

Les changements d'extrêmes de température en Europe : records, canicules intenses et influence anthropique

Margot Bador

► To cite this version:

Margot Bador. Les changements d'extrêmes de température en Europe : records, canicules intenses et influence anthropique. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2016. Français. NNT : 2016TOU30024 . tel-01446981

HAL Id: tel-01446981 https://theses.hal.science/tel-01446981

Submitted on 26 Jan 2017

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.





En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

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

Présentée et soutenue le 21/01/2016 par : Margot BADOR

Les changements d'extrêmes de température en Europe : records, canicules intenses et influence anthropique

SERGE CHAUZY MARTIN BENISTON ROBERT VAUTARD FABIO D'ANDREA JULIEN CATTIAUX SYLVIE PAREY

LAURENT TERRAY

JURY UT3 Paul Sabatier, Toulouse Université de Genève, Genève LSCE, Gif-sur-Yvette LMD, Paris CNRM-GAME, Toulouse EDF R&D, Chatou

Cerfacs, Toulouse

Président Rapporteur Rapporteur Examinateur Examinateur Invitée

Directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales Unité de Recherche : Sciences de l'Univers au Cerfacs (URA 1875) Directeur de Thèse : Laurent TERRAY Rapporteurs : Martin BENISTON et Robert VAUTARD

Remerciements

L'ouverture de ce manuscrit par les remerciements est loin d'être anecdotique. La thèse est une longue traversée, sur une mer souvent changeante. J'ai eu le plaisir de ne pas la vivre en solitaire, mais accompagnée de nombreuses personnes, que je souhaiterais ici remercier. Cet exercice est cependant loin d'être évident, et de simples mots peuvent parfois paraître légers face à l'aide apportée par chacun d'entre vous au cours de ces trois dernières années.

Tout d'abord merci à Laurent, directeur de cette thèse, de m'avoir permis de monter à bord et de m'avoir donné le cap. Merci pour la pertinence de tes conseils, tes idées (en 2 clics, et toujours significatives), et tes relectures jusque tard dans la soirée pour que je finisse mes reviews (presque pas en retard). Surtout, merci pour la confiance et la liberté que tu m'as tout de suite données, et que j'ai grandement appréciées. Je tiens ensuite à remercier Julien. Merci d'avoir rejoint le bateau en cours de route, à un de ces moments où j'étais dans le creux de la vague. Grâce à tes conseils (blagues) avisés (assassines), tu m'as bien préparée (armée, moi et mon égo) à affronter chaque étape de la thèse. Enfin, merci pour votre patience face à une thésarde parfois trop obstinée ("on ne te l'avait pas déjà dit la semaine dernière ça?").

Je voudrais remercier Robert Vautard et Martin Beniston, pour la lecture et l'examen de cette thèse jusqu'à la dernière (et lointaine) page. Merci aussi à Julien Cattiaux et Fabio d'Andrea pour leurs remarques enrichissantes, et à Serge Chauzy d'avoir si bien présidé la soutenance. Merci à Sylvie Parey, l'atout féminin et EDFien du jury, ainsi qu'à l'ensemble des collègues de Chatou pour leur intérêt dans mon travail. Je remercie encore Aurélien Ribes pour son expertise en détection, la DCLIM pour les SQR, l'équipe ALADIN pour leur modèle et leur disponibilité, et enfin Philippe Naveau pour son aide et sa patiente, extrêmes.

Mes remerciements s'adressent ensuite à tous mes collègues du Cerfacs : les membres du couloir des *moins jeunes* pour leurs partages (pas que) scientifiques; les membres d'hier et d'aujourd'hui du couloir des *plus jeunes* pour leurs partages (pas que) sarcastiques; l'équipe CSG pour le confort informatique dans lequel vous nous permettez de travailler; Nathalie, et enfin Isa, toujours pleine de ressources face aux embûches administratives. Un merci particulier à M-P de m'avoir lancée sur le tapis volant d'Aladin, aux Lau-Lau pour leurs gâteaux (bio naturellement) durant des pauses décompression devant des vidéos de cétacés minutieusement choisies par la Fouine, à Christophe pour des discussions parfois nocturnes, et à Emilia pour son rire communicatif. Merci aussi aux El'Odile pour les pauses revigorantes au soleil de midi (oui, et aussi de 10h et 16h).

J'ai bien sûr envie de remercier tous les gaillards de la brochette de mecs avec qui j'ai partagé cette aventure, et en particulier : Elizabeth, Yohan, Johan, Sébou, ToTo, Nabilou, PoPo, Antoine, Saïd, Rémy, mais aussi Marie(s) et Katerina pour la touche féminine, quand même. Pour bien compléter cette brochette, il me faut remercier Gildas, sans qui notre bureau n'aurait pu profiter du calme et de la sérénité qui lui ont fait sa réputation. Captain, je n'ai que quelques mots à rajouter : these are my thanks.

Mais sur la route, j'ai aussi retrouvé de nombreux amis pour partager de chaleureuses escales, et je tiens notamment à remercier : la bande de ruthénois, picon et bonne humeur à la main ; les cartoons Calédoniens ; la bande de GROS Toulousains, Parisiens ou Strasbourgeois, présents jusqu'à la soutenance ; les Toulousain(e)s, que ce fût autour d'un sandwich à MF, d'un verre ou sur la piste de danse. Un merci tout particulier à ma coloc Lucette d'avoir partagé cette aventure avec moi, à grands renforts de soirées plaid/chocolat, danse devant un écran et tentatives de macarons. Juliette, Rara, merci à vous, forcément, ainsi qu'à Simon et Matthieu, spécialement pour leurs corrections orthographiques, et vivement la prochaine île !

Pour chacun des moments passés ensemble, aux quatre coins de la France, de l'Europe et du globe, merci. Ils m'ont permis de repartir chaque fois plus forte.

Évidemment mes remerciements vont à ma famille. À mes parents, mes frères, mes grandsparents et à chacun de vous tous, je tiens à exprimer un grand merci. Sans vous, la traversée aurait été tellement moins douce. Pour être à mes côtés, contre vents et marées, merci David.

Table des matières

R	ésum	é		9
A	bstra	ct		11
In	trod	uction	générale	13
Ι	Les	s extré	èmes de température en Europe : une introduction	15
1	Le (climat	européen dans le système climatique : variabilité et changements	17
	1.1	Le cli	nouccion au système chinatique : le transport meridien de grande échène nat en Europe : movennes latitudes et variabilité climatique	10
	1.4	1 2 1	L'atmosphère barocline des movennes latitudes et de l'Atlantique Nord	19
	1 3	1.2.1 1.2.2	Les principaux modes de variabilité du climat en Europe	22
	1.0	fluenc	e anthropique	25
		1.3.1	Le réchauffement climatique : une introduction	25
		1.3.2	Les projections et les incertitudes des changements climatiques en Europe	26
		1.3.3	L'émergence de l'Influence de l'Homme	31
2	\mathbf{Les}	extrêi	nes de température et les canicules	35
	2.1	Défini	r un événement extrême climatique $\ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots$	35
		2.1.1	De nombreux extrêmes aux nombreux impacts	35
		2.1.2	Des changements de températures moyennes aux changements de	
	0.0	D	températures extremes	36
	2.2	Des ca	anicules aux extremes de temperature : le cas de l'ete 2015	38
		2.2.1	De l'échelle météorologique à l'échelle climatique	38 40
	<u> </u>	2.2.2 Los co	picules en Europe : une rétrespective de la capicule de l'été 2003	40 49
	$\frac{2.3}{2.4}$	Les ex	trêmes de température et les canicules dans le climat européen de la fin du	42
	<i>4.</i> T	21 ^{ème}		45
		2.4.1	Les projections climatiques des extrêmes de température	45
		2.4.2	Les projections climatiques des canicules	45
	2.5	Proble	ématique générale et organisation de la thèse	49

II	Évolution	des	records	de	température	au	cours	du	$20^{\rm ème}$	\mathbf{et}	du	$21^{ m ème}$	
sièc	le en Euro	pe											51

3	Les 3.1 3.2 3.3 3.4	records : un préambule Définir un record de température	53 53 54 56 57						
4	Les records de température en Europe : évolutions passée et future dans les observations E-OBS et le modèle CNRM-CM5 63								
	4.1	Détection de l'influence anthropique dans l'évolution des records de température							
		en Europe : article publié dans <i>Climate Dynamics</i>	63						
		4.1.1 Résumé	63						
	4.0	4.1.2 Article	64						
	4.2	Compléments d'étude	84						
		4.2.1 Les principaux résultats pour le printemps et l'automne	84						
		4.2.2 Futures temperatures extremes en Europe : des changements moyens de	0.0						
		temperatures extremes aux futures valeurs de records	89						
		4.2.5 Evolution des écarts de temperature entre deux récords successifs	94						
5	Les records de température en Europe : estimation multi-modèles de leurs								
	cha	ngements saisonniers	97						
5.1 Influence de l'Homme sur les records de température estivale en Europe : article									
		publié dans Geophysical Research Letters	97						
		5.1.1 Résumé	97						
		5.1.2 Article	98						
		5.1.3 Suppléments de l'article	108						
	5.2	Compléments d'étude	123						
		5.2.1 Les changements projetés pour l'ensemble des saisons	123						
		5.2.2 Les incertitudes autour des changements moyens de records chauds 1	130						
		5.2.3 De l'impact des aérosols sur l'évolution historique des records en été 1	133						
6	Svn	thèse, discussion et perspectives	39						
0	6.1	Synthèse des résultats	139						
	6.2	Discussion	140						
	6.3	Perspectives	141						

IIITempératures estivales extrêmes et canicules intenses dans la deuxièmemoitié du 21 ^{ème} siècle en France et en Europe14	3				
 7 Les canicules intenses de la fin du 21^{ème} siècle en Europe : cas d'études 14 7.1 Objectifs	5 5 6 1 2				
8 De l'utilisation de la modélisation climatique régionale pour l'étude des changements de températures extrêmes 16 8.1 Le modèle ALADIN : un modèle de climat régional	5 5 0 1 9				
9 L'étude de futures canicules intenses avec le modèle ALADIN 18 9.1 Les expériences de modélisation de futures canicules intenses 18 9.1.1 Le protocole 18 9.1.2 Les questions scientifiques 18 9.12 Les canicules des étés 2075 et 2088 19 9.2 Les résultats de l'expérience EUC12-75 19 9.2.1 Les résultats de l'expérience EUC50-75 20 9.2.3 Les résultats des expériences EUC12-88 et EUC50-88 20 9.3 La canicule de l'été 2092 20 9.4 Une mesure de la variabilité interne 21 9.5 Évaluation des futures températures journalières extrêmes 21	77785514926				
10 Synthèse, discussion et perspectives2210.1 Synthèse des résultats2210.2 Discussion2210.3 Perspectives22	1 1 2 4				
Conclusions générales, limites et perspectives 22	7				
Bibliographie 233					
A Article publié dans Weather and Climate Extremes 24	A Article publié dans Weather and Climate Extremes 247				

Résumé

En Europe, l'augmentation des températures moyennes de surface de l'air projetée au cours du 21^{ème} siècle s'accompagne d'une augmentation des extrêmes chauds et d'une diminution des extrêmes froids. Dans les dernières décennies, des indices témoignent déjà de ces changements, comme l'établissement récurrent de nouveaux records de chaleur ou l'augmentation des canicules.

Nous étudions l'évolution des extrêmes journaliers de température au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle en France et en Europe, et ce en termes d'occurrence et d'intensité. Un intérêt particulier est aussi porté aux mécanismes responsables de ces futurs extrêmes climatiques, ainsi qu'aux futures températures maximales.

Nous nous intéressons tout d'abord à l'évolution des records journaliers de température à partir d'observations et de modèles de climat. Entre 1950 et 1980, l'évolution théorique des records dans le cadre d'un climat stationnaire représente correctement l'évolution observée des records chauds et froids. Depuis les années 1980, un écart à ce climat stationnaire est observé, avec respectivement une augmentation et une diminution de l'occurrence des records chauds et froids.

Les modèles climatiques suggèrent une accentuation de ces changements au cours du siècle. L'occurrence moyenne des records chauds à la fin du siècle présente une forte augmentation par rapport aux premières décennies de la période observée. L'augmentation la plus importante des records chauds est projetée en été, en particulier dans la région méditerranéenne. Quant aux records froids, les modèles indiquent une diminution très importante de leur occurrence, avec une occurrence quasi-nulle dans les dernières décennies.

Les variations observées d'occurrence de records sont, au début du 21^{ème} siècle, toujours dans l'éventail des fluctuations de la variabilité interne du climat. Au cours du siècle, l'émergence de l'influence anthropique de ces fluctuations est détectable dans l'évolution des records chauds et froids en été, et ce respectivement autour des décennies 2030 et 2020. À l'horizon de la fin du siècle, les changements moyens d'occurrence de records ne peuvent pas être uniquement expliqués par des fluctuations naturelles.

Nous nous sommes ensuite intéressés aux futures températures estivales extrêmes, ainsi qu'aux canicules intenses qui peuvent être à l'origine de ces extrêmes. Pour cela, l'utilisation de modèles climatiques globaux est associée à la modélisation climatique régionale et à des stations d'observations en France.

Tout d'abord, l'augmentation maximale des valeurs maximales des records journaliers de température en été en France est estimée à partir d'une simulation régionale à haute résolution spatiale. À l'horizon 2100, les projections indiquent une augmentation maximale de ces valeurs extrêmes en été comprise entre de 6.6°C et 9.9°C selon les régions de la France. La comparaison de ces projections avec un ensemble de modèles climatiques indique que ces augmentations maximales pourraient être plus importantes. La médiane de la distribution des modèles indique en effet une augmentation maximale de ces valeurs maximales des records journaliers de

température de 11.8°C en été et en France.

Puis, des expériences de modélisation de canicules intenses du climat européen de la fin du 21^{ème} siècle ont été réalisées à partir d'événements particuliers d'un modèle de climat. Ces expériences ont mis en évidence le rôle des interactions entre le sol et l'atmosphère dans l'amplification des températures extrêmes lors de futurs évènements caniculaire intenses. L'occurrence de telles canicules est d'abord dépendante de la circulation atmosphérique, mais l'intensité des températures peut ensuite être fortement amplifiée en fonction du contenu en humidité des sols avant la canicule, et donc des conditions climatiques des semaines et des mois précédents.

Abstract

Over the 21st century, the mean increase in surface air temperatures is projected to be associated with an increase in warm temperature extremes and a decrease in the cold ones. Over the last decades, evidence already suggests these changes, as for example recurrent warm record-breaking temperatures or the increase in heatwave occurrence.

We investigate the evolution of daily temperature extremes over the 20th and the 21st centuries in France and in Europe, their possible changes in frequency and intensity. We also focus on the mechanisms responsible for these projected climate extremes, as well as the maximum values of temperature extremes at the end of the century.

First, we investigate the evolution of daily record-breaking temperatures in Europe based on the observations and an ensemble of climate models. From the 1950s to the 1980s, the theoretical evolution of the records in a stationary climate correctly reproduce the observed one, for both cold and warm records. From 1980, a shift from that theoretical evolution is observed, with an increase in the occurrence of warm records and a decrease in the occurrence of the cold ones.

Climate models suggest an amplification of these changes over the century. At the end of the 21st century, the mean number of warm records shows a strong increase compared to the first decades of the observed period. The strongest increase in warm record-breaking temperatures is found in summer, and particularly over the Mediterranean edge. On the contrary, the occurrence of cold record-breaking temperatures is projected to strongly decrease, with almost no new records in the last decades of the century, for all seasons and over the entire European domain.

Observed variations of daily record-breaking temperatures are still, at the beginning of the 21st century, consistent with internal climate variability only. Over the century, the anthropogenic influence emerge from these fluctuations in the summer record evolutions, around the 2030 and the 2020 for the warm and cold records respectively. By 2100, the mean changes in record occurrences cannot be explained by the internal climate variability solely, for all seasons and over the entire European domain.

Then, we investigate future extreme temperatures at the end of the 21st century, as well as severe heatwaves leading to these extremes. Climate models analyses are associated with regional climate modeling and a French station-based dataset of observations.

The summer 21^{st} century evolution of the maximum values of daily warm record-breaking temperatures is first examined in the observations and the high resolution simulation of the regional model. By 2100, an increase of these values is projected, with maximum changes between +6.6°C and +9.9°C in summer among the French regions. These projections assessed from a regional model may underestimate the changes. The multi-model mean estimate of the maximum increase of these values is indeed around +11.8°C in summer over France.

Finally, regional modeling experiments of severe heatwaves in the climate of the end of the 21st century in Europe are performed. These severe heatwaves are selected cases from a global climate model trajectory. The experiments results show the role of the soil-atmosphere interactions in the amplification of the extreme temperatures during such future severe warm

events. The occurrence of the heatwave is first caused by the atmospheric circulation, but the temperature anomaly can then be amplified according to the soil moisture content before the event, and thus the climatic conditions of the preceding weeks and months.

Introduction générale

Ces dernières années, de nombreux records de température ont été battus un peu partout dans le monde, que ce soit à l'échelle mensuelle ou journalière. Depuis 1900, les 15 années les plus chaudes observées à ce jour en France l'ont toutes été au cours des 25 dernières années. L'année 2014 est par exemple l'année record pour les températures en Europe et en France, avec une anomalie moyenne de température annuelle de $+1.2^{\circ}$ C, et l'année 2015 est aussi bien partie pour battre de nouveaux records de chaleur. Notamment, l'été 2015 est le second été le plus chaud jamais observé en France, avec une anomalie moyenne de température de $+1.5^{\circ}$ C par rapport à la référence 1981-2010, derrière celui de 2003 avec une anomalie de $+3.2^{\circ}$ C.

Les fortes températures de l'été 2015 sont en partie expliquées par les 3 épisodes caniculaires que la France a vécu. De même, les fortes températures de l'été 2003 sont grandement liées à la forte canicule du mois d'août, qui est la plus intense canicule observée en France. De lourds impacts sont associés à cette canicule, avec notamment 40000 morts supplémentaires en Europe, dont 15000 en France.

L'établissement récurrent de nouveaux records de chaleur ou l'augmentation de la fréquence des canicules sont autant d'indices qui pourraient témoigner des changements climatiques en France et en Europe. L'augmentation des températures moyennes de surface de l'air projetée au cours du 21^{ème} siècle s'accompagne en effet d'une augmentation des extrêmes chauds et d'une diminution des extrêmes froids. Dans cette thèse, nous nous intéressons à la quantification de ces changements, et ce en termes d'occurrence et d'intensité. Les extrêmes climatiques de température sont tout d'abord examinés à travers les records, puis à travers l'étude d'événement caniculaires intenses. Nous examinons aussi les mécanismes responsables de ces futurs extrêmes climatiques, ainsi que les valeurs extrêmes des températures journalières maximales.

Ce travail de thèse s'organise autour de 3 parties. Dans la première, nous introduisons le climat en Europe, en mettant en évidence les fluctuations du système climatique qui influencent l'Europe. Nous revenons ensuite sur les extrêmes de température du climat européen, leurs impacts et leurs changements projetés. Dans une deuxième partie, nous étudions l'évolution des records de température au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle en Europe, et notamment l'émergence de l'influence anthropique des fluctuations naturelles du climat. Dans une troisième et dernière partie, nous nous intéressons à des canicules intenses et à leurs températures extrêmes dans le climat de la fin du 21^{ème} siècle en Europe. Pour finir, nous proposons des conclusions générales, ainsi que les limites et les perspectives de ces travaux de thèse.

Première partie

Les extrêmes de température en Europe : une introduction

Chapitre 1

Le climat européen dans le système climatique : variabilité et changements

Sommaire

1.1 Une introduction au système climatique : le transport méridien de	
grande échelle 1	7
1.2 Le climat en Europe : moyennes latitudes et variabilité climatique 1	9
1.2.1 L'atmosphère barocline des moyennes latitudes et de l'Atlantique Nord 1	19
1.2.2 Les principaux modes de variabilité du climat en Europe	22
1.3 Le climat en Europe : changements projetés, incertitudes et émergence	
de l'influence anthropique 2	25
1.3.1 Le réchauffement climatique : une introduction	25
1.3.2 Les projections et les incertitudes des changements climatiques en Europe	26
1.3.3 L'émergence de l'influence de l'Homme	31

L'étude du climat en Europe est au cœur de ce travail de thèse, avec un intérêt particulier pour les évènements extrêmes de température. Dans ce premier chapitre, on introduit tout d'abord le système climatique, avant de se focaliser sur le bassin de l'Atlantique Nord et le climat en Europe, sa variabilité et ses changements projetés au cours du 21^{ème} siècle. Les extrêmes climatiques seront abordés dans le chapitre suivant.

1.1 Une introduction au système climatique : le transport méridien de grande échelle

Le soleil est le moteur de notre climat. La sphéricité de la Terre implique que les rayons solaires interceptent une plus grande surface aux hautes latitudes qu'à l'équateur (figure 1.1). À surface égale, les régions polaires reçoivent environ deux fois moins de rayonnement solaire que l'équateur, et donc moins de chaleur. Aristote a le premier établit un découpage zonal du climat, en fonction de l'inclinaison du soleil par rapport à l'horizon, avec des régions froides aux pôles, une région extrêmement chaude autour de l'équateur et des régions tempérées entre les deux. L'origine du mot climat (klima en grec ancien) témoigne de cette relation au soleil puisqu'il signifie "inclinaison de la terre vers le pôle".

Le soleil émet essentiellement des ondes électromagnétiques de faibles longueurs d'onde (SW pour shortwaves), dont la lumière visible. Environ 30% du flux solaire reçu au sommet de l'atmosphère est réfléchi vers l'espace, alors que le reste est absorbé par l'atmosphère, l'océan, les surfaces continentales et glaciaires. Le système Terre/atmosphère émet aussi de l'énergie vers l'espace, mais plutôt dans les grandes longueurs d'ondes (LW pour longwaves), et plus particulièrement dans l'infrarouge. Le flux LW émis est aussi appelé flux thermique et il est fonction de la température (loi de Stefan). Ainsi, les régions polaires émettent moins d'énergie LW que les régions tropicales. Ce contraste méridien de flux LW est moins marqué que celui de flux SW (figure 1.2). Finalement, en moyenne annuelle, le bilan radiatif¹ net au sommet de l'atmosphère montre que la bande tropicale est excédentaire en énergie alors que les hautes latitudes en sont déficitaires (figure 1.2).



FIGURE 1.1 – Représentation schématique de la surface de la Terre interceptée par les rayons solaires. (Crédits : NASA)



FIGURE 1.2 – Représentation schématique du bilan énergétique méridien de la Terre en moyenne annuelle. (Crédits : NASA)

À l'échelle globale et à long terme, et en l'absence de forçage externe (naturel ou anthropique), le système climatique est cependant un système en équilibre, aucune région ne se réchauffe ou ne se refroidit perpétuellement. Un transfert d'énergie depuis l'équateur vers les pôles est donc nécessaire pour maintenir l'équilibre énergétique. Une partie importante de ce transfert a lieu dans l'océan et dans l'atmosphère, à travers des circulations organisées de grande échelle. On ne s'intéresse ici qu'à la circulation atmosphérique, qui est l'acteur principal du mélange aux moyennes latitudes (Trenberth and Caron, 2001). De plus, on ne s'intéresse qu'à la troposphère (entre le sol et 9 km à 18 km d'altitude selon la latitude), où l'essentiel de l'activité météorologique est confiné.

Dans l'atmosphère, un déséquilibre radiatif existe aussi sur la verticale. En effet, l'atmosphère est en moyenne excédentaire dans les couches de surface et déficitaire au sommet. Ainsi, de ces simples considérations (et pour une planète sans continent), un transport selon deux dimensions (méridienne et verticale) serait induit par les déséquilibres radiatifs, avec un transport de chaleur vers les hautes couches de l'atmosphère puis vers les pôles, et en surface un transport induit de masses polaires d'air froid vers l'équateur, le tout formant une cellule fermée de transport de chaleur (cellule de convection ; figure 1.3). Un schéma de circulation atmosphérique de grande échelle avec deux grandes cellules hémisphériques et axisymétriques a été proposé par G. Hadley en 1735. Cette hypothèse d'une unique cellule de convection hémisphérique a ensuite

^{1.} Le bilan radiatif consiste en la différence entre l'énergie reçue et l'énergie émise vers l'espace. Il peut être caractérisé à l'échelle d'une région ou du globe.

été invalidée, et ce not amment grâce à une meilleure compréhension des effets de la rotation terrestre et de la force de Coriolis².



FIGURE 1.3 – Représentation schématique d'une aqua-planète avec une seule cellule de convection par hémisphère. (Crédits : the COMET Program)

FIGURE 1.4 – Représentation schématique de la circulation méridionale de l'atmosphère. (Crédits : the COMET Program)

Finalement, le transport méridien de chaleur s'organise en structures zonales composées de différentes cellules de convection, avec, de l'équateur aux pôles : les cellules de Hadley, Ferrel et les cellules polaires (figure 1.4). Ces cellules de convection ont des circulations inversées les unes par rapport aux autres. Elles transportent de grandes quantités de chaleur et d'humidité et conditionnent le climat des différentes régions du globe. Ces cellules sont cependant schématiques et cachent des mouvements complexes et des inhomogénéités zonales, notamment par la présence de continents. De plus, l'obliquité de la Terre (inclinaison de son axe de rotation) induit des variations saisonnières dans le contraste énergétique, et notamment une activité plus forte de la cellule de Hadley dans l'hémisphère d'hiver. Dans les tropiques, ce transport méridien s'accompagne d'un transport zonal (circulation globale de Walker) induit par des contrastes zonaux de températures, que nous ne détaillerons pas plus ici.

1.2 Le climat en Europe : moyennes latitudes et variabilité climatique

1.2.1 L'atmosphère barocline des moyennes latitudes et de l'Atlantique Nord

Dans cette partie, on s'intéresse plus en détail à la circulation atmosphérique qui influence directement le climat en Europe. On ne prétend pas décrire en détail la dynamique atmosphérique des moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Plutôt que d'en décrire son portrait finement détaillé, on esquisse le croquis de la circulation atmosphérique qui influence l'Europe.

L'atmosphère et le système climatique en général présentent des variations autour de leur état moyen. Les variations à l'échelle planétaire sont associées à des échelles de temps longues (les saisons par exemple), alors que les variations aux petites échelles spatiales sont associées à des temps courts (les tempêtes par exemple; figure 1.5). Ces variations ne sont pas indépendantes et

^{2.} La force de Coriolis dévie une parcelle en mouvement vers la droite dans l'hémisphère nord, et vers la gauche dans l'hémisphère sud

interagissent entre elles à différentes échelles spatio-temporelles. On peut ici y voir une contradiction avec notre analogie, car il serait en effet très difficile d'arrêter dans le temps la circulation atmosphérique pour en faire son portrait.



FIGURE 1.5 – Diagramme espace-temps représentant les différentes échelles atmosphériques et des exemples de phénomènes associés. (Crédits : the Comet Program)

La toile de fond du croquis pourrait être représentée par la zone barocline de grande échelle, qui caractérise l'état moyen zonal et temporel de l'atmosphère aux moyennes latitudes des deux hémisphères. Cette zone barocline est déterminée par les forts gradients horizontaux de température et de pression entre l'équateur et les pôles, à des latitudes où la force de Coriolis joue un rôle important. Une des caractéristiques de l'atmosphère barocline des moyennes latitudes est le courant-jet (jet stream), un tube de forts vents d'ouest situés au sommet de la troposphère. Ce courant-jet dépend du gradient thermique horizontal³, dont la saisonnalité explique donc une intensification et un déplacement vers l'équateur en hiver (intensité des vents en couleurs sur la figure 1.6, a et d).

Un premier raffinement du croquis peut être apporté par les variations zonales de cette zone barocline dans l'hémisphère Nord, et donc de la position du courant-jet. La présence des continents, et surtout des massifs montagneux des Rocheuses et de l'Himalaya induit des perturbations quasi-stationnaires de la zone barocline : les ondes de Rossby planétaires (Held et al., 2002). Au passage d'une orographie élevée, une parcelle d'air va être déplacée vers le nord (par conservation du tourbillon potentiel que nous ne détaillons pas ici). Cette perturbation induite par les massifs montagneux se propage de proche en proche. Dans l'hémisphère nord, le flux zonal moyen de la zone barocline est finalement déplacé horizontalement dans la direction méridionale (contours de la figure 1.6, a et d). Ces ondes permettent de renforcer le mélange méridional de chaleur en conférant une composante méridionale à la zone barocline et au courant-jet. Dans

^{3.} C'est la relation du vent géostrophique et du vent thermique, selon laquelle les vents horizontaux sont proportionnels aux gradients de pression. Dans les moyennes latitudes, les gradients de température et de pression sont de plus en plus importants avec l'altitude, du fait de la rencontre en haute troposphère des masses tropicales d'air chaud et des masses polaires d'air froid. Ainsi, dans la colonne atmosphérique, les vents d'ouest sont de plus en plus intenses avec l'altitude, et les vents les plus intenses sont confinés dans un tube zonal relativement étroit en haute troposphère : le courant-jet.



FIGURE 1.6 – Climatologie (1957-2002) de l'hémisphère nord pour l'hiver (Décembre-Janvier-Février, panneau du haut) et l'été (Juin-Juillet-Août, panneau du bas), à partir de la réanalyse ERA-40 : a-d) intensité des vents à 250hPa avec la fonction de courant en contours (tous les $1.10^7 m^2 s^{-1}$); b-e) énergie cinétique des tourbillons transitoires (TEKE) dans les basses (850hPa, en couleurs) et les hautes (250hPa, en contours, tous les $20m^2 s^{-2}$) couches, déterminée à partir d'un filtre sur les vents (bande passante de 2 à 6 jours). (Crédits : figure adaptée de la figure 1 de Woollings, 2010)

l'Atlantique Nord, ces ondes sont responsables de méandres quasi-stationnaires : la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores.

Un second raffinement du croquis peut encore être apporté par des ondes de Rossby, mais celles-ci caractérisées par de plus petites longueurs d'ondes, et par des échelles spatio-temporelles synoptiques. À l'est de l'Amérique du Nord, le courant-jet est repoussé vers le sud suite au passage des Rocheuses (Brayshaw et al., 2009). Un flux d'air polaire est donc advecté vers l'équateur, créant de forts contrastes thermiques. Ces forts contrastes thermiques de l'atmosphère rencontrent les forts contrastes thermiques du Gulf Stream dans l'océan, renforçant l'intensité du courant-jet et le rendant plus instable. Des perturbations baroclines, appelées aussi cyclones extra-tropicaux ou dépressions, se développent ainsi à l'est du continent américain et traversent ensuite l'Atlantique Nord jusqu'à l'Europe (figure 1.6, b et e). Cette route dépressionnaire

(appelée aussi rail des dépressions) suit l'orientation du courant-jet.

L'inclinaison du courant-jet et le rail des dépressions ont une grande influence sur le climat en Europe (Woollings, 2010). De plus, les perturbations baroclines synoptiques ainsi que les perturbations quasi-stationnaires planétaires contribuent au mélange méridien de chaleur entre l'équateur et les pôles. Le passage d'une dépression synoptique modifie le gradient méridien moyen de température et ainsi l'environnement basse fréquence sur lequel elle a été générée, et dont elle dépendait en premier lieu. De fortes interactions ont donc lieu entre les ondes de Rossby planétaires et synoptiques, ce qui implique qu'une simple superposition des mécanismes ne suffit pas à caractériser la circulation atmosphérique de l'Atlantique Nord.

La région de l'Europe est une des régions du monde dont la prévision du temps et du climat est la plus dure à réaliser. Les scores de prédiction saisonnière sont par exemple parmi les plus bas (Palmer et al., 2008; Doblas-Reyes et al., 2013). Le rapport signal sur bruit de variables climatiques est aussi relativement plus bas que pour d'autres régions des mêmes latitudes (Hawkins and Sutton, 2009).

1.2.2 Les principaux modes de variabilité du climat en Europe

Le climat est non seulement défini par la valeur moyenne de ses paramètres physiques mais aussi par les caractéristiques de ses variations, qui s'échantillonnent sur une large gamme d'échelles temporelles et spatiales (figure 1.5).

Aux échelles intrasaisonnière à interannuelle, voire décennale, l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO; Hurrell et al., 2003) est le mode de variabilité climatique qui nous intéresse plus particulièrement pour son importante influence sur le climat Européen. La NAO est caractérisée par des variations de la différence de pression au niveau de la mer entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores. La phase positive de la NAO (NAO+) correspond à une intensification simultanée de cette dépression et de cet anticyclone, qui induit une amplification de la différence de pression (panneau de gauche, figure 1.7). La phase NAO+ est associée à un déplacement vers le nord et un renforcement du courant-jet (par géostrophie), avec une augmentation des tempêtes dans le nord de l'Europe, et un temps plutôt sec dans le sud de l'Europe (Cassou, 2004). La phase négative de la NAO (NAO-) correspond à une diminution simultanée de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores, qui induit une diminution de la différence de pression (panneau de droite, figure 1.7). Lors d'une phase NAO-, on observe une diminution des tempêtes et une augmentation des pluies dans le sud de l'Europe. En Europe, l'influence de la NAO est particulièrement importante en hiver, où les influences de la dynamique atmosphérique sont relativement plus importantes qu'en été.

Dans la région de l'Atlantique Nord et de l'Europe, des organisations spécifiques de la circulation atmosphérique se produisent de manière préférentielle, en réponse aux interactions entre les ondes de Rossby planétaires et synoptiques. Le paradigme des "régimes de temps" représente des états préférentiels de la dynamique atmosphérique dans la région (Reinhold and Pierrehumbert, 1982; D'Andrea, 2003). Les phases positives et négatives de la NAO caractérisent chacune un des régimes de temps. Contrairement aux anomalies tropicales, les régimes de temps des latitudes tempérées sont beaucoup moins persistants, et on peut alors classer à l'échelle journalière des cartes de pression (Michelangeli et al., 1995; Cassou et al., 2004). La dynamique atmosphérique peut alors s'interpréter en termes de fréquence d'occurrence de chacun des régimes, de transition entre les régimes, et de persistance (Vautard, 1990). Un hiver que l'on qualifie de NAO+ est finalement un hiver où la fréquence d'occurrence du régime de temps NAO+ est relativement élevée.



FIGURE 1.7 – Représentation schématique des phases positive (à gauche) et négative (à droite) de la NAO, ainsi que de leurs influences en Europe. (Crédits : C. Cassou)

L'utilisation d'un tel paradigme pour étudier la dynamique atmosphérique a largement été employée pour l'étude du climat en Europe (Boé and Terray, 2007; Cattiaux et al., 2013, parmi d'autres), et ce notamment pour les extrêmes de température (Cattiaux et al., 2010) et les canicules (Schoetter et al., 2015).

Parmi les différents régimes, le régime de blocage a un rôle particulièrement important sur le climat de l'Europe. Comme son nom l'indique, il consiste en la persistance d'un état atmosphérique, généralement un anticyclone (Woollings, 2010). La persistance de ce régime est souvent associée à de sévères impacts, et ce en particulier par l'occurrence d'événements extrêmes (Buehler et al., 2011; Pfahl and Wernli, 2012). En hiver, le blocage d'un anticyclone est associé à des conditions de ciel clair, et des conditions froides de température en Europe (sauf dans le nord-ouest). En été, un blocage est associé à des conditions sèches et parfois caniculaires, comme lors de la canicule de l'été 2010 en Russie par exemple (Matsueda, 2011; Dole et al., 2011).

Une limite de cette méthode réside en l'échantillonnage en un nombre fini d'états préférentiels de la dynamique atmosphérique. Chacune des classes peut ainsi contenir des situations atmosphériques finalement assez différentes. De plus, le nombre de classes à choisir fait débat. Aussi, si des régimes de temps sont aisément déterminables en été et en hiver, la dynamique atmosphérique des saisons intermédiaires est plus difficile à analyser avec cette méthode. Les travaux de thèse de J. Cattiaux (2010) exposent une analyse plus fine de l'utilisation des régimes de temps pour l'étude du climat de la région de l'Atlantique Nord et de l'Europe, et en particulier pour les extrêmes de température.

Sur des échelles temporelles décennale à multi-décennale, la circulation océanique contribue aussi aux variations du climat en Europe. La branche atlantique de la circulation méridienne de retournement⁴ (AMOC pour Atlantic Meridional Overturning Circulation) transporte des eaux relativement chaudes près des côtes de l'Europe, permettant (en partie) au climat Européen d'être relativement plus chaud que d'autres régions des mêmes latitudes (Woollings, 2010).

Des variations aux échelles multi-décennales des températures de surface des océans sont présentes dans l'Atlantique Nord. Ces variations sont l'empreinte d'un mode de variabilité appelé AMO (pour Atlantic Multidecadal Oscillation; Sutton and Hodson, 2005) et sont fortement

^{4.} L'AMOC est une circulation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord responsable d'un important transfert d'énergie vers les pôles. C'est une des branches de la circulation thermohaline, la circulation océanique globale.

reliées aux variations de l'AMOC. L'influence de l'AMO sur le climat Européen a été montrée aux échelles décennales (Mariotti and Dell'Aquila, 2012). À partir d'observations, Sutton and Dong (2012) ont par exemple suggéré qu'un changement de phase de l'AMO dans les années 1990 aurait été responsable de variations de températures en Europe à l'échelle décennale, avec différents impacts selon les saisons, sauf en hiver où l'influence est négligeable. Des années 1996 à 2009, une phase positive de l'AMO a été associée à des anomalies chaudes de température de surface de l'air en Europe, avec des différences de distribution spatiale entre le printemps, l'été et l'automne (figure 1.8).



FIGURE 1.8 – Distribution spatiale au printemps (Mars-Avril-Mai, à gauche), en été (Juin-Juillet-Août, milieu) et en automne (Septembre-Octobre-Novembre, à droite) des différences de température de surface de l'air moyenne entre une phase positive (1996-2009) et négative (1964-1993) de l'AMO. La régression du champ de température sur l'indice de température moyenne globale a été préalablement retirée des observations afin de s'affranchir de la tendance du réchauffement climatique. Seules les données statistiquement significatives à 90% sont représentées. (Crédits : figure adaptée de la figure 2 de Sutton and Dong, 2012)

Nous nous sommes ici limités à l'étude des processus dynamiques dans la troposphère, or la dynamique de la stratosphère influence aussi le climat en Europe (Douville, 2009). Notamment, des variations du vortex polaire dans la stratosphère peuvent induire des déplacements du courant-jet dans la troposphère (Baldwin and Dunkerton, 2001). La stratosphère aurait aussi des influences particulièrement importantes en Europe de par le rôle que sa dynamique pourrait jouer à travers des téléconnexions ⁵ avec l'ENSO ⁶ (Bell et al., 2009). Le climat Européen est aussi influencé par d'autres modes de variabilité, que se soit de manière directe ou indirecte, par le biais de téléconnexions.

Dans un climat stationnaire (i.e. à forçages externes constants), l'ensemble des variations de l'atmosphère, de l'océan, de la cryosphère, de l'hydrosphère, de la biosphère, et finalement de toutes les composantes du système climatique sont regroupées sous le terme de la variabilité interne du climat. À cette variabilité intrinsèque du climat s'ajoute une variabilité forcée à travers

^{5.} Une téléconnexion consiste en une corrélation entre des phénomènes climatiques se déroulant simultanément à de grandes distances.

^{6.} L'ENSO (El-Niño Southern-Oscillation; Trenberth, 1997) est le mode de variabilité le plus important du système climatique. Il se développe au niveau du bassin Pacifique tropical et est caractérisé par un couplage entre l'Oscillation Australe dans l'atmosphère (Walker, 1923) et des anomalies de circulation océanique (Bjerknes, 1969).

la contribution de contraintes externes au système climatique : les forçages externes. Ils sont de deux natures différentes : les forçages naturels et les forçages anthropiques. Les forçages naturels sont caractérisés par les activités solaire et volcanique. Les forçages anthropiques correspondent aux forçages que l'Homme impose sur le système climatique depuis l'ère industrielle, avec des émissions toujours plus importantes de gaz à effet de serre, mais aussi les émissions d'aérosols et les changements d'utilisation des sols. L'impact des forçages anthropiques sur le climat est abordé dans la partie suivante.

L'étude du climat et de ses changements consiste à la fois en l'étude de sa variabilité interne mais aussi en l'étude des impacts des forçages naturels et des forçages anthropiques, ainsi que de leurs interactions. En moyennant un signal sur de longues échelles temporelles et/ou spatiales, l'influence de la variabilité interne peut être atténuée au profit de la réponse moyenne aux forçages anthropiques. Ces notions de variabilité interne, forçages externes naturels et anthropiques et rapport signal sur bruit sont des notions importantes auxquelles nous feront appel à de nombreuses reprises dans cette thèse.

1.3 Le climat en Europe : changements projetés, incertitudes et émergence de l'influence anthropique

1.3.1 Le réchauffement climatique : une introduction

Le réchauffement du système climatique est observé et sans équivoque depuis les années 1950 (GIEC 2013). Entre 1880 et 2012, les températures moyennes de surface des océans et de l'atmosphère présentent une tendance positive de l'ordre de 0.89°C (entre 0.69°C et 1.08°C en prenant en compte les incertitudes), selon un ensemble de jeux d'observations. À l'échelle globale encore, l'augmentation totale entre les périodes 1850-1900 et 2003-2012 est de 0.78°C (entre 0.72°C et 0.85°C; GIEC 2013, Hartmann et al., 2013). Le réchauffement est plus important sur les continents que sur les océans, notamment en Europe où il est supérieur à 1°C (figure 1.9).

Le réchauffement climatique est la conséquence d'un léger déséquilibre du bilan radiatif moyen à la surface du globe. Sur la période récente, les observations indiquent un surplus d'énergie à la surface de l'ordre de $+0,6 W.m^2$ (figure 1.10; GIEC 2013, Hartmann et al., 2013). Ce déséquilibre est en partie expliqué par des modifications de la composition chimique de l'atmosphère, elles mêmes attribuées aux augmentations des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols depuis le début de l'ère industrielle (GIEC 2013, Cubasch et al., 2013). Les changements d'occupation des sols des surfaces continentales sont aussi responsables de la modification de l'équilibre radiatif par des modifications de l'albédo⁷ et des contributions des flux turbulents de chaleur latente⁸ et sensible⁹.

Le réchauffement climatique impacte l'océan, l'atmosphère, les surfaces continentales et glaciaires, et finalement toutes les composantes du système climatique, selon tout une gamme d'échelles spatiales et temporelles. De plus, de nombreux mécanismes de rétro-actions interviennent dans le système climatique et peuvent amplifier ou diminuer de petites variations (rétro-action respectivement positive ou négative). Dans cette thèse, nous explorons les impacts du réchauffement climatique sur le climat Européen, et en particulier sur les extrêmes de températures (chapitre 2).

^{7.} L'albédo correspond au pouvoir réfléchissant d'une surface terrestre et sa valeur indique la quantité de rayonnement solaire réfléchi.

^{8.} Le flux de chaleur latente correspond à une quantité d'eau évaporée par unité de temps et convertie en énergie.

^{9.} Le flux de chaleur sensible correspond au transfert de chaleur par conduction entre la surface et l'air.



FIGURE 1.9 – Distribution spatiale des tendances observées de température de surface entre 1901 et 2012. Les tendances sont calculées à partir d'une régression linéaire dans le jeu d'observations MLOST. Les croix indiquent les tendances significatives à 10%, alors que les zones blanches indiquent les zones où la disponibilité des données n'était pas suffisante pour le calcul des tendances. (Crédits : figure adaptée de la figure SPM.1 de l'AR5, GIEC 2013)

1.3.2 Les projections et les incertitudes des changements climatiques en Europe

Les projections des impacts du réchauffement climatique au cours du 21^{ème} siècle sont principalement étudiées à partir de modèles de climat, des modèles globaux couplés ¹⁰. Les modèles de climat utilisés dans le cadre de cette thèse ont été développés par la communauté scientifique internationale dans le cadre du dernier exercice d'inter-comparaison des données des modèles (CMIP5 pour Coupled Model Intercomparison Project Phase 5), organisé par le Programme Mondial de Recherche sur le Climat pour l'élaboration de l'AR5.

Afin d'explorer les projections climatiques, des scénarios d'émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols sont produits pour décrire les évolutions possibles de ces forçages externes au cours du $21^{\text{ème}}$ siècle. Quatre scénarios RCP (pour Representative Concentration Pathways; van Vuuren et al., 2006, 2007) ont été créés dans le cadre de l'exercice CMIP5, et sont représentatifs de quatre familles de scénarios différents. Ils définissent différentes ampleurs possibles des variations du forçage radiatif à l'horizon 2100 (figure 1.11). Le RCP8.5 est associé à une perturbation de 8.5 $W.m^2$ d'ici 2100 par rapport à la période préindustrielle (1861-1880). Notons que les observations des années 2000 sont très proches des concentrations de ce scénario, usuellement qualifié de scénario du laisser-faire (ou de statu quo) des émissions anthropiques, qui continuent d'augmenter graduellement pendant le siècle. Au contraire, le RCP2.6 a été conçu comme un scénario permettant de maintenir (avec de bonnes probabilités) l'augmentation de la température globale en deçà de 2°C (entre l'époque pré-industrielle et

^{10.} Un modèle de climat est la représentation numérique du système climatique, à travers chacune de ses composantes (océan, atmosphère, hydrosphère, cryosphère, biosphère, etc) ainsi que leurs interactions.



FIGURE 1.10 – Bilan radiatif global moyen du climat présent. Les plus grands nombres renseignent sur la valeur des flux $(W.m^2)$, ajustés en fonction de leurs incertitudes pour clore le bilan d'énergie. Les nombres entre parenthèse renseignent sur l'éventail des valeurs donné par les observations. (Crédits : figure 2.11 de l'AR5, GIEC 2013, Hartmann et al., 2013)

2100). Cet objectif a été discuté lors des négociations internationales car il correspond à un seuil critique au delà duquel de nombreuses espèces seraient moins capables de s'adapter pour survivre aux changements climatiques. C'est un scénario d'atténuation qui demanderait une inversion de la courbe des émissions dès les années 2020 suivie d'une réduction jusqu'à atteindre des émissions "négatives" ¹¹ à partir des années 2050. Les scénarios RCP4.5 et RCP6.0 se situent entre les 2 susnommés et sont des scénarios de stabilisation des émissions.

Dans un premier temps, nous nous intéressons aux changements moyens en Europe entre la fin du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle, et ce en particulier pour la température de surface de l'air et les précipitations, des variables importantes pour le climat. Nous nous référons ici aux travaux de Terray and Boé (2013) réalisés à partir d'un large ensemble de 25 modèles CMIP5, sous le scénario RCP8.5 d'émissions anthropiques. Les résultats avancés dans ce papier sont en bon accord avec les conclusions des changements régionaux en Europe présentés dans l'AR5 (GIEC 2013, Christensen et al., 2013). Seulement les changements saisonniers pour l'été et l'hiver sont présentés. Les projections des saisons intermédiaires sont souvent associées à des motifs de transition entre ces deux saisons contrastées.

La distribution spatiale des changements de TAS (températures de l'air à la surface) sont contrastés entre les saisons (figure 1.12). En hiver, les changements sont organisés selon la diagonale sud-ouest nord-est, avec les plus fortes valeurs dans le nord-est du domaine. En été, ils sont organisés selon l'axe méridien, avec les intensités maximales au niveau du pourtour méditerranéen. Ces différences dans la distribution des changements sont liés à des mécanismes différents entre l'été et l'hiver, que nous discutons à plusieurs reprises dans la thèse. Selon le RCP8.5, une accentuation des changements a lieu entre la première et la deuxième moitié du

^{11.} Les émissions négatives font référence à un scénario où des actions sont menées pour capter des gaz à effet de serre dans l'atmosphère pour en réduire leur concentration.



FIGURE 1.11 – Estimation de l'évolution des émissions de CO2 au cours des trois dernières décennies, ainsi que celles décrites dans les scénarios RCP du GIEC. (Crédits : figure adaptée de la figure 1 de Peters et al., 2012)

siècle, avec dans les 3 dernières décennies une augmentation moyenne comprise entre 2°C et 8°C pour chacune des saisons.

La distribution spatiale des changements de précipitations présente un même dipôle méridien de changement en été et en hiver, avec une augmentation des précipitations au nord, et une diminution au sud, mais avec des différences de localisation de la zone de transition entre ces deux régions (environ 55°N en été et 45°N en hiver; figure 1.13). Une importante accentuation des changements a lieu au cours du 21^{ème} siècle, et ce notamment pour l'augmentation des précipitations dans le nord de l'Europe en hiver et la diminution des précipitations dans le sud de l'Europe en été. Notons que les distributions spatiales de ces mêmes changements de précipitations sous le scénario RCP4.5 sont proches, avec des intensités plus faibles de changement (GIEC2013, Christensen et al., 2013).

L'étude des changements climatiques s'accompagne d'une quantification des incertitudes, qui proviennent de différentes sources. La première source est associée aux modèles (incertitude épistémique ou structurelle), et plus particulièrement au manque de connaissance et aux difficultés de représentation des processus physiques et dynamiques du système climatique. D'autres processus (la microphysique des nuages, les processus de petite échelle océanique, etc) peuvent aussi être compris sans pour autant être décrits explicitement dans les modèles à cause de résolutions insuffisantes. Ils sont alors paramétrés, ce qui induit de nouvelles sources d'incertitudes. La deuxième source d'incertitude est liée à la variabilité interne et au caractère chaotique du système climatique, qui présente des fluctuations sur une large gamme d'échelles spatiotemporelles. La dernière source d'incertitude est liée aux hypothèses d'évolution des différents forçages au cours du siècle, aux scénarios d'émissions anthropiques, et donc aux interactions imprévisibles entre la société et le climat.

La quantification des incertitudes qui accompagnent les changements globaux de TAS montre que l'incertitude liée à la variabilité interne est dominante dans les projections à court terme, mais reste plutôt stable au cours du siècle (figure 1.14). Les projections à moyen terme sont dominées à la fois par les incertitudes liées à la variabilité interne et aux modèles. À la fin du



FIGURE 1.12 – Changements projetés de température de surface de l'air moyenne (K) entre une période de futur proche (2020-2049, panneaux du haut) ou lointain (2070-2099, panneaux du bas) et la période de référence (1900-1929), et ce en hiver (Décembre-Janvier-Février, colonne de gauche) et en été (Juin-Juillet-Août, colonne de droite). (Crédits : figure 4 de Terray and Boé, 2013)

siècle, les incertitudes autour des changements de TAS sont majoritairement contrôlées par les incertitudes autour des scénarios d'émissions anthropiques, puis par les incertitudes liées aux modèles, alors que les incertitudes liées à la variabilité interne sont relativement plus faibles.

Concernant les changements de TAS en Europe, Terray and Boé (2013) ont montré que les incertitudes liées à la variabilité interne étaient du même ordre de grandeur que celles liées aux modèles dans un futur proche, en hiver comme en été. Mais les incertitudes liées à la variabilité interne restent plutôt stables, alors que les deux autres sources d'incertitudes grandissent au cours du siècle, pour finalement être du même ordre de grandeur à la fin du siècle. Quant aux changements de précipitations, les incertitudes liées aux scénarios ne sont pas détectables dans un futur proche, quelque soit la saison, alors que les incertitudes liées aux erreurs des modèles sont presque du même ordre de grandeur que les changements à la fin du siècle. Dans les dernières décennies du 21^{ème} siècle, les changements de précipitations en hiver sont associés à de faibles incertitudes liées aux évolutions des forçages, contrairement à la saison estivale pour laquelle ces incertitudes sont aussi grandes que celles liées aux modèles.

Ces résultats sont assez proches de ceux présentés dans l'AR5 pour les changements de précipitations et de température en hiver et en Europe (figure 1.15). On retrouve la dominance des incertitudes liées aux modèles pour les changements de précipitations, accompagnée de très faibles incertitudes liées aux scénarios. Au contraire, les incertitudes liées aux scénarios sont plus importantes que celles liées aux modèles pour les changements de TAS en hiver en Europe, alors que les incertitudes liées à la variabilité interne sont très faibles.



FIGURE 1.13 – Même figure que la figure 1.12 pour les changements moyens de précipitations $(mm.day^{-1})$. Les pointillés indiquent des zones où les changements relatifs sont supérieurs à 20%. (Crédits : figure 5 de Terray and Boé, 2013)



FIGURE 1.14 – Évolution des sources d'incertitudes autour des projections climatiques, à partir des analyses des simulations CMIP5 : incertitudes liées à la variabilité interne (en orange), incertitudes liées aux modèles (en bleu) et aux scénarios d'émissions anthropiques (en vert). La variable considérée ici est la température de surface de l'air globale moyenne. Les observations sont en noir et les simulations historiques en gris. (Crédits : figure adaptée de la figure 11.8 de l'AR5, GIEC 2013, Kirtman et al., 2013)



FIGURE 1.15 – Évolution de la fraction de variance expliquée par chacune des sources d'incertitudes présentées dans la figure 1.14. Les variables considérées ici sont la température de surface de l'air moyenne (à gauche) et les précipitations moyennes (à droite) en hiver et en Europe (30°N :75°N,10°W :40°E). (Crédits : figure adaptée de la figure 11.8 de l'AR5, GIEC 2013, Kirtman et al., 2013)

Pour finir, on s'intéresse brièvement aux conséquences du réchauffement climatique sur la dynamique atmosphérique en Atlantique Nord et en Europe. À l'échelle de l'hémisphère nord, les projections pourraient indiquer une remontée du courant-jet vers le pôle (GIEC 2013, Christensen et al., 2013). Mais les incertitudes sont plus importantes pour la dynamique atmosphérique de la région de l'Atlantique Nord, et ce en particulier en hiver. Les projections présentent une importante dispersion entre les modèles, et cette dispersion joue ensuite un rôle important dans les projections du climat d'hiver en Europe (Woollings, 2010; Cattiaux et al., 2013). En été, le régime de blocage pourrait être plus fréquent au cours du 21^{ème} siècle (Cattiaux et al., 2013).

Certains modèles simulent une augmentation des températures de surface des océans minimale dans le nord du bassin Atlantique. Ce plus faible réchauffement pourrait être expliqué par un ralentissement du transport d'eaux chaudes par l'AMOC. Une large dispersion entre les modèles CMIP5 est associée à cette réponse de l'AMOC au forçage anthropique. Cette dispersion se répercute ensuite sur les changements projetés des dépressions, à travers des modifications des gradients de température différemment simulées. Les dépressions pourraient être moins fréquentes dans l'est du bassin méditerranéen, alors que les précipitations induites par les dépressions pourraient être plus intenses (GIEC 2013, Christensen et al., 2013).

Pour conclure, une confiance moins importante est associée aux projections sur les changements de variabilité interne dans la région de l'Atlantique Nord et de l'Europe que pour d'autres régions de l'hémisphère nord du fait d'une importante dispersion entre les modèles de climat. Cette dispersion est en grande partie expliquée par les différences de représentation des processus de la stratosphère, de l'océan et de leurs interactions avec la dynamique de la troposphère.

1.3.3 L'émergence de l'influence de l'Homme

On peut encore aller plus loin dans l'évaluation des changements climatiques, et ce par des méthodes de détection et d'attribution. La détection et l'attribution correspondent à la quantification des preuves d'un lien de causalité entre des forçages externes du changement climatique et des changements observés dans des variables climatiques. La quantification est déterminée par des outils statistiques. Plus précisément, on définit la détection comme le processus de démonstration que le climat (ou un composant du système climatique) a changé, et ce d'un point de vue statistique, mais sans apporter de raison à ce changement. L'attribution fait référence au processus d'évaluation des contributions relatives de différents facteurs d'un changement ou d'un événement (Hegerl et al., 2010).

Les études de détection et d'attribution sont à l'origine de résultats essentiels des rapports du GIEC. Ainsi, une des conclusions de l'AR5 énonce qu'il est extrêmement probable¹² que les activités humaines ont causé plus de la moitié de l'augmentation des températures de surface globales moyennes de 1951 à 2010. Il est virtuellement certain¹³ que la variabilité interne du climat et les forçages naturels seuls ne peuvent pas expliquer ce réchauffement. Enfin, l'influence humaine est détectée dans la majorité des composantes étudiées du système climatique.

Dans la partie II de cette thèse, nous nous intéressons au concept de temps d'émergence de l'influence de l'Homme. L'émergence de l'influence anthropique est définie par la détection d'un signal sortant de l'éventail des fluctuations de la variabilité interne. La variabilité interne du climat est estimée à partir des modèles CMIP5 et nous permet de réaliser des études de détection de l'influence anthropique dans l'évolution des extrêmes de température en Europe.

À l'échelle régionale, l'influence des activités humaines sur les changements climatiques est plus difficile à détecter, et ce pour plusieurs raisons (GIEC 2013, Bindoff et al., 2013). Tout d'abord, comme discuté précédemment, la contribution relative de la variabilité interne par rapport à la réponse forcée est plus grande à petite échelle. En effet, les différences spatiales sont plus facilement compensées lorsque de grandes régions sont considérées. Ensuite, il est plus difficile de distinguer la signature de certains forçages à l'échelle régionale que globale, comme les aérosols par exemple. Enfin, les biais des modèles quant à la représentation de certains forçages peuvent aussi avoir une importance relativement plus grande à l'échelle régionale, tout comme les biais liés à la résolution des modèles (orographie, trait de côte, représentation des surfaces continentales, etc).

La détection de l'influence de l'Homme sur les changements de température en Europe est donc plus difficile à réaliser qu'à l'échelle globale. Aussi, comme déjà discuté, l'Europe est une des régions des moyennes latitudes où les fluctuations naturelles du climat sont les plus grandes. Si on considère des températures estivales moyennes, c'est une des régions du monde où l'augmentation de température nécessaire à l'émergence d'un changement sortant de l'intervalle de la variabilité interne est la plus importante (figure 1.16). L'émergence de l'influence anthropiques dans l'évolution des températures en Europe est plus tardive que dans les tropiques où la variabilité interne est plus faible qu'aux moyennes latitudes (encadrés de la figure 1.16). En Europe, elle est aussi relativement plus tardive en hiver qu'en été, du fait de fluctuations plus importantes du climat en hiver.

^{12.} probabilités du résultat comprises entre 95% et 100%

^{13.} probabilités du résultat comprises entre 99% et 100%



FIGURE 1.16 – Séries temporelles : Projections des changements de température de surface de l'air dans 4 localisations différentes en hiver (en bleu) et été (en orange), à partir de 24 modèles CMIP5. Les incertitudes autour des changements sont indiquées par les enveloppes bleue et orange alors que l'enveloppe grise représente l'éventail des fluctuations locales de la variabilité interne du début du $20^{\text{ème}}$ siècle, telles que simulées par ces modèles. Les enveloppes sont définies par ± 2 écart-types.

Carte : Estimation des changements nécessaires de température de surface de l'air estivale moyenne pour sortir de l'enveloppe de la variabilité interne du début du 20^{ème} siècle. (Crédits : figure FAQ10.2-1 de l'AR5, GIEC 2013, Bindoff et al., 2013)

Chapitre 2

Les extrêmes de température et les canicules

Sommaire

2.1 Définir un événement extrême climatique	5
2.1.1 De nombreux extrêmes aux nombreux impacts	35
2.1.2 Des changements de températures moyennes aux changements o	le
températures extrêmes	36
2.2 Des canicules aux extrêmes de température : le cas de l'été 2015 . 3	8
2.2.1 De l'échelle météorologique à l'échelle climatique	38
2.2.2 Des températures extrêmes aux records de température	10
2.3 Les canicules en Europe : une rétrospective de la canicule de l'été	
$2003 \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots $	2
2.4 Les extrêmes de température et les canicules dans le climat eu-	
ropéen de la fin du 21 ^{ème} siècle $\ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots 4$	5
2.4.1 Les projections climatiques des extrêmes de température	15
2.4.2 Les projections climatiques des canicules	15
2.5 Problématique générale et organisation de la thèse 4	9

2.1 Définir un événement extrême climatique

2.1.1 De nombreux extrêmes aux nombreux impacts

Afin de définir ce qu'est un extrême climatique, on peut revenir aux origines latines du mot. Extrême provient de *extérieur*, au sens du *plus à l'extérieur*. Ainsi, pour une distribution quelconque, le ou les extrêmes seraient associés à la population la plus extérieure à cette distribution. La situation extrême est la pire des situations de tout un ensemble, et les températures extrêmes sont les plus chaudes ou les plus froides d'une distribution donnée. Dans son rapport dédié à l'étude des événements extrêmes (GIEC, 2012, Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, SREX Report), le GIEC définit un extrême climatique comme l'occurrence de la valeur d'une variable climatique au dessus (ou au dessous) d'un seuil, déterminé comme proche de la borne supérieure (ou inférieure) de l'éventail des valeurs observées de cette variable.

Par définition, tout élément du système climatique possède ainsi ses événements extrêmes. Les extrêmes climatiques les plus connus le sont de par leurs forts impacts sur les écosystèmes et les populations : les pluies torrentielles, les crues éclairs, les inondations, les sécheresses,
les cyclones tropicaux, les tornades, etc. Les impacts des événements climatiques extrêmes sont vastes et dépendent à la fois de l'événement lui-même mais aussi de l'exposition et la vulnérabilité des populations et des systèmes naturels (GIEC, 2012). Dans cette thèse, nous nous intéressons aux extrêmes chauds et froids de température de surface de l'air, ainsi qu'aux canicules. Ces extrêmes ont des impacts majeurs sur la santé, les écosystèmes, la consommation en énergie, etc. Nous reviendrons un peu plus en détail sur ces impacts à travers le cas de la canicule de l'été 2003 en France (partie 2.3).

Un extrême est aussi défini en fonction d'un seuil, autrement dit un extrême est associé à une certaine rareté dans sa fréquence d'occurrence, sa valeur, sa durée, ou une combinaison de critères. Une définition peut aussi être propre à une région ou une saison par exemple. C'est pourquoi, des événements finalement assez différents peuvent être qualifiés du même titre d'extrême climatique. Pour les extrêmes de température par exemple, de nombreuses études s'intéressent à l'évolution du nombre de jours (et de nuits) chauds, définis comme ayant des températures supérieures (inférieures) au $90^{\rm ème}$ quantile d'une distribution. Ces extrêmes peuvent être qualifiés de modérés, et dans cette thèse nous considérons des valeurs plus importantes de quantiles pour les seuils, généralement le $98^{\rm ème}$ quantile.

Des efforts ont été entrepris par le groupe international de recherche ETCCDI (pour Expert Team on Climate Change Detection and Indices) afin d'homogénéiser les définitions d'extrêmes, et ce en proposant des indices adaptés à une utilisation variée, que ce soit à travers différents jeux de données ou différentes échelles spatiales. Un large ensemble de 27 indices d'extrêmes de température et de précipitations est proposé. Plusieurs de ces indices sont utilisés au cours de cette thèse.

Les vagues de chaleur ou de froid sont de bons exemples de la diversité des définitions associées à un événement extrême. En France, Météo-France est l'organisme responsable du déclenchement des alertes de prévention contre les canicules. Une canicule est détectée à partir d'un indicateur thermique lui même calculé à partir d'indices biométérologiques maximum et minimum, respectivement définis par les moyennes glissantes sur 3 jours des températures de surface de l'air maximales et minimales. Un épisode caniculaire est défini lorsque ces indices ont simultanément atteint ou dépassé (à 0.5° C près) les seuils d'alertes prédéfinis pour chaque département.

D'autres définitions d'indices de canicules existent (Perkins and Alexander, 2012), et nous utilisons par exemple l'indice de sévérité des canicules développé par Schoetter et al. (2014) dans la partie 7.2. Parmi les indices d'extrêmes de l'ETCCDI, un indice est proposé pour les vagues de chaleur (WSDI pour Warm Spell Duration Index), et caractérise la durée de l'événement (voir partie 7.2 pour de plus amples informations). Le calcul de l'indice WSDI dans le jeu d'observations E-OBS (Haylock et al., 2008) présente ainsi la distribution spatiale climatologique du nombre de jours caniculaires en Europe (panneau de gauche de la figure 2.1). Selon cet indice, le pourtour de la mer Méditerranée et l'Italie sont ainsi des régions particulièrement sensibles aux vagues de chaleur estivales.

2.1.2 Des changements de températures moyennes aux changements de températures extrêmes

Les extrêmes climatiques reçoivent aussi un intérêt particulier car de nombreux impacts du changement climatique pourraient se manifester à travers eux (GIEC 2013, Bindoff et al., 2013), ce qui explique en partie un intérêt de plus en plus important à quantifier l'influence des activités humaines et des autres forçages externes sur ces extrêmes (e.g. les rapports annuels publiés dans la revue *BAMS* sur les événements extrêmes de l'année écoulée; Peterson et al.,



FIGURE 2.1 – Distribution spatiale de l'indice de canicule WSDI moyen en été (Juin-Juillet-Août) sur la période 1983-2012 (à gauche), en 2003 (au milieu) et en 2010 (à droite), à partir des observations E-OBS. La période de référence pour le calcul des seuils pour l'indice est 1961-1990.

2012, 2013; Herring et al., 2014). De petits changements de températures moyennes peuvent avoir de grandes conséquences sur les extrêmes de température. L'impact de différentes formes de réchauffement peut être approché à partir de simples considérations statistiques. Le déplacement de la distribution vers des températures plus chaudes implique une augmentation de la fréquence des extrêmes chauds et une diminution de la fréquence des extrêmes froids (figure 2.2,a). Un changement de forme de distribution induit par une augmentation de la variance implique une augmentation simultanée des extrêmes chauds et froids (figure 2.2,b). Le cas d'un réchauffement accompagné d'une augmentation de la variance implique une augmentation bien plus importante des extrêmes chauds que dans les 2 cas précédents, alors que les conséquences sur les extrêmes froids sont moindres.

En Europe et en été, des changements significatifs de moyenne $(+1.6\pm0.4^{\circ}C)$ et de variance $(+6\pm2\%)$ ont été mis en évidence à partir d'observations (Della-Marta et al., 2007a). Ces changements de variance sont encore plus importants si on considère la région centre-ouest de l'Europe plutôt que le domaine dans son ensemble (figure 2.3). D'autres études (e.g. Scherrer, 2005; Schär, 2004; Parey et al., 2009) confirment une augmentation de la variance dans les observations en été, mais une diminution en hiver (e.g. Scherrer, 2005; Parey et al., 2009). Les changements de variance sont indiqués comme importants pour l'estimation des futurs extrêmes de température (Katz and Brown, 1992; Parey et al., 2013). Les travaux de Simolo et al. (2011, 2012) contredisent cependant ces résultats et indiquent que les changements d'extrêmes chauds et froids de température observés dans les dernières décennies peuvent être entièrement expliqués par des changements de moyenne, alors que les changements de variabilité sont négligeables.

Les projections des changements de variance des températures de surface de l'air journalières indiquent une augmentation en été (Schär, 2004; Giorgi et al., 2004; Scherrer, 2005; Vidale et al., 2007; Fischer et al., 2012; Cattiaux et al., 2015), et une diminution en hiver (Scherrer, 2005). En été, les mécanismes de rétro-action entre le sol et l'atmosphère ont été mis en évidence comme responsables d'une grande partie de l'augmentation de la variabilité interannuelle au centre et à l'est de l'Europe (Seneviratne et al., 2006).



FIGURE 2.2 – Représentation schématique de la fonction de densité de probabilité de la température de surface de l'air journalière moyenne (approximée à une gaussienne). La ligne pointillée correspond à une ancienne distribution, et le trait plein à une distribution modifiée. Les probabilités d'occurrence (ou de fréquence) des extrêmes sont indiquées par les zones colorées. Les changements de fréquence des extrêmes sont testés pour des changements de moyenne (a), de variance (ou de forme, b) et les deux à la fois (c). (Crédits : figure 1.8 de l'AR5, GIEC 2013, Cubasch et al., 2013)



FIGURE 2.3 – Fonction de densité de probabilité de température de surface de l'air journalière maximale en été, à partir de 54 stations d'observations en Europe (A), et dans un domaine restreint au centre et à l'ouest de l'Europe (B; 34 stations). Les couleurs correspondent à des périodes disjointes de 30 ans, comme indiqué sur la figure. (Crédits : figure adaptée de la figure 4 de Della-Marta et al., 2007a)

2.2 Des canicules aux extrêmes de température : le cas de l'été 2015

2.2.1 De l'échelle météorologique à l'échelle climatique

Cet été 2015, nous avons vécu des épisodes caniculaires en France. Dès la fin du mois de juin, les bulletins météorologiques étaient relayés dans la presse française qui titrait par exemple le "début d'un épisode précoce et durable en France" (Le Monde, le 21 juin). En effet, à partir du 30 juin, Météo-France plaçait 26 départements français en alerte orange en raison de la prévision d'une canicule intense.



FIGURE 2.4 – Évolution au cours de l'été 2015 des températures de surface de l'air journalières minimales et maximales moyennes en France, établies à partir de 30 stations d'observations métropolitaines. (Crédits : Météo-France)

Un premier épisode caniculaire de 10 jours a ainsi sévi en France du lundi 29 juin au mercredi 8 juillet (figure 2.4). Cet épisode a été intense, long et étendu sur une grande partie du territoire. Puis, la température a légèrement chuté, avant l'arrivée d'un second épisode caniculaire de 11 jours du lundi 13 au jeudi 23 juillet. Cette deuxième canicule était localisée dans le quart sud-est de la France et était moins intense que la précédente. Au niveau de la frontière est du pays, un troisième et dernier épisode caniculaire de 5 jours a eu lieu du mercredi 5 août au dimanche 9 août, mais avec une intensité, une durée et une extension spatiale moins importantes que pour les premiers épisodes. La bordure atlantique et l'ouest de la France ont en général été plutôt préservés de ces événements caniculaires (figure 2.5). Cependant, des températures extrêmes peuvent ponctuellement avoir été établies sans qu'elles ne fassent pour autant partie d'un épisode caniculaire.

Tous les étés, dans le cadre du Plan National Canicule¹, une évaluation systématique des risques météorologiques et sanitaires est entreprise par Météo-France et l'Institut de Veille Sanitaire. La synthèse de ce rapport sur l'été 2015 met en lumière où et comment le territoire français a été touché par ses trois épisodes caniculaires. De ces trois canicules, la première est celle dont les impacts sont les plus importants, notamment à cause de sa précocité dans la saison, mais aussi de son intensité et son extension spatiale. Au total, sur la France métropolitaine, un excès d'environ 3300 décès (+6.5%) est estimé sur la période de ces canicules en France, dont environ 2000 décès lors de la première canicule. L'augmentation de la mortalité est observée dans d'autres pays européens, notamment en Belgique, aux Pays-Bas, en Suisse et en Espagne, et ce particulièrement pour les personnes âgées de plus de 65 ans.

^{1.} Depuis la canicule de l'été 2003, un Plan National Canicule a été élaboré en France. Tous les ans, du 1^{er} juin au 31 août, il est déclenché à titre préventif contre tout hypothétique épisode de canicule, et ce au plus bas niveau de vigilance, le niveau de "veille sanitaire".



FIGURE 2.5 – Nombre de jours de canicule par département et pour chaque épisode de canicule défini pendant l'été 2015. (Crédits : Institut de veille sanitaire, 2015)

Ainsi, les températures extrêmes de l'été 2015 ont d'abord été perceptibles aux échelles météorologiques, c'est à dire aux échelles du jour et du département dans notre cas. Mais aux échelles de la saison et de la France, l'été 2015 a été extrêmement chaud, et ce en grande partie à cause des trois canicules des mois de juillet et d'août. Le bilan climatique de l'été 2015 établi par Météo-France stipule ainsi qu'après "un début d'été très chaud et très sec, marqué par deux vagues de chaleur successives en juillet, le mois d'août a été plus frais et pluvieux sur la majeure partie du pays. Seul le nord-est de l'Hexagone a conservé un temps plus chaud et plus sec que la normale (référence 1981-2010), avec un nouvel épisode de fortes chaleurs début août et des pluies peu abondantes". C'est le second été le plus chaud jamais observé, avec une anomalie moyenne de température de surface de l'air journalière de +1.5°C par rapport à la référence 1981-2010, juste devant l'été 2006 (+1.1°C), mais encore assez loin derrière celui de 2003 avec une anomalie de +3.2°C. Ces anomalies de températures moyennes en France cachent des anomalies plus fortes sur les régions les plus touchées par les canicules, notamment dans le grand quart nord-est où les anomalies moyennes sont supérieures à +2.5°C (figure 2.6).

Finalement, la persistance, la durée et l'intensité des événements météorologiques de cet été 2015 se traduisent par des anomalies de température relativement importantes à l'échelle saisonnière. On considère ainsi que cet été 2015 était un été caniculaire, et ce aux échelles climatiques. Les échelles météorologiques et climatiques sont bien sûr étroitement liées. Au cours de cette thèse, nous traitons les extrêmes de température aux échelles climatiques principalement dans la première partie, et aux échelles météorologiques principalement dans la deuxième partie.

2.2.2 Des températures extrêmes aux records de température

Ces dernières années, de nombreux records de chaleur ont été battus un peu partout dans le monde, que ce soit à l'échelle mensuelle ou journalière. L'année 2014 était par exemple l'année record pour les températures de surface de l'air en Europe et en France, avec une anomalie moyenne de température annuelle de +1.2°C par rapport à la référence 1981-2010,



FIGURE 2.6 – Distribution spatiale des anomalies de température de surface de l'air moyennes observées pendant l'été 2015, par rapport à la référence 1981-2010. (Crédits : Météo-France)

devant 2011 ($+1.1^{\circ}$ C) et 2003 ($+1.0^{\circ}$ C; selon Météo-France). L'établissement de ces nouveaux records s'inscrit dans la tendance observée de l'augmentation des températures. Depuis 1900, les 15 années les plus chaudes observées à ce jour en France l'ont toutes été au cours des 26 dernières années (figure 2.7).



FIGURE 2.7 – Classement des 15 années les plus chaudes en France depuis 1900, à partir de la température de surface de l'air annuelle moyenne sur le territoire. (Crédits : Météo-France)

Cet été 2015 n'a pas échappé à la tendance, avec l'établissement de nouveaux records journaliers de température maximale et minimale. En particulier, dans les régions montagneuses, Météo-France a relevé 18 nouveaux records absolus de température minimale, et 10 nouveaux records absolus de température maximale, dont respectivement 9 et 7 avaient été battus en 2003. Les canicules sont donc naturellement associées à l'établissement de nombreux records de chaleur. À l'image de l'anomalie de température de surface de l'air maximale journalière du 1^{er} juillet 2015, de fortes températures sont souvent associées à des épisodes caniculaires, et ce sur une large étendue spatiale (figure 2.8). Plusieurs études ont mis en évidence l'établissement de records absolus de chaleur lors des canicules des étés 2003 ou 2010 par exemple (Beniston, 2004; Beniston and Diaz, 2004; Schär, 2004; Fink et al., 2004; Garcia-Herrera et al., 2010; Barriopedro et al., 2011; Coumou and Rahmstorf, 2012).

À l'échelle mondiale, l'année 2014 était la plus chaude jamais observée, mais ce record vient d'être battu par l'année 2015, maintenant la plus chaude jamais observée. Dans cette thèse, nous étudions comment évoluent l'occurrence et la valeur des records de température journalière au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle, en France et en Europe (partie II). Nous nous intéressons en particulier à la détection d'un signal anthropique, autrement dit, nous estimons la contribution des émissions anthropiques dans l'évolution des records de température.



FIGURE 2.8 – Distribution des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale observées le mercredi 1^{er} juillet 2015 par rapport à la référence 1981-2010. (Crédits : Météo-France)

2.3 Les canicules en Europe : une rétrospective de la canicule de l'été 2003

À l'échelle de l'Europe, les canicules des étés 2003 et 2010 sont celles dont les impacts ont été les plus importants (Miralles et al., 2014; Fischer, 2014). La canicule de l'été 2010 était cependant située au niveau de la Russie, plus à l'Est que celle de 2003 qui a plutôt impacté les pays de l'Europe de l'ouest (figure 2.1).

En France, la canicule la plus sévère a indéniablement été celle de l'été 2003 (figure 2.9), et ce du fait de son intensité, sa durée et son extension spatiale. Selon l'indice de Météo-France, les plus sévères canicules ayant touché la France sont ensuite celles des étés 1947 et 2006. Comme nous venons de le voir, à l'échelle climatique l'été 2015 a été le second plus chaud jamais observé en France, mais des trois canicules de cet été, seules les deux premières figurent

dans le classement de Météo-France, et ce sans présenter de caractère exceptionnel (figure 2.9). Nous proposons dans cette partie de revenir sur la canicule de l'été 2003, ses caractéristiques, les principaux mécanismes physiques et dynamiques responsables de cet événement extrême, ainsi que ses impacts.



FIGURE 2.9 – Représentation schématique et comparaison des vagues de chaleur en France depuis 1947. La surface des sphères symbolise l'intensité globale des vagues de chaleur, calculée à partir de la valeur maximale de l'indicateur thermique et la durée de l'événement. (Crédits : Météo-France)

En moyenne pendant l'été 2003 et en Europe, les températures de surface de l'air étaient supérieures d'environ +3°C aux températures moyennes de la période de référence 1961-1990 (figure 2.10). Selon les travaux de Schär (2004), ces anomalies correspondent, au centre de la canicule, à des valeurs supérieures à 5 écart-types de la distribution des températures sur cette période de référence. L'été 2003 a été caractérisé par deux épisodes caniculaires. Le premier a eu lieu en juin, mais c'est celui des 15 premiers jours d'août qui a été le plus intense, et qui nous intéresse particulièrement ici.

Les conditions climatiques de l'hiver et du printemps ont été importantes dans le préconditionnement de la canicule, et les températures extrêmes de la canicule 2003 n'auraient pas pu être atteintes sans les anomalies de température de surface de la mer en Méditerranée et le déficit en précipitations en Europe de l'ouest (Garcia-Herrera et al., 2010). De plus, à plus grande échelle, des conditions favorables à l'occurrence et à la persistance de l'anomalie de circulation atmosphérique et des fortes températures en Europe ont été mises en évidence (Black et al., 2004; Cassou et al., 2005; Ogi et al., 2005; Black and Sutton, 2006; Carril et al., 2007).

L'occurrence de la canicule est d'abord liée à des conditions favorables de la circulation atmosphérique, qui était caractérisée par une succession d'épisodes anticycloniques intenses et de forts flux méridionaux. Un blocage atmosphérique localisé dans le centre et le nord de la



FIGURE 2.10 – Distribution spatiale des anomalies moyennes de température de surface de l'air par rapport à la période 1961-1990 pendant l'été 2003. Les contours indiquent les anomalies normalisées par l'écart-type de la période de référence. Les climatologies de la période de référence sont calculées à partir de la réanalyse ERA40 alors que les champs de 2003 proviennent de données météorologiques opérationnelles du Centre Européen. (Crédits : figure 1 de Schär, 2004)

France était associé à de fortes anomalies de géopotentiel et de fortes températures (Fink et al., 2004; Ogi et al., 2005; Trigo, 2005; Miralles et al., 2014). Les études de Garcia-Herrera et al. (2010) et Black et al. (2004) attribuent cette canicule à une anomalie persistante de la position de l'anticyclone des Açores décalé vers le nord, plutôt qu'à un blocage.

De nombreuses études (e.g. Black et al., 2004; Fischer et al., 2007b; Garcia-Herrera et al., 2010; Miralles et al., 2014) ont conclu que les températures extrêmes de la canicule n'auraient pas pu être atteintes sans d'importantes anomalies d'humidité des sols au printemps. La végétation s'est développée relativement tôt au printemps, ce qui, en association avec des conditions sèches du sol et l'épisode caniculaire de juin, a induit en août des limitations de l'évapotranspiration (Stéfanon et al., 2012). Les mécanismes de rétro-actions entre le sol et l'atmosphère ont ainsi joué un rôle important en modifiant les contributions respectives des flux turbulents en surface, avec une diminution du flux latent compensée par une augmentation du flux sensible (nous revenons sur ces processus dans la partie 7.3.2). Les interactions entre le sol et l'atmosphère pourraient aussi avoir eu un effet sur la persistance de la canicule (Fischer et al., 2007a). À travers ces interactions, les conditions sèches du sol pourraient aussi avoir imposé une rétro-action positive sur la circulation atmosphérique, avec une amplification et un prolongement des conditions anticycloniques (Fischer et al., 2007b; Ferranti and Viterbo, 2006).

Les liens de cause à effet entre les anomalies chaudes de température de surface de la mer dans l'Atlantique Nord et en mer Méditerranée et les anomalies chaudes des basses couches de l'atmosphère font débat dans la littérature. Les masses d'air continental auraient pu être chauffées par de fortes anomalies de température de surface de la mer Méditerranée (Feudale and Shukla, 2007; Garcia-Herrera et al., 2010), mais les autres bassins pourraient aussi avoir eu une influence sur les températures et les précipitations continentales en Europe (Black and Sutton, 2006). Ces résultats sont contestés par des études qui concluent que les anomalies de température de surface de la mer sont plutôt forcées par les conditions synoptiques de l'atmosphère (Ferranti and Viterbo, 2006; Jung et al., 2006).

Les impacts de la canicule de l'été 2003 ont été vastes. Un important travail de revue des conséquences de cette canicule a été réalisé par Garcia-Herrera et al. (2010), dont nous résumons

ici les principaux éléments. De lourdes pertes de cultures ont touché le secteur agricole. Les glaciers alpins ont perdu entre 5% et 10% de leur masse. D'un point de vue économique, un coût de 10 milliards d'euros est associé cette canicule, dont 1 milliard aux feux de forêt qui ont fortement touché le Portugal. Cette canicule est aussi associée à de nombreuses pertes humaines. Une forte hausse de la mortalité a été observée pendant la canicule, avec plus de 40000 morts supplémentaires en Europe, et en particulier des personnes âgées. La France a été la plus touchée, avec environ 15000 morts supplémentaires.

2.4 Les extrêmes de température et les canicules dans le climat européen de la fin du 21^{ème} siècle

2.4.1 Les projections climatiques des extrêmes de température

De nombreuses études indiquent une augmentation des extrêmes chauds et une diminution des extrêmes froids de température dans les observations, et ce en Europe (Della-Marta et al., 2007a), comme à l'échelle globale (Alexander et al., 2006; Donat et al., 2013; Coumou and Robinson, 2013; Sillmann et al., 2014). Les conclusions de l'AR5 stipulent une augmentation très probable² du nombre de jours chauds et une diminution du nombre de nuits froides en Europe depuis 1950 (GIEC 2013, Christensen et al., 2013). Depuis l'AR4 (Solomon, S. et al., 2007) et le rapport SREX (GIEC, 2012), les preuves de l'influence de l'Homme sur ces changements se sont renforcées, et l'AR5 indique finalement qu'il est très probable que le forçage anthropique ait contribué aux changements observés de fréquence et d'intensité des extrêmes journaliers de température depuis 1950 (GIEC 2013, Bindoff et al., 2013).

Au cours du 21^{ème} siècle, une augmentation virtuellement certaine³ des extrêmes chauds et une diminution virtuellement certaine des extrêmes froids sur la plupart des terres sont indiquées dans l'AR5, et ce de l'échelle journalière à l'échelle saisonnière (GIEC 2013, Cubasch et al., 2013).

L'étude de Sillmann et al. (2013b) permet d'étudier plus en détail les changements d'extrêmes de température en Europe à l'échelle de la saison, et ce en comparaison avec d'autres régions du globe (figure 2.11). Pour cela, les indices d'extrêmes définis par le groupe ETCCDI et présentés dans la partie 2.1.1 sont utilisés. En particulier, on s'intéresse ici à l'évolution des valeurs minimales de la température de surface de l'air journalière minimale (TNn), et des valeurs maximales de la température journalière maximale (TXx).

En hiver, le réchauffement des extrêmes froids en Europe du nord est le quatrième plus fort de toutes les régions, avec presque $+10^{\circ}$ C sous le scénario RCP8.5. La région méditerranéenne présente un réchauffement plus intense en été qu'en hiver pour TXx et TNn, et ce contrairement aux autres régions de l'hémisphère nord. Dans cette région, le réchauffement des extrêmes chauds de température est estimé à environ $+7^{\circ}$ C en été, et $+6^{\circ}$ C en hiver sous le scénario RCP8.5.

2.4.2 Les projections climatiques des canicules

À l'échelle de la saison, l'été extrême de 2003 est considéré comme représentatif d'un été climatologique à l'horizon de la fin du 21^{ème} siècle par plusieurs études (e.g. Schär, 2004; Beniston, 2004; Beniston and Diaz, 2004; Russo et al., 2014).

Quant à la méga-canicule de l'été 2003 (Miralles et al., 2014; Fischer, 2014), elle a fait l'objet de nombreuses études, dont certaines se sont intéressées à l'influence de l'Homme sur

^{2.} probabilités du résultat comprises entre 90% et 100%

^{3.} probabilités du résultat comprises entre 99% et 100%



FIGURE 2.11 – Changements projetés sur la période 2081-2100 par rapport à la période 1981-2000 pour l'été (Juin-Juillet-Août; c-d) et l'hiver (Décembre-Janvier-Février; e-f) des valeurs minimales de température de surface de l'air journalière minimale (TNn; c-e) et des valeurs maximales de température de surface de l'air journalière maximale (TXx; d-f) dans différentes régions du monde. Les données des modèles CMIP5 sont analysées selon les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5, comme indiqué sur la figure. Les diagrammes en boîte représentent la médiane, les premier et troisième quartiles et les valeurs minimale et maximale des distributions des modèles CMIP5. (Crédits : figure adpatée de la figure 5 de Sillmann et al., 2013b)

cette dernière. Schär (2004) a par exemple montré que des températures aussi extrêmes que celles atteintes pendant cette canicule ne peuvent pas être obtenues si on ne prend pas en compte une augmentation de la variance en été. De même, Stott et al. (2004) ont étudié l'influence du changement climatique sur cette canicule et concluent que l'augmentation des gaz à effet de serre aurait au moins doublé le risque d'occurrence d'une canicule de cette intensité en Europe. Ces résultats ont été complétés par Christidis et al. (2014), qui montrent que la fréquence d'occurrence d'un événement caniculaire intense pourrait avoir été modifiée, avec une probabilité d'occurrence de deux fois par siècle dans les années 2000, et deux fois par décennies dans les années 2010. Les conclusions de l'AR5 relèvent qu'il est probable⁴ que l'influence humaine ait induit une augmentation de la probabilité d'occurrence des canicules en Europe (GIEC 2013, Bindoff et al., 2013).

En Europe de l'ouest, les observations indiquent une fréquence d'occurrence des canicules deux fois plus importantes dans les dernières décennies (Della-Marta et al., 2007b). Les résultats

^{4.} probabilités du résultat comprises entre 66% et 100%

des études s'intéressant à l'évolution des canicules au cours du 21^{ème} siècle en Europe convergent vers une augmentation de la fréquence, de l'intensité et de la durée des événements (e.g. Meehl and Tebaldi, 2004; Fischer and Schär, 2010; Lau and Nath, 2014; Russo et al., 2014; Schoetter et al., 2014), et ce avec de grandes probabilités ⁵ selon les conclusions du rapport SREX (GIEC, 2012) et de de l'AR5 (GIEC 2013, Christensen et al., 2013).

À partir d'un ensemble de 16 modèles CMIP5 et d'un indice d'intensité des canicules, Russo et al. (2014) ont aussi mis en évidence le caractère exceptionnel de la canicule 2003, qu'aucune simulation n'est capable d'égaler en terme d'intensité et de durée (telles que définies par son indice) sur la période historique (figure 2.12). Tous les modèles projettent une augmentation de l'intensité des canicules pendant la première partie du siècle, qui s'accentue ensuite pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, alors qu'une légère tendance négative est associée au RCP2.6 à partir des années 2070. Dans la dernière décennie du siècle, sous le scénario RCP8.5, les canicules projetées présentent de plus fortes intensités que celle de l'été 2003 en moyenne, avec des intensités maximales jusqu'à 4 fois supérieures.



FIGURE 2.12 – Évolution de la médiane des distributions de l'indice de canicule HWMI en Europe centrale (région affectée par la canicule de l'été 2003), à partir de la période de référence 1980-2100. Les pastilles bleues et rouges correspondent aux réanalyses NCEP2 et ERA-Interim, alors que le cercle noir correspond à la valeur maximale de l'indice parmi les 16 modèles CMIP5 de l'étude entre 1980 et 2012. Les traits noir, bleu et vert représentent respectivement la médiane des distributions des indices dans les modèles CMIP5 sous les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5, et la bande de couleur représente l'intervalle de confiance donné par le premier et le troisième quartile. Les cercles dans la période future représentent les valeurs d'indice supérieures à celle de la canicule de l'été 2003 (pointillés noirs). (Crédits : figure adaptée de la figure 3 de Russo et al., 2014)

Les travaux de Schoetter et al. (2014) permettent de préciser séparément les changements de fréquence, d'intensité et de durée des canicules (figure 2.13). Là encore, à partir d'un large ensemble de 19 modèles, il est mis en évidence que les simulations CMIP5 ne sont pas capables de générer une canicule aussi intense que celle de l'été 2003. Sous les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5, l'estimation multi-modèles moyenne de l'augmentation respective du nombre de canicules est de 32, 70 et 103. L'augmentation de la durée maximale des canicules est respectivement de 15, 22 et 49 jours, alors que l'augmentation de l'extension spatiale maximale est respectivement de 95%, 99% et 100%. L'augmentation de l'intensité maximale des canicules est forte, avec respectivement +10.9°C, +12.4°C et +16°C. Les projections de la sévérité moyenne des canicules (voir partie 7 pour la définition complète de l'indice) sont du même ordre de grandeur que celle de la canicule de l'été 2003 sous le scénario RCP2.6, un peu plus sévères sous

^{5.} probabilités du résultat comprises entre 90% et 100%

le scénario RCP4.5 et environ 5 fois plus sévères sous le scénario RCP8.5. La dispersion entre les modèles est plus importante que l'incertitude liée aux scénarios, en effet toutes les bornes supérieures des ensembles sous le scénario RCP2.6 sont supérieures aux bornes inférieures sous le scénario RCP4.5. Quant aux changements de distribution des températures, les auteurs concluent que le déplacement de la distribution est plus important que son élargissement pour expliquer l'intensification des canicules, mais que l'élargissement est responsable d'une amplification de ces changements.

À partir de modèles régionaux de climat, Fischer and Schär (2010) mettent en évidence une augmentation plus marquée de l'occurrence et de la durée des canicules dans le sud de l'Europe. L'augmentation de l'intensité des canicules serait plus forte dans le nord de l'Europe. Enfin, les canicules pourraient être amplifiées par des futures conditions sèches des sols, à travers des modifications des interactions entre le sol et l'atmosphère et des modifications de la répartition de l'énergie à la surface (GIEC 2013, Christensen et al., 2013; Seneviratne et al., 2006; Vautard et al., 2007; Hirschi et al., 2011).



FIGURE 2.13 – Nombre de canicules, moyenne géométrique et valeur maximale de : la durée, l'extension spatiale, l'intensité et la sévérité des canicules. La pastille noire indique la valeur des observations E-OBS alors que la boite grise correspond aux données de l'ensemble des 10 simulations historiques du modèle CNRM-CM5. Les diagrammes en boîte colorés correspondent à la distribution des modèles CMIP5 avec la correspondance des couleurs indiquée sur la figure. Les diagrammes en boîte représentent la médiane, les premier et troisième quartiles et les valeurs minimale et maximale des distributions. Les distributions sont estimées sur les périodes 1979-2008 et 2070-2099. (Crédits : figure 3 de Schoetter et al., 2014)

2.5 Problématique générale et organisation de la thèse

Cette thèse propose d'apporter des éléments de réponse quant à l'évolution des extrêmes journaliers de température de surface de l'air, en France et en Europe, au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle. Pour cela, différentes méthodologies sont abordées et les travaux sont regroupés en deux grandes parties. Un objectif commun à ces deux parties réside en l'estimation de leurs changements d'occurrence et d'intensité à la fin du siècle. Un intérêt particulier est aussi porté aux mécanismes responsables de ces extrêmes climatiques, ainsi qu'à leurs modifications.

Dans un premier temps (partie II), on s'intéresse à l'évolution des records journaliers de température de surface de l'air en Europe. Une première étude (Bador et al., 2015b) publiée dans *Climate Dynamics* a été réalisée à partir du modèle CNRM-CM5. Cette première étude peut être qualifiée de socle de travail pour la deuxième publication de cette partie (Bador et al., 2016), publiée dans *Geophysical Research Letters*, et qui consiste en l'extension des résultats à partir d'un ensemble de modèles CMIP5.

Un cadre théorique donné par les statistiques et des lois de probabilité permet de représenter l'évolution des records dans le cadre d'un climat stationnaire. L'étude des extrêmes de température à travers les records permet donc de pouvoir comparer les évolutions observées ou simulées avec cette évolution théorique des records dans un climat stationnaire, ce qui est plus difficilement réalisable à partir d'observations seulement. De plus, tout au long de cette première partie on s'intéresse aussi à la détection et à l'émergence de l'influence anthropique dans l'évolution des records de température au cours du siècle. Pour cela, différentes simulations et un ensemble de modèles CMIP5 sont utilisés. Ces simulations nous permettent d'estimer les contributions relatives de la variabilité interne et des forçages externes naturels et anthropiques dans les changements d'occurrence des records au cours du siècle.

Dans une seconde partie (III), on s'intéresse plus particulièrement aux futures températures estivales extrêmes de la fin du 21^{ème} siècle en France et en Europe, ainsi qu'aux canicules intenses qui peuvent être à l'origine de ces extrêmes. Dans une publication en préparation, on s'intéresse aux projections des changements de valeur des records de température en France à l'horizon de la fin du siècle. Pour cela, l'utilisation des modèles globaux de climat est associée à l'utilisation de la modélisation climatique régionale, qui permet d'approcher de plus fines résolutions spatiales, et ce à l'aide du modèle ALADIN. Cette étude est effectuée à partir d'une simulation à 12km de résolution spatiale réalisée dans le cadre du projet EURO-CORDEX, dont les températures sont comparées à un nouveau jeu de stations d'observations en France.

Des expériences de modélisation régionale de canicules intenses particulières de la fin du 21^{ème} siècle en Europe sont ensuite réalisées. Pour cela, des canicules particulièrement intenses sont repérées à partir des résultats de l'étude de l'évolution des records de température dans le modèle CNRM-CM5, puis elles sont simulées avec le modèle ALADIN dans sa configuration EURO-CORDEX. Ces expériences permettent d'aborder les mécanismes responsables de ces futurs événements intenses, ainsi que leurs températures extrêmes.

À la fin de chaque partie, nous proposons une synthèse des résultats obtenus, ainsi que les limites et les perspectives de travail envisagées. Des conclusions générales, ainsi que les limites et les perspectives de ces travaux de cette thèse sont finalement présentées à la fin du document.

Deuxième partie

 ${
m \acute{E}volution}$ des records de température au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle en Europe

Chapitre 3

Les records : un préambule

Sommaire

3.1	Définir un record de température	53
3.2	La décroissance théorique de l'occurrence des records	54
3.3	La visualisation de l'évolution des records	56
3.4	L'état de l'art de l'étude des records	57

3.1 Définir un record de température

Dans cette thèse, nous nous intéressons aux records de température de surface de l'air, mais la définition proposée (et largement utilisée dans la littérature, e.g. Meehl et al. (2009); Wergen and Krug (2010); Elguindi et al. (2012); Beniston (2015), parmi d'autres) est applicable à n'importe quelle autre variable. Les records sont ici calculés exclusivement à partir de séries de température minimale et maximale journalière en surface (tasmin et tasmax). Le calcul des records est fait indépendamment pour chaque jour du calendrier et chaque point de grille (ou chaque station) du domaine considéré. Nous définissons un record chaud (ou record haut) et un record froid (ou record bas) comme suit :

- Un record chaud (ou record haut) est établi lorsque la température de surface de l'air journalière maximale rencontrée est strictement supérieure à toutes les températures précédentes.
- Un record froid (ou record bas) est établi lorsque la température de surface de l'air journalière minimale rencontrée est strictement inférieure à toutes les températures précédentes.

Il s'agit de la définition la plus usuelle, celle que l'on utilise communément pour les records de température, mais aussi pour les records d'athlétisme, de crue de rivière, etc. L'utilisation de cette définition présente donc l'avantage de pouvoir être facilement exploitable pour des études d'impacts par exemple.

La figure 3.1 présente les séries temporelles de température journalière minimale et maximale d'un point de grille aléatoirement sélectionné dans le jeu d'observations E-OBS (Haylock et al., 2008). Les records établis pour chacune des deux séries sont notifiés par des étoiles noires. Par définition, la première itération correspond toujours à l'établissement du premier record. Puis, d'une année sur l'autre, le record peut être battu, avec le record chaud par exemple battu en 1982 puis de nouveau en 1999. Lorsqu'un record est battu, en plus d'une nouvelle occurrence de record, on peut aussi s'intéresser à la valeur de température à l'origine de ce record. Nous parlons alors plutôt de "valeur de record" alors que le terme "record" correspond à l'occurrence d'un nouveau record.



FIGURE 3.1 – Évolution interannuelle des températures de surface de l'air journalières maximale (a) et minimale (b) au 1^{er} août, pour un point de grille aléatoirement choisi dans les observations E-OBS. Les étoiles noires signalent l'établissement d'un record chaud (ou haut) ou froid (ou bas) au cours de la série temporelle.

Dans cette thèse, nous nous intéressons à un nombre de records annuel ou saisonnier, que l'on appellera aussi parfois de manière plus brève un record annuel ou saisonnier. Pour cela, nous sommons le nombre de records battus sur les 365 jours de l'année (les 29 février sont exclus), ou les 92 jours de l'été par exemple. De même, nous nous intéressons au nombre de records en Europe (ou record en Europe), et pour cela on somme l'ensemble des records annuels ou saisonniers de l'ensemble des points de grille (ou des stations) de la région considérée, ici l'Europe continentale. Ainsi, à la première itération tous les records vont être battus, et un premier record annuel européen est donc égal au nombre maximal de records pouvant être battus, soit 365 * nombre de points de grille en Europe.

3.2 La décroissance théorique de l'occurrence des records

On considère ici une séquence $X_1, X_2, ..., X_n$ de variables aléatoires, indépendantes et identiquement distribuées. On considère que X_n est un record si $X_n = max(X_1, X_2, ..., X_n)$, pour un record chaud par exemple. Comme $X_1, X_2, ..., X_n$ ont la même probabilité d'être un record, Glick (1978) montre que la probabilité que X_n soit un record est :

$$P_n = Prob[X_n = max(X_1, X_2, ..., X_n)] = \frac{1}{n}$$

En effet, à la première itération, un record est nécessairement établi, et $P_1 = 1$. Puis, à la deuxième itération X_2 a exactement 1 chance sur 2 d'être supérieure ou inférieure à X_1 , de même que X_3 a une chance sur 3 d'être le maximum entre X_1 , X_2 et X_3 , et donc $P_2 = \frac{1}{2}$, $P_3 = \frac{1}{3}$, $P_4 = \frac{1}{4}$, $P_5 = \frac{1}{5}$, etc. Ainsi, pour des variables indépendantes et aléatoires, et dans le cadre d'un processus stationnaire, l'occurrence des records décroit avec le nombre d'itérations. Autrement dit, l'établissement d'un nouveau record est de plus en plus difficile à réaliser au cours du temps.

La probabilité $P_n = \frac{1}{n}$ est indépendante du type de distribution de la variable considérée. Ceci présente l'avantage de pouvoir comparer des évolutions de records de différentes variables, qu'elles appartiennent ou non au même type de distribution. On peut donc par exemple imaginer vouloir comparer l'occurrence de records de température, de précipitations et de couverture nuageuse au cours d'une période temporelle, dans le but d'étudier les liens entre les événements extrêmes de ces 3 variables aux distributions différentes.

Dans la littérature (partie 3.4), la décroissance théorique des records donnée par la probabilité P_n est communément associée à l'évolution des records attendue dans le cadre d'un climat stationnaire. Plus précisément, dans un climat stationnaire, l'évolution des records doit osciller autour de la décroissance théorique selon des variations aux échelles interannuelle à multi-décennale. Pour les températures, on peut définir un climat stationnaire comme un climat pour lequel on n'observe pas de changement de distribution des températures, donc pas de déplacement ni de changement de forme de la distribution. Cependant, pour correctement appliquer ce résultat théorique, il faut pouvoir vérifier l'hypothèse de variables aléatoires, indépendantes et identiquement distribuées, or la température est une variable auto-corrélée dans l'espace et le temps.

Le calcul des records étant fait indépendamment pour chaque jour du calendrier, les températures sont donc temporellement espacées d'un an dans les séries à partir desquelles les records sont calculés. Cet argument est communément employé dans la littérature pour négliger la corrélation temporelle, et Redner and Petersen (2006) ont vérifié que la corrélation interannuelle était bien négligeable dans leur série de températures observées. De plus, les records sont ici calculés à partir de températures journalières minimales et maximales, pour lesquelles la corrélation temporelle est plus faible que pour des températures journalières moyennes. Quant à l'hypothèse de variables identiquement distribuées, il parait contestable que cette hypothèse soit vérifiable pour les observations des dernières décennies, et plus encore pour des futures températures simulées. En effet, le réchauffement climatique se traduit par une tendance séculaire dans les températures, invalidant l'indépendance des températures en un jour particulier d'une année sur l'autre. C'est en effet ce que montre la majorité des études s'intéressant à l'évolution des records dans les observations (partie 3.4).

La corrélation spatio-temporelle des températures impacte aussi la significativité des résultats. Par exemple, quand on s'intéresse à des records estivaux en Europe, on s'intéresse en fait à la somme de tous les records des jours de l'été et des points de grille du domaine. Or la température en un point est corrélée à celles de son entourage. De plus, Redner and Petersen (2006) ont montré que la corrélation temporelle n'était plus négligeable lors d'événements persistants, telles que des vagues de froid ou de chaleur. Lors d'une canicule de 10 jours par exemple, la température est fortement corrélée, et l'indépendance des records de ces jours n'est plus respectée. Dès lors, il ne faudrait considérer que des stations (ou des points de grille) indépendantes dans le temps et l'espace pour s'assurer de la significativité des résultats dégagés. À l'image des travaux de Wergen and Krug (2010), on pourrait par exemple calculer le nombre réduit de séries de température respectant une indépendance spatiale et temporelle.

3.3 La visualisation de l'évolution des records



FIGURE 3.2 – Évolution du nombre de records chauds (en rouge) et froids (en bleu) en été en Europe, dans les observations E-OBS. Dans un climat stationnaire, l'évolution des records doit osciller autour de la décroissance théorique (en noir). Une échelle logarithmique est utilisée pour l'axe des ordonnées.

La figure 3.2 présente l'évolution observée des records estivaux en Europe, afin d'illustrer les différentes définitions présentées dans les parties 3.1 et 3.2. Les évolutions des records chauds et froids oscillent autour de la courbe théorique de décroissance des records dans un climat stationnaire, selon des variations aux échelles interannuelle à multi-décennale. Ainsi, la décroissance théorique associée au climat stationnaire représente correctement les évolutions des records estivaux chauds et froids en Europe au début de la période observée. Cependant, à partir des années 1980, ces évolutions s'écartent de la courbe théorique avec un plus grand nombre de records chauds et un plus petit nombre de records froids, en accord avec les résultats de la littérature (partie 3.4).

Une autre forme de visualisation de l'évolution des records existe. Il s'agit de la forme normalisée, pour laquelle on multiplie à chaque itération le record par la valeur de l'itération. Sous cette forme normalisée, la probabilité que X_n soit un record est 1, puisque $nP_n = n\frac{1}{n} = 1$. L'avantage de cette forme normalisée est qu'elle permet de séparer plus aisément une tendance dans l'évolution des records de la décroissance théorique en $\frac{1}{n}$. De plus, cette décroissance est très marquée lors des premières itérations, nécessitant l'utilisation d'une échelle logarithmique pour mieux visualiser l'évolution des records. L'échelle logarithmique permet de bien mettre en évidence les plus petites valeurs, ce qui convient très bien aux records froids qui diminuent à partir des années 1980, mais qui présente le désavantage d'écraser l'évolution des records chauds, qui eux augmentent (voir partie 3.4).

La figure 3.3 présente la même évolution observée des records estivaux en Europe que celle de la figure 3.2, mais sous la forme normalisée. On constate que l'évolution des records chauds est bien mieux mise en valeur, avec notamment le pic correspondant à la canicule de 2003 mieux visible sous la forme normalisée. Sous cette forme normalisée, le nombre de records chauds pour



FIGURE 3.3 – Même figure que la figure 3.2 sous la forme normalisée. Dans un climat stationnaire, l'évolution des records doit osciller autour de 1.

cet été 2003 en Europe vaut entre 5 et 6. Autrement dit, le record chaud estival en 2003 est 5 à 6 fois plus important que le nombre théorique de records attendu dans le cadre d'un climat stationnaire, dont on sait qu'il représentait correctement l'évolution observée des records des années 1950 à 1980.

Il est important de noter que sous la forme normalisée, l'augmentation des records chauds et la diminution des records froids sont amplifiées pour les plus longues séries temporelles. En effet, la normalisation implique pour un nombre aléatoire de records d'être multiplié par 60 s'il arrive après 60 ans de données. Mais ce même nombre de records peut aussi être multiplié par 80, 100, voire 10 s'il arrive 10 ans seulement après le début de la série temporelle. Ainsi, comme illustré sur la figure 3.4, les plus longues séries temporelles accentuent plus fortement les changements de records que les petites séries. Il faut donc tenir compte de l'impact de la normalisation sur les conclusions quantitatives des résultats.

Pour résumer, deux formes de visualisation de l'évolution des records sont utilisées, et l'évolution des records chauds est plus souvent représentée sous la forme normalisée que pour les records froids. De même, dans cette thèse, les distributions spatiales présentent majoritairement des records moyennés sur des périodes de 30 ans, et il est alors difficile de distinguer une tendance dans l'évolution des records de la décroissance théorique en $\frac{1}{n}$. Ainsi, les distributions spatiales sont toujours présentées sous la forme normalisée.

3.4 L'état de l'art de l'étude des records

Les records ont tout d'abord été étudiés pour des variables aléatoires, indépendantes et identiquement distribuées. Dans un tel cadre de processus stationnaire, où tous les éléments proviennent d'une même distribution, les travaux de Glick (1978), Arnold et al. (1998) et Nevzorov (2001) ont montré que la probabilité d'obtenir un nouveau record diminue avec le temps,



FIGURE 3.4 – Évolution du nombre de records chauds (en haut) et froids (en bas) en été et en Europe dans une simulation du modèle CNRM-CM5 sous la forme normalisée (historique+RCP8.5). Plusieurs séries de records dont la date initiale varie sont comparées. Dans un climat stationnaire, l'évolution des records doit osciller autour de 1.

selon le taux $\frac{1}{n}$, où *n* correspond au nombre d'itération depuis l'initialisation. Ceci exprime donc la difficulté croissante pour un nouveau record d'être établi dans le temps.

Les statistiques sur les records sont indépendantes du type de distribution de la variable considérée. Ainsi, la théorie des records a été utilisée et développée pour des applications diverses dans des domaines très différents tels que la physique, la biologie, la finance, le sport, etc. Un important travail de revue a été entrepris par Wergen (2013), qui résume et évalue les progrès réalisés dans la théorie des records, somme toute plutôt récente. L'utilisation des records dans l'étude du climat a principalement été étudiée à partir de températures, et de précipitations dans une moindre mesure (Benestad, 2003, 2006; Lehmann et al., 2015). Mais les records de tempêtes, cyclones, débits, sécheresses, etc, pourraient aussi être étudiés. Ici, nous nous concentrons uniquement sur les études s'intéressant aux records de température.

Benestad a été le premier à appliquer ces résultats théoriques à des observations et à analyser l'évolution des records de température (Benestad, 2003, 2004). Il a développé un modèle statistique à partir de cette décroissance théorique des records dans un processus stationnaire, et a le premier considéré qu'un tel modèle peut fournir une évolution attendue dans le cadre d'un climat stationnaire. L'assimilation de la décroissance théorique des records donnée par les lois de probabilité à l'évolution des records dans un climat stationnaire a ensuite été largement reprise par l'ensemble des études. Les études de Benestad sont aussi parmi les premières à identifier un nombre observé de records chauds de température plus grand qu'attendu dans un climat stationnaire.

Redner and Petersen (2006) ont étudié l'influence du forçage anthropique sur les records observés de température. À partir des lois de probabilité pour des processus stationnaires, ils ont à leur tour développé un modèle statistique permettant de représenter des températures dont la moyenne augmente linéairement. Ainsi, ils ont élargi l'application de la théorie des records en développant un modèle théorique pouvant représenter une évolution de records dans un climat se réchauffant de manière constante dans le temps, un climat donc non stationnaire.

A la suite de Redner and Petersen (2006), d'autres études se sont penchées sur le cas d'une séquence de variables aléatoires et indépendantes en présence d'une tendance linéaire dans la moyenne (e.g. Newman et al., 2010; Franke et al., 2010) ou l'écart-type (e.g. Krug, 2007) pour évaluer l'impact du réchauffement climatique sur l'occurrence des records de température. À partir de stations d'observations en Europe et d'un modèle représentant des températures dont la moyenne augmente linéairement dans le temps, Wergen and Krug (2010) ont attribué 5 records de températures sur 17 par an au réchauffement climatique. Leur modèle a ensuite été repris dans plusieurs études (e.g. Elguindi et al., 2012; Coumou et al., 2013) afin de comparer des observations à une évolution de records dans un climat théorique à réchauffement linéaire. Ce modèle implique la forte hypothèse d'un réchauffement linéaire et sans changement de variance, dont l'application au changement climatique à l'échelle régionale est discutable. Comme le conclut Wergen dans son travail de revue (Wergen, 2013), le développement des statistiques sur les records de température temporellement dépendantes n'en est qu'à son début puisque uniquement des tendances linéaires dans la moyenne ou l'écart-type ont été étudiées, et pour certaines lois seulement (cadre gaussien principalement). De plus, les statistiques des records pour des variables corrélées ne sont que très peu comprises, et ce majoritairement pour des cas particuliers ayant des applications dans la finance.

Wergen and Krug (2010) ont aussi montré que leur modèle représentait mieux l'évolution observée des records de température en Europe qu'aux États-Unis du fait d'une plus faible variabilité. La variabilité peut être réduite en utilisant des observations mensuelles plutôt que journalières, ce qui permet un meilleur accord entre leur modèle et les observations aux États-Unis (Wergen et al., 2013). Ces 2 études, ainsi que Rahmstorf and Coumou (2011) et Newman et al. (2010), ont montré que l'impact du réchauffement climatique sur l'occurrence des records est contrôlé par le rapport du changement de température sur l'écart-type des températures, ou du rapport signal sur bruit.

De nombreuses études se sont aussi intéressées à l'évolution du nombre de records chauds et froids dans les observations, les réanalyses et aussi les modèles de climat ou les modèles régionaux. L'objectif commun de toutes ces études est de mieux comprendre comment les records de température pourraient évoluer en réponse au forçage anthropique.

À partir d'observations journalières de température, Meehl et al. (2009) ont montré que le rapport de records chauds sur froids était de l'ordre de 2 pour 1 aux États-Unis dans les années 2000, alors qu'il devrait être de 1 dans un climat stationnaire. Des résultats similaires ont aussi été trouvés dans les observations en Australie par Trewin and Vermont (2010) et en Europe par Beniston (2015). Aux États-Unis, Rowe and Derry (2012) ont montré que la tendance négative des records journaliers froids était plus importante et plus significative que la tendance positive des records chauds. À partir de stations d'observations dans la zone de Toronto, Allen et al. (2014) n'ont pas pu conclure en une tendance significative dans l'augmentation des records chauds, mais en une diminution significative des records froids. Ils ont aussi mis en évidence l'impact de l'urbanisation sur les records froids, qui diminuent plus fortement à Toronto qu'à l'extérieur de la ville.

La première étude qui s'est intéressée à l'évolution des records de température dans les modèles de climat est celle de Meehl et al. (2009). Selon un scénario moyen de concentration de gaz à effet de serre (scénario SRES A1B), les auteurs ont montré que le rapport du nombre de records chauds sur froids pourrait augmenter jusqu'à des valeurs de 50 pour 1 à la fin du 21^{ème} siècle aux États-Unis. À partir de ce même scénario et d'un ensemble de 22 modèles de climat, Ruokolainen and Räisänen (2009) ont montré qu'à l'horizon 2080 le record chaud annuel observé pourrait être battu sur 99% de la surface du globe.

À partir d'un ensemble de 5 modèles régionaux, Elguindi et al. (2012) ont montré que l'augmentation et la diminution observées des records journaliers chauds et froids devraient s'accentuer jusqu'à des valeurs de rapport de plusieurs centaines à l'horizon 2100 en Europe (scénario SRES A1B). Les auteurs ont aussi évalué les distributions spatiale et saisonnière de ces changements, et ont mis en évidence une augmentation maximale des records chauds autour du pourtour méditerranéen en été, et en Europe du nord en hiver.

À l'échelle globale et mensuelle, Coumou et al. (2013) ont montré que le nombre de records chauds était déjà aujourd'hui en moyenne 5 fois plus important que le nombre théorique attendu dans le cadre d'un climat stationnaire. À l'horizon des années 2040, sous un scénario moyen d'évolution des gaz à effet de serre (RCP4.5), ils ont identifié un nombre de records mensuels chauds 12 fois supérieur au nombre attendu à l'échelle globale dans un climat stationnaire. Les auteurs ont aussi conclu en une probabilité de 80% pour qu'un nouveau record chaud de température soit le résultat du changement climatique induit par le forçage anthropique.

Christiansen (2013) s'est lui intéressé à la significativité statistique des changements de records de température à partir d'une réanalyse. Il a trouvé une augmentation significative du nombre annuel de records journaliers chauds en Europe, mais pas de résultats significatifs à l'échelle saisonnière. Ce résultat montre de nouveau que l'impact du changement climatique sur l'évolution des records est proportionnel au rapport signal sur bruit, ce dernier plus important à l'échelle saisonnière qu'annuelle. En considérant l'hémisphère nord extra-tropical, Christiansen a lui aussi conclu qu'il n'y a presque aucune chance pour que le nombre observé de records journaliers de la dernière décennie puisse être obtenu dans un climat sans variations séculaires.

Étonnamment, assez peu d'études se sont intéressées à la valeur des records, en plus de leur occurrence. Une raison à cela vient du fait qu'il n'existe pas de lois de probabilité aussi simples que pour l'occurrence des records. Deux études (e.g. Redner and Petersen, 2006; Wergen et al., 2013) ont évalué l'impact du réchauffement climatique sur les statistiques des valeurs de records. Redner and Petersen (2006) ont aussi développé les statistiques de la distribution des temps entre deux records, pour un climat stationnaire et un climat se réchauffant de manière constante dans le temps, qu'ils valident avec une longue série de températures observées à Philadelphie.

L'utilisation des records a aussi été employée de manière plus originale pour évaluer les changements de variabilité interannuelle par Anderson and Kostinski (2010, 2015). Les auteurs ont développé une métrique basée sur le nombre de records et des symétries par rapport au temps pour mettre en évidence une diminution de la variabilité interannuelle à partir d'observations mensuelles globales de température (Anderson and Kostinski, 2010). Leur métrique leur permet aussi de mettre en évidence des changements d'écart-type non détectables par des méthodes

plus conventionnelles (Anderson and Kostinski, 2015).

Pour conclure, de nombreuses études suggèrent qu'à partir des années 1980, l'évolution des records chauds une tendance positive, et celle des records froids présente une tendance négative. Ces changements observés de records journaliers ou mensuels de température se traduisent par un écart à la courbe théorique d'évolution des records dans un processus stationnaire. Les études qui se sont intéressées aux projections de ces évolutions au cours du $21^{\text{ème}}$ siècle indiquent toutes une accentuation de ces changements.

L'augmentation de l'occurrence des records chauds est proportionnelle au rapport signal sur bruit. Ainsi, les effets les plus forts et les plus significatifs du réchauffement climatique sur l'évolution des records sont trouvés dans les études réalisées à partir de données mensuelles à annuelles, et/ou sur de vastes régions où le bruit est donc réduit. Le choix de l'échelle spatiale et temporelle est donc très important et dépend de la question à laquelle on s'intéresse. Or les plus grands défis en terme d'adaptation au réchauffement climatique ne sont pas forcément liés aux changements les plus importants mais plutôt aux changements jusque-là inexpérimentés, et ce particulièrement pour les écosystèmes (Williams et al., 2007). À l'échelle journalière, comme à l'échelle régionale et même locale, la variabilité est plus forte, et en conséquences la détection d'un signal en dehors de la variabilité naturelle du climat est plus difficile.

Dans cette thèse nous nous intéressons à l'échelle régionale de l'Europe ou de la France à partir de données journalières, des échelles particulièrement importantes pour l'adaptation au réchauffement climatique. Au commencement de ces travaux, la plupart des études consacrées à l'évolution des records journaliers de température en Europe étaient uniquement basées sur des observations ou des réanalyses, à l'exception de Elguindi et al. (2012), qui, les premiers, ont analysé les projections de l'évolution des records à partir de modèles régionaux.

Le chapitre 4 présente les résultats des travaux réalisés à partir du modèle CNRM-CM5, dont les analyses ont ensuite été étendues à un ensemble de modèles CMIP5 et sont présentées dans le chapitre 5. Dans les deux prochains chapitres, nous nous intéressons en particulier à la détection de l'influence anthropique dans l'évolution des records de température en Europe au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle. En effet, la plupart des études mettant en lumière l'écart des évolutions de records chauds et froids à la décroissance théorique des records n'ont pas mis en place un tel test formel de détection. Dans ces deux prochains chapitres, nous testons ainsi si les changements observés dans l'évolution des records journaliers de température peuvent être expliqués par la variabilité interne du climat. Autrement dit, nous testons si l'évolution observée des records est contenue dans un intervalle de confiance donné par les fluctuations naturelles du climat. De même, nous cherchons à savoir quand, au cours du 20^{ème} ou du 21^{ème} siècle, l'évolution des records pourrait sortir de cet intervalle, mettant alors en évidence l'influence des forçages anthropiques.

Chapitre 4

Les records de température en Europe : évolutions passée et future dans les observations E-OBS et le modèle CNRM-CM5

Sommaire

4.1	Déte	ection de l'influence anthropique dans l'évolution des records	
	de te	empérature en Europe : article publié dans <i>Climate Dynamics</i>	63
	4.1.1	Résumé	63
	4.1.2	Article	64
4.2	Com	pléments d'étude	84
	4.2.1	Les principaux résultats pour le printemps et l'automne	84
	4.2.2	Futures températures extrêmes en Europe : des changements moyens de	
		températures extrêmes aux futures valeurs de records $\hfill \ldots \hfill \hfill \ldots \hfill \ldots \hfill \ldots \hfill \hfill \ldots \hfill hfill \ldots \hfill \ldots \hfill \ldots $	89
	4.2.3	Évolution des écarts de température entre deux records successifs	94

4.1 Détection de l'influence anthropique dans l'évolution des records de température en Europe : article publié dans *Climate Dynamics*

4.1.1 Résumé

On s'intéresse ici à l'évolution des records chauds et froids (records hauts et bas dans l'article) en Europe continentale, à l'échelle annuelle et saisonnière, à partir de températures journalières minimales et maximales provenant du jeu d'observations grillé E-OBS (Haylock et al., 2008), et du modèle de climat CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2012).

Cette étude de détection est basée sur l'hypothèse nulle suivante : *l'évolution des records de température est compatible avec de la variabilité interne uniquement.* Ainsi, nous nous intéressons à la détection d'un signal ne pouvant pas être expliqué seulement par de la variabilité interne, qui est ici estimée à l'aide de la simulation de contrôle du modèle, une longue simulation aux forçages constants.

Ce papier a été construit autour des questions suivantes :

- Comment les records journaliers de température évoluent-ils au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle?
- Peut-on lier les changements observés de records de température aux forçages naturels ou anthropiques ?
- Les évolutions des records chauds et froids sont-elles compatibles avec des évolutions contrôlées par de la variabilité interne uniquement ?
- Les projections du modèle présentent-elles des changements de variabilité interannuelle de température journalière ?

À partir des années 1980, une augmentation des records chauds et une diminution des records froids sont observées et simulées en Europe, à l'échelle annuelle et saisonnière. Ces changements se traduisent par une divergence de l'évolution des records par rapport à l'évolution théorique associée à un climat stationnaire, qui représentait correctement le climat du début de la période observée (ici à partir de 1950). Selon notre test de détection, ces changements ne sont pas significatifs car on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle. Autrement dit, l'évolution des records jusque dans les années 2000 est toujours compatible avec des évolutions uniquement contrôlées par de la variabilité interne.

Les simulations réalisées à partir de forçages naturels uniquement ne sont pas capables de reproduire l'écart de l'évolution des records au climat stationnaire théorique à partir des années 1980, ni la distribution spatiale de ces changements. Au contraire, les simulations réalisées à partir de forçages anthropiques uniquement le sont.

Sous le scénario de gaz à effet de serre RCP8.5, les projections de l'évolution des records de température au cours du 21^{ème} siècle indiquent une forte accentuation des changements à la fin de la période observée. À partir des décennies 2030 et 2040, l'évolution moyenne des records annuels devient incompatible avec des évolutions contrôlées par de la variabilité interne uniquement. En moyenne sur les 30 dernières années du siècle, les projections indiquent un nombre de records chauds 5 fois plus important qu'au début de la période observée. Au contraire, établir de nouveaux records froids devient extrêmement difficile.

L'étude des distributions spatiale et saisonnière de ces changements montre que le bassin méditerranéen est particulièrement impacté en été, alors que l'Europe centrale et du nord est particulièrement impactée en hiver. De plus, à l'aide d'une métrique développée à partir du compte des records par Anderson and Kostinski (2010), une diminution de la variabilité interannuelle des températures journalières minimales et maximales est mise en évidence en hiver, et une augmentation en été.

4.1.2 Article



Detection of anthropogenic influence on the evolution of record-breaking temperatures over Europe

Margot Bador¹ · Laurent Terray¹ · Julien Boé¹

Received: 12 June 2014 / Accepted: 22 June 2015 © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Abstract Changes in temperature extreme events are expected as a result of anthropogenic climate change, but uncertainties exist in when and how these changes will be manifest regionally. This is especially the case over Europe due to different methodologies and definitions of temperature extreme events. An alternative approach is to examine changes in record-breaking temperatures. Datasets of observed temperature combined with ensembles of climate model simulations are used to assess the possible causes and significance of record-breaking temperature changes over the late twentieth and twenty-first centuries. A simple detection methodology is first applied to evaluate the extent to which the effect of anthropogenic forcing can be detected in present-day observed and simulated changes in record-breaking temperature. We then study the projected evolution of record-breaking daily minimum and maximum temperatures over the twenty-first century in Europe with a climate model. The same detection approach is used to identify the time of emergence of the anthropogenic signal relative to a model-derived estimate of internal variability. From the 1980s onwards, a change in the evolution of cold and warm records is observed and simulated, but it still remains in the range of internal variability until the end of the twentieth century. Minimum and maximum

Margot Bador bador@cerfacs.fr Laurent Terray terray@cerfacs.fr Julien Boé boe@cerfacs.fr

¹ Climate Modelling and Global Change Team, URA1875 CNRS/CERFACS, 42 Avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse, France record-breaking temperatures tend to occur (respectively) less and more often than during the 1960s and 1970s taken as representative of a stationary climate. Model simulations with natural forcing only fail to reproduce the observed changes after the 1980s while the latter are compatible with simulations constrained by anthropogenic forcings. The deviation from the characteristic behavior of a stationary climate record-wise initiated in the 1980s is projected to accentuate during the twenty-first century. Annual changes become inconsistent with the model-derived internal variability between the 2020s and 2030s. Over the last three decades of the twenty-first century and under the RCP8.5 scenario, warm records occur on average five times more often than initially. Conversely, breaking new cold record become extremely difficult. The Mediterranean region is particularly affected in summer, whereas central and northeastern Europe is more impacted in winter.

Keywords Temperature record-breaking statistics \cdot Detection \cdot Internal variability \cdot Extreme events \cdot Climate change

1 Introduction

Anthropogenic greenhouse gas emissions have already been proven to influence the Earth climate (IPCC AR4 and AR5 2007, 2013). How extreme climate events will be impacted is among the greatest challenges of climate science. The occurrence of extreme temperature events has increased steadily over the last few decades (Hansen et al. 2012), and links have been found between their increase and human influence (Coumou and Rahmstorf 2012). The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) reveals, in his special report on extreme events (SREX



Fig. 1 Evolution of the summer number of upper (*red*) and lower (*blue*) records summed over France in the E-OBS observations, from 1956 to 2013. The record evolution expected in a stationary climate is represented by the *dark grey line*. The *dot* notifies a year of zero-

report, IPCC 2012), a *likely* decrease in the frequency of observed daily cold temperature extremes, along with an increase in the frequency of warm temperature extremes over Europe. This contrasted behavior is assessed to be *virtually certain* to continue in the twenty-first century.

The last decade is described as the warmest since 1500 (Barriopedro et al. 2011) and it is very likely that the length, frequency and intensity of heat waves will increase during the twenty-first century over most land areas (SREX report, IPCC 2012). Extreme warm spells can have important societal consequences. The 2003 European heat wave claimed more than 70,000 human lives in Europe, including 15,000 in France, during the summer months. Between the 3rd and the 6th of August, unusually high mortality rates were observed in 12 European countries (Robine et al. 2008). Meanwhile, daily temperature records were broken over a large part of Europe. The observation dataset used in this paper indicates that the 2003 June–July–August (JJA) months experienced a larger number of warm records than any other months of the 1956-2005 period, as previously reported by Elguindi et al. (2012). This was also the only summer in which no new cold records were broken over France during fifty years of observations (Fig. 1). Barriopedro et al. (2011) estimated the 2003 and 2010 summers to be the warmest on record over ~25 % of Europe and show that the current summer record map of Europe has been marked by these two extreme summers. With our observations, we also estimate that more than 30 % of the European region experienced daily temperature records every day between the 5th and the 15th of August (not shown).

record occurrences over the entire French domain and illustrates here the impacts of the 2003 European heat wave. Caution needs to be taken with the logarithmic scale of the Y-axis

One advantage of using record-breaking events in assessing changes in extreme events is the independence of the probability of a record occurrence and the underlying distribution. Hence, different series of records can be compared whether or not they are characterized by the same probability density function. For a sequence of independent, identically distributed (iid) random variables (RVs) drawn from a continuous probability density, the probability for a record to occur at the *n*th time step after the initialization is $P_n = 1/n$. Such a sequence of RVs is often referred to as a stationary climate in the literature. A stationary climate can be defined simply as a climate in which no change in the shape of the temperature (and other variables) distribution can be found.

The theoretical results of records statistics were first used by Benestad (2003, 2004) to build a statistical model and detect higher number of observed warm events than expected from the hypothesis of iid RVs, or a stationary climate. Several studies have examined the case of a sequence of independent RVs in the presence of a linear trend to better represent the observed temporal evolution of temperature-breaking events (e.g. Redner and Petersen 2006; Newman et al. 2010; Wergen and Krug 2010; Franke et al. 2010; Wergen et al. 2014), or the case of sequences of RVs from distribution with increasing variance (Krug 2007).

There is a growing body of evidence suggesting that the hypothesis of a stationary climate cannot explain the observed increase or decrease in warm or cold temperature records, which have been found to be much higher or lower than expected in the last two decades. From European stations, Wergen and Krug (2010) attributed 5 out of 17 daily temperature records per year to the warming climate. Trewin and Vermont (2010) found a 2–1 ratio of warm to cold records during the final years of the 1997–2009 period from Australian observations. From monthly observations, Coumou et al. (2013) showed that the number of maximum temperature records is now, on a global scale and despite large differences, on average five times larger that the expected number in a stationary climate.

Following a medium emission scenario (SRES A1B) for the twenty-first century, Meehl et al. (2009) projected with a climate model that the ratio of warm to cold records would increase from 2 to 1 at the end of the twentieth century to 50-1 at the end of the twenty-first century. Using the same emission scenario, an ensemble of 22 climate models and a global observation dataset, Ruokolainen and Räisänen (2009) found that by 2080 the maximum annual warm records could have been broken across 99 % of the surface of the globe. With an ensemble of five regional climate models, Elguindi et al. (2012) projected a value of ratio of several hundred by the end of the twenty-first century. Under a medium scenario (RCP4.5) Coumou et al. (2013) predicted the number of monthly heat records to be more than 12 times higher by the 2040s than expected globally in a climate with no long-term warming.

To summarize, different rates of increase of warm records or different ratio of warm to cold records can be found in the literature. Christiansen (2013) found a significant increase in the annual number of daily warm records over Europe in a reanalysis dataset, which is lost when considering individual seasons. Wergen et al. (2014) found that their statistical model is better appropriate for monthly than for daily temperatures over the US, because of a reduced variability. Hence, the effect of the warming on the occurrence of record events is controlled by a governing parameter: the ratio of the temperature change to the interannual standard deviation (Wergen and Krug 2010; Newman et al. 2010; Rahmstorf and Coumou 2011). Differences in the global warming pattern and in year-to-year variability suggest differences in the evolution of temperature record-breakings. Thus, the strongest and most statistically significant effects of warming are found in studies in which the data are monthly-to-annually averaged over large regions. The projections of temperature records must then be assessed at regional scales in order to better estimate the future extremes and better approach the adaptation to these events.

The important role played by changes in variance compared to changes in mean in assessing future extremes has been proven (Katz and Brown 1992) and evoked as a cause for the 2003 heat wave, for example (Schär et al. 2004). In addition to these studies focused on mean changes, Anderson and Kostinski (2010) developed a metric based on the number of records and the reversibility in time to evaluate changes in interannual variability. Using a global (but mostly North American) ensemble of monthly time series of observations, they found a significant decrease in yearto-year variability of about -0.2 °C (over their 106 years of observations). Observations point to an increase in variability for the European summers in response to anthropogenic-induced warming (Scherrer et al. 2005; Parey et al. 2009), most specifically over central and eastern Europe (Della-Marta et al. 2007). On the other hand, observations show a decrease in year-to-year variability in winter (Scherrer et al. 2005; Parey et al. 2009).

In this paper, we mainly study daily temperatures from the E-OBS observations (Haylock et al. 2008) and an ensemble of simulations performed using the CNRM-CM5 model (Voldoire et al. 2012) to approach the following questions: Can the recent changes in observed record-breaking temperature be linked to the natural and anthropogenic forcings? How do the records evolve during the twentieth and twenty-first centuries? Are these evolutions comparable with one driven purely by internal variability? Do the model projections show any changes in interannual variability?

Section 2 introduces the datasets and the different methodologies developed in this paper. First, the past and future evolution of the mean annual number of temperature records is analyzed (Sect. 3). Then, Sect. 4 presents the projections of the seasonal evolution of records, as along with changes in interannual variability. Finally, we discuss and summarize our findings in the context of ongoing research in the field of temperature extremes and records (Sects. 5, 6).

2 Data and methods

2.1 Observed and simulated temperatures

Daily minimum and maximum observed temperatures (tasmin and tasmax) are taken from the European E-OBS version 9 dataset (Haylock et al. 2008). This dataset, on a halfdegree regular grid, covers the time period from January 1950 to June 2013. The observed temperatures are interpolated on the model grid.

Simulated temperatures are taken from an ensemble of simulations from the CNRM-CM5 model (Voldoire et al. 2012). This model is used in the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). Atmospheric fields (including tasmin and tasmax) are given by the atmospheric component (ARPEGE-Climat, v5.2) with a 1.4-° horizontal resolution (both in latitude and longitude).

The control simulation (henceforth referred to as the CTRL simulation) is a long simulation (850 years of daily

data) in which all external forcings remain constant at their pre-industrial 1850 values. Non-physical long-term changes (model drift) can alter the estimates of the internal variability as well as the response to external forcings (Gupta et al. 2013). Therefore, we linearly detrend CTRL to remove spurious changes in daily minimum and maximum surface temperatures. Because CTRL also provides the initial conditions of the different historical simulations, the drift is removed from the historical simulations as well

by a simple extrapolation of the appropriate CTRL drift. A 10-member ensemble of historical simulations (HIST), forced by observed external forcings (natural and anthropogenic) over the 1850–2005 period, is used. In addition to HIST, two other single-forcing sets are also considered over the same period in order to isolate the effect of various external forcings. These attribution simulations use either all the natural forcings (solar activity and volcanic aerosols) or all anthropogenic forcings (greenhouse gases and aerosols), referred to as the NAT and ANT ensembles, respectively.

Three climate scenarios (Representative Concentration Pathways—RCP8.5, RCP4.5 and RCP2.6) based on different temporal evolutions of anthropogenic forcing are studied over the 2006–2100 period (van Vuuren et al. 2006, 2007). CNRM-CM5 has only one simulation for both RCP2.6 and RCP4.5, but an ensemble of five simulations for the RCP8.5 scenario (RCP8.5 ensemble from now on).

2.2 Calculation of temperature records

By definition, an upper or lower record is broken when a higher or lower value of maximum or minimum surface temperature appears in the annual time series, recorded after an initial date and dependent on the calendar day. As previously stated, for a sequence of iid RVs, the probability for a record to occur at the *n*th time step after the initialization is $P_n = 1/n$. The number of records is thus expected to decrease with *n*, the number of years from the initial date. This theoretical decay expresses the increasing difficulty for a record to break along the years if the climate can be viewed as a stationary random process (the dark grey line in Fig. 1). The probability P_n is commonly referred to in the literature as the record number expected in case of a stationary climate.

To assess the number of records and their evolution, we will either refer to the P_n form or its normalized nP_n variant, where the theoretical expected number of records is then 1. When comparing at a given time or period the number of observed and simulated records to the values expected in a stationary climate (meaning that their rate of change is then given by P_n), we will simply and systematically refer to the latter as "the expected record number" instead of the longer expression "the expected record number in a stationary climate".

We examine annual and seasonal temperature records by computing the sum of the record-breaking temperatures of all calendar days for the time period of interest. When examining European records, we analyze the sum of annual (or seasonal) records of all land grid points (defined by a land fraction >99 %). We do not initialize the records, so the first year presents the maximum number of records that can be broken. This is illustrated in Fig. 1, where the sum of the numbers of upper and lower records in summer over France decays from the initial value of 3036 (the number of grid points in France times the number of days in summer: 33×92), and then oscillates around the expected record number, according to year-to-year variability.

Note that to study the spatial distributions of the changes in records between two periods, we calculate temporal averages over 30 years. In this case and for the sake of clarity, we analyze the records under their normalized form to avoid the decrease in 1/n. In addition, this decay is so abrupt that the use of a logarithmic scale is needed for plotting record evolutions, but such a scale compresses the highest values. This is not a problem for the lower records that decreases along the years, but it is with the increasing number of upper records, for which the normalized form is thus preferred. Hence, two different visualization forms for the upper and the lower records are used to better highlight their future evolution.

The minimum and maximum surface temperatures are correlated in both space and time. In order to fully respect the iid RVs case, our total number of time series would naturally be reduced if only independent time series were considered. Redner and Petersen (2006) performed statistical analyses to study the impact of the temporal correlation on the record statistics. They found that the day-to-day correlation does not affect the statistics of records calculated on a given calendar day (1 year apart), but they do affect the statistics of successive events, such as warm or cold spells. However, the temperature in a grid cell is correlated to its adjacent cells, and this spatial correlation must be taken into account when drawing conclusions about the statistical significance of the results.

The calculation of records is also dependent on the initialization. A particularly warm first year will, for example, imply that the following upper records will be harder to break. Elguindi et al. (2012) have developed a method to filter out the impact of the initialization, but we do not apply such diagnostics here. However, we have tested different initialization dates but did not find any significant differences in the mean evolution of records.

2.3 Assessing changes in record interannual variance

Throughout the century, a mean warming is projected over Europe, but it is very important to distinguish year-to-year changes from long-term changes. Here we study changes in interannual variance using the α parameter formulated by Anderson and Kostinski (2010). They developed a metric to examine the changes in variance in a time series from the statistics of records and the reversibility in time, without making any assumptions as to the underlying distribution. The authors defined their metric by the two following definitions: $\alpha = (UR_f - UR_b) + (LR_f - LR_b) = (UR + LR)_f - (UR + LR)_b,$ with f and b signifying the forward and backward time direction and UR and LR the upper and lower records' number in the time series. Thus, a negative or positive value of $\langle \alpha \rangle$ (denoting the average of α over a region) indicates a negative or positive trend in variance, or decreasing or increasing interannual variability.

Anderson and Kostinski (2010) tested the metric on observed station data on global and monthly scales. Our objective is to assess the possible changes in the year-toyear variance of simulated minimum and maximum temperature records from 1956 to 2100. We first detrended the five simulations of that combined (HIST and RCP8.5) ensemble by removing a second order fit of the ensemble mean to each member, on all grid points and for all days.

2.4 Detection methodology

In a large number of previous studies, the changes in temperature records where detected using statistical models to estimate the internal variability of the considered temperature dataset. Meehl et al. (2009) used a bootstrap analysis within the observation dataset while Christiansen (2013) derived an ensemble of surrogates statistically identical to the observations with the trend removed.

In this paper, we estimate the internal variability using the long CTRL simulation over 850 years as well as the intra-ensemble variability of HIST simulations. This requires us to make the strong assumption that the internal variability of CNRM-CM5 is realistic, an assumption which is very difficult to verify as we do not have the observed counterpart. We will show that the total model variability is consistent with that of the observations regarding our analysis variables.

The first-order detection analysis is based on the following null hypothesis *HO*: the evolution of temperature record is consistent with internal variability only. A 90 % confidence interval (CI) of the record evolution under internal variability alone is built. Records were calculated in a large number of blocks from the CTRL and HIST set of simulations (the latter from which the ensemble mean was previously subtracted). The final number of blocks necessarily depends on the length of the time series and varies from about 190 to 170 over the 1956–2005 and 1956–2100 periods, respectively. To increase the number of blocks in our sample, we use overlapping blocks. The blocks of 50 (145) years have a 40-year (140-year) overlapping period. The 90 % CI is then estimated from the record distribution. The upper and lower limits of the CI have also been smoothed by a 7-year running average for the sum of the number of annual records over Europe (15-year for other diagnostics). Note that the CI is not indicated at the beginning of the time series because the initial decay is steep and difficult to capture with a smoothing average.

The significance of the record changes can also be investigated on every grid cell, with regard to the corresponding limits of the CI. When considering a spatial analysis, the initial (and maximum) number of records is then reduced from the number of grid points multiplied by the number of days to the number of days only, this latter varying from 91 to 365 between seasonal and annual analyses. After 145 years of calculation, the lower limit of the CI is very often zero, thus biasing the analysis. Hence we can only estimate the significance of the changes for the upper records, not for the lower records (which decrease during the twenty-first century).

To counter this limitation, we use a different approach based on the number of zero-record occurrences, calculated in the ensemble of blocks used to build the CI. The number of blocks in which no lower records are broken during the 30-year period of consideration is calculated for every grid cell and then spatially averaged over Europe. This gives us an indication of the mean number of blocks over Europe that experienced a zero-record occurrence in 30 years. We will refer to this metric as CTRL-zero in this paper.

The detection of changes in interannual variability from 1956 to 2100 is also assessed through the following null hypothesis $HO: \alpha = 0$. The α parameter for both tasmin and tasmax is calculated for the ensemble of blocks from the CTRL simulation, and in every grid cell. A 90 % CI can then be estimated from this set of α values.

3 Annual analyses

3.1 Historical period (1956–2005)

First, the simulated annual numbers of upper and lower records are compared to the observations over the second half of the twentieth century (1956–2005; Fig. 2). As previously mentioned in the literature, the observed annual numbers of records follow the decay in 1/n. Until the 1980s, they oscillate around the expected record number, according to interannual and decadal variability. From the

Fig. 2 Evolution of the annual number of upper (red) and lower (blue) records summed over Europe in the observations (dashed lines), the ensemble mean (solid lines) and the ten members (crosses) of the HIST simulations, from 1956 to 2005. The record evolution expected in a stationary climate is represented by the dark grey line. Shaded areas correspond to the 90 % confidence interval, due to internal variability, of the upper (pink) and lower (light blue) records. The two bottom curves illustrate the observed evolutions of natural forcings. The volcanic aerosols optical depth (grey) is averaged over the northern hemisphere. Three major eruptions are notified by vertical grey lines and the volcano's name. The solar radiation at the top of the atmosphere is drawn in orange. Caution needs to be taken with the logarithmic scale of the Y-axis



1960s to the mid-1970s, we observe a cold period with a much higher occurrence for the lower than for the upper records, which is then followed by a warmer period. Starting at the beginning of the 1990s, we observe an increasing or decreasing annual number of upper or lower records that seems to deviate from the stationary climate behavior in agreement with previous studies (Wergen and Krug 2010; Meehl et al. 2009; Wergen et al. 2014; Elguindi et al. 2012).

This change in the evolution of records since the 1980s could be explained by the global dimming and brightening suggested by Wild (2011). From the 1950s to the 1980s, an increasing concentration of anthropogenic aerosols partially compensated for the effects of the greenhouse-gas-induced warming. Since then, industrial aerosol emissions have decreased across Europe and so the solar surface radiation has increased, contributing to a more efficient warming.

As expected, the observations are noisier than the HIST ensemble mean, yet the model is capable of reproducing the slowly varying part of the observed evolution of both upper and lower records (Fig. 2). The spread of the HIST simulations seems realistic in comparison with the intensity of an observed peak. The ratio of upper to lower records stays around 1 in both the observations and the model until the end of the 1980s, when it increases to about 4–1 (Fig. 3), as found in Elguindi et al. (2012) using the same observation dataset.

The member's record evolution (Fig. 2) suggests that the observed and simulated interannual variability do not significantly change during this period. The apparent increase of interannual variability from the ratio analysis (Fig. 3c) present at the end of the period should not be interpreted as a real signal, as it is likely due to the low rate of occurrence of lower records. Hence, with the decreasing tendency of the number of lower records, the ratio analysis does not appear optimal for describing the future evolution of the records: as the denominator tends to zero, the ratio can easily reach very large values.

From 1956 to the end of the 1980s, the evolution of observed and simulated records does not clearly emerge

Fig. 3 Evolution of the annual number of upper $\left(a\right)$ and lower (b) records summed over Europe and the ratio of these two (c) in the observations (red line), the ensemble mean (solid lines) and the members (crosses) of the HIST (black), ANT (brown) and NAT (blue) simulations, from 1956 to 2005. Records in ANT and NAT ensembles were integrated for a slightly longer period (up to 2012) than in HIST simulations. Upper records are under the normalized form. The record evolution expected in a stationary climate is represented by dark grey lines. Shaded grey areas correspond to the 90 % confidence interval due to internal variability. Caution needs to be taken with the logarithmic scale of the Y-axis in b



from internal variability estimates. Thereby we cannot reject the null hypothesis for either the observations or the model. Even though we observe a deviation from the stationary climate behavior starting at the end of the 1980s, the simulated and observed changes are still within the range of the model's internal variability until the end of the twentieth century.

Three major eruptions occurred from 1956 to 2005 (Fig. 2). The Agung volcano, which caused the weakest eruption of this period, does not seem to have influenced the records. Shindell and Schmidt (2004) show that major eruptions such as those of El Chichon and Mount Pinatubo result in contrasted seasonal signals on European temperatures. Here, it is difficult to conclude a significant

influence of these two eruptions on the annual number of temperature records, despite the visible decrease and increase in the number of lower and upper records the year of the El Chichon eruption and the year following the eruption of Mount Pinatubo, which became active in June 1991. In addition, the temperature anomalies associated with the variations induced by El Niño/Southern Oscillation (ENSO) can mask the volcanoes' impact on the evolution of temperature records (Wigley 2000). Finally, the evolution of both the upper and lower records does not appear to be significantly influenced by variations in solar activity. Indeed, positive or negative phases of the solar cycle do not induce higher or lower occurrences of records.


Fig. 4 Spatial distribution of the annual number of upper (a) and lower (b) records in the observations, averaged over the 1976–2005 period. *Crosses* indicate grid points where the observed values are outside the 90 % confidence interval which represents the HIST

ensemble mean ± 1.64 times the intra-ensemble standard deviation. Records are under the normalized form, where the expected record number in a stationary climate is 1

The spatial distribution of the records from the HIST simulations and the observations are compared in Fig. 4. The observations are within the model distribution almost everywhere in Europe for both records, except for a few (<10 %) grid cells. We conclude that the model is capable of reproducing a spatial distribution of the records comparable to that of the observations.

Moreover, in comparison with the expected record number, we can observe an increase in the mean number of upper records over almost all of Europe, and a decrease in the number of lower records in the central part of the domain. This is the result of the previously mentioned warming trend from the beginning of the 1980s. Indeed, maps of records averaged over the 30-year period before the 1980s present values close to the expected record number.

3.2 Simulations with single forcings

We now use ensembles of attribution simulations to link the present-day evolution of the records to the natural and anthropogenic forcings. Figure 3a, b presents the evolution of the upper and lower records in the ANT and NAT ensemble means up to 2012 (as they were integrated for a slightly longer period than the HIST ones), in comparison with the HIST ensemble mean.

From 1956 to the beginning of the 1980s, the three ensemble means are very similar for both the upper and lower records, which is reflected in the mean ratio of about 1 (Fig. 3c). Since the 1980s, the upper records in the NAT ensemble mean continue to oscillate around the expected record number. Meanwhile, the number of upper records in the ANT ensemble mean is higher and closer

to that of HIST, with the presence of a positive trend. The lower records in the NAT ensemble mean are also closer to expected record number than the HIST ensemble mean, unlike the ANT ensemble mean. These differences in the evolution of records between these two ensembles are well illustrated by the ratio of upper to lower records (Fig. 3c). The ANT and HIST ensemble means are much closer to each other and to the observations.

Averaged over Europe, the mean number of upper and lower records in NAT ensemble is very close to the expected record number, but this is not the case in the HIST ensemble (Fig. 5). The higher and lower occurrences of upper and lower records previously observed in the temporal evolutions are rather homogeneous over the region. The ANT simulations are also capable of reproducing these changes, even if the maxima and minima are not exactly collocated. Note that we do not expect similar patterns between HIST and ANT due to internal variability and natural forcing effects.

Unlike ANT, the NAT ensemble does not appear capable of reproducing either the temporal or spatial distribution of the HIST ensemble records. However we cannot strictly attribute the evolution of the records during the late twentieth century to anthropogenic emissions. According to our detection test, the observed and simulated record evolutions are still within the range of the internal variability. Yet, the HIST and ANT ensemble means are very close to the limits of the CI at the end of the period as a result of the ongoing warming trend (particularly true for the lower records). Additionally, the number of the records in these two ensembles at the end of the twentieth century seems to differ from the expected record number, unlike in the NAT ensemble.



Detection of anthropogenic influence on the evolution of record-breaking temperatures over Europe

Fig. 5 Spatial distribution of the annual number of upper (a, c, e) and lower (b, d, f) records averaged over the 1976–2005 period in HIST (a, b), ANT (c, d) and NAT (e, f) ensemble means. There are no sig-

nificant results at the 10 % level. Records are under the normalized form, where the expected record number in a stationary climate is 1

3.3 Future period (2006–2100)

Until the 2020s, the evolution of records under the three scenarios is quite comparable (Fig. 6). The 90 % CI for both types of record does not significantly widen with time,

and here we can easily conclude that significant changes are detected.

We first focus on the RCP8.5 scenario. The current observed emissions of CO_2 are actually still higher than those established in this scenario (Peters et al. 2012). From the



Fig. 6 Evolution of the annual number of upper (**a**) and lower (**b**) records summed over Europe in the ensemble mean (*solid lines*) and the members (*crosses*) of HIST (*black*), RCP2.6 (*purple*), RCP4.5 (*cyan*) and RCP8.5 (*red*) simulations, from 1956 to 2100. Upper records are under the normalized form. The record evolution expected

2020s onwards, a clear warming trend is present in the upper and lower record time series (Fig. 6). At the end of the twentyfirst century, the projected number of upper records in the RCP8.5 ensemble rises to about 5 times the expected record number, whereas the projected number of lower records is less than 10 compared to an expected one of several hundred.

From the 2060s, the model simulates years with no lower record occurrences (in any of the 181 grid cells and any of the 365 days). The ensemble mean is outside the

in a stationary climate is represented by *dark grey lines. Shaded grey areas* correspond to the 90 % confidence interval due to internal variability. *Dots* notify years of zero-record occurrences over the entire European domain, one line per member. Caution needs to be taken with the logarithmic scale of the Y-axis in **b**

range of internal variability from the 2030s for the upper records, and from the 2020s for the lower records. Hence, we detect significant changes in the annual evolution of the European upper and lower records beginning in the 2030s and the 2020s, respectively.

The maps of Fig. 7 present the annual numbers of upper and lower records for the RCP8.5 ensemble means, averaged over 2 periods of 30 years and compared to the expected record number (here 1).



Detection of anthropogenic influence on the evolution of record-breaking temperatures over Europe

Fig. 7 Spatial distribution of the annual number of upper (a-c) and lower (b-d) records averaged over the 2021–2050 (a, b) and the 2071–2100 (c, d) periods, in RCP8.5 ensemble mean. *Crosses* indicate grid points with significant results at the 10 % level. Records are under the normalized form, where the expected record number in a

stationary climate is 1. *Dots* indicate grid points of zero-record occurrences over the entire 30-year period and for the five simulations of the ensemble. The first *number* in the *box* corresponds to the total number of zero-record occurrences in the ensemble mean, the second is CTRL-zero

The first period (2021–2050) characterizes the mid-century future climate. The deviation from the stationary climate, seen in the spatial distribution of the HIST ensemble means (Fig. 5), intensifies until 2050. The mean number of annual upper records is between 2 and 3 times the expected record number. The mean numbers of annual lower records fall to 0.1 and 0.3. However, we do not find any statistically significant changes, and the spatial patterns are quite homogeneous.

At the end of century, the mean number of annual upper records rises to 5.5. The upper records indicate a more significant warming in southern Europe, with values higher than 5 in Southern Spain and in the Alpine region. Using an ensemble of RCMs, Elguindi et al. (2012) also found a higher number of upper records around the Mediterranean, the Iberian Peninsula and France. In contrast with the previous period, statistical significance is reached for all grid points. As for the lower records, the mean annual number falls close to zero, indicating that only a few records were established during these three decades. Meanwhile, 5 zerorecord occurrences are found in northern Europe, which shows that during this 30-year period, no lower record occurs on any of the 365 calendar days among the 5 members. In comparison, CTRL-zero is exactly equal to zero, indicating that in the ensemble of blocks used to build the CI, there are no zero-record occurrences in a 30-year period.

It is interesting to note that, under all three scenarios, the upper and lower records are almost always above and below the expected record number (Fig. 6). Thus, the warming trend initiated in the 1980s in the HIST ensemble mean is projected to impact the evolution of records throughout the twenty-first century. Under the RCP2.6, this results in an evolution of records inconsistent with that of a



Fig. 8 Evolution of the seasonal number of upper (a-c) and lower (b-d) records summed over Europe in the ensemble mean (*solid lines*) and the members (*crosses*) of HIST (*black*) and RCP8.5 (*red*) simulations, in winter (a, b) and summer (c, d), from 1956 to 2100. Upper records are under the normalized form. The record evolution expected in a stationary climate is represented by *dark grey lines*.

stationary climate, even if the evolution appears quite stable. Indeed, the evolution of upper records is mostly contained within the CI, but this is less evident for the lower records. This scenario presents the lower and even decreasing emissions of greenhouse gases over the course of the twenty-first century. Yet, the evolution of the records (and the lower records in particular) do not appear consistent with internal variability.

During the first half of the twenty-first century, the projected evolution of both upper and lower records is quite comparable between RCP2.6 and RCP4.5. Then, a pronounced warming trend appears under RCP4.5, which is particularly noticeable in the evolution of lower records. From the beginning of the 2040s, the lower records under this medium scenario evolve outside the CI. This is less evident for the upper records, whose evolution is very noisy due to year-to-year variability.

While it is difficult to claim detection of record change under RCP4.5 relying on a single member, the projected evolution of the upper and lower records seems barely compatible with the internal variability of the model in the second half of the century. This result is broadly consistent with those of Meehl et al. (2009) using a roughly similar greenhouse gas scenario. With one simulation, they also found an

Shaded grey areas correspond to the 90 % confidence interval due to internal variability. *Dots* notify years of zero-record occurrences over the entire European domain, one line per member. Caution needs to be taken with the nonlinearity $(\mathbf{a}-\mathbf{c})$ and the logarithmic scale $(\mathbf{b}-\mathbf{d})$ of the Y-axis

impact of the warming trend on the number of records, along with a deviation from the stationary climate that began in the 1980s and intensifies during the twenty-first century.

4 Seasonal analyses

4.1 Mean evolution of the records

Here we mostly focus on the winter and summer seasons. When necessary, we simply mention in the text some of the results related to spring and autumn. First, we note that the null hypothesis cannot be rejected at the 10 % level over the second half of the twentieth century (Fig. 8). Thus, the simulated seasonal changes in records (like the annual changes) are always within the range of internal variability, with no compensation between seasons.

We first focus on the changes of upper records and compare the projected number of records to the expected record number. Note again here that this number is 1 when we use the normalized form to estimate the expected number of records (Fig. 8a–c).

In winter, the RCP8.5 ensemble mean of upper records presents a largely linear increase from the 2020s to the

end of the century, with significant results from the 2040s onwards. In the last three decades of the twenty-first century, the mean number of records is projected to reach values around 5, with mean values between 3 and 10 times higher than the expected record number. Statistical significance for the autumn changes is reached a decade later than in winter but several decades earlier than in spring.

In summer, an abrupt change in the middle of the century seems to separate the projections of the twenty-first century into two distinct phases, with a very slow increase during the first and an abrupt rise followed by a plateau in the second. This is likely due to sampling as only one of the five members presents a very abrupt peak that dominates the ensemble mean. By 2100, the mean number of records in summer is projected to rise up to about 5, with mean values between 2 and 7 times higher than the expected record number for the second half of the twenty-first century.

Like the annual projections, the seasonal projections present a significant continual decrease of lower records beginning in the 1980s (Fig. 8b–d). This behavior can also be seen in the zero-record occurrences. Independently of the season, zero-record occurrences first occur in the 2020s and become more numerous in the last four decades. Consequently, the seasonal numbers of records present a substantial decrease compared to the expected record number, here about one hundred at the end of the twenty-first century.

Contrary to the upper records, we do find a season where no significant changes are identified over the future period. Indeed, the evolution of lower records in winter is mostly included in the CI. It is interesting to note that the winter CI is the widest of the four seasons, with a lower limit close to 0. By 2100, the mean number of lower records in winter is projected to decrease to about 2, with annual values remaining inferior to 20 in the last 30 years of the twentyfirst century.

The decrease in lower records is significant beginning in the 2030s in autumn, and the 2050s in spring. The changes in lower record are even more intense when considering the summer season, which presents a significant decrease in record occurrences beginning in the 2020s. Once again, it is interesting to note that summer is the season with the narrowest CI. In the last two decades, there are almost no record occurrences in any of the five members, any of the summer days and any of all grid points of Europe. This result is highly significant and reveals the impact that climate change could have on lower records, or on the nighttime temperature in summer.

Maps of mean numbers of upper and lower records are presented only for the last 30 years of the twenty-first century (Fig. 9), and the projected numbers of records are compared to the expected record number (here 1 again). Note that as with the results from annual projections (Fig. 7), no significant results are found in any earlier periods (not shown).

In winter, about 50 % of the European domain experiences a significant increase in upper records, between 3.8 and 7.1 times the expected record number, mostly in northeastern and central Europe and the Alpine region. The maximum increase occurs over the Alps, with values up to 7 times the expected record number.

The summer season shows a very different pattern, with significant results gathered around the Mediterranean Sea and a maximum increase greater than 6. Unlike during winter, northern Europe presents a smaller, insignificant increase. The autumn pattern captures the transition between the contrasting summer and winter patterns, whereas the spring season show the smallest increase in upper records among all seasons.

These contrasted spatial patterns are not found on the map of lower records. Indeed, the spatial distributions of lower records show quite similar results between all seasons and the annual distribution. A homogeneous mean number of lower records of about 0.1 is found, with almost no records occurring over Europe during the last 30 years of the twenty-first century. A minimum decrease can be found in a few points near the Mediterranean Sea in winter, with values up to 0.18.

However, the zero-record occurrences show some contrasted patterns between the seasons. In winter, a large number of zeros are gathered in northeastern Europe, whereas in summer, the zeros cover more that 70 % of Europe, especially in the eastern region. The total number of zero-record occurrences in the ensemble mean is compared to the CTRL-zero number, which is extremely low. Consequently, we find a large statistically significant decrease in lower record occurrences for the four seasons.

Winter and summer patterns bring to mind spatial structures commonly found in studies focused on mean changes in surface temperatures over Europe. Using a multi-model approach from a large ensemble of CMIP5 models, Terray and Boé (2013) highlighted a southwest–northeast gradient in winter with a maximum warming of 8 °C over northeastern Europe. A minimum increase of 2.5 °C occurs over the Atlantic coast, protected by the westerly flow and a larger land–sea thermal contrast. In summer, a meridional gradient is found, with maximum values of 8 °C around the Mediterranean edge, compared to the beginning of the twentieth century.

These contrasted patterns are explained by different mechanisms. In winter, the temperature-snow albedo feedback explains the warming over regions where the snow cover is projected to decrease during the century. In summer, the warming is mainly controlled by land-moisture-atmosphere interactions. The evapotranspiration over the Mediterranean land region is limited by the soil moisture, but the soil moisture



Fig. 9 Spatial distribution of the seasonal number of upper (a-c) and lower (b-d) records averaged over the 2071–2100 period in RCP8.5 ensemble mean, in winter (a, b) and summer (c, d). *Crosses* indicate grid points with significant results at the 10 %. Records are under the normalized form, where the expected record number in a stationary

content is projected to decrease (Boé and Terray 2008) along with the cloud cover (less evaporation). In response to the enhanced radiative flux at the surface (due to less clouds), an increase in sensible heat compensates for the limited latent heat and ultimately causes a warming at the surface.

4.2 Changes in record interannual variance

The different widths of the CIs show that the model's internal variability amplitude has a strong seasonal dependence (Fig. 8). The winter season has the largest one, and no significant changes in lower records are found in this season despite a substantial decrease. On the contrary, the lower record evolution first leaves the range of the internal variability in summer, where it is the smallest.

The largest contribution to internal variability comes from interannual time scales rather than lower frequencies.

climate is 1. *Dots* indicate grid points of zero-record occurrences over the entire 30-season period and for the five simulations of the ensemble. The first *number* in the *box* corresponds the total number of zerorecord occurrences in the ensemble mean, the second is CTRL-zero. Caution needs to be taken with the nonlinearity of the color scale

This year-to-year variability is also noticeable throughout the projection ensemble spread. For example, the number of upper records during the last 30 winters of the twentyfirst century in the ensemble mean is about 5, but meanwhile the 5 members indicate values between 0 and 24 (Fig. 8a). As expected, the RCP8.5 ensemble spread indicates greater interannual variability in winter than in summer, with that of spring and autumn lying in between (not shown). At the end of the twenty-first century, despite the projected large increase in mean, the internal variability could still induce years with few record occurrences as well as years with more than 20 times the expected record number. This is also reflected in the ratio of the long-term trend to the short-term standard deviation, which has been shown to control the increase in warm records (Wergen and Krug 2010; Newman et al. 2010; Rahmstorf and Coumou 2011).

The previous figures could give some clues as to the possible changes in variance along the twenty-first century, but caution must be taken with such analyses. The interannual variability seems to increase in both annual and seasonal analyses (Figs. 6, 8).

Using the α parameter, we examine the changes in interannual variability in the RCP8.5 ensemble from 1956 to 2100, independently from the long-term changes (Fig. 10). Considering annual analyses averaged over Europe for both daily minimum and maximum surface temperatures, we find $\langle \alpha \rangle$ values close to zero. Thus, no change in variance would occur over this period.

But the spatial distributions of α show that this is due to compensations between two opposite patterns. The domain is divided in two, along a southwest–northeast gradient. Because of these spatial compensations, we find values of $\langle \alpha \rangle$ statistically significant only for the maximum temperatures in summer and the minimum temperatures in winter. However, the spatial distribution of α still indicates large areas of significant values elsewhere. This illustrates the limitations of the use of $\langle \alpha \rangle$.

We now focus primarily on the spatial distribution of α in winter and summer, as annual analyses present a mixing of the signals of these two strong seasons. Spring and autumn show the same transition gradient, with positive values in southwestern Europe and negative values in northeastern Europe (not shown).

In winter, a negative trend in variance is found for both the minimum and the maximum surface temperatures over Europe, with significant values gathered over northeastern Europe. This result appears stronger for the minimum temperatures, with negative values statistically significant over three quarters of the domain.

In summer, maps of α are homogenous over Europe (although not significant everywhere) and show a positive trend in variance for both minimum and maximum temperatures. This increase is particularly pronounced over France and northern Spain for the maximum temperatures.

The decrease in winter appears greater than the increase in summer. Schär et al. (2004) and Seneviratne et al. (2006) have highlighted an increase in the year-to-year variability of the summers over central and eastern Europe in response of the warming induced by greenhouse gases. This change in the variability of the European summer is also found by Fischer et al. (2012), when considering only models with interannual variability correctly simulated at the present time, but with an increase found further south.

5 Discussion

From an ensemble of simulated daily data and daily observations, we have shown that the current number

of warm temperature records is still within the range of the internal variability of the CNRM-CM5 model. Using a set of monthly and global observations, Coumou et al. (2013) show that the current number of warm records is already on average five times higher than in a stationary climate with no long-term warming. Hence, a much more pronounced signal can be found in other studies examining monthly-to-seasonally averaged data and/or spatial averages over large regions. In such cases, the ratio of the long-term warming trend to the interannual standard deviation is increased, as is the number of warm records. This reflects the high sensitivity of the record evolution to temporal and spatial scales. Further, distinctions between models can also explain differences in the evolution of records. Thus, studies evaluating the evolution of recordbreaking temperatures in the same region might have different results if based on data with different temporal scales. From daily data, the significance of the results is also harder to obtain when considering regional domains such as Europe, particularly for seasonal analyses (Christiansen 2013).

Consequently, a quantitative comparison of our results to those of previous studies is difficult, but a qualitative assessment highlights common findings. From the 1980s onwards, we found an observed and simulated deviation of the records from the stationary climate that characterized the 1960s and 1970s, in agreement with previous studies (Wergen and Krug 2010; Meehl et al. 2009; Elguindi et al. 2012; Wergen et al. 2014; Coumou et al. 2013). This deviation consists of an increasing number of upper records accompanied by a decreasing number of lower records. All studies also project this change in the evolution of records to be accentuated over the course of the twenty-first century. Few studies have investigated the spatial distribution of these changes. With regard to the future seasonal number of records, we show that the Mediterranean region is particularly affected in summer, whereas central and northeastern Europe is more impacted in winter. These results are consistent with the findings of Elguindi et al. (2012) based on regional climate models.

Southern Europe and the Mediterranean basin are projected to be strongly affected by an important increase in the number of warm records in summer (Fig. 9). Here we discuss the main physical processes responsible for the changes in extreme warm temperatures in summer in this sensitive region. The evolution of a set of surface variables related to soil-moisture interactions and clouds processes averaged over southern Europe is now investigated. We do not evaluate the possible contribution of the large-scale circulation, although it can also play an important role in the surface temperature warming. Changes in large-scale circulation have smaller signal-to-noise ratios and would require a larger ensemble to be properly assessed.



Fig. 10 Spatial distribution of the annual (**a**, **b**), winter (**c**, **d**) and summer (**e**, **f**) value of α from daily maximum (**a**, **c**, **e**) and minimum (**b**, **d**, **f**) surface temperatures. The α parameter has been calculated from 1956 to 2100 by combining the five historical simulations with

the subsequent RCP8.5 ones. *Crosses* indicate grid points where α is significantly different from 0 at the 10 % level. The average value of α over Europe is given in *boxes*

Over the twenty-first century, a strong increase in the sum of the number of summer upper records over southern Europe is projected to occur, with an acceleration of this rise from the 2050s onwards (Fig. 11a). This increase in temperature extremes is partly due to a rise in mean daily maximum near-surface temperatures (Fig. 11b). Over the region, the mean temperature is projected to increase by $5 \,^{\circ}$ C compared to the 1976–2005 climatology.





Fig. 11 Summer evolution over the twenty-first century of a set of variables in RCP8.5 ensemble mean, averaged over southern Europe $(10^{\circ}W-28^{\circ}E \text{ and } 37-45^{\circ}N)$. a Summer number of upper records summed over southern Europe, under the normalized form, where the expected record number in a stationary climate is 1. Anomalies are estimated relatively to the 1976–2005 period and using the ensem-

The second half of the twenty-first century is characterized by an important change in the evolution of surface heat fluxes (Fig. 11c). Indeed, from the 2050s onwards, the evolutions of the sensible and latent fluxes diverge, with a decrease in the latent flux and an increase in the sensible flux. This divergence suggests a change from a limitation of latent fluxes by the energy at the surface to a limitation by the soil moisture availability. Different processes could explain this change in regime. First, the total soil moisture content is projected to decrease during the twenty-first century, with a stronger decrease in the second half of the century (Fig. 11d). This progressive loss in soil moisture during summer can be linked to an antecedent decrease in soil moisture during the spring season and to a decrease of precipitation during summer (Fig. 11e). Second, the surface downwelling shortwave radiation is projected to increase over the twenty-first century, with a stronger increase in the second half of the century (Fig. 11f). This is mostly due to the decreasing total cloud fraction over the century (Fig. 11g), once again accentuated from the 2050s onward. The increase in shortwave radiation flux throughout the

ble mean of the five related historical members for **b** daily maximum near-surface air temperature (K), **c** surface upward sensible (*black*) and latent (*red*) heat fluxes (W m⁻²), **d** total soil moisture content (kg m⁻²), **e** precipitation (mm day⁻¹), **f** surface downwelling shortwave radiation (W m⁻²) and **g** total cloud fraction (%)

period could also be linked to a decreasing concentration of aerosols since the 1990s, but to a lesser extent at the end of the century.

The divergence between the evolution of the sensible and latent heat fluxes can therefore be explained by the decrease in cloud cover and soil moisture. It is likely that changes in soil moisture and cloud cover are themselves related through a feedback loop. The decrease in atmospheric humidity and the increase in temperature potentially associated with a decrease in evapotranspiration induced by soil drying are expected to lead to a decrease in relative humidity. Condensation becomes more difficult to achieve, which is consistent with a decrease in cloud cover and also a decrease in precipitation, which in turn may impact soil moisture.

Consequently, from the 2050s onwards, the model projects that the surface will receive more solar energy, but also contain less moisture. The sensible heat flux is then projected to play a stronger role in the repartition of surface energy during the second half of the twenty-first century. In association with these changes, a strong increase in recordbreaking warm temperatures is projected by the model.

6 Conclusion

Over the second half of the twentieth century, we cannot detect any statistically significant changes in the annual and seasonal evolutions of the upper and lower records over Europe. At the end of the twentieth century, the upper and lower record evolutions are still in the range of the model's internal variability. Yet, from the 1980s onwards, a change in the record evolution is observed and simulated. Daily minimum and maximum record-breaking temperatures tend to occur less and more often, respectively, than in a stationary climate.

Using single forcing simulations, we have shown that the response to the natural forcings alone is not representative of the observed and simulated (with all forcings applied) changes over the late twentieth century. Simulations forced by isolated anthropogenic forcings are capable of reproducing either the temporal or spatial distributions of these present-day numbers of records.

The projected record evolution over the twenty-first century under the RCP8.5 scenario exhibits a strong warming trend in the annual and seasonal evolutions of daily minimum and maximum record-breaking temperatures. At the end of the century, upper records are projected to occur on average five (to six, according to the season) times more often than during the 1960s and 1970s over Europe. In contrast, it is increasingly difficult to break a lower record. These changes are significantly inconsistent with the model's internal variability from the 2020s and 2030s onwards for the annual numbers of lower and upper records, respectively.

The spatial distribution of the increase in the annual number of upper records under the RCP8.5 shows a significant and homogeneous fivefold increase over Europe during the last three decades of the twenty-first century, compared to the expected record number in a stationary climate. This spatial distribution of upper records presents seasonally contrasted patterns. The Mediterranean region is particularly affected in summer, whereas central and northeastern Europe are more impacted in winter.

At the end of the current century, the spatial distribution of the averaged annual number of lower records presents values ten times lower than expected in a stationary climate, particularly over northern Europe. The spatial distribution of lower record occurrences once again illustrates the extreme difficulty involved in breaking new cold records whatever the day of the year at the end of the current century, but particularly in summer and winter.

In winter, the CNRM-CM5 model projects a negative trend in interannual variability over the 1956–2100 period for both minimum and maximum surface temperatures everywhere over Europe, but with significant results gathered over eastern Europe. In summer, an increase in interannual variability is found homogeneously over Europe. Significant changes are found over northeastern Europe, France and northern Spain for daily maximum surface temperatures, whereas central Europe and central Spain present significant results for minimum temperatures.

Future work could extend this study to a set of independent CMIP5 models. Changes in the evolution of records could then be detected in a multimodel ensemble with regard to a larger sample to estimate the internal variability. The study of physical mechanisms in other models might help to better understand the processes responsible for extreme temperature changes over Europe. Regional models could also provide a more accurate representation of these extreme events due to an improved representation of land–sea and land-orographic effects.

Finally, a comparison between record-breaking temperatures and the evolution of extreme indices might provide additional information regarding the assessment of future extreme temperature events over Europe. Warm spell indices could, for example, indicate the evolution of the persistence of these extreme events, which is not included in record indices.

Acknowledgments This work is supported by EDF and by the French National Research Agency (ANR) and its program «Investissements d'avenir» under the Grant ANR-11-RSNR-0021. The authors thank Aurelien Ribes and Julien Cattiaux for their very helpful suggestions. All analyses and graphics have been done using the NCAR Command Language (NCL 2013).

References

- Anderson A, Kostinski A (2010) Reversible record breaking and variability: temperature distributions across the globe. J Appl Meteorol Climatol 49(8):1681–1691. doi:10.1175/2010JAMC2407.1
- Barriopedro D, Fischer EM, Luterbacher J, Trigo RM, García-Herrera R (2011) The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe. Science (New York, N.Y.) 332(6026):220–224. doi:10.1126/science.1201224
- Benestad RE (2003) How often can we expect a record event ? Clim Res 25:3–13
- Benestad RE (2004) Record-values, nonstationary tests and extreme value distributions. Glob Planet Change 44(1–4):11–26. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.06.002
- Boé J, Terray L (2008) Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change. Geophys Res Lett 35(5):L05702. doi:10.1029/200 7GL032417
- Christiansen B (2013) Changes in temperature records and extremes: are they statistically significant? J Clim 26(20):7863–7875. doi:10.1175/JCLI-D-12-00814.1
- Coumou D, Rahmstorf S (2012) A decade of weather extremes. Nat Clim Change. doi:10.1038/NCLIMATE1452
- Coumou D, Robinson A, Rahmstorf S (2013) Global increase in record-breaking monthly-mean temperatures. Clim Change 118(3–4):771–782. doi:10.1007/s10584-012-0668-1

- Della-Marta PM, Haylock MR, Luterbacher J, Wanner H (2007) Doubled length of western European summer heat waves since 1880. J Geophys Res 112(D15):D15103. doi:10.1029/2007JD008510
- Elguindi N, Rauscher SA, Giorgi F (2012) Historical and future changes in maximum and minimum temperature records over Europe. Clim Change 117(1–2):415–431. doi:10.1007/ s10584-012-0528-z
- Fischer EM, Rajczak J, Schär C (2012) Changes in European summer temperature variability revisited. Geophys Res Lett. doi:10.1029 /2012GL052730
- Franke J, Wergen G, Krug J (2010) Records and sequences of records from random variables with a linear trend. J Stat Mech. doi:10.1088/1742-5468/2010/10/P10013
- Gupta AS, Jourdain NC, Brown JN, Monselesan D (2013) Climate drift in the CMIP5 models*. J Clim 26(21):8597–8615. doi:10.1175/JCLI-D-12-00521.1
- Hansen J, Sato M, Ruedy R (2012) Perception of climate change. Proc Natl Acad Sci USA 109(37):E2415–E2423. doi:10.1073/ pnas.1205276109
- Haylock MR, Hofstra N, Klein Tank AMG, Klok EJ, Jones PD, New M (2008) A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. J Geophys Res 113(D20):D20119. doi:10.1029/2008JD010201
- IPCC (2007) Climate change 2007: the physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds) Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, 996 pp
- IPCC (2012) Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. In: Field CB, Barros V, Stocker TF, Qin D, Dokken DJ, Ebi KL, Mastrandrea MD, Mach KJ, Plattner GK, Allen SK, Tignor M, Midgley PM (eds) A special report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, 582 pp
- IPCC (2013) Climate change 2013: the physical science basis. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds) Contribution of Working Group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, 1535 pp
- Katz RW, Brown BG (1992) Extreme events in a changing climate: variability is more important than averages. Clim Change 21:289–302
- Krug J (2007) Records in a changing world. J Stat Mech Theory Exp 2007(07):P07001–P07001. doi:10.1088/1742-5468/2007/07/ P07001
- Meehl GA, Tebaldi C, Walton G, Easterling D, McDaniel L (2009) Relative increase of record high maximum temperatures compared to record low minimum temperatures in the US. Geophys Res Lett 36(23):L23701. doi:10.1029/2009GL040736
- NCL (2013) The NCAR command language (Version 6.1.2) [Software]. UCAR/NCAR/CISL/VETS, Boulder, Colorado. doi:10.5065/D6WD3XH5
- Newman WI, Malamud BD, Turcotte DL (2010) Statistical properties of record-breaking temperatures. Phys Rev E 82(6):066111. doi:10.1103/PhysRevE.82.066111
- Parey S, Dacunha-Castelle D, Hoang TTH (2009) Mean and variance evolutions of the hot and cold temperatures in Europe. Clim Dyn 34(2–3):345–359. doi:10.1007/s00382-009-0557-0
- Peters GP, Andrew RM, Boden T, Canadell JG, Ciais P, Le Quéré C, Marland G, Raupach MR, Wilson C (2012) The challenge to

keep global warming below 2°C. Nat Clim Change 3(1):4–6. doi:10.1038/nclimate1783

- Rahmstorf S, Coumou D (2011) Increase of extreme events in a warming world. Proc Natl Acad Sci USA 108(44):17905–17909. doi:10.1073/pnas.1101766108
- Redner S, Petersen M (2006) Role of global warming on the statistics of record-breaking temperatures. Phys Rev E 74(6):061114. doi:10.1103/PhysRevE.74.061114
- Robine J-M, Cheung SLK, Le Roy S, Van Oyen H, Griffiths C, Michel J-P, Herrmann FR (2008) Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. CR Biol 331(2):171–178. doi:10.1016/j.crvi.2007.12.001
- Ruokolainen L, Räisänen J (2009) How soon will climate records of the 20th century be broken according to climate model simulations? Tellus A 61(4):476–490. doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00398.x
- Schär C, Vidale PL, Lüthi D, Frei C, Häberli C, Liniger MA, Appenzeller C (2004) The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Nature 427(January):3926–3928. doi:10.1038/nature02230.1
- Scherrer SC, Apenzeller C, Liniger MA, Schär C (2005) European temperature distribution changes in observations and climate change scenarios. Geophys Res Lett 32(19):L19705. doi:10.102 9/2005GL024108
- Seneviratne SI, Lüthi D, Litschi M, Schär C (2006) Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. Nature 443(7108):205– 209. doi:10.1038/nature05095
- Shindell DT, Schmidt GA (2004) Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. J Geophys Res 109(D5):D05104. doi:10.1029/2003JD004151
- Terray L, Boé J (2013) Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. CR Geosci 345(3):136–149. doi:10.1016/j.crte.2013.02.003
- Trewin B, Vermont H (2010) Changes in the frequency of record temperatures in Australia, 1957–2009. Aust Meteorol Oceanogr J 60:113–119
- Van Vuuren DP, Eickhout B, Lucas PL, den Elzen MGJ (2006) Long-term multi-gas scenarios to stabilise radiative forcing: exploring costs and benefits within an integrated assessment framework. Energy J SI2006(01):201234. doi:10.5547/ ISSN0195-6574-EJ-VoISI2006-NoSI3-10
- Van Vuuren DP, Elzen MGJ, Lucas PL, Eickhout B, Strengers BJ, Ruijven B, Houdt R (2007) Stabilizing greenhouse gas concentrations at low levels: an assessment of reduction strategies and costs. Clim Change 81(2):119159. doi:10.1007/ s10584-006-9172-9
- Voldoire A, Sanchez-Gomez E, Salas y Mélia D, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Chauvin F (2012) The global climate model: description and basic evaluation. Clim Dyn 40(9– 10):2091–2121. doi:10.1007/s00382-011-1259-y
- Wergen G, Krug J (2010) Record-breaking temperatures reveal a warming climate. EPL (Europhys Lett) 92(3):30008. doi:10.1209/0295-5075/92/30008
- Wergen G, Hense A, Krug J (2014) Record occurrence and record values in daily and monthly. Clim Dyn 42(5–6):1275–1289
- Wigley TML (2000) ENSO, volcanoes and record-breaking temperatures. Geophys Res Lett 27(24):4101–4104. doi:10.1029/200 0GL012159
- Wild M (2011) Enlightening global dimming and brightening. Bull Am Meteorol Soc 93(1):27–37. doi:10.1175/ BAMS-D-11-00074.1

4.2 Compléments d'étude

4.2.1 Les principaux résultats pour le printemps et l'automne

Dans l'article auparavant présenté (Bador et al., 2015b), nous nous intéressons uniquement aux saisons JJA et DJF. Nous présentons maintenant les principaux résultats pour les saisons MAM et SON. Les figures de l'article pour les saisons JJA et DJF sont ici reproduites pour une meilleure comparaison des résultats entre les quatre saisons.

Évolution moyenne des records



 ${\rm FIGURE}$ 4.1 – Même figure que la figure 8 de Bador et al. (2015b) étendue pour les saisons MAM et SON.

De même que pour les saisons JJA et DJF, les projections de l'évolution des records en

MAM et SON indiquent une augmentation des records chauds et une diminution des records froids en Europe (figure 4.1). De plus, l'évolution moyenne des records chauds et froids est toujours compatible avec de la variabilité naturelle uniquement à la fin de la période historique, alors que des changements significatifs sont détectés plus tard dans le siècle.

Les projections de l'évolution moyenne des records chauds en SON sont assez proches de celles de DJF, avec une augmentation moyenne atteignant une valeur de 6 en 2100, soit 6 fois plus de records chauds qu'attendu dans le cadre d'un climat stationnaire. L'hypothèse nulle peut être rejetée une décennie plus tard que pour la saison DJF, mais plusieurs décennies plus tôt qu'en MAM. En effet, la détection d'une évolution moyenne de records chauds incompatible avec la variabilité interne uniquement n'est pas réalisée avant la dernière décennie du siècle, et nous trouvons un nombre moyen de records chauds autour de 5 à la fin du siècle.

La diminution du nombre de records froids est aussi très visible à travers l'important nombre de "occurrence-zéro" à la fin du siècle (traduction littérale du "zero-record occurrences" défini dans l'article). Il est intéressant de noter que pour ces deux saisons, l'intervalle de confiance de la variabilité interne est compris entre ceux de JJA et DJF. Contrairement à DJF, nous pouvons rejeter l'hypothèse nulle, mais ce plus tardivement qu'en JJA.

On s'intéresse maintenant aux distributions spatiales de ces changements moyens au cours des trois dernières décennies du 21^{ème} siècle (figure 4.2). De même que pour les saisons DJF et JJA, nous ne pouvons jamais rejeter l'hypothèse nulle pour des périodes antérieures.

Le motif des changements moyens en SON semble capturer la transition entre les motifs contrastés des saisons JJA et DJF. Les valeurs maximales et significatives des changements sont présentes autour de la Méditerranée ainsi que dans la région des Alpes, avec une augmentation moyenne de records chauds un peu moins marquée en SON qu'en DJF. De manière cohérente avec les résultats de la figure 4.1, la plus petite augmentation de records chauds est trouvée en MAM. La seule augmentation permettant de rejeter l'hypothèse nulle se trouve dans les Alpes, probablement en relation avec la très forte diminution de la couverture neigeuse en hiver au cours du siècle dans la région.

Comme pour les saisons DJF et JJA, nous ne retrouvons pas de motifs très contrastés entre les saisons pour les distributions de records froids, avec une occurrence moyenne particulièrement faible partout en Europe. Nous trouvons moins d'"occurrence-zéro" pour ces deux saisons que pour les saisons DJF et JJA, cependant ces occurrences sont toujours bien plus importantes que celles trouvées dans la simulation de contrôle. En conclusion, nous constatons une forte diminution de l'évolution moyenne des records froids, significative pour les quatre saisons, c'est à dire incompatible avec de la variabilité interne uniquement.



 \mbox{FIGURE} 4.2 – Même figure que la figure 9 de Bador et al. (2015b) étendue pour les saisons MAM et SON.

Changements de variance interannuelle des températures

Les distributions spatiales de la métrique α présentées dans l'article montrent des résultats très contrastés entre les saisons JJA et DJF. Au cours de cette étude, nous avons remarqué à plusieurs reprises que les saisons MAM et SON pouvaient capturer des transitions entre les saisons DJF et JJA, ce qui est ici le cas pour les changements de variance de température en Europe.

À l'image des analyses à l'échelle annuelle qui traduisent un mélange entre les forts signaux saisonnaux de JJA et DJF, en SON et MAM les distributions spatiales du α présentent le même gradient de transition (figure 4.3). Une augmentation de la variance ($\alpha > 0$) est trouvée dans l'Europe du sud-ouest, avec une diminution de la variance ($\alpha < 0$) dans l'Europe du nord-est. Nous notons que les motifs en SON et MAM sont plus influencés par ceux de JJA pour les records chauds, et plus influencés par ceux de DJF pour les records froids.



 ${\rm FIGURE}$ 4.3 – Même figure que la figure 10 de Bador et al. (2015b) étendue pour les saisons MAM et SON.

4.2.2 Futures températures extrêmes en Europe : des changements moyens de températures extrêmes aux futures valeurs de records

Dans la continuité des questions auxquelles nous souhaitons apporter des éléments de réponse dans l'article, d'autres questions se sont posées :

- Quelles sont les projections des valeurs de records journaliers chauds à la fin du 21^{ème} siècle?
- Peut-on relier les changements de valeur de records aux changements moyens de température journalière maximale en Europe ?

On s'intéresse donc maintenant à la valeur des records à la fin du siècle sous le scénario RCP8.5, et plus particulièrement à la valeur des records chauds. En effet, les projections des records froids indiquent une occurrence quasi-nulle de ces records pour les trois dernières décennies du siècle, et l'étude de leur future valeur aurait donc moins de sens.

De plus, la région d'étude est réduite en raison d'un biais du modèle en Europe de l'est (Voldoire et al., 2012). À l'est de 15°E environ, les températures observées sont toujours en dehors d'un intervalle de confiance à 90% des données du modèle (figure 4.4). Ce même test a été appliqué pour l'occurrence des records (Fig.4 de l'article) et le modèle est capable de reproduire une distribution spatiale des records compatible avec celle des observations. Ainsi, le modèle CNRM-CM5 présente un biais chaud à l'est de 15°E, dont les conséquences sont négligeables en terme d'occurrence de records mais pas en terme de valeur de records. Ceci s'explique par le fait que l'occurrence des records est indépendante de la distribution sous-jacente des températures.



FIGURE 4.4 – Distribution spatiale du maximum annuel de température de surface de l'air journalière maximale dans les observations E-OBS et le modèle CNRM-CM5 en 2005. Les triangles pointant vers le haut (bas) indiquent les points de grille pour lesquels les observations sont au dessus (dessous) de l'intervalle de confiance à 90%, qui représente la moyenne d'ensemble des simulations historiques du modèle \pm 1.64 fois l'écart-type.

Avant d'esquisser des réponses quant aux futures valeurs de records chauds en Europe, nous précisons que l'étude présentée ici n'est réalisée qu'à partir d'un seul modèle, ce qui n'est pas suffisant pour correctement répondre à cette question. Une étude multi-modèles permettrait une meilleure estimation de ces valeurs mais aussi et surtout de leurs incertitudes. Ici, nous cherchons à apporter les premières réponses, ainsi que les méthodes pour y parvenir. Une étude plus précise et plus complète des futures valeurs de records chauds en France est apportée dans la partie 8.2 à partir d'une simulation à haute résolution et d'un ensemble de modèles CMIP5.

CHAPITRE 4. LES RECORDS DE TEMPÉRATURE EN EUROPE : ÉVOLUTIONS 90ASSÉE ET FUTURE DANS LES OBSERVATIONS E-OBS ET LE MODÈLE CNRM-CM5



FIGURE 4.5 – Distribution spatiale des valeurs les plus intenses de record chaud dans les simulations RCP8.5 du modèle CNRM-CM5 en 2100 (a-c-e-g), et de la différence de ces valeurs intenses entre 2100 et 2010 (b-d-f-h), pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON. La valeur la plus intense des records est sélectionnée parmi les 5 membres et tous les jours de la saison, altérant ainsi la cohérence spatiale.

Futures valeurs de records journaliers chauds

Les cartes de la figure 4.5 présentent les valeurs les plus intenses de records chauds rencontrées parmi les 5 simulations futures et les jours de la saison à l'horizon 2100. L'objectif ici est d'obtenir une estimation des valeurs les plus intenses rencontrées dans un monde tel que simulé par le modèle CNRM-CM5 et de les comparer à celles de 2010.

La carte de ces valeurs les plus intenses indique en DJF des valeurs plus importantes sur la péninsule Ibérique et le sud-ouest de la France, avec des valeurs atteignant jusqu'à 30°C dans le sud de l'Espagne. La distribution spatiale de ces valeurs est semblable en MAM, avec des températures supérieures à 45°C au sud de la péninsule Ibérique. En été, les valeurs sont supérieures à 40°C sur la majeure partie du domaine, avec un maximum supérieur à 51°C en Espagne. La distribution spatiale de ces valeurs de records est similaire à JJA en SON, mais avec des températures plus faibles et un maximum supérieur à 46°C toujours dans le sud de l'Espagne.

Quelle que soit la saison, les différences de valeurs les plus intenses de records chauds entre 2100 et 2010 varient entre 0°C et 14°C. Les changements les plus faibles sont trouvés en DJF, avec une augmentation maximale de 7°C dans la région des Alpes. Une même augmentation de 7°C est indiquée en SON mais de manière homogène sur le domaine, au nord de 42°N. En JJA, l'augmentation est supérieure à 6°C sur une grande partie du domaine avec des changements marqués en France, tout comme en MAM. Une augmentation de 14°C a lieu en MAM dans 2 points de grille spécifiques au niveau des Alpes où l'orographie du modèle est la plus chaude. Encore une fois, ces changements sont très probablement liés à la décroissance en couverture neigeuse au cours de la saison hivernale étendue au long du 21^{ème} siècle.

Changements de valeurs de records versus changements moyens de température maximale

La première colonne de la figure 4.6 montre que les changements moyens de température journalière maximale sont compris entre 5°C et 9°C pour les quatre saisons, sauf quelques points de grille particuliers atteignant 12°C dans les Alpes.

Par définition, les changements de valeurs les plus intenses des records chauds (première colonne de la figure 4.6) sont toujours supérieurs aux changements moyens de température maximale (deuxième colonne de la figure 4.6). Les différences entre les changements de valeurs de records et de température maximale sont compris entre 0°C et 12°C, avec d'importants contrastes selon les saisons. Les plus faibles différences ont lieu en DJF, et les plus importantes en JJA, avec des valeurs intermédiaires en MAM et SON. En été, les changements de valeurs de records chauds sont 5°C à 10°C plus importants que les changements moyens de température maximale sur la majorité du domaine.

La saison DJF présente des différences par rapport aux trois autres saisons avec une dominance des changements moyens de température maximale de 60% par rapport aux changements de valeurs de records sur l'ensemble des jours de la saison et l'ensemble du domaine (troisième colonne de la figure 4.6). Pour toutes les saisons cependant, la dispersion des changements de valeurs de records est plus importante que la dispersion des changements moyens de température maximale. En SON par exemple, des changements de valeurs de records entre 0°C et 12°C sont associés à des changements moyens de température maximale d'environ 4°C. De même, en JJA des changements de valeurs de records entre 2°C et 16°C sont associés à des changements moyens de température maximale d'environ 10°C.

Les distributions de température maximale journalière sur des périodes de 30 ans à la fin du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle indiquent pour toutes les saisons un déplacement de la distribution,

CHAPITRE 4. LES RECORDS DE TEMPÉRATURE EN EUROPE : ÉVOLUTIONS 92ASSÉE ET FUTURE DANS LES OBSERVATIONS E-OBS ET LE MODÈLE CNRM-CM5

dont la forme présente des modifications (dernière colonne de la figure 4.6). En JJA, la distribution s'est élargie entre les 2 périodes, avec des changements plus marqués dans la queue de distribution des extrêmes chauds. Au contraire, la distribution en DJF devient plus étroite. Ces résultats sont en accord avec les changements de variabilité interannuelle mis en évidence à partir de la métrique α dans l'article et la partie 2.1.2.



FIGURE 4.6 – Analyses saisonnières pour DJF, MAM, JJA et SON (une par ligne, par ordre de citation), à partir du modèle CNRM-CM5 :

a-e-i-m) Distribution spatiale des changements moyens de valeurs les plus intenses de température de surface de l'air journalière maximale entre les périodes 2071-2100 et 1981-2010. Les valeurs saisonnières les plus intenses sont sélectionnées par la valeur maximale de température parmi tous les membres et tous les jours de la saison pour chaque point de grille, puis moyennées sur 30 ans, altérant ainsi la cohérence spatiale.

b-f-j-n) Distribution spatiale de la différence entre les changements de valeurs les plus intenses de records chauds entre 2100 et 2010 et les changements moyens de valeurs les plus intenses de température maximale des cartes a-e-i-m.

c-g-k-o) Diagramme de dispersion des différences de valeurs des records chauds entre 2100 et 2010 par rapport aux changements moyens de température de surface de l'air journalière maximale entre 2071-2100 et 1981-2010, pour tous les membres des simulations RCP8.5, tous les jours de la saison et tous les points de grille du domaine. Dans l'encadré est indiqué la proportion (en %) de données pour lesquelles les changements moyens de température maximale sont plus importants que les changements de records. d-h-l-p) Fonction de densité de probabilité de la température de surface de l'air journalière maximale dans les 5 membres des simulations RCP8.5 en Europe, pour les périodes 1981-2010 (noir) et 2071-2100 (rouge).

4.2.3 Évolution des écarts de température entre deux records successifs

Dans cette étude, plusieurs caractéristiques des records et de leurs évolutions ont été étudiées et sont illustrées pour le cas des record chauds dans une série aléatoire de températures observées (panneau du haut de la figure 4.7). L'occurrence des records (les croix rouges) a été le premier sujet d'étude, puis nous nous sommes intéressés à la valeur des records (les lignes vertes). D'autres caractéristiques du record pourraient encore être étudiées, comme la persistance d'un record dans le temps (la longueur des segments noirs entre deux croix rouges). Redner and Petersen (2006) ont développé des statistiques sur la distribution des temps entre les records, et trouvent un bon accord entre leurs résultats théoriques et des observations de température à Philadelphie. Une autre caractéristique du record que l'on étudie ici est l'élévation de température associée à l'établissement d'un nouveau record par rapport à la valeur de l'ancien record (en bleu), notée ΔT .

Dans le monde du modèle CNRM-CM5, des non-linéarités ont été mises en évidence entre les changements de valeurs de records chauds et les changements moyens de températures maximales, ainsi que des changements de forme des distributions de températures journalières maximales et minimales (partie 4.2.2). Nous nous sommes demandés si ces non-linéarités pouvaient être liées à une tendance positive de ce ΔT . Autrement dit, est-ce que l'augmentation de l'occurrence des records chauds pourrait aussi être accompagnée d'une augmentation du ΔT ? Ou encore, pourrait-on mettre en évidence un climat simulé futur pour lequel il serait de plus en plus facile de battre de nouveaux records chauds, et ce de manière de plus en plus importante?

Une analyse des tendances du ΔT a donc été réalisée avec le modèle CNRM-CM5 des années 1956 à 2100, à l'échelle saisonnière et en Europe. En raison du biais du modèle évoqué dans la partie 4.2.2, nous nous sommes ici aussi intéressés à un domaine réduit de l'Europe.

Au début de la série temporelle, le ΔT présente une tendance négative facilement identifiable sur le panneau du bas de la figure 4.7. Dans un climat stationnaire, la probabilité d'occurrence d'un record $P_n = \frac{1}{n}$ implique que le début de la série temporelle est associé aux plus grands nombres de records. De plus, la moyenne d'une distribution gaussienne de températures journalières est une bonne estimation de la première valeur des records dans un tel climat (Redner and Petersen, 2006). Ainsi, au début de la série temporelle, les premiers records vont être facilement battus et associés à des valeurs importantes de ΔT . Puis, la diminution de l'occurrence d'un record devient moins importante, et les valeurs de ΔT se stabilisent, car les valeurs des records appartiennent alors à des quantiles extrêmes de la distribution de température. Pour une séquence de variables aléatoires, indépendantes et identiquement distribuées, Redner and Petersen (2006) montrent qu'après un grand nombre d'occurrences de records, les valeurs successives des records sont asymptotiquement de plus en plus proches, et donc que les valeurs de ΔT devraient tendre vers zéro.

Le modèle est capable de reproduire une distribution des valeurs de ΔT en accord avec les observations (figure 4.8). En dehors des trois premières décennies, nous ne trouvons pas de tendance (positive ou négative) du ΔT en Europe pour chacune des saisons, et pour des périodes temporelles de 11 ans. Ces analyses ont aussi été menées sur des périodes de 30 ans et/ou sur des domaines plus petits (comme par exemple le pourtour du bassin méditerranéen où la plus importante augmentation des records chauds en Europe est projetée) mais aucune tendance ne s'est dégagée.

Le fait de ne pas mettre en évidence de tendance pourrait être un résultat significatif. Mais il faudrait au préalable correctement déterminer à partir de combien de records battus, ou de quelle décennie en moyenne, nous pouvons considérer qu'une tendance négative de ΔT est théoriquement attendue dans le cadre d'un climat stationnaire. L'analyse des tendances du ΔT dans la simulation de contrôle pourrait aussi nous permettre de détecter des changements de ces valeurs de ΔT . Une tendance positive du ΔT pourrait aussi mettre en évidence un changement de variance des températures, mais là encore de plus amples analyses sont nécessaires.



FIGURE 4.7 – Illustration des différentes caractéristiques de l'établissement d'un record chaud pour a) une série aléatoire de température de surface de l'air journalière maximale en été et en Europe, b) toutes les séries de température journalière maximale de tous les jours de l'été et tous les points de grille de l'Europe, dans une simulation aléatoire du modèle CNRM-CM5 (historique+RCP8.5). L'occurrence d'un record est signifiée par une croix rouge, la valeur du record par les lignes vertes, l'élévation de température ΔT en bleu, et la persistance du record est indiquée par la longueur du segment noir entre 2 records (entre 2 croix rouges).



FIGURE 4.8 – Diagrammes en boîte représentant les quantiles 1, 25, 50, 75 et 99 des distributions de ΔT sur des périodes glissantes de 11 ans en Europe pour les observations E-OBS (en bleu) et toutes les simulations du modèle CNRM-CM5 (en noir; historique+RCP8.5) pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON.

Chapitre 5

Les records de température en Europe : estimation multi-modèles de leurs changements saisonniers

Sommaire

5.1 Inf	uence de l'Homme sur les records de température estivale en
Eu	cope : article publié dans Geophysical Research Letters 97
5.1.1	Résumé
5.1.2	Article
5.1.3	Suppléments de l'article
5.2 Compléments d'étude	
5.2.1	Les changements projetés pour l'ensemble des saisons
5.2.2	Les incertitudes autour des changements moyens de records chauds 130
5.2.3	De l'impact des aérosols sur l'évolution historique des records en été $\ . \ . \ 133$

Dans le chapitre précédent, l'évolution des records journaliers de température en Europe a été étudiée dans les observations E-OBS et le modèle CNRM-CM5. Dans ce chapitre, nous nous intéressons encore à l'évolution des records journaliers de température de surface de l'air en Europe, mais ici à partir d'un ensemble de modèles CMIP5.

L'étude de détection se poursuit aussi, à partir de la même hypothèse nulle H0: l'évolution des records de température est compatible avec de la variabilité interne uniquement. D'une manière générale, cette étude multi-modèles se base sur les analyses présentées dans le chapitre précédent, mais permet de mieux estimer les changements projetés, ainsi que leurs incertitudes.

5.1 Influence de l'Homme sur les records de température estivale en Europe : article publié dans *Geophysical Research Letters*

5.1.1 Résumé

En été et en Europe, l'évolution observée des records journaliers chauds et froids de température montre depuis la fin des années 1980 une déviation au climat stationnaire théorique qui représentait bien les observations dans les décennies antérieures. Cette déviation consiste en un plus grand nombre de records chauds et un plus petit nombre de records froids. À partir d'un ensemble de modèles de climat et des observations E-OBS, nous nous intéressons à l'évolution de l'occurrence des records journaliers chauds et froids au 20^{ème} et au 21^{ème} siècles, en été et en Europe. L'évolution future des records est étudiée sous un scénario de statu quo des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (le scénario RCP8.5). À partir d'une estimation multi-modèles de la variabilité interne, nous définissons et estimons un temps d'émergence de l'influence anthropique sur l'évolution des records. Les sources d'incertitudes associées aux changements de records et aux temps d'émergence sont aussi discutées. Finalement, nous comparons les résultats donnés par l'ensemble des modèles à des résultats théoriques attendus dans le cadre d'un simple réchauffement linéaire sans changement de variance.

Les 27 modèles CMIP5 utilisés dans cette étude représentent bien les évolutions observées des records journaliers chauds et froids en été en Europe, ainsi que l'écart au climat stationnaire théorique. Ces évolutions observées et simulées peuvent, au début du $21^{\text{ème}}$ siècle, toujours être expliquées par de la variabilité interne uniquement. Mais au cours du siècle, nous détectons une influence anthropique dans l'évolution des records journaliers chauds et froids. L'analyse multi-modèles suggère un temps d'émergence autour de 2020 pour les records froids, et 2030 pour les records chauds, avec une incertitude de ± 20 ans.

Finalement, à l'horizon de la fin du siècle, une augmentation de l'ordre de 10 du nombre moyen de records estivaux chauds en Europe est indiquée par les modèles CMIP5 par rapport au début de la période observée. Dans l'ensemble des modèles, cette augmentation de records chauds présente un fort gradient méridional en Europe, avec les valeurs les plus intenses au niveau du pourtour méditerranéen, mais une dispersion importante de l'intensité des changements. L'occurrence des records froids est, elle, projetée comme quasi-nulle, et ce uniformément en Europe, entre les saisons et entre les modèles.

Comme attendu à partir de résultats théoriques dégagés dans le cadre d'un réchauffement linéaire sans changement de variance, nous trouvons une relation significative entre les changements moyens de température et les nombres moyens de records chauds et froids projetés, ainsi que les temps d'émergence. Une relation significative est indiquée entre le temps d'émergence des records froids et la variabilité des températures journalières minimales sur la période 1976-2005. Cette relation pourrait suggérer un temps d'émergence "observé" des records froids autour des années 2015 et 2020 en été en Europe.

5.1.2 Article

AGU PUBLICATIONS

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1002/2015GL066560

Key Points:

- More (less) frequent summer daily warm (cold) record-breaking temperatures in Europe by 2100
- Emergence of human influence projected in the 2030s (2020s) for the warm (cold) records, ± 20 years

Supporting Information:

Supporting Information S1

Correspondence to: M. Bador, bador@cerfacs.fr

Citation:

Bador, M., L. Terray, and J. Boé (2016), Emergence of human influence on summer record-breaking temperatures over Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 404– 412, doi:10.1002/2015GL066560.

Received 12 OCT 2015 Accepted 11 DEC 2015 Accepted article online 17 DEC 2015 Published online 14 JAN 2016

©2015. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Emergence of human influence on summer record-breaking temperatures over Europe

Margot Bador¹, Laurent Terray¹, and Julien Boé¹

¹Climate Modelling and Global Change Team, URA1875, CNRS/CERFACS, Toulouse, France

Abstract Observational analysis of Europe summer record-breaking temperatures suggests that their occurrence differs from that expected in a stationary climate since the late 1980s. The observed cold and warm record evolution is well simulated by the ensemble mean of 27 coupled models from the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5). We find that this evolution is still today within the range of internal variability derived from CMIP5 preindustrial simulations. We then estimate a time of emergence of the summer record anthropogenic influence in a world under a business as usual greenhouse gas emission scenario. We suggest a time of emergence around 2020 for the cold records and 2030 for the warm ones with an uncertainty of \pm 20 years. By 2100, the multimodel ensemble mean indicates a tenfold increase of the number of warm records compared to the first half of the twentieth century and the quasi-disappearance of cold records.

1. Introduction

Extreme temperature events have a long history in the global assessment of climate change impacts because of their potential high consequences. The exceptional heat wave that hit Europe in the summer of 2003 had very severe social and environmental effects such as excessive mortality rates throughout Europe as well as forests destruction by fires and significant alpine glaciers volume losses [*Garcia-Herrera et al.*, 2010]. The extreme character of the 2003 heat wave is in part related to the breaking of many temperature records across Europe [*Barriopedro et al.*, 2011]. *Stott et al.* [2004] showed that the human influence has more than doubled the risk of such a severe heat wave, which has now, 10 years later, increased even more [*Christidis et al.*, 2014]. Based on the long Central England Temperature (CET) time series, *King et al.* [2015a] have shown that anthropogenic forcings have induced a thirteenfold increase in the probabilities of occurrence of a warm record year such as 2014.

Europe has recently experienced numerous record-breaking temperatures that take place among a global and sustained change in temperature record statistics. Since the 1980s, the occurrence of daily and monthly warm temperature records is increasing worldwide, while the occurrence of cold ones is decreasing. These changes in record-breaking maximum and minimum surface temperatures (T_{max} and T_{min} , respectively) are observed over the United States [Meehl et al., 2009; Rowe and Derry, 2012], Europe [Wergen et al., 2013; Kendon, 2014; Beniston, 2015; Bador et al., 2015], Australia [Trewin and Vermont, 2010; Lewis and King, 2015], and also at the global scale [Coumou et al., 2013]. There is a growing body of evidence showing that these changes are inconsistent with those expected in a stationary climate [Wergen and Krug, 2010; Newman et al., 2010; Coumou et al., 2013; Elguindi et al., 2012]. These trends in record-breaking daily temperatures are expected to continue in the 21st century simply due to the projected mean warming even without any variability change [Wergen and Krug, 2010]. Only a few studies have looked at the time evolution of 21st century record-breaking seasonal temperatures at regional scales. In particular, only a couple of studies have documented the possible future changes in seasonal temperature records over Europe. Elquindi et al. [2012] use a set of regional climate models under the A1B SRES scenario to show that the ratio of annual number of T_{max} to T_{min} records steadily rise throughout the 21st century reaching very high values in 2100. They also show that the projected record rate is larger than the predicted one given by a simple nonstationary climate model (linear trend and no change in variance) [Wergen and Krug, 2010]. Bador et al. [2015] suggest that the appropriate detection of an anthropogenic influence on temperature records must fully account for internal variability of the climate system. Indeed, low-frequency variations due to internal variability, for instance due to variability of the Atlantic meridional overturning circulation, may possibly lead for a few decades, to a different record behavior from that expected in a stationary climate. Using an estimate of internal variability based on one climate model, they show that the emergence of a significant change in temperature records



only happens in the 2030s in this particular model. Both studies also document spatial and seasonal contrasts pointing out the largest increase in summer T_{max} records over the Mediterranean region and the lowest number of winter T_{min} records over Scandinavia and northern-eastern European regions.

Here we investigate the past (1900–2005) and future (2006–2100) changes in T_{max} and T_{min} records in summer over Europe from a large ensemble of CMIP5 models and the E-OBS observations. For the past, we use historical simulations driven by observed natural and anthropogenic forcings. For the future, we focus on simulations driven by the business as usual greenhouse gas emission scenario Radiative Concentration Pathway 8.5 (RCP8.5). We also define and estimate a time of emergence (ToE) of the anthropogenic influence on summer record-breaking temperatures. We finally assess and discuss the detectability of an anthropogenic influence on the time evolution of summer T_{max} and T_{min} records.

2. Data and Methods

2.1. Observed and Simulated Temperatures

We focus on daily T_{min} and T_{max} temperatures over continental Europe (10°W–28°E; 37–60°N). The observations span the 1950–2013 period and are taken from the E-OBS data set, on a regular grid with $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ horizontal resolution (version 9.0) [*Haylock et al.*, 2008]. Modeled temperatures are taken from simulations performed with a large ensemble (LE) of 27 CMIP5 climate models (see Table S1 in the supporting information). We include all model grid points having a land fraction of 90% or more. We use the multimodel ensemble (MME) mean as our best estimate of the response to external forcing (the forced response).

We first use a set of historical simulations (HIST) covering the 1900–2005 period and driven by observed external forcings (solar and volcanic activity, natural and anthropogenic aerosols and greenhouse gases). For the future (2006–2100), we use simulations in which anthropogenic forcings follow the scenario RCP8.5 [van Vuuren et al., 2007]. We also analyze the CMIP5 control simulations (CTRL), with constant external forcings at their preindustrial 1850 values. We also select a reduced ensemble (RE) of five models having at least 500 years of control simulation and a minimum of three members for the historical and future simulations (see Table S1).

2.2. Record-Breaking Temperatures

A warm (cold) record is broken at the *n*th year after the initialization when T_{max} (T_{min}) is higher (lower) than the values of all previous years, in agreement with previous studies [e.g. *Arnold et al.*, 1998; *Meehl et al.*, 2009; *Wergen and Krug*, 2010].

The record calculation is performed for each calendar day of the summer defined as the June, July, and August (JJA) months. For a given year, the total number of records is simply the sum of records over all (92) JJA days and all grid points of continental Europe. As temperature records are both spatially and temporally correlated, they will therefore have a tendency to cluster in both space and time. We assume that the model CTRL spatiotemporal covariance structure can be used to assess the statistical significance of record changes (see Text S1).

The record evolutions are represented under the normalized form where the expected number of records for all years is 1 for a stationary climate (see Text S1). In a stationary climate, the record numbers are theoretically expected to decrease with time. The normalized form masks this decrease and thus allows a better visualization of the record evolution. Note that the record changes are always defined relative to a given starting date (see Figure S1 about the differences in record evolution with different starting dates). This is analogous in some sense to the sensitivity of the magnitude of expected future changes with respect to the reference period.

As we are interested in the emergence of an anthropogenic influence, our null hypothesis *H*0 is as follows: *changes in record occurrence are only driven by internal variability*. We then estimate the range (90% confidence interval) of changes purely due to internal variability based on a block bootstrap approach using the CTRL simulations of the RE models (see Text S2 and Figure S2).

2.3. Time of Emergence (ToE)

Emergence can be claimed from year *n* if the record evolution is continuously outside the internal variability 90% confidence interval for all m > n (meaning that we can strongly reject H0 at the 10% level). However, this





is a very conservative test as just 1 year with a record number occurrence within the 90% confidence interval can then delay the emergence. In addition, the RCP8.5 simulations do not go beyond 2100 formally preventing a definitive emergence. Following *Christiansen* [2013], we propose a different approach based on the occurrence of an unprecedented exceeding event. We define an exceeding event as being a series of m = 1, 2, 3, ... consecutive years where the record evolution is always outside the 90% confidence interval. The ToE is finally defined as the first year of an unprecedented exceeding event, meaning one of a duration that never occurred in our internal variability sample (4 and 5 years for warm and cold records, respectively; see Text S3 and Figure S3). The final step verifies that more than 50% of the remaining years (between the ToE and 2100) are outside the 90% confidence interval (the choice of 50% is indeed a conservative one; see Figures S4 and S5). If no ToE is found before 2081, then we do not attribute any ToE for that record time series to account for the possible influence of an arbitrary ending date on the results [*Diffenbaugh and Scherer*, 2011; *Hawkins et al.*, 2014]. Finally, the ToEs are evaluated from raw records to minimize the starting date dependence associated with the normalized form. Figure 1 illustrates the emergence of the anthropogenic influence on a simulated evolution of cold and warm records. Several exceeding events happen before and after the detected ToE, as explained above.

Our ToE definition is in broad agreement with previous studies based on signal to noise thresholds between 1 and 2 as well as on a measure of persistence [Mahlstein et al., 2011; Hawkins and Sutton, 2012; Lyu et al., 2014].



Figure 2. Observed (yellow; E-OBS dataset), HIST and RCP8.5 evolutions of the annual number of summer daily (a) warm and (b) cold records in Europe. Grey lines refer to the 53 simulations of the LE models and color lines to the model ensemble means, with the LE MME mean in black. Shaded grey areas correspond to the 90% confidence interval of the record evolutions driven by internal variability only.

3. Past and Future Changes in Daily Cold and Warm Record-Breaking Temperatures

During the first decades of the twentieth century, both the observed and simulated record evolutions remain close to one, the expected normalized number of records in a stationary climate (Figures 2a and 2b). Some decadal variations are seen in the 1960s and 1970s, with a higher number of cold records as noted by *Christiansen* [2013]. The summer record evolution in Europe differs from the one expected in a stationary climate from the late 1980s onwards. Both the observations and the models show a strong decrease and increase in the number of summer cold and warm records, respectively.

Averaged over the last three decades of the 21st century, the LE MME mean yields a tenfold (9.5 ± 3.3 , with the 90% confidence interval given by 1.64 times the intermodel standard deviation) increase in the average number of summer warm records in Europe compared to the early twentieth century. Ensemble mean values range from 6 to 12 among the models with several members suggesting that model uncertainty is a significant fraction of the total uncertainty. Using only the (7) models having at least three members, one can partition the total uncertainty between model uncertainty and internal variability. As expected, the variance associated to model uncertainty represents 93% of the total variance while the internal variability contribution is only 7%. Looking at individual simulations, the number of summer records ranges from 0 to 50, showing the large amplitude of interannual variability.

CAGU Geophysical Research Letters



Figure 3. Spatial distribution of the 2071–2100 averaged number of summer daily (a) warm and (b) cold records in the RCP8.5 ensemble mean of the RE models. Dots indicate a mean number of warm records higher than the upper limit of the 90% confidence interval of the record evolutions driven by internal variability (cold records cannot be tested). Each model is compared to its respective confidence interval, whereas the MME mean is compared to the multimodel estimate of the confidence interval. All model temperatures were interpolated on the CNRM-CM5 grid for the multimodel estimate.

In stark contrast, all the cold record evolutions of the 53 simulations tend to zero. The spread is much lower than for the warm records, which is partly explained by a decrease in interannual variability as the number of records approaches zero. Over the last three decades of the 21st century, no cold record is broken over Europe in summer for the majority of models and simulations.

The comparison of the LE MME mean to the range purely driven by internal variability can be used to qualitatively assess the emergence of the forced signal on the records. The MME mean of the record evolution seems to emerge from the internal variability 90% confidence interval starting from the 2020s for both cold and warm records. A larger intermodel spread is noted for the warm records. For example, the warm record evolution is still within the internal variability range in the early 2050s for CNRM-CM5 while it emerges in the 2010s for IPSL-CM5A-LR (see also Figure S2). These estimations are completed by the assessment of the ToE for each individual simulation and model in the next section.

The largest increases in summer warm records are generally found on the Mediterranean edge (Figure 3a), consistently with *Elguindi et al.* [2012]. A strong meridional gradient is noted in the RE MME mean. A large intermodel spread is also noted, with the greatest increase in warm records projected by the CSIRO-MK3-6-0 and MIROC5 models and the lowest increase projected by the CNRM-CM5 model. The projected mean number of summer warm records shows a fourteenfold (fivefold) increase in southern (northern) Europe by the end of the 21st century. Using a more recent starting date (1951 instead of 1900) leads to a tenfold (fourfold) increase (see section 2.2).

At the grid point scale, the RE MME mean estimate is outside the variability range expected from internal variability alone regarding the evolution of warm records everywhere in Europe. It is also true for all individual models, except for CNRM-CM5 regarding a few grid points in northern Europe (Figure 3a).

Almost no cold summer records are broken in the last decades of the 21st century everywhere in Europe (Figure 3b) with a very good agreement among models. All models project a minimum tenfold decrease in the mean number of cold records over all Europe. Note that even in a stationary climate, after 200 years, the probability for a record to be broken is very small, especially at a particular grid point. The lower limit of the confidence interval is therefore bounded by 0 for many grid points precluding its use for a complete statistical assessment.

4. Time of Emergence and Sources of Spread

As expected from Figure 2, the emergence of the anthropogenic influence on the number of daily records from the noise due to internal variability seems to occur somewhat earlier for the cold records than the warm records. Over the United States, *Scherer and Diffenbaugh* [2013] show contrasting results, with earlier emergence for frequency of warm than cold temperature extremes. A multiseasonal analysis on the same variable (extreme or record) and region is needed to assess the agreement or lack of with their work.

The LE MME mean estimate of the ToE for warm (cold) records is around 2030 (2020) with an intermodel standard deviation of 19 (21) years (see Tables S2 and S3). The spread is due to both model uncertainty and internal variability. The importance of model uncertainty is estimated again using the (7) models having at least three members. The intermodel standard deviations obtained are roughly 10 years and 7 years for warm and cold records, respectively, which corresponds, respectively, to about one half and one third of the total uncertainty. It highlights the significant impact of internal variability on the estimation of the ToE uncertainty range. Note that no emergence is detected for the observations. *King et al.* [2015b] recently showed similar results for the CET time series, with no ToE of summer temperature extremes up to now.

Previous work has shown that for a conceptual model in which climate change simply consists in a linear warming trend with no change in variability, the increase in warm records is proportional to the signal to noise ratio (SNR) defined as the mean temperature change to the present-day variability given by the standard deviation of the daily temperature distribution [*Wergen and Krug*, 2010; *Newman et al.*, 2010; *Rahmstorf and Coumou*, 2011]. This simple theoretical framework is used here as a basis for understanding the intermodel spread in the simulated change in the number of records in the middle of the 21st century (2021–2050). While this analysis could have been performed on a later period (2071–2100) for the warm records, the disappearance of cold records from the 2050s makes its application useless for the latter as the spread is zero.

A significant relationship is found between the mean increase (decrease) in the number of warm (cold) records and the changes in T_{max} (T_{min}) (Figures 4a and 4d). A relationship is also found between the mean changes in the number of cold records and the present-day variability of T_{min} (Figure 4e). However, no significant similar relationship exists for warm records and T_{max} (Figure 4b). Note that the CMIP5 models do not seem to overestimate or underestimate observed T_{min} and T_{max} variability (Figures 4b and 4e). Finally, the best metric explaining the intermodel spread in the changes in warm and cold records is the



Figure 4. Scatter plots of the mean number of summer (a-c) warm and (d-f) cold records in Europe against (Figures 4a and 4d) the 1976–2005 to 2021–2050 mean changes in summer T_{max} and T_{min}, (Figures 4b and 4e) the 1976–2005 mean standard deviation of summer T_{max} and T_{min} (Figures 4e and 4f) the ratio of these two components. Same as Figures 4a–4f for the (g–i) warm and (j–l) cold records ToE, with the mean changes in summer T_{max} and T_{min} estimated between the periods 1976–2005 and 2071–2100. Only one simulation per LE models is considered (black dots). Colored dots refer to the models ensemble mean (see Figure 2 for the color-model relation). The regression line, value of the Spearman's rank correlation (R) and associated p value (in brackets) are indicated on each panel. Vertical gold and black lines refer, respectively, to the 1976–2005 observed and multimodel median values of T_{max} and T_{min} standard deviations. Gold shading refers to the 90% confidence interval of 30 year period standard deviation given by the CTRL multimodel estimate of internal variability.

SNR (Figures 4c and 4f). The future mean warming mostly controls the intermodel spread in the changes of the number of warm and cold records while present-day variability has a significant contribution only for cold records. Note also that there are significant changes in terms of model standard deviation of T_{max} and T_{min} between 2021–2050 and 1976–2005 (an increase of 0.4 ± 0.24 and 0.23 ± 0.13 °C, respectively) and that these values more than double at the end of the century.

Figure 4 also shows the same analysis for the ToE rather than the changes in the number of records. The results are very similar, although the relationships are generally slightly weaker for the warm record ToE than for the changes in the number of warm records. In particular, as could be expected, the evolution of records tends to emerge earlier from the noise in the models characterized by a stronger warming. The earlier cold record ToE is likely to be related to a stronger T_{min} SNR due to a lower present-day variability. As there is a significant model relationship between cold record ToE and present-day T_{min} variability, the knowledge of the observed T_{min} standard deviation can be used to yield a qualitative mean estimate of the predicted "observed" cold record ToE between 2015 and 2020.

5. Summary and Discussion

We have used an observed data set and an ensemble of 27 climate models to assess past and future changes in European daily cold and warm summer record-breaking temperatures. Since the 1980s, the observed and simulated record evolutions differ from that of the stationary climate that correctly represented the first decades of the observed period (1950–1980). However, they are both within the range of possible changes due to internal variability by the beginning of the 21st century.

By the end of the 21st century, the MME mean shows a projected number of summer daily warm records roughly 10 times higher than in the first decades of the observed period. All the models project an increase in summer warm records with a North-South gradient and the largest changes over the Mediterranean region. There is a significant dispersion in the magnitude of the changes mostly due to model uncertainty.

Concerning the daily cold record-breaking temperatures, the CMIP5 models agree on a large decrease for the future European summers. Over the last three decades of the century, breaking a new daily cold record is projected to be extremely difficult anywhere in Europe.

From the ensemble of CMIP5 models, the ToE of a cold and warm record evolution inconsistent with internal variability is estimated to happen around 2020 and 2030, with an uncertainty range of \pm 20 years. Our results thus suggest that the model estimate ToE of both cold and warm records happen quite early in the 21st century in Europe. As the mean temperature change ToE happens earlier in the Tropics [*Mahlstein et al.*, 2011; *Diffenbaugh and Scherer*, 2011; *Hawkins and Sutton*, 2012], some tropical regions could already be experiencing record changes inconsistent with internal variability, as suggested for temperature extremes by *King et al.* [2015b].

As predicted by a simple theoretical model based on a linear warming trend and no change in variability, our results show that there is a significant relationship between the projected mean cold and warm record changes and ToE, on one hand, and the mean temperature change. They also indicate an earlier cold record ToE and stronger cold record decrease for models having smaller present-day variability. The signal to noise ratio defined by the mean temperature change over present-day temperature variability is higher for T_{min} than for T_{max} due to a larger present-day T_{max} variability. This partly explains a stronger decrease in Europe summer cold records than an increase in warm records as well as an earlier ToE for the cold records. Hence, the higher variability of T_{max} tends to delay the warm record ToE despite a T_{max} mean warming similar or even larger than for T_{min} . An additional factor contributing to the later T_{max} ToE could be the larger increase in variability for T_{max} compared to T_{min} during the 21st century. This simulated variability change, in contrast with the assumption of the simple model, could also explain why the CMIP5 model spread is not fully explained by the difference in signal to noise ratio.

Finally, an analysis of the dynamical and thermodynamical mechanisms responsible for the breaking of cold and warm temperature records could lead to a better understanding and constraint of the model dispersion. This would improve the projection of record-breaking temperatures that could be experienced in future European summers.

Acknowledgments

We acknowledge the modeling groups for access to the CMIP5 models and data, and the EU-FP6 project ENSEMBLES and the data providers in the ECA&D project for the EOBS observations. This work is supported by EDF and by the French National Research Agency and its program "Investissement d'avenir" under the grant ANR-11-RSNR-0021. All analyses and graphics have been done using the NCAR Command Language (NCL 2013).

References

Arnold, B., N. Balakrishnan, and H. Nagaraja (1998), Records (Vol. 768), John Wiley.

- Bador, M., L. Terray, and J. Boé (2015), Detection of anthropogenic influence on the evolution of record-breaking temperatures over Europe, *Clim. Dyn.*, 1–19.
 - Barriopedro, D., E. M. Fischer, J. Luterbacher, R. M. Trigo, and R. García-Herrera (2011), The hot summer of 2010: Redrawing the temperature record map of Europe, *Science*, 332(6026), 220–224, doi:10.1126/science.1201224.

Beniston, M. (2015), Ratios of record high to record low temperatures in Europe exhibit sharp increases since 2000 despite a slowdown in the rise of mean temperatures, *Clim. Change*, *129*, 225–237, doi:10.1007/s10584-015-1325-2.

Christiansen, B. (2013), Changes in temperature records and extremes: Are they statistically significant?, J. Clim., 26(20), 7863–7875, doi:10.1175/JCLI-D-12-00814.1.

Christidis, N., G. S. Jones, and P. A. Stott (2014), Dramatically increasing chance of extremely hot summers since the 2003 European heatwave, Nat. Clim. Change, 5, 46–50, doi:10.1038/NCLIMATE2468.

Coumou, D., A. Robinson, and S. Rahmstorf (2013), Global increase in record-breaking monthly-mean temperatures, *Clim. Change*, 118(3–4), 771–782, doi:10.1007/s10584-012-0668-1.

Diffenbaugh, N. S., and M. Scherer (2011), Observational and model evidence of global emergence of permanent, unprecedented heat in the 20th and 21st centuries, *Clim. Change*, 107(3), 615–624, doi:10.1007/s10584-011-0112-y.

Elguindi, N., S. A. Rauscher, and F. Giorgi (2012), Historical and future changes in maximum and minimum temperature records over Europe, Clim. Change, 117(1–2), 415–431, doi:10.1007/s10584-012-0528-z.

Garcia-Herrera, R., J. Diaz, R. M. Trigo, J. Luterbacher, and E. M. Fischer (2010), A review of the European summer heat wave of 2003, Crit. Rev. Environ. Sci. Technol., 40, 267–306, doi:10.1080/10643380802238137.

Hawkins, E., and R. Sutton (2012), Time of emergence of climate signals, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L01702, doi:10.1029/2011GL050087.
Hawkins, E., B. Anderson, N. Diffenbaugh, I. Mahlstein, R. Betts, G. Hegerl, and G. Vecchi (2014), Mora et al. reply, *Nature*, 511(7507), E5–E6, doi:10.1038/nature13524.

Haylock, M. R., N. Hofstra, A. M. G. Klein Tank, E. J. Klok, P. D. Jones, and M. New (2008), A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006, J. Geophys. Res., 113, D20119, doi:10.1029/2008JD010201.

Kendon, M. (2014), Has there been a recent increase in UK weather records?, Weather, 69(12), 327–332, doi:10.1002/wea.2439.

King, A. D., G. Jan van Oldenborgh, D. J. Karoly, S. C. Lewis, and H. Cullen (2015a), Attribution of the record high Central England temperature of 2014 to anthropogenic influences, *Environ. Res. Lett.*, *10*(5), 054002, doi:10.1088/1748-9326/10/5/054002.

King, A. D., M. G. Donat, E. M. Fischer, E. Hawkins, L. V. Alexander, and D. J. Karoly (2015b), The timing of anthropogenic emergence in simulated climate extremes, *Environ. Res. Lett.*, 10(9), 94015, doi:10.1088/1748-9326/10/9/094015.

Lewis, S. C., and A. D. King (2015), Dramatically increased rate of observed hot record-breaking in recent Australian temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL065793.

Lyu, K., X. Zhang, J. A. Church, A. B. A. Slangen, and J. Hu (2014), Time of emergence for regional sea-level change, *Nat. Clim. Change*, 4(11), 1006–1010, doi:10.1038/nclimate2397.

Mahlstein, I., R. Knutti, S. Solomon, and R. W. Portmann (2011), Early onset of significant local warming in low latitude countries, *Environ. Res. Lett.*, 6(3), 034009, doi:10.1088/1748-9326/6/3/034009.

Meehl, G. A., C. Tebaldi, G. Walton, D. Easterling, and L. McDaniel (2009), Relative increase of record high maximum temperatures compared to record low minimum temperatures in the U.S, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L23701, doi:10.1029/2009GL040736.

Newman, W. I., B. D. Malamud, and D. L. Turcotte (2010), Statistical properties of record-breaking temperatures, *Phys. Rev. E*, 82(6), 066111, doi:10.1103/PhysRevE.82.066111.

Rahmstorf, S., and D. Coumou (2011), Increase of extreme events in a warming world, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 108(44), 17,905–17,909, doi:10.1073/pnas.1101766108.

Rowe, C. M., and L. E. Derry (2012), Trends in record-breaking temperatures for the conterminous United States, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L16703, doi:10.1029/2012GL052775.

Scherer, M., and N. S. Diffenbaugh (2013), Transient twenty-first century changes in daily-scale temperature extremes in the United States, *Clim. Dyn.*, 42(5–6), 1383–1404, doi:10.1007/s00382-013-1829-2.

Stott, P. A., A. D. Stone, and M. R. Allen (2004), Human contribution to the European heatwave of 2003, *Lett. Nat.*, doi:10.1029/2001JB001029. Trewin, B., and H. Vermont (2010), Changes in the frequency of record temperatures in Australia, 1957–2009, *Aust. Meteorol. Oceanogr. J.*, 60, 113–119.

Van Vuuren, D. P., M. G. J. Elzen, P. L. Lucas, B. Eickhout, B. J. Strengers, B. Ruijven, and R. Houdt (2007), Stabilizing greenhouse gas con-

centrations at low levels: An assessment of reduction strategies and costs, *Clim. Change*, 81(2), 119–159, doi:10.1007/s10584-006-9172-9. Wergen, G., and J. Krug (2010), Record-breaking temperatures reveal a warming climate, *Europhys. Lett.*, 92(3), 30008, doi:10.1209/0295-5075/92/30008.

Wergen, G., A. Hense, and J. Krug (2013), Record occurrence and record values in daily and monthly, Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-013-1693-0.
5.1.3 Suppléments de l'article



Geophysical Research Letters Supporting Information for

Emergence of human influence on summer record-breaking

temperatures over Europe

Margot Bador¹, Laurent Terray¹, Julien Boé¹

¹ Climate Modelling and Global Change Team, URA1875, CNRS/CERFACS, 42 avenue Gaspard Coriolis,

31057 Toulouse, France

Contents of this file

Text S1 to S1 Figures S1 to S5 Tables S1 to S3

Introduction

This supporting information provides methodological details, in particular concerning the definition of the record-breaking temperatures (S1), the 90% confidence interval of the record evolutions driven by internal variability only (S2), and the definition of the time of emergence (S3). The supporting figures provide illustrations of the definitions and methods used in the study. The supporting tables provide all times of emergence for all simulations used in this study.

S1. Record-breaking temperatures definition and visualization

By definition, a warm (cold) record is broken at the nth year after the initialization when the daily maximum (minimum) surface temperature is higher (lower) than the values of all previous years. This calculation is dependent on the calendar day and is performed for all 92 days of the summer months (June-July-August, JJA).

We consider all years in the 1900-2100 period when using model data. For a given year, the total number of summer records is defined as the number of records summed for all 92 JJA calendar days and all grid points of continental Europe. All records are broken the first year leading to the maximum number of records that can be broken.

For a sequence of independent, identically distributed (iid) random variables (RVs), the probability for a record to occur at the nth time step after the initialization is $P_n = \frac{1}{n}$, reflecting the increasing difficulty for a record to break over the years under a stationary process (Glick 1978; Arnold et al. 1998). The P_n theoretical probability is commonly referred to in the literature as the expected record number in a stationary climate. The latter is simply defined here as a climate with no changes in the mean and shape of the temperature probability density function.

In order to better detect a trend in the record evolution from the inherent decay in $\frac{1}{n}$, we use a normalized form where the number of record is multiplied by *n* at each time step. Hence, under this normalized form, the expected number of record in a stationary climate is constant and always equal to 1. One advantage of the normalized form is that it masks the inherent decrease and thus allows a better visualization of the record evolution. However, the normalized number of records is relative to the expected number of records

in a stationary climate and thus to the starting date, as shown in Supplementary Figure S1. The longest time series, which correspond to the earliest starting dates, are associated with greater increase in the number of warm record at the end of the century, and greater decrease in the number of the cold ones.

The temperature is correlated in both space and time, so to fully respect the iid RVs case our total number of time series would naturally be reduced. As temperatures are considered one year apart in the calculation of the records, the effect of temporal correlation is considered to be small, and only induced by persistent events such as warm spells (Redner and Peterson 2006). However, the spatial correlation must be taken into account when drawing conclusions about statistical significance. We account for this by using a multi-model estimate of internal variability derived from the CMIP5 control pre-industrial simulations. As in a large majority of detection and attribution study, we make the assumption that the models are not significantly under (or over)-estimating internal variability.

S2. Record-breaking temperatures due to internal variability

Each control simulation from the RE ensemble is divided in overlapping blocks (with an overlap of 10 years) of the length of the considered period (1900-2100, 201 years), in which both cold and warm records are calculated. This amounts to a total of 623 overlapping blocks for both cold and warm records. The records in all 623 blocks are then gathered to obtain an estimate of the record distribution at each time step assuming the record evolution is purely driven by internal variability. From these record distributions, the 5th and 95th percentiles are selected at every time step to build a 90%

confidence internal (CI) of record evolution under internal variability. To reduce sampling effects, a smoothing (15-year running average) is applied to the upper and lower limits of the CI. Finally, the CI is not indicated at the beginning of the time series because the decay in $\frac{1}{n}$ is steeper and difficult to capture with a running average (see Supplementary Figure S2).

S3. Timing of emergence of the anthropogenic influence in the record evolution

To define the ToE, we propose a simple method following that presented in Christiansen (2013). The idea is to classify the years in exceeding events, or sequences of n=1,2,3 ... consecutive years where the number of warm (cold) records is continuously above (below) a given range spanned by internal variability (90% CI). Indeed, consecutive years can present by chance a number of warm records above the 90% CI due to internal variability (and similarly for cold records). We then estimate the probability density function (pdf) of these exceeding events by calculating the chronology of warm and cold sequences for all 623 time series derived from control simulations. The maximum exceeding event duration is 3 and 4 years for the warm and cold record sequences (0.53 and 0.19% of the total number of exceeding events, see Supplementary Figure S3). Note that in average and as expected, the number of warm or cold exceeding events from the HIST and RCP8.5 simulations with the ones from the control simulations.

Finally, we consider that the ToE for warm records is achieved at the first year of the first warm exceeding event of at least 4 years, and at first year of the first cold exceeding event of at least 5 years for the cold records (see Supplementary Figure 4 and 5). Then, a final step verifies that more than 50% of the years between the ToE and 2100 are outside the 90% confidence interval. The choice of 50% is indeed a conservative one, as only 10% could be selected. Finally, because of the arbitrary 2100 ending date, if no ToE is found before 2081 we do not attribute any ToE for that record time series, as done by Diffenbaugh and Scherer, 2011 and Hawkins et al., 2014.

			Number of	Number of years in the
	Model name	Institution	simulations	control simulation
1	BCC-CSM1.1M	BCC	1	Х
2	CanESM2	CCCma	5	1096
3	CMCC-CESM	CMCC	1	Х
4	CMCC-CM	CMCC	1	Х
5	CMCC-CMS	CMCC	1	Х
6	CNRM-CM5	CNRM-CERFACS	5	850
7	ACCESS1-0	CSIRO-BOM	1	Х
8	CSIRO-Mk3-6-0	CSIRO-QCCCE	9	500
9	INM-CM4	INM	1	Х
10	IPSL-CM5A-LR	IPSL	4	1000
11	IPSL-CM5A-MR	IPSL	1	Х
12	IPSL-CM5B-LR	IPSL	1	Х
13	MIROC5	MIROC	3	670
14	MIROC-ESM	MIROC	1	Х
15	MIROC-ESM-CHEM	MIROC	1	Х
16	HadGEM2-CC	МОНС	1	Х
17	HadGEM2-ES	МОНС	3	Х
18	MPI-ESM-MR	MPI-M	1	Х
19	MPI-ESM-LR	MPI-M	3	Х
20	CCSM4	NCAR	2	Х
21	NorESM1-M	NCC	1	Х
22	HadGEM2-AO	NIMR/KMA	1	Х
23	GFDL-CM3	NOAA GFDL	1	Х
24	GFDL-ESM2G	NOAA GFDL	1	Х
25	GFDL-ESM2M	NOAA GFDL	1	Х
26	CESM1-BGC	NFS-DOE-NCAR	1	Х
27	CESM1-CAM5	NFS-DOE-NCAR	1	Х

Table S1: The comp	olete list of	models and	institutions	composing the	LE ensemble.
--------------------	---------------	------------	--------------	---------------	--------------

Orange lines highlight the models composing the RE ensemble, selected for having at least 500 years of control simulation and a minimum of 3 members for the historical and future simulations. Models with long control simulations are linearly detrended to remove the model drift (Gupta et al. 2013).

		ToE of warm records						Ensemble	Standard			
	Model name	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	mean	deviation
1	BCC-CSM1.1M	2035									Х	Х
2	CanESM2	2019	2026	2024	2008	2010					2017.4	8.1
3	CMCC-CESM	2024									X	Х
4	CMCC-CM	2054									X	Х
5	CMCC-CMS	2041									X	Х
6	CNRM-CM5	2051	2025	2037	2073	2025					2042.2	20.3
7	ACCESS1-0	2022									Х	Х
8	CSIRO-Mk3-6-0	2030	2037	2016	1999	2043	2039	2026	1994	2035	2024.3	17.7
9	INM-CM4	2054									Х	Х
10	IPSL-CM5A-LR	2026	2018	2017	2016						2019.3	4.6
11	IPSL-CM5A-MR	2012									Х	Х
12	IPSL-CM5B-LR	2030									Х	Х
13	MIROC5	2032	2029	1999							2020	18.2
14	MIROC-ESM	2016									Х	Х
15	MIROC-ESM-CHEM	2029									Х	Х
16	HadGEM2-CC	2020									Х	Х
17	HadGEM2-ES	2026	2029	2028							2021	11.4
18	MPI-ESM-MR	2020									Х	Х
19	MPI-ESM-LR	2053	2037	2023							2037.7	15.0
20	CCSM4	2018									Х	Х
21	NorESM1-M	2005									Х	Х
22	HadGEM2-AO	2000									Х	Х
23	GFDL-CM3	2041									Х	Х
24	GFDL-ESM2G	2068									Х	Х
25	GFDL-ESM2M	2081									Х	Х
26	CESM1-BGC	2016									Х	Х
27	CESM1-CAM5	2033									Х	Х
	Ensemble mean	2031.7									2026.0	
	Standard deviation	18.8									9.85	

 Table S2: Time of emergence (ToE) of warm records. Orange lines highlight the RE

ensemble models.

					ToE of	cold re	cords				Ensemble	Standard
Model name	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	mean	deviation	
1	BCC-CSM1 1M	2026									Х	Х
2	CanESM2	2017	2020	2017	2017	2023					2018.9	2.7
3	CMCC-CESM	2017									Х	Х
4	CMCC-CM	2014									Х	Х
5	CMCC-CMS	1996									X	Х
6	CNRM-CM5	2002	2002	1999	2018	2020					2008.2	9.6
7	ACCESS1-0	2004									Х	Х
8	CSIRO-Mk3-6-0	2016	2033	2008	2021	2008	2024	2011	2000	2014	2015	9.9
9	INM-CM4	2074									Х	Х
10	IPSL-CM5A-LR	2008	1999	2016	2002						2006.3	7.5
11	IPSL-CM5A-MR	2006									Х	Х
12	IPSL-CM5B-LR	2022									Х	Х
13	MIROC5	2012	1997	1998							2002.3	8.4
14	MIROC-ESM	2005									Х	Х
15	MIROC-ESM-CHEM	2009									Х	Х
16	HadGEM2-CC	2013									Х	Х
17	HadGEM2-ES	2019	2030	2002							2017	14.1
18	MPI-ESM-MR	2018									Х	Х
19	MPI-ESM-LR	1978	2018	2008							2001.3	20.8
20	CCSM4	2033									Х	Х
21	NorESM1-M	2028									Х	Х
22	HadGEM2-AO	2001									Х	Х
23	GFDL-CM3	2021									Х	Х
24	GFDL-ESM2G	2047									Х	Х
25	GFDL-ESM2M	2069									Х	Х
26	CESM1-BGC	2041									Х	Х
27	CESM1-CAM5	2014									Х	Х
	Ensemble mean	2018.9									2009.9	
	Standard deviation	20.5									7.1	

 Table S3: Time of emergence (ToE) of cold records. Orange lines highlight the RE

ensemble models.



Figure S1: HIST and RCP8.5 evolutions of the annual number of summer daily warm (a) and cold (b) records in Europe from one random simulation of the CNRM-CM5 model. Colored lines represent record evolutions estimated from different starting dates (upper panel).



Figure S2: HIST (black) and RCP8.5 (red) evolutions of the annual number of summer daily warm (left column) and cold (right column) records in Europe for the RE models. Symbols (+) denote individual simulations and lines represent the models ensemble

mean. Shaded grey and gold areas correspond to the internal variability 90% confidence interval built from all the RE control simulations and the selected model control simulation, respectively.



Figure S3: Distribution of the number of warm (top) and cold (bottom) exceeding events from the multi-model estimate of the control simulations. The proportion of the number of events for each class of duration is indicated on the top of each bar. The total number of warm and cold exceeding is expected to be around 5% by construction and is given in the middle of each panel.



Figure S4: HIST and RCP8.5 evolutions of the annual number of summer warm (left column) and cold (right column) records in Europe from the 5 members (one per line) of the CanESM2 model. Shaded grey areas correspond to the internal variability 90% confidence interval built from all the RE control simulations. Vertical colored lines indicate the first year of an exceeding event (see the color-duration relation in the top-

right panel). The vertical thick line refers to the detected ToE, the first year of an unprecedented event in the multi-model estimate of internal variability.



Figure S5: same as Figure S4 for the 5 members of the CNRM-CM5 model.

References:

Arnold, B., Balakrishnan, N., & Nagaraja, H. (1998). Records.

Christiansen, B. (2013). Changes in Temperature Records and Extremes: Are They Statistically Significant? Journal of Climate, 26(20), 7863–7875. doi:10.1175/JCLI-D-12-00814.1

Glick, N. E. D. (1978). Breaking records and breaking boards. American Mathematical Monthly, 85, 2–26. doi:10.2307/2978044

Gupta, A. Sen, Jourdain, N. C., Brown, J. N., & Monselesan, D. (2013). Climate Drift in the CMIP5 Models. Journal of Climate, 26(21), 8597–8615. doi:10.1175/JCLI-D-12-00521.1

Redner, S., & Petersen, M. (2006). Role of global warming on the statistics of recordbreaking temperatures. Physical Review E, 74(6), 061114. doi:10.1103/PhysRevE.74.061114

5.2 Compléments d'étude

5.2.1 Les changements projetés pour l'ensemble des saisons

Les projections multi-modèles des records de température en été sont abordées dans l'article précédemment présenté, mais sont ici reproduites pour une meilleure comparaison des résultats entre les quatre saisons.

Évolution moyenne des records au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle en Europe

L'ensemble des 53 simulations issues des 27 modèles CMIP5 utilisés dans cette étude indique une augmentation des records journaliers chauds et une diminution des records journaliers froids au cours du 21^{ème} siècle en Europe, et ce pour toutes les saisons (figure 6.1). Nous pouvons généraliser aux quatre saisons l'incompatibilité d'une hypothèse de climat stationnaire pour représenter l'évolution des records journaliers chauds et froids au cours du 21^{ème} siècle en Europe sous le scénario RCP8.5 d'émissions anthropiques. À partir des années 1980, l'ensemble des simulations reproduisent l'écart observé au climat stationnaire qui représentait correctement l'évolution des records dans les décennies antérieures.

Afin de ne pas donner plus de poids aux modèles ayant un plus grand nombre de simulations que les autres, une simulation par modèle est aléatoirement sélectionnée et prise en compte dans le calcul de la moyenne multi-modèles. Ainsi, les modèles sont en très bon accord sur la diminution des records froids en Europe, quelque soit la saison. Au contraire, nous trouvons une dispersion importante dans les moyennes d'ensemble des records chauds, et ce particulièrement en JJA, comme mis en évidence dans l'article (partie 5.1.2). Nous reviendrons plus en détail sur ces incertitudes dans la partie 5.2.2.

Parmi toutes les simulations, des records saisonniers maximaux sont projetés au delà de 30, 40 voire 50 à la fin du siècle, en JJA et SON particulièrement. En comparaison, l'été caniculaire de 2003 est associé à un record chaud d'environ 5, donc très inférieur aux records projetés à la fin du siècle. En moyenne selon l'ensemble des modèles, l'augmentation la plus marquée des records chauds est projetée en JJA, avec un nombre moyen de records à la fin du siècle de $9,5\pm3,3$ (incertitude estimée comme dans l'article par 1,64 fois l'écart-type), soit environ 10 fois plus de records que dans les premières décennies de la période observée. L'augmentation des records chauds en SON est proche de celle de JJA, avec un nombre moyen de records autour de $8,8\pm3,2$ en 2100. Ces deux saisons présentent une forte tendance, avec dans les dernières décennies la majeure partie des évolutions au dessus de la borne supérieure de l'intervalle de confiance à 90% des évolutions de records compatibles avec de la variabilité interne uniquement. Les saisons DJF et MAM présentent une augmentation plus faible des records chauds, avec des nombres moyens de records à la fin du siècle respectivement de $7,6\pm2$ et $6,0\pm3$.

Toutes les saisons présentent une diminution très importante des records froids en Europe à partir des années 1980. La diminution la plus importante est projetée en JJA, avec presque aucune occurrence de records parmi tous les jours de la saison et tous les points de grille de l'Europe pour l'ensemble des simulations dans les dernières décennies du siècle. En DJF, la diminution est moins forte, et les saisons MAM et SON projettent des évolutions intermédiaires à celles de JJA et DJF. L'intervalle de confiance à 90% des évolutions de records compatibles avec de la variabilité interne uniquement est plus large en DJF que JJA, avec des épaisseurs intermédiaires pour MAM et SON. La variabilité interne est donc plus grande en DJF qu'en JJA.

Les analyses sur les temps d'émergence d'une évolution de records incompatible avec de la variabilité interne uniquement n'ont pas été étendues à l'ensemble des saisons. Cependant, du fait d'une plus grande variabilité interne (figure 6.1), la détection d'un temps d'émergence pour



FIGURE 5.1 – Même figure que la figure 1 de Bador et al. (2016) étendue pour les saisons DJF, MAM et SON. L'axe des ordonnées est irrégulier.

les records froids devrait être plus tardive en DJF qu'en JJA, avec des résultats intermédiaires en MAM et SON. La borne inférieure de l'intervalle de confiance à 90% est même égale à zéro dans la dernière décennie du siècle. L'utilisation d'une métrique telle que le nombre de "occurrencezéro" définie dans Bador et al. (2015b) pourrait donc s'avérer nécessaire pour effectuer une telle étude de détection de temps d'émergence.

Quant aux records chauds, l'émergence d'une évolution de records incompatible avec la variabilité interne uniquement semble réalisable pour toutes les saisons. En effet, l'évolution des records chauds dans la moyenne multi-modèles sort de l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne autour de la décennie 2010 en SON, 2020 en JJA, 2030 en DJF et 2040 en MAM.

Distribution spatiale des changements moyens d'occurrence des records à la fin du $21^{\rm ème}$ siècle

En moyenne sur les trois dernières décennies du siècle, l'estimation multi-modèles indique une occurrence moyenne de records chauds comprise entre 4 et 14 pour l'ensemble des saisons, soit 4 à 14 fois plus importante que dans le climat stationnaire du début de la période observée (figure 5.2). De manière homogène entre les saisons et l'ensemble de l'Europe, le nombre moyen de records chauds projeté pour les 30 dernières années du siècle est supérieur à la borne supérieure de l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne. Ainsi, ces augmentations de records ne peuvent pas être entièrement expliquées par la variabilité interne telle que simulée par les 5 modèles de climat disponibles pour cette étude. L'influence des émissions anthropiques peut donc être détectée sur le nombre moyen de records dans les 30 dernières années du siècle partout en Europe, et ce quelque soit la saison.

La distribution spatiale des changements projetés en MAM, JJA et SON est similaire, avec une organisation selon un gradient méridional, avec les changements les plus importants localisés au niveau du pourtour méditerranéen. En DJF, le motif est moins clair, même si les changements les plus intenses se situent à l'ouest du pourtour Méditerranéen, avec un nombre moyen de records 8 fois plus important qu'au début de la période observée. Les plus fortes augmentations de records chauds sont projetées en JJA, et ensuite en SON où l'augmentation moyenne des records est comprise entre 7 et 11 entre le nord et le sud de l'Europe, pour des records moyens entre 6 et 14 en JJA. Le nombre moyen de records chauds en MAM est partout en Europe plus faible que dans les autres saisons, avec environ 7 fois plus de records dans la région méditerranéenne qu'au début de la période observée.

La distribution spatiale de la diminution des records froids en Europe est assez similaire entre les saisons. Nous notons toutefois une plus forte diminution en JJA que dans les autres saisons. De manière homogène en Europe et entre les saisons, le nombre moyen de records froids sur les 30 dernières années du siècle est inférieur à 0.1. Ainsi, l'occurrence moyenne d'un record journalier froid en Europe est au moins 10 fois plus faible qu'avant les années 1980.

Les cartes présentent plusieurs points de grille avec un nombre moyen de record inférieur à 0,0001 mais non nul. On peut raisonnablement conclure pour ces points de grille (et dans une moindre mesure pour les autres) que l'occurrence d'un nouveau record parmi tous les jours de la saison et les 30 dernières années du siècle est quasi-nulle. Comme expliqué dans l'article, on ne peut pas comparer le nombre moyen de records froids projeté sur les trois dernières décennies du siècle à la borne inférieure de l'intervalle de confiance car cette dernière est alors égale à zéro. On pourrait là encore utiliser la métrique des "occurrence-zéro" pour détecter l'influence des émissions anthropiques.

Dans la partie 3.3, nous montrons que la forme normalisée des records a tendance à accentuer

l'augmentation et la diminution des records chauds et froids. En effet, si on réalise la même étude à partir de séries temporelles plus courtes (1951-2100 au lieu de 1900-2100), alors les changements projetés sont moins importants (figure 5.3). Ainsi, nous préfèrons ici insister sur les résultats qualitatifs plutôt que quantitatifs, soient les différences saisonnières et spatiales plutôt qu'une intensité précise des changements projetés.

Dans un dernier temps, nous nous intéressons aux projections en DJF, où le motif de changement des records chauds est moins clair que pour les autres saisons. La distribution spatiale du nombre moyen de records chauds à la fin du 21^{ème} siècle ne présente pas d'organisation commune entre les 5 modèles CMIP5 utilisés ici (figure 5.4). D'un modèle à l'autre, les augmentations maximales peuvent avoir lieu dans différentes régions d'Europe. Le modèle CNRM-CM5 projette par exemple une augmentation maximale de records chauds dans la région des Alpes et le nord de l'Europe, alors que le modèle CSIRO-Mk3-6-0 souligne plutôt l'ouest du pourtour méditerranéen. Quant aux différences d'intensité des changements entre les records, comme pour la saison JJA, on retrouve une estimation plus chaude des changements pour les modèles CSIRO-Mk3-6-0 et IPSL-CM5A-LR que pour les autres. Nous reviendrons sur ces incertitudes liées aux modèles dans la partie suivante. Le nombre moyen de records chauds en DJF à la fin du 21^{ème} siècle est pour tous les modèles en dehors de l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne.

La distribution spatiale moyenne des records froids en DJF est plutôt homogène, avec quelques points de grille dans le nord-ouest de l'Europe présentant une diminution plus marquée, et ce de manière commune entre les 5 modèles (figure 5.4). Là encore il est difficile de dégager une organisation commune entre les modèles, même si la diminution des records froids semble moins importante sur la péninsule Ibérique que dans le reste de l'Europe. Le modèle CanESM2 présente la plus faible intensité des changements de records froids en DJF, ce qui n'est pas reproduit en JJA. Il serait intéressant d'en comprendre les raisons physiques.



FIGURE 5.2 – Estimation multi-modèles de la distribution spatiale du nombre moyen de records chauds (colonne de gauche) et froids (colonne de droite) dans les 30 dernières années du 21^{ème} siècle, pour chacune des saisons, à partir de séries de records sur la période 1900-2100 (historique+RCP8.5). L'estimation multi-modèles a été calculée à partir des moyennes d'ensemble des modèles CanESM2, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5A-LR et MIROC5, dont les températures ont préalablement été interpolées sur la grille de CNRM-CM5. Dans un climat stationnaire, un tel nombre moyen de records doit être égal à 1. Les points noirs signalent les points de grille pour lesquels le nombre moyen de record est supérieur à la borne supérieure du l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne. La palette de couleurs est irrégulière.



FIGURE 5.3 – Même figure que la figure 5.2 mais à partir de séries de records sur la période 1951-2100.



FIGURE 5.4 – Même figure que la figure 2 de Bador et al. (2016) mais pour la saison DJF.

5.2.2 Les incertitudes autour des changements moyens de records chauds

On s'intéresse ici aux incertitudes autour des projections saisonnières du nombre moyen de records chauds dans les 30 dernières années du 21^{ème} siècle. Les projections climatiques sont analysées sous le scénario RCP8.5. Nous ne pouvons donc pas examiner les incertitudes liées aux scénarios d'émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols. Les sources d'incertitudes étudiées ici sont ainsi uniquement celles liées aux modèles et celles liées à la variabilité interne (voir partie 1.3). De plus, ces analyses sont réalisées à partir de seulement 5 modèles de climat, et l'approche est ainsi plus quantitative que qualitative. Un plus grand nombre de modèles (et de simulations) et différents scénarios climatiques permettraient de mieux quantifier les incertitudes qui accompagnent les changements de records chauds, à l'image des travaux de Terray and Boé (2013).

On s'intéresse en premier lieu à l'incertitude totale autour de l'estimation multi-modèles du nombre moyen de records chauds dans les trois dernières décennies du siècle pour chacune des saisons. On mesure cette incertitude par l'écart-type pondéré de la distribution de toutes les simulations, auxquelles la moyenne pondérée multi-modèles a préalablement été retirée. Les valeurs les plus importantes de cet écart-type sont indiquées en JJA (panneau du haut, figure 5.5). Mais si on s'intéresse au rapport entre ces incertitudes et le nombre moyen de records à la fin du siècle dans la moyenne multi-modèles, alors les différences sont moins marquées entre les saisons (panneau du bas, figure 5.5).

En moyenne sur l'Europe, des incertitudes totales de l'ordre de 22% à 33% accompagnent les projections du nombre moyen de records chauds selon la saison, avec les plus fortes incertitudes indiquées en JJA. Dans cette saison, les plus grandes incertitudes sont trouvées dans le nord-est du domaine, et les plus faibles dans la région méditerranéenne, où les plus fortes augmentations de records chauds sont projetées. Ceci permet d'associer une confiance mesurée aux changements de records projetés en JJA dans le pourtour méditerranéen. Les incertitudes de l'ordre de 25% et 30% sont plutôt homogènes sur le domaine en SON et MAM. Les plus faibles incertitudes sont associées aux projections des changements en DJF, avec 22% en moyenne en Europe, et des valeurs inférieures à 20% dans le centre du domaine.

L'incertitude liée aux modèles est mesurée par l'écart-type de la distribution des moyennes d'ensemble de chacun des modèles (panneau du haut, figure 5.6). Les valeurs les plus importantes de cet écart-type sont indiquées en JJA, et en SON dans une moindre mesure. Ici encore on s'intéresse au rapport (bruit/signal) entre l'écart-type et la moyenne pondérée multi-modèles (panneau du bas, figure 5.6). En Europe, les valeurs de ce rapport sont de l'ordre de 10% à 25% pour toutes les saisons, sauf en JJA où elles sont plus importantes. Dans cette saison, la distribution spatiale de ce rapport est organisée selon une diagonale sud-est nord-ouest, avec des valeurs maximales de l'ordre de 40% à 50% dans le nord-ouest de l'Europe.

Finalement, l'incertitude liée aux modèles est plutôt faible pour les saisons DJF, MAM et SON, ce qui permet de renforcer la confiance dans les projections du nombre moyen de records chauds pour ces saisons. En JJA, cette incertitude est plus importante, à l'exception du pourtour méditerranéen. Il serait intéressant de comprendre quels sont les mécanismes physiques responsables de ces différences entre les modèles. Des différences de représentation des mécanismes mis en jeu dans les interactions entre le sol et l'atmosphère pourraient expliquer une part de cette incertitude.

On s'intéresse ensuite aux incertitudes liées à la variabilité interne qui accompagne les projections du nombre moyen de records sur 30 ans. La variabilité interannuelle est donc réduite. Cependant, la variabilité interne induit aussi des oscillations aléatoires aux échelles décennale à



FIGURE 5.5 – Panneau du haut : distribution spatiale des incertitudes totales associées à l'estimation multi-modèles du nombre moyen de records chauds dans les 3 dernières décennies du siècle pour chacune des saisons. Les modèles considérés sont CanESM2, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5A-LR et MIROC5, dont les températures ont préalablement été interpolées sur la grille de CNRM-CM5. Panneau du bas : distribution spatiale du rapport (en pourcentages) entre les incertitudes et la moyenne multi-modèles, avec la valeur moyenne du rapport en Europe indiqué dans l'encadré. L'incertitude est mesurée par l'écart-type pondéré de la distribution de toutes les simulations, auxquelles la moyenne multi-modèles a préalablement été retirée.

multi-décennale. Ce sont donc les modes de variabilité climatique à ces échelles qui sont ici responsables des variations du nombre moyen de records chauds entre les simulations d'un même modèle. Selon les modèles, entre 3 et 9 simulations sont ici considérées (voir les suppléments de l'article, partie 5.1.3), ce qui est faible, mais permet une première estimation de ces incertitudes. Des incertitudes liées à l'échantillonnage sont cependant à prendre en compte.

On mesure l'incertitude liée à la variabilité interne par l'écart-type pondéré de la distribution de toutes les simulations, auxquelles la moyenne d'ensemble respective de chacun des modèles a préalablement été retirée (figure 5.7). Les plus fortes valeurs de cet écart-type sont situées dans la région méditerranéenne en JJA, et en SON dans une moindre mesure. Mais si on s'intéresse au rapport entre l'écart-type et la moyenne pondérée, alors la mesure de l'incertitude est plus homogène en Europe pour ces 2 saisons, avec des valeurs de rapport entre 10% et 15%. Les plus faibles incertitudes liées à la variabilité interne sont en DJF, avec des valeurs de rapport entre 5% et 15%, alors que les plus fortes valeurs du rapport sont indiquées en MAM, avec des valeurs maximales entre 20% et 30% dans le centre du domaine. Une étude plus détaillée permettrait



FIGURE 5.6 – Même figure que la figure 5.5 pour les incertitudes liées aux erreurs des modèles. Cette incertitude est mesurée par l'écart-type de la distribution des moyennes d'ensemble de chacun des modèles.

de déterminer si cette incertitude en MAM peut être reliée à de fortes variations du stock d'eau dans le sol suite à la diminution de la couverture neigeuse en DJF au cours du siècle, ou si d'autres processus sont plus importants.

Pour conclure, en moyenne en Europe, l'incertitude liée à la variabilité interne est plus faible que celle liée aux erreurs des modèles pour toutes les saisons sauf MAM où leurs mesures sont équivalentes et de l'ordre de 20% du nombre moyen de records chauds à la fin du siècle. En JJA, l'incertitude liée aux modèles est estimée plus de 2 fois plus importante que celle liée à la variabilité interne des modèles. Ceci est en accord avec les résultats dégagés dans l'article (partie 5.1.2), à partir de 7 modèles et pour le nombre moyen de records en Europe, même si la contribution des erreurs liées aux modèles est encore plus importante.

L'additivité des deux sources d'incertitudes pour représenter l'incertitude totale n'est ici pas vérifiée. Tout d'abord, des nombres différents de membres sont disponibles pour chacun des modèles, induisant des biais dans la mesure de l'incertitude liée à la variabilité interne. Ensuite, l'hypothèse d'additivité des sources d'incertitudes est une hypothèse forte et discutable. En effet, des processus physiques et dynamiques dans le modèle peuvent être à la fois responsables de la génération de bruit, et donc avoir une empreinte dans les incertitudes liées à la variabilité interne, mais aussi être propres à un modèle, et donc avoir une empreinte dans les incertitudes liées aux erreurs des modèles. Une mesure quantitative des contributions respectives des deux sources d'incertitudes ne peut donc pas être réalisée.



Uncertainties from internal variability

FIGURE 5.7 – Même figure que la figure 5.5 pour les incertitudes liées à la variabilité interne des modèles. Cette incertitude est mesurée par l'écart-type pondéré de la distribution de toutes les simulations auxquelles la moyenne d'ensemble respective de chacun des modèles a préalablement été retirée.

5.2.3 De l'impact des aérosols sur l'évolution historique des records en été

Pour finir ce chapitre sur l'évolution des records saisonniers en Europe, nous nous intéressons ici plus en détail aux changements de la fin du 20^{ème} siècle. En particulier, nous discutons d'un potentiel impact des variations de la concentration en aérosols anthropiques dans l'atmosphère sur l'évolution des records chauds et froids, à travers des modifications du forçage radiatif et des températures de surface de l'air. En Europe, l'été est la saison pour laquelle le forçage radiatif solaire est le plus important, et nous nous concentrons donc ici sur la saison estivale. Cette partie présente des résultats préliminaires et des discussions, qui nécessiteraient de plus amples recherches afin de mieux estimer le rôle des variations de la concentration en aérosols anthropiques sur les records de température.

Nous utilisons ici des simulations dites d'attribution, pour lesquelles les forçages naturels (solaire et volcanique) et des gaz à effet de serre sont isolés, et qui ont été présentées dans l'article Bador et al. (2015b) de la partie 4. À l'exception des records journaliers chauds et froids, des données mensuelles de température sont ici étudiées. Compte-tenu de la disponibilité des données, l'ensemble des modèles CMIP5 utilisé dans la partie précédente a été largement réduit, et nous nous intéressons ici à des moyennes multi-modèles estimées à partir des quatre modèles suivants : CanESM2, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5A-LR et HadGEM2-ES.

Les analyses présentées dans les parties précédentes ont mis en évidence une augmentation des records chauds et une diminution des records froids à partir des années 1980 en été et en Europe. Des années 1950 à 1970 environ, les évolutions des records chauds et froids présentent des tendances opposées, avec une diminution des records chauds et une forte augmentation des records froids (deux derniers panneaux de la figure 5.8). C'est à ces dernières tendances que l'on s'intéresse ici.



FIGURE 5.8 – Évolution de l'estimation multi-modèles (traits fins) moyenne en JJA et en Europe de : la concentration en aérosols sulfatés dans l'atmosphère, la fraction nuageuse et le nombre de records chauds et froids (de haut en bas par ordre de citation). La moyenne multi-modèles est calculée à partir des moyennes d'ensemble des simulations historiques des modèles CanESM2, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5A-LR et HadGEM2-ES. Les traits plus épais correspondent à une moyenne glissante de 11 ans.

En Europe, une tendance négative est mise en évidence dans les observations de flux radiatif solaire en surface des années 1950 à 1980, suivie d'une tendance positive à partir des années 1980 (figure 5.9; Wild, 2012). À l'échelle globale, les mêmes tendances du flux solaire en surface ont été observées (Pinker et al., 2005; Wild et al., 2005). Plusieurs études se sont intéressées à ces variations du flux solaire radiatif à la surface depuis les années 1950, appelées assombrissement et éclaircissement globaux ("global dimming and brightening" en anglais; Stanhill and Cohen, 2001; Wild, 2012). Ces variations décennales du flux solaire en surface ne peuvent pas être expliquées par des changements de luminosité du soleil, dont les intensités sont trop faibles, mais par des changements de transparence de l'atmosphère (Wild, 2012). Les aérosols atmosphériques sont capables de modifier la transparence de l'atmosphère à travers des processus complexes et des interactions avec le rayonnement et les nuages (Boucher et al., 2013, GIEC 2013).

Observed te	ndencies in su	irface solar r	adiation	
	1950s-1980s	1980s-2000	after 2000	
USA	-6	5	8	
Europe	-3 ->	2	3 🛹	
China/Mongolia	-7	3 -	4	
Japan	-5	8	0	
India	-3	-8	-10	

FIGURE 5.9 – Tendances observées de flux solaire en surface. (Crédits : figure 2 de Wild, 2012)

Certains types d'aérosols (les aérosols sulfatés par exemple) diffusent le rayonnement solaire, dont une partie est renvoyée vers l'espace. En présence de tels aérosols, la surface reçoit donc moins de flux solaire. C'est ce qu'on appelle l'effet parasol. D'autres types d'aérosols (les carbonesuies par exemple) peuvent absorber le rayonnement, ce qui a des conséquences inverses à la surface, avec un réchauffement par effet de serre. En plus de ces effets directs des aérosols sur le climat, des effets indirects sont aussi causés par leurs impacts sur les propriétés microphysiques des nuages. Les aérosols peuvent en effet servir de noyaux de condensation d'eau liquide et de glace. Lorsque des nuages d'eau liquide sont en présence de nombreux aérosols, ces nuages tendent à avoir plus de petites gouttelettes, et réfléchissent alors plus fortement le rayonnement solaire. Ainsi, des modifications de la concentration en aérosols dans l'atmosphère peuvent impacter le climat par des modifications du flux radiatif reçu à la surface (Boucher et al., 2013, GIEC 2013).

Depuis le début de l'ère industrielle jusque dans les années 1970, les émissions d'aérosols anthropiques ont augmenté, avec une accélération dans les années 1950. Ainsi, la concentration en aérosols sulfatés, qui ne sont pas directement émis dans l'atmosphère mais sont issus d'une suite de réactions chimiques (production secondaire), dans l'atmosphère a augmenté en Europe (premier panneau de la figure 5.8). Puis, suite à la mise en place de normes dans l'industrie et le transport d'une part, et aux crises économiques d'autre part, la concentration en aérosols sulfatés a diminué. De plus, la couverture nuageuse moyenne présente une légère augmentation des années 1930 aux années 1960 en Europe, suivie d'une plus forte diminution (deuxième panneau de la figure 5.8). Il reste à déterminer si une part des variations décennales de la couverture nuageuse moyenne en Europe peut être expliquée par les variations de la concentration en aérosols. D'autres processus physiques sont aussi probablement responsables de la forte diminution de la couverture nuageuse à partir des années 1960, comme la diminution de l'humidité relative en Europe continentale en réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre et à l'augmentation du gradient terre-mer (Boé and Terray, 2013).

Les variations décennales des aérosols sulfatés et de la couverture nuageuse convergent vers les mêmes impacts, avec une diminution du forçage radiatif en surface des années 1950 aux années 1970 et 1980, puis une augmentation du forçage à partir des années 1980 (figure 5.9). Streets et al. (2006) ont montré que les aérosols anthropiques étaient responsables d'une grande part des changements de rayonnement reçu à la surface en Europe et dans d'autres régions du monde. Les liens ne sont ici que suggérés, mais les variations décennales du rayonnement pourraient expliquer une part des variations de l'évolution des records de température dans les décennies 1950 et 1960.

Le maximum de concentration en aérosols sulfatés dans l'atmosphère ne coïncide pas avec le maximum de couverture nuageuse et l'inversement des tendances dans l'évolution des records (figure 5.8). Mais depuis le début de l'ère industrielle, les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère augmentent aussi, avec des conséquences inverses des aérosols à la surface. Les conséquences d'une augmentation simultanée des gaz à effet de serre et des aérosols anthropiques est donc complexe, mais à l'échelle globale, il a été mis en évidence que les aérosols ont partiellement compensé le forçage des gaz à effet de serre, et donc le réchauffement des température de surface (Myhre et al., 2013, GIEC 2013).



FIGURE 5.10 – Évolution de l'estimation multi-modèles (traits fins) de la température de surface de l'air journalière moyenne en JJA et en Europe. La moyenne multi-modèles est calculée à partir des moyennes d'ensemble des simulations historiques (en noir, panneau du haut), des simulations avec forçages naturels uniquement (en bleu) et des simulations avec forçages des gaz à effet de serre uniquement (en vert). La différence entre les forçages historiques et des gaz à effet de serre est présentée sur le panneau du bas. Les mêmes modèles que ceux de la figure 5.8 sont considérés. Les traits plus épais correspondent à une moyenne glissante de 11 ans.

Une étude préliminaire évaluant la contribution des différents forçages sur la température de surface de l'air moyenne estivale en Europe est présentée sur la figure 5.10. Au cours des décennies 1950 et 1960, la température dans les simulations historiques (forçages naturels et anthropiques) présente une tendance négative, suivie d'une tendance positive. La température dans les simulations avec forçages naturels uniquement ne présente pas de tendances si intenses. Au contraire, la température dans les simulations avec forçage des gaz à effet de serre uniquement montre une forte tendance positive à partir des années 1950. La différence entre l'évolution moyenne des températures dans les simulations historiques et les simulations avec gaz à effet de serre uniquement permet de mettre en évidence l'impact des aérosols anthropiques, car l'impact des forçages naturels peut être négligé. Ainsi, en été et en Europe, les aérosols anthropiques sont responsables d'un refroidissement de l'ordre de 1°C à partir des années 1950. À la fin de la période historique, la diminution des aérosols a un impact positif sur les températures moyennes. Ici, la forte hypothèse d'additivité des forçages est supposée pour avancer ces discussions, mais elle reste discutable.

L'impact des variations décennales de la concentration en aérosols anthropiques dans l'atmosphère sur les records journaliers chauds et froids en été en Europe reste encore à être démontré, mais des raisons physiques laissent penser que de tels effets pourraient exister. Les variations du rayonnement solaire impactent les températures le jour, et donc les records chauds. Les températures nocturnes, et donc les records froids, sont impactées par des modifications des flux thermiques uniquement. Mais si la surface se réchauffe plus le jour, alors les flux thermiques sont augmentés la nuit aussi. Or la couche limite le jour est plus instable et plus épaisse que la nuit, et l'excédent de chaleur est donc réparti sur une plus grande hauteur le jour que la nuit par les flux turbulents. Ainsi, les records froids pourraient être plus impactés que les records chauds par des variations des flux thermiques (Wild et al., 2007). Ceci pourrait en partie expliquer les tendances plus marquées dans l'évolution des records froids que chauds dans les années 1950 et 1960.

L'impact des aérosols volcaniques sur les records de température pourrait aussi être étudié. Aucun effet des éruptions volcaniques majeures de la période historique n'a été repéré sur les records annuels en Europe dans le modèle CNRM-CM5 (Bador et al., 2015b, partie 4.1.2). Mais une étude multi-modèles à l'échelle saisonnière permettrait de mieux estimer l'impact des aérosols volcaniques sur les records. Allen et al. (2014) ont par exemple détecté un impact de l'éruption du Mont Pinatubo sur les records chauds et froids observés à Toronto.

Chapitre 6

Synthèse, discussion et perspectives

6.1 Synthèse des résultats

Des années 1950 aux années 1980, l'évolution théorique des records donnée par les statistiques dans le cadre d'un climat stationnaire représente correctement l'évolution observée des records froids et chauds en Europe, aux échelles annuelle et saisonnière. Puis, à partir des années 1980, une diminution et une augmentation des records froids et chauds sont observées en Europe, se traduisant par un écart à ce climat stationnaire théorique. L'ensemble des 27 modèles CMIP5 utilisés dans cette partie reproduit correctement ces variations, et ce pour toutes les saisons en Europe. Au cours du 21^{ème} siècle, selon un scénario de laisser-faire des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols (RCP8.5), l'ensemble des modèles de climat projette une accentuation des changements initiés dans les années 1980.

L'estimation multi-modèles indique que l'augmentation la plus marquée des records chauds est projetée en JJA, avec un nombre moyen de records à la fin du siècle de $9,5\pm3,3$, soit environ 10 fois plus de records que dans les premières décennies de la période observée. L'augmentation des records chauds en SON est proche de celle de JJA, avec un nombre moyen de records autour de $8,8\pm3,2$ en 2100. Les saisons DJF et MAM présentent une augmentation plus faible des records chauds, avec des nombres moyens de records à la fin du siècle respectivement de $7,6\pm2$ et $6,0\pm3,0$. Il est à noter que ces estimations quantitatives sont dépendantes de la longueur des séries temporelles étudiées (1950-2100 ici), et que ces augmentations seraient amplifiées (diminuées) avec de plus longues (courtes) séries temporelles.

La distribution spatiale des changements de records chauds en JJA met en évidence un gradient méridional en Europe, avec les plus fortes augmentations dans la région du pourtour méditerranéen. Ce gradient est présent pour l'ensemble des 5 modèles étudiés plus en détail, mais avec une large dispersion de l'intensité des changements. Les distributions spatiales des changements de records chauds présentent le même gradient spatial en MAM et SON, alors qu'aucune organisation spatiale ne se dégage de l'estimation multi-modèles en DJF. L'incertitude associée aux projections des nombres moyens de records en Europe à la fin du siècle provient majoritairement des différences entre les modèles, plutôt que de la variabilité interne.

Quant aux records froids, l'ensemble des modèles projette une diminution très importante de leur occurrence, avec dans les dernières décennies du siècle une occurrence quasi-nulle, et ce de manière homogène entre les saisons et sur l'ensemble du domaine.

À partir d'un ensemble de 5 modèles de climat, une estimation multi-modèles de la variabilité interne a été réalisée. Une étude de détection a été menée tout au long de cette partie, à partir de l'estimation de la variabilité interne simulée par les modèles, et autour de l'hypothèse nulle (H0) suivante : l'évolution des records est compatible avec de la variabilité interne uniquement.

Au début du 21^{ème} siècle, les changements de records chauds et froids peuvent, en moyenne, toujours être expliqués par de la variabilité interne uniquement. Au cours du 21^{ème} siècle, l'hypothèse nulle peut être rejetée et l'influence anthropique est détectée dans l'évolution des records chauds et froids. L'estimation multi-modèles du nombre moyen de records saisonniers chauds en Europe sort en effet de l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne dans les années 2010 en SON, 2020 en JJA, 2030 en DJF, et 2040 en MAM. Finalement, en moyenne dans les trois dernières décennies du siècle, l'influence anthropique est détectée dans l'évolution des records chauds pour toutes les saisons, et sur toute l'Europe, selon les cinq modèles CMIP5.

La détection de l'influence anthropique dans l'évolution des records froids est moins aisée que pour les records chauds. En effet la borne inférieure de l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne est trop proche de zéro à la fin du siècle, et ce particulièrement en DJF où la variabilité interannuelle est plus importante.

Un temps d'émergence d'une évolution de records incompatible avec de la variabilité interne uniquement a été défini à partir de la même hypothèse nulle H0. L'estimation de ces temps d'émergence pour les records froids et chauds a été conduite en JJA uniquement. Un temps d'émergence autour de la décennie 2020 pour les records froids et 2030 pour les records chauds a été estimé à partir de l'ensemble des 27 modèles CMIP5, avec une incertitude de l'ordre de ± 20 ans. L'incertitude liée aux modèles compte approximativement pour la moitié et un tiers des incertitudes totales autour de l'estimation multi-modèles des temps d'émergence des records chauds et froids.

Aucun temps d'émergence n'a été détecté dans les observations E-OBS en JJA. Cependant, une relation significative est mise en évidence entre les temps d'émergence des records froids (mais pas chauds) et la variabilité des températures journalières minimales à la fin du $20^{\rm ème}$ siècle. À partir de cette relation, un temps d'émergence de l'influence anthropique dans l'évolution observée des records froids en Europe est suggéré entre 2015 et 2020 selon la variabilité du jeu d'observations E-OBS.

Quant aux changements projetés de l'évolution des records chauds et froids en Europe, l'étude multi-modèles en JJA a montré qu'une relation significative lie les changements moyens de températures journalières minimales et maximales et les changements du nombre moyen de records froids et chauds, ainsi que les temps d'émergence respectifs. Le rapport entre les changements moyens de températures et la variabilité de la fin du 20^{ème} siècle mène aussi à des relations significatives. Dans les prochaines décennies, l'évolution des records de température pourraient ainsi apporter des éléments de réponse quant aux changements d'occurrence de records qui pourraient avoir lieu à la fin du siècle.

6.2 Discussion

L'extension des analyses réalisées avec le modèle CNRM-CM5 à partir d'un ensemble de modèles CMIP5 nous a permis de nous rendre compte que ce modèle présentait une des plus faibles tendances de réchauffement, si ce n'est la plus faible.

Il n'existe pas beaucoup d'articles qui comparent et évaluent les modèles CMIP5 sur leur capacité à représenter les extrêmes de température, et ce particulièrement à l'échelle régionale de l'Europe. À l'échelle globale cependant, Sillmann et al. (2013a) ont évalué un ensemble de modèles CMIP5 sur leur capacité à simuler la climatologie 1981-2000 d'un ensemble d'indices d'extrêmes, par rapport à quatre réanalyses. Le modèle CNRM-CM5 est majoritairement associé à des couleurs bleutées, indiquant une meilleure performance relative par rapport aux autres modèles. En particulier, les indices de températures extrêmes sont associées à de bonnes performances (TX90p, TX10p, TN90p, TN10p, TXn, TXx, TNn, TNx). Il serait intéressant de



FIGURE 6.1 – Évaluation de modèles CMIP5 à représenter la climatologie 1980-2000 d'indices d'extrêmes de température et de précipitations, par rapport à 4 réanalyses différentes symbolisées par les 4 triangles au sein d'un carré : ERA40 (à gauche), ERA-Interim (en haut), NCEP1 (à droite) et NCEP2 (en bas). Les biais sont estimés à partir de calculs d'erreur quadratique moyenne (voir l'article original pour de plus amples informations). Les couleurs froides (chaudes) indiquent une performance relativement meilleure (moindre) que les autres modèles. (Crédits : figure 10 de Sillmann et al., 2013a)

réaliser une étude plus fine des performances de chacun des modèles à simuler les extrêmes de température en Europe.

Finalement, les premiers résultats suggèrent que le modèle CNRM-CM5 serait capable de simuler une climatologie présente correcte, mais un réchauffement des températures extrêmes plus faible que la majorité des autres modèles. Ainsi, les résultats dégagés dans l'article Bador et al. (2015b) sont probablement des estimations faibles des changements de records projetés pour la fin du siècle en Europe.

6.3 Perspectives

Tout d'abord, il serait intéressant d'étendre l'analyse des records dans les simulations avec forçages naturels et anthropiques isolés à partir de l'ensemble des modèles CMIP5. Ces analyses n'ont été réalisées qu'à l'échelle annuelle dans l'article Bador et al. (2015b), et pourraient donc être étendues à l'ensemble des saisons, et ce à partir d'un plus grand nombre de modèles CMIP5.

De même, l'étude des changements de variabilité interannuelle des températures journalières

maximales et minimales pourrait être étendue à l'ensemble des modèles CMIP5. De plus, dans une récente étude, Anderson and Kostinski (2015) discutent de la sensibilité de leur métrique α à la longueur de la série temporelle. Une étude multi-modèles, à partir de différentes longueurs de séries temporelles, pourrait préciser les résultats dégagés dans l'article Bador et al. (2015b) en Europe.

L'étude des futures valeurs extrêmes que les régions de l'Europe pourraient expérimenter au cours du siècle est un point essentiel en vue d'une adaptation aux changements climatiques. Des premières analyses ont été présentées à partir du modèle CNRM-CM5, mais nous avons mis en évidence que ce modèle présente un réchauffement au cours du 21^{ème} siècle plutôt faible par rapport aux autres modèles CMIP5 étudiés. Afin de répondre le mieux possible à cette question, une étude multi-modèles à l'échelle saisonnière est essentielle pour une meilleure estimation de ces futures températures extrêmes et de leurs incertitudes. Dans la partie 8.2, nous présentons une étude portant sur l'estimation des changements projetés de ces futures valeurs extrêmes de température de surface de l'air en France, à l'horizon 2100.

Comme discuté dans la partie 3.3, les analyses des tendances du ΔT pourraient être étendues à partir d'un ensemble de modèles CMIP5, de leurs simulations de contrôle, et aussi à partir des résultats théoriques de l'étude de Redner and Petersen (2006). Ceci permettrait de mieux décrire les changements de records chauds projetés en Europe. En effet, les modèles de climat s'accordent à simuler un climat futur dans lequel il sera de plus en plus facile de battre des records chauds, quelque soit la saison. Il reste cependant à déterminer si ces records seront battus de plus en plus intensément, ou non, au cours du siècle.

Une étude des processus physiques mis en jeu dans les changements de records chauds en Europe pourrait aussi être réalisée. Des mécanismes et des rétro-actions relatifs aux interactions entre le sol et l'atmosphère sont discutés pour le sud de l'Europe dans Bador et al. (2015b). Cette étude pourrait être conduite à partir de l'ensemble des modèles de climat afin de mieux évaluer le rôle de chacun de ces processus, leurs changements et leurs interactions. Au cours du 21^{ème} siècle, un assèchement des sols est projeté en été en Europe. Or des conditions sèches des sols sont responsables d'une amplification des canicules (voir partie 2.4.2), et pourraient donc aussi être en partie responsables de l'augmentation de l'occurrence des records de température.

De plus, les processus dynamiques peuvent aussi expliquer des changements d'événements extrêmes en Europe. Une étude multi-modèles de l'évolution de la circulation atmosphérique pourrait apporter des éléments de réponses aux changements de records journaliers chauds, et notamment à leur distribution spatiale. Dans la littérature, un possible déplacement du courant-jet et du rail des dépressions vers le nord est discuté (voir partie 1.3). En été, une augmentation de la fréquence d'occurrence des blocages est aussi suggérée. Ces modifications de la variabilité interne du climat et de ses modes de variabilité pourraient avoir des conséquences sur les extrêmes de température et les records en Europe, qu'il serait intéressant d'étudier.

Troisième partie

Températures estivales extrêmes et canicules intenses dans la deuxième moitié du 21^{ème} siècle en France et en Europe
Chapitre 7

Les canicules intenses de la fin du 21^{ème} siècle en Europe : cas d'études

Sommaire

7.1	Obj	ectifs			
7.2	Las	La sélection de futures canicules à modéliser : une utilisation croisée			
	de p	lusieurs indices d'extrêmes			
7.3	Les	canicules sélectionnées dans le modèle CNRM-CM5 151			
	7.3.1	Les contributions de la circulation atmosphérique			
	7.3.2	Les contributions des processus physiques dans les interactions entre le			
		sol et l'atmosphère			

7.1 Objectifs

Un des objectifs de cette thèse est d'apporter des éléments de réponse à la question des futures valeurs extrêmes de température journalière qui pourraient être expérimentées en France et en Europe à la fin du 21^{ème} siècle. Nous abordons ici cette question à partir de nouveaux outils, tout en utilisant les résultats de la première partie sur les records de température.

L'étude des records journaliers de température en Europe nous a permis d'identifier la saison estivale comme étant celle pour laquelle l'augmentation de l'occurrence des records chauds serait la plus intense, et ce de manière homogène entre les modèles, mais aussi que l'occurrence de nouveaux records froids serait quasi-nulle dans la deuxième moitié du siècle. Ainsi, nous avons convergé vers l'étude des futures valeurs extrêmes de température journalière maximale en été, en France et en Europe (même domaine que dans la partie II : 10°W :30°E ;35°N :60°N).

Quant à l'échelle spatiale, nous voulions approcher de plus petites échelles, afin d'estimer ces températures de manière plus fine que ce qui pourrait être fait avec la résolution plutôt faible des modèles de climat. L'utilisation d'un modèle régional de climat nous permettait ainsi de pouvoir approcher de plus hautes résolutions horizontales, sans ajouter de contrainte trop forte sur les temps de calculs. De manière générale, l'utilisation de modèles régionaux permet une meilleure modélisation des processus locaux, et ce particulièrement dans les régions proches des côtes ou des massifs montagneux (Feser et al., 2011). La valeur ajoutée des processus de petite échelle représentés dans les simulations régionales par rapport aux simulations des modèles globaux peut être mise en évidence (Di Luca et al., 2012). Une meilleure description des contrastes terre-mer est importante car les projections indiquent une intensification de ces contrastes au cours du siècle, avec pour conséquences une diminution de l'humidité relative et des précipitations en été dans le sud de l'Europe (Boé and Terray, 2013). De plus, une haute résolution horizontale permet de se rapprocher des altitudes réelles, et ainsi d'améliorer plusieurs processus, des précipitations à méso-échelle dans les Alpes (Frei, 2003) jusqu'à la représentation des vents extrêmes au dessus de la mer Méditerranée (Herrmann et al., 2011).

La première partie de cette thèse nous a permis de mettre en évidence des étés particulièrement chauds dans le modèle CNRM-CM5, dont nous avons étudié plus en détail l'évolution des records de température au cours du 21^{ème} siècle en Europe. Pour un été donné, une forte occurrence de records chauds est souvent associée à un événement persistant, à l'image de la canicule 2003 en France (Bador et al., 2015b). Ainsi, l'étude des futurs étés aux températures intenses nous a naturellement mené vers l'étude des canicules futures.

L'objectif de cette deuxième partie de thèse est donc d'esquisser des réponses quant aux futures canicules intenses dans les dernières décennies du siècle en France et en Europe : leurs caractéristiques (intensité, extension spatiale, durée, etc), les mécanismes physiques et dynamiques qui en sont responsables, ainsi que les températures extrêmes associées à de tels futurs événements intenses. Pour cela, des simulations réalisées avec le modèle ALADIN dans le cadre du projet EURO-CORDEX sont analysées dans un premier temps. Dans un second temps, le modèle de climat régional ALADIN (dans la configuration du projet EURO-CORDEX) est aussi utilisé pour réaliser des expériences de modélisation autour d'étés extrêmement chauds. C'est un modèle à aire limitée, ce qui nécessite d'imposer les conditions synoptiques de l'atmosphère à ses frontières, ainsi que des conditions de surface des océans. C'est à partir du modèle CNRM-CM5 que ces forçages sont générés pour le modèle ALADIN, comme plus amplement expliqué dans la partie 8.1.

7.2 La sélection de futures canicules à modéliser : une utilisation croisée de plusieurs indices d'extrêmes

Une approche événementielle et non statistique a été choisie pour les expériences de modélisation de futures canicules intenses. En effet, nous souhaitons étudier les mécanismes physiques et dynamiques responsables de futures canicules intenses, et tester le rôle respectif des forçages sur l'amplification des événements et donc de leurs températures extrêmes. Nous avons fait le choix de nous concentrer sur l'étude détaillée d'événements particuliers intenses. La première étape de la réalisation de ces expériences a donc été la sélection de canicules intenses dans les 30 dernières années du siècle, et ce dans le modèle CNRM-CM5 à partir duquel les forçages du modèle ALADIN sont produits.

Une telle sélection n'est pas triviale, car de nombreuses définitions de canicules existent (Perkins and Alexander, 2012). Si de nombreuses métriques ont été développées, c'est parce qu'elles sont souvent adaptées à la région d'étude ou à un secteur particulier tel que la santé, l'agriculture, la production d'énergie, la sécurité d'infrastructures, les feux de forêt et de brousse, etc. D'une définition de canicule à une autre, les résultats peuvent être différents, comme le montrent par exemple Jacob et al. (2013) à partir des simulations EURO-CORDEX. De plus, l'objectif de cette étude est d'apporter des éléments de réponse quant aux futures valeurs estivales extrêmes de température journalière. Ainsi, nous ne voulions pas sélectionner uniquement des canicules. Des étés extrêmement chauds caractérisés par une succession d'épisodes intenses étaient aussi intéressants pour notre étude.

Finalement, nous avons donc opté pour l'utilisation de plusieurs indices, chacun mesurant de manière différente l'intensité d'une canicule ou d'un été. Ils ont été calculés dans la simulation r1i1p1 historique et future (RCP8.5) du modèle CNRM-CM5 (voir partie 8.1).



FIGURE 7.1 – Évolution temporelle pour la saison JJA, à partir de la simulation r11p1 de CNRM-CM5 : du nombre de records journaliers chauds en Europe, du nombre de records journaliers chauds à partir des températures de surface de l'air journalières maximales sommées en Europe, de l'indice de canicule WSDI calculé à partir d'une référence fixe (1961-1990) et d'une référence glissante sur des périodes de 30 ans (de haut en bas par ordre de citation). Les évolutions de records sont présentées sous la forme normalisée. Les traits verticaux font référence aux trois étés chauds (en rouge) et à l'été froid (en bleu) sélectionnés pour la modélisation de canicules futures avec le modèle ALADIN.

Le nombre de records journaliers chauds battus au cours d'un été en Europe renseigne tout d'abord sur l'intensité relative des températures d'un été par rapport aux précédents, en intégrant à la fois des informations spatiales et temporelles (figure 7.1, premier panneau). Un deuxième indice est aussi défini à partir des records de température. Au préalable, les températures journalières maximales sont sommées sur l'ensemble du domaine, et ce pour chaque jour de l'été, avant de calculer le nombre de records journaliers chauds en JJA selon la définition de la partie 3.1. Ce deuxième indice permet de mieux mettre en évidence des événements à large étendue spatiale, pour lesquels les intensités ne sont peut-être pas suffisantes pour permettre l'occurrence d'un nouveau record sur tous les points de grilles concernés par des températures extrêmes (figure 7.1, deuxième panneau).

L'indice de canicule WSDI proposé par le groupe ETCCDI (et présenté dans la partie 2.1.1) est ensuite utilisé. Il mesure l'intensité d'une canicule par rapport à sa durée et est défini comme suit (Klein Tank et al., 2009) :

 $WSDI = nombre de jours de l'année pour lesquels TX_{ij} > TX_{in}90$, et ce au minimum sur 6 jours consécutifs.

On définit TX_{ij} comme la température journalière maximale du jour i et de l'année j en un point de grille donné, qui est comparée à TX_{in} 90, défini comme la valeur du 90^{ème} quantile de la distribution des températures journalières maximales sur une fenêtre centrée de 5 jours autour du jour i sur la période de référence n, ici 1961-1990.

Le WSDI correspond donc à un nombre de jours caniculaires sur une année. Nous avons légèrement modifié sa définition pour ne compter que le nombre de jours caniculaires parmi les 92 jours de l'été, en gardant inchangé le reste de la définition. Nous nous intéressons donc finalement à la valeur moyenne de ce WSDI estival sur l'ensemble du domaine européen (figure 7.1, troisième panneau).

L'évolution du WSDI en été présente une tendance positive au cours du 21^{ème} siècle, mettant en évidence une augmentation du nombre de jours caniculaires en été en Europe. Ces jours caniculaires sont ici détectés par rapport à une référence fixe de la fin du 20^{ème} siècle. À cause de cette tendance, dans les dernières décennies du siècle, un été plutôt froid par rapport à son climat moyen présente quand même un nombre élevé de jours caniculaires. Nous avons donc recalculé le WSDI estival en imposant une référence glissante sur une période centrée de 30 ans. L'évolution de ce nouvel indice ne présente ainsi plus de tendance, et son classement des étés les plus intenses est aussi différent (figure 7.1, dernier panneau). Ces deux indices sont tout aussi intéressants et ne répondent pas à la même question, ni aux mêmes besoins pour les études d'impacts. Le premier s'intéresse à l'évolution des canicules telles que définies dans le climat de la fin du 20^{ème} siècle, alors que le deuxième s'intéresse à l'évolution des canicules telles que définies dans un climat moyen de 30 ans évoluant au cours du siècle.

Le dernier indice de canicule que l'on utilise a d'abord été défini pour les vagues de froid en Europe de l'ouest (Peings et al., 2012), avant d'être adapté aux vagues de chaleur sur cette même région pour répondre à des questions d'adaptation de la demande en électricité en été (Schoetter et al., 2014). Contrairement au WSDI, cet indice est défini par rapport à un événement et non en chaque point de grille. Une canicule est définie comme suit (Schoetter et al., 2014) :

Une canicule est détectée si sur un minimum de 3 jours consécutifs, au moins 30% du domaine est affecté par des températures journalières maximales supérieures au 98^{ème} quantile (Q98) de la distribution des températures journalières maximales des mois de mai à octobre (MJJASO) sur une période de référence, ici 1979-2008. Chaque canicule peut être caractérisée par sa durée (D; minimum 3 jours), son étendue spatiale moyenne (E; minimum 30%) et maximale, et son intensité moyenne (I) et maximale. L'intensité moyenne (maximale) est définie par la différence entre les températures journalières maximales et les valeurs moyennes de Q98 (maximale) sur la durée de la canicule et sur l'ensemble du domaine affecté. Des canicules successives au cours d'un été sont regroupées si elles sont séparées de moins de trois jours. Finalement, l'indice de sévérité de la canicule (S) est défini par le produit suivant (Schoetter et al., 2014) :

$S=D^*E^*I$

Les 5 canicules les plus intenses des 30 dernières années du 21^{ème} siècle ont été repérées, ainsi que leurs principales caractéristiques (tableau 7.1). Par exemple, les 4^{ème} et 5^{ème} canicules les plus sévères ont un indice de sévérité similaire, mais pour des raisons différentes, puisque la sévérité de l'une est principalement expliquée par une grande étendue spatiale, tandis que la sévérité de l'autre provient de fortes températures moyennes.

	début	fin	durée	étendue	étendue	intensité	intensité	sévérité	événements
				moy.	max.	moy.	max.		successifs
			(jours)	(%)	(%)	$(^{\circ}C)$	(°C)	(°C.jours)	0:non
									1:oui
			D	Е		Ι		S=D*E*I	
1	11.07.2075	09.08.2075	30	57	75	4.14	11.5	70.9	0
2	18.07.2092	15.08.2092	29	59	76	3.39	11.7	57.6	0
3	24.07.2088	08.08.2088	16	63	85	5.26	14	53.4	0
4	20.07.2090	12.08.2090	24	58	88	3.67	13.1	48.5	1
5	18.07.2091	08.08.2091	22	48	62	4.93	14.6	46.9	1

TABLE 7.1 – Description de l'indice de sévérité de canicule décrit dans Schoetter et al. (2014) pour les 5 canicules les plus intenses détectées dans les 30 dernières années du 21^{ème} siècle en Europe, à partir de la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5 (RCP8.5). (Courtoisie de R. Schoetter)

Finalement, nous avons utilisé et comparé l'ensemble des indices décrits précédemment pour choisir les étés et canicules de CNRM-CM5 à modéliser avec ALADIN (tableau 7.2), pour retenir les 3 étés suivants : 2075, 2088, 2092. Nous nous sommes attachés à sélectionner des événements très intenses, mais différents les uns des autres pour essayer d'estimer le plus largement possible l'impact des futures canicules.

La canicule de l'été 2075 est la plus intense des 3 dernières décennies du siècle selon l'indice de sévérité des canicules, et ce à cause d'une grande durée (30 jours), d'une grande étendue spatiale (57% de l'Europe affectée en moyenne sur l'événement, et jusqu'à 75%) et de fortes températures journalières maximales (+4.1°C en moyenne, et jusqu'à 11.5°C). La grande étendue spatiale de l'événement est aussi capturée par le nombre de records de cet été 2075. Le nombre de records est encore plus important avec le deuxième indice des records (figure 7.1), ce qui confirme la grande étendue spatiale, en accord avec l'indice de sévérité des canicules. Cette canicule est aussi particulièrement intense à l'échelle de la France, et a fait l'objet d'une étude plus approfondie, mettant notamment en évidence les futures températures journalières extrêmes associées à une telle canicule à la fin du siècle (partie 8.2).

La deuxième canicule la plus sévère est celle de l'été 2092. Sa durée (29 jours) et son étendue spatiale (59% de l'Europe affectée en moyenne sur l'événement, et jusqu'à 76%) sont comparables à celles de la canicule de l'été 2075, mais les températures sont en moyenne un peu plus faibles (+3.4°C en moyenne sur l'Europe, et jusqu'à 11.7°C). Selon le WSDI calculé

à partir de la référence fixe de la fin du 20^{ème} siècle, c'est l'été le plus intense. De plus, il se trouve à la fin de la série temporelle et permet quand même l'occurrence d'un grand nombre de nouveaux records chauds. Ceci peut être expliqué par le fait qu'au total, 3 canicules sont détectées par l'indice de sévérité des canicules dans l'été 2092, mais seule la plus intense est repérée dans le tableau 7.1.

La troisième canicule la plus sévère est celle de l'été 2088. Elle est plus courte (16 jours) mais est associée à la plus grande étendue spatiale (63% de l'Europe affectée en moyenne sur l'événement, et jusqu'à 85%), et est aussi responsable des plus fortes températures (+5.3°C en moyenne, et jusqu'à 14°C). L'été 2088 est le plus intense des 30 dernières années du siècle à la fois selon le nombre estival de records journaliers chauds et selon l'indice WSDI à référence glissante. La canicule de l'été 2088 ressemble à celle de l'été 2075 en terme d'occurrence dans la saison et d'entendue spatiale, mais elle implique des températures plus intenses.

	sévérité	records JJA	records JJA	WSDI	WSDI
	canicule	Europe	tasmax sommée	réf. fixe	réf. glissante
	$S = D^* E^* I$		Europe	1961-1990	de 30 ans
1	2075	2088	2075	2092	2088
2	2092	2092	2088	2098	2092
3	2088	2075	2071	2075	2098
4	2090	2098	2091	2099	2075
5	2091	2090	2092	2088	2071

TABLE 7.2 – Classement des 5 canicules et/ou étés les plus intenses des 30 dernières années du $21^{\text{ème}}$ siècle selon 5 indices différents, à partir de la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5.

En plus de ces 3 étés extrêmement chauds, l'été 2073 a aussi été sélectionné. Aucune canicule n'est détectée au cours de cet été, et il est associé à un petit nombre de records chauds. Cet été nous permet donc de comparer les résultats des canicules et étés chauds 2075, 2088 et 2092 à ceux d'un été comparativement froid.

Il est aussi intéressant de comparer les caractéristiques des canicules sélectionnées dans le modèle CNRM-CM5 aux 2 canicules les plus intenses observées en Europe jusqu'à aujourd'hui : les canicules de l'été 2003 et 2010 (Miralles et al., 2014; Fischer, 2014). Nous utilisons ici encore l'indice de sévérité des canicules introduit dans Schoetter et al. (2014) à partir de la même référence 1979-2008, ici calculée dans les observations E-OBS. La détection des canicules par cette méthode n'a été réalisée que jusqu'en 2008, et la canicule de l'été 2010 ne peut donc pas être renseignée par cet indice. La canicule de l'été 2010 a aussi été très intense (Barriopedro et al., 2011), mais elle était localisée en Europe de l'est et en Russie, des régions non incluses dans notre domaine. Ainsi, pour cette étude, la canicule la plus intense observée à laquelle nous pouvons faire référence est celle de l'été 2003.

La canicule de l'été 2003 a eu lieu pendant la première quinzaine du mois d'août, sur une durée de 11 jours selon l'indice de sévérité des canicules (panneau du haut figure 7.2). Son étendue spatiale est de 39% en moyenne (42% maximum), et son intensité de +3.3°C en moyenne sur l'Europe et jusqu'à +8°C (figure 7.2). La sévérité de cette canicule est finalement de 14.2 (°C.jours).

Ainsi, avec des sévérités respectives de 70.9, 57.6 et 53.4 (°C.jours), les canicules des étés 2075, 2088 et 2092 sélectionnées dans CNRM-CM5 sont bien plus intenses que celles de l'été 2003. Il serait intéressant de refaire l'analyse de sévérité de ces canicules avec pour référence une climatologie future afin de mieux estimer leur sévérité par rapport à leur futur climat moyen.



FIGURE 7.2 – Panneau du haut : Evolution journalière au long de l'été 2003 (en noir) et 2010 (en bleu) des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 1979-2008, moyennées sur l'Europe dans les observations E-OBS. Les traits gris représentent tous les étés entre 1950 et 2012. La bande grise signale la durée de la canicule telle que détectée par l'indice de sévérité des canicules. Panneau du bas : Distribution spatiale des anomalies de tasmax en 2003, moyennées sur la durée (D) de la canicule, dans les observations E-OBS.

7.3 Les canicules sélectionnées dans le modèle CNRM-CM5

Les étés chauds sélectionnés présentent tous un caractère extrême, et l'utilisation croisée de 5 indices différents nous a permis de dégager des caractéristiques pour chacun d'eux et de leurs canicules. Il s'agit alors de mieux comprendre les processus thermodynamiques et dynamiques responsables de l'établissement, la persistance ou l'amplification de chacun des événements extrêmes qui caractérisent ces étés.

En été et en Europe, une canicule ne peut s'établir que si une situation synoptique propice à son développement est présente (Lau and Nath, 2014), mais des processus physiques mis en jeu dans l'interaction complexe entre le sol et l'atmosphère peuvent ensuite amplifier la canicule (Della-Marta et al., 2007b; Stefanon et al., 2012; Fischer, 2014; Miralles et al., 2014). L'humidité des sols est notamment un facteur clé, et un déficit en humidité des sols a été mis en évidence à de nombreuses reprises comme responsable d'une amplification des températures pendant la canicule (Fischer et al., 2007b; Vautard et al., 2007; Lorenz et al., 2010; Hirschi et al., 2011; Jaeger and Seneviratne, 2011; Stéfanon et al., 2014; Whan et al., 2015).

7.3.1 Les contributions de la circulation atmosphérique

L'évolution journalière au cours de l'été des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) moyennées sur l'Europe nous renseigne aussi sur les étés sélectionnés (figure 7.3). La canicule de l'été 2075 s'établit ainsi au début du mois de juillet, avec une augmentation rapide des températures jusqu'à atteindre, au début de la canicule, des anomalies de tasmax moyennes sur le domaine d'environ $+6^{\circ}$ C par rapport à son climat moyen. La canicule persiste pendant 1 mois, avec des anomalies de tasmax oscillant autour de 4°C tout au long de l'événement.

La canicule de l'été 2088 est plus courte (figure 7.3). Elle se déclenche à la suite d'une période plutôt froide, et les anomalies de tasmax moyennes sur l'Europe augmentent de 10°C en l'espace de 15 jours, pour atteindre des valeurs de tasmax moyennes 7°C plus chaudes que dans le climat moyen de la période 2061-2090.

Ces canicules des étés 2075 et 2088 présentent des évolutions journalières comparables, avec une augmentation rapide des valeurs moyennes de tasmax en Europe. Puis, les anomalies moyennes de tasmax restent plutôt stables jusqu'à une chute brutale des températures marquant la fin de l'épisode caniculaire. Ce cycle de vie ressemble beaucoup à celui de la canicule observée de l'été 2003 (figure 7.2). La canicule de l'été 2088 a une durée comparable à celle de l'été 2003, mais est associée à des anomalies de tasmax moyennes plus intenses, et ce par rapport à leurs climats moyens respectifs. La canicule de l'été 2075 présente des anomalies de tasmax moyennes légèrement plus faibles que celles de l'été de 2003, mais sur une durée beaucoup plus longue.

La canicule de l'été 2092 ne ressemble pas à celles des étés 2075 et 2088 (figure 7.3). Les anomalies de tasmax moyennes sur l'Europe présentent des valeurs extrêmes (entre $+1^{\circ}C$ et $+7^{\circ}C$) par rapport au climat moyen de la fin du 21^{eme} siècle, et ce de manière plutôt constante tout au long de l'été. L'été 2092 présente donc des conditions proches de conditions caniculaires de manière plutôt constante au cours de l'été, contrairement aux canicules des étés 2075 et 2088.

Nous souhaitons ici déterminer la contribution des processus dynamiques et thermodynamiques tout au long du cycle de vie de ces canicules. Ces estimations sont réalisées dans le cadre des conditions futures simulées par le modèle, c'est à dire les conditions dans lesquelles ont lieu ces canicules. Nous entendons par processus dynamiques tout ce qui peut être expliqué par le forçage induit par la circulation atmosphérique, alors que les processus thermodynamiques font eux référence aux mécanismes physiques induits par les interactions entre le sol et l'atmosphère.

Les principaux processus physiques mis en jeu dans les interactions entre le sol et l'atmosphère sont présentés dans la partie suivante (7.3.2). Quant aux mécanismes dynamiques, la circulation atmosphérique est tout d'abord responsable de l'advection de chaleur et d'humidité. Elle influence aussi la direction et l'intensité des vents, la quantité de rayonnement reçu à la surface mais aussi les précipitations par la couverture nuageuse qu'elle contraint.

La composante expliquée par les processus dynamiques est estimée grâce à une technique dite d'ajustement dynamique (Deser et al., 2016). Elle est basée sur la reconstruction de circulations atmosphériques analogues, dont les prémices ont été introduits par Lorenz (1969), avant d'être plus amplement développés par van den Dool (1994, 2003). La reconstruction d'une circulation atmosphérique à partir de circulations analogues est par exemple utilisée dans l'étude de Cattiaux et al. (2010) pour déterminer la contribution de la dynamique dans les températures de surface froides observées pendant l'hiver 2010 en Europe. La méthode utilisée dans cette thèse a été adaptée de celle proposée dans Deser et al. (2016), dont les grandes étapes sont brièvement décrites ici :



FIGURE 7.3 – Évolution journalière au long d'un été des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 2061-2090, moyennées sur l'Europe, à partir de la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5. Les courbes grises représentent tous les étés entre 2050 et 2100, alors que les étés 2073, 2075, 2088 et 2092 sont mis en évidence en couleur sur chaque panneau. Les bandes rouges illustrent la durée de la canicule (D) telle que détectée par l'indice de sévérité. Les bandes oranges indiquent les deux autres canicules détectées pendant l'été 2092.

- 1. Soit SLP_{E_j} le champ de pression au niveau de la mer (SLP pour Sea Level Pressure) du jour j de l'été E, sur le domaine Européen considéré dans cette thèse (10°W :30°E ;35°N : 60°N).
- 2. Les N_a meilleurs analogues de SLP_{E_j} sont cherchés parmi un ensemble de 1550, appelé période d'apprentissage. Cette période d'apprentissage est définie dans les 5 membres des simulations RCP8.5 de CNRM-CM5 par une fenêtre de ±15 jours autour de j et ±5 ans autour de E (E étant exclu). La similarité du champ de SLP entre la cible et un analogue est mesurée grâce à la distance de TEWELES et du score de Wobus (Guilbaud and Obled, 1998; Obled et al., 2002), qui mesurent la similarité des gradients de pression horizontaux.
- 3. Un sous-ensemble de N_s analogues est aléatoirement tiré parmi les N_a analogues.
- 4. La combinaison linéaire optimale pour représenter SLP_{E_j} est calculée à partir des N_s analogues.
- 5. Les coefficients issus de cette combinaison linéaire optimale sont appliqués aux champs de tasmax correspondants aux N_s analogues de SLP_{E_i} .
- 6. La procédure d'échantillonnage aléatoire est répétée N_i fois.
- 7. Finalement les N_i ensembles d'analogues de SLP_{E_j} et de tasmax associés sont moyennés pour obtenir le meilleur estimateur de la composante de SLP_{E_j} et $tasmax_{E_j}$, expliqué par la dynamique uniquement.

Les contributions de la dynamique représentent finalement les effets moyens de la circulation atmosphérique sur les températures. Les rétro-actions moyennes entre le sol et l'atmosphère, communes aux circulations analogues, sont incluses dans ces contributions de la dynamique. La différence entre le champs cible et l'estimation des contributions dynamiques permet de distinguer les contributions de la thermodynamique et les résidus, principalement les erreurs liées à la méthode, et des non linéarités induites par les rétro-actions. Les contributions de la thermodynamique représentent les variations dans les rétro-actions entre le sol et l'atmosphère. Par exemple, un forçage de la surface sur les conditions atmosphériques en été a été suggéré, avec un maintien et une amplification des conditions de circulation anti-cycloniques (Ferranti and Viterbo, 2006; Fischer et al., 2007b; Zampieri et al., 2009). De telles rétro-actions sur la circulation sont comprises dans les contributions de la thermodynamique.

Les résultats de l'ajustement dynamique pour l'été 2075 sont présentés sur la figure 7.4 pour le trio de paramètres $(N_a, N_s, N_i) = (300, 200, 100)$. Les contributions de la dynamique reproduisent correctement l'évolution journalière des anomalies de tasmax moyennées sur l'Europe (panneau du haut de la figure 7.4). La circulation atmosphérique est donc à l'origine du déclenchement de la canicule. Le forçage par l'atmosphère n'explique pas la totalité des anomalies de tasmax, notamment pendant les quelques jours suivant le déclenchement et la fin de la canicule. Des variations dans les interactions entre le sol et l'atmosphère sont donc probablement responsables de l'amplification des températures au début du déclenchement, se traduisant par un forçage du sol sur les températures. Lors des 3 jours postérieurs à la canicule, la chaleur accumulée dans le sol permet probablement un réchauffement de la surface.

Le choix des paramètres est le résultat de nombreux tests. La répétition de l'échantillonnage assure la robustesse (Deser et al., 2016). En effet, l'estimation des contributions dynamiques résultant d'un nombre réduit d'itérations (N_i) est plus bruitée (figure 7.5). La combinaison finale des paramètres $(N_a, N_s, N_i) = (300, 200, 100)$ est celle pour laquelle les meilleurs résultats sont obtenus pour l'ensemble des 3 étés chauds sélectionnés, selon des mesures de valeurs d'erreurs moyennes quadratiques non présentées ici.



FIGURE 7.4 – Illustration des résultats de l'ajustement dynamique pour l'été 2075 avec les paramètres $(N_a, N_s, N_i) = (300, 200, 100)$, à partir de la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5.

Panneau du haut : Évolution journalière au long de l'été des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 2061-2090, moyennées sur l'Europe (en rouge). La courbe noire correspond aux températures reconstruites par l'ajustement dynamique, soit celles induites par les contributions dynamiques, avec une incertitude donnée par \pm un écart-type (zone grisée). La bande rouge illustre la durée de la canicule (D) telle que détectée par l'indice de sévérité.

Panneau du bas : Distribution spatiale des anomalies de tasmax à la période 2061-2090, moyennées sur la durée (D) de la canicule (bande rouge du panneau du haut) à gauche, et la différence entre les températures simulées et reconstruites à droite, soit la contribution des processus thermodynamiques principalement.

Quant au domaine spatial de recherche des analogues de circulation, les tests ont montré qu'un domaine restreint au domaine d'intérêt donnait les meilleurs résultats. L'ajustement dynamique réalisé à partir de données mensuelles nécessite cependant un plus large domaine que celui sur lequel le champ à reconstruire est considéré (Deser et al., 2016, Terray et al. 2016, en cours de préparation). Une plus ample étude serait nécessaire à la compréhension de ces différences, qui pourraient être expliquées par une plus grande variabilité à l'échelle journalière que mensuelle.

L'évolution journalière des anomalies de tasmax moyennées en Europe au cours des 4 étés étudiés ici est très bien expliquée par les contributions dynamiques (panneau du haut des figures



FIGURE 7.5 – Même figure que le panneau du haut de la figure 7.4 pour les paramètres $(N_a, N_s, N_i) = (300, 200, 10)$.

7.4,7.6,7.8 et 7.9). Ce résultat confirme qu'en été et en Europe, les températures de surface sont en premier lieu contrôlées par le forçage atmosphérique, en particulier pour les événements caniculaires (Della-Marta et al., 2007b; Stefanon et al., 2012; Fischer, 2014; Lau and Nath, 2014; Miralles et al., 2014).

De même que pour la canicule 2075, les contributions dynamiques représentent correctement le déclenchement de celle de l'été 2088, traduisant un fort contrôle par la circulation atmosphérique (panneau du haut de la figure 7.6). L'évolution de la circulation atmosphérique avant, pendant, et à la fin de la canicule est proche pour les étés 2075 et 2088. L'évolution des conditions synoptiques au cours de l'été 2075 est présentée sur la figure 7.7. Un flux de sud est à l'origine du déclenchement de la canicule (jours 187-196). Puis, l'anticyclone s'installe en Europe et reste bloqué pendant toute la durée de la canicule. Enfin, un flux de nord transporte des masses froides en Europe, mettant fin à l'épisode caniculaire (jours 217-226).

De façon similaire à la canicule de l'été 2075, une amplification des températures est associée aux contributions thermodynamiques pendant la canicule de l'été 2088 (figure 7.6). Cette amplification est cependant plus importante en 2088 qu'en 2075, et ce pendant toute la durée de l'événement.

Durant l'été 2092, les températures simulées sont assez stables. Les variations des températures reconstruites par l'ajustement dynamique sont moins importantes que durant les étés 2075 et 2088 (panneau du haut de la figure 7.8). De plus, lors de la première moitié du mois de juillet (jours 182 à 196), ces températures reconstruites présentent une tendance négative, qui est moins présente dans les températures simulées. Au cours de l'été, les conditions synoptiques fluctuent, et ne présentent donc pas une situation atmosphérique persistante qui pourrait expliquer des anomalies de températures chaudes et plutôt stables pendant les 3 mois (non montré). Ceci laisse penser à une contribution importante du sol, qui pourrait être à l'origine de si peu de variations journalières au cours de l'été 2092. Pourtant, les températures reconstruites sont proches des températures simulées, et ce tout au long de l'été. Le forçage par le sol pourrait être représenté dans les contributions dynamiques par une contribution moyenne comprise dans les circulations analogues. Nous revenons sur les contributions du sol pour cet été plus amplement dans la suite.

Les canicules des étés 2075 et 2088 sont toutes les deux localisées dans le centre du domaine (carte de gauche des figures 7.4 et 7.6). Des valeurs maximales d'anomalies moyennes de tasmax de l'ordre de $+12^{\circ}$ C sont situées au sud de l'Allemagne pour la canicule de 2088, alors que les



FIGURE 7.6 – Même figure que la figure 7.4 pour l'été 2088.

valeurs maximales de celle de 2075 se situent un peu plus à l'est et sont de l'ordre de $+7^{\circ}$ C. Comme déjà mis en évidence avec l'indice de sévérité des canicules, la canicule de l'été 2088 est la plus intense en moyenne sur la durée respective de l'événement. Entre 0° et 20°E, l'anomalie de tasmax moyenne durant de la canicule de l'été 2088 est même supérieure à la valeur maximale de l'anomalie moyenne de tasmax pour la canicule de l'été 2075.

Les distributions spatiales de la différence moyenne pendant les canicules entre les températures simulées et reconstruites indiquent que les contributions thermodynamiques sont responsables d'une amplification des températures pendant les canicules (carte de droite des figures 7.4 et 7.6). Cette amplification est plus importante en 2088 qu'en 2075 (jusqu'à 4°C), et ce particulièrement au centre du domaine où les températures simulées sont les plus extrêmes. Ainsi, les canicules des étés 2088 et 2075 sont des canicules assez semblables en terme de localisation géographique, de saisonnalité et de cycle de vie, avec pour différences que la canicule de l'été 2075 est plus longue, alors que celle de l'été 2088 implique des températures plus extrêmes, et ce sur une étendue spatiale plus grande. Ce sont toutes les deux des canicules contrôlées principalement par le forçage atmosphérique, avec une amplification des températures induite par des processus thermodynamiques, plus particulièrement pour la canicule de l'été 2088. Cette amplification pourrait être expliquée par des conditions estivales sèches. Vautard et al. (2007) et Zampieri et al. (2009) ont montré que les conditions sèches en été dans le nord-ouest de l'Europe



FIGURE 7.7 – Évolution au cours de l'été 2075 des anomalies moyennes à la période 2061-2090 des champs de géopotentiel (en couleurs) et des vents à 500hPa (en contours) sur des fenêtres glissantes de 10 jours, dans la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5.

pourraient être amenées par la circulation depuis le pourtour méditerranéen, où des conditions sèches et chaudes à la fin du printemps seraient induites par un déficit en précipitations en hiver. L'amplification pourrait aussi être en partie expliquée par des processus locaux d'assèchement des sols au printemps.

La distribution spatiale des anomalies moyennes de tasmax sur la durée de la canicule de l'été 2092 présente une organisation différente des canicules des étés 2075 et 2088, selon un gradient méridional (carte de gauche de la figure 7.8). Les valeurs maximales des anomalies moyennes



FIGURE 7.8 – Même figure que la figure 7.4 pour l'été 2092.

de tasmax (jusqu'à $+10^{\circ}$ C) sont localisées dans le nord de l'Europe, alors que le pourtour méditerranéen présente même des valeurs négatives. En se référant à l'étude de classification des types de canicules en Europe par Stefanon et al. (2012), les canicules des étés 2075 et 2088 pourraient appartenir à une classe différente de celle de l'été 2092, respectivement celle des canicules d'Europe de l'ouest et celle de Scandinavie.

Pour finir, l'été 2073 est donc un été froid par rapport au climat moyen de la fin du 21^{ème} siècle, et ce de manière homogène sur le domaine européen (figure 7.9). Les températures reconstruites par la technique d'ajustement dynamique expliquent très bien l'évolution des anomalies de tasmax moyennes sur l'Europe, ainsi que leurs distributions spatiales en moyenne sur l'été.



FIGURE 7.9 – Même figure que la figure 7.4 pour l'été 2073.

7.3.2 Les contributions des processus physiques dans les interactions entre le sol et l'atmosphère

Précédemment, nous avons mis en évidence de fortes amplifications des températures par les contributions thermodynamiques, en particulier pendant la canicule de l'été 2088. Des variations dans les rétro-actions entre le sol et l'atmosphère sont ainsi responsables d'une augmentation des températures extrêmes pendant l'épisode caniculaire de l'été 2088, ainsi que celui de 2075. Nous avons aussi émis l'hypothèse d'un forçage par le sol des températures tout au long de l'été 2092, mais pas particulièrement pendant l'épisode caniculaire. Nous explorons ici les contributions et les mécanismes physiques mis en jeu dans les interactions entre le sol et l'atmosphère au printemps 2092, des contributions qui pourraient jouer un rôle important dans le préconditionnement des fortes températures de l'été.

La canicule de l'été 2092 est localisée dans des régions où la couverture neigeuse en hiver est plus importante que dans le reste de l'Europe. Or les projections indiquent une forte diminution de la couverture de neige au cours du 21^{ème} siècle (de Vries et al., 2013). La couverture neigeuse de l'hiver 2092 est probablement faible, car le contenu en humidité des sols au printemps 2092 est parmi les plus faibles entre 2061 et 2090 (deuxième panneau de la figure 7.10). De plus, autour des jours 60 et 90, deux vagues de chaleur printanières viennent puiser dans les ressources en eau du sol et faire diminuer l'humidité totale contenue dans les sols (premier panneau de la figure 7.10). Des épisodes précipitant font remonter le contenu en humidité des sols, comme par exemple au jour 94, mais l'apport en eau par les précipitations n'est pas assez suffisant (troisième panneau de la figure 7.10). Ainsi, le contenu en humidité des sols diminue au cours du printemps jusqu'à atteindre des anomalies très faibles au début de l'été (le début du mois de juin correspond au jour 152).

À partir de la fin de l'épisode précipitant du début du mois d'avril (jour 94 environ), une tendance positive est observée dans les températures journalières maximales, qui, à partir de la mi-mai, atteignent des valeurs intenses (jour 130 environ), parmi les plus chaudes du climat de référence de la fin du 21^{ème} siècle. Puis les anomalies moyennes de tasmax en Europe restent stables pendant tout l'été, avec, comme mis en évidence précédemment, 3 canicules détectées, dont une parmi les plus sévères des 30 dernières années du siècle.

Dès le début du mois de juin, une tendance négative est présente dans les anomalies moyennes d'évapotranspiration¹ et de fraction évaporative² (quatrième et cinquième panneaux de la figure 7.10). La tendance négative de ces 2 variables traduit une limitation de l'évapotranspiration par l'humidité des sols disponible, qui engendre une diminution de la contribution du flux de chaleur latente par rapport au flux de chaleur sensible, avec pour conséquence directe un réchauffement des basses couches de l'atmosphère. De plus, le mois de juin est caractérisé par une faible couverture nuageuse (dernier panneau de la figure 7.10). Le rayonnement solaire reçu à la surface est donc plus important, favorisant aussi de fortes températures.

Puis, au cours des mois de juillet et août (à partir du jour 180 environ), les anomalies moyennes d'évapotranspiration, de fraction évaporative et de couverture nuageuse se stabilisent, voire augmentent légèrement. Pourtant, les anomalies moyennes de tasmax restent stables. Il reste encore à comprendre pourquoi. Peut-être que dans un climat futur, les contributions du sol dans l'amplification des températures pourraient être négligeables en juillet et en août suite

^{1.} L'évapotranspiration correspond à la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère par l'évaporation de l'eau et la transpiration des plantes.

^{2.} La fraction évaporative mesure la contribution relative du flux de chaleur latente par rapport à la somme des flux turbulents de chaleur sensible et latente à la surface. Contrairement au rapport de Bowen, le dénominateur ne tend jamais vers zéro et permet donc de mieux mettre en évidence la contribution relative du flux de chaleur latente.

à des conditions climatologiques toujours trop arides.

Mais les mécanismes discutés précédemment sont liés par des boucles de rétro-actions. La combinaison d'une faible évapotranspiration, d'un faible contenu en humidité des sols et de fortes températures contribue en partie à diminuer l'humidité relative dans l'atmosphère. La condensation, et donc la formation des nuages, sont plus dures à atteindre. Ceci implique une diminution des précipitations et une augmentation de la quantité de rayonnement solaire reçu à la surface, avec des conséquences directes sur l'humidité des sols.

Finalement, au cours du printemps 2092, le déficit en humidité des sols entraîne une amplification des températures extrêmes à travers les mécanismes mis en jeu dans les interactions entre la surface et l'atmosphère. Ces contributions thermodynamiques préconditionnent l'état des sols et de fortes températures de surface. Durant l'été, des conditions synoptiques favorables sont concomitantes avec les conditions sèches des sols, expliquant que les températures restent hautes et stables, avec 3 canicules détectées au cours de la saison.

Les limites de ces analyses moyennes en Europe sont aussi atteintes. En effet, le domaine Européen pris en compte ici est séparé en 2 régions pour lesquelles les facteurs limitant l'évapotranspiration sont différents. En moyenne, les modèles présentent une évapotranspiration limitée par l'énergie solaire reçue à la surface dans le nord de l'Europe, mais limitée par le contenu en humidité des sols dans le sud. De plus, ce découpage en 2 régions et ces relations vérifiées dans le climat présent sont susceptibles d'être modifiés en réponse au réchauffement climatique (Boé et al., 2008).



FIGURE 7.10 – Séries temporelles : Évolution journalière au cours du printemps et de l'été des anomalies à la période 2061-2090 moyennes en Europe pour : la température de surface de l'air journalière maximale (tasmax), l'humidité de la surface des sols (mrsos), les précipitations (pr), l'évapotranspiration (evspsbl), la fraction évaporative et la couverture nuageuse (clt; de haut en bas par ordre de citation). Tous les étés entre 2006 et 2100 sont représentés en noir, alors que l'été 2092 est représenté en rouge.

Distributions accolées : Fonctions de densité de probabilité moyennes en été et en Europe pour les champs correspondants, sur la période 2061-2090 (en noir) et 2092 (en rouge).

Chapitre 8

De l'utilisation de la modélisation climatique régionale pour l'étude des changements de températures extrêmes

Sommaire		
8.1	Le n	nodèle ALADIN : un modèle de climat régional
8.2	Évol	utions passée et future des étés chauds records en France 170
	8.2.1	Résumé
	8.2.2	Article en préparation
	8.2.3	Suppléments de l'article

Dans ce chapitre, nous introduisons tout d'abord le modèle de climat régional ALADIN. Dans un second temps, nous présentons une étude sur l'évolution des valeurs extrêmes de température en France au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle, qui a fait l'objet d'un article. Les analyses de cette étude sont menées à partir d'un jeu de stations d'observations et d'une des simulations à haute résolution du modèle ALADIN, que l'on compare à un ensemble de modèles CMIP5.

8.1 Le modèle ALADIN : un modèle de climat régional

Le développement du modèle ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) a commencé dans les années 1990 par un consortium de centres météorologiques européens, dans une version à l'origine destinée à la prévision numérique opérationnelle (Bubnová et al., 1995; Radnoti et al., 1995). Depuis le début des années 2000, ALADIN est utilisé comme modèle climatique régional (MCR) et est développé au sein du groupe climat du laboratoire CNRM-GAME. Dans cette version climat, ALADIN-Climat (Spiridonov et al., 2005) est utilisé pour participer à des exercices internationaux de comparaison de données issues de MCRs, tel que le projet européen ENSEMBLES (Hewitt, 2004). À l'image des exercices CMIP (Coupled Model Intercomparaison Project) d'inter-comparaison des modèles globaux climatiques, les exercices CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment ; Giorgi et al., 2009) permettent d'évaluer et d'améliorer les MCRs et ce dans différentes régions du monde. Le modèle ALADIN a ainsi participé à l'exercice Med-CORDEX, dans le cadre du projet HyMeX, dédié à l'étude du cycle hydrologique dans la région Méditerranéenne (Drobinski et al., 2014), et dernièrement au projet EURO-CORDEX (Jacob et al., 2013) se focalisant sur un plus grand domaine européen (figure 8.1).



FIGURE 8.1 – Orographie (m) dans les modèles CNRM-CM5 (en haut) et ALADIN à 50km (en bas à gauche) et 12km (en bas à droite) de résolution spatiale, pour le domaine EURO-CORDEX. Les points mer sont masqués.

Dans cette thèse, nous utilisons les simulations réalisées avec le modèle ALADIN-Climat (appelé ALADIN dans la suite de document) dans le cadre du projet EURO-CORDEX. Les modèles participant au projet EURO-CORDEX ont fourni des simulations à deux résolutions horizontales : à 0.44° et 0.11° (EUR-44 et EUR-11), soit approximativement 50km et 12km (figure 8.1). Cette dernière résolution est plus fine que celles des projets antérieurs tels que les projets PRUDENCE (Christensen et al., 2002) et ENSEMBLES (Hewitt, 2004; van der Linden and Mitchell, 2009), avec des résolutions à 50km et 25km respectivement.

Le modèle ALADIN est en fait une version à aire limitée du modèle ARPEGE, le modèle

atmosphérique du modèle couplé global CNRM-CM5. La version d'ALADIN utilisée pour les simulations EURO-CORDEX (ALADIN-Climat 5.3 V1) a une physique proche de celle de CNRM-CM5 (flux turbulents à la surface, rayonnement, etc.). Les différences entre ces deux modèles proviennent principalement du traitement de l'interface entre le sol et l'atmosphère, mais leurs descriptions des bilans d'eau et d'énergie au sol sont très proches. Finalement, même si les modèles ALADIN et CNRM-CM5 ne partagent pas exactement les mêmes physiques, celles-ci restent suffisamment proches pour pouvoir comparer les résultats dans les simulations de ces modèles. Pour correctement dégager l'impact de la haute résolution, il faudrait que les deux modèles partagent exactement les mêmes physiques, dynamiques et codes numériques. Une telle expérience fait partie d'un protocole communément appelé "Big-Brother" et décrit par Laprise (2008).

Un modèle atmosphérique à aire limitée a nécessairement besoin qu'on lui prescrive des conditions de bords (les conditions synoptiques de l'atmosphère) et de surface des océans. Les forçages des simulations EURO-CORDEX proviennent des simulations du modèle CNRM-CM5 (le membre r1i1p1), et on s'intéresse ici encore aux simulations historiques et futures (RCP8.5; van Vuuren et al., 2007). La réalisation d'une simulation climatique avec le modèle ALADIN forçé par le modèle CNRM-CM5 suit les grandes étapes suivantes : le pas de temps du modèle est d'environ 20 minutes (1350 secondes), et toutes les 6 heures, 5 variables de grande échelle (vorticité, divergence, température, humidité et le logarithme décimal de la pression à la surface) sont couplées à des fichiers interpolés à partir des simulations de CNRM-CM5 dans une zone tampon entourant le domaine, alors que la température de surface de la mer, la glace de mer et les concentrations en aérosols sont quant à elles mises à jour tous les mois. Cette technique est appelée descente dynamique d'échelle (dynamical downscaling), car le modèle régional développe des petites échelles considérées comme cohérentes à la fois à l'intérieur du modèle mais aussi avec les conditions synoptiques imposées aux conditions latérales (Laprise et al., 2008).

Finalement, les conditions synoptiques de l'atmosphère sont forcées toutes les 6 heures avec le modèle ALADIN. On pourrait donc s'attendre à ce que les événements météorologiques du modèle régional soient proches de ceux du modèle forçeur. Cependant, l'atmosphère est chaotique, et de nombreuses études ont montré que le rôle de la variabilité interne dans un MCR ne peut pas être négligé (Giorgi and Bi, 2000; Rinke and Dethloff, 2000; Alexandru et al., 2007; Lucas-Picher et al., 2008b; de Elía et al., 2013, parmi d'autres), et ce aussi notamment en Europe, comme cela a été montré à partir des projets PRUDENCE (Vidale et al., 2007) et ENSEMBLES (Fischer and Schär, 2009).

Afin d'imposer une contrainte plus forte aux conditions atmosphériques du forçage, la technique du rappel spectral est une bonne alternative. Elle consiste à rajouter des termes de rappel aux variables dynamiques, par exemple dans les couches les plus hautes de l'atmosphère, afin de laisser les couches les plus basses libres de s'adapter aux conditions de surface (Waldron et al., 1996; von Storch et al., 2000). Cependant, un fort rappel peut aussi dégrader la qualité d'une simulation, comme cela a été montré par Alexandru et al. (2009), avec une diminution de l'intensité des précipitations extrêmes associées aux plus forts rappels spectraux de ses expériences. Ainsi, la technique du rappel spectral nécessite des précautions d'usage et son utilisation dépend principalement de la question à laquelle on veut répondre.

Le rappel spectral n'a pas été mis en place dans les simulations EURO-CORDEX historiques et futures étudiées ici, et la variabilité interne est donc libre de s'exprimer à l'intérieur du domaine. Mais comme discuté précédemment, cette liberté est relative du fait de la contrainte du forçage aux frontières latérales et à la surface de l'océan, et sur des échelles de 30 ans, on s'attend à ce que les statistiques entre les simulations EURO-CORDEX à 50km et 12km et la simulation CNRM-CM5 soient proches. En revenant à une métrique largement présentée dans cette thèse, on montre que le nombre estival moyen de records journaliers chauds dans les 3 dernières décennies du siècle est comparable entre ces simulations (figure 8.2). L'apport de la haute résolution est visible à l'échelle locale, et ce particulièrement dans les régions côtières et montagneuses. Cependant, des différences existent sur des domaines relativement grands entre les deux simulations EURO-CORDEX, comme par exemple au niveau de la botte italienne, avec une plus forte augmentation des records à 50km. Mais une seule simulation par résolution est disponible, et il est alors difficile de comprendre si ces différences peuvent être principalement expliquées par les différences de résolution spatiale ou par de la variabilité interne. La réalisation d'ensembles pour la modélisation des canicules futures parait alors nécessaire pour correctement estimer le rôle des différences de résolution des effets de la variabilité interne.

Le projet EURO-CORDEX est un projet récent (les premières réunions de mise en place datent de 2011), et il y a donc encore peu d'études publiées à partir des données générées par les MCRs de ce projet. Les études de Vautard et al. (2013), Kotlarski et al. (2014), Katragkou et al. (2015) ont évalué les différentes simulations d'évaluation (simulations forcées par des réanalyses) entre elles, mais aussi par rapport aux simulations ENSEMBLES, alors que Jacob et al. (2013) évaluent les simulations historiques et futures. Les études de Vautard et al. (2013), Kotlarski et al. (2014) et Jacob et al. (2013) montrent que la haute résolution (12km) implique une augmentation des précipitations dans les modèles. L'étude de Katragkou et al. (2015) montre que des biais importants existent sur la représentation des précipitations extrêmes en été, et les auteurs évaluent ces biais en fonction des choix de paramétrisation faits dans les MCRs. Un résultat important est la réduction du biais systématique d'étés trop chauds et trop secs mise en évidence dans l'ensemble EURO-CORDEX par Kotlarski et al. (2014).

À partir des simulations d'évaluation, Vautard et al. (2013) se sont intéressés à la représentation des vagues de chaleur dans l'ensemble EURO-CORDEX. Les auteurs montrent que la plupart des modèles surestiment les extrêmes chauds en été dans le sud de l'Europe, alors qu'ils sont sous-estimés dans le nord de l'Europe. Les canicules simulées sont généralement trop persistantes et trop intenses, avec une variabilité temporelle trop importante pour les températures extrêmes. Les simulations à 12km ont un biais de persistance réduit par rapport aux simulations à 50km. Un tel apport de la haute résolution n'est cependant pas clairement obtenu pour l'intensité des canicules, ni pour la variabilité des températures extrêmes. Finalement, l'étude de Vautard et al. (2013) montre que les vagues de chaleur ne sont pas mieux reproduites dans les simulations d'évaluation à 12km que dans celles à 50km.

Les données du modèle ALADIN n'ont été disponibles qu'après la publication de ces articles, et il n'existe pas à l'heure actuelle d'évaluation des simulations de ce modèle par rapport aux simulations des autres MCRs du projet. Une telle évaluation serait intéressante pour mieux comprendre les biais du modèle.



FIGURE 8.2 – Distribution spatiale du nombre moyen de records journaliers chauds en été dans les 30 dernières années du 21^{ème} siècle dans la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5 et les simulations EURO-CORDEX à 50km et à 12km.

8.2 Evolutions passée et future des étés chauds records en France

8.2.1Résumé

En France, la canicule de l'été 2003 a eu de nombreux impacts. De lourdes pertes humaines ont notamment été observées, avec 15000 morts supplémentaires associées à cet été là. La France, comme de nombreux pays européens, a aussi enregistré de nombreux records absolus de records chauds pendant cet événement caniculaire intense. Dans cette étude, nous nous intéressons aux évolutions observées et projetées des records journaliers de température estivale en France, ainsi qu'aux étés records, au sens d'extrêmement chauds, tel que celui de 2003.

En réponse aux émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols, les projections climatiques indiquent une augmentation de l'occurrence des événements extrêmes de température au cours du siècle. Cet article propose d'apporter des éléments de réponse aux questions que de telles projections soulèvent, en particulier :

- Quelle est l'évolution observée des records de température estivale en France?
- Comment sont caractérisées les projections de ces étés chauds, en termes d'occurrence et d'intensité?
- Pourrait-on, au cours du siècle, expérimenter un été chaud record avec une intensité aussi importante voire supérieure (relativement, par rapport à son climat moyen) que celle de 2003?
- Quelles sont les valeurs extrêmes de température journalière maximale qui pourraient être expérimentées dans le futur climat de la France à la fin du 21^{ème} siècle?

Cette étude est menée à l'aide d'une simulation à haute résolution spatiale (12km) réalisée avec le modèle ALADIN dans le cadre du projet EURO-CORDEX. Les températures simulées par ALADIN sont comparées à un ensemble de 29 modèles CMIP5, sous le scénario d'émissions anthropiques RCP8.5. L'étude du climat à fine échelle doit être associée à des observations de qualité, capturant les distributions régionales voire locales. Ici, nous utilisons un nouveau jeu de stations d'observations de données journalières de température maximale et minimale en France. Les distributions spatiales des changements de valeurs maximales des records sont étudiées à l'aide d'une technique de regroupement géographique des stations adaptée à l'étude des événements extrêmes. Cette méthode est plus amplement présentée dans l'article proposé en annexe de ce document, publié dans Weather and Climate Extremes (Bador et al., 2015a).

A l'aide des modèles de climat, nous montrons tout d'abord une augmentation importante de l'occurrence des records journaliers chauds de température en été en France au cours du siècle. Une augmentation de l'occurrence des étés chauds records est aussi projetée dans le siècle. L'été 2075 est notamment mis en évidence, du fait de la forte intensité de ses températures extrêmes. Un nombre de nouveaux records similaire à celui observé en 2003 est associé à cet été du climat futur, et ce relativement par rapport à son climat moyen. L'impact d'un tel été dans un climat estival futur en moyenne 6°C plus chaud est discuté. À l'image de la canicule de l'été 2003 dans les observations, l'empreinte de cet été record chaud est visible dans les valeurs maximales des records de température à la fin du 21^{ème} siècle. L'augmentation de température associée à ces records dans le climat futur est aussi supérieure à l'augmentation associée aux records établis en 2003.

Finalement, une estimation conservatrice de l'augmentation des valeurs maximales des records journaliers de température en été est donnée à l'aide de la simulation du modèle ALADIN à l'horizon 2100. Ces valeurs sont comparées à des valeurs actuelles de records absolus de température de l'ordre de 42°C en France. Dans le nord et l'est du pays, les projections de

l'augmentation des valeurs maximales des records de température en été sont respectivement de 4.4°C et 6.6°C en moyenne, avec des augmentations maximales de 7.7°C et 9.9°C. Les projections de ces changements dans le bassin sud-ouest sont proches de celles de l'est de la France, alors qu'elles sont plus faibles en Bretagne. Autour du bassin méditerranéen, les projections indiquent des augmentations de ces valeurs maximales de 5.8°C en moyenne, et des augmentations maximales de 7.7°C. Ces augmentations de valeurs maximales des températures extrêmes à l'horizon 2100 sont comparées à celles des modèles CMIP5. La médiane de la distribution des modèles indique une augmentation maximale des valeurs maximales des records journaliers de température en été et en France de 11.8°C. Les estimations basse et haute de la distribution des modèles indiquent des augmentations maximales de 9°C et 13.2°C en été en France. Les estimations des augmentations les plus importantes des valeurs des records de température indiquées par le modèle ALADIN en été en France sont donc similaires à l'estimation basse des modèles CMIP5.

8.2.2 Article en préparation

Past and future evolution of record hot summers in France

Margot Bador • Laurent Terray • Julien Boé • Anne-Laure Gibelin • Brigitte Dubuisson • Antoinette Alias

Introduction

The 2003 heatwave caused many thousands of additional deaths in Europe (including 15,000 in France) as well as large perturbations to natural European systems such as forest fires, low river flows and lake levels, extreme snow and glacier-melt, crop losses and air pollution (Garcia-Herrera et al., 2010). This period of extreme summer heat is thought to be the warmest for up to 500 years, and many European countries experienced their highest temperatures on record. For instance many temperature records in France were established during the 2003 heatwave showing that this event was particularly intense and widespread over France. Temperatures in France soared to 40°C and remained unusually high for two weeks in August 2003. Climate change scenarios based on state-of-the-art climate models suggest that human influence is expected to significantly increase the occurrence of extreme hot summers (Bindoff et al., 2013). Here we focus on France record hot summer (RHS) events defined as a summer having a large number of record-breaking daily maximum temperatures (see methods for the precise definition, part 8.2.3). These RHS events are by definition extreme ones as they have never been experienced before (at least in the instrumental record or in simulations of the past in a model context).

As the imprint of anthropogenic forcing on the current observed warming trend over France (Gibelin et al., 2014) has been detected (Ribes et al., 2010), its expected continuation will almost certainly lead to an increased number of warm record-breaking temperatures over the years (Redner and Petersen, 2006; Wergen and Krug, 2010). Summer surface mean temperatures are projected to increase up to 6°C in average under a business-as-usual emission scenario of greenhouse gases (Terray and Boé, 2013). This mean warming would induce a shift of the

temperature distribution towards warmer values, possibly associated with increased variance over Europe (Christidis et al., 2014). Yet, the likelihood of an increased occurrence of RHS events has not been fully investigated in current climate projections over France. We ask the following questions : what is the projected evolution of summer record-breaking temperatures over France? Shall we expect future RHS events with increased occurrence and/or amplitude? Can we experience a future RHS event with amplitude as large or even larger (relative to its mean climate) to that of 2003? What are the maximum temperature values that we could experience during the 21st century?

Here we first study the past and future evolution of summer temperature records in France based on observed and simulated temperature data (see methods, part 8.2.3). We then identify and compare past and future RHS using both observed and simulated data. The latter are provided by a large ensemble of global coupled models and by a very-high spatial resolution (12 km) version of the ALADIN regional climate model (RCM) driven by the CNRM-CM5 model. We then focus on one large amplitude RHS occurring in 2075 in the ALADIN simulation showing that a large amplitude RHS can still occur even in a much warmer mean climate. We finally give a conservative estimate of the maximum temperature change and absolute value that we could experience during the 21st century.

Results

Observed summer maximum record values are extracted from a French new dataset of observations (Figure 8.3,a). Minima (between $\approx 30^{\circ}$ C and 35° C) are found in coastal area and for mid-to-high altitude stations (the Alps and the Massif Central). Everywhere else, the summer maximum record values range between $\approx 36^{\circ}$ C and 42° C, with a maximum reaching 42.7°C near the Mediterranean coast in South-Eastern France. About 75% of the stations recorded summer maximum values higher than 38° C, 35% higher than 40° C, and 5% higher than 42° C.

From one summer to the next, record-breaking temperatures occur, which is the necessary but not sufficient condition for a new summer maximum record values to be established (Figure 8.3,b; see Methods, part 8.2.3). It is relevant to note that in a stationary climate (no displacement and no change in the shape of the distribution over the time), the breaking of new records is expected to decrease with the years, as a decay in $\frac{1}{n}$, where *n* is the *n*th year since the initialization (see Methods for more information). The occurrence of new summer maximum record values at the end of the period is then the signature of very extreme events and/or a significant warming trend.

The 2003 heat wave in France is a perfect example of such exceptional breaking of warm records (Figure 8.3,b). This heat wave appears mostly after several decades of temperature observation, but more than 70% of the stations reach a new maximum record value during the 2003 summer. In addition, the persistence of the 2003 new records is substantial. Around 97% of them last until the end of the observed period and lead to the final map of records. The 2003 heat wave fingerprint is responsible of most of the current summer maximum record values in France, and yet it occurred before the end of the observed period under warming conditions. This shows again the exceptional characteristics of this heat wave (Schär, 2004). More than 70% of the current records higher than 40°C are attributed to the 2003 heat wave. Without this heat wave, the current summer maximum record values would have been colder in a large part of France, especially above 44°N (Supplementary Figure 8.7).

The 2003 heat wave is also a unique event over the observed period in France with regard to the occurrence of record-breaking temperatures (Figure 8.4,a-b). The median number of summer warm records from the set of stations is more than 7 times higher than expected in a stationary



FIGURE 8.3 – Summer maximum record values of daily maximum temperature from the SQR observations in 2009 (left) and its yearly evolution (right). Left : Records are calculated from the longest possible time series for every station. The location of the french maximum record value is indicated by a star and its value is written next to it. Right : Stations are ordered by growing altitude, represented by the black curve at the right of the figure. The 2003 heat wave is marked in red. This figure also shows the spatio-temporal distribution of the SQR stations for daily maximum temperatures.

climate (where the expected value is 1; see Methods, part 8.2.3), and up to 23 for the warmest stations. The very large number of warm records in 2003 is unique in the observed records, as the median number of records generally evolves between 0 and 3 times the expected record rate in a stationary climate.

The striking impact of the 2003 heat wave is shown on both day and night temperatures (Black et al., 2004). During this summer, more than 75% of the stations experience no occurrence of cold record over all the 92 days of the summer, which is also unique in the observed records (Figure 8.4,b).

We use a simulation of the ALADIN regional model (Radnoti et al., 1995; Bubnová et al., 1995), at high horizontal resolution (12km), to assess the future changes of these observed record-breaking temperatures. A high-resolution simulation allows a better representation of physical processes (see Methods, part 8.2.3). First, the observed and simulated cold and warm record evolutions are compared over the historical period (Figure 8.4,c-d). The spatio-temporal sampling of the observations is applied to the simulated temperatures for a better comparison of the results.

In the second half of the 20th century, both observed and simulated evolutions of cold and warm record-breaking temperatures oscillate around the expected rate of records in a stationary climate (Figure 8.4). But from the 1980s onwards, a change in records is observed, particularly with a decreasing number of cold record but also an increasing number of warm record. The model simulates the deviation from a stationary climate, particularly through the decreasing number of cold records (Figure 8.4,c-d). At the end of the period, an increasing number of stations (and model representative) experiences no breaking of cold record during all the 92 days of the summer season.

The model generally reproduces the changes in record evolution over the observed period. Except for the very intense observed heat wave of 2003, observed and simulated peaks of warm records are about the same magnitude. We do not expect the model to reproduce such an extreme heat wave because the observed 2003 event had a very large return period (Schär, 2004). It is therefore not surprising that such an event is not found in a single 55-year climate simulation.



FIGURE 8.4 – Yearly evolution of the normalized number of summer daily records for an evolutive number of available stations (if less than 10% of missing values within the season) from the SQR observations (top) and the ALADIN simulation (bottom). Upper and lower records of daily maximum and minimum temperatures are differentiated (left and right column respectively). The observed spatio-temporal mask is applied on simulated temperatures, so that both datasets have an equal number of record time series (one by station) and the same different starts of records counting. The 100% and 50%-ensemble (from 1970 to 2008 for the latter to have a large enough ensemble) and the median number of records are represented by the shadings and the black curve. The horizontal bar highlights the value of 1 : the expected number of records in a stationary climate. The 2003 heat wave is marked in red.

Now, we want to assess how the observed summer maximum record values are projected to change by 2100. The ALADIN model provides a simulation of the future climate (2006-2100; see Methods, part 8.2.3). A set of 29 climate models is also used to compare the results with those from the RCM simulation at high horizontal resolution. The record evolution from the ALADIN model is thus compared to the multi-model ensemble of global models. Note that the ensemble spread reflects both internal variability and global model uncertainties.

The models simulate the increased emergence of the record evolution from that of a stationary climate along the century (Figure 8.5). In the second half of the 21st, cold records are rarely broken. The projected median number of cold records from the ensemble of climate models indicates null occurrences from the 2050s to 2100 (no breaking over all the French grid points and all the 92 days of the summer). In the meantime, summer warm records are projected to increase persistently over the century. The median number of warm records rises up to \sim 6 times the expected rate of records in a stationary climate (where the expected number of records is 1; see Methods), which yet correctly represents the record evolution in the second half of the 20th century (Figure 8.4). A substantial increase in the number of summer warm records, occasionally more than 30 times higher than expected in the stationary climate is simulated over the 21st century (Figure 8.5). The record evolution from the ALADIN simulation is within the ensemble of climate models and correctly captures the anthropogenic-induced trend.

The record evolution from the single simulation of the ALADIN model shows multi-decadal variations (Figure 8.5, inserts). A cold phase (higher and lower number of cold and warm records than expected) begins in the 2000s and is followed by a warmer phase from the 2030s. These decadal variations are superimposed to the secular trend.

From one single run, it is difficult to separate the signature of the internal variability from the response to anthropogenic forcings simulated by the model. The low-frequency evolution of the number of warm (cold) record from the ALADIN simulation is always below (above) the median of the set of climate models (Figure 8.5, inserts). This shows that in the ALADIN simulation used here, less extreme events occur over the 21st century than in the majority of the climate models. Consistently, the highest number of warm records are yet slightly lower than the maxima of the climate models.

A reason for the ALADIN model to present a smaller sensitivity of the records to the anthropogenic forcings than the majority of the climate models is partly explained by its prescribed forcings at the boundaries (Figure 8.5). The lateral boundary conditions and the initial conditions are extracted from the CNRM-CM5 climate model (Voldoire et al., 2012). Both the ALADIN model and the CNRM-CM5 model project an increase in summer warm record among the weakest of the set of climate models (Figure 8.5 and Supplementary Figure 8.8).

We investigate here the increment of temperature that could be added to the observed summer maximum record values in France by 2100 (Figure 8.6). To that end, the ALADIN future simulation is used. The closest grid point to every significant station is selected. To better assess the spatial distribution of these projected increments, five regions of similar climate have been identified from the observations, with regards to the extreme warm temperatures (Supplementary Figure 8.9).

The breaking of a new summer maximum record value (Figure 8.6, middle) is associated with a high number of warm record during the corresponding summer (Figure 8.6, top red curve). But a high number of record is not necessarily associated with a new maximum record value, because (as previously mentioned; see Methods, part 8.2.3) the new record value might be lower than the recorded maximum value, and also because the incomplete spatial sampling of the stations is here compared to the record evolution over France (considering all the French grid points). Warm spell can then occur over region poorly sampled by the station dataset.

An analogy between the heat wave simulated in 2075 and the observed one in 2003 can be made in France. In both cases, the number of warm record is more than 20 times higher than the record rate expected in a stationary climate (Figure 8.6, top red curve; Figure 8.4,a). For the 2075 simulated heat wave, new summer maximum record values are broken over the East and North regions (Figure 8.6, middle). The spatial extent of the simulated future heat wave is smaller than the observed one, but the intensity is higher, with increment of temperature up to 8°C added on previous summer maximum record values (Supplementary Figure 8.10).

In the last decades of the 21st century, the French summer mean climate is projected to be in average 6°C warmer than at the end of the 20th century (RCP8.5; Terray and Boé, 2013), and



FIGURE 8.5 – Yearly evolution of the normalized number of summer daily records over France, for the ALADIN (red) and CNRM-CM5 (blue) models, and for an ensemble of 29 climate models. Upper and lower records of daily maximum and minimum temperatures are differentiated (top and bottom respectively). The 100% and 50%-ensemble of climate models and the median number of records are represented by the shadings and the black curve. The horizontal bar highlights the value of 1: the expected number of records in a stationary climate. Figures inserted show the low-frequency evolution of the records, using a 31-year running average.

an analogy has already been made between the past 2003 summer and the future typical summer over continental Europe (Beniston, 2004). Here we find a simulated future heat wave with a comparable number of warm record-breaking temperatures than the 2003 observed one, in a warmer climate of about 6°C in France. But yet the increments of temperature of this simulated future heat wave on the record values are substantially higher than the one observed in 2003. During the 2003 summer, they were more than 15,000 losses of human lives in France, numerous forest fires and severe impacts on the air quality and the plant productivity (Garcia-Herrera et al., 2010). The consequences for such future severe heat waves could then be heavier.

By 2100, the ALADIN model projects averaged increments of 4.4°C to 6.6°C (North and East of France respectively) to be added on the observed summer maximum record values (Figure 8.6, right edge). These projections also indicate maximum increments of temperature up to 6.6°C and 9.9°C (Brittany region and East of France respectively). The projections given by the ALADIN model are compared to the same set of 29 global climate models previously presented. A cold, median and hot estimates of that ensemble (25th, 50th and 75th percentiles) are selected to resume the temporal evolution of the summer maximum record value given by CMIP5 models over France (Figure 8.6, bottom). The climate models indicate warmer increments of temperature than the ALADIN simulation : 9°C for the cold estimate, 11.8°C to the median and 13.2°C for the hot estimate.

By 2100, the ALADIN high resolution model projects summer maximum record values up to 9°C warmer than the observed values over France, and this increment of temperature appears to be among the lowest estimates of the CMIP5 climate models. These increments of temperature are projected to be added on observed record values already above 42°C. The uncertainties around the warming of the summer maximum record values, estimated from the climate models (Figure 8.6, bottom), are about 4.2°C (hot minus cold estimates). In comparison, the uncertainties around the warming of the mean temperature in France are about 3°C (Terray and Boé, 2013). From this first-order comparison, the uncertainties around the summer maximum record values appear greater than the uncertainties around the mean changes.

The climate models are here used to provide the temperature changes rather than the future absolute temperatures by 2100. The 2005 map of the raw summer maximum record values is largely different from one model to another, with values extending from 25°C to 50°C (Supplementary Figure 8.11). By 2100, these differences remain about the same magnitude, from 33°C to 59°C (Supplementary Figure 8.12). Part of these discrepancies are explained by different sensitivities to anthropogenic forcings (Supplementary Figure 8.8) and land-atmosphere interaction as well as by differences in the representation of the orography and land-sea boundaries.



FIGURE 8.6 – Top : Yearly evolution of the normalized number of summer daily records over France, from the ALADIN simulation (same as figure 8.6).

Middle : Yearly evolution of the summer maximum record values of daily maximum temperatures, minus the 2005 value, from the ALADIN simulation. Closest grid points to station localization are selected. Stations are grouped in 5 regions (left edge), determined by the clustering (see Methods and Supplementary Figure 3). Within every group, time series of records are ordered by growing latitudes (from the bottom to the top).

Bottom : Same as middle, but from an ensemble of 29 climate models and for the maximum over France : the maximum of all the French grid points are selected in addition to the maximum of the 92 days of summer, so that every model is represented by one time series of French summer maximum records values. The 25^{th} , 50^{th} and 75^{th} percentiles of that ensemble are shown.

Observed maximum temperatures in every cluster are indicated in black (right edge). The mean increment of temperature to the 2005 value from the Aladin simulation is in orange, and the maximum increment in red (for ALADIN and the CMIP5 models).

8.2.3 Suppléments de l'article

Data and Methods

Observations and models

Observed daily maximum and minimum temperatures are taken from the SQR dataset developed by Météo-France. The monthly values from this set of French stations were carefully examined and homogenized from 1950 to 2012 (Gibelin et al., 2014). From that first selection and quality-control checks, non-homogenized daily maximum and minimum temperatures were extracted, with a threshold of the maximum number and magnitude of breaks allowed in the time series (Dubuisson and Moisselin, 2006).

We use results from an ensemble of simulations performed by 29 climate models of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5; Taylor et al., 2012). The list of the models is given in the Supplementary Table 8.13. Each model provides one historical simulation and the continuing future simulation under the Representative Concentration Pathways 8.5 (RCP8.5) scenario that leads to a radiative forcing of $8.5W.m^{-2}$ in 2100 (van Vuuren et al., 2006).

We have also performed dynamical downscaling over France with a very high-resolution (12.5 km) regional climate model (RCM), the ALADIN model (Bubnová et al., 1995). We use results from one historical (with observed natural and anthropogenic forcings, 1950-2005) and one future (2006-2100) simulation under the RCP8.5 scenario. These simulations are part of the World Climate Research Program Coordinated Regional Downscaling Experiment for Europe (EURO-CORDEX; Jacob et al., 2013). The French domain is extracted from the whole European domain. The lateral boundary conditions and the initial conditions prescribed to ALADIN are provided by the CNRM-CM5 global coupled model (Voldoire et al., 2012) that is part of the CMIP5 models described above.

Record definition and calculation

By definition, an upper or lower record is broken when a higher or lower value appears in the annual time series, recorded after an initial date and dependent on the calendar day. Upper and lower records are calculated from daily maximum and minimum surface temperatures (respectively) over the 92 days of the June-July-August (JJA) summer months. The evolution of the summer number of records is examined through the sum of the record-breaking events of all the 92 JJA calendar days. The sum of all the stations' summer records is calculated when looking at the French number of summer records. The first year, the maximum number of records is obtained.

The breaking of a record is commonly referred as record, whereas the actual temperature of the record is referred as record value. A new summer record maximum value is established when the previous summer maximum record value is beaten among the new warm record value of the summer. The occurrence of warm record-breaking temperatures during the summer is then a necessary but not sufficient condition for a new summer maximum record value to occur.

Probabilistic laws and theoretical decay of the record

In a case of independent, identically distributed (iid) random variables (RVs), the probability for a record to occur at the n^{th} time step after the initialization is $P_n = \frac{1}{n}$. This decay reflects the increasing difficulty for a record to break over the years, under stationary conditions. Consequently, P_n is commonly referred to in the literature as the expected record number in a case of a stationary climate (no displacement and no changes in the shape of the distribution).
Each station has its proper initial year, defined by the first summer experiencing less than 10% of missing values. Consequently, record evolutions are compared under the normalized form (the number of records * n) where the expected record rate is then 1.

The clustering methodology

The clustering algorithm originates from the multivariate extreme value theory (Resnick, 2007; de Haan and Ferreira, 2006; Beirlant et al., 2004; Coles, 2001) and is thus perfectly recommended to extract homogenized spatial patterns from series of extreme temperatures (Bador et al., 2015a, ; see appendix A) or heavy precipitations (Bernard et al., 2013) for example.

Seasonal maxima of daily maximum temperatures are extracted for the set of stations, over the 1980-2010 period. This 31-year period has been selected as the longest period with a maximum number of available stations. Details of the methodology can be found in Bernard et al. (2013) but the main tools are presented below.

First, the proximity of two stations has to be evaluated. To that end, no geographical information is taken into account, but only the time series of seasonal maxima of temperature. The spatial dependence among the time series is then evaluated using a rank-based distance (Cooley et al., 2006), based on the comparison of the ordering between two series, and is adapted from the variogram distance often used in geostatistics (Wackernagel, 2003). This distance is defined by $\hat{d}_{ij} = \frac{1}{2T} \sum_{t=1}^{T} |R_i^{(t)} - R_j^{(t)}|$ where $R_i^{(t)}$ corresponds to the rank of the t^{th} year within the time series of maxima recorded at location i.

Secondly, the stations have to be compared to each other in order to be gathered in a K number of clusters, specified as input. The clustering algorithm used here is the Partitioning Around Medoids algorithm (PAM; Kaufman and Rousseeuw, 1990). It divides our set of N stations into K clusters and is appropriate for extremes, as no averages are processed (contrary to the well-known k-means algorithm). The algorithm selects one of the time series as the cluster center, or the medoid. This medoid can be understood as the station whose time series of seasonal maxima best represents its cluster. An arbitrary number of K = 5 clusters has been prescribed in input of the clustering algorithm, but a comparison of the results for different K can be found in Supplementary Figure 8.8.

Finally, the robustness of the affiliation of a station in a cluster is evaluated using the "silhouette coefficient" (Rousseeuw, 1986), defined by $s_i(K) = 1 - \frac{d_{ik}}{\delta_{(i,-k)}}$, where d_{ik} represents the intra-cluster distance between medoid k and station i, and $\delta_{(i,-k)}$ corresponds to the smallest distance between station i and all the other medoids except for k. In other words, the silhouette coefficient measure the proximity of a station to its medoids and in the same time the distance to its nearest neighbor's medoid. Hence, stations with to low coefficient will not be considered as significant (sil.coef.< 0.5).

Similarly, the robustness of a cluster can be assessed using the averaged silhouette coefficient, or the averaged value of the silhouette coefficients of all significant stations of a cluster.



Supplementary figures

FIGURE 8.7 – Same as Figure 8.3, but with the 2003 heat waved erased from the dataset of observations (before the calculation of records).



FIGURE 8.8 – Evolution of the number of summer warm record weighted by the modelled mean global warming (30-year period difference of averaged global surface temperature, 2071-2100 and 1962-1991), one plot for every model of the ensemble. The ALADIN record evolution is weighted by the CNRM-CM5 mean global warming. Bold gold lines refer to the regression line, with the regression coefficient times the number of years written in the gold insert. Bold black lines refer to a 31-years running average.



FIGURE 8.9 – Output of the clustering of the SQR observations with K = 5 clusters, based on time series of summer maximum of daily maximum temperatures (1980-2010). Empty pastilles indicate insignificant points (silhouette coefficient < 0.5). Diamonds show the medoid for every clusters. Close to every cluster is written the summer maximum record value of that cluster. Clusters are numbered with regard to their strength (average of the silhouette coefficient over significant points only), from the weakest to the strongest (1 to 5), as illustrated by the colors.



FIGURE 8.10 – Map of the difference of summer maximum record values between two particular years (after and before an highlighted heatwave). Stations and grid points not experiencing the breaking of a new record during the heatwave are marked by a black dot.



FIGURE 8.11 – Map of the summer maximum record values in 2005, one map per model as indicated on each panel. The maximum value of all the grid points is given in the insert.



FIGURE 8.12 – Same as figure 8.11 by 2100.

ution	del name Insti	Model name	
BCC	BCC-CSM1.1M	1	
GCESS	BNU-ESM	2	
CCCma	CanESM2	3	
CMCC	CMCC-CESM	4	
CMCC	CMCC-CM	5	
CMCC	CMCC-CMS	6	
CNRM-CERFACS	CNRM-CM5	7	
CSIRO-BOM	ACCESS1-0	8	
CSIRO-QCCCE	CSIRO-Mk3-6-0	9	
INM	INM-CM4	10	
IPSL	IPSL-CM5A-LR	11	
IPSL	IPSL-CM5A-MR	12	
IPSL	IPSL-CM5B-LR	13	
LASG-CESS	FGOALS-g2	14	
MIROC	MIROC5	15	
MIROC	MIROC-ESM	16	
MIROC	MIROC-ESM-CHEM	17	
МОНС	HadGEM2-CC	18	
МОНС	HadGEM2-ES	19	
MPI-M	MPI-ESM-MR	20	
MPI-M	MPI-ESM-LR	21	
NCAR	CCSM4	22	
NCC	NorESM1-M	23	
NIMR/KMA	HadGEM2-AO	24	
NOAA GFDL	GFDL-CM3	25	
NOAA GFDL	GFDL-ESM2G	26	
NOAA GFDL	GFDL-ESM2M	27	
NFS-DOE-NCAR	CESM1-BGC	28	
NFS-DOE-NCAR	CESM1-CAM5	29	

FIGURE 8.13 – The complete list of CMIP5 models and institutions composing the ensemble.

Chapitre 9

L'étude de futures canicules intenses avec le modèle ALADIN

Sommaire

9.1	Les	expériences de modélisation de futures canicules intenses 187
	9.1.1	Le protocole
	9.1.2	Les questions scientifiques
9.2	Les	canicules des étés 2075 et 2088
	9.2.1	Les résultats de l'expérience EUC12-75
	9.2.2	Les résultats de l'expérience EUC50-75
	9.2.3	Les résultats des expériences EUC12-88 et EUC50-88
9.3	La c	anicule de l'été 2092
9.4	Une	mesure de la variabilité interne
9.5	$\mathbf{\acute{E}val}$	luation des futures températures journalières extrêmes 216

Dans ce dernier chapitre de résultats de la partie III, nous présentons les expériences de modélisation de canicules intenses de la fin du 21^{ème} siècle en Europe. Le protocole de ces expériences réalisées avec le modèle ALADIN à partir des simulations EURO-CORDEX est tout d'abord présenté. Puis, les résultats sont analysés et discutés.

9.1 Les expériences de modélisation de futures canicules intenses

9.1.1 Le protocole

Pour réaliser les expériences de modélisation de futures canicules intenses, nous utilisons le modèle ALADIN dans sa configuration des simulations EURO-CORDEX. À partir des sauvegardes mensuelles de l'état du modèle (restart sauvé au 1^{er} de chaque mois), nous pouvons reproduire les simulations existantes sur les périodes d'intérêt, soit les 4 étés sélectionnés. Les simulations de nos expériences sont donc des simulations courtes de 3 mois, du 1^{er} juin jusqu'au 31 août, sauf pour l'été 2092 pour lequel nous avons aussi reproduit le printemps, à partir du 1^{er} mars.

Nous avons déjà mentionné la présence d'une variabilité interne dans les MCRs, une variabilité certes affaiblie par les forçages imposés aux frontières du domaine, mais bien présente (voir partie 8.1). Or l'objectif est ici d'étudier les futures canicules intenses, les mécanismes qui sont responsables de leur établissement, persistance et amplification, mais aussi leurs futures températures extrêmes. Un ensemble de simulations était donc nécessaire afin de pouvoir mieux quantifier le bruit associé à la contribution de ces mécanismes. Finalement, nous avons réalisé des ensembles de 20 simulations pour chacune des expériences de modélisation. Pour générer ces ensembles, nous avons imposé une légère perturbation, laissant tous les autres forçages (conditions latérales et de surface) et paramétrisations inchangés.

L'atmosphère étant chaotique, une légère perturbation va engendrer des modifications, qui au cours du temps vont mener à des situations différentes suite à la complexité des processus physiques et dynamiques rencontrés (Lorenz, 1979). La perturbation imposée consiste ici en une modification de 10^{-4} de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone (CO_2 ; ppm). La concentration en CO_2 de la première simulation est inchangée, et les 3 mois modélisés avec ALADIN correspondent donc exactement à la simulation EURO-CORDEX reproduite. Pour la seconde simulation d'un ensemble, nous avons ajouté 10^{-4} à la concentration en CO_2 donnée par le scénario RCP8.5 pour l'été considéré, puis $2 * 10^{-4}$ pour la troisième, $3 * 10^{-4}$ pour la quatrième, et ainsi de suite jusqu'à la neuvième simulation. À partir de la dixième simulation, nous avons retiré le facteur 10^{-4} à la concentration par rapport à la concentration d'origine donnée par le scénario. Le scénario RCP8.5 prescrit des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère comprises entre 700,9 ppm en 2073 et 862,7 ppm en 2092. Ainsi, l'impact radiatif de perturbations de l'ordre de 10^{-4} est négligeable.

Les conditions initiales de ces 20 simulations sont identiques, ainsi que les conditions latérales et de surface imposées au modèle régional. Les seules différences entre le premier membre d'un ensemble, qui correspond exactement à la simulation EURO-CORDEX respective, et les autres membres sont donc associées à la variabilité interne.

Finalement, nous obtenons un ensemble de 20 simulations pour chacune des expériences de modélisation d'un futur été intense, et ce pour les 2 résolutions spatiales, soit au total 8 ensembles de 20 simulations pour 4 étés (dont un printemps+été), comme résumé dans le tableau 9.1.

été	résolution	nombre de simulations	date	date	nom de
simulé	spatiale	dans l'ensemble	de début	de fin	l'expérience
2073	50km	20	1 ^{er} juin	31 août	EUC50-73
	12km	20	1 ^{er} juin	31 août	EUC12-73
2075	50km	20	1 ^{er} juin	31 août	EUC50-75
	12km	20	1 ^{er} juin	31 août	EUC12-75
2088	50km	20	1 ^{er} juin	31 août	EUC50-88
	12km	20	1 ^{er} juin	31 août	EUC12-88
2092	50km	20	1 ^{er} mars	31 août	EUC50-92
	12km	20	1 ^{er} mars	31 août	EUC12-92

TABLE 9.1 – Tableau récapitulatif des expériences de modélisation de futures canicules intenses menées avec le modèle régional ALADIN.

9.1.2 Les questions scientifiques

L'analyse des expériences de modélisation réalisées permet d'apporter des éléments de réponse à différentes questions. Nous proposons dans un premier temps de décrire ces questions, qui sont résumées à la fin de cette partie dans le tableau 9.2. La première question de cette étude est la suivante : l'utilisation d'un modèle régional pour la représentation à plus fine échelle de canicules particulières d'un modèle global de climat estelle possible, et si oui, qu'apporte-t-elle pour l'estimation des futures températures journalières extrêmes ?

Tout d'abord, les distributions spatiales des anomalies de tasmax moyennes sur la durée des canicules présentent bien des structures de petite échelle (figures 9.1). La présence de forçages de petite échelle (variations des caractéristiques de la surface, contrastes topographiques, contrastes terre-mer, etc) est en effet connue pour générer le développement de structures fines (Laprise et al., 2008). De plus, la haute résolution suffit aussi à générer de petites structures par le transfert de variance de la grande à la petite échelle, induit par des processus non-linéaires physiques et dynamiques (étirement et cisaillement des flux moyens, processus de conversion barotrope et barocline, déclenchement de convection et de condensation, etc).

Ainsi, l'utilisation d'un MCR permet d'approcher des processus locaux absents des forçages appliqués aux bords du domaine. Mais l'intérêt de l'utilisation d'un MCR réside ici dans la modélisation à haute résolution de canicules particulières repérées dans un modèle couplé de climat. Les distributions spatiales des anomalies de tasmax moyennes sur la durée des canicules présentent des différences de localisation des intensités maximales entre la simulation CNRM-CM5 et les moyennes d'ensemble des expériences (figures 9.1). Or la moyenne d'ensemble est représentative de la réponse moyenne aux contraintes imposées aux bords du domaine, des contraintes qui proviennent de CNRM-CM5. Il reste donc à vérifier que les processus locaux et les structures de petite échelle dans les expériences sont représentatifs des conditions synoptiques de CNRM-CM5 imposées dans les forçages du MCR.

La deuxième question de cette étude est la suivante : la résolution spatiale de 12km permetelle une meilleure représentation des futures canicules intenses et de leurs températures extrêmes que celle de 50km ?

Entre les couples d'expériences à 2 résolutions spatiales d'un même été, les distributions spatiales des anomalies de tasmax moyennes présentent aussi des différences. Ceci est particulièrement le cas pour la canicule de l'été 2088 (deuxième ligne de la figure 9.1). Les anomalies les plus intenses de EUC50-88 sont étendues du nord de l'Espagne aux frontières russes, alors qu'elles sont scindées en 2 pour EUC12-88. En faisant l'hypothèse que les ensembles de 20 simulations permettent une estimation correcte de la variabilité interne, de telles différences entre les moyennes d'ensemble aux 2 résolutions pourraient alors être expliquées par la différence de résolution.

Cependant, les conditions de sols dans les expériences sont initialisées à partir de leurs simulations EURO-CORDEX respectives. Même si l'état des sols répond en grande partie à la circulation atmosphérique, qui est ici contrainte, la variabilité interne entraîne aussi des fluctuations. Les conditions de sols initiales dans les expériences aux 2 résolutions d'un même été peuvent donc être différentes entre elles, mais aussi par rapport à celles de CNRM-CM5. Des différences d'état des sols sont donc à prendre en compte dans l'estimation de l'apport de la haute résolution.

Au début des simulations, les différences de conditions initiales sont en partie responsables des différences d'anomalies moyennes de tasmax en Europe entre les couples d'expériences à 2 résolutions d'un même été (panneaux du haut des figures 9.2, 9.3, 9.4 et 9.5). Il faut ensuite environ un mois au modèle pour que la mémoire des conditions initiales soit oubliée. Durant cette phase d'adaptation (spin-up du modèle), on ne s'attend donc pas à ce que les moyennes d'ensemble des couples d'expériences à 2 résolutions soient proches, et elles sont d'ailleurs significativement différentes pour les 4 couples d'expériences.

CHAPITRE 9. L'ÉTUDE DE FUTURES CANICULES INTENSES AVEC LE MODÈLE 190 ALADIN



FIGURE 9.1 – Distribution spatiale des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 2061-2090, moyennées sur la durée de la canicule (D) telle que définie par l'indice de sévérité des canicules, pour la simulation CNRM-CM5 (colonne de gauche) et les moyennes d'ensemble des expériences à 50km (colonne du milieu) et 12km (colonne de droite). Chaque ligne correspond à une expérience de modélisation, comme indiqué sur la figure. La climatologie 2061-2090 est calculée à partir de la simulation EURO-CORDEX correspondante pour les expériences réalisées avec ALADIN.

Une fois la mémoire des conditions initiales effacée, les moyennes d'ensemble de EUC50-88 et EUC12-88 sont presque tout le temps significativement similaires (panneau du haut, figure 9.3). Au contraire, les moyennes d'ensemble de EUC50-75 et EUC12-75 présentent une alternance de périodes associée à des différences significatives ou non, tout comme les moyennes d'ensemble de EUC50-92 et EUC12-92. Cette alternance pourrait être expliquée par la présence de certaines conditions atmosphériques qui permettraient plus de liberté au modèle pour générer de la variabilité interne. De même, la dispersion entre les membres d'un ensemble n'est pas constante dans le temps (panneaux du bas des figures 9.2, 9.3, 9.4 et 9.5).

Par ailleurs, l'évolution journalière au cours de l'été des anomalies de tasmax moyennes en Europe dans la simulation de CNRM-CM5 et les moyennes d'ensemble des expériences correspondantes présentent d'importantes différences (panneaux du haut des figures 9.2, 9.3, 9.4 et 9.5). Le déclenchement de la canicule de l'été 2075 est par exemple correctement reproduit par les moyennes d'ensemble de EUC50-75 et EUC12-75, contrairement à la suite de la canicule, et notamment la fin (figure 9.2, panneau du haut). Là encore, la circulation synoptique au début de la canicule pourrait être mieux contrainte dans le domaine que celles des jours suivants.

Ces considérations font l'objet de la troisième question : Quelles sont les conditions synoptiques de CNRM-CM5 associées aux plus fortes influences de la variabilité interne dans le modèle ALADIN ? À contrario, quelles sont les conditions synoptiques les mieux contraintes à l'intérieur du domaine ?

La quatrième et dernière question est la suivante : la variabilité interne a t-elle une influence différente dans les simulations aux résolutions spatiales de 12km et 50km?

Au début de la canicule de l'été 2075 par exemple, la dispersion entre les membres des ensembles augmente dans les expériences EUC12-75 et EUC50-75, mais de façon plus importante pour EUC12-75. Parmi les 4 couples d'expériences réalisées, la moitié présente une dispersion inter-membre plus importante à la résolution de 12km qu'à 50km, et l'autre moitié l'inverse.

L'analyse des résultats moyens des expériences confirme qu'au sein du MCR, une compétition a lieu entre les contraintes imposées aux bords du domaine et à la surface des océans et la variabilité intrinsèque que le modèle tente spontanément de développer (Alexandru et al., 2007; Vidale et al., 2007; Lucas-Picher et al., 2008b; Fischer and Schär, 2009; de Elía et al., 2013, parmi d'autres). Ceci est d'autant plus frappant pour l'été froid de 2073 qui est très majoritairement contrôlé par la circulation atmosphérique (voir partie 7.3.1). Les variations des anomalies moyennes de tasmax lors de cet été ne sont que partiellement reproduites par les moyennes d'ensemble de EUC50-73 et EUC12-73 (panneau du haut, figure 9.5). De même, les distributions spatiales des anomalies moyennes de tasmax sont différentes les unes des autres, mais aussi de celle de CNRM-CM5 (premier panneau de la figure 9.1).

De plus, nous avons mis en évidence que les conditions de sols pourraient présenter des différences entre le modèle CNRM-CM5 et les couples d'expériences, mais aussi entre les expériences aux 2 résolutions d'un même été. Pour toutes ces raisons, nous avons réalisé de grands ensembles de 20 simulations pour chacune des expériences. Dans la suite, nous détaillons ces expériences de modélisation de futures canicules intenses, en dégageant des éléments de réponses aux questions que nous venons de décrire (tableau 9.2).



FIGURE 9.2 – Panneau du haut : Évolution journalière au long de l'été des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 2061-2090, moyennées sur l'Europe, à partir de la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5 (en rouge) et les expériences EUC50-75 (en vert) et EUC12-75 (en violet). Le trait plein correspond à la médiane de la distribution des simulations, et la zone coloriée à 50% de la distribution (quantiles 25 et 75). La climatologie 2061-2090 est calculée à partir de la simulation EURO-CORDEX correspondante pour EUC50-75 et EUC12-75. Les points noirs indiquent les jours pour lesquels les moyennes d'ensemble des expériences EUC50-75 et EUC12-75 sont significativement différentes. La bande rouge illustre la durée (D) de la canicule telle que détectée par l'indice de sévérité. Panneau du bas : Évolution journalière au long de l'été de l'écart-type de la distribution des simulations de EUC50-75 (en vert) et EUC12-75 (en violet).



FIGURE 9.3 – Même figure que 9.2 pour l'été 2088 et les expériences EUC50-88 et EUC12-88.



FIGURE 9.4 – Même figure que 9.2 pour le printemps et l'été 2092 et les expériences EUC50-92 et EUC12-92.



FIGURE 9.5 – Même figure que 9.2 pour l'été 2073 et les expériences EUC50-73 et EUC12-73.

Q1	L'utilisation d'un modèle régional pour la représentation à plus fine échelle de
	canicules particulières d'un modèle de climat est-elle possible? Si oui,
	qu'apporte-t-elle, et ce en particulier pour l'estimation des futures températures
	journalières extrêmes?
Q2	La résolution spatiale de 12km permet-elle une meilleure représentation des futures
	canicules intenses et de leurs températures extrêmes que celle de 50km?
Q3	Quelles sont les conditions synoptiques de CNRM-CM5 associées aux plus fortes
	influences de la variabilité interne dans le modèle ALADIN? À contrario,
	quelles sont les conditions synoptiques les mieux contraintes à l'intérieur du domaine?
Q4	La variabilité interne a t-elle une influence différente dans les simulations aux
	résolutions spatiales de 12km et 50km?

TABLE 9.2 – Tableau récapitulatif des questions principales examinées dans ce chapitre.

9.2 Les canicules des étés 2075 et 2088

9.2.1 Les résultats de l'expérience EUC12-75

Une fois la phase d'adaptation du modèle passée, une importante dispersion est présente entre les membres de l'ensemble, particulièrement au début de la canicule (figure 9.6). Parmi les 20 membres de l'ensemble, 18 simulations reproduisent le déclenchement de la canicule, avec des anomalies de tasmax moyennes lors des premiers jours de l'épisode qui peuvent même être supérieures à celles de CNRM-CM5. Au contraire, le membre 20 simule une plus légère augmentation des températures au début de la canicule, alors que le membre 10 lui ne simule pas du tout de canicule.



FIGURE 9.6 – Évolution journalière au long de l'été des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 2061-2090 moyennées sur l'Europe pour les 20 simulations de EUC12-75 (en couleurs, comm indiqué sur la figure) et la simulation r1i1p1 CNRM-CM5 (en noir). La climatologie 2061-2090 est calculée à partir de la simulation EURO-CORDEX correspondante pour EUC12-75. La bande rouge illustre la durée (D) de la canicule telle que détectée par l'indice de sévérité.

Les distributions spatiales des anomalies moyennes de tasmax pendant la canicule mettent aussi en évidence une grande dispersion entre les membres (figure 9.7). Parmi les 19 membres qui simulent une canicule, les distributions spatiales des intensités maximales sont parfois très différentes. Par exemple, les canicules des membres 1, 9, 11 et 14 ont une localisation géographique semblable mais des intensités différentes. Les membres 3, 4, 5, 12 partagent aussi une localisation commune de leur canicule, mais décalée de plusieurs degrés vers l'est par rapport au premier groupe de membres cité. Surtout, une anomalie moyenne négative (jusqu'à -5°C) est simulée par le membre 10. Ainsi, malgré un forçage synoptique favorable à l'établissement d'une intense canicule, le modèle ALADIN ne simule pas de canicule pour ce membre.

La canicule de l'été 2075 est pourtant principalement contrôlée par les processus dynamiques dans CNRM-CM5 (partie 7.3.1). Nous nous intéressons donc à la corrélation spatiale entre les champs de pression au niveau de la mer (SLP) de chacune des simulations de EUC12-75 et de la simulation de CNRM-CM5 interpolée sur la grille à 12km (figure 9.8). Au début de l'été, les corrélations sont très hautes, car la variabilité interne n'est pas pleinement développée dans le modèle, et la situation synoptique est plus facilement contrainte dans la domaine. Au bout d'une vingtaine de jours, la dispersion entre les membres commence à s'accentuer. Puis, au cours de l'été, une alternance a lieu entre des périodes à forte dispersion et d'autres pour lesquelles les simulations reproduisent mieux les conditions synoptiques des forçages.

Quelques jours avant le déclenchement de la canicule, la dispersion entre les simulations est



FIGURE 9.7 – Distribution spatiale des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 2061-2090, moyennées sur la durée (D) de la canicule telle que définie par l'indice de sévérité des canicules pour les 20 simulations de EUC12-75 (comme indiqué sur chaque panneau). La climatologie 2061-2090 est calculée à partir de la simulation EURO-CORDEX correspondante.

importante, avec certaines pour lesquelles la situation synoptique de CNRM-CM5 est mieux contrainte que d'autres à l'intérieur du domaine. Puis, dès le début de la canicule, les conditions synoptiques à l'intérieur du domaine convergent de nouveau vers les conditions de CNRM-CM5, pour tous les membres sauf le 10. Ce membre ne capture pas la situation synoptique responsable du déclenchement de la canicule, qui ne se développe donc pas. Il reste encore à comprendre pourquoi la circulation atmosphérique est bien capturée pour 19 des membres mais pas pour

le 10^{ème}. Nous montrons dans la suite que ce membre reste exceptionnel parmi les expériences réalisées. Ainsi, même si d'importantes différences existent entre les simulations, il est possible de reproduire une canicule du modèle CNRM-CM5 avec le modèle ALADIN, ce qui apporte un premier élément de réponse à la question Q1.



FIGURE 9.8 – Évolution journalière au long de l'été de la corrélation spatiale entre les champs de pression à la surface de la mer (SLP) de chacune des simulations de EUC12-75 et celle de CNRM-CM5 interpolée sur la grille ALADIN à 12km. La bande rouge illustre la durée de la canicule (D) telle que détectée par l'indice de sévérité.

Afin de mieux comprendre l'alternance de périodes avec faible et forte dispersion intermembre, nous avons dans un premier temps réalisé une analyse en composite. Pour cela, nous avons regroupé les conditions atmosphériques des jours associés à une forte dispersion, et donc à une expression plus intense de la variabilité interne. Nous cherchons ici à apporter des éléments de réponse à la question Q3, c'est à dire à déterminer des conditions atmosphériques qui seraient plus difficiles à contraindre à l'intérieur du domaine. Cette analyse n'a pas abouti à des résultats très convaincants et n'est pas présentée ici. Elle mériterait cependant d'être conduite à partir de l'ensemble des expériences de modélisation, afin de voir si des résultats plus robustes peuvent être mis en évidence, et si une ou plusieurs conditions synoptiques se dégagent par exemple. Nous avons aussi analysé l'évolution des régimes de temps au cours de cet été (et des autres), sans pouvoir distinguer de régimes particuliers lors de ces phases de grande dispersion. De même, on pourrait s'intéresser aux conditions atmosphériques qui sont associées à une diminution de la dispersion et permettent aux conditions synoptiques de chacune des simulations de converger de nouveau vers celles prescrites aux bords du domaine. Schoetter et al. (2015) ont par exemple mis en évidence que le régime zonal était un précurseur des canicules intenses. Ce régime pourrait éventuellement être associé à une faible dispersion, comme au début de la canicule de l'été 2075.

Mais la variabilité interne peut aussi être induite par des processus de petite échelle. Le début de la période de grande dispersion avant la canicule est concomitant à de fortes précipitations pour l'ensemble des simulations (à partir du jour 181; figure 9.9). Les anomalies moyennes d'humidité du sol présentent aussi une dispersion inter-membre croissante et antérieure à la dispersion des précipitations. Or une boucle de rétro-actions peut unir l'humidité des sols, les nuages, les précipitations et le rayonnement, si bien qu'à travers les mécanismes complexes mis en jeu, de faibles variations de l'état entre les membres peuvent mener à d'importantes différences quelques jours plus tard.

Il est cependant difficile de savoir d'où provient en premier lieu la génération de ces différences inter-membre de l'état du sol et des conditions atmosphériques. De plus, les variations synoptiques de l'atmosphère et les variations des petites échelles sont aussi liées par des interactions, à travers le rayonnement et des processus thermodynamiques.



FIGURE 9.9 – Évolution journalière au long de l'été d'anomalies à la période 2061-2090, moyennées sur l'Europe pour les 20 simulations de EUC12-75 pour : les champs d'humidité des sols (mrso), de précipitation (pr) et d'évapotranspiration (evspsbl; de haut en bas par ordre de citation). La climatologie 2061-2090 est calculée à partir de la simulation EURO-CORDEX correspondante. La bande rouge illustre la durée (D) de la canicule telle que détectée par l'indice de sévérité.

Contrairement aux précipitations et à la température (figures 9.6 et 9.9), la dispersion intermembre des anomalies d'humidité des sols ne diminue pas au long de l'été (figure 9.9). Or l'humidité des sol influe sur la répartition à la surface des contributions des flux turbulents latent et sensible à travers l'évapotranspiration. Ainsi, une forte dispersion inter-membre des anomalies d'évapotranspiration pourrait être générée pendant les quelques jours précédant la canicule, en réponse à une forte dispersion des conditions synoptiques de l'atmosphère, mais aussi du contenu en humidité des sols.

Une anomalie négative d'humidité des sols peut être un facteur limitant pour l'évapotranspiration. Dans de telles conditions, les contributions des flux de chaleur latente dans la redistribution de l'énergie reçue à la surface sont alors diminuées au profit des flux de chaleur sensible, ce qui implique un réchauffement des basses couches de l'atmosphère (voir partie 7.3.1). Sous des mêmes conditions atmosphériques, des simulations dont l'humidité des sols est plus faible vont donc présenter des températures de surface plus importantes. Or au début de la canicule (jours 192 à 205 environ, figure 9.6), tous les membres (sauf le 10) présentent des situations synoptiques proches de celles de CNRM-CM5. Les contributions des processus physiques de surface dans l'amplification des températures peuvent donc être étudiées (pour les 19 simulations, le membre 10 ayant été retiré de l'ensemble pour cette analyse).

L'évolution journalière des anomalies de tasmax moyennes est analysée dans des composites de simulations présentant les plus forts et les plus faibles contenus en humidité des sols juste avant la canicule (figure 9.10). Le contrôle des températures extrêmes par les processus physiques à la surface est ainsi mis en évidence, avec des différences significatives entre les composites en amont et en aval de la période de sélection des composites. L'amplification maximale des températures extrêmes de surface a lieu au début de la canicule. Ainsi, pour cette canicule que l'on sait être principalement contrôlée par les processus dynamiques dans CNRM-CM5 (voir partie 7.3.1), une amplification des températures journalières maximales moyennes sur l'Europe peut être causée par des mécanismes d'interaction à la surface. Pendant les 5 premiers jours de la canicule, une modulation d'environ 2.8°C est mise en évidence autour de l'anomalie moyenne des températures journalières maximales en Europe.

Du début de la canicule jusqu'au jour 205, soit dans la première partie de la canicule de CNRM-CM5, la corrélation spatiale entre les champs de SLP des simulations de EUC12-75 et CNRM-CM5 est assez haute (pour tous les membres sauf le 10). Or, au cours de la canicule, les températures dans l'ensemble des simulations présentent une tendance négative suivie d'une plus faible tendance positive, alors que les températures dans CNRM-CM5 restent stables. Ces variations pourraient être expliquées par les précipitations, dont les anomalies moyennes présentent une tendance positive jusqu'au jour 205 environ, puis négative pendant la deuxième moitié de la canicule. Ainsi, pendant la première moitié de la canicule, l'apport en eau dans les sols par les précipitations pourrait engendrer un rafraichissement des températures de surface par une augmentation de l'évapotranspiration. Puis à partir du début du mois d'août (jour 212 environ) les températures augmentent grâce à une réduction de l'évapotranspiration. Les précipitations autour du jour 222 pourraient expliquer la fin de la canicule.

Il reste cependant difficile de savoir si les différences entre EUC12-75 et CNRM-CM5 proviennent des petites échelles et/ou de difficultés à contraindre des conditions synoptiques dans le domaine. De plus, les limites de ces analyses de champs moyens sur l'Europe sont peut-être aussi atteintes, et il faudrait raffiner les diagnostics, notamment sur les régions de l'Europe pour lesquelles l'évapotranspiration est limitée par l'énergie reçue à la surface ou par l'humidité des sols.



FIGURE 9.10 – Évolution journalière au long de l'été des anomalies de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à la période 2061-2090, moyennées sur l'Europe dans la moyenne d'ensemble de EUC12-75 (en violet). La zone violette coloriée représente 50% de l'ensemble (quantiles 25 et 75). La climatologie est calculée à partir de la simulation EURO-CORDEX correspondante pour EUC12-75. Les courbes bleues et rouges indiquent des composites de 5 membres sélectionnés pour avoir les plus fortes et faibles valeurs de contenu en humidité des sols avant la canicule (jours 184 à 188). Les points noirs indiquent les jours pour lesquels les anomalies de tasmax moyennes dans les 2 composites sont significativement différentes. La bande rouge illustre la durée (D) de la canicule telle que détectée par l'indice de sévérité. Le membre 10 est exclu de l'ensemble pour cette analyse.

9.2.2 Les résultats de l'expérience EUC50-75

Contrairement aux simulations de EUC12-75, toutes les simulations de EUC50-75 reproduisent le déclenchement de la canicule, même si les intensités des anomalies de tasmax moyennes sur l'Europe présentent encore des différences importantes selon les simulations (panneau du haut, figure 9.11). Juste avant la canicule, une période de forte variabilité interne est présente pour cette expérience aussi. La dispersion inter-membre des corrélations spatiales des champs de SLP entre les simulations de EUC50-75 et CNRM-CM5 est cependant un peu plus faible que pour EUC12-75 (panneau du milieu, figure 9.11).

Juste avant la canicule, la dispersion inter-membre des anomalies moyennes de contenu en humidité des sols est plus faible dans EUC50-75 que dans EUC12-75 (premier panneau de la figure 9.12). De même, la dispersion inter-membre des anomalies moyennes d'évapotranspiration au début de la canicule est plus faible dans EUC50-75 que dans EUC12-75 (dernier panneau de la figure 9.12). Ainsi, tout au long de la canicule, l'amplification des températures journalières maximales par les processus physiques d'interactions entre le sol et l'atmosphère présente moins de dispersion inter-membre pour EUC50-75 que pour EUC12-75 (panneau du bas, figure 9.11).

Les similarités des résultats entre EUC12-75 et EUC50-75 laissent penser que les conditions synoptiques dans CNRM-CM5 pendant les quelques jours précédents le déclenchement de la canicule pourraient favoriser la génération de variabilité interne. La mise en évidence de telles situations permettrait d'apporter des éléments de réponse à la question Q3. Cette génération de variabilité interne est plus importante dans EUC12-75 que dans EUC50-75. Il reste à en comprendre les raisons, mais il est intéressant de noter que juste avant la canicule, la dispersion inter-membre des anomalies de précipitations est plus importante pour EUC12-75 que pour EUC50-75 (deuxième panneau de la figure 9.12). La dispersion inter-membre pour les précipitations peut être induite par la dispersion inter-membre des conditions synoptiques. Mais la dispersion des précipitations peut aussi expliquer une partie de la dispersion des conditions synoptiques, ainsi que les différences entre les expériences aux 2 résolutions.



FIGURE 9.11 – Panneau du haut : même figure que la figure 9.6 pour EUC50-75.

Panneau du milieu : même figure que la figure 9.8 pour EUC50-75.

Panneau du bas : même figure que la figure 9.10 pour EUC50-75 (l'ensemble des 20 simulations est ici pris en compte); la couleur verte remplaçant la couleur violette en référence à la résolution spatiale de 50km.



FIGURE 9.12 – Même figure que 9.9 pour EUC50-75.

9.2.3 Les résultats des expériences EUC12-88 et EUC50-88

La dispersion inter-membre des anomalies moyennes de tasmax en Europe se développe plus tôt dans l'été pour les simulations EUC12-88 et EUC50-88 que pour les simulations EUC12-75 et EUC50-75 (panneaux du haut des figures 9.13 et 9.15). Ceci est expliqué par une dégradation plus précoce des corrélations spatiales des champs de SLP entre ces simulations et CNRM-CM5, qui engendre une dispersion inter-membre importante (panneaux du milieu des figures 9.13 et 9.15). Par exemple, le membre 12 de EUC12-88 présente une haute corrélation spatiale pendant cette période à forte dispersion, et représente ainsi mieux les variations des anomalies moyennes de tasmax de CNRM-CM5. Pourtant, ce même membre est celui dont l'augmentation des températures est la plus faible au déclenchement de la canicule. Il serait intéressant de comprendre pourquoi les simulations de EUC12-88 et EUC50-88 dont les conditions synoptiques sont les plus fidèles à celles du forçage avant la canicule ne sont pas celles qui reproduisent le mieux la canicule.

Là encore, les conditions synoptiques au début de la canicule sont très bien reproduites par l'ensemble des simulations, et la question Q3 relative à des circulations associées à une faible variabilité interne se pose de nouveau. Il serait intéressant d'extraire ces situations et de comprendre pourquoi elles sont mieux contraintes dans le domaine. De plus, au début de l'été (des jours 155 à 165), les corrélations spatiales entre les champs de SLP des simulations de EUC12-88 et EUC50-88 et la simulation de CNRM-CM5 présentent de fortes variations (panneaux du milieu des figures 9.13 et 9.15). Or au début de la période, la variabilité interne n'est pas (ou très peu) développée, comme indiqué par l'absence de dispersion inter-membre. Les conditions synoptiques de l'atmosphère de ces quelques jours sont peut-être des situations relativement difficiles à contraindre à l'intérieur du domaine. Des différences d'état des sols peuvent aussi en partie expliquer ces variations.

Tout au long de la canicule, l'évolution journalière des anomalies de tasmax moyennes dans des composites de simulations déterminés par le contenu en humidité des sols juste avant la canicule montre un plus faible contrôle des températures par les processus physiques de surface dans EUC12-88 que dans EUC12-75, et un contrôle presque inexistant dans EUC50-88 (panneaux du bas des figures 9.13 et 9.15). Les évolutions des anomalies moyennes de tasmax dans les composites ne sont d'ailleurs pas significatives au début de la canicule pour EUC12-88.

Pour EUC12-88, la différence entre les composites est significative sur toute la période antérieure à la canicule, avec des variations d'anomalies moyennes de tasmax importantes (jusqu'à plus de 5°C). Mais pendant cette période de 30 jours environ, les conditions synoptiques dans les simulations ne sont pas similaires, comme elles peuvent l'être pendant la canicule. Il est alors difficile de déduire les contributions des mécanismes d'interaction entre le sol et l'atmosphère dans l'amplification des températures. Cependant, avant la canicule, la différence entre les composites est significative pour EUC12-88 mais pas pour EUC50-88. Ces différences sont expliquées par la dispersion inter-membre des anomalies moyennes d'humidité des sols dans les différentes expériences. Cette dispersion est par exemple relativement plus importante dans EUC12-88 que dans EUC50-88 (panneaux du bas des figures 9.14 et 9.16), ce qui induit les mêmes différences de dispersion pour les anomalies moyennes d'évapotranspiration (panneaux du milieu des figures 9.14 et 9.16). Pour revenir à l'exemple du membre 12 de EUC12-88, il présente un des plus forts contenus en humidité des sols avant la canicule, ce qui pourrait expliquer pourquoi il simule une augmentation des températures plus faible pendant la canicule.

Finalement, beaucoup de processus restent à vérifier pour les expériences de modélisation des canicule des étés 2088 et 2075 de CNRM-CM5, qui présentent de grandes similitudes. Il serait intéressant d'étudier plus en détail les interactions entre le sol et l'atmosphère avant et

pendant les 2 canicules. Par exemple, les contenus en humidité des sols au début de l'été 2088 sont plus faibles que ceux du début de l'été 2075. Des conditions de sols plus sèches pourraient expliquer des différences d'amplification des températures par des processus d'interaction entre le sol et l'atmosphère pendant les canicules.



FIGURE 9.13 – Panneau du haut : même figure que la figure 9.6 pour EUC12-88.

Panneau du milieu : même figure que la figure 9.8 pour EUC12-88.

Panneau du bas : même figure que la figure 9.10 pour EUC12-88 (l'ensemble des 20 simulations est ici pris en compte). La sélection des composites est effectuée entre les jours 199 à 203.



FIGURE 9.14 – Même figure que 9.9 pour EUC12-88.

206



FIGURE 9.15 – Panneau du haut : même figure que la figure 9.6 pour EUC50-88.

Panneau du milieu : même figure que la figure 9.8 pour EUC50-88.

Panneau du bas : même figure que la figure 9.10 pour EUC50-88 (l'ensemble des 20 simulations est ici pris en compte) ; la couleur verte remplaçant la couleur violette en référence à la résolution spatiale de 50km. La sélection des composites est effectuée entre les jours 199 à 203.



FIGURE 9.16 – Même figure que 9.9 pour EUC50-88.

208

9.3 La canicule de l'été 2092

Aucune des simulations de EUC12-92 et EUC50-92 ne reproduit l'augmentation des températures du début du mois de mai dans la simulation de CNRM-CM5 (à partir du jour 130; panneaux du haut des figures 9.17 et 9.18). Ce réchauffement est ensuite suivie d'une stabilisation des températures, avec des conditions caniculaires récurrentes tout au long de l'été.

Nous avons déjà discuté dans la partie 7.3.2 d'une contribution probablement importante des processus physiques mis en jeu dans les interactions entre le sol et l'atmosphère au printemps. Ces processus physiques seraient responsables d'un préconditionnement des températures chaudes estivales, avec un réchauffement des températures et un assèchement des sols au printemps. Or les anomalies moyennes d'humidité des sols en Europe dans l'ensemble des simulations de EUC12-92 et EUC50-92 sont proches de zéro (troisièmes panneaux des figures 9.17 et 9.18). De plus, les anomalies d'évapotranspiration ne présentent pas de tendance négative pendant le mois de mai (derniers panneaux des figures 9.17 et 9.18), au contraire de CNRM-CM5 (voir partie 7.3.2). Ainsi, ces premières analyses semblent indiquer que les mécanismes physiques qui sont responsables de l'augmentation des températures dans CNRM-CM5 au printemps ne sont pas simulés dans les expériences de modélisation avec ALADIN.

Les conditions de sol ne sont pas imposées au modèle ALADIN. Seules les températures de surface de la mer et les conditions latérales au domaine le sont. Les conditions de sol dans la simulation de CNRM-CM5 et les simulations EURO-CORDEX au début du printemps 2092 sont peut-être différentes. Ces différences pourraient expliquer que les températures au printemps n'augmentent pas dans les expériences de modélisation comme dans CNRM-CM5. Des différences d'état initial des sols pourraient aussi en partie expliquer les différences de dispersion inter-membre pour les anomalies d'humidité des sols entre EUC12-92 et EUC50-92 (troisièmes panneaux des figures 9.17 et 9.18).

De plus, pendant le mois de mai, les corrélations spatiales entre les simulations de EUC12-92 et EUC50-92 et la simulation de CNRM-CM5 présentent une forte dispersion inter-membre (deuxièmes panneaux des figures 9.17 et 9.18). Les conditions synoptiques de CNRM-CM5 pendant cette période sont peut-être aussi relativement plus dures à contraindre à l'intérieur du domaine, ou laissent place à une génération plus facile de la variabilité interne. L'étude de ces circulations permettrait encore d'apporter des éléments de réponse à la question Q3.

La réalisation d'expériences de modélisation de futures canicules telles que celles de l'été 2092, pour lesquelles les contributions des processus d'interaction entre le sol et l'atmosphère sont importantes, semble donc encore plus complexe que pour des canicules telles que celles des étés 2075 et 2088. Ceci permet d'affiner la réponse à la question Q1.

Pour ces expériences aussi, beaucoup de questions restent en suspend. En particulier, la dispersion inter-membre est très importante pour EUC50-92 et EUC12-92, et ce quelque soit la variable (figures 9.17 et 9.18). Ces dispersions sont particulièrement importantes à la fin du mois de juin (entre les jours 170 et 185 environ). Certains membres présentent des anomalies moyennes de tasmax proches de celles de CNRM-CM5 (environ $+6^{\circ}$ C en moyenne sur l'Europe), alors que d'autres présentent des anomalies froides (environ -3° C en moyenne sur l'Europe).

Pendant la canicule de l'été 2092 (telle que détectée par l'indice de sévérité des canicules), les 2 ensembles de simulations présentent une même tendance positive des températures, et une réduction de la dispersion inter-membre pour l'humidité des sols, les précipitations et l'évapotranspiration. De plus, à la fin de l'été, les évolutions d'anomalies moyennes de tasmax dans EUC50-92 et EUC12-92 convergent vers l'évolution de CNRM-CM5, avec une dispersion réduite. Les processus responsables de l'évolution des températures à la fin de l'été et des différences entre les expériences de modélisation et CNRM-CM5 restent encore à être étudiés.



FIGURE 9.17 – Étude des simulations de EUC50-92. Premier panneau : même figure que la figure 9.2. Deuxième panneau : même figure que la figure 9.8. Les trois derniers panneaux sont les mêmes que ceux de la figure 9.9.



FIGURE 9.18 – Même figure que 9.17 pour EUC12-92.

9.4 Une mesure de la variabilité interne

L'influence de la variabilité interne dans le modèle régional ALADIN a été mise en évidence à de nombreuses reprises dans ce chapitre. Nous présentons ici un outil permettant une mesure relative de cette variabilité intrinsèque du modèle par rapport à la variabilité du climat estival en Europe, tel que simulé par ALADIN : la métrique RIV (pour Relative Internal Variability). Cette métrique a été introduite par Alexandru et al. (2007) et Lucas-Picher et al. (2008a,b) et est définie comme suit :

$$RIV = \frac{IV}{TV}$$

IV (pour Internal Variability) correspond à l'estimation de la variabilité interne du modèle, alors que TV correspond à l'estimation de la variabilité totale du climat tel que simulé par le modèle ALADIN.

La variabilité interne est ici estimée par la dispersion inter-membre d'un ensemble, et plus précisément par l'écart-type de la distribution des valeurs des 20 simulations, pour chacun des points de grille et chacun des jours de l'été. La variabilité totale est estimée par l'écart-type temporel d'une série construite à partir des 20 simulations mises bout à bout, en chaque point de grille. Les contributions de cette variabilité totale proviennent principalement de l'échelle journalière, mais aussi de l'échelle interannuelle dans une moindre mesure. Il est communément supposé que la dispersion inter-membre d'un ensemble de simulations générées avec un MCR sous des conditions de forçage identiques est inférieure à la variabilité totale du MCR (Alexandru et al., 2007; Lucas-Picher et al., 2008a,b; Laprise et al., 2008).

La variabilité interne dans un MCR n'est pas complètement libre. Elle est liée à la contrainte prescrite aux bords du domaine. Son intensité varie aussi en fonction de la localisation géographique de la région d'étude, de la taille du domaine et de la saison. En Europe comme ailleurs, plus le domaine est grand, plus la variabilité interne du modèle sera grande car l'influence des conditions latérales sera plus faible au centre du domaine (Vannitsem and Chomé, 2004). La variabilité interne est aussi plus importante en été à cause d'un affaiblissement de l'écoulement atmosphérique et des processus locaux plus importants (Caya and Biner, 2004; Lucas-Picher et al., 2008a,b). Aussi, les influences de la variabilité interne ne s'expriment pas de manière identique entre les variables. Crétat et al. (2011) ont par exemple montré que les variables les plus affectées par la variabilité interne étaient les précipitations, suivies de la température et des champs de grande échelle comme la pression au niveau de la mer.

Peu d'études se sont intéressées à la variabilité interne dans les MCRs en Europe (Vannitsem and Chomé, 2004; Sanchez-Gomez et al., 2008) ou en Méditerranée (Christensen et al., 2001). Dernièrement, Sanchez-Gomez and Somot (2016) se sont intéressés à la variabilité interne dans le modèle ALADIN, avec un intérêt particulier pour les tempêtes en Méditerranée. À notre connaissance, cette étude est la première à analyser la variabilité interne à travers la métrique RIV en Europe. Dans l'étude de Sanchez-Gomez and Somot (2016), le modèle ALADIN est utilisé sur le domaine Med-CORDEX, qui ne couvre que partiellement notre domaine européen. Les résultats de cette étude sont cohérents avec les résultats trouvés en Amérique du Nord (Alexandru et al., 2007; Lucas-Picher et al., 2008a,b). La variabilité interne dans ALADIN est de plus en plus importante en se déplaçant vers l'est du domaine. Ceci s'explique par la distance croissante aux contraintes du bord latéral ouest par lequel la circulation moyenne pénètre dans le domaine. La variabilité est aussi mise en évidence comme plus intense pour les précipitations, et en été.

Ici, nous étudions l'influence de la variabilité interne pour différentes variables d'intérêt pour l'étude des canicules en Europe. Nos expériences de simulations nous permettent d'étudier plusieurs cas de canicules futures, et ce à 2 résolutions spatiales. Un intérêt particulier est porté à la comparaison des expériences à 2 résolutions spatiales d'un même été, afin d'apporter des éléments de réponse à la question Q4.

Dans un premier temps, les valeurs moyennes de RIV au cours des étés simulés sont considérées pour 4 variables (figure 9.19). De manière commune à ces 4 variables, la distribution spatiale de RIV présente une organisation en accord avec les résultats de Sanchez-Gomez and Somot (2016). Plus la distance au bord ouest du domaine augmente, plus les valeurs de RIV augmentent. De plus, la RIV est plus forte sur les continents que sur les océans, et les valeurs les plus intenses à l'est du domaine sont alors localisées dans le nord de l'Europe. Notons que ces résultats ne seraient peut-être pas vérifiés dans une configuration du modèle avec un couplage de l'océan et de l'atmosphère. Le champ de géopotentiel à 500hPa est associé aux distributions spatiales de RIV les plus homogènes, et celles des températures journalières maximales sont relativement plus bruitées. Ces 2 variables sont respectivement des variables à grande et moyenne auto-corrélation spatiale. Au contraire, les distributions spatiales de RIV pour les précipitations et l'évapotranspiration sont plus bruitées. Pour ces 2 variables de petite échelle, la variabilité interne peut avoir une influence locale relative jusqu'à 80% par rapport à la variabilité totale du climat telle que simulé par ALADIN. Les valeurs de RIV les plus intenses pour les précipitations et l'évapotranspiration ne sont pas colocalisées. Le lien entre ces 2 variables n'est pas direct, mais en isolant les précipitations convectives de grande échelle, les valeurs les plus intenses de RIV pour ces 2 variables pourraient être géographiquement plus proches.

Une première comparaison entre l'été froid de 2073 et l'été chaud de 2075 peut être faite. Pour l'évapotranspiration en particulier (dernière ligne de la figure 9.19), et pour les températures maximales dans une moindre mesure (deuxième ligne de la figure 9.19), les valeurs de RIV sont plus importantes pour les expériences de modélisation de l'été 2075 que 2073, et ce sur un plus grand domaine. L'empreinte de la canicule est donc visible par la RIV, et ce particulièrement dans les zones où des processus thermodynamiques ont joué un rôle dans l'amplification des températures. Il faudrait étendre l'étude aux autres simulations, mais ce résultat renforce l'idée que de plus grands ensembles seraient nécessaires à la modélisation d'étés caniculaires que climatologiques, dans des expériences de cas d'étude comme ici.

Une seconde comparaison peut être conduite entre les simulations à 50km et à 12km pour chacun des étés simulés, en référence ici à la question Q4. Pour les 2 étés, les distributions spatiales entre les 2 résolutions sont très proches, et ce pour toutes les variables de petite et moyenne échelle considérées. Ainsi, la variabilité interne dans les simulations à 12km ne semblerait pas différente de celle dans les simulations à 50km.

Nous nous intéressons ensuite à l'évolution journalière des valeurs moyennes de RIV en Europe pour l'évapotranspiration (figure 9.20). Les valeurs de RIV augmentent à partir de l'initialisation, puis atteignent une stabilité relative, et ce de manière plus ou moins précoce selon les expériences. Cette stabilité est atteinte en dernier pour les simulations de 2092, mais ceci est partiellement causé par le cycle saisonnier de la variabilité interne, plus forte en été qu'au printemps. Les simulations des étés intenses indiquent une légère tendance négative pendant les canicules. Ce résultat reste cependant à être plus amplement étudié car la variabilité interne décroit aussi à partir de la fin de l'été. Il faudrait donc retirer la saisonnalité des valeurs moyennes de RIV pour étudier l'impact des canicules sur la variabilité interne à partir de cette métrique.

De plus, à partir des expériences de simulations des 4 étés, il n'est pas possible de conclure en des différences de variabilité interne entre les résolutions spatiales à 50km et à 12km, et ce pour les autres variables également (non montré). Ainsi, les plus petites échelles simulées à 12km ne semblent pas engendrer une amplification de la variabilité interne en été en Europe.



FIGURE 9.19 – Distribution spatiale des valeurs moyennes de RIV en été dans les simulations EUC50-73, EUC50-75, EUC12-73 et EUC12-75 (une par colonne, comme indiqué sur les panneaux du haut). Les variables considérées ici sont : le champs de géopotentiel à 500hPa (zg500), les températures de surface de l'air journalières maximales (tasmax), les précipitations (pr) et l'évapotranspiration (evspsbl; une variable par ligne comme indiqué sur les panneaux de gauche).



FIGURE 9.20 – Évolution journalière des valeurs moyennes de RIV en Europe pour chacune des expériences de simulation de canicule future (un été par ligne comme indiqué sur les panneaux), à 50km (en vert) et 12km (en violet) de résolution spatiale. La variable considérée ici est l'évapotranspiration.
9.5 Évaluation des futures températures journalières extrêmes

Dans cette partie III, nous avons principalement étudié des anomalies de tasmax, et nous proposons maintenant de nous intéresser aux valeurs brutes. Cependant, ces analyses ont été menées à partir d'un seul modèle de climat et d'un seul MCR. Nous ne considérons donc pas l'estimation des futures valeurs de températures extrêmes et de leurs incertitudes comme suffisamment robustes. Une telle étude nécessiterait un plus grand ensemble de modèles, à l'image de l'article présenté dans la partie 8.2. L'analyse des températures extrêmes dans nos expériences aux 2 résolutions spatiales par rapport à celles de CNRM-CM5 permet aussi d'apporter des éléments de réponse quant à l'apport de la modélisation régionale de canicules particulières pour les projections des températures extrêmes en Europe, en référence ici à la question Q1.

Les canicules ont souvent été caractérisées selon les anomalies de tasmax qu'elles généraient, des anomalies par rapport au climat moyen de la période future 2061-2090. Le réchauffement climatique en Europe est particulièrement intense, et notamment pour les extrêmes de température, comme nous avons pu le montrer avec l'évolution de l'occurrence des records journaliers dans la partie II. Le modèle CNRM-CM5 indique des augmentations de tasmax moyennes en été comprises entre 3°C et 5°C degrés entre le nord de l'Europe et le pourtour méditerranéen, avec 2 points de grille dans les Alpes associés à un réchauffement de 6°C (figure 9.21). Les simulations EURO-CORDEX du modèle ALADIN présentent les mêmes ordres de grandeur d'augmentation de tasmax, mais avec des différences de distribution spatiale. Le réchauffement en France est par exemple moins marqué que dans CNRM-CM5, contrairement à l'Europe du nord-est où il est plus important. Des différences existent aussi entre les simulations EURO-CORDEX. Elles peuvent être expliquées par la variabilité interne et/ou par la différence de résolution spatiale, ainsi que par des différences de conditions initiales du sol.

L'évolution des valeurs de tasmax moyennes en Europe entre 1950 et la fin du siècle indique que la simulation de CNRM-CM5 est toujours plus chaude que les simulations EURO-CORDEX, qui sont proches entre elles (figure 9.22). Ainsi, l'état moyen de ALADIN est plus froid que celui de CNRM-CM5. De plus, les observations sont plus proches des simulations EURO-CORDEX que de la simulation CNRM-CM5. Mais le réchauffement moyen en Europe dans les simulations EURO-CORDEX et la simulation de CNRM-CM5 a déjà été mis en évidence comme faible par rapport aux autres modèles de climat (articles des parties 5.1.2 et 8.2). Les températures journalières extrêmes indiquées dans nos simulations sont donc probablement des estimations plutôt froides des futures températures extrêmes en Europe.

Les évolutions des valeurs moyennes de tasmax pendant les 3 canicules futures simulées avec ALADIN et CNRM-CM5 sont toujours supérieures à celle des valeurs observées de l'été 2003 (figure 9.23). Les valeurs moyennes de tasmax en Europe sont d'environ 30°C pendant la canicule de l'été 2003 dans les observations. Dans la simulation CNRM-CM5, ces valeurs sont respectivement d'environ 35.2°C, 36.5°C et 34.8°C pendant les canicules futures des étés 2075, 2088 et 2092. Ces valeurs peuvent encore être amplifiées dans certaines des simulations réalisées avec ALADIN. Surtout, nous avons déjà montré que ces valeurs nettement plus chaudes pendant les épisodes caniculaires sont aussi associées à des durées et extensions spatiales plus grandes.

L'évolution des valeurs de tasmax moyennes en Europe dans les observations de l'été 2003 est similaire aux évolutions simulées par CNRM-CM5 et les expériences à 50km et 12km du futur été froid de 2073. L'évolution observée est aussi proche de l'évolution simulée des mois de juillet 2075 et 2088. Ainsi, comme déjà montré dans la littérature (Beniston, 2004), l'été de 2003 pourrait, en moyenne sur l'Europe, être représentatif d'un été moyen voire froid dans la dernière partie du 21^{ème} siècle, en termes de température de surface de l'air journalière maximale.



FIGURE 9.21 – Distribution spatiale des changements moyens de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) entre les périodes 1976-2005 et 2061-2090, à partir de la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5 (en haut), et les simulations EURO-CORDEX à 50km (en bas à gauche) et 12km (en bas à droite) de résolution spatiale.

La distribution spatiale des valeurs moyennes de tasmax pendant les canicules met cependant en évidence des températures plus chaudes en 2003 qu'en 2073 (figure 9.24). Ainsi, les températures expérimentées pendant la période caniculaire du mois d'août 2003 ne semblent pas correspondre aux températures moyennes au cours d'un été plutôt froid du climat moyen de la fin du siècle.

Un apport des simulations régionales réside dans les détails spatiaux que la haute résolution permet. Ainsi, les valeurs les plus intenses de tasmax pendant les futures canicules sont localisées en Europe du sud-est pour les canicules des étés 2075 et 2088, et un peu plus au nord pour la canicule de l'été 2092. Dans le cas de la France, les simulations régionales permettent d'isoler le sud-ouest, le pourtour méditerranéen et la vallée du Rhône comme des régions plus sensibles aux températures extrêmes, contrairement aux massifs montagneux et à la Bretagne.



FIGURE 9.22 – Évolution interannuelle des valeurs moyennes de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) en Europe dans les observations E-OBS (en noir), la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5 (en rouge), et les simulations EURO-CORDEX à 50km (en vert) et 12km (en violet) de résolution spatiale. Les traits plus épais correspondent à une moyenne glissante de 31 ans.



FIGURE 9.23 – Évolution journalière des valeurs moyennes de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) en Europe dans les observations E-OBS pour l'été 2003 (en noir), la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5 (en rouge), et l'ensemble des simulations des expériences à 50km (en vert) et 12km (en violet) de résolution spatiale, avec les moyennes d'ensemble représentées par les traits plus épais, et ce pour les étés 2075, 2088, 2092 et 2073 (un par ligne, par ordre de citation). Les bandes rouges illustrent les durées (D) des canicules telles que détectées par l'indice de sévérité.



FIGURE 9.24 – Distribution spatiale des valeurs moyennes de température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) pendant les canicules, tel que indiqué par les bandes rouges de la figure 9.23, dans les observations E-OBS (première ligne), la simulation r1i1p1 de CNRM-CM5 (colonne de gauche) et les moyennes d'ensemble des expériences de modélisation à 50km (colonne du milieu) et 12km (colonne de droite) de résolution spatiale, pour les étés 2073, 2075, 2088 et 2092 (un par ligne, par ordre de citation). Les valeurs moyennes sont calculées sur l'ensemble de la saison pour l'été 2073.

Chapitre 10

Synthèse, discussion et perspectives

10.1 Synthèse des résultats

Tout d'abord, nous avons en partie pu répondre à la question Q1, à savoir que l'utilisation d'un modèle régional pour la représentation de canicules particulières d'un modèle global à plus fine résolution spatiale est possible, bien que complexe. Nous avons notamment montré de manière récurrente le poids de la variabilité interne dans le modèle régional, qui rentre en concurrence avec les contraintes des conditions synoptiques imposées aux bords du modèle. Ainsi, un résultat majeur de cette étude est la nécessité de grands ensembles pour la réalisation d'expériences de ce type. L'apport principal de l'utilisation de MCR est bien sûr l'estimation plus fine des changements, à l'échelle régionale voire locale. À l'échelle de la France par exemple, nous avons pu décrire les changements des valeurs de records chauds dans différentes régions de France dans l'article de la partie 8.2.

A partir de nos simulations et des analyses réalisées dans le cadre de cette thèse, nous n'avons pas pu clairement apporter de réponses à la question Q2, sur un possible apport de la résolution spatiale de 12km par rapport à celle de 50km pour la représentation des canicules futures et de leurs températures extrêmes. Les structures régionales sont mieux décrites, et notamment dans les massifs montagneux où l'orographie est plus proche de la réalité. Mais il reste un travail plus précis à mener sur l'impact de la meilleure description de l'orographie mais aussi des contrastes terre-mer sur la représentation du climat en Europe. En particulier, un réchauffement des températures en aval de massifs montagneux pourrait être simulé.

De manière récurrente dans nos travaux, la question Q3 sur le lien entre les conditions synoptiques et la génération de variabilité interne dans le domaine a été relevée. Les analyses en l'état ne nous ont pas permis de mettre en évidence des situations synoptiques associées à une plus grande variabilité interne. De même, les conditions synoptiques responsables d'une diminution abrupte de la dispersion inter-membre à la suite de périodes de grande dispersion n'ont pas été identifiées. Des pistes d'analyses ont tout de même été soulevées mais doivent être poursuivies.

Enfin, il est difficile de conclure quant à des influences différentes de la variabilité interne dans les simulations à 50km ou à 12km de résolution spatiale. Cette question Q4 est apparue de manière récurrente dans nos travaux, mais aucun impact systématique n'a été mis en évidence. Pour certaines expériences de modélisation de canicule future, la dispersion inter-membre est plus importante à 12km, alors que l'inverse est vrai pour les autres. De plus, l'influence relative de la variabilité interne par rapport à la variabilité du climat telle que simulée par ALADIN a été étudiée grâce à la métrique RIV. L'ensemble de ces résultats laisse penser que l'influence de la variabilité interne n'est pas différente entre les 2 résolutions spatiales. Ainsi, la résolution spatiale de 12km ne serait pas responsable d'une génération de bruit plus intense à travers des mécanismes de petite échelle.

L'étude présentée dans l'article de la partie 8.2 nous a aussi permis d'apporter de nouveaux éléments de réponse quant à la question des futures températures extrêmes du climat de la fin du siècle, en France tout du moins. Au cours du 21^{ème} siècle, les projections indiquent une augmentation des records chauds de température journalière maximale, et ce sur l'ensemble du pays.

Une estimation conservatrice de l'augmentation des valeurs maximales des records journaliers chauds de température en été a été apportée à l'aide de la simulation du modèle AL-ADIN à l'horizon 2100. Ces valeurs sont comparées à des valeurs actuelles de records absolus de température de l'ordre de 42°C en France.

Les projections indiquent une augmentation maximale des valeurs maximales des records de température en été de 6.6°C en Bretagne, 7.7°C dans le nord de la France et le pourtour du bassin méditerranéen, 9.6°C dans le sud-ouest et 9.9°C dans l'est de la France. Ces augmentations de valeurs maximales des températures extrêmes à l'horizon 2100 sont comparées à celles des modèles CMIP5. La médiane de la distribution des modèles indique une augmentation maximale des valeurs maximales des records journaliers de température en été et en France de 11.8°C. Les estimations basse et haute de la distribution des modèles indiquent des augmentations maximales de 9°C et 13.2°C en été en France. Les estimations des augmentations maximales des températures extrêmes en été en France à l'horizon 2100 sont donc similaires à l'estimation basse des modèles CMIP5.

10.2 Discussion

La modélisation climatique régionale est aujourd'hui plutôt poussée vers la très haute résolution plutôt que vers la réalisation d'ensemble de simulations. En effet, la communauté des impacts a besoin d'informations à l'échelle régionale voire locale, et c'est pour répondre à ces besoins que de tels efforts sont mis en œuvre. Pour des études statistiques sur des échelles climatiques de 30 ans par exemple, le poids de la variabilité est réduit. Cependant, pour des études de températures extrêmes ou de canicules futures, la variabilité interne a une influence importante. Or les événements extrêmes sont largement étudiés pour leurs impacts sur les populations, les ressources en eau, les feux de forêt, etc.

Ici, nous avons proposé une approche événementielle au contraire d'une approche statistique plus classique pour étudier les futures canicules intenses et leurs températures extrêmes. La figure 10.1 montre que les valeurs maximales de tasmax sont différentes si l'ensemble des 20 simulations de chacune des expériences est pris en compte dans le calcul des valeurs les plus intenses rencontrées en été à l'horizon 2100. Ainsi, la réalisation de ces expériences de modélisation d'événements particuliers ramène une plus-value à l'approche statistique usuellement employée. Ce résultat permet d'affiner les éléments de réponse apportés à la question Q1 sur l'intérêt de la reproduction de canicules particulières d'un modèle global avec un modèle régional afin de mieux décrire les températures extrêmes sur le domaine. Dans le cadre de projets tel que EURO-CORDEX, il serait difficile de réaliser des ensembles de 20 simulations régionales par faute de temps de calcul, de stockage de données, etc. La méthode développée ici propose une alternative moins coûteuse, et qui apporte des informations nécessaires à une estimation plus fine des projections et de leurs incertitudes à l'échelle régionale. Cette méthode pourrait permettre de combler la sous-estimation de la variabilité interne dans les simulations uniques proposées à partir du modèle ALADIN dans le cadre du projet EURO-CORDEX par exemple.



FIGURE 10.1 – Panneau du haut : Distribution spatiale des valeurs maximales de la température de surface de l'air journalière maximale (tasmax) à l'horizon 2100 (°C) parmi tous les étés des simulations EURO-CORDEX à 50km (à gauche) et à 12km (à droite) de résolution spatiale.

Panneau du bas : Illustration de l'apport des expériences de modélisation régionale dans l'estimation des températures maximales à l'horizon 2100. Les cartes représentent la différence entre les valeurs maximales calculées à partir des simulations EURO-CORDEX ainsi que toutes les expériences de modélisation de canicules futures et les valeurs maximales calculées à partir des simulations EURO-CORDEX uniquement (soit celles du panneau du haut).

L'étude présentée dans l'article de la partie 8.2 est un bon exemple de l'intérêt d'une démarche événementielle pour l'étude des canicules futures. Dans cette étude, nous avons eu recours aux modèles CMIP5 pour comparer les résultats d'une unique simulation à haute résolution. Bien que cela ait été nécessaire pour estimer les incertitudes liées aux modèles, c'était ici aussi nécessaire pour estimer les incertitudes liées à la variabilité interne. Nous avons notamment montré que la canicule de l'été 2075 avait largement impacté les valeurs maximales des records chauds de température à l'horizon 2100 en France. Or les résultats de l'expérience EUC12-75 montrent que l'impact de la variabilité interne est grand pour cette canicule.

10.3 Perspectives

Tout d'abord, il serait intéressant d'étendre l'étude réalisée dans l'article de la partie 8.2 à un plus grand domaine que la France. Une telle étude permettrait une estimation des futures températures extrêmes qui pourraient avoir lieu dans le climat européen de la fin du 21^{ème} siècle. Pour cela, des observations à haute résolution spatiale seraient nécessaires sur l'ensemble du domaine européen. De plus, comme discuté précédemment, l'étude de l'évolution des valeurs maximales des records de température pourrait être étendue à partir des expériences de modélisation des canicules futures. Ceci permettrait une description à plus fine échelle des incertitudes liées à la variabilité interne, et donc une meilleure estimation des changements.

Quant à la modélisation régionale de futures canicules intenses particulières, nous avons présenté des analyses conduites à partir d'une ou plusieurs expériences de modélisation. Ces travaux ont été conduits en fin de thèse, et de plus amples analyses seraient nécessaires à une meilleure estimation des processus relevés dans les différentes analyses. Il faudrait notamment étendre et comparer les résultats de l'expérience EUC12-75 aux autres expériences. Ceci pourrait permettre de dégager des impacts systématiques de la haute résolution par exemple.

Il serait intéressant de travailler avec un modèle global et un modèle régional partageant la même dynamique et la même physique. Même si CNRM-CM5 et ALADIN sont relativement proches et sont développés à partir des mêmes codes, les différences entre les simulations régionales et globales ne sont pas uniquement expliquées par les différences de résolution. De plus, le forçage des conditions de surface des océans dans un modèle régional est une limite. Un océan interactif avec l'atmosphère permettrait une meilleure représentation des processus en Europe.

La méthode de modélisation de futures canicules intenses développée dans cette thèse laisse place à un certain nombre d'améliorations.

Les ensembles de simulations générés pour chacune des expériences sont probablement sousdispersifs, et la génération de petites perturbations pour l'initialisation des expériences pourrait être réalisée de manière plus académique. Idéalement, il faudrait imposer une condition initiale différente pour chacune des simulations d'un ensemble. Par exemple, les conditions initiales atmosphériques du 1^{er} juin d'une année différente pourraient être imposées, en prenant garde à conserver les conditions de sol de l'année considérée pour la simulation. Le bruit généré d'une telle façon pourrait être plus important que celui étudié dans nos expériences de simulations. De plus, les simulations réalisées sont des simulations courtes de 3 mois (ou 6 mois pour l'année 2092). Il serait intéressant de recommencer les expériences en commençant au moins un mois plus tôt. En effet, durant le premier mois, le modèle est encore influencé par les conditions initiales de l'atmosphère et la variabilité interne n'est pas pleinement développée. Les simulations sur ces semaines là sont donc plus difficilement exploitables.

Les incertitudes liées au scénario d'émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols seraient essentielles à estimer, et ce par la conduite de ces mêmes expériences sous les scénario RCP2.6, RCP4.5 et RCP6.0. Aussi, l'ensemble des résultats discutés ici sont dépendants des choix des modèles, configurations et paramétrisations. Les sources d'incertitudes liées à l'utilisation d'une combinaison unique d'un modèle de climat et d'un MCR devraient ainsi être estimées, et il serait intéressant de mener les mêmes expériences à partir de différents modèles afin d'estimer leurs incertitudes.

La technique du rappel spectral présentée dans la partie 8.1 pourrait être utilisée pour permettre une plus forte contrainte des situations synoptiques à l'intérieur du modèle. En effet, nous avons mis en évidence à plusieurs reprises une faible corrélation spatiale entre les conditions synoptiques dans le modèle ALADIN et celles de CNRM-CM5 imposées aux bords du domaine. L'utilisation de cette technique permettrait une meilleure représentation des canicules, et ainsi une meilleure estimation des processus responsables des canicules, de l'impact de la haute résolution, mais encore des futures températures extrêmes. Cependant, le rappel spectral a déjà été mis en évidence comme responsable de biais sur les précipitations intenses (Alexandru et al., 2009). Or une représentation correcte des précipitations intenses est importante en été en Europe. La technique du rappel spectral pourrait donc s'avérer intéressante, mais son implémentation devrait être associée à une importante étude de validation.

Le domaine EURO-CORDEX est aussi un domaine relativement grand. Dans notre cas, il serait intéressant de réaliser les simulations dans un domaine plus petit, centré sur la région européenne d'intérêt. La variabilité interne serait réduite, tout comme le temps de calcul.

Dans l'objectif d'apporter des éléments de réponse quant aux futures températures extrêmes en Europe à la fin du 21^{ème} siècle, nous avions à l'origine imaginé réaliser des expériences de modélisation de futures canicules intenses en modifiant les forçages de canicules particulières simulées par le modèle CNRM-CM5. De telles expériences permettraient de mieux estimer jusqu'où les températures extrêmes pourraient s'élever lors d'étés extrêmement chauds de la fin du siècle. En effet, en réponse au changement climatique, les processus physiques mis en œuvre dans les interactions entre le sol et l'atmosphère pourraient être modifiés, et mener à des rétro-actions pouvant atténuer ou amplifier l'élévation des températures extrêmes.

Les expériences présentées dans ce chapitre correspondent en fait aux simulations de contrôle dont nous avions besoin avant de réaliser de telles expériences avec combinaison de forçages favorables aux canicules intenses. On pourrait maintenant envisager de combiner les conditions atmosphériques des étés 2075 ou 2088 avec les conditions de sols proches de celles du printemps 2092 dans CNRM-CM5. Il serait alors intéressant de voir si une canicule très intense en termes d'anomalies chaudes de température journalière maximale, de durée et d'extension spatiale pourrait être obtenue, et comment.

De plus, les conditions de surface de l'océan n'ont pas été étudiées dans cette thèse, or leur impact dans les températures extrêmes observées en 2003 a été mis en évidence dans la littérature (e.g. Feudale and Shukla, 2007). Il serait aussi intéressant de considérer des modifications de ces forçages pour amplifier des canicules.

Conclusions générales, limites et perspectives

Conclusions générales

Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés à l'évolution des extrêmes journaliers de température de surface de l'air au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle en France et en Europe. L'étude des changements d'occurrence et d'intensité de ces extrêmes climatiques est une part importante de ces travaux, ainsi que l'analyse des mécanismes responsables de ces extrêmes, et leurs modifications. Pour cela, différentes méthodologies ont été mises en œuvre, et les travaux ont été regroupés en deux grandes parties. Les résultats de chacune de ces parties ont été synthétisés dans des conclusions intermédiaires. De même, à la fin de chaque partie nous avons proposé une discussion sur les limites et les perspectives des analyses réalisées. Nous proposons ici de résumer les résultats principaux de cette thèse, avant d'en discuter les limites et les perspectives.

Dans la première partie, nous nous sommes intéressés à l'évolution des records journaliers de température en Europe. L'utilisation des records pour l'étude des extrêmes de température présente l'avantage de pouvoir comparer des évolutions observées ou simulées de records de température avec celles d'un climat stationnaire, et ce sans faire appel à de longues séries d'observations. En effet, les statistiques et des lois de probabilités définissent un cadre théorique permettant de représenter une évolution de records dans un processus stationnaire, ici un climat stationnaire¹.

L'évolution théorique des records dans le cadre d'un climat stationnaire reproduit correctement l'évolution observée des records journaliers chauds et froids des années 1950 à 1980. À partir des années 1980, un écart à ce climat stationnaire théorique est observé, avec une augmentation des records chauds et une diminution des records froids. Ce résultat est observé à l'échelle de l'année comme pour toutes les saisons, et ce sur l'ensemble du domaine européen.

Les simulations d'un ensemble de 27 modèles climatiques reproduisent correctement ces variations, et ce pour toutes les saisons en Europe. L'étude des projections de l'occurrence des records montre que ces changements devraient s'intensifier au cours du 21^{ème} siècle, et ce particulièrement sous le scénario RCP8.5, un scénario de laisser-faire des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols (Bador et al., 2016).

Sous ce scénario, la plus forte augmentation des records journaliers chauds est projetée en été, avec environ 10 fois plus d'occurrence de records à la fin du siècle que dans le climat stationnaire des années 1950 à 1980. Les changements en été sont distribués selon un gradient méridional, avec les augmentations les plus intenses dans la région méditerranéenne. L'augmentation des records chauds en automne est proche de celle en été, alors que les saisons d'hiver et de printemps

^{1.} Un climat stationnaire peut être considéré comme un climat pour lequel on n'observe pas de déplacement ni de changement de forme de la distribution des températures.

présentent de plus faibles augmentations. La distribution spatiale des changements en automne et au printemps présente le même gradient méridien qu'en été, mais pas en hiver. Ceci est tout d'abord lié au motif de changement des températures moyennes, mais aussi en partie expliqué par de plus fortes incertitudes liées aux modèles en hiver qu'en été, où l'augmentation marquée des records chauds dans le sud de l'Europe fait consensus, même si des différences d'intensité sont indiquées entre les modèles.

Quant aux records froids, l'ensemble des modèles projette une diminution très importante de leur occurrence, avec dans les dernières décennies du siècle une occurrence quasi-nulle, et ce de manière homogène entre les saisons et sur l'ensemble de l'Europe.

Les modèles de climat nous ont ensuite permis d'affiner l'estimation des changements projetés par rapport à l'éventail des fluctuations de la variabilité interne du climat. En effet, à partir des simulations de contrôle² des modèles de climat, nous avons pu estimer un intervalle de confiance à 90% des évolutions de records compatibles avec de la variabilité interne uniquement. Ainsi, les changements d'occurrence des records journaliers chauds et froids dans les dernières décennies du $21^{\text{ème}}$ siècle ne peuvent pas être expliqués par de la variabilité interne seulement, et ce pour l'ensemble des saisons et l'ensemble de l'Europe. L'émergence de l'influence de l'Homme des fluctuations internes du climat est liée à l'importance de ces fluctuations, ainsi qu'à l'intensité des changements de records. Finalement, nous avons mis en évidence qu'en été, l'émergence de l'influence anthropique est projetée autour de la décennie 2030 pour les records chauds et 2020 pour les records froids, avec des incertitudes de l'ordre de ± 20 ans.

Dans le récent rapport du GIEC (2013), une augmentation virtuellement certaine³ des extrêmes de température au cours du $21^{\text{ème}}$ siècle en Europe était déjà stipulée. Alors quels sont les apports de cette partie de thèse?

Tout d'abord, l'évolution des records de température en Europe n'avait que très peu été étudiée, et jamais à partir de la nouvelle génération des modèles de climat (CMIP5). Pourtant, l'établissement de nouveaux records de température est récurrent depuis les dernières décennies. Nos travaux mettent en évidence que sans réduction massive des émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols dans l'atmosphère, cette tendance devrait continuer tout au long du siècle. Nous avons apporté des précisions quant aux différences saisonnières de ces changements, ainsi que leur distribution spatiale en Europe. De plus, nous pouvons avancer avec une confiance mesurée que les changements d'occurrence de records initiés dans les années 1980 sont encore aujourd'hui compatibles avec la variabilité interne du climat. Cependant, dans les prochaines décennies, l'influence anthropique devrait émerger de l'intervalle de la variabilité interne, et ce plus tôt pour les records froids que pour les records chauds, et plus tôt en été qu'en hiver. À partir d'une relation statistique mise évidence dans nos travaux et de la variabilité des températures journalières minimales observées à la fin du 20^{ème} siècle, un temps d'émergence de l'influence anthropique dans l'évolution des records journaliers froids en Europe est estimé autour des années 2015 et 2020 en été. Ainsi, la faible occurrence actuelle de records froids estivaux pourrait déjà être la signature des effets anthropiques.

Dans la deuxième partie de cette thèse, nous avons étudié les extrêmes de température estivale à travers des canicules intenses du climat de la fin du 21^{ème} siècle en France et en Europe. En association avec les modèles de climat utilisés dans la première partie, nous avons aussi utilisé le modèle de climat régional ALADIN, ce qui nous a permis d'approcher de plus fines échelles spatiales.

^{2.} Les simulations de contrôle sont des simulations longues (au delà de 500 ans dans notre étude) pour lesquelles les forçages externes du climat (naturels et anthropiques) sont constants à leur valeur pré-industrielle de 1850.

^{3.} probabilités du résultat comprises entre 99% et 100%

Dans un premier temps, nous avons analysé une simulation de ALADIN à 12km de résolution spatiale, dont on a pu comparer les températures à un nouveau jeu de stations d'observations en France. Dans cette étude (Bador et al. 2016b, en préparation), nous avons en particulier estimé l'augmentation maximale des valeurs maximales des records journaliers de température en été en France. À l'horizon 2100, la simulation ALADIN projette une augmentation maximale des valeurs maximales des records de température en été de 6.6°C en Bretagne, 7.7°C dans le nord de la France et le pourtour du bassin méditerranéen, 9.6°C dans le sud-ouest et 9.9°C dans l'est de la France. La comparaison de ces projections avec un ensemble de 29 modèles CMIP5 indique que ces augmentations maximales de températures extrêmes pourraient être plus importantes. La médiane de la distribution des modèles indique une augmentation maximale des valeurs maximales des records journaliers de température en été et en France de 11.8°C. Les estimations basse et haute de la distribution des modèles indiquent des augmentations maximales de 9°C et 13.2°C en été en France. Ces valeurs sont mises en regard avec des valeurs actuelles de records absolus de température de l'ordre de 42°C en France.

Puis, nous avons réalisé des expériences de modélisation de canicules intenses du climat de la fin du 21^{ème} siècle en Europe. Ces canicules ont été repérées dans le modèle de climat CNRM-CM5, en partie grâce aux analyses de la première partie de thèse (Bador et al., 2015b). Nous avons donc développé une approche événementielle de modélisation de futures canicules intenses, au lieu d'une approche statistique basée sur l'étude d'une distribution de canicules dans le climat de la fin du siècle.

Ces expériences de modélisation ont tout d'abord mis en évidence que la modélisation régionale de futures canicules intenses est complexe mais possible, et demande un grand ensemble de simulations par expérience afin de correctement estimer l'influence de la variabilité interne. Bien que la méthode nécessite encore des améliorations, nous avons mis en évidence le rôle des interactions entre le sol et l'atmosphère dans l'amplification des températures extrêmes lors des événements caniculaire. L'occurrence d'une telle canicule est d'abord dépendante de la circulation atmosphérique, mais l'intensité des températures peut ensuite être fortement amplifiée en fonction du contenu en humidité des sols avant la canicule, et donc des conditions climatiques des semaines et des mois précédents.

De même, dans le récent rapport du GIEC (2013), des niveaux de confiance élevés ⁴ étaient déjà associés à une augmentation de la fréquence, l'intensité et la durée des canicules au cours du $21^{\text{ème}}$ siècle. Alors une fois encore, quels sont les apports des études de cette partie ?

L'utilisation d'un modèle de climat régional permet tout d'abord d'approcher de plus fines échelles spatiales, mais son utilisation n'est pas nouvelle. Un résultat important de nos travaux est la mise en évidence du poids de la variabilité interne dans la simulation de futures canicules intenses. Il serait difficile dans le cadre de projets de comparaison de données climatiques régionales de réaliser de grands ensembles pour chacune des simulations. En effet, la modélisation climatique est aujourd'hui plutôt orientée vers la haute résolution, qui nécessite de grands temps de calculs et d'importants moyens pour le stockage des données. Une approche événementielle telle que développée dans cette thèse pourrait proposer une alternative intéressante à l'étude des futures extrêmes climatiques intenses.

^{4.} probabilités du résultat comprises entre 90% et 100%

Limites et perspectives

Une limite de l'ensemble des travaux de cette thèse est associée à l'étude des projections climatiques sous le scénario d'émissions anthropiques RCP8.5 uniquement. Les incertitudes liées aux décisions politiques quant aux futures émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols ne sont que peu analysées dans cette thèse. Or l'incertitude liée aux scénarios est importante, notamment dans la dernière partie du siècle pour la température.

L'impact des aérosols dans le système climatique est associé à de grandes incertitudes. Nous avons suggéré une possible influence des aérosols sur l'évolution des records de température en Europe au cours du 20^{ème} siècle. Des années 1940 aux années 1970, les fortes concentrations en aérosols dans l'atmosphère auraient pu atténuer le réchauffement induit par l'augmentation des gaz à effet de serre. L'utilisation de plusieurs scénarios permettrait une meilleure estimation des rôles respectifs des aérosols et des gaz à effet de serre dans l'évolution des records de température en Europe. De plus, la modélisation régionale pourrait aussi permettre une meilleure estimation de l'influence des aérosols sur le climat européen, et notamment sur les extrêmes. En effet, la signature régionale du rôle des aérosols est associée à de grandes incertitudes.

Les projections des changements d'occurrence des records s'accompagnent d'incertitudes assez importantes expliquées par les différences entre les modèles. Le modèle CNRM-CM5 et le modèle IPSL-CM5A-LR indiquent notamment des estimations basse et haute des changements de records au cours du siècle, par rapport à l'ensemble des modèles. Ces deux modèles français partagent pourtant une partie de leur structure. À partir de nos analyses, il n'est pas possible d'apporter plus de confiance à un de ces deux modèles. Il serait intéressant de comprendre les origines des différences de réchauffement en Europe entre ces deux modèles, afin de préciser les changements de records projetés à la fin du siècle.

Une étude des mécanismes physiques et dynamiques responsables de l'occurrence des records de température, ainsi que de leurs changements, pourrait être réalisée à partir des modèles CMIP5. Il serait intéressant d'analyser les processus responsables de l'augmentation marquée des records chauds dans la région du pourtour méditerranéen par exemple. Un assèchement des sols pourrait être responsable de modifications dans la répartition des flux turbulents à la surface, mais ces contributions doivent être mieux examinées.

De plus, les projections des changements de variance des températures de surface de l'air journalières en Europe font débat à ce jour. Une augmentation de la variance en été a été mise en évidence par plusieurs études, mais les projections pour les autres saisons sont moins claires, tout comme leur distribution spatiale. Pourtant, des changements de variabilité peuvent avoir de grandes conséquences sur les extrêmes climatiques, et une meilleure estimation de ces changements est donc essentielle.

La méthodologie développée dans cette thèse pour la modélisation régionale de futures canicules intenses d'un modèle global nécessite encore des améliorations. Une limitation principale de nos expériences est associée aux différences d'état des sols entre les modèles. Il faudrait envisager des techniques pour rappeler les conditions de sols du modèle régional vers celles du modèle global.

Quant à la technique du rappel spectral dans l'atmosphère, elle pourrait être implémentée dans des expériences semblables aux nôtres. Ceci permettrait une meilleure contrainte des conditions synoptiques du modèle de climat global dans le modèle de climat régional, et ainsi une diminution de la variabilité interne. Les structures de petite échelle qui ne sont pas représentées dans le modèle global à plus basse résolution pourraient être plus facilement mises en évidence, impliquant une meilleure estimation des impacts des canicules à l'échelle régionale voire locale. L'implémentation du rappel spectral nécessite cependant des précautions d'usage, car il peut mener à des biais de représentation des précipitations extrêmes.

Aujourd'hui, la modélisation climatique atteint des échelles spatiales de plus en plus fines. Une limite de la quête de la haute résolution est aussi liée à la disponibilité des observations. En effet, la modélisation régionale permet de mieux représenter l'orographie, la couverture des surface continentales, le trait de côte, etc. Cependant, il est ensuite nécessaire de comparer ces données à des observations aussi précises. Or la disponibilité des observations est souvent limitée par des séries temporelles trop courtes, des discontinuités et/ou de trop faibles couvertures spatiales. Le besoin d'observations fiables du système climatique et de ses variations est important pour les températures de l'air, mais aussi pour d'autres variables moins observées, telles que le contenu en eau des sols, les flux d'énergie, l'humidité de l'air, les vents, etc. Dans notre cas, des observations du contenu en eau du sol pourraient par exemple permettre une meilleure estimation des échanges d'eau à la surface, afin de mieux estimer les interactions entre le sol et l'atmosphère en été.

En été, les projections climatiques indiquent une forte augmentation des extrêmes de température au cours du siècle en Europe. L'amplification des températures extrêmes par des processus physiques mis en jeu dans les interactions entre le sol et l'atmosphère a notamment été mise en évidence. Une étude plus approfondie de ces mécanismes permettrait d'analyser si des modifications de ces interactions sont projetées. En effet, dans un climat moyen déjà significativement plus chaud, on peut se demander si des limites physiques au réchauffement des températures extrêmes pourraient avoir lieu. Des rétro-actions peu ou pas observables dans le climat actuel pourraient en effet se produire en réponse au changement climatique, et exercer un contrôle sur l'augmentation des températures extrêmes. À partir de nos travaux, nous n'avons pas mis en évidence de telles limitations physiques, et la question reste ouverte.

De telles limitations physiques ne sont peut-être pas à attendre à l'horizon 2100 mais plus tard. L'étude du changement climatique est très souvent bornée par la fin du siècle, or tant que le système climatique continuera d'absorber de l'énergie par effet de serre additionnel, le climat continuera de se réchauffer. L'évolution des canicules intenses, des records de chaleur et d'autres extrêmes climatiques est très peu étudiée au delà de la barrière virtuelle de 2100. D'ici le début du 22^{ème} siècle, la fonte des glaces pourrait avoir atteint de tels niveaux que son impact sur le climat en Europe est encore mal compris, et ce notamment sur les extrêmes climatiques. Mais aussi, quelles pourraient être les conséquences de l'allongement de la saison estivale sur les canicules ? Quels types de canicules pourraient être rencontrées à l'horizon 2150 pour un mois de mai ou de septembre en Europe par exemple ? Quelles conséquences pour les précipitations extrêmes estivales ? Autant de questions qu'il reste à examiner plus en détail.

Pour finir, le changement climatique n'affecte pas uniquement l'Europe. L'émergence de l'influence anthropique sur l'évolution des extrêmes climatiques pourrait déjà être avérée dans les tropiques où les fluctuations du climat sont relativement plus faibles qu'aux moyennes et aux hautes latitudes. La région du Pacifique sud-ouest est par exemple une région pour laquelle la représentation du climat est relativement plus difficile, de part la présence d'une zone de convergence et des fortes influences de l'ENSO. Mais c'est aussi une région qui abrite une grande quantité de pays insulaires très vulnérables aux changements climatiques, et dont le climat est souvent mal représenté par les modèles de climat aux résolutions trop faibles. La modélisation régionale d'événements intenses particuliers repérés dans des modèles de climat pourrait permettre pour ces régions là d'approcher des échelles spatiales assez fines pour étudier l'impact des futurs extrêmes climatiques.

Bibliographie

- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, a. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, a., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., and Vazquez-Aguirre, J. L. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111(D5) :D05109.
- Alexandru, A., de Elia, R., and Laprise, R. (2007). Internal Variability in Regional Climate Downscaling at the Seasonal Scale. *Monthly Weather Review*, 135(9) :3221–3238.
- Alexandru, A., de Elia, R., Laprise, R., Separovic, L., and Biner, S. (2009). Sensitivity Study of Regional Climate Model Simulations to Large-Scale Nudging Parameters. *Monthly Weather Review*, 137(5) :1666–1686.
- Allen, S., Gough, W., and Mohsin, T. (2014). Changes in the frequency of extreme temperature records for Toronto, Ontario, Canada. *Theoretical and Applied Climatology*, (Bassett 1992) :481–491.
- Anderson, A. and Kostinski, A. (2010). Reversible Record Breaking and Variability : Temperature Distributions across the Globe. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49(8) :1681–1691.
- Anderson, A. and Kostinski, A. (2015). Temperature variability and early clustering of recordbreaking events. *Theoretical and Applied Climatology*.
- Arnold, B. C., Balakrishnan, N., and Nagaraja, H. N. (1998). Records.
- Bador, M., Naveau, P., Gilleland, E., Castellà, M., and Arivelo, T. (2015a). Spatial clustering of summer temperature maxima from the CNRM-CM5 climate model ensembles & E-OBS over Europe. *Weather and Climate Extremes*, (2006) :1–8.
- Bador, M., Terray, L., and Boé, J. (2015b). Detection of anthropogenic influence on the evolution of record-breaking temperatures over Europe. *Climate Dynamics*.
- Bador, M., Terray, L., and Boé, J. (2016). Emergence of human influence on summer recordbreaking temperatures over Europe. *Geophysical Research Letters*, 43:404–412.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. Science, 294(5542) :581–584.
- Barriopedro, D., Fischer, E. M., Luterbacher, J., Trigo, R. M., and García-Herrera, R. (2011). The hot summer of 2010 : redrawing the temperature record map of Europe. *Science (New York, N.Y.)*, 332(6026) :220–224.

- Beirlant, J., Goegebeur, Y., Segers, J., and Teugels, J. (2004). *Statistics of extremes : Theory and applications*. John Wiley & Sons : New York.
- Bell, C. J., Gray, L. J., Charlton-Perez, a. J., Joshi, M. M., and Scaife, a. a. (2009). Stratospheric communication of El Nino teleconnections to European winter. *Journal of Climate*, 22(15) :4083–4096.
- Benestad, R. E. (2003). How often can we expect a record event? *Climate Research*, 25(iid) :3–13.
- Benestad, R. E. (2004). Record-values, nonstationarity tests and extreme value distributions. Global and Planetary Change, 44(1-4):11-26.
- Benestad, R. E. (2006). Can we expect more extreme precipitation on the monthly time scale? Journal of Climate, 19(4) :630–637.
- Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in Europe : A shape of things to come ? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophysical Research Letters*, 31(2) :L02202.
- Beniston, M. (2015). Ratios of record high to record low temperatures in Europe exhibit sharp increases since 2000 despite a slowdown in the rise of mean temperatures. *Climatic Change*, pages 225–237.
- Beniston, M. and Diaz, H. F. (2004). The 2003 heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel, Switzerland. *Global and Planetary Change*, 44(1-4) :73–81.
- Bernard, E., Naveau, P., and Vrac, M. (2013). Clustering of Maxima : Spatial Dependencies among Heavy Rainfall in France. pages 7929–7937.
- Bindoff, N., Stott, P., AchutaRao, K., Allen, M., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S., Mokhov, I., Overland, J., Perlwitz, J., Sebbari, R., and Zhang, X. (2013).
 Detection and Attribution of Climate Change : from Global to Regional. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovenermnetal Panel on Climate Change*, pages 867–952.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric Teleconnections From The Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3):163–172.
- Black, E., Blackburn, M., Hoskins, B., and Methven, J. (2004). Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. Weather, pages 217–223.
- Black, E. and Sutton, R. (2006). The influence of oceanic conditions on the hot European summer of 2003. *Climate Dynamics*, 28:53–66.
- Boé, J. and Terray, L. (2007). A weather-type approach to analyzing winter precipitation in France : Twentieth-century trends and the role of anthropogenic forcing. *Journal of Climate*, 21(13) :3118–3133.
- Boé, J. and Terray, L. (2013). 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.

- Boé, J., Terray, L., Cassou, C., and Najac, J. (2008). Uncertainties in European summer precipitation changes : role of large scale circulation. *Climate Dynamics*, 33(2-3) :265–276.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S. K., Sherwood, S., Stevens, B., and Zhang, X. Y. (2013).
 7. Clouds and Aerosols. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 571–657.
- Brayshaw, D. J., Hoskins, B., and Blackburn, M. (2009). The Basic Ingredients of the North Atlantic Storm Track. Part I : Land–Sea Contrast and Orography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(9) :2539–2558.
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., and Geleyn, J.-F. (1995). Integration of the Fully Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Following Coordinate in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System.
- Buehler, T., Raible, C. C., and Stocker, T. F. (2011). The relationship of winter season North Atlantic blocking frequencies to extreme cold or dry spells in the ERA-40. *Tellus, Series A* : Dynamic Meteorology and Oceanography, 63 :212–222.
- Carril, A. F., Gualdi, S., Cherchi, A., and Navarra, A. (2007). Heatwaves in Europe : areas of homogeneous variability and links with the regional to large-scale atmospheric and SSTs anomalies. *Climate Dynamics*, 30(1):77–98.
- Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nordatlantique. La Météorologie, 45 :21–32.
- Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J., and Deser, C. (2004). North Atlantic Winter Climate Regimes : Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. *Journal of Climate*, 17 :1055–1068.
- Cassou, C., Terray, L., and Phillips, A. S. (2005). Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *Journal of Climate*, pages 2805–2811.
- Cattiaux, J., Douville, H., and Peings, Y. (2013). European temperatures in CMIP5 : origins of present-day biases and future uncertainties. *Climate Dynamics*, pages 2889–2907.
- Cattiaux, J., Douville, H., Schoetter, R., Parey, S., and Yiou, P. (2015). Projected increase in diurnal and interdiurnal variations of European summer temperatures. pages 899–907.
- Cattiaux, J., Vautard, R., Cassou, C., Yiou, P., Masson-Delmotte, V., and Codron, F. (2010). Winter 2010 in Europe : A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, 37(20) :1–6.
- Caya, D. and Biner, S. (2004). Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Climate Dynamics*, 22(1):33–46.
- Christensen, J., Kumar, K. K., Aldria, E., An, S.-I., Cavalcanti, I., Castro, M. D., Dong, W., Goswami, P., Hall, a., Kanyanga, J., Kitoh, a., Kossin, J., Lau, N.-C., Renwick, J., Stephenson, D., Xie, S.-P., and Zhou, T. (2013). Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change Supplementary Material. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, page 62.

- Christensen, J., TR, C., and Giorgi, F. (2002). PRUDENCE Employs N e w Methods to Assess European Climate Change Survey of "Emerging Contaminants" in U.S. Streams Indicates Need for Further Research. 83(13).
- Christensen, O. B., Gaertner, M. a., Prego, J. a., and Polcher, J. (2001). Internal variability of regional climate models. *Climate Dynamics*, 17(11) :875–887.
- Christiansen, B. (2013). Changes in Temperature Records and Extremes : Are They Statistically Significant? *Journal of Climate*, 26(20) :7863–7875.
- Christidis, N., Jones, G. S., and Stott, P. A. (2014). Dramatically increasing chance of extremely hot summers since the 2003 European heatwave. *Nature Climate Change*, (December) :3–7.
- Coles, S. (2001). An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values.
- Cooley, D., Naveau, P., and Poncet, P. (2006). Dependence in Probability and Statistics. volume 187 of *Lecture Notes In Statistics*, chapter Variograms, pages 373–390. New York, Springer.
- Coumou, D. and Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. (March).
- Coumou, D. and Robinson, A. (2013). Historic and future increase in the global land area affected by monthly heat extremes. *Environmental Research Letters*, 8(3):034018.
- Coumou, D., Robinson, A., and Rahmstorf, S. (2013). Global increase in record-breaking monthly-mean temperatures. *Climatic Change*, 118(3-4):771–782.
- Crétat, J., Macron, C., Benjamin, P., and Richard, Y. (2011). Quantifying internal variability in a regional climate model : a case study for Southern Africa. *Climate Dynamics*, pages 1335–1356.
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M. C., Frame, D., Mahowald, N., and Winther, J.-G. (2013). Introduction. In : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, pages 119–158.
- D'Andrea, F. D. (2003). Entre le temps et le climat, la variablilité intrasaisonnièere de l'athmosphère. La Météorologie, (1):30–37.
- de Elía, R., Biner, S., and Frigon, A. (2013). Interannual variability and expected regional climate change over North America. *Climate Dynamics*, 41(5-6) :1245–1267.
- de Haan, L. and Ferreira, A. (2006). *Extreme Value Theory, An Introduction*. Springer Series in Operations Research and Financial Engineering.
- de veille sanitaire, I. (2015). Bilan au 15 septembre 2015 des épisodes de canicule survenus à l 'été 2015. Technical report.
- de Vries, H., Haarsma, R. J., and Hazeleger, W. (2013). On the future reduction of snowfall in western and central Europe. *Climate Dynamics*, 41(9-10) :2319–2330.
- Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Luterbacher, J., and Wanner, H. (2007a). Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research*, 112(D15) :D15103.

- Della-Marta, P. M., Luterbacher, J., von Weissenfluh, H., Xoplaki, E., Brunet, M., and Wanner, H. (2007b). Summer heat waves over western Europe 1880–2003, their relationship to largescale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, 29(2-3) :251–275.
- Deser, C., Terray, L., and Phillips, A. S. (2016). Forced and Internal Components of Winter Air Temperature Trends over North America During the Past 50 Years : Mechanisms and Implications.
- Di Luca, A., de Elía, R., and Laprise, R. (2012). Potential for small scale added value of RCM's downscaled climate change signal. *Climate Dynamics*, 40(3-4) :601–618.
- Doblas-Reyes, F. J., García-Serrano, J., Lienert, F., Biescas, A. P., and Rodrigues, L. R. L. (2013). Seasonal climate predictability and forecasting : status and prospects. Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change, 4(4) :245–268.
- Dole, R., Hoerling, M., Perlwitz, J., Eischeid, J., Pegion, P., Zhang, T., Quan, X.-W., Xu, T., and Murray, D. (2011). Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? *Geophysical Research Letters*, 38(6).
- Donat, M. G., Alexander, L. V., Yang, H., Durre, I., Vose, R., Dunn, R. J. H., Willett, K. M., Aguilar, E., Brunet, M., Caesar, J., Hewitson, B., Jack, C., Klein Tank, a. M. G., Kruger, a. C., Marengo, J., Peterson, T. C., Renom, M., Oria Rojas, C., Rusticucci, M., Salinger, J., Elrayah, a. S., Sekele, S. S., Srivastava, a. K., Trewin, B., Villarroel, C., Vincent, L. a., Zhai, P., Zhang, X., and Kitching, S. (2013). Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century : The HadEX2 dataset. *Journal* of Geophysical Research : Atmospheres, 118(5) :2098–2118.
- Douville, H. (2009). Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability. *Geophysical Research Letters*, 36(18) :L18703.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, a., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Boubrahmi, N. F., Font, J., Grubišić, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivančan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M. C., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, a., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., and Wernli, H. (2014). HyMeX : A 10-Year Multidisciplinary Program on the Mediterranean Water Cycle. Bulletin of the American Meteorological Society, 95(7) :1063–1082.
- Dubuisson, B. and Moisselin, J. (2006). Evolution des extrêmes climatiques en France à partir des séries observées. La Houille Blanche, 6 :42–47.
- Elguindi, N., Rauscher, S. a., and Giorgi, F. (2012). Historical and future changes in maximum and minimum temperature records over Europe. *Climatic Change*, 117(1-2):415–431.
- Ferranti, L. and Viterbo, P. (2006). The European Summer of 2003 : Sensitivity to Soil Water Initial Conditions. *Journal of Climate*, 19(15) :3659–3680.
- Feser, F., Rockel, B., von Storch, H., Winterfeldt, J., and Zahn, M. (2011). Regional Climate Models Add Value to Global Model Data : A Review and Selected Examples. Bulletin of the American Meteorological Society, 92(9) :1181–1192.
- Feudale, L. and Shukla, J. (2007). Role of Mediterranean SST in enhancing the European heat wave of summer 2003. *Geophysical Research Letters*, 34(December 2006) :2–5.

- Fink, A. H., Bruecher, T., Krueger, A., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., and Ulbrich, U. (2004). The 2003 European summer heatwaves and drought-synoptic diagnosis and impacts. Weather, 59(8) :209–216.
- Fischer, E. M. (2014). Climate science : Autopsy of two mega-heatwaves. *Nature Geoscience*, 7(May) :332–333.
- Fischer, E. M., Rajczak, J., and Schär, C. (2012). Changes in European summer temperature variability revisited. *Geophysical Research Letters*, 39(19) :n/a—-n/a.
- Fischer, E. M. and Schär, C. (2009). Future changes in daily summer temperature variability : driving processes and role for temperature extremes. *Climate Dynamics*, 33(7-8) :917–935.
- Fischer, E. M. and Schär, C. (2010). Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience*, 3(6):398–403.
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D., and Schär, C. (2007a). Contribution of landatmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophysical Research Letters*, 34(6) :L06707.
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Vidale, P. L., D., L., and Schär, C. (2007b). Soil Moisture Atmosphere Interactions during the 2003 European Summer Heat Wave. *Journal of Climate*, pages 5081–5099.
- Franke, J., Wergen, G., and Krug, J. (2010). Records and sequences of records from random variables with a linear trend. *Journal of Statistical Mechanics : Theory and Experiment*, 2010(10) :P10013.
- Frei, C. (2003). Daily precipitation statistics in regional climate models : Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 108(D3) :1–19.
- Garcia-Herrera, R., Diaz, J., Trigo, R. M., Luterbacher, J., and Fischer, E. M. (2010). A Review of the European Summer Heat Wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, pages 267–306.
- Gibelin, A.-l., Dubuisson, B., Corre, L., Deaux, N., Jourdain, S., Laval, L., Piquemal, J.-m., Mestre, O., Dennetière, D., Desmidt, S., Tamburini, A., and Homer, P. (2014). Évolution de la température en France depuis les années 1950. pages 45–53.
- GIEC (2012). Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. Cambridge University Press, Cambridge.
- Giorgi, F. and Bi, X. (2000). A study of internal variability of a regional climate model. *Journal* of *Geophysical Research*, 105(D24) :29503.
- Giorgi, F., Bi, X., and Pal, J. (2004). Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II : climate change scenarios (2071?2100). *Climate* Dynamics, 23(7-8):839–858.
- Giorgi, F., Jones, C., and Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *Bulletin - World Meteorological Organization*, 58(3) :175–183.
- Glick, N. E. D. (1978). Breaking records and breaking boards. *American Mathematical Monthly*, 85 :2–26.

- Guilbaud, S. and Obled, C. (1998). Prévision quantitative des précipitations journalières par une technique de recherche de journées antérieures analogues : optimisation du critère d'analogie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(3) :181–188.
- Hartmann, D. J., Klein Tank, A. M. G., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y. A.-R., Dentener, F. J., Dlugokencky, E. J., Easterling, D. R., Kaplan, A., Soden, B. J., Thorne, P. W., Wild, M., and Zhai, P. (2013). Observations : Atmosphere and Surface. Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, pages 159–254.
- Hawkins, E. and Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8) :1095–1107.
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, a. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., and New, M. (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20) :D20119.
- Hegerl, G. C. G., Hoegh-Guldberg, O., Casassa, G., Hoerling, M. M., Kovats, R., Parmesan, C., Pierce, D. D., Stott, P. P., Kovats, S., Parmesan, C., Pierce, D. D., and Stott, P. P. (2010). Good Practice Guidance Paper on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change. *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution of Anthropogenic Climate Change*, pages 1–8.
- Held, I. M., Ting, M., and Wang, H. (2002). Northern winter stationary waves : Theory and modeling. *Journal of Climate*, 15(16) :2125–2144.
- Herring, S., Hoerling, M., Peterson, T. C., and Stott, P. A. (2014). Explaining Extreme Events of 2013 Events of 2013 From a. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(9).
- Herrmann, M., Somot, S., Calmanti, S., Dubois, C., and Sevault, F. (2011). Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling : Impact of the regional climate model configuration. Natural Hazards and Earth System Science, 11(7) :1983–2001.
- Hewitt, C. D. (2004). Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(52):566.
- Hirschi, M., Seneviratne, S. I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O. B., Formayer, H., Orlowsky, B., and Stepanek, P. (2011). Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*, 4(1):17–21.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Otterson, G., and Visbeck, M. (2003). An Overview of the North Atlantic Oscillation. The North Atlantic Oscillation : Climatic Significance and Environmental Impact, 134 :263.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B. s., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechid, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., and Yiou, P. (2013). EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*.

- Jaeger, E. B. and Seneviratne, S. I. (2011). Impact of soil moisture–atmosphere coupling on European climate extremes and trends in a regional climate model. *Climate Dynamics*, 36(9-10) :1919–1939.
- Jung, T., Ferranti, L., and Tompkins, A. M. (2006). Response to the summer of 2003 Mediterranean SST anomalies over Europe and Africa. *Journal of Climate*, 19:5439–5454.
- Katragkou, E., García-Díez, M., Vautard, R., Sobolowski, S., Zanis, P., Alexandri, G., Cardoso, R. M., Colette, a., Fernandez, J., Gobiet, a., Goergen, K., Karacostas, T., Knist, S., Mayer, S., Soares, P. M. M., Pytharoulis, I., Tegoulias, I., Tsikerdekis, a., and Jacob, D. (2015). Regional climate hindcast simulations within EURO-CORDEX : evaluation of a WRF multi-physics ensemble. *Geoscientific Model Development*, 8(3) :603–618.
- Katz, R. W. and Brown, B. G. (1992). Extreme events in a changing climate : variability is more important than averages. *Climatic Change*, pages 289–302.
- Kaufman, L. and Rousseeuw, P. J. (1990). Finding Groups in Data : An Introduction to Cluster Analysis. Wiley, New-York.
- Kirtman, B., Power, S., Adedoyin, J., Boer, G., Bojariu, R., Camilloni, I., Doblas-Reyes, F., a.M. Fiore, Kimoto, M., Meehl, G., Prather, M., Sarr, a., Schär, C., Sutton, R., Oldenborgh, G. V., Vecchi, G., and Wang, H. (2013). Near-term Climate Change : Projections and Predictability. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 953–1028.
- Klein Tank, a. M. G., Zwiers, F. W., and Zhang, X. (2009). Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. *Climate data and monitoring*, (72).
- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Goergen, K., and Jacob, D. (2014). Regional climate modeling on European scales : a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, pages 1297–1333.
- Krug, J. (2007). Records in a changing world. *Journal of Statistical Mechanics : Theory and Experiment*, 2007(07) :P07001–P07001.
- Laprise, R. (2008). Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics*, 227(7):3641–3666.
- Laprise, R., de Elía, R., Caya, D., Biner, S., Lucas-Picher, P., Diaconescu, E., Leduc, M., Alexandru, a., and Separovic, L. (2008). Challenging some tenets of Regional Climate Modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 100(1-4) :3–22.
- Lau, N.-C. and Nath, M. J. (2014). Model Simulation and Projection of European Heat Waves in Present-Day and Future Climates. *Journal of Climate*, 27(10):3713–3730.
- Lehmann, J., Coumou, D., and Frieler, K. (2015). Erratum to : increased record-breaking precipitation events under global warming. *Climatic Change*, (August).
- Lorenz, E. N. (1969). Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues.
- Lorenz, E. N. (1979). Forced and Free Variations of Weather and Climate.

- Lorenz, R., Jaeger, E. B., and Seneviratne, S. I. (2010). Persistence of heat waves and its link to soil moisture memory. *Geophysical Research Letters*, 37(9) :n/a–n/a.
- Lucas-Picher, P., Caya, D., Biner, S., and Laprise, R. (2008a). Quantification of the Lateral Boundary Forcing of a Regional Climate Model Using an Aging Tracer. *Monthly Weather Review*, 136(12) :4980–4996.
- Lucas-Picher, P., Caya, D., de Elía, R., and Laprise, R. (2008b). Investigation of regional climate models ' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Climate Dynamics*, pages 927–940.
- Mariotti, A. and Dell'Aquila, A. (2012). Decadal climate variability in the Mediterranean region : roles of large-scale forcings and regional processes. *Climate Dynamics*, 38(5-6) :1129–1145.
- Matsueda, M. (2011). Predictability of Euro-Russian blocking in summer of 2010. *Geophysical Research Letters*, 38(6) :1–6.
- Meehl, G. a. and Tebaldi, C. (2004). More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science*, 305(5686) :994–997.
- Meehl, G. a., Tebaldi, C., Walton, G., Easterling, D., and McDaniel, L. (2009). Relative increase of record high maximum temperatures compared to record low minimum temperatures in the U.S. *Geophysical Research Letters*, 36(23) :L23701.
- Michelangeli, P.-A., Vautard, R., and Legras, B. (1995). Weather Regimes : Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(8) :1237–1256.
- Miralles, D. G., Teuling, A. J., and Heerwaarden, C. C. V. (2014). Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. 7(May) :345–349.
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestvedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, a., Stephens, G., Takemura, T., and Zhan, H. (2013). 2013 : Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, pages 659–740.
- Nevzorov, V. B. (2001). Records : Mathematical Theory. American m edition.
- Newman, W. I., Malamud, B. D., and Turcotte, D. L. (2010). Statistical properties of recordbreaking temperatures. *Physical Review E*, 82(6):66111.
- Obled, C., Bontron, G., and Garçon, R. (2002). Quantitative precipitation forecasts : A statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, 63(3-4) :303–324.
- Ogi, M., Yamazaki, K., and Tachibana, Y. (2005). The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003. *Geophysical Research Letters*, 32(4):1–4.
- Palmer, T. N., Doblas-Reyes, F. J., Weisheimer, a., and Rodwell, M. J. (2008). Toward Seamless Prediction : Calibration of Climate Change Projections Using Seasonal Forecasts. *Bulletin of* the American Meteorological Society, 89(4) :459–470.
- Parey, S., Dacunha-Castelle, D., and Hoang, T. T. H. (2009). Mean and variance evolutions of the hot and cold temperatures in Europe. *Climate Dynamics*, 34(2-3) :345–359.

- Parey, S., Hoang, T. T. H., and Dacunha-Castelle, D. (2013). The importance of mean and variance in predicting changes in temperature extremes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(15) :8285–8296.
- Peings, Y., Cattiaux, J., and Douville, H. (2012). Evaluation and response of winter cold spells over Western Europe in CMIP5 models. *Climate Dynamics*.
- Perkins, S. and Alexander, L. V. (2012). On the Measurement of Heat Waves. Journal of Climate, pages 4500–4517.
- Peters, G. P., Andrew, R. M., Boden, T., Canadell, J. G., Ciais, P., Le Quéré, C., Marland, G., Raupach, M. R., and Wilson, C. (2012). The challenge to keep global warming below 2 C. *Nature Climate Change*, 3(1) :4–6.
- Peterson, T. C., Hoerling, M., Stott, P. A., and Herring, S. (2013). Explaining extreme events of 2013 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9) :S20– S22.
- Peterson, T. C., Stott, P. A., and Herring, S. (2012). Explaining extreme events of 2011 from a climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (July) :1041–1068.
- Pfahl, S. and Wernli, H. (2012). Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales. *Geophysical Research Letters*, 39(12).
- Pinker, R. T., Zhang, B., and Dutton, E. G. (2005). Do satellites detect trends in surface solar radiation? Science (New York, N.Y.), 308(5723) :850–854.
- Radnoti, G., Ajjaji, J., Bubnova, R., Caian, M., Cordoneanu, E., Emde, K., Gril, J.-D., Hoffman, J., Horanyi, A., Issara, S., Ivanovici, V., Janousek, M., Joly, A., Le Moigne, P., and Malardel, S. (1995). The spectral limited area model ARPEGE/ALADIN.
- Rahmstorf, S. and Coumou, D. (2011). Increase of extreme events in a warming world. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 108(44) :17905– 17909.
- Redner, S. and Petersen, M. (2006). Role of global warming on the statistics of record-breaking temperatures. *Physical Review E*, 74(6) :61114.
- Reinhold, B. B. and Pierrehumbert, R. T. (1982). Dynamics of Weather Regimes : Quasi-Stationary Waves and Blocking. *Monthly Weather Review*, 110 :1105–1145.
- Resnick, S. I. (2007). *Heavy-Tail Phenomena : Probabilistic and Statistical Modeling*. Springer Series in Operations Research and Financial Engineering.
- Ribes, A., Azaïs, J.-m., and Planton, S. (2010). A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. *Climate Dynamics*.
- Rinke, a. and Dethloff, K. (2000). On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions. *Climate Research*, 14(2):101–113.
- Rousseeuw, P. J. (1986). Silhouettes : a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. J. Comp App Math., 20(53-65).

- Rowe, C. M. and Derry, L. E. (2012). Trends in record-breaking temperatures for the conterminous United States. *Geophysical Research Letters*, 39(July) :1–7.
- Ruokolainen, L. and Räisänen, J. (2009). How soon will climate records of the 20th century be broken according to climate model simulations? *Tellus A*, 61(4) :476–490.
- Russo, S., Dosio, A., Graversen, R. G., Sillmann, J., Carrao, H., Dunbar, M. B., Singleton, A., Montagna, P., Barbola, P., and Vogt, J. V. (2014). Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres.*
- Sanchez-Gomez, E. and Somot, S. (2016). Investigating the effects of the internal variability of a regional model on the Med-CORDEX domain.
- Sanchez-Gomez, E., Somot, S., and Déqué, M. (2008). Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961–2000. *Climate Dynamics*, 33(5) :723–736.
- Schär (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Letters to Nature, 427(January) :3926–3928.
- Scherrer, S. C. (2005). European temperature distribution changes in observations and climate change scenarios. *Geophysical Research Letters*, 32(19) :L19705.
- Schoetter, R., Cattiaux, J., and Douville, H. (2014). Changes of western European heat wave characteristics projected by the CMIP5 ensemble. *Climate Dynamics*, 2049(2010).
- Schoetter, R., Cattiaux, J., and Douville, H. (2015). Life cycle of western European warm spells.
- Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., and Schär, C. (2006). Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108) :205–209.
- Sillmann, J., Donat, M. G., Fyfe, J. C., and Zwiers, F. W. (2014). Observed and simulated temperature extremes during the recent warming hiatus. *Environmental Research Letters*, 9(6):064023.
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zhang, X., Zwiers, F. W., and Bronaugh, D. (2013a). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 1. Model evaluation in the present climate. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(4) :1716–1733.
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., and Bronaugh, D. (2013b). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 2 . Future climate projections. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(November 2012) :2473–2493.
- Simolo, C., Brunetti, M., Maugeri, M., and Nanni, T. (2011). Evolution of extreme temperatures in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, 38(16) :L16701.
- Simolo, C., Brunetti, M., Maugeri, M., and Nanni, T. (2012). Extreme summer temperatures in Western Europe. Advances in Science and Research, 8:5–9.
- Solomon, S., D., Qin, M., Manning, Z., Chen, M., Marquis, K., Averyt, M., Miller HL, Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L. (2007). Summary for Policymakers. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental

Panel on Climate Change. D Qin M Manning Z Chen M Marquis K Averyt M Tignor and HL Miller New York Cambridge University Press pp, Geneva :996.

- Spiridonov, V., Somot, S., and Déqué, M. (2005). ALADIN-Climate : from the origins to present date Valery Spiridonov (1), Samuel Somot (2) and Michel Déqué (2) (1). (1) :2–5.
- Stanhill, G. and Cohen, S. (2001). Global dimming : A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. Agricultural and Forest Meteorology, 107(4):255–278.
- Stefanon, M., D'Andrea, F., and Drobinski, P. (2012). Heatwave classification over Europe and the Mediterranean region. *Environ. Res. Lett.*, 7(014023) :(9pp).
- Stéfanon, M., Drobinski, P., D'Andrea, F., and De Noblet-Ducoudré, N. (2012). Effects of interactive vegetation phenology on the 2003 summer heat waves. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(24) :1–15.
- Stéfanon, M., Drobinski, P., D'Andrea, F., Lebeaupin-Brossier, C., and Bastin, S. (2014). Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. *Climate Dynamics*, 42(5-6) :1309–1324.
- Stott, P. A., Stone, A. D., and Allen, M. R. (2004). Human contribution to the European heatwave of 2003. *Letters to Nature*.
- Streets, D. G., Wu, Y., and Chin, M. (2006). Two-decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition. *Geophysical Research Letters*, 33(15):2–5.
- Sutton, R. T. and Dong, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience Letters*, 5(11):507–508.
- Sutton, R. T. and Hodson, D. (2005). Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. Science, 309(5731) :115–118.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. a. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. Bulletin of the American Meteorological Society, 93(4):485–498.
- Terray, L. and Boé, J. (2013). Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. Comptes Rendus Geoscience, 345(3):136–149.
- Trenberth, K. E. (1997). The Definition of El Nino. Bulletin of the American Meteorological Society, 78(12) :2771–2777.
- Trenberth, K. E. and Caron, J. M. (2001). Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. Journal of Climate, 14(16):3433–3443.
- Trewin, B. and Vermont, H. (2010). Changes in the frequency of record temperatures in Australia, 1957-2009. Australian Meteorological and Oceanographic Journal, 60 :113–119.
- Trigo, R. M. (2005). How exceptional was the early August 2003 heatwave in France? Geophysical Research Letters, 32(10) :L10701.
- van den Dool, H. (2003). Performance and analysis of the constructed analogue method applied to U.S. soil moisture over 1981–2001. *Journal of Geophysical Research*, 108(D16) :1–16.
- van den Dool, H. M. (1994). Searching for analogues, how long must we wait? Tellus A.

- van der Linden, P. and Mitchell, J. F. B. (2009). ENSEMBLES : Climate Change and its Impacts : Summary of research and results from the ENSEMBLES project.
- van Vuuren, D., Eickhout, B., Lucas, P., and den Elzen, M. (2006). Long-Term Multi-Gas Scenarios to Stabilise Radiative Forcing - Exploring Costs and Benefits Within an Integrated Assessment Framework. *The Energy Journal*, SI2006(01) :201–234.
- van Vuuren, D. P., Elzen, M. G. J., Lucas, P. L., Eickhout, B., Strengers, B. J., Ruijven, B., Wonink, S., and Houdt, R. (2007). Stabilizing greenhouse gas concentrations at low levels : an assessment of reduction strategies and costs. *Climatic Change*, 81(2) :119–159.
- Vannitsem, S. and Chomé, F. (2004). One-way nested regional climate simulations and domain size. (1) :1–5.
- Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the North Atlantic analysis of precursors and successors. *Monthly weather review*, 118(10) :2056–2081.
- Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., Fernández, J., García-Díez, M., Goergen, K., Güttler, I., Halenka, T., Karacostas, T., Katragkou, E., Keuler, K., Kotlarski, S., Mayer, S., Meijgaard, E., Nikulin, G., Patarčić, M., Scinocca, J., Sobolowski, S., Suklitsch, M., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., Wulfmeyer, V., and Yiou, P. (2013). The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics*, 41(9-10) :2555–2575.
- Vautard, R., Yiou, P., D'Andrea, F., de Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., Polcher, J., Ciais, P., Kageyama, M., and Fan, Y. (2007). Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, 34(7):1–5.
- Vidale, P. L., Lüthi, D., Wegmann, R., and Schär, C. (2007). European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Climatic Change*, 81(S1) :209–232.
- Voldoire, a., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, a., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., Szopa, S., Tyteca, S., Alkama, R., Belamari, S., Braun, a., Coquart, L., and Chauvin, F. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2091– 2121.
- von Storch, H., Langenberg, H., and Feser, F. (2000). A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Monthly Weather Review*, 128(10) :3664–3673.
- Wackernagel, H. (2003). Multivariate Geostatistics. An Introduction with Applications. Springer, Heidelberg, 3rd edition.
- Waldron, K. M., Paegle, J., and Horel, J. D. (1996). Sensitivity of a Spectrally Filtered and Nudged Limited-Area Model to Outer Model Options. *Monthly Weather Review*, 124(3):529– 547.
- Walker, G. T. (1923). Correlation in seasonal variations of weather. VIII A preliminary study of world weather. pages 75–131.
- Wergen, G. (2013). Records in stochastic processes—theory and applications. *Journal of Physics* A : Mathematical and Theoretical, 46(22) :223001.

- Wergen, G., A. Hense, and J. Krug (2013). Record occurrence and record values in daily and monthly. *Climate Dynamics*.
- Wergen, G. and Krug, J. (2010). Record-breaking temperatures reveal a warming climate. *EPL* (*Europhysics Letters*), 92(3) :30008.
- Whan, K., Zscheischler, J., Orth, R., Shongwe, M., Rahimi, M., Asare, E. O., and Seneviratne, S. I. (2015). Impact Of Soil Moisture On Extreme Maximum Temperatures In Europe. *Weather and Climate Extremes*, 9:57–67.
- Wild, M. (2012). Enlightening Global Dimming and Brightening. Bulletin of the American Meteorological Society, 93(1):27–37.
- Wild, M., Gilgen, H., Roesch, A., Ohmura, A., Long, C. N., Dutton, E. G., Forgan, B., Kallis, A., Russak, V., and Tsvetkov, A. (2005). From dimming to brightening : decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science (New York, N.Y.)*, 308(5723) :847–850.
- Wild, M., Ohmura, A., and Makowski, K. (2007). Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophysical Research Letters*, 34(4) :1–4.
- Williams, J. W., Jackson, S. T., and Kutzbach, J. E. (2007). Projected distributions of novel and disappearing climates by 2100 AD. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 104(14):5738–5742.
- Woollings, T. (2010). Dynamical influences on European climate : an uncertain future. Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 368(1924) :3733–3756.
- Zampieri, M., D'Andrea, F., Vautard, R., Ciais, P., De Noblet-Ducoudré, N., and Yiou, P. (2009). Hot European summers and the role of soil moisture in the propagation of mediterranean drought. *Journal of Climate*, 22(18) :4747–4758.

Annexe A

Article publié dans Weather and Climate Extremes

Weather and Climate Extremes **(IIII**) **III**-**III**



Contents lists available at ScienceDirect

Weather and Climate Extremes



journal homepage: www.elsevier.com/locate/wace

Spatial clustering of summer temperature maxima from the CNRM-CM5 climate model ensembles & E-OBS over Europe

Margot Bador^{a,*}, Philippe Naveau^b, Eric Gilleland^c, Mercè Castellà^d, Tatiana Arivelo^e

^a Climate Modelling and Global Change Team, CERFACS/CNRS, Toulouse, France

^b Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CNRS-CEA-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

^c Research Applications Laboratory, National Center for Atmospheric Research, Boulder, United States of America

^d Centre for Climate Change, Department of Geography, University Rovira i Virgili, Tortosa, Spain

^e African Climate Policy Centre, United Nations Economic Commission for Africa, Addis Ababa, Ethiopia

A R T I C L E I N F O

Article history: Received 19 December 2014 Received in revised form 20 May 2015 Accepted 22 May 2015

Keywords: Spatial clustering Climate extreme Data ensemble Multivariate extreme value theory

ABSTRACT

Reducing the dimensionality of the complex spatio-temporal variables associated with climate modeling, especially ensembles of climate models, is a challenging and important objective. For studies of detection and attribution, it is especially important to maintain information related to the extreme values of the atmospheric processes. Typical methods for data reduction involve summarizing climate model output information through means and variances, which does not preserve any information about the extremes. In order to help solve this challenge, a dependence summary measure appropriate for extreme values must be inferred. Here, we adapt one such measure from a recent study to a larger domain with a different variable and gridded data from observations and climate model ensembles, i.e. E-OBS observations of the spatial clusterings between two different ensembles, here a present-day and a future ensemble of climate simulations. This method yields valid information concerning extremes, while greatly reducing the data set.

© 2015 Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND licenses (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).

1. Introduction

One aim of statistical climatology is to reduce complex spatiotemporal variations of atmospheric and oceanic variables to a small number of statistical quantities, often means and covariances, that summarize the present state and future evolution of the climate system. These summaries involve the analysis of spatio-temporal averages and variances of climate variables.

Empirical Orthogonal Functions (EOF) represent the canonical example of such statistical techniques taking their roots in correlation structures. EOF analysis has been instrumental in identifying modes of climate variability such as the North Atlantic Oscillation and North Pacific Pattern (e.g., see review by Hurrell et al., 2003). A key element to justify this reliance on averages and covariances is their strong mathematical link with the Gaussian probability density function (pdf), which is entirely characterized by these two mathematical summaries. In addition, the central limit theorem states that averages over large blocks in space or time can be well approximated by the Gaussian pdf (e.g., see page 35 of von Storch and Zwiers, 2002).

From a risk perspective, extreme weather events that strongly depart, not only from the mean, but also lay outside of the usual range of climate variability, are of the highest interest because of their strong potential of having a devastating impact on society. In such cases, the idea of summarizing the distributional features of extreme events via means and correlations is entirely in-appropriate. Further, statistical analysis must be addressed within a very different probability framework. Here, we rely on the multivariate extreme value theory (EVT, e.g., see the books of Resnick, 2007; de Haan and Ferreira, 2006; Beirlant et al., 2004; Coles, 2001).

Just as EOF analysis seeks to reduce the dimensionality of climate variability by identifying spatial domains with highly correlated climate variability, we aim to reduce the dimensionality by clustering the time series of maxima taken over a block size of interest (season, year, decades, etc.) spatially.

We need here to measure the spatial dependence among block maxima, e.g. largest summer temperatures at different locations. Cooley et al. (2006) proposed a convenient distance adapted from the variogram distance used in geostatistics (e.g., Wackernagel, 2003). Vannitsem and Naveau(2007) applied this distance to

* Corresponding author.

http://dx.doi.org/10.1016/j.wace.2015.05.003

2212-0947/© 2015 Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).

E-mail address: margot.bador@cerfacs.fr (M. Bador).

precipitation measured in Belgium. It essentially compares the ordering of extreme events between two time series of maxima. Consequently, this rank-based approach bypasses the complex step of fitting a parametric marginal law at each location.

For clustering, Bernard et al. (2013) recently proposed a rankbased algorithm and applied it to weekly maxima of hourly precipitation in autumn from 1993 to 2011 over France. In this paper, we make use of their clustering algorithm, where the new contributions derive from the following unique challenges.

Here, we analyze summer maxima of daily temperatures over Europe, which involves a much larger domain, as well as a variable with very different characteristics. Another important departure from Bernard et al. (2013) is that we work with gridded numerical model output, an historical (1950–2005) ensemble and a future (2006–2100) ensemble of the CNRM-CM5 climate model, as well as E-OBS gridded temperature observations. Working with climate model output will shed some light on potential future changes of spatial clustering of temperature maxima, a topic rarely covered in the Detection and Attribution literature.

The use of a different data set also raises important methodological questions. Compared to precipitation recorded from 1993 to 2011, the hypothesis of stationarity used by Bernard et al. (2013) is on shaky ground for temperature maxima over the period 1950– 2005. The trend effect is removed from the observed and simulated temperatures before computing our distance between time series of maxima, thus explicitly focusing on spatially analyzing temperature maxima patterns that result from internal variability of the climate system. This approach provides complements to the large number of studies that have focused on changes in absolute temperature extremes over this time period in climate model ensembles (e.g., Kharin et al., 2007; IPCC, 2012; Sillmann et al., 2013).

A second methodological point is to determine how to compare two maps of clusters, for example the one obtained from presentday runs with the one derived from future runs. In this paper, we will offer a simple algorithmic solution to this nontrivial problem, see the end of Section 3.3.

As in Bernard et al. (2013), a byproduct of our analysis will be a reduction of the dimensionality in time (by taking the maxima over a block size of three months), and in space (the clustering reduces a grid of a few hundred points into a much smaller, wellchosen set of grid points that represent the center of each cluster).

2. Data and methods

2.1. Summer maxima of daily temperature maxima

In this paper, we focus on IJA (June-July-August) maxima of daily maximum temperatures over Europe. We work with two types of gridded data: E-OBS temperatures from 1950 to 2013 (0.5° horizontal resolution; Haylock et al., 2008) and climate model runs from the CNRM-CM5 model (1.4° horizontal resolution; Voldoire and et al., 2012). This climate model was used in the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) and has 10 historical simulations over the period 1850-2005, 5 simulations over the future period (2006-2100) under the Representative Concentration Pathways (RCP) 8.5 (for a total radiative forcing pathway leading to 8.5 W/m^2 in 2100). In this paper, we refer to the E-OBS observation dataset as EOBS and to the historical and future ensembles as HIST (1950-2005) and RCP8.5 (2006-2100), respectively. To compare spatial clusterings between observations and model outputs, EOBS temperatures are interpolated on the model grid using the remapcon command of the Climate Data Operators software (http://www.mpimet.mpg.de/cdo),

conservative regridding method.

Simulated temperatures have first been linearly de-trended from the non-physical long-term changes (model drift) found in climate models (Gupta et al., 2013). This drift is estimated from the control simulation, a long simulation (850 years) in which the natural (solar activity and volcanic aerosols) and anthropogenic (greenhouse gases and aerosols) forcings remain constant at their pre-industrial 1850 values.

In a second step, we de-trend observed and simulated temperatures from the long-term warming trend, following a two-step procedure. First, we remove the multi-year climatological average from daily temperature maxima within every dataset. Then, from these temperature residuals, the historical and future trends are estimated by the HIST and RCP8.5 ensemble average (respectively), for every grid point and each calendar day. These 10- and 5-member means (respectively) are filtered by a 91-day running average. The future trend is removed from the simulated temperatures of the RCP8.5 ensemble, whereas the historical trend is removed from both observed temperatures of EOBS and simulated temperatures of the HIST ensemble.

Removing the same trend from observations and simulations adds the assumption that the model correctly captures the mean response to anthropogenic greenhouse gases over Europe. However, our algorithm always works with the ranks of individual time series, not their absolute values (see Eq. (1)) and this reduces the complex issue of trend removal by subtracting a linear or other fit. Such methods are extremely sensitive to the method of fitting.

Removing the warming trend is not a compulsory step of our algorithm. Still, interpreting clusters of raw temperatures is more difficult than from anomalies, as the trend itself could play a role in the clustering. Such an issue is especially prominent at the end of the 21st century and under the RCP8.5 scenario, which projects a strong warming over Europe. Here, we prefer to focus on detrended temperatures, a reflection solely of internal variability.

Before explaining the clustering algorithm used here, it is important to comment on the recurrent confusion concerning the interpretation of results based on block maxima, here summer extreme temperatures. Seasonal maxima at two different locations do not need to occur on the same day. In other words, the block size, the season here, removes all information about the timing within a block. Hence, any distance measuring the proximity between two series of maxima over 55 years provides "climatological" rather than "weather" information. In particular, it is misleading to speak about the temporal synchronicity of extreme "events" or "episodes" here. Having two close by stations with respect to our distance simply means that their maxima behave similarly, in a distributional sense at the yearly scale, see Fig. 3. Of course, it may be possible (although rarely) that the hottest days for some year happen simultaneously at two locations, but this temporal feature is never taken into account with our clustering analysis.

2.2. Clustering algorithm

Following the notations of Bernard et al. (2013), we denote by *i* and *j* two grid point locations, and their two associated time series of seasonal maxima by $M_i^{(t)}$ and $M_j^{(t)}$ where *t* represents a given year. In order to spatially cluster temperature maxima, we need to somehow calculate, not the geographical distance, but a type of dissimilarity measure between two time series of maxima. Here, we use a rank-based distance defined by

$$\hat{d}_{ij} = \frac{1}{2T} \sum_{t=1}^{T} |R_i^{(t)} - R_j^{(t)}|$$
(1)

where $R_i^{(t)}$ corresponds to the rank of the *t*th year within the time

series of maxima recorded at location *i*. We opt for this distance for two reasons. First, being based on ranks, it is possible to compare different objects in the sense that there is no need to "standardize" or "transform" the temperature maxima (no need to fit a Generalised Extreme Value distribution). Second, Eq. (1) can be interpreted as a "degree of dependence" within the mathematical framework of bivariate EVT (e.g., see Resnick, 2007; de Haan and Ferreira, 2006; Beirlant et al., 2004; Coles, 2001; Fougères, 2004). To see this, one has to remember the basic probability definitions of independence and complete dependence between two equiprobable events, say *A* and *B* with $\mathbb{P}(A) = \mathbb{P}(B)$. In particular, we can write

$$\mathbb{P}(A \text{ and } B) = \mathbb{P}(A)^{\theta}.$$
(2)

where the cases $\theta = 2$ and $\theta = 1$ define the independence and complete dependence between *A* and *B*, respectively.

In the case of a bivariate max-stable random vector with unit-Fréchet margins, i.e. $A = \{M_i \le u\}, B = \{M_j \le u\}$ with $\mathbb{P}(A) = \mathbb{P}(B) = \exp(-1/u)$ for u > 0, it is possible to write (2), not only for the two cases of independence and complete dependence but for any max-stable structure. More precisely, we can always write for bivariate max-stable vectors with unit-Fréchet margins that

$$\mathbb{P}(M_i \le u; M_j \le u) = \left[\mathbb{P}(M_i \le u) \ \mathbb{P}(M_j \le u) \right]^{\theta_{ij}/2}.$$

The so-called "extremal coefficient" θ_{ij} (e.g., Schlather, 2002; Schlather and Tawn, 2003; Naveau et al., 2009) summarizes the degree of dependence between the time series M_i and M_i .

To make the link with (1), Cooley et al. (2006) showed that the extremal coefficient contains the same information as our rankbased distance. In particular, one can be deduced from the other via

$$\hat{d}_{ij} = \frac{1}{2} \frac{\hat{\theta}_{ij} - 1}{\hat{\theta}_{ij} + 1}.$$
(3)

Knowing how to measure the proximity of two grid points with respect to their maxima, we can now apply a clustering algorithm. A classical candidate is the *k*-means algorithm that creates cluster centers by averaging points within a cluster. But averaging breaks the concept of max-stability, the mean of two maxima is not a maximum anymore and the interpretation with the extremal coefficient cannot be used within a *k*-means algorithm. As already noted by Bernard et al. (2013), the Partitioning Around Medoids (PAM) algorithm proposed by Kaufman and Rousseeuw(1990) has the advantage of preserving maxima in the sense that each cluster centers remains a time series of maxima, not an average of time series.

The PAM algorithm divides a dataset of N objects into K clusters. Three pre-processing steps are needed before implementing PAM. First, the distance matrix defined by (1) needs to be computed. Second, the number of clusters K must be chosen and third, the algorithm requires an initial set of K medoids, which are randomly selected.

Then, the PAM algorithm can be run as follows:

- (A) Assign each grid point to the nearest medoid with respect to the distance (1).
- (B) For each cluster, find the new medoid for which the total intra-cluster distance based on d_{ij} is minimized.
- (C) Repeat steps (A) and (B) until the clusters converge and remain unchanged through one iteration

To choose a relevant number *K* of clusters and to assess if a weather station is well classified, Rousseeuw (1986) developed the

so-called "silhouette coefficient" that compares cluster tightness (small d_{ik} within the cluster k) with cluster dissociation (see $\delta_{i,-k}$ defined below). After running the PAM algorithm with a given K, each location i is associated with a medoid k. The silhouette coefficient for the weather station i is defined as follows:

$$s_i(K) = 1 - (d_{ik}/\delta_{i,-k}),$$
 (4)

where d_{ik} represents the average intra-cluster distance between station *i* and all other stations associated with medoid *k*. The real $\delta_{i,-k}$ corresponds to the smallest of the k - 1 average distance between station *i* and all other stations associated with a medoid different from *k*. For the PAM algorithm procedure, $s_i(K)$ necessarily belongs to the interval [-1, 1]. If $s_i(K) \approx 1$, it means that the intra-cluster distance is much smaller than the inter-cluster distances. Consequently, the maximum M_i can be considered as well classified. In contrast, if s_i is near zero, the clustering is viewed as non-informative, meaning that M_i could have been in a different cluster with the same relevancy. To summarize the quality of a partitioning into *K* clusters, one can use the average silhouette coefficient

$$\bar{s}(K) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} s_i(K),$$
(5)

or other statistics from the set $\{s_1(K), ..., s_N(K))\}$. Such summaries will be used in our application. To implement our approach, a package for the open-source statistical R software is available on the homepage of the second author.

3. Clustering of summer temperature maxima

3.1. Clustering EOBS

The clustering algorithm applied to the de-trended EOBS dataset of JJA seasonal maximum of daily maximum temperature is provided in Fig. 1 for the particular number of clusters K=15. As expected, the insignificant points are located mostly at the boundaries between two clusters, which is a positive sign concerning the robustness of our clustering algorithm. Medoids are not necessary located in the center of a cluster.

Concerning the climate interpretation, the output with K=15 clusters show coherent structures and highlights regional climates, e.g. over the Iberia peninsula and the United Kingdom. These clear spatial coherent structures must have a physical cause, likely due to synoptic-scale weather patterns. However, no geographical information like latitudinal and longitudinal coordinates is used in the clustering algorithm, which is only driven by the ranks of time series of []A seasonal maxima of daily maximum temperatures.

Each cluster strength can be analyzed via its cluster-averaged silhouette coefficient. Highest values reveal strong clusters and lowest values weak ones. We have noticed that when the number of clusters increases by one unit, the weakest cluster (or one of the weakest) often splits into two clusters, whereas the strongest clusters are the most stable when varying *K* in the input of the clustering. This result leads to the delicate question of how to choose the appropriate number of clusters. Given *K*, the algorithm will always divide the domain into *K* subdomains, even if the optimal number of clusters is below *K*. In addition, one of our goals is to reduce dimensionality. Hence, it makes sense to choose the smallest *K* possible whenever adding an extra cluster does not bring any significant information.

To illustrate, Fig. 2 displays how the average silhouette coefficient $\overline{s}(K)$ defined by Eq. (5) varies as a function of *K*. From the observations (top panel), one can clearly see that $\overline{s}(15)$ is the highest value, and that using $K \ge 16$ does not improve the spatial

M. Bador et al. / Weather and Climate Extremes ■ (■■■■) ■■■–■■■



Fig. 1. Clustering of EOBS JJA maximum temperatures (de-trended) with K=15. Colors refer to the cluster strength from strong (reddish colors) to weak (blueish colors). Diamond shaped locations represent medoids (i.e. cluster centers) and points not linked by a grey line to a medoid have a silhouette coefficient below the minimum significance level of 0.1. (For interpretation of the references to color in this figure caption, the reader is referred to the web version of this paper.)

clustering over Europe. In addition, Fig. 1 confirms that the clustering with K=15 is spatially and climatologically coherent.

To further develop this analysis, we have also rerun our clustering algorithm while only keeping significant points. The silhouette coefficients statistics from this second clustering are all shifted toward higher values, and the shape of the evolution is rather unchanged.

The bottom panel of Fig. 2 also displays how the average silhouette coefficient $\overline{s}(K)$ evolves within the HIST ensemble. A common feature between the observed and simulated evolutions is the first increase of $\overline{s}(K)$ towards its highest value, followed either by relatively stable or even decreasing values. Contrary to EOBS, the HIST ensemble highlights K=11 as the most appropriate number of clusters to choose as an input to the clustering algorithm.

In summary, K=15 appears to be a reasonable choice for EOBS, whereas K=11 seems more appropriate for the model. One possible reason for this difference may come from the original spatial resolution of EOBS, whose temperatures were gridded on a half-degree regular grid from a data set of stations. Local processes, such as soil moisture content variations for example, can have significant impacts in summer on daily maximum temperatures over Europe. Such local information could be included within the observations but not within the simulated temperatures because of a coarser spatial resolution (1.4-degree horizontal resolution) and also because of the limitations of the CNRM-CM5 land-surface scheme. In addition, differences between the observed and simulated atmospheric circulation could also explain these differences on the average silhouette coefficient.

To go one step further in understanding the spatial features of Fig. 1, the temporal evolution of significant members of clusters #7 (around Serbia), #8 (around Austria) and #15 (Turkey), is displayed in panels (b), (c), and (d) of Fig. 3, respectively. It is striking that



Fig. 2. Silhouette coefficient statistics (median, 10th and 90th percentiles) of $\bar{s}(K)$ defined by Eq. (5) as a function of the number of clusters from K=2 to K=50. A larger value corresponds to a more coherent clustering. The horizontal line indicates to the significance level of 0.1 and the dataset corresponds to EOBS JJA maximum temperatures (detrended) for panel (a), and HIST JJA maximum temperatures (detrended) for panel (b).
M. Bador et al. / Weather and Climate Extremes **(IIII**) **III**-**III**



Fig. 3. Temporal depiction of the clustering of Fig. 1 with K=15. Panel (a): medoids time series. Panels (b), (c) and (d): temporal evolution of significant members (colored lines) of clusters #7 (around Serbia), #8 (around Austria) and #15(Turkey), respectively. The maps show the locations of the cluster medoids (diamonds) and the cluster members (colored points), where only significant members are considered ($s_i(K) > 0.1$). (For interpretation of the references to color in this figure caption, the reader is referred to the web version of this paper.)

Please cite this article as: Bador, M., et al., Spatial clustering of summer temperature maxima from the CNRM-CM5 climate model ensembles & E-OBS over Europe. Weather and Climate Extremes (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.wace.2015.05.003

M. Bador et al. / Weather and Climate Extremes **(()**

although the amplitude can vary, the temporal synchronicity (ups and downs) of each series is very similar within each cluster. This can be explained by our distance (1) based on ranks. Another clear feature in panels (b)–(d) is that cluster #15 is better self-organized than #7 and #8. This is reflected by the color code in Fig. 1 that is proportional to the averaged silhouette coefficient of the cluster.

Concerning the variability between clusters, panel (a) of Fig. 3 shows a strong variability among the medoids' temporal behavior. This result makes sense because we expect a similar conduct within a cluster but a large difference between clusters.

In summary, Fig. 3 emphasizes that medoids appear to be correctly selected because they accurately describe their own cluster and strongly depart from other medoids. In terms of spatial dimension reduction, it means that our 15 medoids could be used as representative time series for the whole European domain.

A medoid represents a member of a cluster that can provide similar up and downs (in time) than the elements of its cluster. In other words, a medoid should, in theory, indicate how the synchronicity of its largest values propagates within its cluster. However, the medoids do not summarize all characteristics of a cluster. Instead, rather like a EOF captures some elements (variances) of a data set, a medoid provides a particular feature (ranks dissimilarity) of the cluster, and regarding a given metric, the extremal coefficient in our case, a medoid is an optimal representative.

An application of this result could be found in the comparison of the time series of a medoid, say temperature maxima, with a complete different variable, say pressure fields. In this case, working with ranks provides a simple way to compare apples and oranges. The study of the medoid time series between two far away regions could also help seeking interconnections, through the identification of temporal synchronicities, even with large magnitude differences between these two regions.

3.2. Clustering an ensemble

To cluster a model ensemble, say with M members, two possibilities can be considered. One can apply the clustering algorithm to each member and then summarize the resulting M maps in one way or another. A second option is to merge all of the ensembles into one big matrix, each column representing the same grid point where each ensemble is stacked one after the other, and then apply the clustering algorithm at once.

Although the first option may appear simpler at first, it has two main drawbacks. Statistically, it is not easy to summarize *M* maps. Physically, the clustering from one member is a result of the particular trajectory of the climate undertaken in that member over the period of interest. Seeking the ensemble medoids from the clustering of each of the members should not be expected, because these different expressions of the internal variability cannot finally converge toward the clustering that best describes the climate (as simulated in the model, with a finite number of members). This behavior is particularly true over continental areas where internal variability has stronger impacts than over coastal areas. The second approach does not have these drawbacks. In terms of interpretation, the output simply depicts the spatial clustering over the period of interest, based on a sample of the different realizations (i.e. the members).

As we want to compare two ensembles (HIST and RCP8.5) in this paper, we need to develop a simple and fast criterion to assess how a cluster for ensemble A has changed in ensemble B, and viceversa. Our idea is to study how medoids move around from one ensemble to the other. For example, suppose that the city of Trieste corresponds to a medoid location in the clustering of ensemble A. Then one can easily find the cluster that contains Trieste in ensemble B and its associated medoid, say Pisa for the sake of



Fig. 4. Comparison of two clustering maps with K = 11 obtained from HIST (1950–2005) and RCP8.5 (2006–2100) ensembles of the CNRM-CM5 model. Medoids from HIST ensemble are indicated by diamonds, while squares refer to medoids of the RCP8.5 clustering. The clustering map corresponds to the output from the HIST ensemble. Hot (cold) colors mean stability (change) of the spatial distribution of clusters over time. Black points refer to insignificant members ($s_i(K) < 0.1$). Arrows illustrate the displacement of the medoids between HIST and RCP8.5 clustering maps. (For interpretation of the references to color in this figure caption, the reader is referred to the web version of this paper.)

Please cite this article as: Bador, M., et al., Spatial clustering of summer temperature maxima from the CNRM-CM5 climate model ensembles & E-OBS over Europe. Weather and Climate Extremes (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.wace.2015.05.003

M. Bador et al. / Weather and Climate Extremes **(()**

illustration. Now, it is possible to check if Pisa either belongs to the original cluster centered around Trieste in ensemble A or not. Basically, we need to look at how the medoids of ensemble A move to ensemble B and back to A ($A \rightarrow B \rightarrow A$). The opposite road ($B \rightarrow A \rightarrow B$) can also be explored and, at the end, we have four different cases:

- very high medoids remain identical in their trajectories from A to B, and vice-versa.
- high medoids change locations but remain in the same cluster in both directions.
- low medoids change locations but remain in the same cluster in only one direction.

very low medoids change locations and clusters in any direction. These four medoid behaviors can be interpreted as no displacement, displacement, merging/splitting and appearance/disappearance, respectively, (see color code in Fig. 4).

3.3. Evolution of clusterings maps made from CNRM-CM5 outputs

To determine possible changes in internal variability of extreme summer temperatures between the historical and the future period (in the model world), we apply the clustering on HIST (1950– 2005) and RCP8.5 (2006–2100) ensembles with K=11, and the top panel of Fig. 4 compares the two clusterings.

Out of the 11 medoids, 4 stay at the exact same location and 5 are slightly displaced. Overall, 9 clusters out of 11 do not present clear changes in the future ensemble, but two others do. Because one cluster disappears (blue) in the RCP8.5 clustering, one has to appear, and so is the green cluster split in two, as indicated by the two arrows.

The analysis of Fig. 4a with K=11 highlights two regions presenting possible changes in clustering of summer extreme temperatures, while the rest of Europe remains unchanged. To explore the robustness of these two regions, the analysis has also been performed with K=12 (Fig. 4b). The two regions that witness a change for K=11 disappear with K=12. The same conclusion also holds for K=10 (not shown).

Hence, we conclude that the spatial clustering of summer extreme temperatures within the CNRM-CM5 model world is robust over time. The changes detected for K=11 are an artifact of statistical instabilities rather than a strong signal. This conclusion is corroborated by the fact that the other nine regions remain invariant for K=11.

In addition, the changes between the two ensembles for K=11 are associated with clusters of low averaged silhouette coefficients in both ensembles (not shown). If we were detecting changes for the largest silhouette coefficients, then changes will be more significant, but it is not the case here, and for all these reasons, we cannot reject the hypothesis of temporal stationarity for the clusters spatial patterns.

Statistical instabilities have been found through the sensitivity to the sampling size. We tested the differences in the spatial clustering with the same RCP8.5 ensemble but with a half-reduced HIST ensemble size (for both ensembles to have 5 members). Results clearly show the dependence to the sampling size (not shown). Indeed, the HIST clustering maps present small changes, and so does the map of changes between the two ensembles. In our case, a larger RCP8.5 ensemble should probably lead to slightly different maps of changes between the two ensembles. clustering events based on their extremes rather than solely on their means and variances, which is important for risk analysis concerning a changing climate. In this paper, we add to the method in order to account for a much larger domain, ensembles of data, and idiosyncrasies associated with a different variable. It is found that using different numbers of clusters can reveal associations at different scales of weather/climate phenomena, but for the most part, within reason, the results are robust to the choice of the number of clusters, which does need to be determined a priori. The most surprising, and positive, result is that, without using positional information, specific geographical structures nevertheless revealed themselves.

Reducing the dimensionality of a dataset while preserving information about the extremes is a difficult task because it falls within the realm of extreme value theory where handling multivariate/spatial data can be challenging. The distance measure used here, has fundamental links with multivariate extreme value theory via the extremal coefficient, but does not rely on estimating any parameters or dependence structures. In fact, the measure is very straightforward to compute, and it is appropriate for clustering extremes. Moreover, the framework is couched inside the usual, and well understood, clustering framework; specifically, in this case, the Partitioning Around Medoids (PAM) technique.

Another important contribution of this work is the handling of ensembles of data, which introduce unique challenges. On one hand, they can be handled by analyzing each member individually, and then summarizing the resulting ensemble of maps. Such a scheme is fraught with difficulties, despite its simple appearance. In particular, from a statistical point of view, it is difficult to summarize many maps, but also the results of each map is a direct consequence of the unique trajectories of each member, which do not translate well into a summary. On the other hand, the ensemble can be taken as a large multivariate variable whereby the clustering can be performed so that one unique map is determined. This latter approach does not suffer from the difficulties of the first, ostensibly more attractive method.

This study has been conducted using a single climate model, which does not show any significant changes in spatial clustering of summer temperature extremes for the future European climate. The present work also offers a blueprint to develop a methodology for future studies focused on extremes where it is desired to reduce spatio-temporal dimensions.

A multi-model analysis from the CMIP5 simulations could be interesting and helpful to understand the changes in interannual variability over Europe. These issues are actively studied by the climate community (e.g., Scherrer, 2005; Seneviratne et al., 2006; Parey et al., 2009; Fischer et al., 2012), but the spatial dependencies are less frequently examined.

Understanding how the internal variability is represented in every climate model is a crucial point to further investigate if changes are projected to occur in response to global warming. This could be done with the control simulations of the models, where the forcings remain constant over very long periods.

Models having a large number of members in their ensembles could be particularly useful for these issues. Indeed, the effect of the sampling has been highlighted in this study. Large ensembles would imply lower sampling effects, and a better description of the spatial correlation of extremes.

Acknowledgments

4. Discussion

Bernard et al. (2013) introduced a new framework for

We acknowledge the World Climate Research Programme (WCRP) and the International Centre for Theoretical Physics (ICTP), which have supported this research through the WCRP-ICTP

Please cite this article as: Bador, M., et al., Spatial clustering of summer temperature maxima from the CNRM-CM5 climate model ensembles & E-OBS over Europe. Weather and Climate Extremes (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.wace.2015.05.003

Summer School on Extremes (2014). This work contributes to the WCRP Grand Challenge on Extremes. Part of this work has been supported by EDF and by the French National Research Agency (ANR) and its program «Investissementsd'avenir» under the Grant ANR-11-RSNR-0021, ANR-DADA, the LEFE-Multirisk, CHAVANA, AMERISKA and ExtremeScope projects, and also the National Science Foundation through Earth System Modeling (EaSM) Grant number AGS-1243030. The authors would like to thank the contributors of the statistical freely available software R http://www.r-project.org/. Analyses and graphics have also been done using the NCAR Command Language (Version 6.2.1, http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5).

References

- Beirlant, J., Goegebeur, Y., Segers, J., Teugels, J., 2004. Statistics of Extremes: Theory and Applications. John Wiley & Sons, New York.
- Bernard, E., Naveau, P., Vrac, M., Mestre, O., 2013. Clustering of maxima: spatial dependencies among heavy rainfall in France. J. Clim. 26 (20), 7929–7937. http: //dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00836.1.
- Coles, S., 2001. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. 208 pp. Cooley, D., Naveau, P., Poncet, P., 2006. Variograms for spatial max-stable random fields. In: Dependence in Probability and Statistics, Lecture Notes In Statistics, vol. 187. Springer, New York, pp. 373–390.
- de Haan, L., Ferreira, A., 2006. Extreme Value Theory, An Introduction. Springer Series in Operations Research and Financial Engineering.
- Fischer, E.M., Rajczak, J., Schär, C., 2012. Changes in European summer temperature variability revisited. Geophys. Res. Lett. 39 (19). http://dx.doi.org/10.1029/ 2012GL052730, URL (http://doi.wiley.com/10.1029/2012GL052730).
- Fougères, A.-L. 2004 : Multivariate extremes. In: Extreme Values in Finance, Telecommunications, and the Environment, pp. 373–388.
- Gupta, A.S., Jourdain, N.C., Brown, J.N., Monselesan, D., 2013. Climate drift in the CMIP5 models. J. Clim. 26 (21), 8597–8615. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-005211. URI /http://iournals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-005211.
- 00521.1, URL (http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00521.1). Haylock, M.R., Hofstra, N., Klein Tank, a.M.G., Klok, E.J., Jones, P.D., New, M., 2008. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. J. Geophys. Res. 113 (D20), D20119. http://dx.doi. org/10.1029/2008JD010201, URL (http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD010201).
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, Martin, eds. 2003. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact. Geophysical Monograph Series, 134. American Geophysical Union, Washington, DC.
- IPCC, 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate

Change Adaptation. Cambridge University Press, Cambridge, http://dx.doi.org/ 10.1017/CB09781139177245, URL (http://ebooks.cambridge.org/ref/id/ CB09781139177245).

- Kaufman, L., Rousseeuw, P., 1990. Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis. Wiley, New-York.
- Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X., Hegerl, G.C., 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. J. Clim. 20 (8), 1419–1444. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4066.1 (http:// journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI4066.1.).
 Naveau, P., Guillou, A., Cooley, D., Diebolt, J., 2009. Modeling pairwise dependence
- Naveau, P., Guillou, A., Cooley, D., Diebolt, J., 2009. Modeling pairwise dependence of maxima in space. Biometrika 96 (1), 1–17. http://dx.doi.org/10.1093/biomet/ asp001.
- Parey, S., Dacunha-Castelle, D., Hoang, T.T.H., 2009. Mean and variance evolutions of the hot and cold temperatures in Europe. Clim. Dyn. 34 (2–3), 345–359. http: //dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0557-0, URL (http://link.springer.com/10. 1007/s00382-009-0557-0).
- Resnick, S., 2007. Heavy-Tail Phenomena: Probabilistic and Statistical Modeling. Springer Series in Operations Research and Financial Engineering.
- Rousseeuw, P., 1986. Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. J. Comput. Appl. Math. 20 (53–65).
- Scherrer, S.C., 2005. European temperature distribution changes in observations and climate change scenarios. Geophys. Res. Lett. 32 (19), L19705. http://dx.doi. org/10.1029/2005GL024108, URL (http://doi.wiley.com/10.1029/ 2005GL024108).
- Schlather, M., 2002. Models for stationary max-stable random fields. Extremes 5, 33–44.
- Schlather, M., Tawn, J., 2003. A dependence measure for multivariate and spatial extreme values: Properties and inference. Biometrika 90 (1), 139–156.
 Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006. Land-atmosphere coupling
- Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. Nature 443 (7108), 205–209. http://dx.doi.org/ 10.1038/nature05095, URL (http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16971947).
- Sillmann, J., Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X., Bronaugh, D., 2013. Climate extremes indices in the cmip5 multimodel ensemble: Part 2. future climate projections. J. Geophys. Res. 118 (November (2012)), 2473–2493. http://dx.doi. org/10.1002/jgrd.50188.
- Vannitsem, S., Naveau, P., 2007. Spatial dependences among precipitation maxima over Belgium. Nonlin. Process. Geophys. 14, 621–630.
- Voldoire, a., et al., 2012. The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. Clim. Dyn. 40 (9–10), 2091–2121. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y, URL (http://link.springer.com/10.1007/s00382-011-1259-y).
- von Storch, H., Zwiers, F.W., 2002. Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press, New York, NY, USA; Melbourne, VIC, Australia 484 pages.
- Wackernagel, H., 2003. Multivariate Geostatistics. An Introduction with Applications, 3rd ed. Springer, Heidelberg.

8