique qui ne le prend pas en compte. Ces incohérences ne sont guère satisfaisantes et pourraient avoir des conséquences.

Je compte donc explorer de nouvelles approches potentielles pour l'étude des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique dans les années qui viennent et évaluer l'impact de choix méthodologiques souvent faits de façon automatique à l'heure actuelle.

Comme mentionné auparavant, compte tenu des évolutions précédentes, on pourrait arriver assez prochainement à des Regional Earth System Models à haute résolution avec une représentation physique des nappes et un routage précis dans le réseau hydrographique, qui permettraient d'étudier directement les impacts du changement climatique sur les débits. En attendant, une approche intermédiaire serait d'utiliser le ruissellement et le drainage simulé par le RCM, ou, mieux un Regional Earth System Model à haute résolution pour forcer directement un modèle hydro-géologique permettant de faire le routage du ruissellement de surface et calculer l'évolution des nappes. Sur la France, je pense par exemple à MODCOU ou la plateforme Aqui-FR [Habets *et al.*, 2015], en cours de développement.

Une étape intermédiaire, consistant à corriger les biais du drainage et ruissellement de surface du RCM avant la modélisation hydro-géologique peut être envisagée. J'utiliserai dans ce cadre le drainage et le ruissellement de l'analyse SAFRAN-ISBA-MODCOU [Habets *et al.*, 2008] comme référence observationnelle.

Finalement, il serait intéressant de comparer ces méthodes avec une approche plus classique, basée sur le forçage d'un modèle hydrologique complet par les variables météorologiques avec ou sans correction de biais préalable.

La correction de biais impose quasi-nécessairement une étape supplémentaire de

modélisation hydrologique off-line[13]. Beaucoup de choix méthodologiques tournent autour de la question du besoin ou non de corriger les biais des projections climatiques avant modélisation d'impacts. La nécessité de corriger les biais apparaît depuis longtemps comme une "évidence" dans l'étude des impacts du changement climatique mais il y a peu d'études s'étant intéressées en profondeur à cette question.

Le besoin de corriger les variables météorologiques issues d'une projection climatique avant de forcer le modèle d'impact vient de l'idée que le modèle d'impact étant non linéaire, il n'est pas possible ensuite de séparer ce qui dans la réponse est le résultat des biais des variables d'entrée et ce qui est le résultat du signal anthropique. Un exemple évident est lié à la neige. Si le modèle climatique utilisé est par exemple climatologiquement beaucoup trop chaud sur les Alpes, sans quasiment aucune chute de neige, le modèle hydrologique n'aura pas d'accumulation de neige, ni de fonte ensuite, avec un cycle saisonnier des débits présents irréaliste ainsi que des changements futurs irréalistes : l'impact de la réduction de la neige ne peut se faire dans un modèle sans neige pour commencer. Néanmoins il s'agit d'un exemple extrême ne se produisant pas forcément en pratique.

Avec Gildas Dayon [Dayon *et al.*, 2015] nous avons fait des projections hydrologiques avec ou sans correction partielle d'un biais de circulation de grande échelle conduisant à un biais substantiel de précipitation après désagrégation statistique. La correction réduit le biais souvent de moitié, mais sans aucune différence notable sur les changements projetés (Figures 5.3).

Ces résultats ne sont certes pas généraux, mais ils posent quand même question quant à la nécessité de la correction de biais. Cette question ne serait pas si importante si les méthodes de correction de biais ne posaient pas elles-même des problèmes potentiels. Il peut y avoir par exemple des problèmes éventuels de cohérence inter-variables et/ou de cohérence spatiale mal assurées par la correction de biais. On utilise aujourd'hui des méthodes de correction de biais de plus en plus en complexes, avec des corrections bi-variées par exemple pour mieux prendre en compte les liens entre variables, avec une correction de la distribution entière pour mieux représenter les extrêmes. Cependant, les échantillons pour les observations sont courts, avec des erreurs observationnelles. La très grande majorité des méthodes de correction de biais jusqu'à aujourd'hui (dont celle décrite dans Boé [2007]) ont même un problème conceptuel d'ordre fondamental dans la définition des biais. Toute différence entre un modèle et les observations sur une période donnée commune est considérée comme un biais à corriger. Or cette différence peut simplement être due à la variabilité interne du climat, et dans ce cas n'est absolument pas un biais qui devrait être corrigé. Si l'impact de la variabilité interne reste en général limité pour une moyenne climatologique sur une cinquantaine d'années c'est moins vrai pour des périodes plus courtes et surtout pour des moments d'ordre plus élevé de la distribution[14].

13. On pourrait en fait imaginer une correction de biais on-line, à l'intérieur même du RCM, un peu à la manière des corrections de flux dans les premiers GCM. Mais ce serait complexe et au final peu intéressant.

14. Je montre sur la Figure 2.9 que l'écart-type interannuel des précipitations moyennes sur la France en hiver calculé pour des périodes de 101 ans peut varier de 50% en raison uniquement de la variabilité interne dans les modèles climatiques, qui sous-estiment en plus généralement la

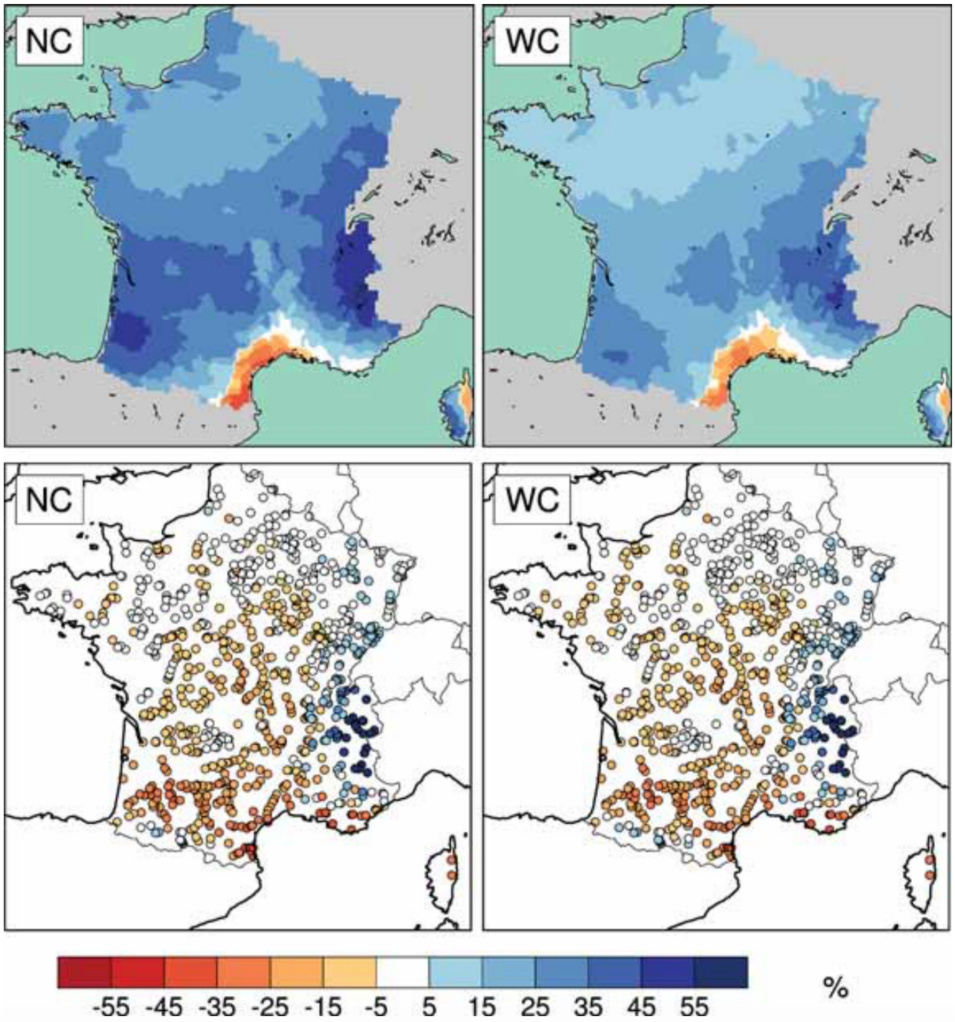

FIGURE 5.3 – *(haut) Moyenne d'ensemble des biais relatifs (%) en hiver des précipitations désagrégées statistiquement des GCM par rapport aux précipitations SAFRAN [Quintana-Seguí et al., 2008] sur la période 1979-2005, sans correction de la pression de surface avant désagrégation (NC, à gauche) et avec correction de la pression (WC, à droite). (bas) Moyenne d'ensemble des changements relatifs (%) de débits en hiver correspondants 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). Différents membres pour 9 GCM CMIP5 forcés par le scénario RCP4.5 sont désagrégés. Les projections hydrologiques sont réalisées avec le modèle ISBA-MODCOU. Figure extraite de Dayon [2015].*

Compte-tenu des difficultés mentionnées, il est intéressant de mieux tester l'impact de la correction biais. Elle permet clairement une représentation plus réaliste de l'état moyen présent, mais impacte-t-elle les changements futurs, ce qui nous intéresse vraiment ?

Les simulations hydrologiques sur la période 1950-2100 que j'envisage pour tester les différentes questions méthodologiques mentionnées auparavant seraient :

— Projection RCM : débits
— Projection RCM (precip., tas, rayonnement etc.) => ISBA => Aqui-FR ou MODCOU
— Projection RCM (precip., tas, rayonnement etc.) => correction de biais => ISBA => Aqui-FR ou MODCOU
— Projection RCM (drainage, ruissellement) => Aqui-FR ou MODCOU
— Projection RCM (drainage, ruissellement) => correction de biais => Aqui-FR ou MODCOU

Une méthode de correction de biais quantile-quantile du type de celle décrite dans Boé *et al.* [2007] sera utilisée.

Il s'agit avec ces expériences de quantifier les différences des changements projetés entre les cinq approches précédentes et d'en comprendre les causes. L'objectif est méthodologique et il ne s'agit donc pas de réaliser une étude complète des impacts du changement climatique. Cette étude permettrait par contre de poser les bases pour de nouvelles études.

Je m'intéresserai également aux simulations futures off-line qui sont prévues dans le cadre de LS3MIP [Van Den Hurk *et al.*, 2016] dans CMIP6. Il s'agit de simulations avec les modèles de sols de modèles climatiques CMIP6 forcés par des projections CMIP6 corrigées. Ces simulations m'intéressent pour plusieurs raisons : elles sont globales et permettent donc d'étudier les impacts hydrologiques à grande échelle. Comme discuté précédemment, ces modèles de sols sont souvent sophistiqués, avec la prise en compte de l'effet physiologique du CO_2, des changements de l'usage de sols, qui sont rarement pris en compte dans les études plus "classiques" des impacts hydrologiques du changement climatique. Il sera donc intéressant de voir comment les résultats de ces simulations LS3MIP se comparent à nos études précédentes, comme Dayon *et al.* [2018].

5.4.5 Approche "scenario-neutral" pour les impacts

La plupart des études des impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique et toutes celles auxquelles j'ai participé partent de projections climatiques qui sont désagrégées et/ou corrigées avant de forcer un modèle d'impact. Ces projections correspondent au mieux à quelques scénarios d'émission. Une partie limitée de l'évolution possible du climat est donc étudiée et pas toujours celle qui intéresse

variabilité multi-décennale. Il n'y aurait donc pas de raison de corriger des différences de 50% avec les observations.

les décisionnaires dans un cadre donné. Par exemple, juste après la conférence de Paris sur le climat, un fort intérêt pour des projections d'impacts pour un réchauffement global de 1.5°C est apparu et la plupart des études d'impacts existantes ne permettaient pas de bien répondre à la question. A chaque nouvel exercice CMIP de nouveaux scénarios d'émission sont proposés, et il faut refaire des projections d'impacts pour ces scénarios. Il est également difficile pour cette raison d'évaluer la consistance des résultats des différentes études au cours du temps, comme elles sont souvent basées sur des scénarios différents.

L'approche "scenario-neutral" (Prudhomme *et al.* [2010] ; Guo *et al.* [2017]) permet de s'affranchir de ces difficultés. Imaginons un modèle hydrologique simplifié M avec deux variables d'entrée (les précipitations PR et la température TAS) à partir desquelles les débits Q sont simulés : $Q = M(PR, TAS)$. Ce cas simple a quand même des applications réelles : il s'applique à certains modèles conceptuels pour lesquels l'évapotranspiration potentielle fournie en entrée est calculée uniquement à partir de la température. L'idée de l'approche "scenario-neutral" est de simuler, une fois pour toute, l'intégralité [15] du plan de réponse en ΔQ défini par ΔPR et ΔTAS, Δ correspondant au changement futur par rapport à une référence présente. Une fois le plan de réponse évalué, il est possible de replacer sur ce plan n'importe quel scénario de n'importe quel modèle climatique, en termes de ΔPR et ΔTAS, pour avoir une estimation des changements de débits associés.

Même si je ne l'ai jamais vu utilisée de cette façon, cette approche se combine très bien avec une approche probabiliste et celle des contraintes émergentes (voir Chapitre 4.4). On peut par exemple tracer la fonction de densité de probabilité bivariée pour ΔPR et ΔTAS issus d'un ensemble de modèles sur la plan pour avoir la réponse associée en ΔQ. De plus, si on arrive à contraindre les changements des variables d'entrée (ΔPR et ΔTAS dans l'exemple ci-dessus), on peut placer la fonction de densité de probabilité bivariée corrigée sur le plan pour obtenir la réponse contrainte des débits.

Un autre avantage de ce type d'approche est de pouvoir mettre en lumière les points de "basculement" du système physique s'ils existent ou en tout cas des points pour lesquels des faibles différences de ΔPR et ΔTAS résultent en des différences de ΔQ majeurs. Cette approche permet aussi d'identifier facilement les changements climatiques à ne pas dépasser pour éviter des points de basculement "sociétaux" (e.g. une diminution de plus de X% des débits qui ne permettrait plus de faire telle culture irriguée sur le bassin).

Finalement, cette approche est très utile pour la compréhension physique des changements. Elle permet de caractériser précisément l'importance respective des différentes variables d'entrée pour les changements de la variable d'intérêt, et donc par exemple d'évaluer qu'elle est la variable la plus critique en terme d'incertitudes.

L'approche "scenario-neutral" pose des difficultés pratiques importantes. Elle est très coûteuse en temps de calcul car il faut faire suffisamment de simulations pour décrire tout le plan de réponse. Ce n'est pas forcément un problème pour un modèle hydrologique conceptuel, peu coûteux en temps de calcul et dépendant uniquement

15. Enfin, simuler suffisamment de points dans le plan pour l'approximer correctement.

de deux variables d'entrée, mais ça l'est assurément pour un modèle à base physique avec toutes les variables d'entrée nécessaires pour calculer le bilan d'eau et d'énergie à la surface, comme celui que j'utiliserai. Il faut choisir intelligemment les couples ΔPR et ΔTAS (dans l'exemple simplifié ci dessus à deux variables) pour maximiser la qualité de l'échantillonnage tout en minimisant le nombre de simulations nécessaires. De plus idéalement, on désire capturer les changements de toutes les propriétés des variables, pas seulement la moyenne. Pour un ΔPR moyen donné il peut y avoir différents changements de la distribution demandant différentes simulations. Un même ΔPR moyen peut aussi correspondre à des changements spatiaux différents.

Dans les années qui viennent, j'explorerai la possibilité de mettre en œuvre cette approche pour le changement du cycle hydrologique sur la France en utilisant le modèle à base physique ISBA et un routage par MODCOU ou Aqui-FR. Compte tenu du coût de calcul et du nombre de variables d'entrée nécessaires (7 variables sont nécessaires pour ISBA, ce qui complique beaucoup les choses par rapport à l'exemple à deux variables donné ci-dessus et en général traité) il faudra trouver des approches intelligentes pour réduire les coûts de calcul associés. Une littérature importante dans le domaine qu'on nomme aujourd'hui "Quantification des Incertitudes" existe et sera utile dans ce cadre.

5.5 Faire sens de l'information climatique

5.5.1 Manque d'indépendance des modèles climatiques

Le fort manque d'indépendance des modèles climatiques actuels (et futurs) rend très difficile, si ce n'est impossible, de présenter les résultats des projections sous une forme probabiliste qui ait réellement du sens. Le manque d'indépendance peut fausser l'estimation du signal comme celle de l'incertitude inter-modèles associée.

Dans Boé [2018] et le Chapitre 4.3, j'argumente que la façon la plus satisfaisante de prendre en compte les liens de dépendance entre modèles est de définir des poids d'indépendance a priori, basés uniquement sur la similarité de codes, plutôt qu'a posteriori, basés sur la similarité des résultats. Compte tenu de la documentation pas toujours optimale de beaucoup de modèles climatiques à l'heure actuelle, je définis la similarité des codes en termes de similarité des composantes des modèles climatiques (modèles d'océan, d'atmosphère, de glace de mer, de surface, et les autres). Même si cela constitue un pas en avant par rapport aux études a priori précédentes, basées uniquement sur l'appartenance au même groupe de modélisation, cela reste bien sûr simpliste. En particulier, des composantes différentes partagent souvent des schémas de paramétrisation physique identiques et ne sont ainsi pas indépendantes.

J'aimerais étendre l'approche proposée dans Boé [2018] pour aller jusqu'au niveau des schémas de paramétrisation dans les prochaines années. C'est en théorie assez simple, mais les difficultés pratiques sont majeures.

Des travaux existent depuis plusieurs années pour permettre une description standardisée des modèles climatiques et un accès simple à cette information, avec notamment le projet METAFOR il y a quelques années [Moine *et al.*, 2014] suivi

par le projet Earth System Documentation [16]. Malheureusement, dans CMIP5, les informations fournies par les groupes de modélisation étaient très souvent incomplètes, pas toujours cohérentes d'un groupe à l'autre etc. Si des progrès significatifs pour CMIP6 ont lieu, l'approche que j'envisage deviendra possible.

L'idée serait la même que celle de Boé [2018], basée sur le cacul des RMSE paire à paire des résultats de différents modèles et l'étude de leur lien avec la similarité des codes. Cette dernière serait ici définie en termes des principales paramétrisations des composantes et non plus des différentes composantes elles-mêmes.

L'intérêt de ce travail serait double. Il permettrait de définir des poids d'indépendance a priori de manière plus fine que l'approche basée sur les composantes de Boé [2018], et a fortiori que les approches basées sur le groupe de modélisation.

De façon peut-être encore plus intéressante, cette approche pourrait permettre de quantifier quelles paramétrisations et donc quels processus sont les plus cruciaux dans les incertitudes des projections climatiques, i.e. quelles paramétrisations ont le plus fort impact sur les différences inter-modèles paire à paire. Cela pourrait ouvrir la voie à des améliorations des modèles climatiques en pointant les paramétrisations les plus cruciales. Pour que cette approche soit vraiment fructueuse, des interactions avec des spécialistes de chaque composante seraient nécessaires, afin de pouvoir juger correctement de la similarité de deux schémas de paramétrisation.

Il semblerait que l'augmentation du nombre de modèles couplés mais sans augmentation voire avec une diminution du nombre de composantes soit une tendance lourde de la modélisation climatique ces dernières années et pour les années qui viennent (voir Chapitre 4). La question se pose de savoir si c'est la meilleure voie pour la science climatique [17]. A-t-on vraiment besoin de tous ces modèles climatiques plus ou moins consanguins, dont on ne sait pas vraiment traiter le manque d'indépendance ? Ne vaudrait-il pas mieux mettre les efforts sur le développement de nouvelles composantes, pour avoir certes un peu moins de modèles climatiques, mais des modèles plus indépendants ? Ne faudrait-il pas au contraire focaliser encore plus les efforts sur un petit nombre de composantes, quitte à ce que les modèles climatiques deviennent encore plus consanguins, à moins d'éliminer les modèles climatiques redondants ? Ces questions cruciales pour les sciences climatiques sont rarement attaquées sous un angle scientifique.

Des auteurs ont suggéré l'existence d'un genre de "sélection darwinienne" des modèles climatiques [Sanderson *et al.*, 2015] : les composantes les plus utilisées deviennent de plus en plus réalistes grâce à la force de travail plus importante qui découle de leur large utilisation, que ce soit pour le développement ou l'évaluation, ce qui incite en retour plus de groupes à les adopter, augmentant encore la force de travail et ainsi de suite. En ce sens, le fait que certaines composantes soient utilisées dans beaucoup de modèles climatiques, du coup peu indépendants, ne serait pas forcément problématique. Donner le même poids à chaque modèle climatique revient à donner plus de poids aux composantes les plus répliquées, i.e, dans l'hypothèse

16. https://www.earthsystemcog.org/projects/es-doc-models/

17. Bien entendu, la question ne se pose pas vraiment sous cette angle en pratique. La multiplication de modèles consanguins ne se produit pas parce que la communauté scientifique pense que c'est la meilleure voie, mais souvent pour des questions "politiques" au sens large du terme.

de la sélection darwinienne, les plus réalistes. Pour tester plus avant ces idées, j'étudierai le lien entre le nombre de fois où une composante est répliquée dans l'ensemble, et la distance aux observations des modèles couplés dans laquelle elle est utilisée. Si l'hypothèse de sélection darwinienne est avérée, une relation entre les deux doit exister.

5.5.2 Contraintes émergentes

Dans le Chapitre 3.4, j'ai décrit les principaux mécanismes jouant sur les incertitudes des projections climatiques sur l'Europe en été et j'ai mentionné des contraintes émergentes associées à ces mécanismes.

Afin que les modèles climatiques simulent correctement les changements climatiques sur l'Europe de l'ouest, il faudrait au minimum qu'ils aient (i) une stratification réaliste dans le gyre subpolaire [Sgubin *et al.*, 2017], (ii) des contrôles de l'évapotranspiration réalistes (Boé et Terray [2008] ; Boé et Terray [2014]), (iii) une rétroaction des nuages réaliste [Boé et Terray, 2014], (iv) un impact des aérosols sur l'évapotranspiration locale réaliste (Boé [2016]). D'autre études ont proposé des contraintes émergentes intéressantes dans ce cadre, comme Stegehuis *et al.* [2013] ou Douville et Plazzotta [2017], qui ont d'ailleurs probablement des liens forts avec les mécanismes décrits ci-dessus. Il est aussi possible que les contraintes émergentes pour la sensibilité climatique globale soient pertinentes pour le changement climatique sur l'Europe en été.

On se retrouve donc avec une profusion de contraintes émergentes potentielles pour les changements climatiques en été sur l'Europe. Il y a donc a priori une possibilité réelle de réduire les erreurs et incertitudes des projections climatiques sur l'Europe en été de façon imortante. Néanmoins, en raison même de cette profusion, c'est un défi important qui nécessite de reprendre les choses "à zéro".

Un de mes objectifs dans les années qui viennent sera d'essayer d'utiliser l'approche des contraintes émergentes pour réduire les incertitudes et/ou les erreurs des projections climatiques sur l'Europe en été. Les principales étapes que je suivrai seront les suivantes :

— Etude bibliographique pour ne pas oublier de contraintes émergentes potentielles intéressantes pour le changement climatique en Europe en été.

— Estimation de toutes ces contraintes émergentes (celles mentionnées ci-dessus, et celles potentiellement issues de l'étude bibliographique) dans un large ensemble de projections climatiques (au moins tous les modèles CMIP5 et CMIP6, soit probablement plus de 100 modèles).

— Analyse des inter-relations entre les contraintes et de leur intérêt respectif pour expliquer les changements du climat estival en Europe. Il s'agit d'éliminer les contraintes trop redondantes, qui capturent plus ou moins les mêmes mécanismes, et celles qui ont trop peu d'intérêt, pour garder uniquement les contraintes relativement indépendantes les plus intéressantes.

— Estimation de ces contraintes émergentes intéressantes dans plusieurs jeux d'observations ou de pseudo-observations. L'idée est d'avoir une estimation observationnelle de toutes ces contraintes avec plusieurs jeux de données (pas forcément les mêmes pour toutes les contraintes) afin de pourvoir estimer, même grossièrement, les incertitudes observationnelles. Beaucoup des variables nécessaires ne sont pas observées de façon satisfaisante (e.g. évapotranspiration). J'utiliserai dans ce cadre plusieurs types d'estimations observationnelles : e.g. analyses de surface pour les variables liées au sol (évapotranspiration, humidité des sols), réanalyses atmosphériques et des données satellitaires pour les nuages, données stations lorsque possible etc.

— Tests en modèle parfait suivant la méthodologie décrite dans le Chapitre 4.4 et Boé et Terray [2014] afin notamment de trouver la meilleure méthode statistique pour prendre en compte les multiples contraintes, évaluer l'impact des incertitudes observationnelles, potentiellement éliminer certaines contraintes si les incertitudes observationnelles sont trop grandes par rapport à celles jugées acceptables en modèle parfait, comparer différents jeux de contraintes etc.

— Mise en œuvre pratique des contraintes pour produire une estimation des changements climatiques estivaux sur l'Europe plus réaliste, pour les variables importantes pour les impacts. Je ne me focaliserai pas uniquement sur les changements moyens mais aussi sur ceux des extrêmes, associés aux canicules ou aux sécheresses. Certaines méthodes d'inférence, comme celles consistant à sélectionner un sous-groupe de modèles considérés comme plus réalistes, peuvent s'appliquer très facilement dans un contexte multivarié, pour les extrêmes aussi bien que la moyenne. D'autres, comme celle de la régression (voir Boé et Terray [2014]), sont plus problématiques dans ce contexte, car elles ne concernent en général qu'une variable. La question se pose donc de maintenir la cohérence inter-variables dans ce contexte.

5.5.3 Mettre en forme l'information climatique : storylines et probabilisation via extrapolation

La société demande des informations climatiques toujours plus précises pour pouvoir mettre en œuvre des politiques d'adaptation au changement climatique. Une question cruciale aujourd'hui, et qui le sera de plus en plus dans les années qui viennent, est de savoir comment utiliser la masse de données climatiques produites au mieux, et malgré les limites existantes, pour en dériver une information la plus exacte possible, utile pour la société.

Extrapolation / émulation

De nombreuses incertitudes existent dans les projections des impacts du changement climatique, en particulier à l'échelle régionale : incertitudes dues au modèle global, au modèle régional, aux scénarios d'émission, au modèle d'impact, éventuellement. Pour échantillonner ces incertitudes de façon complète et être en mesure de probabiliser l'information résultante, le nombre de simulations numériques

peut devenir très grand. Par exemple, on pourrait vouloir utiliser 20 GCM pour échantillonner les incertitudes des projections globales, 10 RCM pour échantillonner celles dues à la régionalisation, 10 membres de GCM et 5 membres de RCM pour échantillonner la variabilité interne de grande échelle et régionale, et 3 scénarios d'émissions. Les chiffres ne semblent pas immédiatement déraisonnables dans l'optique d'échantillonner les incertitudes en jeu correctement, mais cela représente au final 30 000 projections régionales, d'environ 150 ans si on se limite à 1950-2100. C'est bien sûr totalement irréalisable en pratique. Cette approche "brute de force" est extrême, il est possible de réduire très fortement le nombre de simulations nécessaires par un sous-échantillonnage intelligent. J'ai présenté dans le Chapitre 4.2 des travaux allant dans ce sens.

En pratique, le plus souvent aujourd'hui, les ensembles sont en fait ad-hoc et n'ont pas été pensés à l'origine pour échantillonner les incertitudes en jeu correctement. Ces "ensembles d'opportunités" présentent un nombre assez faible de simulations, avec des "trous" importants e.g. chaque RCM ne désagrège qu'un petit nombre de GCM, pas toujours les mêmes, il y a très peu de membres pour estimer les incertitudes dues à la variabilité interne etc.

Une première piste de travail est celle de l'extrapolation ou de l'émulation pour compléter l'échantillonnage limité et peu adéquat. Il s'agit grossièrement de reconstruire les résultats potentiels des 30 000 projections mentionnées dans l'exemple ci-dessus à partir des quelques simulations réalisées en pratique. La question en particulier est : connaissant les résultats d'un ensemble de GCM et un ensemble de RCM forcés par quelque-uns de ces GCM, peut-on prévoir qu'elle serait la réponse projetée par n'importe quel RCM forcé par n'importe quel GCM, c'est à dire comment émuler la réponse d'un RCM à un forçage de GCM donné.

Déqué *et al.* [2012] ont proposé une méthode très intéressante pour réaliser l'opération précédente, c'est à dire compléter la matrice des simulations GCM/RCM. Elle consiste à essayer de séparer le rôle de la grande échelle et les mécanismes locaux en utilisant les changements d'occurrence des régimes de temps d'un GCM G_j donné et le lien régime de temps / climat régional d'un RCM R_i [18] donné pour émuler la réponse de R_i forcé par G_j. Une limite potentielle de cette approche est que les changements d'occurrence des régimes de temps n'expliquent qu'une part des changements dûs à la circulation de grande échelle, circulation de grande échelle ne constituant elle-même qu'une partie des influences de grande échelle. L'utilisation des régimes de temps n'est donc pas forcément optimale pour faire la séparation processus de grande échelle / processus locaux.

Mon idée serait d'utiliser une méthode plus fine pour réaliser la séparation processus de grande échelle / processus locaux. Comme point de départ, elle serait basée sur la méthode de désagrégation de Dayon *et al.* [2015]. L'apprentissage de la méthode de désagrégation statistique se ferait ici dans les couples GCM / RCM. Je chercherais des améliorations à la méthode de désagrégation dans ce contexte, et évaluerais la pertinence de la méthode grâce aux couples GCM / RCM existants.

18. C'est en fait un peu plus compliqué que ça, je présente ici simplement l'idée

Storylines

La deuxième approche pour répondre au défi de la production d'informations climatiques utiles pour la société est totalement différente dans sa philosophie. Il s'agit de l'approche des "storylines". Je parlerai aussi de "fils narratifs"[19]. Elle a été "théorisée" récemment (Zappa et Shepherd [2017] ; Shepherd *et al.* [2018]), même si elle est utilisée plus ou moins implicitement depuis longtemps, notamment dans le monde des impacts. Même s'il y a des différences à propos de ce que les auteurs entendent exactement par storylines, des traits communs existent.

Contrairement à l'approche précédente, celle des storylines reconnaissant la difficulté, voire l'impossibilité à probabiliser l'information climatique, renonce à toute probablisation. Elle consiste alors à définir différentes trajectoires possibles de l'évolution future d'une variable ou d'un système d'intérêt (e.g. les précipitations sur la France) en mettant l'accent sur la compréhension physique des causes de ces trajectoires et de leurs différences. Aucune probabilité a priori n'est attribuée aux différentes trajectoires. Elles sont toutes considérées comme également plausibles.

Dans Zappa et Shepherd [2017], les fils narratifs pour l'évolution du climat sur l'Europe sont conditionnés sur l'évolution de trois "forçages" de grande échelle à distance : l'amplification tropicale et polaire du changement global, et le changement du vortex polaire stratosphérique. Des différences dans les changements de ces forçages se traduisent par des mécanismes physiques relativement bien compris en des différences des changements du climat sur l'Europe. Selon les changements de ces trois propriétés, différents futurs du climat sur l'Europe peuvent être envisagés.

Un intérêt de cette approche est que l'accent est mis sur la compréhension physique des causes des changements régionaux. Elle permet, de plus, de replacer les changements locaux dans un contexte plus global, en liant les changements sur l'Europe à ceux de changements de plus grande échelle[20].

L'approche des storylines peut aussi être très pertinente a priori pour développer des protocoles expérimentaux pour régionaliser ou étudier les impacts. On peut définir dans ce cadre les fils narratifs à partir de projections de grande échelle. Ensuite, on peut sélectionner uniquement un ou quelques GCM appartenant à chacune des trajectoires pour les régionaliser, et ensuite étudier les impacts associés (c'est en fait très proche de ce que l'on propose dans Monerie *et al.* [2017]).

Beaucoup de mes travaux passés, cherchant à expliciter les mécanismes responsables des changements climatiques sur l'Europe (voire Chapitre 3.4), peuvent s'inscrire dans la démarche des fils narratifs. Il s'agirait de s'appuyer sur ces travaux en les complétant pour définir des fils narratifs en partant des impacts hydrologiques (e.g. débits, humidité des sols) pour remonter jusqu'aux causes climatiques. Au lieu de bâtir les fils narratifs sur les changements de forçages de grande échelle, ils seraient ici bâtis sur les mécanismes décrits au Chapitre 3.4, auxquels des contraintes émergentes sont attachées : importance de la représentation de la stratification

19. J'avoue ignorer si une expression française courante a émergé.

20. On pourrait reprocher à cette approche d'au final simplement repousser notre ignorance d'un cran. De façon caricaturale, l'ignorance sur le changement climatique régional est échangée contre de l'ignorance sur les changements des forçages de grande échelle. Mais c'est déjà un progrès important, au niveau compréhension physique et cadrage du problème.

dans l'océan Atlantique-Nord pour les changements de TSO et par suite sur les changements de circulation de grande échelle, importance des contrôles de l'évapotranspiration et de la rétroaction des nuages, de l'impact des aérosols anthropiques sur l'évapotranspiration etc.

Pour quelqu'un comme moi qui ai beaucoup travaillé sur les contraintes émergentes, cette approche par fils narratifs peut apparaître, d'un certain côté, comme un aveu d'impuissance : définir des trajectoires plausibles mais sans chercher à leur attribuer de probabilité n'est pas totalement satisfaisant intellectuellement.

Je pense qu'il est en fait intéressant de rapprocher les deux approches : storylines et contraintes émergentes. Elles reposent, de toute façon, toutes les deux sur l'explicitation des mécanismes physiques responsables de la dispersion des projections climatiques dans un cadre donné.

Mon travail sur les storylines s'inscrira en lien avec celui sur les contraintes émergentes mentionnées précédemment (Chapitre 5.5.2). Les trajectoires seront ainsi basées sur ces différentes contraintes émergentes en allant jusqu'aux projections hydrologiques. J'utiliserai tous les modèles CMIP5 et CMIP6 comme point de départ pour avoir un nombre de modèles suffisamment large afin de décrire les différentes trajectoires[21]. Comme discuté précédemment pour les contraintes émergentes, les tests en modèle parfait pourraient montrer que les incertitudes observationnelles sont actuellement trop fortes pour l'utilisation pratique de la contrainte. En bâtissant les fils narratifs sur les contraintes émergentes, au pire des cas, on a des fils narratifs utiles, c'est à dire un ensemble réduit d'évolutions plausibles et distinctes du climat sur l'Europe. Si les contraintes émergentes peuvent être utilisées en pratique par comparaison aux observations, il est alors possible d'attribuer a posteriori une probabilité aux fils narratifs.

5.5.4 Impact de la résolution et/ou du protocole

J'ai mentionné Chapitre 4.5 mes travaux sur les différences entre les projections issues des RCM et GCM actuels pour les changements du climat sur l'Europe en été et les causes associées. J'ai aussi noté des différences pour certaines propriétés des précipitations, comme leur intensité en moyenne sur de grands domaines européens, et également de façon très locale sur les Pyrénées (Chapitre 4.5). Je n'ai pas encore pu travailler en détail sur la compréhension des causes de ces différences, ce sera quelque chose à faire dans les années qui viennent. En particulier, on constate en hiver une augmentation plus intense des précipitations sur le Nord de l'Europe et de la France (Figure 5.4). C'est important, je pense, en ce qui concerne les incertitudes des projections hydrologiques sur la France, notamment sur la bassin de la Seine, où des incertitudes fortes existent sur les changements de débits et où les différences de changements de précipitations pourraient avoir un impact plus important (voire la discussion du Chapitre 3.3.2).

L'objectif serait, comme pour notre étude sur l'été, de (i) comprendre les mécanismes expliquant les différences de changement des GCM et RCM, (ii) évaluer dans quelle mesure des différences d'ordre structurel (résolution, couplage, forçages

21. Le manque d'indépendance n'est pas un réel problème pour les storylines, car il n'y a pas de probabilisation.

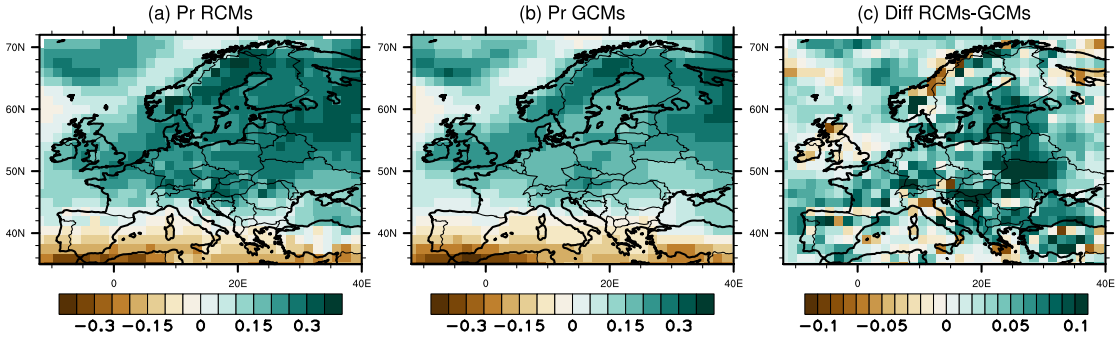

FIGURE 5.4 – *Changements relatifs (sans unité) de précipitations en hiver entre 2070/2099 et 1970/1999 pour le scénario RCP8.5 dans (a) les RCM EURO-CORDEX à 12 km (17 simulations) interpolés ici à basse résolution et (b) les modèles CMIP5 ayant servi à les forcer. Les modèles CMIP5 sont pondérés selon le nombre de RCM forcés. (c) Différence (d)-(e)*

etc.) jouent sur ces mécanismes. L'objectif final serait de décider s'il faut accorder plus de crédit aux projections des RCM EURO-CORDEX ou des GCM CMIP (aux échelles spatiales que les deux résolvent).

La question de l'impact de la résolution pour les changements climatiques est une question souvent abordée de façon pas totalement satisfaisante, au travers des différences entre RCM et GCM. Or la différence des changements entre RCM et GCM résulte en général de bien plus que de la simple différence de résolution : les forçages ne sont actuellement pas toujours les mêmes (Chapitre 4.5), les protocoles sont aussi différents (pas de couplage avec l'océan dans beaucoup de RCM, et domaine limité), et les paramétrisations physiques sont généralement différentes entre un RCM et son GCM forceur. Il est donc difficile de conclure rigoureusement à un impact (ou non impact) de la résolution en comparant les GCM et RCM des ensembles actuels. Il faudrait une approche expérimentale bien plus stricte, en contrôlant toutes les différences notées ci-dessus, exceptée la résolution.

C'est ce qui a été fait avec des modèles globaux dans le cadre du projet Européen PRIMAVERA auquel je participe actuellement et pour encore 2 ans. Son objectif est de caractériser et comprendre l'impact d'une augmentation de résolution, non seulement régionalement mais également globalement. Les expériences numériques faites dans ce projet s'intègrent par ailleurs dans le cadre de HighResMip [Haarsma *et al.*, 2016] de CMIP6. Des couples de simulations globales couplées ou forcées à haute et basse résolution sont réalisées avec exactement le même modèle (mêmes paramètres etc.) : seule la résolution change.

Même si des modèles globaux sont utilisés, la résolution de la version haute résolution est très élevée pour certains d'entre eux (jusqu'à 25km) et au final proche de celle des RCM actuels. Il y a un avantage important à utiliser des modèles globaux. Ils permettent de capturer également l'impact de la résolution sur la circulation atmosphérique et océanique de grande échelle, qui peuvent ensuite impacter le climat régional européen. Les RCM permettent uniquement de caractériser l'apport de la résolution locale dans le domaine d'intérêt. Or plusieurs études suggèrent que le couplage océan atmosphère à petite échelle (notamment dans la région du Gulf Stream)

peut influencer la circulation atmosphérique de grande échelle sur l'Atlantique-Nord (e.g. Minobe *et al.* [2008]).

Nous avons ainsi montré dans la thèse de Marie Piazza que j'ai co-encadrée que le couplage océan-atmosphère à petite échelle dans la région du Gulf Stream pouvait avoir un impact dans le climat présent sur le rail dépressionnaire Nord-Atlantique et donc les tempêtes et précipitations associées sur la France [Piazza *et al.*, 2016]. On en sait très peu aujourd'hui, par contre, sur ce qu'il en est dans le cadre du changement climatique (ici aussi, ce n'est pas parce qu'un effet est constaté sur la climatologie présente, que les changements futurs seront nécessairement impactés).

Les simulations PRIMAVERA globales permettront d'avancer sur ces questions. Je m'attacherai donc grâce aux simulations réalisées dans ce projet à caractériser l'impact de la résolution sur les changements hydroclimatiques européens en terme de moyennes mais aussi d'extrêmes (sécheresses, canicules etc.) et à comprendre les mécanismes en jeu, y compris les effets non locaux.

Bibliographie

R. Alkama, B. Decharme, H. Douville et A. Ribes : Trends in Global and Basin-Scale Runoff over the Late Twentieth Century : Methodological Issues and Sources of Uncertainty. *Journal of Climate*, 24(12):3000–3014, 2011. 43

J. D. Annan et J. C. Hargreaves : Reliability of the CMIP3 ensemble. *Geophysical Research Letters*, 37(2):L02703, 2010. 64

J. D. Annan et J. C. Hargreaves : On the meaning of independence in climate science. *Earth System Dynamics*, 8(1):211–224, 2017. 92

M. Bador, L. Terray et J. Boé : Detection of anthropogenic influence on the evolution of record-breaking temperatures over Europe. *Climate Dynamics*, 46 (9-10):2717–2735, 2016a. 54, 55

M. Bador, L. Terray et J. Boé : Emergence of human influence on summer record-breaking temperatures over Europe. *Geophysical Research Letters*, 43(1): 404–412, 2016b. 54

M. Bador, L. Terray, J. Boé, S. Somot, A. Alias, A.-L. Gibelin et B. Dubuisson : Future summer mega-heatwave and record-breaking temperatures in a warmer France climate. *Environmental Research Letters*, 12(7):074025, 2017. 54, 121

A. Berg, K. Findell, B. Lintner, A. Giannini, S. I. Seneviratne, B. van den Hurk, R. Lorenz, A. Pitman, S. Hagemann, A. Meier, F. Cheruy, A. Ducharne, S. Malyshev et P. C. D. Milly : Land–atmosphere feedbacks amplify aridity increase over land under global warming. *Nature Climate Change*, 6 (9):869–874, 2016. 120

J. Bhend et P. Whetton : Consistency of simulated and observed regional changes in temperature, sea level pressure and precipitation. *Climatic Change*, 118(3-4):799–810, 2013. 52

N. Bindoff, P. Stott, K. AchutaRao, M. Allen, N. Gillett, D. Gutzler, K. Hansingo, G. Hegerl, Y. Hu, S. Jain, I. Mokhov, J. Overland, J. Perlwitz, R. Sebbari et X. Zhang : *Detection and Attribution of Climate Change : from Global to Regional*, book section 10, page 867–952. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. URL `www.climatechange2013.org`. 51

C. H. Bishop et G. Abramowitz : Climate model dependence and the replicate Earth paradigm. *Climate Dynamics*, 41(3-4):885–900, 2013. 91

J. Boé : Modulation of the summer hydrological cycle evolution over western Europe by anthropogenic aerosols and soil-atmosphere interactions. *Geophysical Research Letters*, 43(14):7678–7685, 2016. 44, 46, 79, 81, 82, 84, 85, 115, 123, 132

J. Boé et F. Habets : Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2):691–708, 2014. 18, 19, 20, 21, 29, 30, 31, 37, 60, 110, 120

J. Boé, L. Terray, F. Habets et E. Martin : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D23):n/a–n/a, 2006. 62, 63

J. Boé, L. Terray, F. Habets et E. Martin : Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27(12):1643–1655, 2007. 62, 63, 128

J. Boé, L. Terray, E. Martin et F. Habets : Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resources Research*, 45(8):1–15, 2009b. 62, 63, 66, 69

J. Boé : Modulation of soil moisture-precipitation interactions over France by large scale circulation. *Climate Dynamics*, 40(3-4):875–892, 2013. 64

J. Boé : Interdependency in Multimodel Climate Projections : Component Replication and Result Similarity. *Geophysical Research Letters*, 45(6):2771–2779, 2018. 65, 92, 93, 94, 130, 131

J. Boé et L. Terray : Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change. *Geophysical Research Letters*, 35(5):1–5, 2008. 66, 78, 79, 95, 120, 132

J. Boé et L. Terray : Land-sea contrast, soil-atmosphere and cloud-temperature interactions : Interplays and roles in future summer European climate change. *Climate Dynamics*, 42(3-4):683–699, 2014. 78, 79, 80, 81, 97, 132, 133

J. Boé et L. Terray : Can metric-based approaches really improve multi-model climate projections ? The case of summer temperature change in France. *Climate Dynamics*, 45(7-8):1913–1928, 2015. 96, 97, 98

J. Boé, L. Terray, C. Cassou et J. Najac : Uncertainties in European summer precipitation changes : role of large scale circulation. *Climate Dynamics*, 33(2-3):265–276, 2009. 73, 74, 75, 76, 118

G. J. Boer, D. M. Smith, C. Cassou, F. Doblas-Reyes, G. Danabasoglu, B. Kirtman, Y. Kushnir, M. Kimoto, G. A. Meehl, R. Msadek, W. A. Mueller, K. E. Taylor, F. Zwiers, M. Rixen, Y. Ruprich-Robert et R. Eade : The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(10):3751–3777, 2016. 40, 110, 117

R. Bonnet : *Variations du cycle hydrologique continental en France des dannées 1850 à aujourd'hui*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 2018. 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 32, 33, 34, 40, 47, 48, 110, 112, 113, 114, 115

R. Bonnet, J. Boé, G. Dayon et E. Martin : Twentieth-Century Hydrometeorological Reconstructions to Study the Multidecadal Variations of the Water Cycle Over France. *Water Resources Research*, 53(10):8366–8382, 2017. 24, 25, 29, 30, 45, 47

A. Boone, V. Masson, T. Meyers et J. Noilhan : The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9):1544–1569, 2000. 23

B. B. B. Booth, N. J. Dunstone, P. R. Halloran, T. Andrews et N. Bellouin : Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*, 484(7393):228–32, 2012. 33

O. Boucher, D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens et X. Zhang : *Clouds and Aerosols*, book section 7, page 571–658. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. URL www.climatechange2013.org. 83

J. Boé : *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 2007. 66, 126

P. Brochet : La sécheresse 1976 en france : aspects climatiques et conséquences. *Bulletin des Sciences Hydrologiques*, XXII(3):393–411, 1977. 10

L. Caesar, S. Rahmstorf, A. Robinson, G. Feulner et V. Saba : Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature*, 556 (7700):191–196, 2018. 77

L. Caillouet, J. P. Vidal, E. Sauquet et B. Graff : Probabilistic precipitation and temperature downscaling of the Twentieth Century Reanalysis over France. *Climate of the Past*, 12(3):635–662, 2016. 23

P. M. Caldwell, C. S. Bretherton, M. D. Zelinka, S. A. Klein, B. D. Santer et B. M. Sanderson : Statistical significance of climate sensitivity predictors obtained by data mining. *Geophysical Research Letters*, 41(5):1803–1808, 2014. 96

G. S. Callendar : The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 64(275):223–240, 1938. 10

M. A. Cane, A. C. Clement, L. N. Murphy et K. Bellomo : Low-pass filtering, heat flux, and Atlantic multidecadal variability. *Journal of Climate*, 30(18):7529–7553, 2017. 33

M. Chartier : Contribution à l'étude de la sécheresse 1959-1960. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 307-308:209–222, 1962. 10

A. H. Cheung, M. E. Mann, B. A. Steinman, L. M. Frankcombe, M. H. England et S. K. Miller : Comparison of Low-Frequency Internal Climate Variability in CMIP5 Models and Observations. *Journal of Climate*, 30(12):4763–4776, 2017. 37

A. H. Cheung, M. E. Mann, B. A. Steinman, L. M. Frankcombe, M. H. England et S. K. Miller : Reply to "Comment on 'Comparison of Low-Frequency Internal Climate Variability in CMIP5 Models and Observations'". *Journal of Climate*, 30(23):9773–9782, 2017b. 37

A. Clement, K. Bellomo, L. N. Murphy, M. A. Cane, T. Mauritsen, G. Radel et B. Stevens : The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation. *Science*, 350(6258):320–324, 2015. 33

M. Collins, R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A. Weaver et M. Wehner : *Long-term Climate Change : Projections, Commitments and Irreversibility*, book section 12, page 1029–1136. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. URL www.climatechange2013.org. 58, 83, 91, 118

W. J. Collins, J.-F. Lamarque, M. Schulz, O. Boucher, V. Eyring, M. I. Hegglin, A. Maycock, G. Myhre, M. Prather, D. Shindell et S. J. Smith : AerChemMIP : quantifying the effects of chemistry and aerosols in CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 10(2):585–607, 2017. 116, 123

G. P. Compo, J. S. Whitaker, P. D. Sardeshmukh, N. Matsui, R. J. Allan, X. Yin, B. E. Gleason, R. S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R. I. Crouthamel, a. N. Grant, P. Y. Groisman, P. D. Jones, M. C. Kruk, a. C. Kruger, G. J. Marshall, M. Maugeri, H. Y. Mok, Ø. Nordli, T. F. Ross, R. M. Trigo, X. L. Wang, S. D. Woodruff et S. J. Worley : The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654):1–28, 2011. 21, 23, 25

E. R. Cook, R. Seager, Y. Kushnir, K. R. Briffa, U. Bu ntgen, D. Frank, P. J. Krusic, W. Tegel, G. van der Schrier, L. Andreu-Hayles, M. Baillie, C. Baittinger, N. Bleicher, N. Bonde, D. Brown, M. Carrer, R. Cooper, K. Cufar, C. Dittmar, J. Esper, C. Griggs, B. Gunnarson, B. Gu nther, E. Gutierrez, K. Haneca, S. Helama, F. Herzig, K.-U. Heussner, J. Hofmann, P. Janda, R. Kontic, N. Ko se, T. Kyncl, T. Levanic, H. Linderholm, S. Manning, T. M. Melvin, D. Miles, B. Neuwirth, K. Nicolussi, P. Nola, M. Panayotov, I. Popa, A. Rothe, K. Seftigen, A. Seim, H. Svarva, M. Svoboda, T. Thun, M. Timonen, R. Touchan, V. Trotsiuk, V. Trouet, F. Walder, T. Wazny, R. Wilson et C. Zang :

Old World megadroughts and pluvials during the Common Era. *Science Advances*, 1(10):e1500561–e1500561, 2015. 113, 114

T. Davies-Barnard, P. J. Valdes, J. S. Singarayer et C. D. Jones : Climatic impacts of land-use change due to crop yield increases and a universal carbon tax from a scenario model. *Journal of Climate*, 27(4):1413–1424, 2014. 48

A. C. Davison et D. V. Hinkley : *Bootstrap methods and their application*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1997. 33

G. Dayon : *Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 2015. 65, 71, 127

G. Dayon, J. Boé et E. Martin : Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 120(3):1023–1043, 2015. 24, 62, 64, 65, 126, 134

G. Dayon, J. Boé, É. Martin et J. Gailhard : Impacts of climate change on the hydrological cycle over France and associated uncertainties. *Comptes Rendus - Geoscience*, 350(4):141–153, 2018. 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 92, 124, 125, 128

B. Decharme, A. Boone, C. Delire et J. Noilhan : Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(20):1–29, 2011. 23

B. Decharme, E. Martin et S. Faroux : Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(14):7819–7834, 2013. 23

M. Déqué, S. Somot, E. Sanchez-Gomez, C. M. Goodess, D. Jacob, G. Lenderink et O. B. Christensen : The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios : Regional climate models, driving general circulation models and interannual variability. *Climate Dynamics*, 38(5-6):951–964, 2012. 134

M. Déqué : Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57(1-2):16–26, 2007. 63

C. Deser, M. A. Alexander, S.-P. Xie et A. S. Phillips : Sea Surface Temperature Variability : Patterns and Mechanisms. *Annual Review of Marine Science*, 2(1):115–143, 2010. 7, 111

C. Deser, L. Terray et A. S. Phillips : Forced and internal components of winter air temperature trends over North America during the past 50 years : Mechanisms and implications. *Journal of Climate*, 29(6):2237–2258, 2016. 76

H. Douville et M. Plazzotta : Midlatitude Summer Drying : An Underestimated Threat in CMIP5 Models ? *Geophysical Research Letters*, 44(19):9967–9975, 2017. 58, 132

H. Douville, A. Ribes, B. Decharme, R. Alkama et J. Sheffield : Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nature Climate Change*, 3(1):59–62, 2012. 43, 51

H. Douville, D. Salas-Mélia et S. Tyteca : On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dynamics*, 26(4):367–385, 2006. 95

W. Ebisuzaki : A Method to Estimate the Statistical Significance of a Correlation When the Data Are Serially Correlated. *Journal of Climate*, 10(9):2147–2153, 1997. 21

V. Eyring, S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer et K. E. Taylor : Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958, 2016. 88

H. Fischer, K. J. Meissner, A. C. Mix, N. J. Abram, J. Austermann, V. Brovkin, E. Capron, D. Colombaroli, A. L. Daniau, K. A. Dyez, T. Felis, S. A. Finkelstein, S. L. Jaccard, E. L. McClymont, A. Rovere, J. Sutter, E. W. Wolff, S. Affolter, P. Bakker, J. A. Ballesteros-Cánovas, C. Barbante, T. Caley, A. E. Carlson, O. Churakova, G. Cortese, B. F. Cumming, B. A. Davis, A. De Vernal, J. Emile-Geay, S. C. Fritz, P. Gierz, J. Gottschalk, M. D. Holloway, F. Joos, M. Kucera, M. F. Loutre, D. J. Lunt, K. Marcisz, J. R. Marlon, P. Martinez, V. Masson-Delmotte, C. Nehrbass-Ahles, B. L. Otto-Bliesner, C. C. Raible, B. Risebrobakken, M. F. Sánchez Goñi, J. S. Arrigo, M. Sarnthein, J. Sjolte, T. F. Stocker, P. A. Velasquez Alvárez, W. Tinner, P. J. Valdes, H. Vogel, H. Wanner, Q. Yan, Z. Yu, M. Ziegler et L. Zhou : Palaeoclimate constraints on the impact of 2°CC anthropogenic warming and beyond. *Nature Geoscience*, 11(7):474–485, 2018. 95

P. Fourchy : Sécheresse, variations climatiques et végétation. *Revue Forestière Française*, 1951. 9, 10

L. M. Frankcombe, M. H. England, J. B. Kajtar, M. E. Mann et B. A. Steinman : On the choice of ensemble mean for estimating the forced signal in the presence of internal variability. *Journal of Climate*, 31(14):5681–5693, 2018. 16, 37

M. V. Frolow : Nouveaux compléments à la climatologie de paris. *Commission du bassin de la Seine*, 14, 1953. 8, 9, 28

R. Garcia-Herrera, J. Díaz, R. M. Trigo, J. Luterbacher et E. M. Fischer : A review of the european summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 40(4):267–306, 2010. 54

R. Garçon : Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, (7-8):88–95, 1999. 70

N. Gedney, P. M. Cox, R. a. Betts, O. Boucher, C. Huntingford et P. a. Stott : Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439(7078):835–8, 2006. 43

N. Gedney, C. Huntingford, G. P. Weedon, N. Bellouin, O. Boucher et P. M. Cox : Detection of solar dimming and brightening effects on Northern Hemisphere river flow. *Nature Geoscience*, 7(11):796–800, 2014. 44, 51

M. Ghil, M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi et P. Yiou : Advanced spectral methods for climate time series. *Reviews of Geophysics*, 40 (1):1.1–1.41, 2002. 19

N. P. Gillett, H. Shiogama, B. Funke, G. Hegerl, R. Knutti, K. Matthes, B. D. Santer, D. Stone et C. Tebaldi : The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(10):3685–3697, 2016. 116, 120

F. Giorgi et W. J. Gutowski : Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, 40(1):467–490, 2015. 62, 63, 87

N. Goldenson, G. Mauger, L. R. Leung, C. M. Bitz et A. Rhines : Effects of Ensemble Configuration on Estimates of Regional Climate Uncertainties. *Geophysical Research Letters*, 45(2):926–934, 2018. 15

H. Goosse, H. Renssen, A. Timmermann, R. S. Bradley et M. E. Mann : Using paleoclimate proxy-data to select optimal realisations in an ensemble of simulations of the climate of the past millennium. *Climate Dynamics*, 27(2-3):165–184, 2006. 24

S. T. Gray, L. J. Graumlich, J. L. Betancourt et G. T. Pederson : A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, 31(12):2–5, 2004. 31

D. Guo, S. Westra et H. R. Maier : Use of a scenario-neutral approach to identify the key hydro-meteorological attributes that impact runoff from a natural catchment. *Journal of Hydrology*, 554:317–330, 2017. 129

R. J. Haarsma, M. J. Roberts, P. L. Vidale, C. A. Senior, A. Bellucci, Q. Bao, P. Chang, S. Corti, N. S. Fučkar, V. Guemas, J. von Hardenberg, W. Hazeleger, C. Kodama, T. Koenigk, L. R. Leung, J. Lu, J.-J. Luo, J. Mao, M. S. Mizielinski, R. Mizuta, P. Nobre, M. Satoh, E. Scoccimarro, T. Semmler, J. Small et J.-S. von Storch : High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(11):4185–4208, 2016. 87, 137

R. J. Haarsma, F. M. Selten et S. S. Drijfhout : Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes. *Environmental Research Letters*, 10(9):094007, 2015. 77, 78

F. Habets, A. Boone, J. L. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchistéguy, E. Leblois, E. Ledoux, P. Le Moigne, E. Martin, S. Morel, J. Noilhan, P. Quintana Seguí, F. Rousset-Regimbeau et P. Viennot : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6), 2008. 22, 66, 125

F. Habets, P. Ackerer, N. Amraoui, B. Augeard, F. Besson, Y. Caballero, J.-R. De Dreuzy, P. Le Moigne, L. Longuevergne, E. Martin, T. Morel, F. Regimbeau, M. Rousseau, P. Rousseau-Gueutin, D. Thiery, J.-M. Soubeyroux, J.-P. Vergnes et P. Viennot : Aqui-FR, un système multi-modèle hydrogéologique à l'échelle nationale. *Géologues*, (187):105–109, 2015. 71, 125

F. Habets, J. Boé, M. Déqué, A. Ducharne, S. Gascoin, A. Hachour, E. Martin, C. Pagé, E. Sauquet, L. Terray, D. Thiéry, L. Oudin et P. Viennot : Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern France. *Climatic Change*, 121(4):771–785, 2013. 69

A. Hall et X. Qu : Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophysical Research Letters*, 33(3):L03502, 2006. 95

E. Hawkins et R. Sutton : The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8):1095–1108, 2009. 15

J. He et B. J. Soden : Does the lack of coupling in SST-forced atmosphere-only models limit their usefulness for climate change studies ? *Journal of Climate*, 29 (12):4317–4325, 2016. 87

J. He et B. J. Soden : The impact of SST biases on projections of anthropogenic climate change : A greater role for atmosphere-only models ? *Geophysical Research Letters*, 43(14):7745–7750, 2016b. 87

J. He et B. J. Soden : A re-examination of the projected subtropical precipitation decline. *Nature Climate Change*, 7(1):53–57, 2017. 103

C. Hohenegger, P. Brockhaus, C. S. Bretherton et C. Schär : The Soil Moisture–Precipitation Feedback in Simulations with Explicit and Parameterized Convection. *Journal of Climate*, 22(19):5003–5020, 2009. 120

F. Hourdin, T. Mauritsen, A. Gettelman, J.-C. Golaz, V. Balaji, Q. Duan, D. Folini, D. Ji, D. Klocke, Y. Qian, F. Rauser, C. Rio, L. Tomassini, M. Watanabe et D. Williamson : The art and science of climate model tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, pages BAMS–D–15–00135.1, 2016. 94

B. Huang, V. F. Banzon, E. Freeman, J. Lawrimore, W. Liu, T. C. Peterson, T. M. Smith, P. W. Thorne, S. D. Woodruff et H.-M. Zhang : Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 4 (ERSST . v4). Part I : Upgrades and Intercomparisons. *Journal of Climate*, 4(1 February 2015):911–930, 2015. 38, 39

B. Huang, P. W. Thorne, V. F. Banzon, T. Boyer, G. Chepurin, J. H. Lawrimore, M. J. Menne, T. M. Smith, R. S. Vose et H. M. Zhang : Extended reconstructed Sea surface temperature, Version 5 (ERSSTv5) : Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20):8179–8205, 2017. 32

IPCC : *Summary for Policymakers*, book section SPM, page 1–30. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. URL www.climatechange2013.org. 51

D. Jacob, J. Petersen, B. Eggert, A. Alias, O. B. Christensen, L. M. Bouwer, A. Braun, A. Colette, M. Déqué, G. Georgievski, E. Georgopoulou, A. Gobiet, L. Menut, G. Nikulin, A. Haensler, N. Hempelmann, C. Jones, K. Keuler, S. Kovats, N. Kröner, S. Kotlarski, A. Kriegsmann, E. Martin, E. van Meijgaard, C. Moseley, S. Pfeifer, S. Preuschmann, C. Radermacher, K. Radtke, D. Rechid, M. Rounsevell, P. Samuelsson, S. Somot, J.-F. Soussana, C. Teichmann, R. Valentini, R. Vautard, B. Weber et P. Yiou : EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2):563–578, 2014. 100

S. Jerez, J. M. López-Romero, M. Turco, P. Jiménez-Guerrero, R. Vautard et J. P. Montávez : Impact of evolving greenhouse gas forcing on the warming signal in regional climate model experiments. *Nature Communications*, 9(1):1304, 2018. 103

C. D. Jones, V. Arora, P. Friedlingstein, L. Bopp, V. Brovkin, J. Dunne, H. Graven, F. Hoffman, T. Ilyina, J. G. John, M. Jung, M. Kawamiya, C. Koven, J. Pongratz, T. Raddatz, J. T. Randerson et S. Zaehle : C4MIP &amp ;ndash ; The Coupled Climate–Carbon Cycle Model Intercomparison Project : experimental protocol for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(8):2853–2880, 2016. 121

E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne et D. Joseph : The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3):437–471, 1996. 23

J. J. Kennedy, N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker et M. Saunby : Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850 : 1. Measurement and sampling uncertainties. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(14):1–22, 2011. 38, 39

R. Knutti : The end of model democracy ? *Climatic Change*, 102(3-4):395–404, 2010. 91

R. D. Koster, Y. Chang, H. Wang et S. D. Schubert : Impacts of local soil moisture anomalies on the atmospheric circulation and on remote surface meteorological fields during boreal summer : A comprehensive analysis over North America. *Journal of Climate*, 29(20):7345–7364, 2016. 76

S. Kravtsov : Comment on "Comparison of low-frequency internal climate variability in CMIP5 models and observations". *Journal of Climate*, 30(23):9763–9772, 2017b. 37

S. Kravtsov et D. Callicutt : On semi-empirical decomposition of multidecadal climate variability into forced and internally generated components. *International Journal of Climatology*, 37(12):4417–4433, 2017. 37

N. Kröner, S. Kotlarski, E. Fischer, D. Lüthi, E. Zubler et C. Schär : Separating climate change signals into thermodynamic, lapse-rate and circulation effects : theory and application to the European summer climate. *Climate Dynamics*, 48(9-10):3425–3440, 2017. 120

A. Kuentz, T. Mathevet, J. Gailhard et B. Hingray : Building long-term and high spatio-temporal resolution precipitation and air temperature reanalyses by mixing local observations and global atmospheric reanalyses : The ANATEM model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6):2717–2736, 2015. 24

E. LaJoie et T. DelSole : Changes in internal variability due to anthropogenic forcing : A new field significance test. *Journal of Climate*, 29(15):5547–5560, 2016. 17, 36

R. Laprise, R. de Elía, D. Caya, S. Biner, P. Lucas-Picher, E. Diaconescu, M. Leduc, A. Alexandru et L. Separovic : Challenging some tenets of Regional Climate Modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 100(1-4):3–22, 2008. 101

E. Ledoux, G. Girard, G. De Marisly et J. Deschenes : *Spatially distributed modeling : Conceptual approach, coupling surface water and ground-water, in Unsaturated flow hydrologic modeling : theory and practice.* H.J. Morel-Seytoux, NATO Sciences Service, 1989. 22

M. Leduc, R. Laprise, R. de Elía et L. Šeparović : Is Institutional Democracy a Good Proxy for Model Independence ? *Journal of Climate*, 29(23):8301–8316, 2016. 92

L. Lemordant, P. Gentine, A. S. Swann, B. I. Cook et J. Scheff : Critical impact of vegetation physiology on the continental hydrologic cycle in response to increasing CO 2. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(16):4093–4098, 2018. 105, 121

Z. Liu et M. Alexander : Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45(2), 2007. 38

E. N. Lorenz : Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(4):636–646, 1969. 24, 74

R. Lorenz, D. Argüeso, M. G. Donat, A. J. Pitman, B. van den Hurk, A. Berg, D. M. Lawrence, F. Chéruy, A. Ducharne, S. Hagemann, A. Meier, P. C. D. Milly et S. I. Seneviratne : Influence of land-atmosphere feedbacks on temperature and precipitation extremes in the GLACE-CMIP5 ensemble. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(2):607–623, 2016. 120, 122

J. Lévine : Atlas Météorologique de Paris. 1921. 8

M. E. Mann et J. M. Lees : Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change*, 33(3):409–445, 1996. 19

M. E. Mann, Z. Zhang, S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi et F. Ni : Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957):1256–60, 2009. 31

D. Maraun, F. Wetterhall, R. E. Chandler, E. J. Kendon, M. Widmann, S. Brienen, H. W. Rust, T. Sauter, M. Themessl, V. K. C. Venema, K. P. Chun, C. M. Goodess, R. G. Jones, C. Onof, M. Vrac et I. Thiele-Eich : Precipitation downscaling under climate change : Recent developements to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48 (2009RG000314):1–38, 2010. 62

P. Massé : Situation, perspectives et applications de l'hydrologie statistique. *Annuaire hydrologique de la France*, 1940. 8, 9

W. May, M. Rummukainen, F. Chéruy, S. Hagemann et A. Meier : Contributions of soil moisture interactions to future precipitation changes in the GLACE-CMIP5 experiment. *Climate Dynamics*, 49(5-6):1681–1704, 2017. 75

C. F. McSweeney, R. G. Jones, R. W. Lee et D. P. Rowell : Selecting CMIP5 GCMs for downscaling over multiple regions. *Climate Dynamics*, 44(11-12):3237–3260, 2015. 89, 100

G. A. Meehl, C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. Mitchell, R. J. Stouffer et K. E. Taylor : The WCRP CMIP3 multimodel dataset : A new era in climatic change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1383–1394, 2007. 87

G. A. Meehl, L. Goddard, G. Boer, R. Burgman, G. Branstator, C. Cassou, S. Corti, G. Danabasoglu, F. Doblas-Reyes, E. Hawkins, A. Karspeck, M. Kimoto, A. Kumar, D. Matei, J. Mignot, R. Msadek, A. Navarra, H. Pohlmann, M. Rienecker, T. Rosati, E. Schneider, D. Smith,

R. Sutton, H. Teng, G. J. van Oldenborgh, G. Vecchi et S. Yeager : Decadal Climate Prediction : An Update from the Trenches. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(2):243–267, 2014. 16, 117

G. A. Meehl, C. Tebaldi, G. Walton, D. Easterling et L. McDaniel : Relative increase of record high maximum temperatures compared to record low minimum temperatures in the U.S. *Geophysical Research Letters*, 36(23):L23701, 2009. 54

P. C. D. Milly et K. A. Dunne : On the hydrologic adjustment of climate-model projections : The potential pitfall of potential evapotranspiration. *Earth Interactions*, 15(1):1–14, 2011. 124

P. C. Milly et K. A. Dunne : Potential evapotranspiration and continental drying. *Nature Climate Change*, 6(10):946–949, 2016. 124

S. K. Min, X. Zhang, F. W. Zwiers et G. C. Hegerl : Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334):378–381, 2011. 51

S. Minobe, A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie et R. J. Small : Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, 452(7184):206–209, 2008. 138

M. P. Moine, S. Valcke, B. N. Lawrence, C. Pascoe, R. W. Ford, A. Alias, V. Balaji, P. Bentley, G. Devine, S. A. Callaghan et E. Guilyardi : Development and exploitation of a controlled vocabulary in support of climate modelling. *Geoscientific Model Development*, 2014. 130

J.-M. Moisselin, M. Schneider, C. Canellas et O. Mestre : Les changements climatiques en France au XXìeme siècle. Étude des longues séries homogénéisées. *La Météorologie*, 38:45–56, 2002. 21, 24, 41, 42, 43

P.-A. Monerie, E. Sanchez-Gomez et J. Boé : On the range of future Sahel precipitation projections and the selection of a sub-sample of CMIP5 models for impact studies. *Climate Dynamics*, 48(7-8):2751–2770, 2017. 89, 135

W. A. Müller, H. Pohlmann, F. Sienz et D. Smith : Decadal climate predictions for the period 1901-2010 with a coupled climate model. *Geophysical Research Letters*, 41(6):2100–2107, 2014. 118

K. Noake, D. Polson, G. Hegerl et X. Zhang : Changes in seasonal land precipitation during the latter twentieth-century. *Geophysical Research Letters*, 39(3):1–5, 2012. 51

J. Noilhan et S. Planton : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3):536–549, 1989. 22

C. H. O'Reilly, T. Woollings et L. Zanna : The dynamical influence of the Atlantic multidecadal oscillation on continental climate. *Journal of Climate*, 30 (18):7213–7230, 2017. 76

O. H. Otterå, M. Bentsen, H. Drange et L. Suo : External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nature Geoscience*, 3(10):688–694, 2010. 16, 33

E. Paloque : La sécheresse à Toulouse pendant ces dernières années. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 1-2(20):85–105, 1949. 8, 9

M. Piazza, L. Terray, J. Boé, E. Maisonnave et E. Sanchez-Gomez : Influence of small-scale North Atlantic sea surface temperature patterns on the marine boundary layer and free troposphere : a study using the atmospheric ARPEGE model. *Climate Dynamics*, 46(5-6):1699–1717, 2016. 138

P. Poli, H. Hersbach, D. P. Dee, P. Berrisford, A. J. Simmons, F. Vitart, P. Laloyaux, D. G. Tan, C. Peubey, J. N. Thépaut, Y. Trémolet, E. V. Hólm, M. Bonavita, L. Isaksen et M. Fisher : ERA-20C : An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11):4083–4097, 2016. 23

D. Polson, G. C. Hegerl, X. Zhang et T. J. Osborn : Causes of Robust Seasonal Land Precipitation Changes*. *Journal of Climate*, 26(17):6679–6697, 2013. 51

A. F. Prein, A. Gobiet, H. Truhetz, K. Keuler, K. Goergen, C. Teichmann, C. Fox Maule, E. van Meijgaard, M. Déqué, G. Nikulin, R. Vautard, A. Colette, E. Kjellström et D. Jacob : Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11 degree and 0.44 degree simulations : high resolution, high benefits ? *Climate Dynamics*, 46(1-2):383–412, 2016. 99

A. F. Prein, W. Langhans, G. Fosser, A. Ferrone, N. Ban, K. Goergen, M. Keller, M. Tölle, O. Gutjahr, F. Feser, E. Brisson, S. Kollet, J. Schmidli, N. P. M. van Lipzig et R. Leung : A review on regional convection-permitting climate modeling : Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics*, 53(2):323–361, 2015. 120

R. Prestele, A. Arneth, A. Bondeau, N. de Noblet-Ducoudré, T. A. M. Pugh, S. Sitch, E. Stehfest et P. H. Verburg : Current challenges of implementing anthropogenic land-use and land-cover change in models contributing to climate change assessments. *Earth System Dynamics*, 8(2):369–386, 2017. 48

C. Prudhomme, R. L. Wilby, S. Crooks, A. L. Kay et N. S. Reynard : Scenario-neutral approach to climate change impact studies : Application to flood risk. *Journal of Hydrology*, 390(3-4):198–209, 2010. 129

S. Qasmi : *Sensibilité du climat européen à la variabilité multidécennale de l'Atlantique Nord*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 2018. 38, 111

S. Qasmi, C. Cassou et J. Boé : Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature : Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models. *Geophysical Research Letters*, 44(21):11,140–11,149, 2017. 37, 38, 39

B. Quesada, A. Arneth et N. de Noblet-Ducoudré : Atmospheric, radiative, and hydrologic effects of future land use and land cover changes : A global and multimodel climate picture. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122 (10):5113–5131, 2017. 105

P. Quintana-Seguí, P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy et S. Morel : Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107, 2008. 23, 42, 127

K. Riahi, S. Rao, V. Krey, C. Cho, V. Chirkov, G. Fischer, G. Kindermann, N. Nakicenovic et P. Rafaj : RCP 8.5-A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1):33–57, 2011. 52

A. Ribes, J.-M. Azaïs et S. Planton : A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. *Climate Dynamics*, 35(2-3):391–406, 2010. 41, 51

A. Ribes, L. Corre, A. L. Gibelin et B. Dubuisson : Issues in estimating observed change at the local scale – a case study : the recent warming over France. *International Journal of Climatology*, 36(11):3794–3806, 2016. 51

A. Ribes, S. Thao, R. Vautard, B. Dubuisson, S. Somot, J. Colin, S. Planton et J.-M. Soubeyroux : Observed increase in extreme daily rainfall in the French Mediterranean. *Climate Dynamics*, 2018. 51

D. Rosenfeld, U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell et M. O. Andreae : Flood or Drought : How Do Aerosols Affect Precipitation ? *Science*, 321(5894):1309–1313, 2008. 34, 84

D. P. Rowell et R. G. Jones : Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Climate Dynamics*, 27(2-3):281–299, 2006. 75, 120

B. Rudolf et U. Schneider : Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. *In Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG, Monterey, October 2004, EUMET-SAT*, pages 213–247, 2005. 21, 42

Y. Ruprich-Robert, R. Msadek, F. Castruccio, S. Yeager, T. Delworth et G. Danabasoglu : Assessing the climate impacts of the observed atlantic multidecadal variability using the GFDL CM2.1 and NCAR CESM1 global coupled models. *Journal of Climate*, 30(8):2785–2810, 2017. 38, 110

E. Sanchez-Gomez, C. Cassou, Y. Ruprich-Robert, E. Fernandez et L. Terray : Drift dynamics in a coupled model initialized for decadal forecasts. *Climate Dynamics*, 46(5-6):1819–1840, 2016. 117

B. M. Sanderson, R. Knutti et P. Caldwell : A representative democracy to reduce interdependency in a multimodel ensemble. *Journal of Climate*, 28 (13):5171–5194, 2015. 91, 131

J. Sanson et M. Pardé : La sécheresse des années 1942-49 en france. *Revue de géographie alpine*, 38(2):369–404, 1950. 9, 10

B. D. Santer, C. Mears, F. J. Wentz, K. E. Taylor, P. J. Gleckler, T. M. L. Wigley, T. P. Barnett, J. S. Boyle, W. Bruggemann, N. P. Gillett, S. A. Klein, G. A. Meehl, T. Nozawa, D. W. Pierce, P. A. Stott, W. M. Washington et M. F. Wehner : Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(39):15248–15253, 2007. 51

S. I. Seneviratne, T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky et A. J. Teuling : Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate : A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3-4):125–161, 2010. 75

G. Sgubin, D. Swingedouw, S. Drijfhout, Y. Mary et A. Bennabi : Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models. *Nature Communications*, 8:1–12, 2017. 77, 132

T. G. Shepherd, E. Boyd, R. A. Calel, S. C. Chapman, S. Dessai, I. M. Dima-West, H. J. Fowler, R. James, D. Maraun, O. Martius, C. A. Senior, A. H. Sobel, D. A. Stainforth, S. F. B. Tett, K. E. Trenberth, B. J. J. M. van den Hurk, N. W. Watkins, R. L. Wilby et D. A. Zenghelis : Storylines : an alternative approach to representing uncertainty in physical aspects of climate change. *Climatic Change*, In press, 2018. 135

I. R. Simpson, C. Deser, K. A. McKinnon et E. A. Barnes : Modeled and observed multidecadal variability in the North Atlantic jet stream and its connection to sea surface temperatures. *Journal of Climate*, 31(20):8313–8338, 2018. 37

C. B. Skinner, C. J. Poulsen, R. Chadwick, N. S. Diffenbaugh et R. P. Fiorella : The Role of Plant CO 2 Physiological Forcing in Shaping Future Daily-Scale Precipitation. *Journal of Climate*, 30(7):2319–2340, 2017. 105, 121

C. B. Skinner, C. J. Poulsen et J. S. Mankin : Amplification of heat extremes by plant CO2 physiological forcing. *Nature Communications*, 9(1):1094, 2018. 121

V. C. Slonosky : Wet winters, dry summers ? three centuries of precipitation data from paris. *Geophysical Research Letters*, 29(19):34–1–34–4, 2002. 31, 33

Y. Song et Y. Yu : Impacts of external forcing on the decadal climate variability in CMIP5 simulations. *Journal of Climate*, 28(13):5389–5405, 2015. 17, 36

A. I. Stegehuis, A. J. Teuling, P. Ciais, R. Vautard et M. Jung : Future European temperature change uncertainties reduced by using land heat flux observations. *Geophysical Research Letters*, 40(10):2242–2245, 2013. 132

N. Stehr et H. von Storch : The social construct of climate and climate change. *Climate Research*, 5(2):99–105, 1995. 8

R. T. Sutton, G. D. McCarthy, J. Robson, B. Sinha, A. T. Archibald et L. J. Gray : Atlantic multidecadal variability and the u.k. acsis program. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(2):415–425, 2018. 18, 34

R. Sutton et B. Dong : Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5(11):788 – 792, 2012. 19

A. L. S. Swann, F. M. Hoffman, C. D. Koven et J. T. Randerson : Plant responses to increasing CO 2 reduce estimates of climate impacts on drought severity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(36):10019–10024, 2016. 105, 121

D. Swingedouw, P. Ortega, J. Mignot, E. Guilyardi, V. Masson-Delmotte, P. G. Butler, M. Khodri et R. Séférian : Bidecadal North Atlantic ocean circulation variability controlled by timing of volcanic eruptions. *Nature Communications*, 6, 2015. 33

K. E. Taylor, R. J. Stouffer et G. A. Meehl : An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498, 2012. 52

C. Tebaldi et R. Knutti : The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365(1857):2053–2075, 2007. 65, 88

L. Terray et J. Boé : Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *Comptes Rendus - Geoscience*, 345(3):136–149, 2013. 52, 53, 55, 56

R. Thiéblemont, K. Matthes, N. E. Omrani, K. Kodera et F. Hansen : Solar forcing synchronizes decadal North Atlantic climate variability. *Nature Communications*, 6:1–8, 2015. 33

C. Torma, F. Giorgi et E. Coppola : Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain-Precipitation over the Alps. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(9):3957–3972, 2015. 99

K. E. Trenberth : Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change. *Climatic Change*, 42(1):327–339, 1999. 58

B. Van Den Hurk, H. Kim, G. Krinner, S. I. Seneviratne, C. Derksen, T. Oki, H. Douville, J. Colin, A. Ducharne, F. Cheruy, N. Viovy, M. J. Puma, Y. Wada, W. Li, B. Jia, A. Alessandri, D. M. Lawrence, G. P. Weedon, R. Ellis, S. Hagemann, J. Mao, M. G. Flanner, M. Zampieri, S. Materia, R. M. Law et J. Sheffield : LS3MIP (v1.0) contribution to CMIP6 : The Land Surface, Snow and Soil moisture Model Intercomparison Project - Aims, setup and expected outcome. *Geoscientific Model Development*, 9 (8):2809–2832, 2016. 122, 128

P. Van der Linden et J. Mitchell : Ensembles : Climate change and its impacts : Summary of research and results from the ensembles project, 2009. 65, 79

G. J. Van Oldenborgh, S. Drijfhout, A. Van Ulden, R. Haarsma, A. Sterl, C. Severijns, W. Hazeleger et H. Dijkstra : Western Europe is warming much faster than expected. *Climate of the Past*, 5(1):1–12, 2009. 52

D. P. van Vuuren, J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith et S. K. Rose : The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, 109(1-2):5–31, 2011. 52, 66

J.-P. Vergnes, B. Decharme, R. Alkama, E. Martin, F. Habets et H. Douville : A Simple Groundwater Scheme for Hydrological and Climate Applications : Description and Offline Evaluation over France. *Journal of Hydrometeorology*, 13(4):1149–1171, 2012. 124

J.-P. Vidal, E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon et J.-M. Soubeyroux : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644, 2010. 23

J. Wang, B. Yang, F. C. Ljungqvist, J. Luterbacher, T. J. Osborn, K. R. Briffa et E. Zorita : Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years. *Nature Geoscience*, 10(7):512–517, 2017. 31, 33

R. L. Wilby, N. J. Clifford, P. De Luca, S. Harrigan, J. K. Hillier, R. Hodgkins, M. F. Johnson, T. K. Matthews, C. Murphy, S. J. Noone, S. Parry, C. Prudhomme, S. P. Rice, L. J. Slater, K. A. Smith et P. J. Wood : The 'dirty dozen' of freshwater science : detecting then reconciling hydrological data biases and errors. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, 4 (3):e1209, 2017. 22

M. Wild : Enlightening Global Dimming and Brightening. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(1):27–37, 2012. 34

Z. Wu et N. E. Huang : ENSEMBLE EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION : A NOISE-ASSISTED DATA ANALYSIS METHOD. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 01(01):1–41, 2009. 26, 27, 32

Z. Wu, N. E. Huang, S. R. Long et C.-K. Peng : On the trend, detrending, and variability of nonlinear and nonstationary time series. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(38):14889–94, 2007. 8

B. F. Zaitchik, A. K. Macalady, L. R. Bonneau et R. B. Smith : Europe's 2003 heat wave : A satellite view of impacts and land - Atmosphere feedbacks. *International Journal of Climatology*, 2006. 121

G. Zappa et T. G. Shepherd : Storylines of atmospheric circulation change for European regional climate impact assessment. *Journal of Climate*, 30(16):6561–6577, 2017. 135

R. Zhang, R. Sutton, G. Danabasoglu, T. L. Delworth, W. M. Kim, J. Robson et S. G. Yeager : Comment on "The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation". *Science*, 352(6293):1527–1527, 2016. 33

R. Zhang : On the persistence and coherence of subpolar sea surface temperature and salinity anomalies associated with the Atlantic multidecadal variability. *Geophysical Research Letters*, 44(15):7865–7875, 2017. 33

R. Zhang, T. L. Delworth, R. Sutton, D. L. R. Hodson, K. W. Dixon, I. M. Held, Y. Kushnir, J. Marshall, Y. Ming, R. Msadek, J. Robson, A. J. Rosati, M. Ting et G. A. Vecchi : Have Aerosols Caused the Observed Atlantic Multidecadal Variability ? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(4):1135–1144, 2013. 33

X. Zhang, F. W. Zwiers, G. C. Hegerl, F. H. Lambert, N. P. Gillett, S. Solomon, P. A. Stott et T. Nozawa : Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, 448(7152):461–465, 2007. 51

E. Zorita, F. González-Rouco et S. Legutke : Testing the Mann et al.(1998) Approach to Paleoclimate Reconstructions in the Context of a 1000-Yr Control Simulation with the ECHO-G Coupled Climate Model. *Journal of Climate*, 16 (9):1378–1390, 2003. 64