



HAL
open science

Évolution des extrêmes de température et de stress thermique au 21ème siècle : cooccurrence, vitesses relatives et implications sur la perception du réchauffement climatique.

Audrey Brouillet

► To cite this version:

Audrey Brouillet. Évolution des extrêmes de température et de stress thermique au 21ème siècle : cooccurrence, vitesses relatives et implications sur la perception du réchauffement climatique.. Climatologie. Université Paris-Saclay, 2020. Français. NNT : 2020UPASV015 . tel-03104239

HAL Id: tel-03104239

<https://theses.hal.science/tel-03104239>

Submitted on 8 Jan 2021

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.

Évolution des extrêmes de
température et de stress thermique
au 21^{ème} siècle : cooccurrence,
vitesses relatives et implications sur
la perception du réchauffement
climatique

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°129, Sciences de l'environnement d'Ile-de-France
SEIF

Spécialité de doctorat : océan, atmosphère, climat et observations spatiales
Unité de recherche : Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des
sciences du climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France.
Réfèrent : Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines

**Thèse présentée et soutenue à Gif-sur-Yvette
le 24 juin 2020, par**

Audrey BROUILLET

Composition du Jury

Pascale BRACONNOT Directrice de recherche CEA, LSCE	Présidente
Erich FISCHER Senior scientist, ETH Zürich	Rapporteur
Laurent TERRAY Directeur de recherche CERFACS	Rapporteur
Ana CASANUEVA Docteure, Université de Cantabrie	Examinatrice
Benjamin SULTAN Directeur de recherche IRD	Examineur
Sylvie JOUSSAUME Directrice de Recherche CNRS, LSCE	Directrice de thèse

Remerciements

Professionnels

Au LSCE, je remercie un certain nombre de permanents pour qui je porte une grande admiration professionnelle, et qui m'ont énormément stimulé et/ou encouragé tout au long de ma thèse. Je remercie tout particulièrement Pascale Braconnot, Nada Caud, Nathalie De Noblet, Robert Vautard et Christophe Rabouille. Je remercie également mon équipe MERMAID (biologique) et l'équipe CLIM (adoptive) pour m'avoir offert un cadre de travail si agréable. Pour les non-permanents (qui n'arrivent qu'en second dans ce contexte de précarité dans la Recherche), je remercie très sincèrement Carley Iles pour nos échanges pertinents et sa relecture anglaise bienveillante, Amélie Rajaud pour m'avoir encouragé dans des moments compliqués pour une jeune thésarde, and Linh my dear PhD friend and travelmate during this "COVID Adventure". Je remercie enfin Thomas, Camille C., Vincent, Virginie, Fanny P., Florentin et les AlizéesS pour tous les bons moments passés au labo et en dehors.

Je remercie grandement Erich Fischer pour son implication dans l'évaluation de mon travail. Je lui suis très reconnaissante d'avoir accepté de faire partie de mon jury, et reconnais maladroitement être fan de son travail puisque un bon 10% de la littérature de cette thèse lui est probablement attribué. Je remercie sincèrement Laurent Terray d'avoir accepté d'évaluer ma thèse. Je le remercie de s'être impliqué avec autant de pertinence et de précision dans ce travail, implication qui a très largement contribué à améliorer ce manuscrit final. Agradezco de todo corazón a Ana Casueva por revisar mi tesis, a pesar de que mi manuscrito sea en francés. Su participación benévola y más que relevante así que su experiencia en el tema de mi tesis han contribuido muchísimo a la mejora de mi trabajo, y espero volver a trabajar con ella en los próximos años (perdona mi español). Un grand merci à Benjamin Sultan pour avoir été présent tout au long de cette thèse, en cours d'Impacts du Climat, dans mon comité, et dans mon jury. Je ne peux que le remercier de me laisser également prouver ma valeur dans mon premier post-doc à l'IRD montpelliérain. Enfin, merci à Julien Boé pour s'être impliqué avec bienveillance dans mon comité de thèse.

And for the last but not the least, je remercie tout particulièrement et du fond du coeur ma directrice de thèse **Sylvie Joussaume**, qui a parfaitement joué son rôle tout au long de ces 3 (4 ...) années. Je la remercie sincèrement pour m'avoir donné ma chance il y a 4 ans, pour sa pédagogie, pour son sens des priorités, et pour l'intégralité des connaissances qu'elle a pu me transmettre, tant scientifiques qu'introspectives.

Moins professionnels

À l'interface labo et privé, je remercie plus que chaleureusement mes COLLÈGUES, qui affectionnent tout particulièrement cette terminologie. J'ai si peur d'oublier des prénoms que j'hésite à les lister... mais j'aime et me ris du danger. Un merci infini à Jérôme, à Sophie M., à Ludivine, à Julia, à Gaëlle (LA régisseuse de ma soutenance et sa mention spéciale), à Marie, à Fanny L., à Cyril, à Kristan, à Stella, à Maëlle. Et un merci tout aussi sincère à tous ces petits anges partis trop tôt : Tristan, Aglaé, Priscilla, Camille R., Jens, Timothée, Sarah et Olivier.

À ma famille, je les remercie infiniment pour m'avoir toujours donné l'impression d'être Einstein à faire de longues études. Merci à mes tantes délirantes, Lydie et Laetitia, envers qui ces quelques mots dans un manuscrit de thèse ne suffiraient pas à exprimer toute l'affection et la gratitude de 28 ans de vie. Je remercie ma tante Nicole d'être un modèle pour moi sans le savoir, et pour avoir été un pilier infaillible tout au long de ma thèse et de ma vie. Et bien évidemment, *le meilleur pour la fin*, un merci infini à ma maman, à qui je dédie cette thèse de doctorat. Merci à toi *mère*, pour tous les bons choix que tu m'as poussé à faire sans en avoir conscience, et pour avoir amené (seule) ta fille à ce statut étonnant de Docteur.

À mes amis, je remercie profondément Karine pour tout ce qu'elle sait et qui n'apparaîtra pas ici. Merci aux Anges du Palais de la Découverte, mes anges docteur.es dont je ferme la marche, si importants dans ma vie pendant ces trois années. Merci à Chachou, pour tous ces moments à Paris (annulés*, parce la vie à Paris c'est fatigant quand on vient du Loiret). Merci à mes Beautés qui sont toujours restées dans les parages après 10 ans de vies d'adultes. Merci à mes traducteurs personnels pour avoir alimenté mes pauses orléanaises, et pour n'avoir jamais cessé de m'encourager avec des mots doux (...). Je remercie enfin Alice, pour toutes ces raisons à dire et à ne pas dire.

Enfin, à toi Sophie, qui a supporté "Thérèse" dans ses pires moments, et surtout dans les miens. Avec ce combo gagnant de fin de thèse + rédaction + COVID19 + confinement + soutenance reportée + en visio... un morceau de ce manuscrit t'es et te sera toujours attribué.

Non-remerciements

Je ne remercie absolument pas :

- le RER C, et ses 257 branches distinctes dont aucune n'a fonctionné mieux que les autres tout au long de cette thèse ;

- la SNCF en général, et mon nombre incalculable de mésaventures associées ;

- la RATP (que je remercie tout de même plus que la SNCF) ;

- le système de climatisation du supercalculateur Ciclad, qui a interrompu mes recherches pendant au moins 20 jours cumulés durant les 3 étés de cette thèse ;

- les systèmes de soumission des publications scientifiques, si compliqués et stressants pour des raisons sombres et obscures ;

- mon karma ;

- et vraiment pas, mais alors absolument pas ce cher CORONAVIRUS, qui aura bousillé des choses bien plus importantes que la fin de ma thèse et mon voyage existentiel de fin d'études. Vive les pangolins. Vive les chauve-souris. Vive la Recherche. Et vive la France.

"Le problème, c'est pas le fait qu'on aille dans le mur ou pas. On va dans le mur ! Le problème, c'est à quelle vitesse on y va, à 50 km/h ou 5 km/h ?" (J.-M. Jancovici)

Table des matières

Résumé	7
Abstract	9
Introduction générale	11
1 Modélisation du système climatique	14
1.1 Le système climatique	14
1.1.1 Composantes du système climatique	14
1.1.2 Flux d'énergie, circulation atmosphérique et cycle hydrologique global . .	15
1.1.3 Forçage radiatif et effet de serre	18
1.1.4 L'Homme comme composante du système climatique	20
1.2 Compréhension et modélisation du climat	21
1.2.1 Généralités sur la modélisation climatique	22
1.2.2 Principe et fonctionnement d'un modèle de climat	23
1.2.3 Le projet CMIP et le GIEC	24
1.3 Projections futures du climat : climat moyen et événements extrêmes	26
1.3.1 Scénarios climatiques futurs : les RCPs	26
1.3.2 Les principaux résultats	28
1.3.3 Événements extrêmes : notions et principaux résultats	29
1.4 Études alternatives des impacts du réchauffement sur la population	34
1.4.1 Un indicateur alternatif : le stress thermique	34
1.4.2 Généralités sur le calcul du stress thermique	35
1.4.3 Résultats observés et simulés dans le futur	36
1.4.4 Des méthodes d'évaluation du ressenti humain du réchauffement	37
1.5 Summary of Chapter 1	40
2 Vers l'évaluation du réchauffement perçu par les populations	42
2.1 Les indicateurs de stress thermique	43
2.1.1 Indicateurs envisagés	44
2.1.2 Le Wet-Bulb Globe Temperature simplifié	47
2.2 L'humidité relative	50
2.2.1 Généralités	50
2.2.2 Observations et projections futures	51
2.2.3 Lien entre RH et les extrêmes de chaleur	53
2.3 Une approche multi-modèle	55
2.3.1 Choix des modèles CMIP5	56

2.3.2	Caractéristiques des GCMs sélectionnés	58
2.3.3	Moyennes multi-modèles	60
2.3.4	Données d'observations : WATCH Forcing Data appliquée à ERA-Interim	61
2.4	Évaluer la perception du réchauffement : approche particulière de la thèse	62
2.4.1	Les extrêmes de température et de stress thermique	63
2.4.2	La vitesse en référence glissante	64
2.4.3	Changements rapides et significatifs	65
2.4.4	Exposition des populations à l'intensification des extrêmes	66
2.5	Summary of Chapter 2	68
3	Changement des extrêmes de température et de stress thermique : le rôle de l'humidité relative	70
3.1	Changements moyens et saisonniers de température et de stress thermique	71
3.2	Méthodes utilisées	72
3.3	Article 1 : Investigating the role of the relative humidity in the co-occurrence of temperature and heat stress extremes in CMIP5 projections	73
3.4	Éléments supplémentaires d'analyse	94
3.4.1	Changements futurs d'humidité relative : incertitudes, causes possibles, et effet sur les changements de stress thermique	94
3.4.2	Corrélations entre les évolutions temporelles	100
3.4.3	Cycles saisonniers et cooccurrence "réelle"	106
3.4.4	Résultats dans le scénario RCP2.6	111
3.5	Summary of additional elements	114
4	Rapidité d'évolution des extrêmes de température et de stress thermique : émergence et implications sur la <i>perception</i> des changements du climat	116
4.1	Approche suivie et rappel des indicateurs utilisés	117
4.2	Article 2 : More perceived but not faster future evolution of heat stress than temperature extremes	119
4.3	Éléments supplémentaires d'analyse	148
4.3.1	Incertitudes dans les modèles CMIP5	148
4.3.2	Extensions spatiales et expositions régionales des populations	151
4.3.3	Résultats dans le scénario RCP2.6	155
4.4	Summary of additional elements	156
	Conclusions et perspectives	157
	Article 3 - Extrêmes de chaleur et changement climatique : Chaud devant !	168
	Bibliographie	173
	Liste des figures	184
	Liste des tableaux	191

Résumé

D'après les modèles de climat, le réchauffement global observé va s'intensifier au cours du 21ème siècle, en lien avec l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre. Ce réchauffement pourra être plus ressenti par les populations s'il se produit rapidement et s'il affecte le corps humain en provoquant un stress thermique. Dans cette thèse, je propose d'étudier le réchauffement global à travers l'analyse de différents indicateurs permettant de fournir une estimation de la possible perception humaine du changement climatique futur. L'accent est mis sur l'analyse des valeurs extrêmes, plus ressenties par les populations que le climat moyen. Dans un premier temps, j'étudie l'effet des variations d'humidité dans l'occurrence et les changements futurs de stress thermique extrême, effet peu étudié du fait du rôle dominant de la température dans les variations du stress thermique. Dans un second temps, une approche en référence glissante est utilisée pour analyser la vitesse du réchauffement, et déterminer quelles populations percevront l'intensification des extrêmes la plus rapide ou la plus sévère. Un ensemble de simulations de 12 modèles CMIP5 est utilisé et analysé entre 1959 et 2100.

Dans le scénario d'émissions futures le plus haut (RCP8.5), une diminution significative de l'humidité relative est simulée au-dessus des continents, principalement en Europe et en Amazonie. Cet assèchement amplifie l'augmentation des extrêmes de température, mais freine l'intensification des extrêmes de stress thermique. On montre que dans un futur théorique où la température augmenterait sans assèchement, l'intensification du stress thermique extrême serait plus importante de 20 à 100% en Europe et en Amazonie respectivement. D'après les valeurs recommandées par les normes internationales de santé, cette atténuation réduit significativement le risque pour les populations en Europe, mais n'atténue pas les risques en Amazonie, où les valeurs atteintes dépassent les seuils d'alerte les plus hauts avant 2020. De plus, l'étude des cycles saisonniers montre une cooccurrence annuelle des extrêmes de température et de stress thermique dans les moyennes latitudes, mais présente en revanche un déphasage dans les tropiques. Ce déphasage résulte du rôle important joué par l'humidité dans les régions où les modèles projettent le maximum d'intensification du stress thermique extrême, telles que le Sahel, l'Arabie ou l'Amazonie. Ce résultat suggère de considérer les extrêmes annuels de température et de stress thermique comme additifs dans les études d'impact menées sur ces régions.

Pour étudier la rapidité d'évolution des extrêmes, la vitesse est définie pour chaque année comme une différence entre deux périodes successives de 20 ans. D'après les modèles CMIP5, cette vitesse glissante du réchauffement des extrêmes de stress thermique et de température est deux fois plus rapide dans le futur qu'actuellement dans l'hémisphère nord, et jusqu'à quatre fois plus rapide en Amazonie d'après certains modèles. On montre ainsi une accélération du changement des extrêmes plus importante dans les tropiques, et quasi-identique entre les deux

métriques pour chaque région. Cependant, dans les latitudes tropicales, la vitesse du stress thermique en 2080 est jusqu'à 2.3 fois plus élevée que la variabilité interannuelle tout juste vécue, contre seulement 1.5 à 1.8 fois plus élevée en température. On montre ainsi que 36% de la population mondiale vivra une augmentation significative des extrêmes de stress thermique en 2080, contre 15% pour les extrêmes de température. Non seulement l'intensification future des extrêmes sera davantage perçue par les populations que le changement actuel, mais cette perception sera aussi plus sévère en stress thermique qu'en température, en particulier dans les tropiques.

Mots-clés : extrêmes, température, stress thermique, cooccurrence, changement climatique, modèles de climat, CMIP5

Abstract

According to climate models, observed global warming will intensify during the 21st century due to the increase of greenhouse gas concentrations. This warming will be more readily perceived by human populations if it occurs rapidly and if it induces a thermal heat stress on the human body. This thesis proposes to study global warming through different indicators allowing us to provide a first assessment of the possible human perception of climate change. We focus on extreme values, which are particularly felt by people compared to the mean climate. In the first part, we analyse the effect of relative humidity variations on the occurrence and future changes in heat stress extremes, since this effect is often overlooked due to the major role played by temperature in heat stress variations. The second part investigates which populations will perceive the fastest and/or the most severe intensification of extremes, by using a moving baseline approach to analyse the warming speed. A set of 12 CMIP5 general circulation models is used to analyse the evolution of extremes between 1959 and 2100. Under the highest greenhouse gas emissions scenario (RCP8.5), relative humidity is projected to decrease over land, particularly in Europe and Amazonia. This drying enhances the increase of temperature extremes, but dampens the intensification of heat stress extremes. In a theoretical future in which temperature would increase without any humidity changes, the heat stress intensification would be 20 to 100% higher in Europe and Amazonia respectively. According to international health recommendations, this moderating effect strongly reduces risks for population in Europe, but does not prevent risks in Amazonia, where the highest danger thresholds are simulated and observed to be reached before 2020. Moreover, an examination of seasonal cycles shows that temperature and heat stress extremes annually co-occur in mid-latitudes, but are time-lagged within the tropics. This time-lag results from the important role played by the relative humidity, especially in regions where the future maximum heat stress intensification is projected, such as the Sahel, Arabia or Amazonia. This result suggests that temperature and heat stress should be considered as two consecutive and additional extremes when studying annual climate impacts on population within these regions. We define the speed of change for each year of the period as a difference between two successive 20-year periods, one immediately preceding the year in question and one immediately after it (i.e. with a moving baseline). According to CMIP5 models, the change of temperature and heat stress extremes will be twice as fast in the future compared to the current speed of change in the mid-latitudes, and by up to four times faster in regions such as Amazonia. A larger acceleration is thus shown within the tropics compared to the mid-latitudes, but this acceleration is similar for both temperature and heat stress changes. However, in tropical regions, by 2080 this speed is projected to be 2.3 times larger than the recently experienced year-to-year variability for heat stress extremes, but only 1.5 to 1.8 times larger for temperature. We thus show that 36% of the total world population will experience a rapid and severe increase of heat stress extremes in 2080, but only 15% of the population for

temperature extremes. According to future projections, the accelerated warming of future heat extremes will be more felt by populations than current changes, and this perceived change will be more severe for heat stress than for temperature, particularly in the tropics.

Keywords : extremes, temperature, heat stress, co-occurrence, global warming, climate models, CMIP5

Introduction générale

Sur Terre, les climats diffèrent d'un endroit à l'autre, que ce soit par la température qui y règne, la quantité de pluie qui y tombe, ou l'intensité des vents qui y souffle. Néanmoins, le système climatique global est contrôlé et maintenu par l'utilisation continue de la quantité d'énergie provenant du rayonnement solaire, et la température est ainsi considérée comme le paramètre physique principal qui exprime la quantité d'énergie moyenne disponible. Voilà pourquoi l'évolution de l'ensemble des climats moyens sur Terre est, en premier lieu, caractérisée par l'évolution de la température moyenne globale. Cette évolution de la température est conditionnée par de nombreux facteurs et rétroactions naturels. Certains sont externes au système terrestre, comme par exemple les variations du rayonnement émis par le Soleil. D'autres facteurs sont internes au système climatique, tels que le déplacement des plaques tectoniques, ou encore l'effet de serre. L'effet de serre est un processus naturel qui permet à l'atmosphère d'emmagasiner une certaine quantité d'énergie ré-émise par la surface terrestre, grâce à la présence de gaz spécifiques en plus ou moins grande quantité, et il maintient une température atmosphérique comprise entre 14°C et 15°C. L'ensemble de ces processus naturels maintient le bilan radiatif terrestre, et contrôle l'évolution des climats passés, présents et futurs.

Depuis plusieurs siècles, un nouveau perturbateur a fait son entrée dans la grande équation de l'équilibre énergétique global : l'Homme. En effet, le développement industriel des sociétés depuis le milieu de XIX^{ème} siècle a conduit à des émissions importantes et croissantes de gaz à effet de serre d'origine anthropique, avec comme source principale la combustion de charbon, de bois, de gaz naturel et de pétrole. Cette augmentation observée des concentrations en gaz à effet de serre a engendré une capacité croissante de l'atmosphère à emmagasiner l'énergie ré-émise par la surface terrestre, et a conduit à une augmentation des températures moyennes atmosphériques (Myhre et al. [2013]). D'après les modèles de climat, et sans politique d'atténuation des émissions anthropogéniques de gaz à effet de serre, le réchauffement climatique global s'intensifiera dans le futur d'ici 2100 (Collins et al. [2013]).

De nombreux impacts liés à ce changement climatique global sont observés dès à présent, et simulés dans le futur grâce aux modèles. Ils concernent notamment les extrêmes de température, le cycle hydrologique, la biosphère ou encore la fonte des calottes de glace (Hartmann et al. [2013], Collins et al. [2013]). Par exemple, de nombreuses études ont montré une augmentation très importante du nombre, de l'intensité et des durées des vagues de chaleur dans la plupart des régions du monde d'ici 2100 (Kharin et al. [2007]). L'importance de ces impacts conditionne ainsi la capacité des populations à s'adapter au réchauffement climatique global. Les impacts du changement peuvent également être particulièrement ressentis et perçus par les populations, en

fonction de facteurs humains (e.g. vulnérabilité géopolitique, perception des risques, résilience des populations,...) et de divers facteurs climatologiques (e.g. magnitude, vitesse de changement, émergence du changement,...).

Si l'importance de ces études est reconnue, la plupart d'entre-elles évaluent l'amplitude du changement moyen du climat observé et/ou simulé dans le futur sur plus d'un siècle. Ces études ne caractérisent donc pas l'éventuelle perception du réchauffement par les populations à l'échelle de quelques décennies ou d'une vie humaine. Quelques études se sont néanmoins penchées sur les notions de perception des changements climatiques (e.g. Sherwood and Huber [2010], Hansen et al. [2012], Chavaillaz et al. [2016b], Li et al. [2018]). Plusieurs études ont par exemple analysé les changements de *stress thermique*, un indicateur qui permet de rendre compte de l'effet des conditions intenses de température et d'humidité sur le corps humain (e.g. Buzan et al. [2015]). L'analyse des changements futurs simulés par les modèles de climat montre notamment une augmentation particulièrement sévère de stress thermique entre la période actuelle et 2100 dans le scénario de plus forte émission, en particulier dans les régions tropicales (e.g. Dunne et al. [2013], Zhao et al. [2015], Coffel et al. [2018], Newth and Gunasekera [2018]). D'autres études ont également analysé le changement du climat en vitesse par décennie(s) (e.g. Mahlstein et al. [2013], Smith et al. [2015]), ou en rythme glissant du réchauffement moyen global (Chavaillaz et al. [2016a,b]). Cette approche en référence glissante permet de quantifier le réchauffement moyen vécu par les populations les n prochaines années, par rapport aux n années passées (e.g. tous les 10 ans, tous les 20 ans, tous les 30 ans,...). Chavaillaz et al. [2016b] montrent une accélération importante du réchauffement moyen entre l'actuel et le futur, suggérant des changements moyens de température davantage ressentis par les populations dans le futur qu'actuellement, en particulier dans les régions tropicales.

C'est dans ce contexte que ce travail de thèse s'inscrit. Le but de ma thèse est d'évaluer d'un point de vue climatologique l'éventuelle perception du réchauffement climatique futur par les populations. Les extrêmes de température et de stress thermique sont l'objet principal de cette étude, car ils constituent un risque majeur pour la santé et sont donc particulièrement ressentis. L'approche utilisée quantifie d'une part les variations de stress thermique, de température et d'humidité relative à l'échelle intra-saisonnière, échelle plus proche du ressenti des conditions climatiques qu'en moyenne annuelle. Cette approche permet de déterminer le rôle de l'humidité relative et de ses variations dans les occurrences annuelles d'extrêmes de température et de stress thermique. Elle permet également d'évaluer si les changements futurs d'humidité simulés atténueront ou amplifieront l'intensification des conditions climatiques intenses par les populations. Dans un second temps, la vitesse d'évolution des extrêmes de température et de stress thermique est calculée en références glissantes pour chaque année entre le XX et le XXI^{ème} siècles. Cela permet, pour chaque année, de quantifier le changement vécu par les populations au cours des prochaines décennies par rapport à celui qu'elles viennent de vivre. En comparant ces vitesses annuelles d'évolution par rapport à leurs variabilités récentes associées, la rapidité et l'émergence des changements sont également analysés dans ce travail, ce qui nous permet de qualifier l'éventuelle sévérité des changements de température et de stress thermique extrêmes, et leur éventuelle perception. Dans cette thèse, nous cherchons ainsi à déterminer **quel sera le rôle de l'humidité dans les changements de température et de stress thermique extrêmes, et quelles populations percevront le plus sévèrement ces changements au cours du XXI^{ème} siècle.**

Cette thèse s'articule autour de quatre chapitres. Le premier chapitre fait état des connaissances générales sur le climat, et décrit comment le climat et ses changements sont modélisés. Le second chapitre détaille les approches et méthodes choisies pour étudier l'évolution perçue des extrêmes de chaleur. Le chapitre 3 expose les résultats obtenus en étudiant le rôle de l'humidité relative dans l'occurrence et dans les changements futurs des extrêmes de température et de stress thermique. Le chapitre 4 décrit les résultats de l'analyse de la vitesse d'évolution des extrêmes et de leur émergence au cours du XXI^{ème} siècle.

Chapitre 1

Modélisation du système climatique

Ce premier chapitre apporte une introduction climatologique à ce sujet de thèse, et place ce travail dans un contexte scientifique général. Il décrit notamment le fonctionnement du système climatique terrestre, ainsi que les méthodes permettant son étude et la compréhension de ce système. Ce chapitre fait également l'état des lieux des connaissances des changements moyens et extrêmes des climats passés, présents et futurs, et rend compte des nombreuses études et résultats déjà apportés dans ce domaine.

La description du système climatique de la Terre est tout d'abord réalisée dans une première partie de ce chapitre. Les méthodes de modélisation de ce système sont ensuite expliquées dans un second temps. J'expose ensuite les méthodes d'analyse des climats futurs simulés, ainsi que les résultats principaux déjà mis en évidence. Enfin, je décris dans une quatrième partie les quelques méthodes déjà développées pour évaluer la perception humaine du changement global.

1.1 Le système climatique

1.1.1 Composantes du système climatique

Le système climatique terrestre est défini comme l'ensemble de cinq composantes principales qui interagissent entre elles : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère, et la biosphère. Chacune des composantes évolue à différentes échelle de temps et d'espace, et interagit également avec les autres composantes à ces échelles spatio-temporelles (Figure 1.1).

L'atmosphère correspond à l'enveloppe gazeuse qui entoure la Terre, dont la moitié de la masse est située en-dessous de 5500 mètres d'altitude. Cette composante influe sur le système climatique à des échelles de temps très courtes en comparaison de l'ensemble des autres composantes du système (Figure 1.1). L'hydrosphère est majoritairement représentée par les océans, recouvrant plus de 70% de la surface de la Terre, ainsi que par les eaux souterraines, les lacs et les rivières. La cryosphère représente les glaciers, la glace de mer (i.e. la banquise), les calottes de glace (i.e. glaces continentales), les surfaces enneigées et le pergélisol. La lithosphère est

définie comme l'enveloppe rigide de la surface. Elle se compose de la croûte terrestre, et de la partie supérieure du manteau terrestre. Cette composante influe sur le système climatique à travers notamment la formation du relief, l'enfoncement du socle rocheux sous les calottes de glace, ou encore le mouvement des plaques tectoniques. La biosphère correspond enfin à la composante comprenant la faune et de la flore, en milieu continental et océanique (Joussaume, 1993).

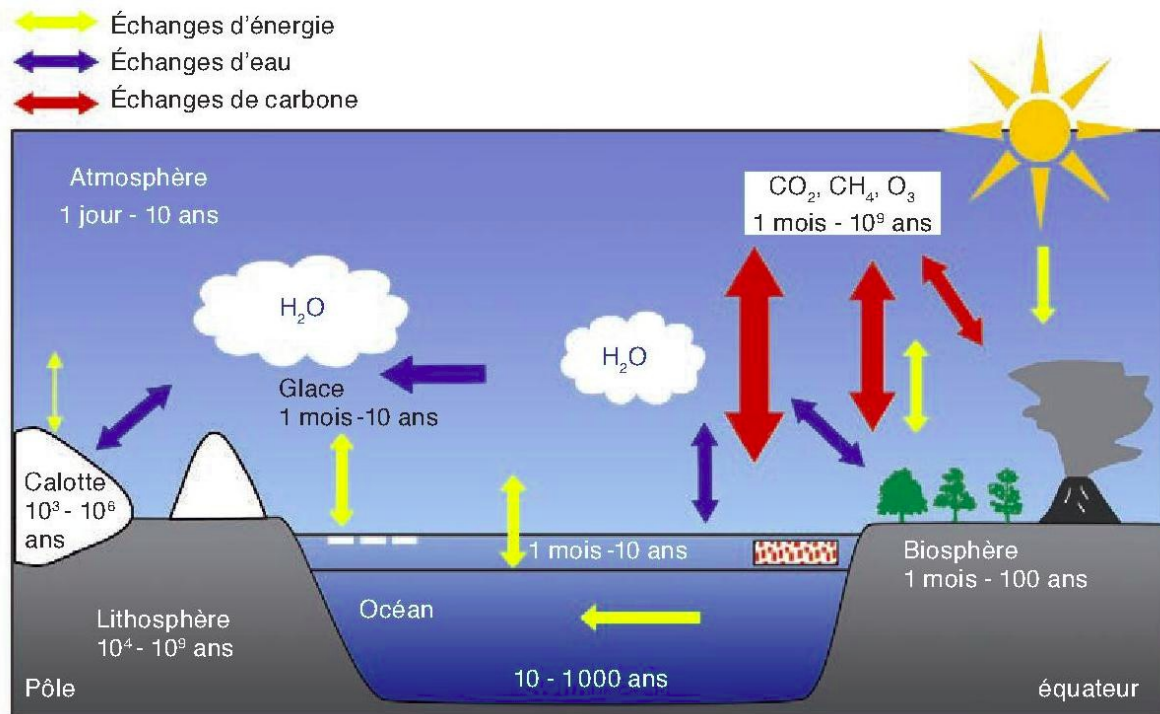


Figure 1.1 – Schéma représentant les cinq composantes du système climatique (atmosphère, lithosphère, océans, cryosphère, biosphère), leurs constantes de temps et leurs échanges d'énergie, d'eau et de carbone (tiré de Joussaume et al., 1993)

Les échanges d'énergie, d'eau et de carbone ont lieu entre ces différentes composantes à toutes les échelles spatio-temporelles, et jouent un rôle majeur au sein du système climatique et sur ses fluctuations (Figure 1.1).

1.1.2 Flux d'énergie, circulation atmosphérique et cycle hydrologique global

Ce système complexe est alimenté en énergie par le rayonnement incident provenant du Soleil. Au sommet de l'atmosphère, la quantité d'énergie reçue par notre planète est d'environ 1360 W/m^2 (Myhre et al. [2013]). Cette quantité d'énergie correspond à la valeur que reçoit la surface du disque de même rayon que celui de la Terre à un instant donné. En raison de la sphéricité du globe, et sur une année complète, l'énergie reçue par la surface terrestre est donc quatre fois plus petite, soit d'environ 340 W/m^2 (Mélières et al. [2015]). L'énergie reçue n'est pas répartie de manière équitable entre les hautes et les basses latitudes. En effet, du

fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de son orbite autour du Soleil, le rayonnement solaire incident est maximum dans les tropiques et minimum aux pôles. Le surplus d'énergie associé est alors transporté des basses latitudes (régions chaudes) vers les hautes latitudes (régions froides) : on parle alors de *transport méridien d'énergie*. Ce déséquilibre constitue le moteur principal de la circulation des masses d'air et des masses d'eau sur Terre. Ces circulations sont également influencées par la force gravitationnelle terrestre, qui initie les mouvements verticaux de l'atmosphère et de l'océan, ainsi que par la force de Coriolis, qui dévie les transports horizontaux vers l'est du fait de la rotation de la Terre (Mélières et al. [2015]).

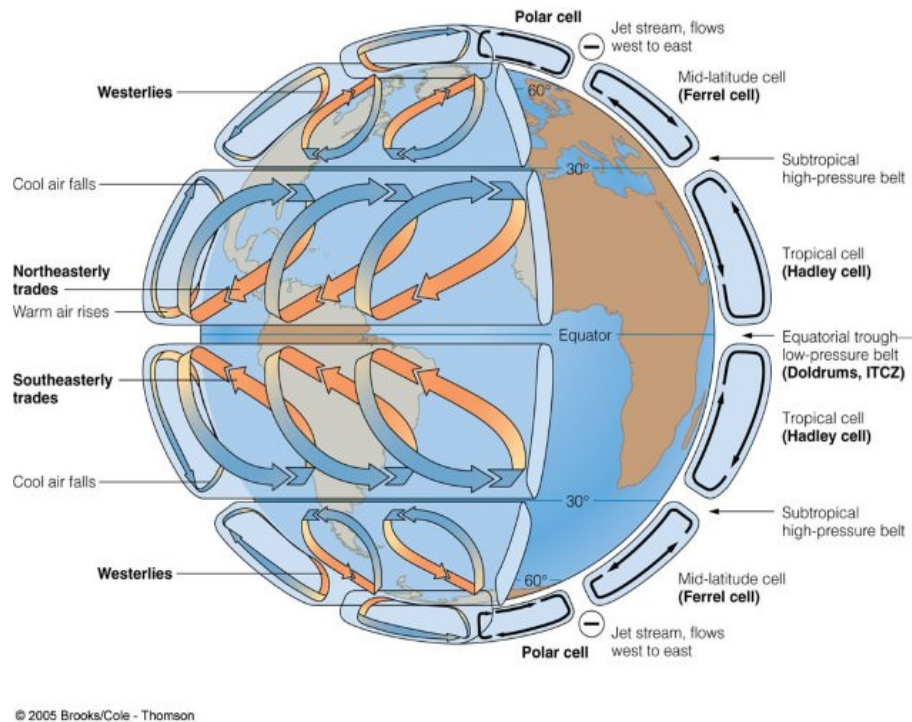


Figure 1.2 – Schéma représentant les grandes cellules de circulation atmosphérique le long des latitudes (flèches noires). Les flèches rouges illustrent les ascendances d'air chaud (convection), et les flèches bleues représentent les subsidences d'air froid (tiré de Thomson, 2005).

Dans l'atmosphère, le transport d'énergie de l'équateur vers les pôles se fait via les cellules de Hadley (Figure 1.2). Au niveau des tropiques, les contrastes de température importants entre les continents et les océans guident une circulation atmosphérique zonale (circulation de Walker). La zone de fortes précipitations équatoriales appelée la Zone de Convergence Intertropicale (ou ITCZ pour "Intertropical Convergence Zone" en anglais, Figure 1.2) présente un cycle saisonnier méridien, et se situe toujours dans l'hémisphère d'été, en suivant le cycle annuel d'ensoleillement. L'ITCZ guide principalement la position des moussons, et l'alternance de saisons sèches et de saisons humides associée guide la saisonnalité dans les régions tropicales. Dans les moyennes latitudes, la force de Coriolis a davantage d'influence que dans les tropiques. Un large flux zonal d'altitude appelé *courant jet* se traduit à la surface par des vents d'ouest ("westerlies" en Figure 1.2). L'instabilité de ces courants est à l'origine d'une alternance de cellules dépressionnaires et de cellules anticycloniques dans ces régions. Ces mécanismes induisent une saisonnalité importante dans les moyennes latitudes, qui se traduit par une forte variabilité saisonnière de la température et par des précipitations relativement modérées (i.e.

climat tempéré). Dans les régions polaires enfin, la force de Coriolis est encore plus importante. Des courants atmosphériques importants sont ainsi présents en altitudes, qui se traduisent par d'importants vents d'ouest.

Au sein du système climatique, l'eau est répartie sous forme solide (glace et neige), liquide ou de vapeur. Elle est stockée dans de grands réservoirs hydrologiques : les océans (97% de toute l'eau présente sur Terre y est stockée), les glaciers (2 %), les nappes d'eaux souterraines (0.7 %), les eaux de surface (0.01 %), l'atmosphère (< 0.0001 %) et la biosphère. L'eau se déplace entre ces différents réservoirs grâce au rayonnement solaire incident, qui favorise l'évaporation et entraîne les autres processus de transport et d'échange au sein du système (Figure 1.3). Au niveau des océans, la quantité d'eau évaporée est plus grande que la quantité d'eau précipitée (Figure 1.3). L'excès en vapeur d'eau associé se déplace donc préférentiellement des océans vers les continents, où cette eau précipite. Ce transport préférentiel est notamment influencé par le gradient de température atmosphérique entre les océans et les continents (Joshi et al. [2008], Byrne and O'Gorman [2013]). Une partie des précipitations continentales est ensuite évaporée et/ou transpirée par le sol et la végétation (*i.e. évapotranspiration*), et les phénomènes de gravité terrestre, de topographie et de pression créent un déplacement des eaux souterraines et de surface vers les océans. Le schéma d'équilibre quasi cyclique que représente ces transports est défini comme le *cycle hydrologique global*.

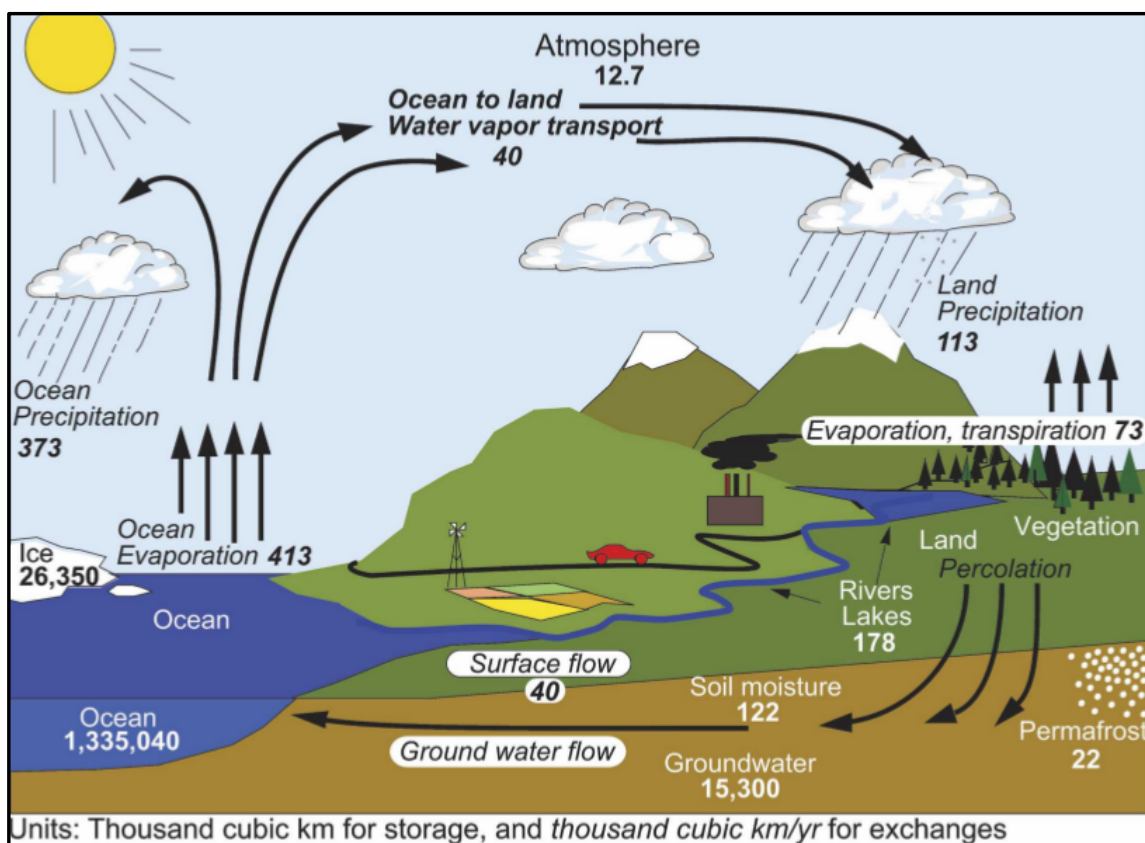


Figure 1.3 – Schéma représentant le cycle hydrologique global. Les nombres associés à chaque réservoir hydrologique indiquent la quantité moyenne en eau stockée en milliers de kilomètres cubes, et les nombres associés aux processus de transport indiquent la quantité moyenne en eau transportée en milliers de kilomètres cubes par an (tiré de Trenberth et al. [2007]).

1.1.3 Forçage radiatif et effet de serre

Lorsque le rayonnement solaire pénètre dans le système terrestre, environ 30% de l'énergie est réfléchi au sommet de l'atmosphère, et 70% de l'énergie est absorbé par le système climatique, dont 20% par l'atmosphère et 50% par la surface de la Terre (Figure 1.4). Par effet d'équilibre, le système réémet un rayonnement infrarouge (IR) vers l'espace, de même intensité que le rayonnement solaire absorbé. Au sein du système climatique, l'ensemble des flux d'énergie est régulé par différents mécanismes d'absorption, d'émission et de réflexion, ainsi que par les processus de changement de phase de l'eau (Figure 1.4).

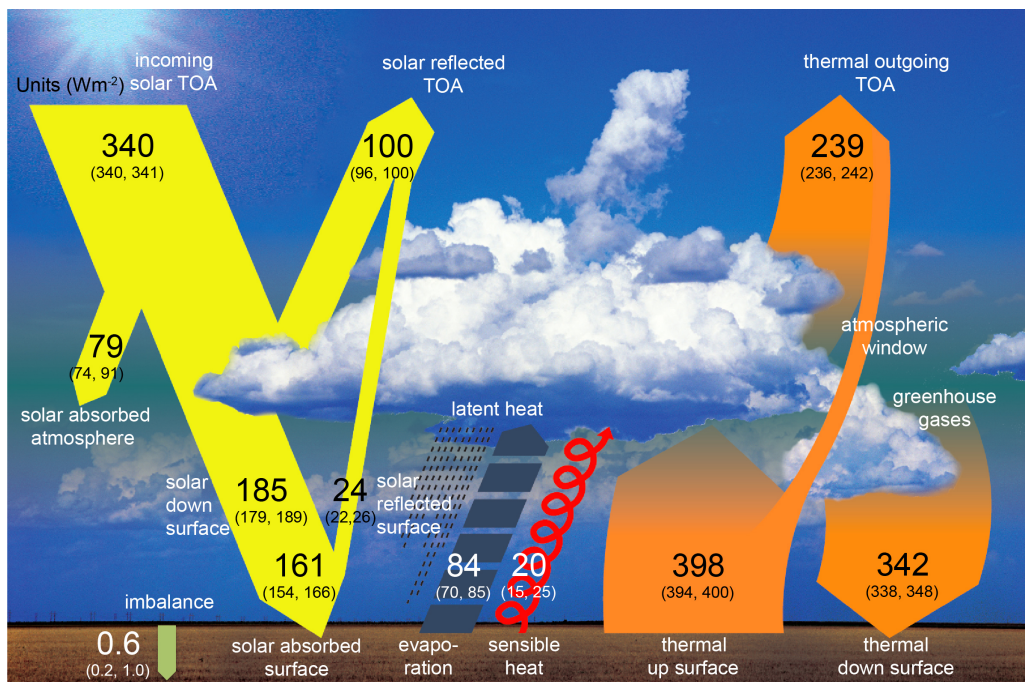


Figure 1.4 – Schéma représentant le principe d'équilibre radiatif au sein de l'atmosphère. Les flèches jaunes illustrent le rayonnement solaire (reçu et/ou réfléchi), et les flèches oranges correspondent au rayonnement thermique infrarouge (absorbé et/ou réémis). Les nombres indiquent les quantités d'énergies associées aux flux, en W/m^2 (tiré de Hartmann et al. [2013]).

De nombreux facteurs externes ou internes au système Terre influencent naturellement l'équilibre énergétique sur différentes échelles de temps. La fluctuation de cet équilibre est appelée le *forçage radiatif*, défini pour la première fois dans Hansen et al. (1981). Le forçage radiatif correspond à la différence calculée entre l'énergie radiative reçue par la Terre (ou par un quelconque système donné) et l'énergie radiative renvoyée dans l'espace. Lorsque l'énergie reçue est plus importante que la quantité d'énergie réémise, le forçage radiatif est positif. Comme l'énergie thermique emmagasinée augmente, le système climatique se réchauffe. À l'inverse, lorsque la quantité d'énergie réémise est plus élevée que l'énergie reçue, le forçage radiatif est négatif. Le système "re-largue" de la chaleur vers l'espace, et le système considéré se refroidit (Myhre et al. [2013]).

Dans l'Histoire de la Terre, des périodes de forçages radiatifs négatifs et positifs se sont succédées, résultant de différents facteurs naturels externes et internes au système Terre. La théorie astronomique des changements climatiques, dite aussi théorie de Milankovitch, relie par exemple les changements du climat sur des échelles de 10 000 à 400 000 ans, avec les

variations de l'orbite terrestre autour du Soleil. Ce facteur externe au système Terre permet notamment d'expliquer l'alternance des cycles glaciaires et interglaciaires mis en évidence dans les enregistrements géologiques. L'activité solaire correspond au second facteur externe principal à l'origine des variations du forçage radiatif. Contrairement aux paramètres orbitaux, la quantité d'énergie émise par le Soleil varie sur des échelles de temps allant de plusieurs siècles au milliard d'années (Helama et al., 2010).

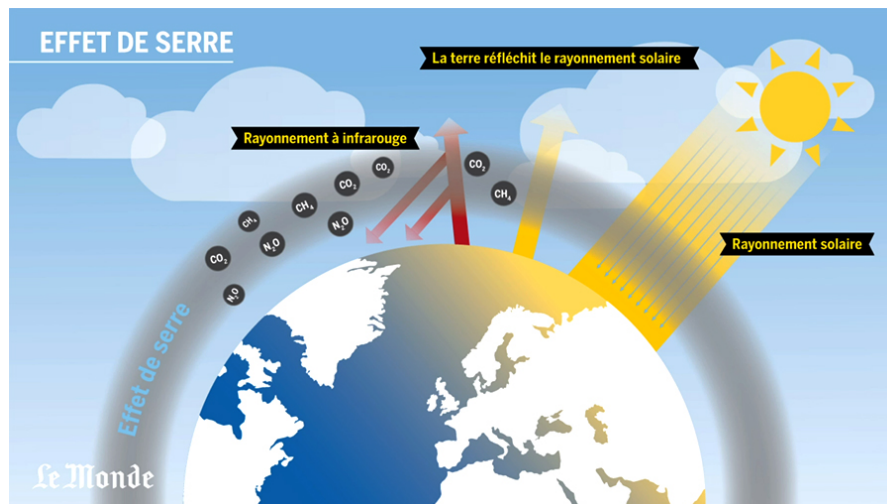


Figure 1.5 – Schéma simplifié représentant le principe de l'effet de serre terrestre (tiré de *Le Monde*, 2014)

Des facteurs internes influent également sur les flux d'énergie et sur les variations du climat moyen global. L'un des principaux processus naturels et internes au système climatique est appelé *l'effet de serre*. En effet, lorsque la surface terrestre réémet l'énergie sous forme de rayonnement IR, une partie de ce rayonnement est absorbé par l'atmosphère (Figure 1.4, 1.5). L'atmosphère empêche alors une partie du rayonnement IR de s'échapper vers l'espace, et emmagasine l'énergie thermique associée. La température de l'air est ainsi plus élevée qu'en l'absence d'atmosphère. La fraction de rayonnement IR absorbée dépend majoritairement de la composition chimique de l'atmosphère, et les gaz qui possèdent cette capacité d'absorption sont appelés les *gaz à effet de serre* (GES; Mélières et al. [2015]). Le GES présent naturellement en quantité la plus abondante est la vapeur d'eau (H₂O). Le dioxyde de carbone (CO₂) est ensuite le plus présent, et sa concentration dans l'atmosphère peut varier avec l'influence de divers processus naturels tels que les feux de forêt (Myhre et al. [2013]). D'autres gaz tels que le méthane (CH₄) ou les oxydes nitreux (N₂O) sont également présents en quantité importante dans l'atmosphère (Figure 1.5). Le changement des concentrations de ces GES influe ainsi directement sur le climat et sur ses variations spatiales et temporelles. L'effet de serre permet de maintenir une température atmosphérique moyenne de surface d'environ 15°C. Sans ce processus, la température moyenne de l'air au niveau du sol est estimée autour de -18°C, rendant impossible la présence d'eau liquide et donc de vie sur Terre.

1.1.4 L'Homme comme composante du système climatique

Depuis plusieurs siècles, les activités humaines sont entrées en interaction avec le système climatique. En effet, le développement des sociétés associé à l'augmentation de la démographie, a engendré une expansion des territoires et une demande énergétique considérable. Depuis le milieu du 19^{ème} siècle et l'avènement de l'ère industrielle, la combustion d'énergie fossile répondant aux besoins en énergie, le développement des véhicules de transports, ou encore l'utilisation des sols ont conduit à de fortes émissions de différents GES (Figure 1.6), modifiant ainsi l'équilibre radiatif du système climatique et donc le climat de la Terre.

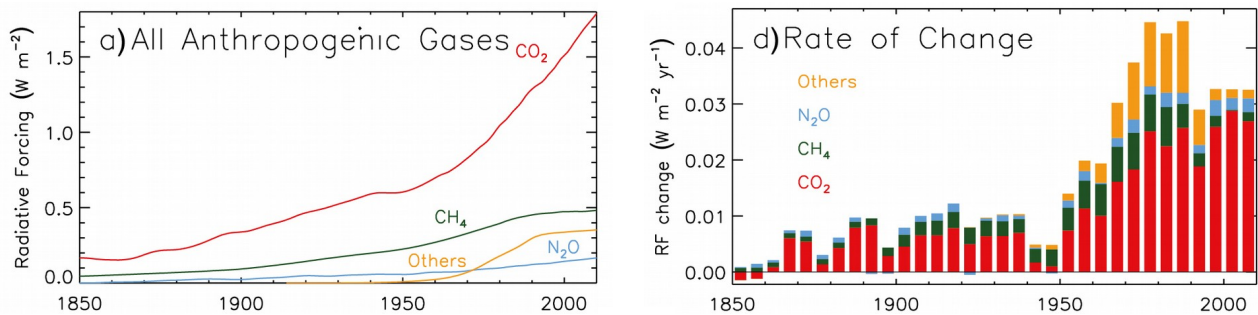


Figure 1.6 – Évolution du forçage radiatif annuel en W/m^2 entre 1850 et 2000 résultant de l'augmentation des principaux GES (à gauche), et taux de changement du forçage associé à chacun de ces GES (à droite) (tiré de Myhre et al. [2013]).

Depuis le 19^{ème} siècle, les principaux composés émis par l'Homme sont le CO_2 , le CH_4 , les N_2O , et les aérosols. En 2013, la concentration atmosphérique de CO_2 avait déjà augmenté de 40% par rapport à 1750 (Hartmann et al. [2013]). D'après de nombreuses études, une augmentation de l'effet de serre atmosphérique sans équivoque résultant de l'augmentation des différents GES est mise en évidence (Myhre et al. [2013], Hartmann et al. [2013]). Cette augmentation a pour conséquence une intensification de la capacité d'emmagasinement thermique par l'atmosphère (Figure 1.6), et donc un réchauffement du climat global par rapport à l'ère pré-industrielle. L'augmentation des aérosols (i.e. particules fines en suspension dans l'air) et de l'albédo (i.e. capacité à réfléchir le rayonnement solaire incident) conduisent à un forçage radiatif négatif (Figure 1.7). Cependant, le forçage radiatif anthropique total est nettement positif (Figure 1.7).

Entre 1850 et 2005, le forçage radiatif d'origine anthropique total est estimé à $+2.83$ ($+2.54$ à $+3.12$) W/m^2 (Myhre et al. [2013]), dont $+1.82$ ($+1.63$ à $+2.01$) W/m^2 de forçage entièrement dû à l'augmentation des concentrations en CO_2 , en particulier depuis 1960 (Figure 1.6). Les émissions de CH_4 contribuent également fortement à ce forçage d'origine humaine de $+0.48$ ($+0.43$ à $+0.53$) W/m^2 , et les N_2O y contribuent de $+0.17$ ($+0.14$ à $+0.20$) W/m^2 . L'ozone et la vapeur d'eau contenus dans la stratosphère contribuent également au forçage radiatif total, malgré des incertitudes importantes (Figure 1.7). Les aérosols ont plusieurs interactions directes et indirectes avec le rayonnement et la couverture nuageuse, et ils représentent une part importante des incertitudes.

Les émissions globales de GES observées sont principalement induites de la combustion d'énergie fossile (bois, charbon, gaz, pétrole). Elles peuvent être attribuées par secteur d'activité. Les secteurs de l'industrie et de l'énergie contribuent majoritairement à ces émissions, et donc

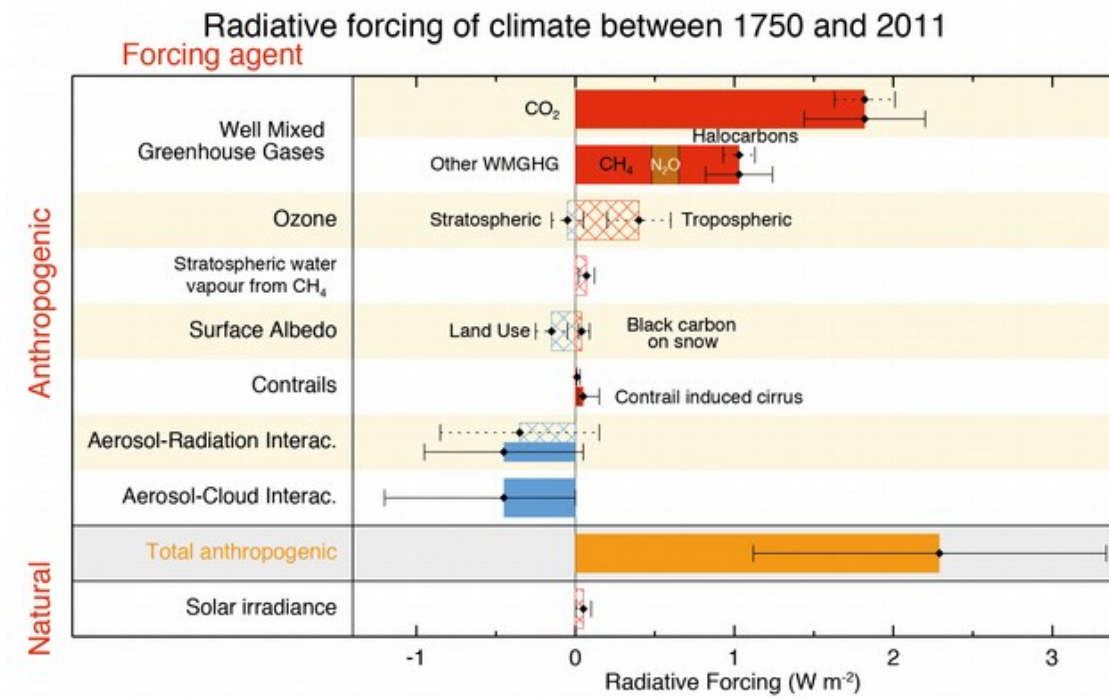


Figure 1.7 – Évolution du forçage radiatif en W/m^2 induit de l'augmentation des principaux GES (à gauche) et taux de changement du forçage associé à chaque GES (à droite) (tiré de Myhre et al. [2013]).

au forçage positif d'origine anthropique. Les transports routiers et la construction des bâtiments sont ensuite les contributeurs les plus importants des émissions anthropogéniques de CO_2 . Les secteurs de l'agriculture, l'élevage, et les déchetteries à ciel ouvert correspondent quant à eux à la part majoritaire des émissions en CH_4 .

1.2 Compréhension et modélisation du climat

En sciences du climat, l'étude des climats passés à partir d'indicateurs paléoclimatiques et l'analyse directe des climats récents depuis le développement des instruments de mesures, constituent les seuls outils d'observation. Cependant, puisque ces observations ne peuvent être reproduites en laboratoire, et qu'il n'est pas possible d'observer directement les réponses des différentes composantes du système climatique à des variations physiques ou chimiques, l'utilisation de modèles numériques est nécessaire. Ils permettent d'étudier les principaux mécanismes responsables de l'équilibre climatique et de son évolution. La modélisation du climat permet ainsi de comprendre les variations des climats passés, d'évaluer la réponse du système à un forçage radiatif naturel ou d'origine anthropique, et de simuler les possibles évolutions futures du climat.

1.2.1 Généralités sur la modélisation climatique

Les modèles les plus couramment utilisés dans la représentation et l'analyse du climat global sont appelés des *modèles de circulation générale* (GCMs, pour General Circulation Models en anglais)¹. Historiquement, ces GCMs ont dans un premier temps représenté les processus au sein de l'atmosphère et de l'océan séparément (respectivement AGCMs et OGCMs). Par la suite, ces modèles sont devenus des modèles dits *couplés* (AOGCMs), c'est-à-dire des modèles couplant les deux composantes de manière interactive pour représenter plus réellement le système climatique et les interactions associées. Le premier AOGCM a été développé au Laboratoire de Dynamique des Fluides Géophysiques de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) aux États-Unis à la fin des années 1960, et fût le premier modèle permettant de comprendre les circulations océaniques et atmosphériques. Il fût également le premier modèle permettant de décrire l'évolution de la température dans le contexte d'un changement climatique d'origine anthropique (Washington and Parkinson [2005]). À partir des années 1990, les AOGCMs furent de plus en plus développés, notamment en améliorant et en complexifiant leurs représentations des processus physiques. Plusieurs équipes de modélisation réparties dans les nombreux instituts de recherche à travers le monde ont élaboré et améliorent encore ces modèles. De nos jours, chaque AOGCM est généralement constitué de quatre composantes physiques principales : l'atmosphère, l'océan, les surfaces continentales et la glace de mer (encadré de gauche en Figure 1.8).

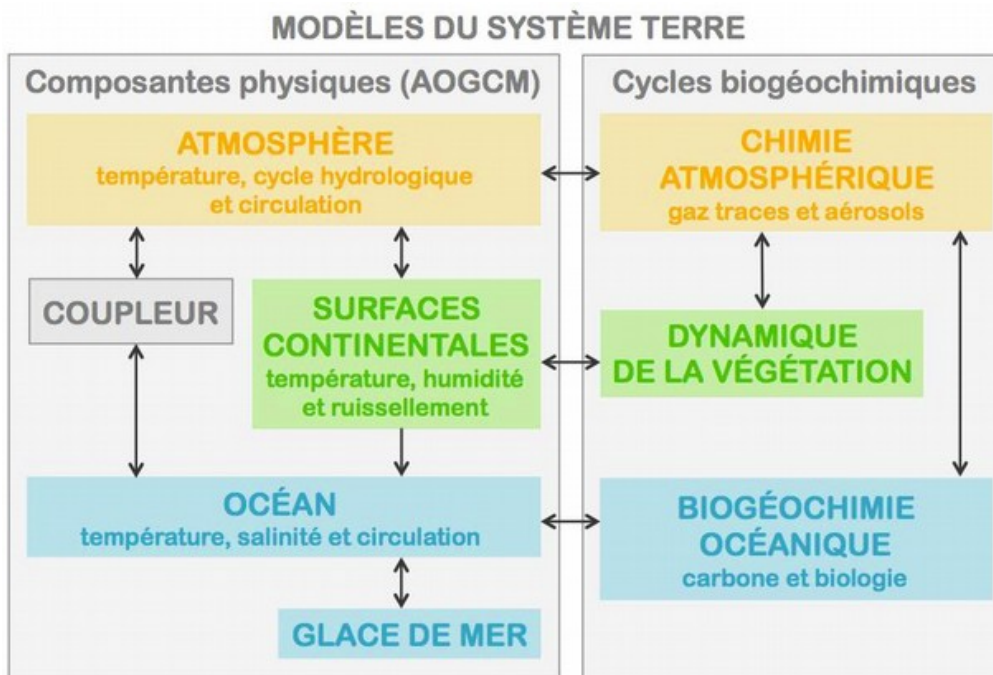


Figure 1.8 – Schéma simplifié représentant les composantes d'un modèle du système Terre (ESM). Les modèles couplés océan-atmosphère (AOGCMs, partie gauche seule du schéma) sont uniquement constitués des composantes physiques.

1. Le lecteur intéressé par d'autres outils de modélisation du climat peut se référer aux analyses des modèles régionaux (RCMs), des modèles avec convection résolue explicitement (CPMs) ou des modèles de bilan énergétique (EBMs) (McGuffie and Henderson-Sellers [1997]).

Actuellement, la plupart des modèles représentent des interactions plus complexes des processus physiques avec la chimie atmosphérique, les aérosols, la biogéochimie ou encore avec la végétation (Figure 1.8). La nature et la quantité des aérosols conditionnent par exemple la diffusion du rayonnement solaire incident et modifient les propriétés des nuages (Flato [2011]). Les grands cycles biogéochimiques comme le cycle du carbone permettent également de prendre en compte les rétroactions biologiques et chimiques au niveau des continents et des océans. Ces modèles de complexité supérieure sont appelés des *modèles du système Terre* (ESM pour "Earth System Models" en anglais).

1.2.2 Principe et fonctionnement d'un modèle de climat

Le système climatique est régi par des processus physiques qui peuvent être décrits en se basant sur les lois physiques fondamentales. Dans les GCMs/ESMs, les processus de grande échelle et l'évolution de variables continues telles que la température ou l'humidité peuvent être représentés grâce aux équations de conservation de la masse, de quantité de mouvement, et d'énergie (i.e. équation de la mécanique des fluides ou de Navier-Stokes (Washington and Parkinson [2005])). Ces équations sont *discrétisées* dans l'espace et dans le temps, c'est-à-dire que le temps et l'espace ne sont plus considérés comme des axes continus, mais comme des ensembles découpés de valeurs. Le temps est alors *discrétisé* en des moments espacés de l'ordre de la minute ou de l'heure, et l'espace tridimensionnel du système climatique est discrétisé sur un domaine sphérique de grilles (i.e. maillage 3D). Cependant, certains processus physiques se déroulent à des échelles inférieures à celle de la maille d'un modèle, et ne peuvent donc pas être représentés via les équations de Navier-Stokes. C'est le cas par exemple des mécanismes associés à la formation des nuages, les flux turbulents en surface, la couche limite, ou encore le rayonnement. Pour représenter ces processus *sous-mailles*, leur formulation est estimée empiriquement d'après des observations, en respectant les principes de base de la physique. On parle alors de *paramétrisation*. Par exemple, la représentation des nuages et leurs impacts sur le bilan radiatif et sur les précipitations sont *paramétrés* dans les modèles (Mélières et al. [2015]).

La résolution spatiale d'un modèle numérique de climat caractérise le nombre de points de grille utilisés lors de l'étape de discrétisation de l'espace. Plus le nombre de points est élevé, plus la résolution du modèle est grande (i.e. fine). Ainsi, plus la puissance des ordinateurs utilisés dans la modélisation 3D du climat est élevée, plus la résolution est importante. Cela se traduit généralement par une amélioration des résultats des modèles. Dans les GCMs et les ESMs, la résolution spatiale est généralement comprise entre 100 et 200 km, et tend à augmenter avec l'amélioration des modèles.

Lors du lancement d'une simulation climatique, l'état initial du système est fixé pour chaque composante du modèle (Figure 1.8). Une fois la simulation lancée, l'itération se fait par pas de temps spécifique à chaque GCM. À chaque pas de temps et dans chaque maille, la valeur de chaque variable est calculée à partir des principes de base de la physique et de l'état du système dans les mailles voisines. L'ensemble des équations est résolu à l'aide de super-ordinateurs, qui ont la particularité d'avoir une grande puissance de calcul (de l'ordre de 10^{15} opérations par seconde). Le but de chaque institut de recherche est de développer des simulations du climat les plus proches de la réalité possible. Cependant, la puissance de calcul des super-ordinateurs limite la taille et la complexité des mécanismes représentés. Un compromis est donc constamment

nécessaire entre la meilleure représentation possible des mécanismes, et une minimisation du temps et des coûts de calcul. Ainsi, chaque groupe de modélisation développe des modèles différents et des versions différentes d'un même modèle, avec certains processus fins représentés ou non, et des résolutions spatiales différentes.

En fonction des différentes paramétrisations et résolutions, les modèles réagissent de manière plus ou moins sensible à un même forçage radiatif donné. Une manière de classer les modèles en fonction de l'intensité de leur réponse est de comparer les changements de température globale causés par un même forçage pour chacun d'entre eux. La *sensibilité climatique à l'équilibre* (ci-après ECS, pour "Equilibrium Climate Sensitivity" en anglais) de chaque GCM, correspond à la différence de température atmosphérique globale de surface lors d'un doublement de la concentration atmosphérique de CO₂. Elle est calculée comme la différence entre le début de l'expérience et lorsque le système est à l'équilibre après le doublement de la concentration de CO₂. L'ECS est dite à l'équilibre, car l'amplitude du réchauffement est évaluée une fois que toutes les composantes du modèle sont à l'équilibre, et que la température moyenne globale est stabilisée (Flato et al. [2013]). Un second moyen d'estimer la sensibilité d'un modèle est d'étudier sa *réponse climatique transitoire* (ci-après TCR, pour "Transient Climate Response" en anglais). La TCR représente le changement de température moyenne de surface dans une atmosphère où la concentration atmosphérique en CO₂ augmente de 1% chaque année. La TCR est nécessairement inférieure à l'ECS, car la réponse plus lente des océans n'est pas effective lors du calcul de la TCR, à l'inverse de l'ECS. L'ECS et la TCR sont corrélées de manière significative (voir Figure 2.8), mais leur relation n'est pas linéaire pour des valeurs inférieures à 1.1°C (Knutti et al., 2005).

1.2.3 Le projet CMIP et le GIEC

Projet CMIP

Comme décrit dans la section précédente, de nombreux modèles couplés de complexité diverses existent. Pour cette raison, plusieurs projets d'inter-comparaison de modèles ont été mis en place. Le Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) regroupe les résultats de GCMs provenant de nombreux instituts de modélisation du climat à travers le monde. Son objectif est de comparer les différentes représentations du système climatique, et d'évaluer la gamme de réponses possibles à des modifications au sein du système, comme notamment la réponse du climat au changement de forçage radiatif (Taylor et al. [2012]).

La 5ème phase du projet appelée CMIP5 (la phase la plus récente achevée lors de ce travail de thèse) réunit 61 modèles développés par 30 instituts de recherche répartis autour du globe. Le projet CMIP5 vise à coordonner un ensemble de simulations climatiques entre tous les groupes de modélisation, pour étudier les processus physiques et biogéochimiques, évaluer chacun des GCMs, et réaliser des projections futures des changements climatiques. Plus précisément, les expériences réalisées sont représentées en Figure 1.9, et correspondent à : (1) des simulations des climats passés permettant d'évaluer la performance de l'ensemble des modèles à reproduire ces climats ; (2) des projections futures du climat sur une échelle de temps à court-terme (horizon 2035) et à une échelle long-terme (horizon 2100, et 2200 pour certains GCMs) ; (3) des simulations dites idéalisées (i.e. éloignées des conditions climatiques réelles), qui permettent de

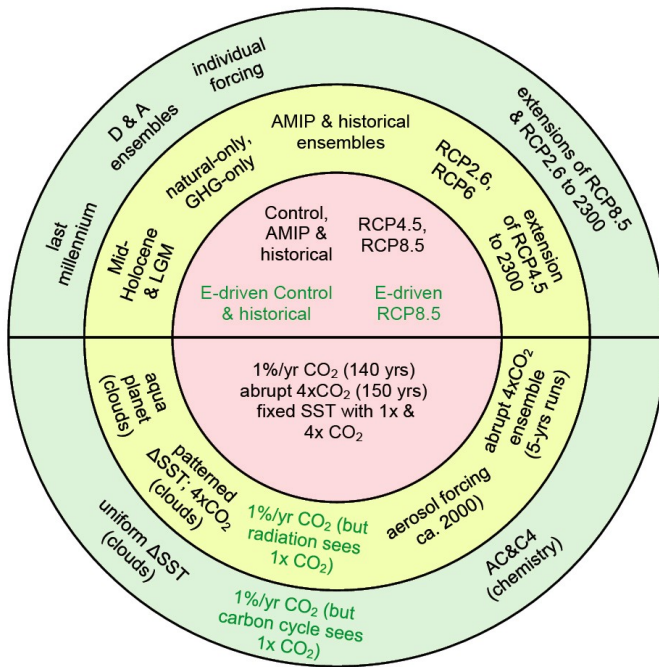


Figure 1.9 – Schéma simplifié représentant les expériences CMIP5 réalisées sur le long-terme. Les tiers 1 sont représentés dans l'enveloppe jaune, avec les scénarios RCP (voir description en Section 1.3.1). Les tiers 2 incluent le cycle du carbone (enveloppe verte). L'ensemble est réalisé autour d'un noyau central commun (fond rose). La partie haute du cercle illustre les simulations pour comparaison et projections futures, et la partie basse correspond aux simulations idéalisées (tiré de Taylor et al. [2012]).

quantifier les rétroactions importantes du système climatique, telles que celles liées au cycle du carbone ou aux effets des nuages (Flato et al. [2013]). Lors de la rédaction de ce manuscrit, la dernière version du projet CMIP6 a développé de nouvelles simulations climatiques à l'aide des nouvelles versions des GCMs et ESMs des instituts impliqués dans CMIP. Les sorties de modèles correspondantes n'ont cependant été mises à disposition que petit à petit au cours de 2019, ne permettant pas l'analyse multi-modèle envisagée pour cette étude (voir Chapitre 2).

Pour comparer l'évolution future du climat par rapport à une référence fixe et connue du climat, une simulation dite historique décrit l'état du système climatique passé du début de l'ère industrielle à nos jours (i.e. de 1850 à 2005). L'année 2005 est en effet choisie comme dernière année de référence "actuelle" dans CMIP5. Les conditions pré-industrielles correspondent aux conditions initiales utilisées pour le lancement de cette simulation historique. L'état final des simulations historiques en 2005 correspond ensuite à l'état initial du système climatique pour le lancement des projections futures du climat.

Le Groupe Intergouvernemental d'Évaluation du Climat (GIEC)

En 1988, le Programme Environnemental des Nations Unies, l'Assemblée Générale des Nations Unies, et l'Organisation Mondiale de la Météorologie fondent le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat (GIEC, ou IPCC pour "Intergovernmental Panel on Climate Change" en anglais). Ce groupe est depuis la structure inter-gouvernementale principale pour l'évaluation des changements climatiques. Il a pour but d'apporter une synthèse des connaissances scientifiques du changement climatique, de ses impacts, et des mesures possibles d'atténuation et d'adaptation des émissions anthropogéniques. Cette institution internationale n'initie cependant aucune nouvelle recherche sur le climat, mais fait l'état des lieux de l'ensemble des résultats scientifiques déjà existants. La mission du GIEC est ainsi d'apporter aux

décideurs une information scientifique suffisamment robuste pour leur permettre d'envisager des politiques d'atténuation et d'adaptation en fonction de l'intensité du changement et de ses impacts.

Le GIEC effectue cette synthèse objective tous les 5 à 7 ans, pour prendre en compte les éléments récemment apportés par les sciences du climat. Le dernier rapport paru entre 2013 et 2014 constitue le 5ème rapport du GIEC (Fifth Assessment Report en anglais, ou AR5). Il se base sur les résultats apportés par les simulations du projet CMIP5 décrites dans le paragraphe précédent. Ce rapport se divise en trois volumes, correspondant à trois Groupes de Travail (WG pour Working Groups en anglais). Le WG1 fait l'état des connaissances de la base physique du changement climatique ; le WG2 apporte ses conclusions sur les impacts, l'adaptation et les vulnérabilités face au changement climatique ; et le WG3 dresse la liste des mesures d'atténuation envisageables. La parution du prochain rapport du GIEC (AR6) est prévue entre 2021 et 2022.

1.3 Projections futures du climat : climat moyen et événements extrêmes

1.3.1 Scénarios climatiques futurs : les RCPs

De nombreux facteurs modulent les émissions anthropogéniques de GES, tels que la démographie, la consommation d'énergie, les politiques environnementales de chaque pays, l'utilisation des sols ou encore les progrès technologiques. Ces facteurs font varier les émissions dans le temps et d'une région à l'autre, et peuvent donc conduire à des réponses différentes du système. Dans le futur, ces facteurs socio-économiques seront amenés à évoluer en fonction des différentes politiques de développement, induisant une modification des émissions anthropogéniques et donc différentes du système (Figure 1.10).

Dans le cadre de la modélisation du climat, ces scénarios sont utilisés comme conditions limites de forçage pour les simulations futures du climat. Cela permet d'évaluer les impacts climatiques des différents scénarios socio-économiques possibles et les options d'atténuation envisageables (Meinshausen et al. [2011]). Dans le cadre du projet CMIP5 utilisé lors de l'AR5, une nouvelle génération de scénarios a été élaborée pour répondre à des besoins spécifiques (Moss et al., 2010) : (1) récupérer et utiliser des informations les plus complètes et objectives possibles pour réaliser des simulations climatiques améliorées par rapport au précédent rapport de 2007 (AR4) ; (2) évaluer l'impact des décisions politiques d'atténuation des émissions anthropogéniques ; (3) étudier explicitement les conséquences d'une politique d'adaptation aux changements du climat.

Les scénarios utilisés dans CMIP5 comme base d'étude et de modélisation de l'évolution future du climat sont appelés les RCPs (pour "Representative Concentration Pathways" en anglais). Ils ont été sélectionnés et développés parmi 324 scénarios relevés dans la littérature, dans le but d'obtenir un échantillon représentatif de l'ensemble des études menées en termes d'évolution démographique, climatique, économique et politique (liste des publications associées

dans Meinshausen et al. [2011]). Quatre RCPs ont été retenus après discussions entre différents groupes d'experts mêlant équipes de modélisation du climat, experts d'inventaires des émissions anthropogéniques, et experts de modélisation socio-économique. Ces scénarios correspondent à quatre trajectoires distinctes d'évolution des concentrations en GES au cours du 21^{ème} siècle, et correspondent ainsi à quatre forçages radiatifs différents imposés au système climatique d'ici la fin du siècle.

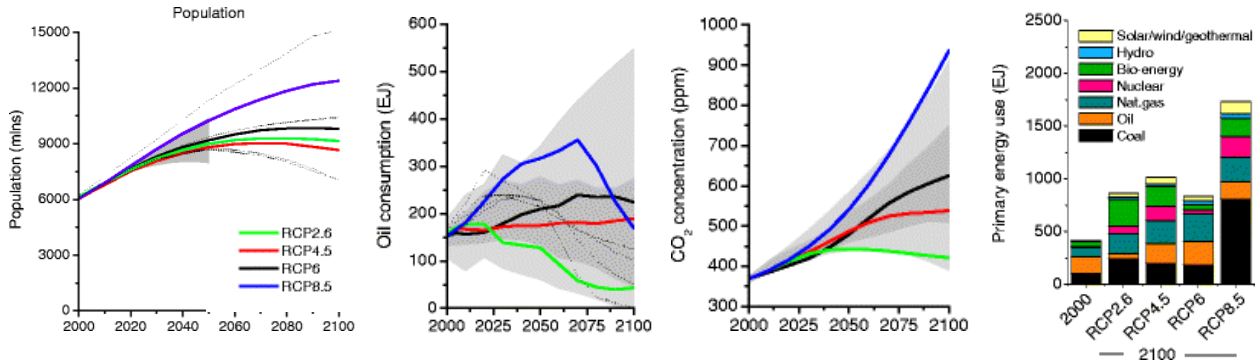


Figure 1.10 – Projections futures selon les quatre scénarios RCPs retenus pour CMIP5 (de gauche à droite) : de la population (en millions) ; de la consommation de pétrole (en mégatonnes équivalentes) ; de la concentration totale en CO_2 (en ppm). La part des énergies utilisées en 2100 (en mégatonnes équivalentes) est représentée dans le panel de droite (van Vuuren et al. [2011a]).

Le scénario **RCP8.5** correspond au scénario prenant en compte une importante croissance de la population, une faible croissance des revenus, un taux de progrès technologique modeste et une production plus intense d'énergie (Figure 1.10). Il représente une forte demande en énergie dans les décennies à venir et d'importantes émissions de GES associées au manque de politique d'atténuation (Riahi et al., 2011). Ce scénario correspond au scénario représentant les plus fortes émissions parmi l'ensemble des RCPs utilisés dans CMIP5, avec une évolution similaire au comportement des gouvernances actuelles. Le forçage radiatif associé est estimé à $+8.5 \text{ W/m}^2$ en 2100 (Figure 1.11).

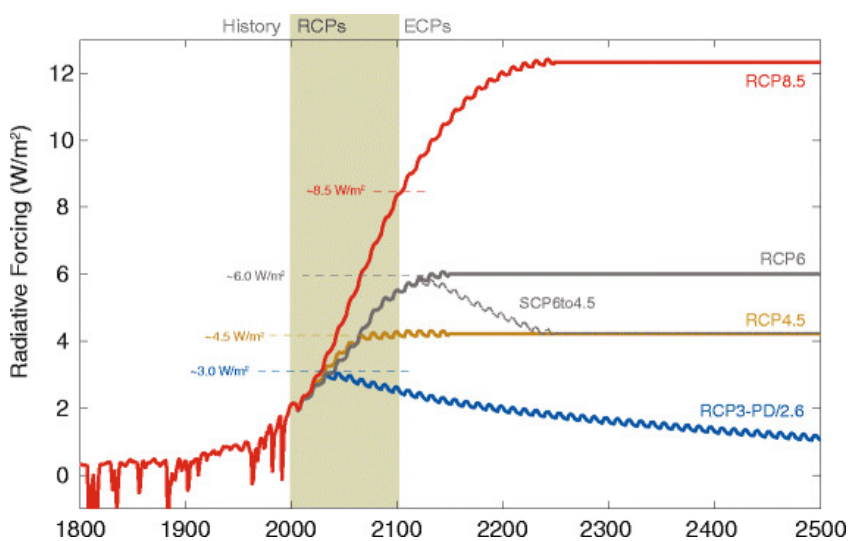


Figure 1.11 – Forçage radiatif total (anthropogénique et naturel) pour les quatre scénarios RCPs (tiré de Meinshausen et al. [2011]).

Le scénario **RCP6.0** donne des projections futures selon des décisions politiques modérées d'atténuation des émissions. Dans ce futur, ces politiques sont relativement faibles pour la période jusqu'à 2060, et sont plus importantes après 2060, afin de maintenir un forçage radiatif induit en-dessous de $+6 \text{ W/m}^2$ (Masui et al., 2011).

Le scénario **RCP4.5** correspond au scénario où le forçage radiatif d'origine anthropique est stabilisé à $+4.5 \text{ W/m}^2$ à la fin du 21^{ème} siècle (Figure 1.11). Il suit une trajectoire d'émission respectant un coût minimisé pour limiter les émissions à ce forçage. Plusieurs trajectoires d'émissions permettent d'atteindre $+4.5 \text{ W/m}^2$ de forçage en fin de siècle dans les GCMs, mais l'étude de ce scénario est une option commune pour analyser la réponse du système à une stabilisation caractérisée comme « rapide » des émissions de GES (Thomson et al., 2011).

Enfin, le scénario **RCP2.6** représente le scénario illustrant une forte atténuation des émissions, et limitant le réchauffement climatique global en-dessous de 2°C en 2100 (Figure 1.11). Pour suivre cette trajectoire, un stockage important du carbone est nécessaire avant 2050, impliquant une reforestation massive et une plus grande part d'énergies renouvelables (Figure 1.10). Ce scénario possible peut être atteint uniquement dans le cas d'une participation active de tous les pays. Parmi les quatre RCPs, il conduit au réchauffement climatique le plus faible d'ici 2100, et il est souvent utilisé comme référence à suivre dans le cadre des négociations climatiques comme les COP. Dans le scénario **RCP2.6**, les émissions cumulées entre 2010 et 2100 sont réduites de 70% par rapport au scénario RCP8.5 (van Vuuren et al. [2011a]).

1.3.2 Les principaux résultats

Les analyses des simulations des GCMs, et les observations directes du climat, ont permis de décrire l'état moyen global du système climatique des derniers siècles, ainsi que son évolution au cours du 21^{ème} siècle. Quelques résultats principaux sur le climat moyen global actuel et futur sont exposés dans ce paragraphe.

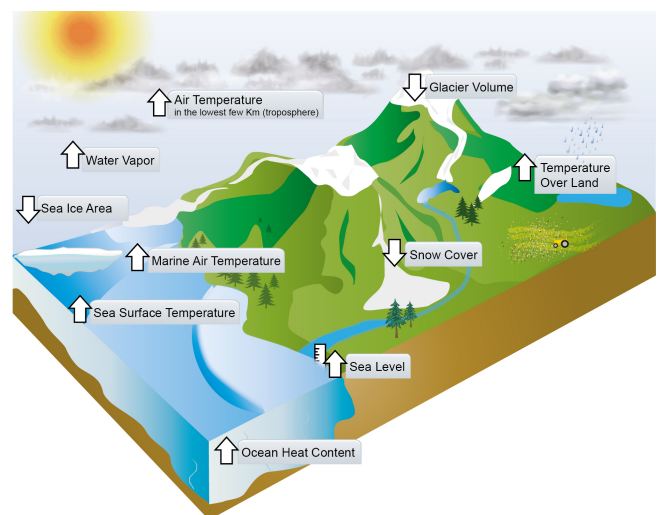


Figure 1.12 – Schéma simplifié résumant les principales observations du changement au sein des composantes du système climatique dans les récentes décennies. Les flèches vers le haut indiquent une augmentation de la variable considérée, et les flèches vers le bas indiquent une diminution (tiré de Hartmann et al. [2013]).

Le forçage radiatif total d'origine anthropique est positif, et conduit à un stockage en énergie par le système climatique (Figure 1.11). La contribution majeure à ce forçage positif est l'augmentation de la concentration des GES depuis 1750, malgré un forçage négatif causé par l'augmentation des aérosols (Myhre et al. [2013]). Le réchauffement du système climatique qui en découle est sans équivoque, et les observations montrent des changements sans précédents depuis 1950 en comparaison du dernier millénaire (Masson-Delmotte et al. [2013]). Ceci se traduit notamment par un réchauffement de l'atmosphère et des océans, une diminution des couvertures neigeuses, de la banquise Arctique, et par une augmentation du niveau de la mer (Figure 1.12). L'influence humaine est détectée dans le réchauffement de l'atmosphère et des océans, dans les changements du cycle hydrologique global, dans la réduction des couvertures neigeuses, dans l'augmentation du niveau marin, ainsi que dans le changement de certains extrêmes climatiques (voir Section 1.3.3). D'après de nombreuses études, elle correspond au facteur dominant du réchauffement global moyen observé depuis le milieu du 20^{ème} siècle.

Dans les projections futures, les émissions cumulées en CO₂ sont le facteur dominant du réchauffement climatique global d'ici 2100. D'après les simulations CMIP5, l'augmentation continue des concentrations en GES conduit à un réchauffement global et alimente son caractère continu, ce qui induit de nombreuses conséquences sur toutes les composantes du système climatique. Le réchauffement global moyen à la surface est compris +1 et +4 °C en 2081-2100 dans tous les scénarios (Figure 1.13a, Figure 1.14). Après 2100, le réchauffement continue sauf pour le scénario RCP2.6. Il existe néanmoins une importante variabilité régionale dans cette augmentation de température de surface (Christensen et al. [2013]). D'après l'ensemble des RCPs, le réchauffement le plus important est localisé dans les hautes latitudes nord, avec une augmentation de +10°C dans le scénario RCP8.5 à la fin du 21^{ème} siècle. Les changements du cycle hydrologique moyen sont non-uniformes au cours du 21^{ème} siècle (Collins et al. [2013]). Le contraste entre les régions sèches et les saisons humides s'accroît d'ici 2100 ("le sec tend à s'assécher, l'humide tend à être plus humide"), avec quelques exceptions régionales (Figure 1.13b). La couverture de glace de l'océan Arctique diminue drastiquement selon les scénarios. Dans le scénario RCP8.5, les projections montrent une fonte totale de la banquise Arctique au mois de septembre entre 1986-2005 et 2081-2100 (Figure 1.13). D'après les modèles, l'ensemble de ces résultats globaux persisteront sur plusieurs siècles, et cela même en diminuant/stoppant les émissions anthropogéniques de GES et d'aérosols.

Selon les forçages, des réponses différentes, des processus physiques différents, ou encore de mêmes processus physiques représentés différemment dans chaque GCMs conduisent à de fortes incertitudes dans les projections futures du climat. Néanmoins, grâce aux projections multimodèles réalisées dans le cadre du projet CMIP5, les résultats sont particulièrement robustes en signe et en magnitude du changement de température, et moins nets en changement de précipitation (Flato et al. [2013]).

1.3.3 Événements extrêmes : notions et principaux résultats

Le SREX (pour "Special Report on Extremes" en anglais) est un rapport spécial délivré en 2012, pendant la phase d'élaboration de l'AR5. Il porte sur la gestion des risques et des phénomènes extrêmes liés au changement climatique global, et se situe à l'interface entre les travaux du WGI et du WGII du GIEC. Ce rapport met l'accent sur les liens entre l'évolution du

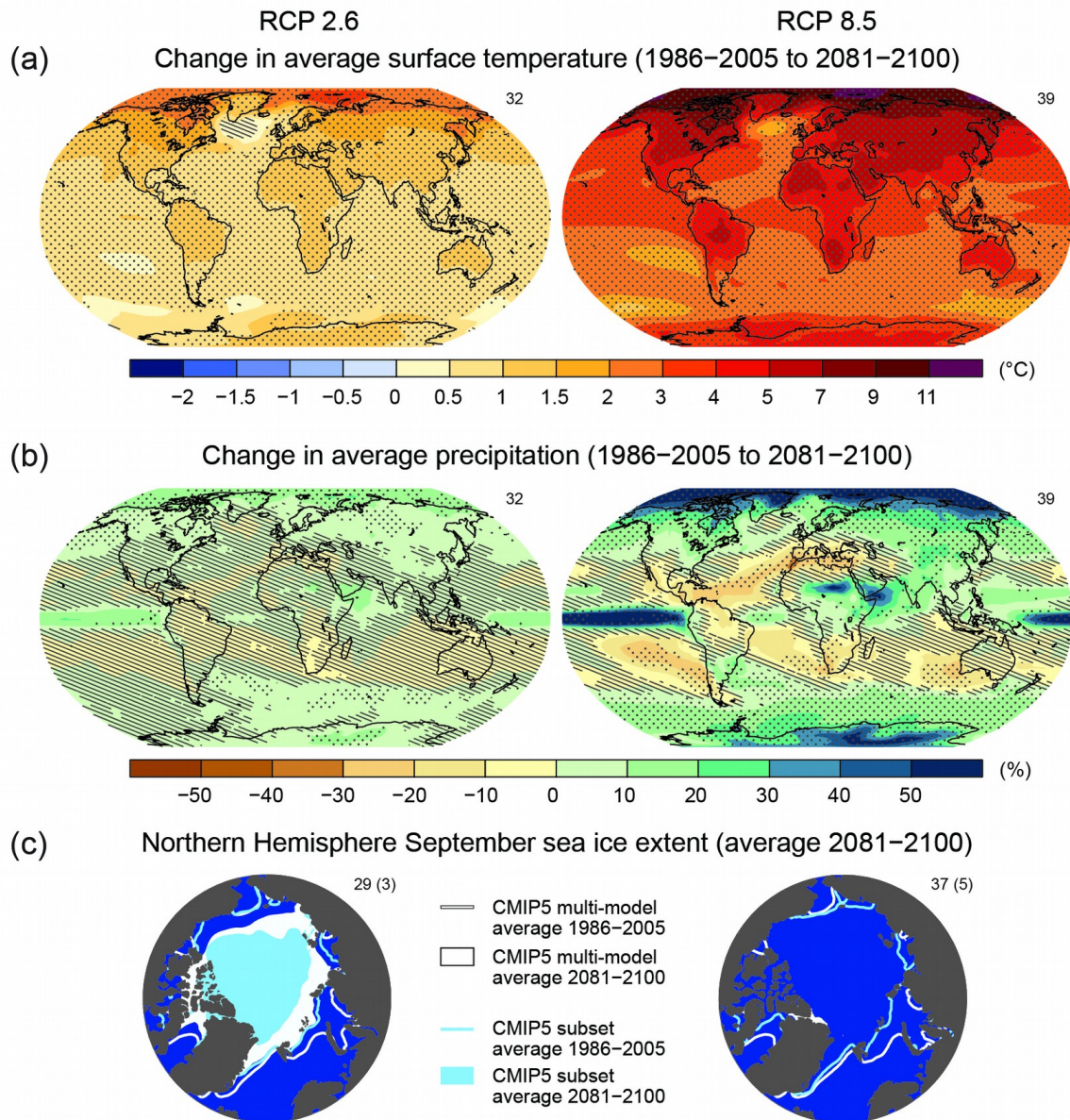


Figure 1.13 – *Projections des changements entre l'historique et le futur pour les scénarios RCP2.6 (gauche) et RCP8.5 (droite) de : (a) température moyenne de surface (en °C) ; précipitation moyenne (en %) ; (c) couverture de glace arctique. Les pointillés indiquent une moyenne multi-modèle significative, et les hachures une moyenne non-significative (tiré de Alexander et al., 2013)*

climat moyen décrit dans l'AR5 et les phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes, sur les impacts de ces phénomènes, et sur les stratégies visant à gérer les risques associés. D'après le SREX, un extrême climatique est défini comme "l'occurrence d'une valeur, pour une variable donnée, supérieure (inférieure) à un seuil proche des valeurs hautes (basses) de l'étendue de l'ensemble des valeurs observées pour cette variable".

En statistique, le changement d'une moyenne d'une distribution (sans changement de la variance) implique forcément un changement des valeurs situées aux extrémités de cette distribution. Au sein de l'atmosphère, cette notion implique donc une augmentation des valeurs

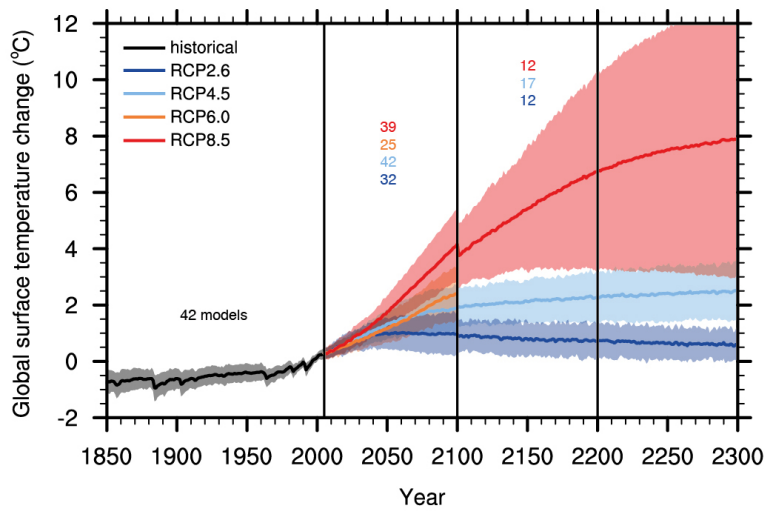


Figure 1.14 – Évolution de la température moyenne globale de surface simulée dans les modèles CMIP5 entre 1850 et 2100 (tiré de Collins et al., 2013)

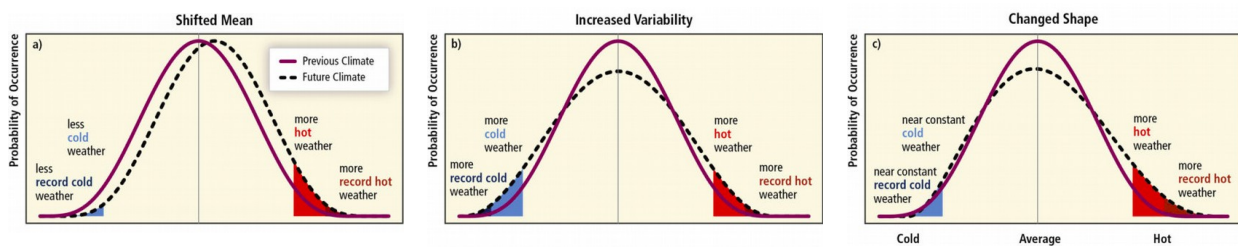
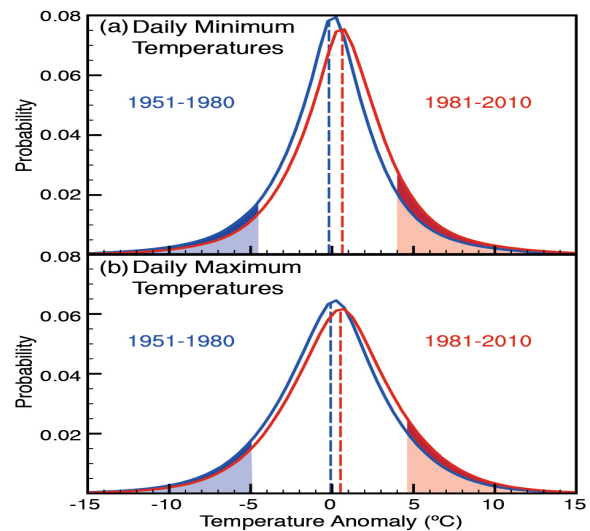


Figure 1.15 – Schéma simplifié représentant l'effet du changement de distribution des températures sur les valeurs extrêmes : (a) effet du décalage de l'ensemble de la distribution vers les valeurs plus élevées (décalage de la moyenne) ; (b) effet d'une augmentation de la variabilité dans la distribution (moyenne non-décalée) ; (c) effet d'une modification de la forme de la distribution, ici d'un changement de symétrie vers les valeurs plus élevées (tiré de Allen et al., 2012).

extrêmes de température, qui résulte du réchauffement moyen induit par l'Homme (Figure 1.15). Ce changement moyen du climat affecte la fréquence d'occurrence, l'intensité, l'extension spatiale, la durée et le moment d'occurrence des extrêmes climatiques, et peut donc engendrer des événements extrêmes sans précédents (Deser et al. [2012]). Les changements dans les extrêmes de chaleur peuvent être imputés à des changements de la moyenne de la distribution de température, de la variance, de la forme de la distribution, ou à une combinaison de ces trois facteurs (Figure 1.15). Il existe également des extrêmes climatiques qui correspondent à une combinaison de phénomènes ou d'événements non-extrêmes séparément, mais qui conduisent à des événements extrêmes lorsqu'ils sont cumulés. On parle alors d'événements *composés*, tels que les sécheresses qui résultent de fortes chaleurs combinées à de très faibles précipitations (e.g. Leonard et al. [2014], Zscheischler and Seneviratne [2017]).

Les données d'observations montrent une augmentation des extrêmes de chaleur dans la plupart des régions du monde (e.g. Meehl [2004]). Le nombre de jours et de nuits froides a également diminué, avec une confiance très probable à l'échelle globale (Seneviratne et al., 2012). À l'inverse, le nombre de jours et de nuits chaudes a augmenté. Sur les continents, les températures extrêmes ont fortement augmenté en Amérique du Nord, en Europe et en Australie, et l'Asie présente également une tendance de réchauffement des températures journalières maximales. Dans certaines régions comme en Europe, la longueur des vagues de chaleur (i.e.

Figure 1.16 – Distributions des anomalies de températures journalières minimales (haut) et maximales (bas) entre 1951-1980 (bleu) et 1981-2010 (rouge) dans les observations HadGHCND. Les enveloppes bleues indiquent les 10% les plus froids, et les enveloppes en rouge les 10% les plus chauds (tiré de Hartmann et al. [2013]).



période de plusieurs jours dont la température est supérieure à la climatologie) a augmenté durant les dernières décennies (e.g. Joseph and Preziosi [1989], Cassou et al. [2005], Fischer and Schar [2010]). Le nombre d'événements de précipitation intense montre également une tendance statistiquement significative à l'augmentation dans les récentes décennies (e.g. Kharin et al. [2007]). Plusieurs régions montrent également des sécheresses plus longues et plus intenses, particulièrement en Afrique de l'ouest, en Europe et en Asie de l'est (Figure 1.17). À l'inverse, d'autres régions comme le centre de l'Amérique du Nord et le nord-ouest de l'Australie montrent des sécheresses moins fréquentes, moins intenses, ou plus courtes (e.g. Dai [2013], Barichivich et al. [2018]). L'intensification des extrêmes de température et de précipitation est en grande partie expliquée par l'influence humaine et les émissions associée depuis le milieu du 20^{ème} siècle (Fischer and Knutti [2015]). Par exemple, d'après les études précédentes, le pourcentage de continent subissant des sécheresses sévères est plus important en prenant en compte le forçage radiatif d'origine anthropique que sans influence humaine (Figure 1.17).

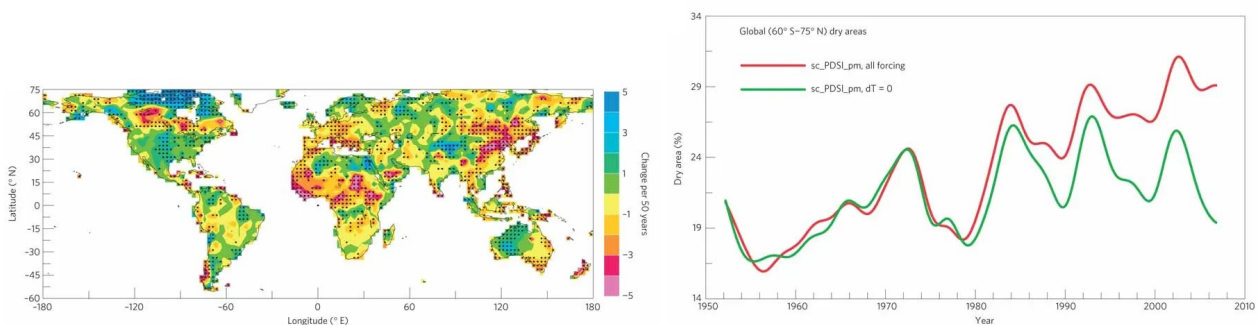


Figure 1.17 – Changement de l'indice de sécheresse sévère de Palmer (sc_PDSI_pm) entre 1950 et 2010 : (gauche) Changement moyen du sc_PDSI_pm en 50 ans. Un changement de 0.5 est significatif car les valeurs de l'indices comprises de 0.5 à -1.0, -1.0 à -2.0, -2.0 à -3.0 et -3.0 à -4.0 correspondent respectivement à un climat sec, une légère sécheresse, une sécheresse modérée et une sécheresse sévère (Dai, 2011); (droite) Évolution de la fraction continentale sèche à partir du sc_PDSI_pm calculé avec le réchauffement observé (rouge), et sans le réchauffement observé (vert) (tiré de Dai [2013]).

Les GCMs projettent un réchauffement substantiel des températures extrêmes d'ici 2100 (Figure 1.18; e.g. Beniston et al. [2007], Fischer and Knutti [2013], Horton et al. [2016]). Ils projettent également une augmentation de la fréquence et de l'intensité des extrêmes de températures journalières et une diminution des extrêmes froids à l'échelle globale. La longueur, la fréquence et l'intensité des vagues de chaleur sont projetées pour augmenter dans la plupart des régions continentales, même dans les scénarios de température moyenne globale à 1.5°C et 2°C (Dosio et al. [2018]). Les modèles montrent une augmentation de la fréquence des précipitations intenses dans beaucoup de régions du globe d'ici 2100, particulièrement dans les hautes latitudes, les régions tropicales, et en hiver dans les moyennes latitudes nord (Figure 1.19). Dans certaines régions, les précipitations intenses augmenteront malgré la diminution simulée du total des précipitations. Au cours du 21^{ème} siècle, les sécheresses s'intensifieront de manière saisonnière et régionale d'après les modèles.

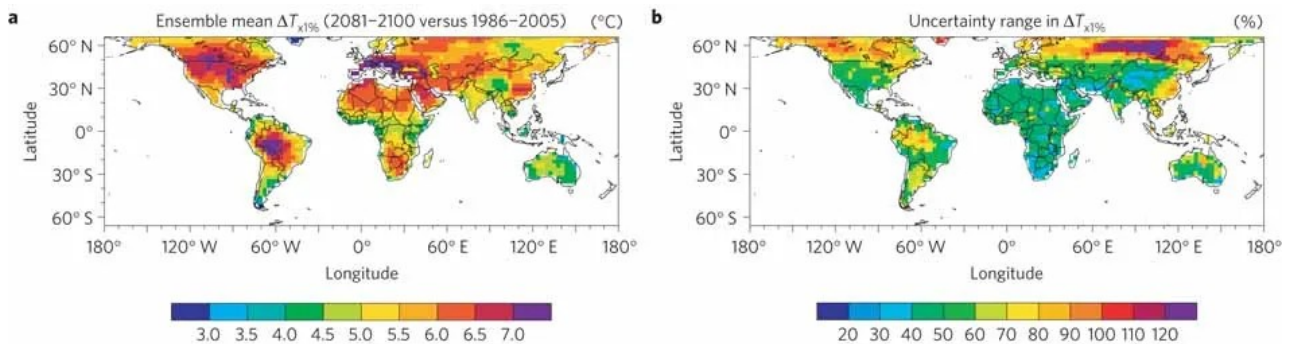


Figure 1.18 – (a) Moyenne multi-modèles du changement de T_{max} en °C entre 1986–2005 et 2081–2100 pour le scénario RCP8.5; (b) Incertitudes correspondantes. Elles sont exprimées en pourcentage du ratio entre la déviation standard calculée sur les changements simulés par chacun des 15 GCMs utilisés multipliée par 2, et la moyenne multi-modèles (tiré de Fischer et Knutti, 2013).

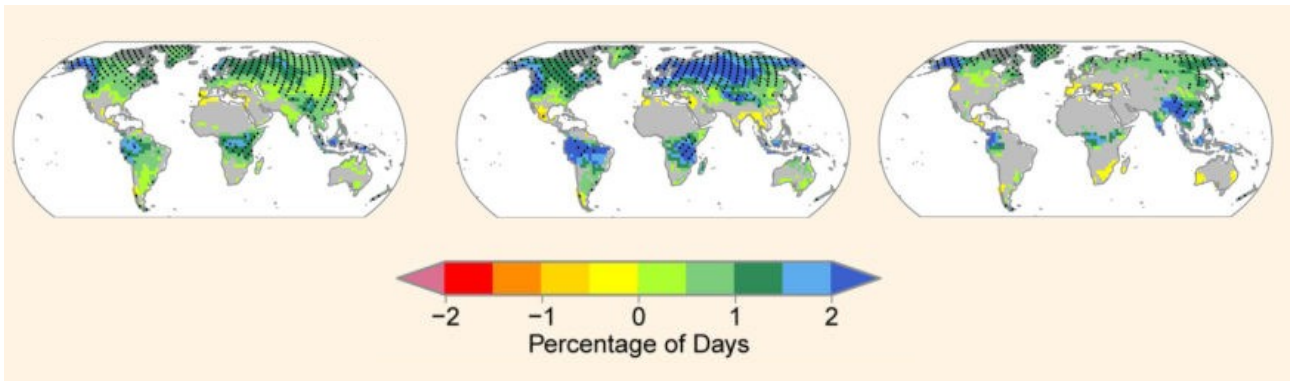


Figure 1.19 – Changement du pourcentage de jours de précipitations intenses (jours avec des précipitations supérieures au 95ème centile calculé sur 1961-1990) entre 1980-1999 et 2081-2100 d'après 17 GCMs : (gauche) annuel; (milieu) Décembre-Janvier-Février; (droite) Juin-Juillet-Août (tiré de Seneviratne et al., 2012).

Les événements extrêmes influent sur la vulnérabilité des populations aux événements climatiques en modifiant la capacité d'adaptabilité, la résilience, et la capacité à faire face à de tels événements (SREX, 2012). Leurs conséquences sur la santé sont particulièrement reconnues, notamment sur la morbidité et la mortalité des individus, et sur les effets à long-terme d'événements sans précédents pour corps humain (e.g. Basu [2002], Conti et al. [2005]).

1.4 Études alternatives des impacts du réchauffement sur la population

La plupart des études climatiques citées précédemment quantifient l'amplitude du réchauffement sur de longues périodes de temps, de larges domaines spatiaux, et sans considérer la dimension humaine des changements éventuellement perçus par les populations. Certains travaux se sont alors penchés sur l'étude d'une notion de "*ressenti*" des conditions climatiques par les populations et son évolution au cours du temps, en développant des approches alternatives de l'étude du climat. Ces travaux prennent en compte la dimension humaine associée au changement, dans le but d'essayer de caractériser notre éventuelle "*perception*" du réchauffement climatique global.

1.4.1 Un indicateur alternatif : le stress thermique

Lorsque l'on considère le réchauffement climatique du point de vue des impacts de la chaleur sur la population, la température atmosphérique de surface est la principale variable climatique étudiée. Néanmoins, d'autres variables telles que le rayonnement solaire incident, l'intensité des vents, ou encore l'humidité de l'air conditionnent notre ressenti de cette chaleur. En termes de danger pour la santé, une température élevée et en augmentation constitue un danger pour les populations. Ce danger se trouve aggravé par la présence importante et/ou l'augmentation jointe de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, qui réduit la capacité du corps humain à dissiper sa chaleur excédentaire (e.g. Willett and Sherwood [2012], Mora et al. [2017]). En effet, la première méthode pour dissiper la chaleur du corps humain n'est pas l'échange avec un environnement plus frais, mais l'évaporation de la transpiration du corps (Buzan et al. [2015]). Ce processus est crucial pour maintenir l'homéostasie (i.e. la régulation du corps humain), et dépend du degré de saturation en vapeur d'eau de l'air environnant. Ainsi, en sciences du climat, considérer des variables climatiques telles que l'humidité de l'air, est tout aussi important que l'analyse de la température pour étudier les impacts du réchauffement sur les individus (Chen et al. [2018]).

La notion de *stress thermique* illustre ce besoin de maintenir l'homéostasie en fonction d'une certaine température ambiante, en prenant également en compte l'effet de l'humidité sur le corps. Le stress thermique fournit une référence des effets du réchauffement sur les individus relativement bien contrainte par les lois physiques (Sherwood and Huber [2010]). Ce stress thermique peut se définir comme une pression physique et psychologique des conditions climatiques sur le corps humain. Il peut ainsi se traduire par un inconfort des populations face aux conditions atmosphériques de surfaces, jusqu'à un danger sévère. Le confort thermique est défini dans ASHRAE (2010) comme "la condition d'esprit qui traduit la satisfaction de l'environnement thermique". Ce confort peut diminuer grandement lorsque les conditions ne sont pas optimales, ou évoluent dans ce sens. Le danger associé au stress thermique quant à lui rejoint les notions de mortalité (nombre de décès incidents) et de morbidité (nombre de maladies incidentes), et de nombreuses études sanitaires à l'échelle locale portent sur ces domaines, sous forme d'études de cas (e.g. Mora et al. [2017]).

Quantifier les conditions environnementales extérieures (par opposition aux conditions intérieures, i.e. au sein des habitations) sous forme de confort pour l'humain est cependant difficile. D'une part, la variabilité rapide des conditions météorologiques, telles que l'exposition au soleil ou la vitesse des vents, rend difficile la quantification des indicateurs de stress thermique à des échelles de temps supérieures à quelques heures (Coccolo et al. [2016]). Cette variabilité modifie notre capacité à nous acclimater, et souligne la nécessité d'utiliser des modèles interactifs pour quantifier le confort humain extérieur. De plus, chaque individu possède sa propre acclimation aux conditions environnementales, dépendante de son vécu, sa mémoire, son âge, son sexe, sa capacité de résilience ou encore d'adaptation (Bowler [2005]). Néanmoins, l'étude de cet indicateur permet d'apporter des informations pertinentes en sciences du climat plus appliquées aux impacts sur l'Homme. De nombreuses méthodes de quantification, d'évaluation et d'amélioration du stress thermique ont ainsi été développées depuis plusieurs décennies (e.g. NIOSH [1986], ISO [1989], Liljegren et al. [2008], Kjellstrom et al. [2009a], Buzan et al. [2015], Zhao et al. [2015], Kjellstrom et al. [2016], Grundstein and Cooper [2018]).

1.4.2 Généralités sur le calcul du stress thermique

De nombreux indicateurs de stress thermique ont été développés dans le cadre d'études sur la santé, la médecine du sport, ou la productivité au travail (e.g. Kjellstrom et al. [2009a], Dunne et al. [2013], Buzan et al. [2015], Kjellstrom et al. [2016]). Ils peuvent être classés en trois catégories : les indices rationnels (ou physiologiques), les indices empiriques (ou de confort) et les indices directs (Blazejczyk et al. [2012], Coccolo et al. [2016]). Les indices rationnels sont dérivés de l'équation d'équilibre thermique, et prennent en compte l'équilibre entre le corps humain et l'environnement (e.g. le Heat Stress Index (HSI), Belding and Hatch, 1955). Les indices empiriques sont basés sur la "pression" physique et psychologique des conditions météorologiques sur le corps humain (e.g. le Physiological Strain Index (PSI), Moran et al., 1998). Enfin, les indices directs ne sont basés que sur les mesures directes des variables météorologiques, tels que l'Apparent Temperature (Steadman, 1984) ou le Wet-Bulb Globe Temperature (Yaglou and Minard [1957]). Les indices dits rationnels et empiriques sont difficiles à implémenter à des échelles journalières à sub-journalières, car ils nécessitent de nombreuses variables climatiques et sanitaires. Dans les études portant sur l'évolution annuelle du stress thermique, actuelle et future, la catégorie des indices directs est la plus applicable (Blazejczyk et al. [2012]).

La catégorie des indices directs correspond aux indices basés sur des équations linéaires, qui permettent de définir le confort thermique comme une fonction unique des conditions météorologiques. Ces indices négligent ainsi les effets de microclimat et le comportement humain, tels que l'activité physique exercée, les habits portés ou encore l'âge de l'individu considéré. Ils sont généralement simplifiés et adaptés pour conduire des études climatiques long-termes et sur de larges domaines spatiaux (e.g. Emmanuel et al., 2005 ; Australian Bureau of Meteorology [2010], Coccolo et al. [2016]). Une description plus détaillée des indices de stress thermique, de leur calcul et de leurs limites est faite plus en aval de ce manuscrit, pour justifier l'approche de ce travail de thèse (Sections 2.1.1 et 2.1.2).

1.4.3 Résultats observés et simulés dans le futur

Depuis les récentes décennies, le stress thermique s'intensifie sévèrement, en particulier durant les mois les plus chauds et dans les latitudes tropicales (Figure 1.20a et 1.20b). Il a également été montré que le stress thermique augmente plus sévèrement dans les zones urbaines en comparaison des zones rurales voisines, pour une même augmentation de CO_2 et donc un même réchauffement atmosphérique induit (Fischer et al. [2012]). Cependant, le déficit en humidité dans les zones urbaines tempère très légèrement cette intensification d'après les observations. Le réchauffement plus faible dans les tropiques en comparaison des moyennes latitudes conduit à un dépassement des seuils actuels de référence plus de la moitié de l'année dans les tropiques, là où la capacité d'adaptabilité est souvent faible (Fischer et al. [2012]). En comparant les valeurs de différents indicateurs aux seuils d'alerte définis dans les études sanitaires (légende en Figure 1.20), il est montré que les tropiques vivent un stress thermique élevé plus fréquent que les autres régions, avec des dépassements de seuil supérieurs à 250 jours/an. Le stress thermique le plus sévère observé est situé au Sahel et au sud de l'Inde (Buzan et al. [2015]). Il est néanmoins sous-estimé dans les GCMs dans les tropiques à cause de biais secs et froids. L'accord avec les observations est meilleur dans les moyennes et hautes latitudes, résultant d'une compensation des biais d'humidité et de température dans ces régions (Fischer and Knutti [2013]). Il a été montré que le réchauffement d'origine anthropique augmente le stress thermique de manières globale et régionale, en particulier durant la saison estivale et depuis 1973 (Knutson and Ploshay [2016]).

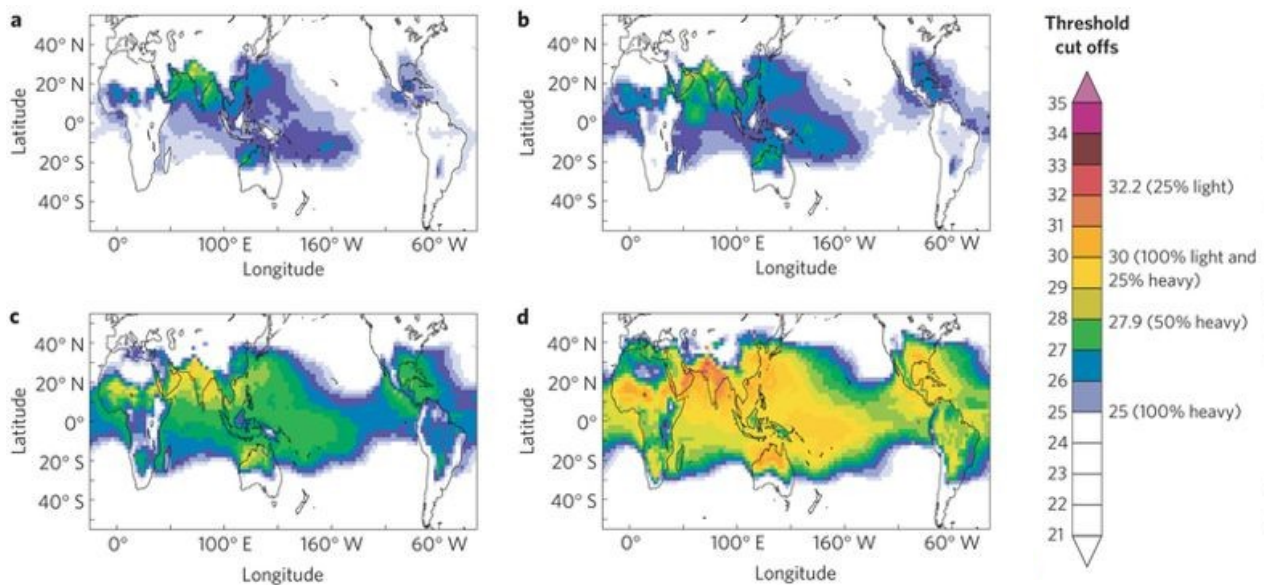


Figure 1.20 – *Stress thermique (illustré par l'indicateur "Wet-Bulb Globe Temperature", décrit en Section 2.1.2) mensuel maximum sur 10 ans dans le modèle GFDL-ESM2M, corrigé avec les réanalyses NCEP, pour : (a) 1971-1980; (b) 2001-2010; (c) 2091-2100 dans le scénario RCP4.5; (d) 2091-2100 dans le scénario RCP8.5 (tiré de Dunne et al. [2013]).*

Les niveaux atteints en fin de siècle sous le scénario RCP8.5 sont sans précédents, ce qui conduit à des dépassements importants des seuils (Figure 1.20d). D'après les modèles, les régions tropicales sont les régions les plus sévèrement impactées dans le futur, et plus sévèrement dans le scénario RCP8.5 que le RCP4.5. Les incertitudes dans les projections sont majoritairement dues au choix du GCM utilisé plutôt qu'au choix de l'indicateur de stress thermique, et ce

même avec une correction de biais appliquée aux modèles (Zhao et al. [2015]). Ceci confirme l'intérêt des analyses multi-modèles dans les études d'impacts du réchauffement climatique. Les modèles projettent également une réduction de la capacité de travail associée à l'intensification du stress thermique de 3 à 20% en 2100 sous le scénario RCP4.5 et de 10 à 40% sous le scénario RCP8.5 (Dunne et al. [2013]). À une échelle plus régionale, une augmentation très sévère au nord de l'Inde, la Chine, le nord de l'Australie, l'Afrique, l'Amérique Centrale et l'Asie du sud-est est simulée dans le futur (Newth and Gunasekera [2018]). En Europe, l'augmentation des concentrations en GES conduit à une augmentation "dramatique" du stress thermique, en particulier sur le pourtour méditerranéen (Diffenbaugh et al. [2007b]).

1.4.4 Des méthodes d'évaluation du ressenti humain du réchauffement

Le rapport spécial du SREX définit l'adaptation dans le référentiel humain comme "le processus d'ajustement à un climat actuel ou futur, ainsi qu'à ses effets, dans le but d'en modérer les préjudices, ou d'en exploiter les opportunités bénéfiques" (Allen et al., 2012). La vulnérabilité, elle, est définie comme la propension ou la pré-disposition (d'un système ou des populations) à être négativement affecté. Si ces notions semblent intuitives pour la plupart des gens, il apparaît cependant difficile de les quantifier de manière robuste en utilisant les données produites via les observations et les modèles globaux. La capacité des populations à s'adapter à un changement du climat notamment extrême dépend de nombreux facteurs tant climatiques que socio-économiques. Mais l'augmentation des températures extrêmes en magnitude, durée et fréquence d'occurrence altère nécessairement la qualité de vie (Kjellstrom et al. [2009b]), et ce même sans considérer la notion de vulnérabilité d'une population, qui peut favoriser ou réduire l'adaptabilité. Dans un climat plus chaud, cette qualité peut se dégrader, bien que la plupart des gens croient en une adaptation naturelle des populations, du fait de notre actuelle capacité à nous adapter à un large ensemble de climats (Sherwood and Huber [2010]). Un réchauffement extrême, abrupt, et plus rapide que les modifications que nous vivons actuellement peut engendrer des conséquences dramatiques sur notre confort de vie, et pourra réduire notre capacité d'adaptation face à ce changement.

Quelques études ont cherché à évaluer et quantifier ce "ressenti" humain du réchauffement climatique. Bien que la plupart des études se focalisent sur l'amplitude totale des différents changements engendrés par une augmentation du forçage radiatif, les travaux synthétisés ci-après quantifient le réchauffement avec des approches permettant d'obtenir des informations de vitesse et d'émergence, susceptibles de caractériser une éventuelle "perception" humaine des changements du climat.

Le changement par rapport à la variabilité

Hansen et al. [2012] étudie le réchauffement climatique global observé dans les récentes décennies par rapport à la variabilité climatique de la température. Les auteurs étudient l'émergence de saisons estivales extrêmement chaudes de 1955 à 2011 par rapport à la variabilité inter-annuelle des saisons chaudes calculée sur la période 1951-1980. Ils définissent des étés

"anormalement chauds" ou "anormalement extrêmes" lorsque le changement observé est supérieur à trois fois la déviation standard (i.e. std) calculée sur les saisons chaudes de 1951 à 1980. D'après les auteurs, cette std illustre une variabilité "naturelle". Ils montrent ces étés anormalement chauds, qui ne couvrent que 1% des continents entre 1951 et 1989, recouvrent 5 à 6% entre 2006 et 2008, et jusqu'à 10% en 2011 (Figure 1.21). Hansen et al. [2012] décrivent la comparaison entre le réchauffement et la variabilité inter-annuelle "naturelle" comme quantifiant la *perception* de ce réchauffement. Un réchauffement 3 fois supérieur à la std implique en effet un réchauffement 3 fois plus grand que la variabilité inter-annuelle historique, soit 3 fois plus grand que ce à quoi les populations sont habituées à vivre dans les régions concernées.

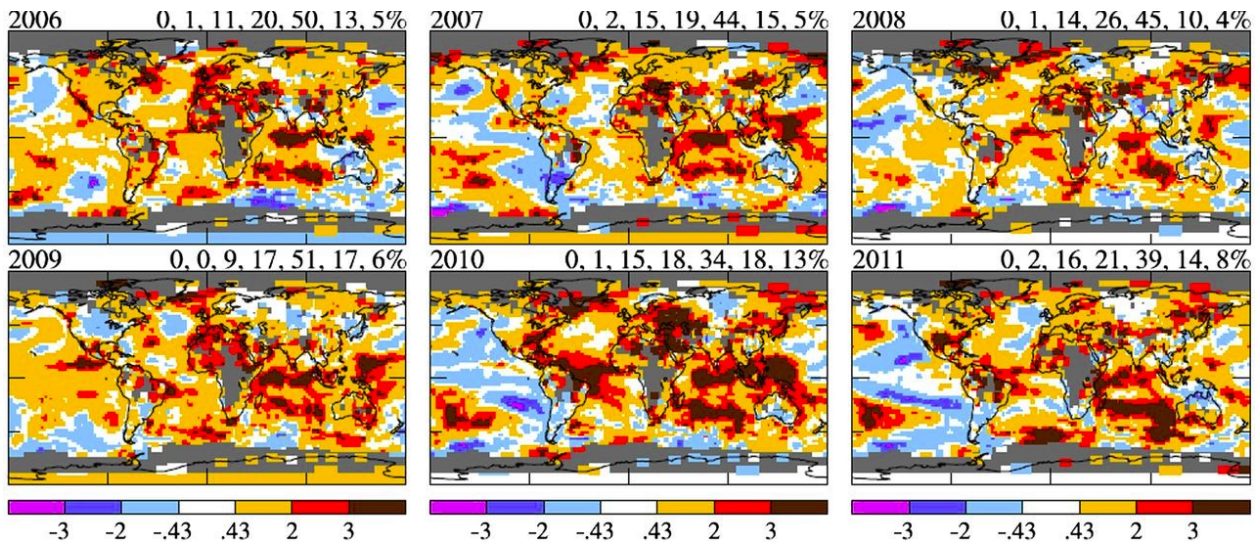


Figure 1.21 – Anomalies des température de surface sur Juin-Juillet-Août calculées de 2006 à 2011 par rapport à 1951-1980, et normalisées par la déviation standard locale calculée sur 1951-1980. Les nombres en haut à droite de chaque panel indiquent la fraction continentale (en %) où les observations atteignent les valeurs de chacune des catégories de la légende de couleur (tiré de Hansen et al. [2012]).

Le rapport spécial "Turn Down the Heat : Climate Extremes, Regional Impacts, and the Case for Resilience" de 2013 délivré par la Banque Mondiale reprend cette définition et définit les saisons chaudes futures comme "inhabituelles", lorsque leur augmentation est 3 fois supérieure à la std calculée sur 1951-1980, et comme "sans précédents" lorsque supérieure à 5 fois la std. Dans le futur, les modèles simulent le ratio particulièrement élevé dans les tropiques, malgré un réchauffement plus important aux moyennes latitudes. Ceci s'explique par une variabilité plus faible aux tropiques. Dans ces régions, le réchauffement des saisons chaudes simulé sur 2071-2099 est 3 fois supérieur à la variabilité inter-annuelle sur 1951-1980 dans le scénario RCP2.6. L'anomalie des températures estivales est donc définie comme "inhabituelle". Dans le scénario RCP8.5, le réchauffement est plus de 6 fois supérieur à la std, ce qui correspond à une occurrence de saisons estivales extrêmes "sans précédents" dans les régions impactées d'après les GCMs.

Le temps d'émergence

Le temps d'émergence (ou ToE) correspond au moment où le signal du réchauffement global émerge du bruit de la variabilité inter-annuelle naturelle. Cette variable est majeure dans l'évaluation des risques associés aux changements du climat (Hawkins and Sutton [2012]). Le ToE peut en outre être considéré comme le moment à partir duquel les populations perçoivent particulièrement un changement, car l'émergence caractérise le changement par rapport à ce à quoi ces populations sont habituées. Le ToE de la température le plus précoce est trouvé dans les zones tropicales, en raison d'une plus petite variabilité naturelle dans ces régions. Plusieurs études montrent également que le ToE arrive plus tôt durant l'hiver que durant l'été dans l'hémisphère nord dans les projections futures de température (Figure 1.22). Dans le futur, en considérant chaque mois de l'année séparément, le ToE médian aura tendance à se décaler vers des années ultérieures, en raison d'une plus forte variabilité du ToE lorsque l'échelle temporelle est réduite (King et al. [2015]).

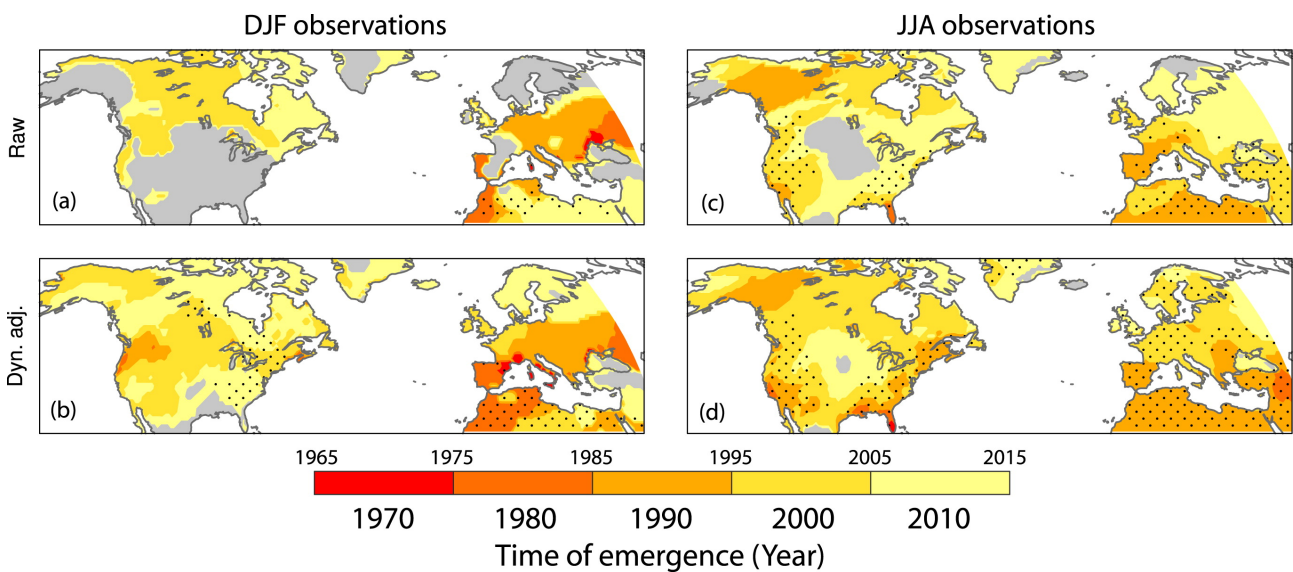


Figure 1.22 – Temps d'émergence (ToE) des anomalies de température de surface observées par rapport à la référence 1920-1949 pour : (à gauche) l'hiver boréal ; (à droite) l'été boréal. Les panels du haut correspondent aux ToE "bruts" (sans enlever la tendance), et les panels du bas donnent le ToE dynamiquement ajusté. Les zones grises indiquent que l'émergence n'a pas encore eu lieu (tiré de Lehner et al. [2017]).

Vitesses du changement avec une référence glissante

Plusieurs études ont quantifié la vitesse d'évolution du réchauffement global au cours du 20^{ème} siècle, et ont analysé son comportement variable d'une région à l'autre. Ji et al. [2014] montrent un réchauffement moyen qui s'étend sur l'ensemble des continents, et qui accélère jusqu'à 2000. Dans les observations, ils mettent en évidence un réchauffement plus rapide dans les moyennes latitudes nord, avec une augmentation de la température moyenne de $+0.4^{\circ}\text{C}$ par décennie. Ils montrent également que les continents sont impactés par des zones de réchauffement et de refroidissement jusqu'en 1960, puis uniquement par un réchauffement net et marqué à partir de 1960 et jusqu'en 2000. Une autre étude portant sur la vitesse du changement cli-

matique conclut que le système climatique entre dans un régime de vitesse de réchauffement inégalé depuis plus de mille ans (Smith et al. [2015]). Ils mettent en lumière un réchauffement de $+0.2^{\circ}\text{C}$ par décennie dans l'hémisphère Nord d'après différents indicateurs de vitesse de réchauffement, et un réchauffement de $+0.25^{\circ}\text{C}$ dès 2020 dans les projections court-termes. Ces deux études définissent la vitesse comme une dérivée de la température sur plusieurs décennies.

Cependant, si la dérivée de la température donne une vitesse d'un point de vue mathématique, elle s'éloigne de la vitesse "réelle" vécue par les individus, à l'échelle d'une vie humaine ou d'une génération. Chavaillaz et al. [2016b] représentent la vitesse comme la différence entre deux périodes successives de 20 ans, apportant ainsi de nouvelles informations sur les impacts du réchauffement. Cette approche permet de caractériser un changement moyen éventuellement perçu les 20 prochaines années, par rapport aux 20 années précédentes, auxquelles les populations se sont potentiellement habituées. Les auteurs montrent entre autre un réchauffement global avec référence glissante au moins deux fois plus rapide à la fin du siècle qu'actuellement, et jusqu'à trois fois plus rapide dans certaines régions dans le scénario RCP8.5. Associé à cela, la moitié des surfaces continentales sera touchée par un décalage significatif de la distribution de température tous les 20 ans d'ici 2060, en particulier dans les régions tropicales. Une année extrêmement chaude ayant un temps de retour de 50 ans, deviendra ainsi habituelle en seulement 20 ans dans le futur sous ce scénario.

1.5 Summary of Chapter 1

- The climate system gets its energy from incoming solar radiation. This energy is spread over the Earth's surface from low to high latitudes, through atmospheric and oceanic circulations.
- Natural climate system factors constrain the radiative forcing of the atmosphere. A positive radiative forcing leads to a warming of the mean climate, and a negative radiative forcing induces a cooling. Both periods naturally occurred on Earth in the past.
- Since the industrial era, an additional positive radiative forcing is imposed by human emissions, leading to a significant increase of mean temperatures. This global warming induces large consequences on the hydrological cycle, ice extent and hot extremes.
- General Circulation Models (GCMs) describe the state of the climate system and represent its response to different radiative forcings. GCMs consist of several components that interact with each other, and are used to understand climate mechanisms that lead to observations. International projects such as CMIP conduct coordinated multi-model simulations, to fairly describe all the possible responses of the climate system to any forcing changes.

- GCMs can be used to project future climate, depending on future human GES emissions that may influence the radiative forcing changes. GCMs exhibit a future warming at global and regional scales. Mean annual air temperature increases in the future, as well as seasonal and extremes temperatures.

- Alternative approaches study the climate evolution using indicators closer to a human "feel-like" of both climate conditions and evolutions. In this context, the heat stress is defined as a physical pressure on the human body resulting from intense meteorological conditions. The heat stress is projected to significantly increase in the future, leading to major health risks for populations.

Chapitre 2

Vers l'évaluation du réchauffement perçu par les populations

Dans le chapitre précédent, le système climatique et ses réponses à l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre (GES) d'origine humaine ont été décrits. Cette augmentation accroît les concentrations atmosphériques en GES, ce qui conduit à une augmentation du forçage radiatif et donc à un réchauffement global. L'analyse de simulations numériques permet de comprendre les différents mécanismes et rétroactions au sein du système climatique, et met en lumière de nombreux impacts associés au réchauffement global. Une augmentation significative des extrêmes de température attribuée à ce réchauffement d'origine anthropique est notamment mise en évidence, à l'actuel et dans les projections futures du climat. On montre également une forte intensification des extrêmes de stress thermique (i.e. effet des conditions météorologiques intenses sur le corps humain) d'ici 2100, en particulier dans les régions tropicales. Aux moyennes latitudes, les modèles projettent l'augmentation la plus haute des extrêmes de température (e.g Fischer and Knutti [2013], Zhao et al. [2015]). De plus, excepté quelques études, le réchauffement global est généralement étudié par rapport à une référence fixe historique, souvent définie dans un intervalle de 20 à 30 ans compris dans l'intervalle 1951-2005, ou à une référence pré-industrielle (i.e. entre 1850 et 1900).

Cependant, la "perception" humaine du changement climatique ne peut intuitivement qu'être considérée à des échelles de temps ne dépassant pas quelques décennies. En outre, quantifier le réchauffement global par rapport à une référence fixe apporte une information physique sur l'évolution du système, mais ne précise pas comment les populations locales vivent les impacts qui en découlent tout au long des 20^{ème} et 21^{ème} siècles. De plus, des indicateurs globaux et moyens s'éloignent du réel vécu des conditions climatiques par les populations. Ainsi, une valeur annuelle moyenne de température rend compte de la climatologie moyenne de la région considérée, mais ne permet pas de déterminer comment les variations de température sont ressenties au cours d'une année, et donc d'une année à l'autre. L'éventuelle "perception" humaine du changement climatique, indépendamment des facteurs humains, dépend ainsi nécessairement de l'ensemble des conditions climatiques ressenties par les individus, de la vitesse d'occurrence des changements de ces conditions, et de leur caractère extrême et émergent par rapport à ce à quoi les populations se sont habituées.

Le but de ce travail de thèse est d'évaluer comment le réchauffement climatique global sera vécu par les populations, à partir d'une approche de la vitesse et d'indicateurs plus directement ressentis, tels que les extrêmes de température et de stress thermique. Ce travail s'inscrit dans la continuité et l'approfondissement d'études menées en ce sens, telles que les travaux de Hansen et al. [2012] et de Chavaillaz et al. [2016b]. À travers une analyse multi-modèle des simulations actuelles et futures du climat réalisées dans le cadre de CMIP5, nous cherchons à répondre à trois questions de recherche principales : **(i)** Quelles populations/régions du monde seront le plus impactées par une intensification significative des extrêmes de chaleur?; **(ii)** Cette intensification des extrêmes sera-t-elle plus sévère en considérant l'effet de l'humidité sur le corps humain?; **(i)** Comment les populations futures vivront le réchauffement climatique par rapport à ce que les populations actuelles vivent déjà comme changement?

Dans ce Chapitre 2, l'approche suivie et les méthodes utilisées au cours de ce travail de thèse sont décrites. Le choix des indicateurs de stress thermique et les méthodes de calculs sont explicités dans une première partie. Dans un second temps, l'état des connaissances sur l'humidité relative et son évolution dans un contexte de changement climatique sont décrits, ainsi que l'intérêt pour cette variable dans notre étude. Dans une troisième partie, l'approche multi-modèle et la description de l'ensemble des modèles CMIP5 retenus pour ce travail sont justifiées et détaillées. Enfin, les indicateurs statistiques permettant de répondre aux trois questions principales de recherche exprimées précédemment sont décrits dans une dernière partie.

2.1 Les indicateurs de stress thermique

Le stress thermique est défini comme une pression physique et psychologique des conditions climatiques sur le corps humain (e.g. Sherwood and Huber [2010]). Il peut se traduire par un inconfort des populations face à ces conditions, voire par un danger pour la santé. Le corps humain alerte dans un premier temps l'esprit d'un éventuel inconfort thermique associé à l'ensemble des conditions environnantes. Ces conditions peuvent ensuite mener à un inconfort physique, puis à de graves conséquences physiologiques (e.g. Basu [2002], Conti et al. [2005], Buzan et al. [2015]).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi d'étudier l'évolution du stress thermique, car nous faisons le postulat que cet indicateur donne une première estimation du ressenti humain des conditions climatiques. Ce choix est justifié par la littérature, qui montre que les impacts d'une chaleur intense sur la physiologie peuvent être exacerbés par une humidité ambiante élevée (Mora et al. [2017], Chen et al. [2018]). De plus, la première méthode de dissipation de la chaleur du corps humain n'est pas liée à une baisse de la température de l'air, mais à la capacité du corps humain à évaporer la transpiration (Galloway and Maughan [1997], Buzan et al. [2015]). Cette capacité guide la thermorégulation du corps, et dépend principalement des conditions d'humidité (Section 1.4.1). L'humidité ambiante est donc tout aussi importante que la température dans l'étude de l'effet de la chaleur sur les populations. Le stress thermique permet d'évaluer l'inconfort/danger que peut vivre un individu sous des conditions météorologiques extrêmes, et donc d'estimer l'éventuel ressenti du climat et de ses variations par les populations.

2.1.1 Indicateurs envisagés

L'étude approfondie de la littérature indique plus de 160 indicateurs de stress thermique différents (Figure 2.1, Tableau 2.1). Ces indicateurs prennent en compte différents paramètres d'entrées, ou les mêmes paramètres pondérés différemment. Comme décrit dans la Section 1.4, les indicateurs peuvent se classer en trois catégories : les indicateurs de confort, les indicateurs physiologiques, et les indicateurs directs. Les deux premières catégories sont difficiles à étudier dans le cadre d'analyses globales et long-terme du climat, du fait du manque de données de physiologie et de santé sur des échelles aussi grandes (Blazejczyk et al. [2012]). La catégorie des indicateurs directs, qui ne prennent en compte que les variables atmosphériques dans l'évaluation du stress thermique sur l'Homme, est donc la seule envisagée pour ce travail de thèse.

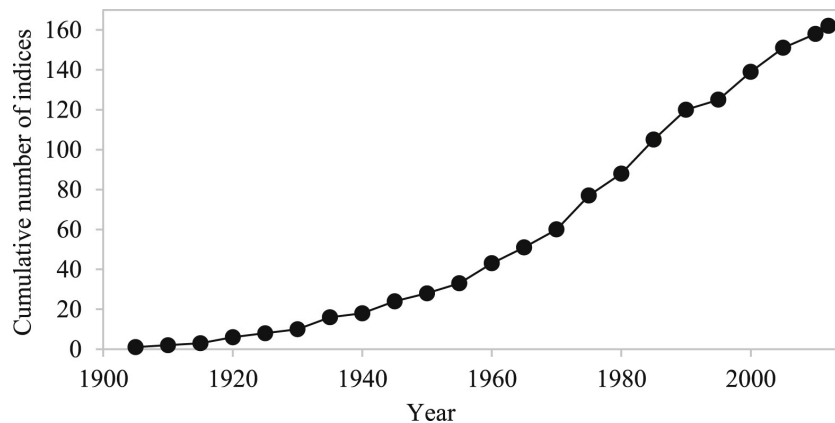


Figure 2.1 – Nombre cumulé d'indicateurs de stress thermique existants de 1905 à 2012 (tiré de Roghanchi and Kocsis [2018]).

Les indicateurs directs permettent de quantifier les effets de la température, de l'humidité, du rayonnement solaire incident et de l'intensité du vent sur le corps humain. Cependant, du fait du manque de données de mesures, et de données simulées à des échelles de temps suffisamment pertinentes pour évaluer l'impact sur les populations (i.e. journalière à sub-journalière) et à l'échelle globale, de nombreux indicateurs ont été adaptés et simplifiés pour pouvoir être calculé à partir de la température et de l'humidité de l'air uniquement (Liljegren et al. [2008], Australian Bureau of Meteorology [2010], Coccolo et al. [2016]). Ces indicateurs simplifiés permettent ainsi d'estimer le confort thermique des populations comme une fonction quasi-unique de température et d'humidité atmosphériques de surface, ce qui permet l'étude de l'évolution long-terme et globale de ces indicateurs de stress.

Des études comparatives de divers indicateurs de stress thermique ont été réalisées, et montrent que la dispersion entre ces indicateurs varie géographiquement, ce qui questionne leur utilisation générique à l'échelle globale (e.g. Blazejczyk et al. [2012], Bröde et al. [2013], Zhao et al. [2015]). Il a également été montré que le stress thermique possède ses propres caractéristiques régionales, et que certains indicateurs développés empiriquement possèdent une forte dépendance à l'humidité extrême selon les régions, alors que d'autres indicateurs dépendent plus fortement de la température extrême (Buzan et al. [2015]). Plusieurs indicateurs largement utilisés dans l'étude de l'évolution du stress thermique ont donc été envisagés dans un premier temps dans cette thèse, notamment dans le but de quantifier les incertitudes associées au choix de l'indicateur de stress thermique.

Tableau 2.1 – *Liste non-exhaustive de 30 indicateurs de stress thermique diagnostiques et pronostiques (tiré de Buzan et al. [2015]).*

Metric	Type	Ref.
Wet bulb temperature	Temperature	Haldane (1905)
Effective Temperature	Index	Houghton and Yaglou (1923)
Equivalent temperature	Temperature	Dufton (1929)
Heat Stress Index	Index	Belding and Hatch (1955)
Wet Bulb Globe Temperature	Index	Yaglou and Minard (1957)
Discomfort Index	Index	Thom (1959)
Temperature Humidity Index	Index	Ingram (1965)
Temp. regulation in man	Prognostic	Stolwijk and Hardy (1966)
Physiological mathematical model	Prognostic	Wyndham and Atkins (1968)
Solar heat in man	Index	Breckenridge and Goldman (1971)
Mathematical model temperature in man	Prognostic	Stolwijk (1971)
New Effective Temperature	Index	Gagge (1972)
Humidex	Index	Masterson and Richardson (1979)
Sultriness Index	Index	Steadman (1979a)
Mathematical model thermal regulation	Prognostic	Stolwijk (1980)
Apparent Temperature	Index	Steadman (1984)
Heat Index	Index	Rothfus (1990)
Computer-based thermal response	Prognostic	Haslam and Parsons (1994)
SCENARIO	Prognostic	Kraning and Gonzalez (1997)
Computer model human thermo-regulation	Prognostic	Fiala et al. (1999, 2001)
PET	Index	Höppe (1999)
Environmental Stress Index	Index	Moran et al. (2001)
SCENARIO Monte Carlo	Prognostic	Gonzalez (2004)
Generalized transient thermal model	Prognostic	Khan et al. (2004)
ISO 7243 WBGT	Index	Parsons (2006)
IDCA	Prognostic	Yokota et al. (2008)
Physiological Equivalent Temperature	Index	Jendritzky et al. (2009)
UTCI	Index	Fiala et al. (2010)
UTCI-Fiala model	Index-Prognostic	Fiala et al. (2011)
Index of Equivalent Temperature	Index	Liang et al. (2011)

Un indicateur de stress thermique largement utilisé est l'Humidex (ci-après "HD"; Masterton and Richardson, 1979). Le HD a été développé comme un indice de confort dans les environnements intérieurs et extérieurs. Il est couramment utilisé par les météorologues européens et nord-américains pour intégrer les effets combinés de la chaleur et de l'humidité, et permet de décrire comment un climat chaud est perçu par un individu uniquement d'après les variables météorologiques mesurées (Buzan et al. [2015]). Sans unité, cet indicateur a des valeurs comprises dans la gamme des degrés Celsius de température atmosphérique de surface. Par exemple, un HD inférieur à 30 indique aucun inconfort lié aux conditions météorologiques, alors qu'un HD supérieur à 54 indique une hyperthermie probable et imminente du corps humain. L'Humidex renseigne sur l'effet de température et d'humidité sur un individu, mais pas de l'effet du vent et de l'ensoleillement. Un autre indicateur est la Température Apparente (ci-après AT, pour "Apparent Temperature" en anglais). L'AT est un indicateur de stress thermique développé dans les années 1970 comme mesure de confort thermique à l'intérieur des habitations (Steadman, 1979). L'AT a ensuite été étendue dans les années 80 pour évaluer les conditions atmosphériques extérieures (Steadman [1984], Australian Bureau of Meteorology [2010]). Elle est définie comme la température de l'air à un niveau d'humidité de référence, provoquant le même

inconfort que les conditions réelles de température et d'humidité. Si l'humidité réelle mesurée est supérieure à cette référence, l'AT est supérieure à la température. À l'inverse, si l'humidité est inférieure à la référence, l'AT est inférieure à la température. En pratique, l'AT est plus intuitive que d'autres indicateurs de stress thermique car elle correspond à un simple ajustement de la température par rapport aux effets perçus de vent et d'humidité. Malgré le terme de température, cet indicateur ne possède pas d'unité. Un troisième indicateur est appelé le Wet-Bulb Globe Temperature (ci-après WBGT, traduit approximativement en français par "température du thermomètre-globe mouillé"). Le WBGT a initialement été développé pour évaluer le stress thermique des sportifs selon les conditions environnantes de température, d'humidité, du vent, d'ensoleillement, et l'intensité de l'activité physique pratiquée Yaglou and Minard [1957]. Cet indicateur est désormais largement utilisé pour évaluer la productivité au travail (Kjellstrom et al. [2009a], Dunne et al. [2013]) et le confort/danger thermique des militaires (US Army, 2003). Le WBGT est décrit de manière détaillée dans la Section 2.1.2.

Les simulations futures CMIP5 des extrêmes de AT, HD et WBGT avec le scénario RCP8.5 ont été étudiées conjointement pour évaluer l'incertitude des projections de stress thermique résultant du choix de l'indicateur, par rapport à l'incertitude résultant du choix du modèle (Zhao et al. [2015]). Les auteurs montrent principalement que la dispersion dans les projections futures des indicateurs de stress thermique attribuée au choix du GCM est 1 à 3 fois plus grande que celle attribuée au choix de l'indicateur de stress thermique. De plus, l'étude des changements des extrêmes de AT, HD et WBGT entre 1979-2005 et 2070-2099 montrent des distributions géographiques similaires. Pour les trois indicateurs, le maximum est simulé en Amazonie, au Sahel, en Arabie, et au nord de la Sibérie (Figure 2.2). De manière préliminaire, nous avons aussi analysé les indicateurs WBGT, AT et HD en tendances et en changements futurs. Nous avons trouvé des résultats cohérents avec les résultats de Zhao et al. [2015], qui montrent notamment des répartitions géographiques similaires dans les changements des trois indicateurs, en particulier entre WBGT et HD (Figure 2.2a et c).

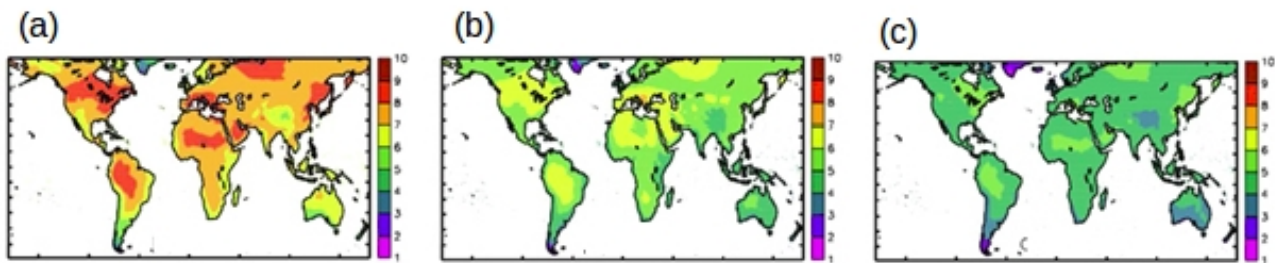


Figure 2.2 – *Changements des valeurs supérieures au 95^{ème} percentile annuel de stress thermique entre 1979-2005 et 2070-2099 moyennés sur 21 modèles CMIP5 dans le scénario RCP8.5 de : (a) Humidex (HD), (b) Apparent Temperature (AT), (c) Wet-Bulb Globe Temperature (WBGT; tiré de Zhao et al. [2015]).*

Dans le cadre de cette thèse, nous avons donc choisi d'étudier un seul indice de stress thermique : le WBGT. En effet, bien qu'étant définie parfois comme une "température ressentie", l'AT ne se compare pas directement à des seuils de danger, et les valeurs atteintes ne renseignent donc pas sur l'inconfort thermique et donc sur l'éventuelle perception des conditions climatiques. De plus, contrairement au WBGT, l'AT et l'HD définis et utilisés dans les études globales du stress thermique ne représentent pas les effets moyens de vent et d'ensoleillement (Australian Bureau of Meteorology [2010], Zhao et al. [2015]). Enfin, le choix d'analyser le WBGT est motivé par la littérature très large sur l'évolution de cet indicateur dans les obser-

vations et les projections climatiques, à laquelle nous pouvons comparer et intégrer ce travail de thèse (e.g. Dunne et al. [2013], Fischer and Knutti [2013], Buzan et al. [2015], Zhao et al. [2015], Kjellstrom et al. [2016], Matthews et al. [2017], Newth and Gunasekera [2018]).

2.1.2 Le Wet-Bulb Globe Temperature simplifié

Le WBGT est donc l'indicateur de stress thermique retenu dans notre étude pour évaluer l'effet des conditions météorologiques sur les populations. Il se calcule de la manière suivante :

$$WBGT = 0.7 \times T_{nwb} + 0.2 \times T_g + 0.1 \times T \quad (2.1)$$

d'après Yaglou and Minard [1957]. Le WBGT n'a pas d'unité du fait de la construction purement empirique de cet indice (Budd [2008], Buzan et al. [2015]). T_{nwb} correspond à la température naturelle de wet-bulb (i.e. température du "globe mouillé" en français), qui rend compte des effets intégrés de l'humidité de l'air, de l'ensoleillement et du vent. T_g représente la température du globe noir, et illustre l'effet de l'ensoleillement et du vent. T correspond à la température "standard" de l'air à 2m, mesurée à l'ombre.

Les instruments permettant de mesurer T_{nwb} et T_g sont coûteux, et requièrent une maintenance régulière pour obtenir des valeurs précises (Australian Bureau of Meteorology [2010]). Peu de stations de mesures possèdent ces instruments à travers le monde, et T_{nwb} et T_g ne peuvent pas être déterminées à partir des stations classiques. Une version simplifiée du WBGT a donc été développée, à partir d'un modèle mathématique basé sur l'analyse détaillée des principes physiques de transfert d'énergie et de chaleur (Liljegren et al. [2008]). Cette simplification permet d'obtenir une estimation du WBGT à partir des variables météorologiques usuelles. De plus, cette version permet d'intégrer des valeurs moyennes (modérées) de vitesse du vent et d'ensoleillement, et permet d'obtenir un WBGT approché ne dépendant que des variations de la température (T) et de l'humidité (Australian Bureau of Meteorology [2010]). Cette deuxième simplification permet ainsi de calculer le WBGT à partir des simulations climatiques. En effet, les GCMs produisent l'ensemble de ces variables, mais les instituts associés ne les conservent ou ne les mettent pas nécessairement à disposition pour analyse à l'échelle journalière. C'est particulièrement le cas pour les données de vent et d'ensoleillement. Le Wet-Bulb Globe Temperature simplifié se calcule selon la formule :

$$sWBGT^1 = 0.567 \times T + 0.393 \times VP + 3.94 \quad (2.2)$$

1. Pour des raisons de simplification, et dans la suite de ce manuscrit, l'annotation **sWBGT** est remplacée par **WBGT** (ou **W**) pour décrire les analyses de l'indicateur Wet-Bulb Globe Temperature simplifié.

d'après Liljegren et al. [2008] and Australian Bureau of Meteorology [2010]. Comme le WBGT standard, WBGT est sans unité. T est la température de l'air à 2m en °C, et VP la pression de vapeur en hPa. VP n'est ni mesurée directement, ni produite en sortie de modèle. Elle se calcule en fonction de l'humidité spécifique et de la pression atmosphérique de surface d'après la formule :

$$VP = \frac{q \times p_{surf}}{0.622 + 0.378 \times q} \quad (2.3)$$

avec q l'humidité spécifique atmosphérique de surface en $kg_{d'eau}/kg_{d'airhumide}$ (description détaillée dans la Section 2.2.1), et p_{surf} la pression atmosphérique de surface en hPa. Dans de nombreuses données de simulations, et notamment dans les données du projet CMIP5 disponibles sur la base ESGF (Earth System Grid Federation), p_{surf} n'est pas disponible. Il est donc nécessaire de calculer cette variable à partir de la pression au niveau de la mer (p_{sl}) mise à disposition sur ESGF. p_{surf} peut se calculer à partir de p_{sl} dans les conditions d'équilibre hydrostatique adiabatique selon :

$$p_{surf} = p_{sl} \times \exp\left(\frac{-g \times z}{r \times T}\right) \quad (2.4)$$

avec p_{surf} en hPa et p_{sl} en hPa. g représente la constante de gravitation (approximée à 9.81 m/s^{-2}). r est la constante du gaz considéré (i.e. l'air), et vaut $287.067046 \text{ J/kg/K}$. r est obtenu en divisant la constante des gaz parfaits (i.e. $8.3144321 \text{ J/mol/K}$) par la masse molaire de l'air (i.e. 29 g/mol). T est la température de l'air en K, et z l'altitude en m.

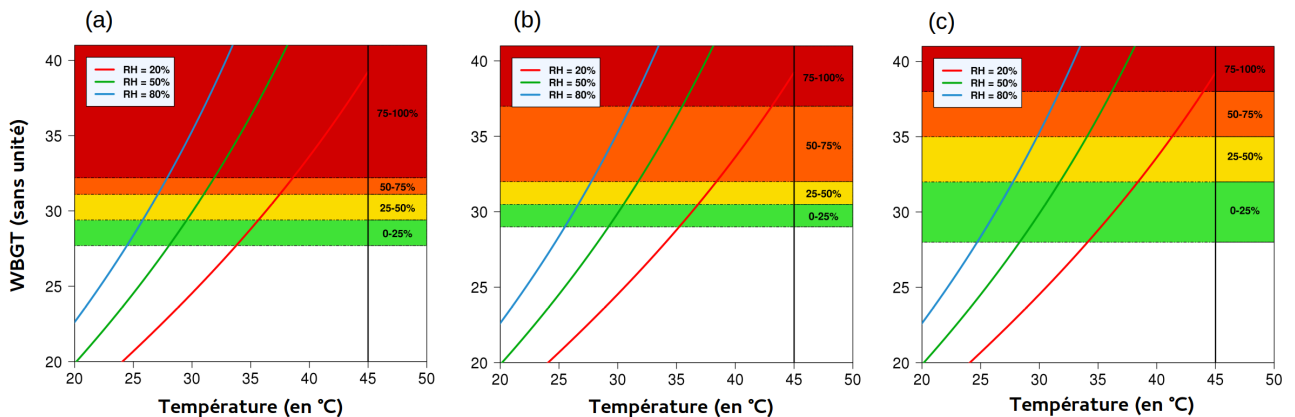


Figure 2.3 – Évolution du WBGT en fonction de la température et de l'humidité relative (RH). Les trois figures représentent la même construction du WBGT mais sont illustrées avec différents seuils d'alerte définis : (a) US Army [2003] et Buzan et al. [2015], (b) Kjellstrom et al. [2009a], (c) Zhao et al. [2015]. Les valeurs en % par seuil indiquent la fraction de repos recommandée pour une heure de travail (figures inspirées de Fischer et al. [2012])

Le WBGT est l'un des indicateurs de stress thermique les plus couramment utilisés dans les études de climat (e.g. Fischer et al. [2012], Fischer and Knutti [2013], Zhao et al. [2015], Matthews et al. [2017]). Il est également utilisé comme référence pour évaluer le confort et le danger associés aux conditions météorologiques dans des domaines appliqués, tels que la

médecine du sport ou le travail en extérieur. En effet, les recommandations internationales de santé ont établi des valeurs maximales de WBGT à ne pas dépasser lors d'une certaine intensité d'activité physique pratiquée (NIOSH [1986], ISO [1989]). En fonction des valeurs du WBGT atteintes, et de l'intensité du travail produit, ces recommandations sanitaires présentent la fraction de repos à respecter par heure de travail, pour éviter que la température du corps humain ne dépasse les 38°C et ne provoque une hyperthermie (NIOSH [1986], ISO [1989]). Des seuils d'alerte ont donc été développés dans diverses études de santé, à partir desquels il est recommandé par les institutions internationales de réduire l'activité physique ou l'exposition aux conditions météorologiques associées. L'étude de la littérature indique néanmoins différents seuils d'alerte existant pour le WBGT (Figure 2.3).

Tableau 2.2 – *Valeurs maximales de WBGT recommandées pour différentes dépenses énergétiques, et ratios de repos/heure de travail correspondants pour un individu faiblement vêtu. Ces valeurs sont extraites des normes sanitaires de la United States National Institute of Occupational Safety and Health (NIOSH [1986]) and de l'International Standards Organization (ISO [1989]). Les intensités "light work", "medium work", "heavy work" et "very heavy work" sont définies d'après la dépense énergétique (M pour "metabolic rate" en anglais) d'un individu lors d'une activité physique, mesurée en Watts (W). Ces intensités correspondent respectivement à : Light work = $117W < M < 234W$; Moderate work : $234W < M < 360W$; Heavy work = $360W < M < 468W$; Very heave work = $M > 468W$ (tiré de Kjellstrom et al. [2009a]).*

Metabolic rate class (work intensity)	1 (light work) WBGT (°C)	2 (medium work) WBGT (°C)	3 (heavy work) WBGT (°C)	4 (very heavy work) WBGT (°C)
Continuous work, 0% rest/hour	31	28	27	25.5
25% rest/hour	31.5	29	27.5	26.5
50% rest/hour	32	30.5	29.5	28
75% rest/hour	32.5	32	31.5	31
No work at all (100% rest/hour) ^b	39	37	36	34

Dans cette thèse, nous avons choisi de focaliser notre étude sur les anomalies des extrêmes de WBGT. Cette approche nous permet de limiter les biais liés à l'analyse du WBGT, en comparaison de l'analyse des changements de WBGT par rapport à des seuils fixés, ce qui est classiquement réalisé dans les études (e.g. Dunne et al. [2013], Zhao et al. [2015]). Cette approche nous permet également de limiter les incertitudes liées au choix des seuils d'alerte existants pour comparer les valeurs de WBGT (Figure 2.3). Dans cette thèse, nous considérons tout de même les seuils d'alerte établis, pour évaluer les vitesses d'évolution en termes de changements de seuils d'alerte associés. Nous avons donc considéré les seuils définis dans Kjellstrom et al. [2009a] pour une activité physique moyenne (= "medium work" dans la Figure 2.2). Contrairement aux seuils utilisés par Zhao et al. [2015] et Buzan et al. [2015], les seuils dans Kjellstrom et al. [2009a] peuvent être interprétés par rapport à une activité physique réalisée par n'importe quel individu, et ces seuils sont justifiés par les normes sanitaires internationales (NIOSH [1986], ISO [1989]). Les seuils qui sont considérés dans ce travail de thèse sont illustrés en Figure 2.3b, et peuvent être caractérisés comme : *Léger*, $29 < \text{WBGT} < 30.5$; *Moyen*, $30.5 < \text{WBGT} < 32$; *Danger*, $32 < \text{WBGT} < 37$; *Extrêmes*, $\text{WBGT} > 37$ (Tableau 2.2).

Le WBGT varie en fonction des changements de température mais aussi de l'humidité relative (RH) environnante (Figure 2.3). Néanmoins, dans la plupart des études portant sur l'évolution du WBGT dans un contexte du changement climatique, l'analyse de la contribution des variations de RH est rarement conduite, car les changements de température sont considérés comme effet de premier ordre dans les changements de WBGT (e.g. Diffenbaugh et al. [2007b], Davies-Jones [2008], Horton et al. [2016]). Or, un même incrément de T n'a pas les mêmes implications sur le changement de WBGT, en fonction de la valeur de RH (Figure 2.3). Les éventuelles variations d'humidité peuvent donc tendre à amplifier ou atténuer les effets du réchauffement climatique sur l'intensification actuelle et future du stress thermique, et ce rôle de l'humidité nous a particulièrement intéressé dans ce travail de thèse.

2.2 L'humidité relative

2.2.1 Généralités

La vapeur d'eau atmosphérique constitue le premier GES dans l'atmosphère en quantité (72%). Ses variations induisent de nombreuses rétroactions et affectent l'ensemble du cycle hydrologique du système climatique. La notion d'humidité décrit de manière générale la présence d'eau (vapeur, liquide, ou solide) dans l'air ou dans un matériel. En météorologie et en sciences du climat, plusieurs humidités sont définies (Marshall and Plumb [2008]). L'humidité absolue correspond à la teneur en vapeur d'eau contenue dans une masse d'air, et est exprimée en $kg_{d'eau}$. L'humidité spécifique (notée q), correspond au rapport entre la masse d'eau contenue dans l'air, et la masse d'air humide. Elle est exprimée en $kg_{d'eau}/kg_{d'airhumide}$. L'humidité spécifique est généralement l'humidité qui est mesurée dans les observations et produite dans les simulations des GCMs. C'est à partir de cette humidité que le WBGT est calculé (équation 2.3). Elle se différencie du rapport de mélange, qui lui représente le rapport de la masse d'eau contenue dans l'air avec la masse d'air sec.

Une troisième humidité étudiée est appelée *l'humidité relative* (ci-après RH dans l'ensemble du manuscrit). Elle correspond au rapport entre la quantité de vapeur d'eau contenue dans la masse d'air considérée dans certaines conditions de température et de pression, et la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir cette même masse d'air (i.e. valeur à saturation). Elle est exprimée en %, et se calcule de la manière suivante :

$$RH = \frac{VP}{VP_{sat}} \times 100 \quad (2.5)$$

avec VP la pression de vapeur (en hPa), et VP_{sat} la pression de vapeur saturante (en hPa). VP_{sat} exprime la pression de vapeur à saturation, c'est-à-dire la pression exercée par la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir une masse d'air. D'après la relation de Clausius-

Clapeyron, elle est uniquement fonction de la température. Plusieurs approximations existent pour calculer VP_{sat} , et nous avons choisi d'utiliser la formule de Wallace and Hobbs [2006] et Marshall and Plumb [2008], pour une masse d'air à 2m au-dessus d'une surface sans glace, soit :

$$VP_{sat} = 6.11 \times \exp(0.067 \times T) \quad (2.6)$$

avec T en °C. Cette formule ne fonctionne que pour une masse d'air en contact avec une surface non-recouverte de glace. En effet, les équations de Clausius-Clapeyron intègrent la chaleur latente d'évaporation (passage de l'état liquide à gazeux) si la surface en contact est recouverte d'eau liquide. Pour une surface recouverte de glace, les équations de Clausius-Clapeyron intègrent la chaleur latente de sublimation (passage de l'état solide à l'état gazeux). La formule de VP_{sat} au-dessus d'une surface de glace est donc différente de celle présentée ici. Dans l'ensemble du manuscrit, VP_{sat} et RH calculées ne sont donc pas analysées dans les hautes latitudes.

La pression de vapeur (VP) correspond à la pression exercée par la vapeur d'eau dans une masse d'air, dans certaines conditions de pression et de température. Lorsque la quantité de vapeur d'eau augmente dans la masse d'air, sans changement de température, la pression exercée augmente. Les équations de **Clausius-Clapeyron** relient la pression de vapeur saturante (VP_{sat} , i.e. la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir la masse d'air) à (1) la chaleur latente de changement de phase de l'eau entre le sol et l'air, (2) la température de l'air. Après intégration des différents termes grâce à des valeurs obtenues empiriquement, ces équations donnent une estimation de la pression de vapeur saturante comme fonction unique de la température. Plusieurs versions de ces équations existent, qui dépendent des méthodes et des outils de mesures. D'après les équations de **Clausius-Clapeyron**, l'humidité relative varie donc si la température ou la pression de l'air est modifiée, et ce même si la quantité de vapeur d'eau dans l'air ne varie pas.

2.2.2 Observations et projections futures

Observations

La distribution spatiale de l'humidité relative de surface en moyenne annuelle montre une répartition de larges régions humides et désertiques au-dessus des continents (Figure 2.4a). Les régions humides (ITCZ et moyennes latitudes nord) correspondent aux grandes structures de convection/ascendance atmosphérique, tandis que les zones tropicales et subtropicales désertiques correspondent aux zones de subsidence (Figure 1.2).

De manière cohérente avec le quatrième rapport du GIEC (AR4), l'AR5 fait état d'une augmentation du contenu atmosphérique de surface en humidité. Cette augmentation s'étend géographiquement depuis les années 1970. Elle est associée à une RH quasi-constante en moyenne et sur de larges échelles, avec néanmoins des changements significatifs par régions et par saisons (Dai [2006], Willett et al. [2007]). L'augmentation du contenu en vapeur d'eau la plus grande

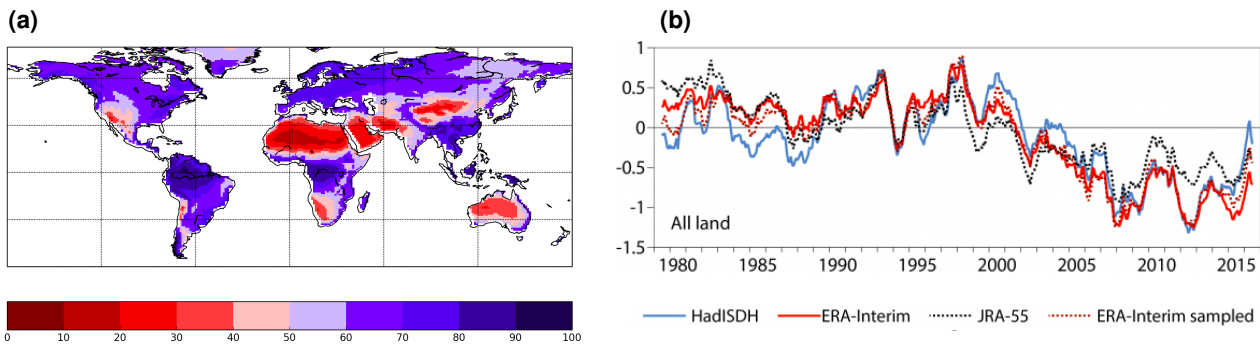


Figure 2.4 – (a) Climatologie de l'humidité relative (RH) annuelle moyennée sur la période 1979-2016 d'après les observations Watch-Forcing Data applied to ERA-Interim (Weedon et al. [2014]). (b) Évolution de RH annuelle au-dessus des continents entre 1979 et 2016, en anomalie par rapport à RH moyennée sur 1981-2010 pour différents jeux d'observations et de réanalyses (source : <https://climate.copernicus.eu>).

est observée dans les tropiques et les extratropiques pendant l'été, au-dessus des continents et des océans. De fortes incertitudes perdurent néanmoins dans l'hémisphère sud, correspondant à un manque de données de mesure à ces latitudes. À l'échelle globale, l'humidité spécifique (q) est sensible à des phénomènes de grandes échelles tels que l'Oscillation australe El Niño (ENSO, pour "El Niño Southern Oscillation"), et ses variations sont fortement corrélées avec les températures atmosphériques au-dessus des continents (Giorgi and Francisco [2000]). Les tendances de l'humidité de surface continentale sont similaires entre les ré-analyses et les observations.

Cependant, l'augmentation de q semble avoir ralenti d'après de récentes observations. En effet, q reste quasi-inchangée au-dessus des continents depuis 2000, malgré un réchauffement moyen des sols observé et donc une augmentation de q attendue d'après Clausius-Clapeyron (Hartmann et al. [2013]). Ce ralentissement est corrélé avec une diminution importante de RH au-dessus des continents (Figure 2.4b). En effet, les températures atmosphériques de surface augmentent plus vite au-dessus des continents qu'au-dessus des océans (Joshi et al. [2008]). Or, l'intensification du transport d'humidité des océans vers les continents n'est pas aussi intense (Byrne and O'Gorman [2013]). Ceci limite l'apport en eau précipitable, ce qui limite les précipitations au-dessus des continents et réduit ainsi l'évapotranspiration des sols (Berg et al. [2016]). L'augmentation de q et de VP est donc limitée en comparaison de l'augmentation importante de $qsat$ et de $VPsat$ (équation 2.6), ce qui conduit à une diminution importante de RH au-dessus des continents (Figure 2.4b, Rowell and Jones [2006], Joshi et al. [2008], Byrne and O'Gorman [2016]).

Projections

Dans le futur, la moyenne globale intégrée sur toute la colonne atmosphérique de RH reste constante au premier ordre d'après les modèles, et ce d'après différents scénarios futurs de réchauffement climatique (Sherwood et al. [2010], Collins et al. [2013]). Néanmoins, les analyses des données de simulations CMIP3 (AR4) et CMIP5 (AR5) montrent que RH diminue au-dessus d'une grande partie des continents d'ici 2100 (Figure 2.5). Dans les régions situées entre le Sahel et l'Inde, RH augmente légèrement en moyenne annuelle entre 1986-2005 et

2081-2100 sous le scénario RCP8.5. L'assèchement le plus sévère au-dessus des continents est projeté pour les mois de Juin et Août au-dessus des régions "mid-continentales" telles que l'Europe, le centre de l'Amérique du Nord et l'Amazonie (Figure 2.5). Cet assèchement de surface résulte principalement d'un réchauffement plus important au-dessus des continents que les océans (e.g. Joshi et al. [2008]). Dans le futur, les GCMs projettent une diminution de RH de surface cohérente avec cette contrainte et le comportement observé de RH dans les récentes décennies. Le réchauffement plus important au-dessus des continents qu'au-dessus des océans s'intensifie également jusqu'en 2100 sous différents RCPs d'après les modèles CMIP5 (Fasullo [2010], Collins et al. [2013]).

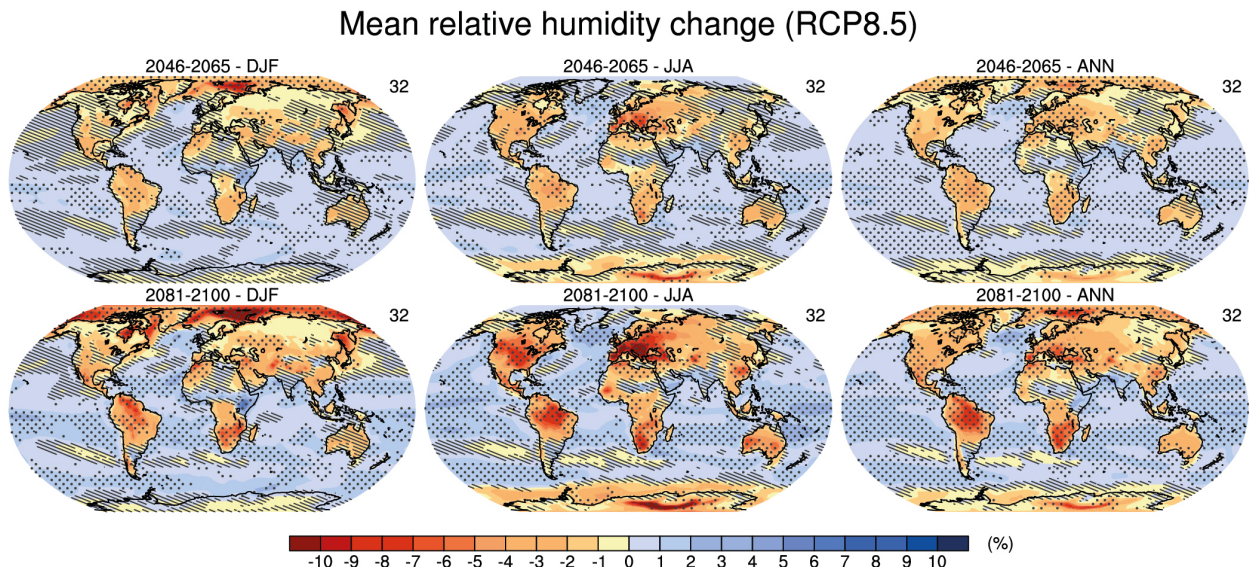


Figure 2.5 – Projections des changements moyens d'humidité relative de surface (RH) dans les modèles CMIP5 sous le scénario RCP8.5 pour Décembre-Janvier-Février (DJF, gauche), Juin-Juillet-Août (JJA, milieu), et en moyenne annuel (ANN, droite) pour les périodes 2046-2065 (haut) et 2081-2100 (bas) relatifs à la période historique 1986-2005. Les changements sont exprimés en différences de RH (en %). Les zones hachurées indiquent un changement multi-modèle inférieur à la déviation standard de la variabilité interne. Les zones en pointillés indiquent un changement multi-modèle supérieur à deux déviations standard de la variabilité interne, avec au moins 90% des modèles en accord sur le signe du changement (tiré de Collins et al. [2013]).

2.2.3 Lien entre RH et les extrêmes de chaleur

La quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère est dominée par des processus thermodynamiques et naturels. Ses variations ne sont donc pas directement affectées de manière significative par les activités humaines (Collins et al. [2013]). L'humidité relative reste en outre assez peu analysée dans les études des projections climatiques. Plusieurs études ont cependant mis en évidence une amplification des extrêmes annuels de température associée à une diminution de RH dans les observations et les simulations, notamment en Europe (Diffenbaugh et al. [2007b], Hirschi et al. [2011], Whan et al. [2015]). Ces études montrent des distributions géographiques de réchauffement maximal des extrêmes chauds associées aux distributions géographiques de diminution de RH et de diminution d'humidité du sol (Figure 2.6). Elles montrent également

une corrélation significative entre l'augmentation des températures extrêmes, et la diminution de précipitation en Europe. Cette corrélation est d'autant plus marquée pour les percentiles les plus grands des distributions annuelles de température. D'après des simulations régionales, réalisées avec et sans interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère, d'autres travaux montrent que l'augmentation de la variabilité entre Juin et Août (JJA) en Europe est principalement due à des rétroactions entre la couverture du sol et l'air (Seneviratne et al. [2006]). Des résultats similaires sont obtenus dans les moyennes latitudes de l'Amérique du Nord (e.g. Diffenbaugh [2005]).

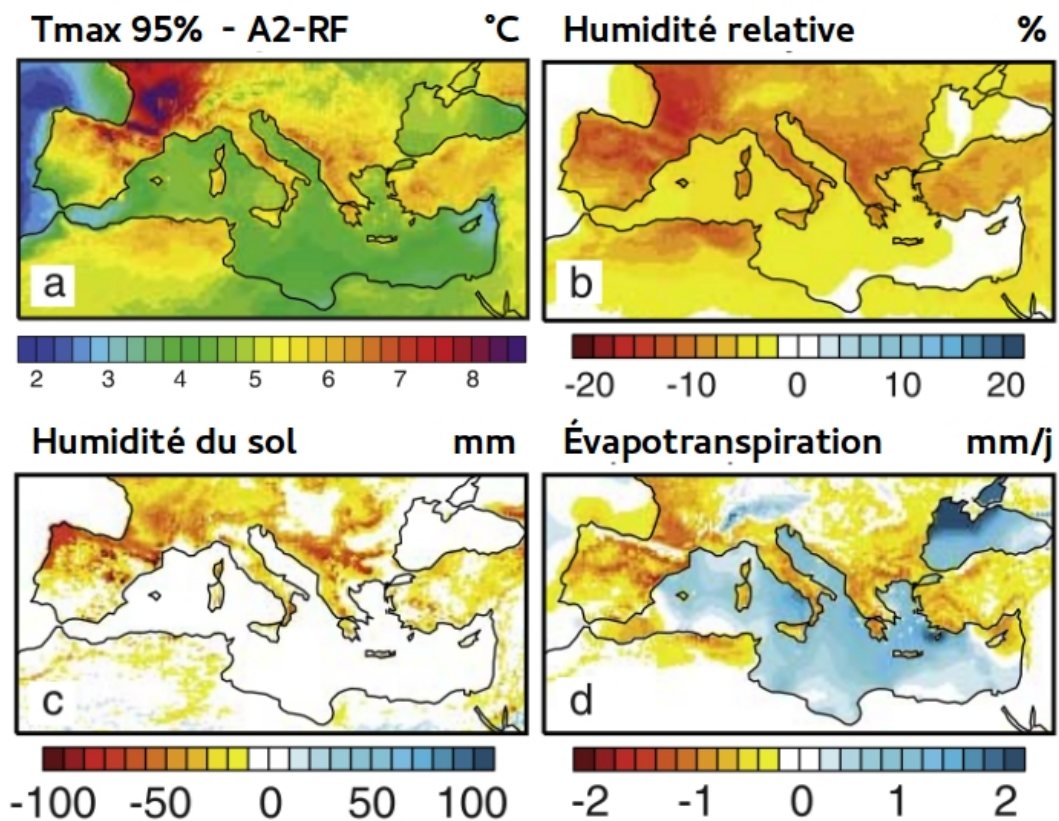


Figure 2.6 – Changements projetés entre 1961-1989 et 2071-2099 en Méditerranée à l'aide du modèle régional RegCM3 (Pal et al., 2007) sous le scénario A2 (le plus émissif dans CMIP3) de : (a) 95^{ème} percentile annuel des températures journalières maximales, (b) Humidité relative de Juin à Août (JJA), (c) Humidité du sol sur JJA, (d) Évapotranspiration sur JJA (tiré de Diffenbaugh et al. [2007b]).

Le couplage surface-atmosphère et cet effet d'amplification du réchauffement des extrêmes par des processus d'assèchement sont retrouvés dans les projections futures CMIP5, et étendus à d'autres régions (Vogel et al. [2017]). Des "hotspots" (i.e. points chauds en anglais) de réchauffement plus intense des extrêmes annuels sont localisés en Europe, en Amérique du Sud, en Amérique du Nord et dans le sud de la Chine d'après les projections. L'Amérique du Nord montre une amplification du réchauffement extrême résultant de l'assèchement des sols, mais également d'une circulation atmosphérique plus anticyclonique pendant la saison chaude (Diffenbaugh and Ashfaq [2010]). Ces hotspots montrent un réchauffement extrême plus intense que le réchauffement moyen simulé dans le futur (Donat et al. [2017]). Les changements de flux d'énergie de surface liés à l'assèchement des sols semblent expliquer ces amplifications

régionales. Cependant, les GCMs semblent surestimer cette amplification par rapport aux observations, ce qui questionne la capacité des modèles CMIP5 à représenter les processus de surfaces et les interactions avec l'atmosphère (Donat et al. [2017, 2018]). D'après les modèles, cette amplification régionale du réchauffement dans les moyennes latitudes peut être expliquée par un déficit en précipitation les mois précédant les extrêmes de chaleurs (i.e. Mars à Mai dans les moyennes latitudes). Ceci conduit à un assèchement des sols, à une diminution de l'évapotranspiration, et ainsi à une diminution de RH (Donat et al. [2018]).

Si l'effet de RH dans l'amplification du réchauffement des extrêmes de température (T) est bien connu dans la littérature, son rôle dans les changements actuels et futurs de WBGT est souvent négligé. Des études comme celles de Fischer and Knutti [2013] montrent que les incertitudes dans le calcul du WBGT d'après les simulations CMIP5 sont limitées, du fait d'une compensation des biais de température (T) par des biais de RH. La dépendance thermodynamique entre les deux variables réduit également les incertitudes dans le WBGT. De plus, les GCMs qui simulent le réchauffement futur des extrêmes annuels de T le plus important, projettent également l'assèchement le plus fort, en particulier en Europe, en Amérique du Nord et en Amazonie (Fischer and Knutti [2013]). Ces projections ont pour conséquence une "atténuation" de l'effet du réchauffement élevé des extrêmes de T sur l'intensification du WBGT correspondant. Cependant, le rôle de RH dans l'occurrence des extrêmes annuels de WBGT et sur les changements futurs du WBGT extrême n'est pas considéré dans Fischer and Knutti [2013], car le WBGT est calculé lors des extrêmes annuels de T (WBGT calculé les "jours les plus chauds"). Or, d'après la littérature existante, aucune analyse n'indique que le cycle saisonnier du WBGT est en phase avec le cycle annuel de T, en particulier à l'échelle globale, ni que les extrêmes annuels de T sont co-occurents avec les extrêmes annuels de WBGT (ou d'autres indicateurs de stress thermique). Ce postulat semble pourtant considéré dans de nombreuses études portant sur les changements des extrêmes de T et de stress thermique (e.g. Zhao et al. [2015], Matthews et al. [2017], Coffel et al. [2018], Li et al. [2018]). Le WBGT est également particulièrement sensible aux valeurs et aux changements de RH, en particulier à des conditions de température et d'humidité élevées (Figure 2.3 ; Davies-Jones [2008]).

Il apparaît ainsi pertinent de se demander si les variations de RH ont le même rôle d'amplification sur le WBGT extrême que sur les extrêmes annuels de T (Figure 2.6), ou à l'inverse si ces modifications atténuent l'intensification du stress thermique simulée aux échelles globales et régionales. L'analyse des cycles saisonniers du WBGT, de T et de RH peuvent également apporter des informations pertinentes sur l'éventuel phasage/déphasage de ces cycles, notamment pour caractériser la cooccurrence des extrêmes annuels de T et de WBGT par région.

2.3 Une approche multi-modèle

Comme décrit dans le Chapitre 1, trente groupes de modélisation ont participé au projet international CMIP5. Chaque groupe a ainsi développé son propre modèle de climat, représentant les mêmes composantes physiques principales (i.e. atmosphère, océan, surfaces continentales et glace de mer), mais avec différentes paramétrisations représentées. Soixante-et-un GCMs sont ainsi inclus dans le l'exercice CMIP5 en comptabilisant l'ensemble des versions de chaque modèle.

Dans le but d'avoir une large gamme de réponses à un même forçage radiatif, représentative de l'ensemble des modèles globaux existants, nous avons choisi d'adopter une approche multi-modèle pour ce travail de thèse. Cette approche nous permet de quantifier la dispersion entre les GCMs dans l'interprétation des différents résultats. Analyser le plus grand nombre de simulations disponibles nous permet également de limiter les incertitudes associées à l'utilisation d'un seul modèle (e.g. sensibilité climatique, variabilité interne). Cependant, de nombreux critères associés à l'approche particulière de cette étude réduisent le nombre total de simulations pouvant être utilisées pour répondre à nos questions de recherche.

2.3.1 Choix des modèles CMIP5

Variables d'intérêt et échelle journalière

La résolution temporelle fine nécessaire à ce travail (i.e. journalière) constitue la première limite du nombre de modèles et de simulations associées disponibles. Pour calculer WBG_T et RH, les données de température atmosphérique de surface (T), d'humidité spécifique de surface (q) et de pression au niveau de la mer (psl) sont nécessaires à cette échelle (Section 2.1). Or, l'ensemble de ces données n'est pas disponible pour les 61 GCMs participant à CMIP5 à cette fine résolution temporelle. Ainsi, sur les 61 modèles CMIP5, seulement 42 modèles fournissent les simulations de T (i.e. variable la plus couramment analysée) entre 1850 et 2005 à l'échelle journalière. Sur ces 42 GCMs, les simulations journalières des variables de q et de psl ne sont disponibles que pour 27 GCMs.

Projections futures

Un autre critère majeur de disponibilité des données est associé aux scénarios futurs RCPs. Certains modèles CMIP5 simulent les variables climatiques principales à l'échelle journalière sur la période historique, mais ne réalisent pas les projections futures correspondantes sous les différents scénarios RCPs explicités en Section 1.2.3. (i.e. de 2006 à 2100). Ainsi, seulement 20 modèles simulent nos trois variables d'intérêt, à l'échelle journalière, à l'historique, et jusqu'en 2100 pour au moins le scénario futur le plus émissif RCP8.5 (Figure 2.7).

Ces critères permettent l'obtention du nombre maximum de données de simulations disponibles pour notre étude. Nous avons ensuite choisi d'appliquer d'autres critères de sélection dans notre choix des GCMs, dans le but d'optimiser notre approche multi-modèle.

Une seule version d'un GCM par institut

Certaines instituts de modélisation ont produit des versions AOGCM (modèle couplé) et ESM (modèle de complexité supérieure) de leur modèle de climat. D'autres instituts ont développés différentes versions d'un même GCM, avec des résolutions spatiales plus fines et/ou des paramétrisations particulières. Le modèle de l'IPSL est par exemple décliné en trois versions distinctes dans CMIP5 :

- la version CM5A-LR, réalisée à une basse résolution spatiale pour l'atmosphère (96x96) ;
- une version de même physique mais à plus haute résolution CM5A-MR (144x143) ;
- une version CM5B-LR reprenant la faible résolution spatiale de la première version, mais intégrant différentes paramétrisations de la physique.

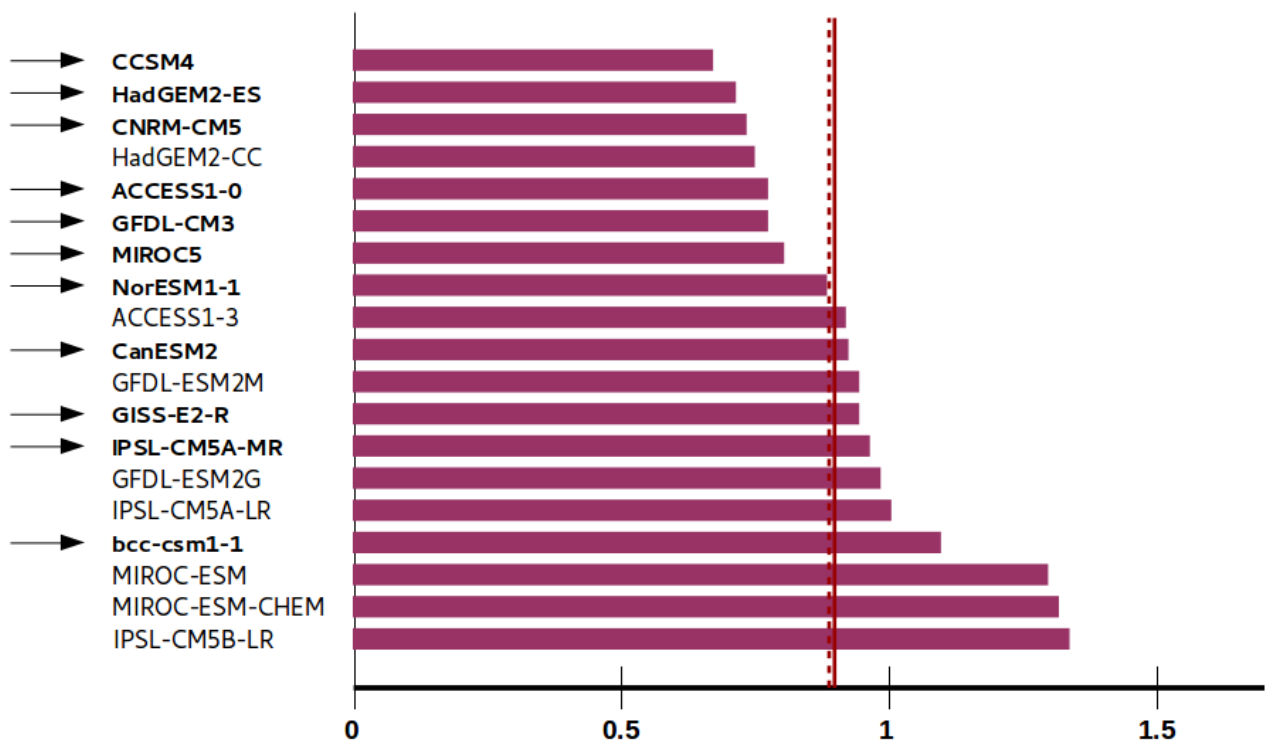


Figure 2.7 – Distance normalisée aux observations d'après Knutti et al. [2013] des 19 GCMs disponibles pour notre étude. 20 modèles sont disponibles dans CMIP5 pour notre étude, mais le modèle MRI-ESM1 n'est pas analysé dans Knutti et al. [2013]. Les flèches et noms en gras indiquent les 11 modèles sélectionnés pour l'analyse multi-modèle, MRI-ESM1 étant le 12^{ème} GCM retenu (adapté de Knutti et al. [2013]).

Lors du calcul des moyennes multi-modèles incluant ces différentes versions, le poids accordé à un seul modèle et un seul institut de modélisation est surestimé par rapport à l'ensemble des GCMs disponibles. Un critère d'optimisation est donc appliqué ici pour ne retenir qu'une seule version de modèle pour chaque institut. Pour retenir cette version, nous avons décidé d'utiliser les critères d'évaluation de Knutti et al. [2013]. Dans cette étude, les auteurs comparent les différents modèles CMIP5 avec des données d'observations et de réanalyses de température et de précipitation. Ils définissent des indicateurs permettant d'évaluer, pour chacun des GCMs, l'écart des simulations par rapport aux données d'observations (Figure 2.7). Lorsque plusieurs versions d'un même modèle sont disponibles, nous avons donc retenu la version dont la distance

aux observations est la plus faible (Knutti et al. [2013]). Ainsi, dans ce travail de thèse, nous avons sélectionné **un ensemble de 12 modèles CMIP5** répondant à l'ensemble de nos critères (Figure 2.7).

Il apparaît important d'indiquer au lecteur la quantité très importante de données analysées au cours de cette étude. En effet, du fait de l'analyse multi-modèle et globale des simulations de 12 GCMs, de l'échelle journalière des simulations analysées sur plus de 150 ans, de la résolution spatiale parfois fine des modèles, et de nombreuses variables intermédiaires et/ou finales analysées (entre 8 et 11 variables), le volume total des données traitées et/ou calculées a dépassé les 1.5 Tb au cours de ce travail. Bien que constituant un critère de choix secondaire, cette quantité importante de données a motivé le choix de réduire au maximum le nombre de GCM utilisés dans notre approche multi-modèle, sans cependant réduire la robustesse des résultats ni sous-estimer la dispersion existante au sein des modèles CMIP5.

2.3.2 Caractéristiques des GCMs sélectionnés

Les 12 modèles retenus pour ce travail de thèse représentent des niveaux de complexité divers et différentes résolutions spatiales (Figure 2.8). Ils illustrent de manière représentative le caractère international de l'exercice CMIP5, avec 8 pays représentés dans ce sous-ensemble de 12 modèles. Le cycle du carbone est représenté dans 50% des GCMs retenus, et les aérosols sont représentés dans 80% des modèles de l'analyse (65% des modèles représentent les aérosols de manière interactive avec les autres composantes). La chimie atmosphérique est représentée dans 60% des GCMs utilisés dans l'analyse, et la biogéochimie marine est prise en compte dans 50% des modèles (Figure 2.8). Cependant, de récentes études ont montré qu'il existe une relation forte entre le nombre de composantes que les modèles ont en commun, et la proximité de leurs résultats de simulation, notamment en moyennes de température, précipitation et pression au niveau de la mer (Knutti et al. [2013], Sanderson et al. [2017], Boé [2018]). Dans cette thèse, cette interdépendance possible entre les 12 modèles CMIP5 sélectionnés n'est pas évaluée, mais elle est partiellement prise en compte du avec la sélection d'un seul modèle par institut de modélisation.

La sensibilité climatique (ECS, expliquée dans la Section 1.2.2) des 61 modèles participant à l'exercice CMIP5 est de 3.2°C [2.1 ; 4.4] (Flato et al. [2013]). Dans notre étude, l'ECS moyenne des 12 GCMs sélectionnés est environ de 3.4°C [2.1 ; 4.1] (Figure 2.9), ce qui est représentatif de l'ensemble de la gamme CMIP5. La plus grande contribution de la dispersion des modèles dans cette ECS moyenne semble être la différence des rétroactions résultantes de la représentation des nuages dans chaque GCM (Flato et al. [2013]). La réponse transitoire du climat (TCR, expliquée en Section 1.2.2) est estimée par Andrews et al. (2012) et Forster et al. (2013) pour chaque modèle CMIP5, et correspond à une moyenne de 1.8°C [1.1 ; 2.6]. La TCR moyenne des 12 GCM retenus est de 2°C [1.4 ; 2.5] (Figure 2.9). Les 12 modèles sélectionnés recouvre donc toute la gamme de sensibilité climatique dans CMIP5. Ce sous-ensemble peut donc être considéré comme représentatif des simulations de l'ensemble des GCMs participant à l'exercice CMIP5.

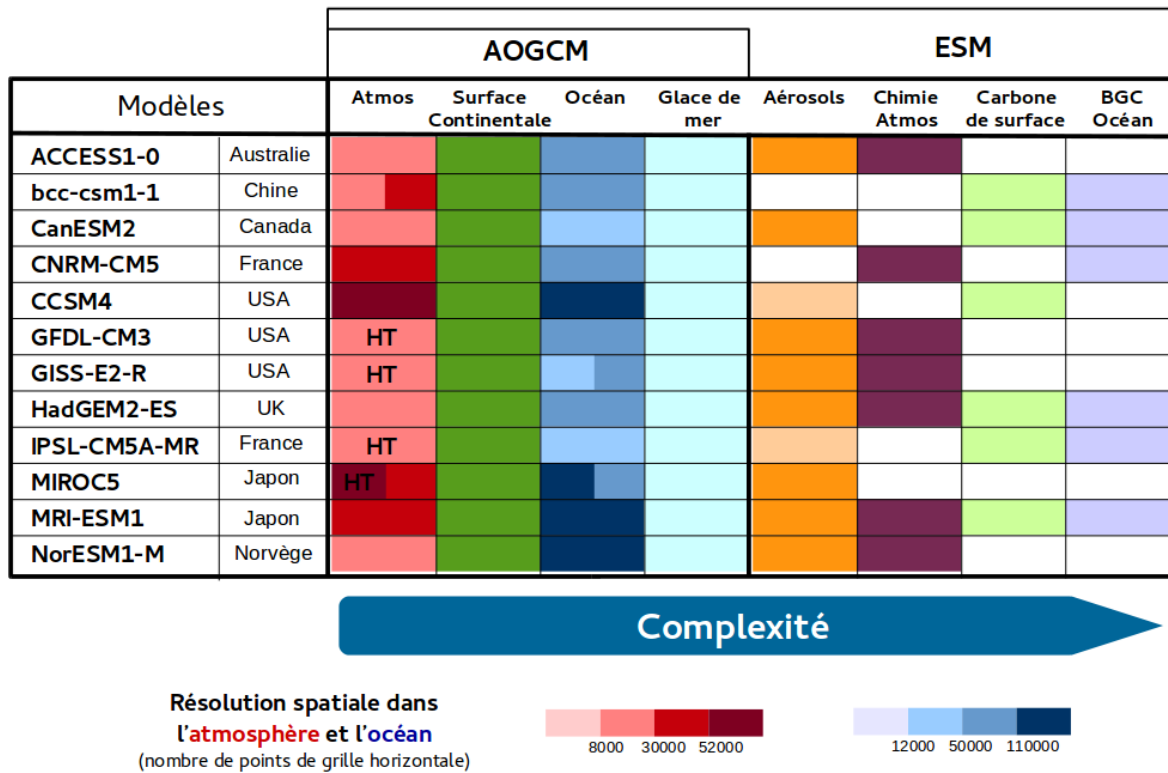


Figure 2.8 – Caractéristiques des 12 AOGCM modèles sélectionnés (composantes et résolutions des modèles d'océan et d'atmosphère). HT indique une stratosphère entièrement résolue, et BGC signifie biogéochimie. Une composante est colorée lorsqu'elle inclue au moins une équation pronostique basée sur la physique, et un couplage avec une autre composante. Une enveloppe claire indique une composante semi-interactive, et une enveloppe foncée indique une composante entièrement interactive pour les aérosols (orange) (inspiré de Flato et al. [2013]).

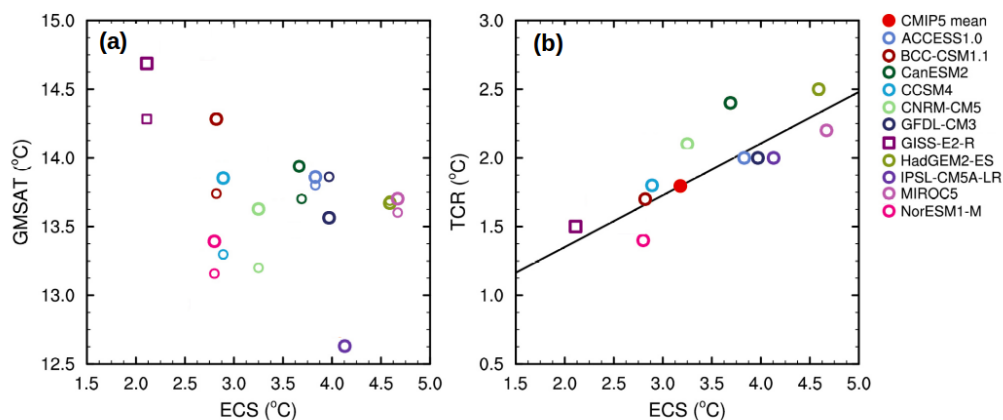


Figure 2.9 – (a) Température atmosphérique de surface (GMSAT) en fonction des sensibilités climatiques (ECS) pour la période 1961-1990 (grands symboles), et pour la simulation pré-industrielle de contrôle (petits symboles). (b) Réponse transitoire du climat (TCR) en fonction des ECS. MRI-ESM1 et IPSL-CM5A-MR ne sont pas représentés. IPSL-CM5A-LR donne une estimation de IPSL-CM5A-MR (adapté de Flato et al. [2013]).

Certains modèles retenus sont caractérisés par plusieurs réalisations. Ces réalisations sont définies de la manière suivante dans CMIP5 : pour un GCM donné, une simulation appelée "r1i1p1" correspond à la réalisation 1 (r1), l'initialisation 1 (i1) et la paramétrisation 1 (p1) retenues par l'institut de modélisation correspondante. La paramétrisation p1 d'un GCM ne change pas. Néanmoins, certains modèles fournissent plusieurs simulations de r et/ou de i différents. Pour les simulations journalières de notre sous-ensemble de 12 GCMs, c'est le cas des modèles CanESM2 (5 réalisations), GISS-E2-R (2 réalisations), HadGEM2-ES (4 réalisations) et MIROC5 (3 réalisations).

2.3.3 Moyennes multi-modèles

Dans notre approche multi-modèle, chaque GCM est considéré comme capable de reproduire l'état du système climatique de manière égale. Pour appliquer cette égalité de représentation entre tous les modèles, un facteur $1/R$ est donc appliqué à chaque réalisation par modèle, avec R le nombre total de simulations du GCM considéré. Par exemple, 5 simulations journalières pour l'ensemble de nos variables d'intérêt sont produites par le modèle canadien CanESM2. Le poids appliqué à chaque simulation du modèle CanESM2 lors de la moyenne multi-modèle est donc de $1/5$, soit chaque simulation du GCM multipliée par un facteur 0.2 lors du calcul multi-modèle.

Lors de l'analyse multi-modèle des distributions spatiales pour les différents indicateurs sélectionnés dans cette thèse, les données de chaque réalisation/modèle sont interpolées sur une grille atmosphérique commune. Nous avons choisi ici d'utiliser la grille du modèle américain CCSM4 comme grille commune de référence, de résolution 1.25° de longitude et 0.9375° en latitude. Cette étape de ré-interpolation (ou de "regrillage") s'effectue uniquement pour étudier la distribution spatiale des variables, et après le calcul des indicateurs pour chacun des modèles et sa résolution correspondante.

Dans les projections climatiques multi-modèles, trois sources principales d'incertitudes se distinguent (Figure 2.10). La variabilité interne est la source d'incertitudes qui correspond à la fluctuation du système dans le temps et l'espace sans forçage naturel ou d'origine anthropique (Figure 2.10). Les modes de variabilité tels que l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) ou l'ENSO (Section 2.2.2) illustrent cette variabilité interne du système. Elle résulte principalement de la dynamique des composantes du système climatique et du caractère instable de certaines composantes (i.e. océan et atmosphère). La seconde source d'incertitudes est la dispersion entre les GCMs, qui résulte de la gamme de réponses des modèles à un même forçage donné, indépendamment de la variabilité interne. Ces réponses diffèrent selon les représentations des processus physiques des modèles CMIP5 (enveloppe bleue sur la Figure 2.10; Figure 2.8). Le choix du scénario futur, enfin, dépend des différentes politiques possibles d'atténuation du réchauffement climatique dans le futur. Ces décisions mènent à différents niveaux d'émissions de GES et d'aérosols d'origine anthropique, conduisant à différents forçages radiatifs. Ces futurs possibles constituent la troisième source principale d'incertitudes dans les projections futures (enveloppe verte sur la Figure 2.10).

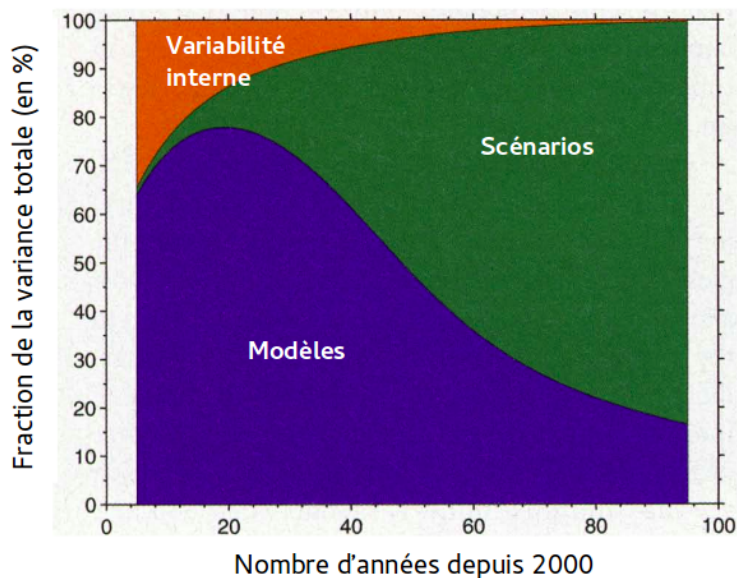


Figure 2.10 – Importance relative des trois sources d'incertitudes dans les projections multi-modèles du changement de température moyenne globale décennale par rapport à 1971-2000. Cette importance est illustrée par les pourcentages de chaque source d'incertitudes expliquant la variance totale pour chaque année depuis 2000 (adapté de Hawkins and Sutton [2009]).

Dans ce travail de thèse, nous avons considéré les incertitudes associées à la dispersion des GCMs dans les projections sous un même scénario futur. Les évolutions en moyenne multi-modèle des différents indicateurs analysés dans les chapitres suivants sont représentées au sein d'une enveloppe plus claire, correspondant à l'intervalle de confiance à 95% des 12 GCMs utilisés calculé avec un test de Student (t -test). Sur les cartes de valeurs absolues et/ou de changements, la significativité des moyennes multi-modèles est, elle, représentée par des points noirs. Dans cette thèse, nous définissons une moyenne multi-modèle "significative" lorsque sa valeur est au moins supérieure à deux fois l'écart-type calculé sur les 12 moyennes. L'incertitude associée au choix des scénarios futurs est également considérée dans ce travail. Malgré un travail principalement réalisé sur le scénario RCP8.5, scénario d'émissions le plus haut, certaines analyses sont en effet réalisées sur le scénario d'émission le plus bas (RCP2.6). Enfin, en considérant plusieurs réalisations pour certains modèles, les incertitudes associées à la variabilité interne de ces GCMs sont incluses dans notre étude, mais ne sont pas quantifiées. Le lecteur intéressé par la distinction entre les différentes sources d'incertitudes peut se référer aux études précédentes (e.g. Hawkins and Sutton [2009], Kirtman et al. [2013], Hawkins et al. [2014], Chavaillaz et al. [2016a]).

2.3.4 Données d'observations : WATCH Forcing Data appliquée à ERA-Interim

Afin de valider la représentation du système climatique par les modèles, il est nécessaire de confronter les simulations avec des observations du climat. Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi de comparer les simulations des 12 GCMs retenus avec le jeu de données WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim (ci-après WFDEI; Weedon et al. [2014]). WFDEI fournit des données d'observations de 1979 à 2014 issues du réajustement des réanalyses ERA-Interim (Dee et al. [2011]). Plus précisément, WFDEI est généré en appliquant des corrections de biais aux *réanalyses* (voir encadré) ERA-Interim, en utilisant la même méthode d'implémentation que WATCH Forcing Data (WFD; Weedon et al. [2011]). Dans WFDEI, la température (T) issue de ERA-Interim est corrigée en utilisant les observations Climate

Research Unit TS3.1/TS3.101 (CRU ; Mitchell and Jones [2005]). Dans des conditions de RH inchangées, l'humidité spécifique (q) est modifiée en suivant les corrections appliquées à T selon la relation de Clausius-Clapeyron. WFDEI fournit ainsi des données d'observations corrigées, à hautes résolutions spatiale (0.5° à l'échelle globale) et temporelle (journalière à sub-journalière).

Les données WFDEI sont notamment pertinentes pour la modélisation des impacts hydrologiques, car la correction de biais préserve la continuité spatiale des événements de précipitation frontaux et de large échelle (Weedon et al. [2011, 2014]). Les flux de rayonnement infrarouge descendant sont également ajustés en fonction des variations d'aérosols. WFDEI est également utilisé dans l'analyse du biais multi-modèle de 21 GCMs CMIP5 dans le calcul de trois indicateurs de stress thermique (i.e. WBGT, AT et HD) Zhao et al. [2015]. Dans cette thèse, les données journalières de T , q et psurf disponibles dans WFDEI de 1979 et 2014 sont analysées. La période historique de référence considérée dans notre étude est donc définie de manière cohérente avec ces données d'observations, c'est-à-dire de 1979 à 2005 (i.e. 27 ans).

Les **réanalyses** atmosphériques correspondent à des données d'observations optimisées à l'aide de modèles numériques de prévision du temps. Les observations proviennent d'instruments variés, répartis de manière hétérogène autour du globe, et dont les mesures peuvent être discontinues dans le temps. Ces discontinuités sont donc "comblées" par les modèles météorologiques, qui représentent l'état de l'atmosphère en tenant compte des lois physiques fondamentales. Les réanalyses fournissent ainsi des séries chronologiques continues et cohérentes spatialement de tous les paramètres atmosphériques. Elles servent notamment de bases pour les climatologies globales et régionales.

2.4 Évaluer la perception du réchauffement : approche particulière de la thèse

Cette thèse s'inscrit dans la continuité des travaux décrits dans les Sections 1.4.3 et 1.4.4. En poursuivant d'une part les études menées sur l'intensification future du stress thermique, nous étudions ici les conditions de température et d'humidité d'occurrence de WBGT extrême, ainsi que leurs évolutions. Cette approche nous permet de déterminer le rôle joué par l'humidité dans l'intensification du stress thermique dans le futur, souvent négligé par rapport à l'effet du réchauffement significatif du climat. D'autre part, cette thèse approfondit les travaux menés par Chavaillaz et al. [2016b] sur la vitesse du réchauffement d'un point de vue *perception*. En considérant les valeurs extrêmes (notamment de stress thermique) comme indicateurs de ressenti, ce travail consiste en l'étude de la vitesse de réchauffement des extrêmes chauds potentiellement perçue par les populations au cours du 21^{ème} siècle. À travers l'étude de différents indicateurs statistiques décrits dans les paragraphes suivants, nous cherchons à déterminer **quelle région vivra l'intensification des extrêmes de chaleur la plus sévère au cours du 21^{ème} siècle, et si cette intensification sera plus sévère en température ou en stress thermique.**

La capacité d'adaptation des populations à un changement est notamment influencée par la vitesse de ce changement, mais aussi par les comportements humains et les caractéristiques propres à chaque individu. En effet, les notions associées à la perception des risques, leur interprétation, la mémoire, l'attitude, et l'acquisition des connaissances constituent les principaux facteurs psychologiques (e.g. Leiserowitz [2006], Reser et al. [2011]). Ces facteurs psychologiques influencent de manière significative nos comportements en réponse aux risques liés à notre environnement, et influencent également nos interactions avec lui (O'Connor et al. [1999], Gifford et al. [2011]). Beaucoup de facteurs psychologiques ont par exemple un rôle prépondérant sur les processus de prise de décision (Simonet [2015]). Considérer le changement avec une échelle de temps variable comme nous le faisons ici peut ainsi fournir des informations sur la réaction et le vécu des populations face à un extrême climatique ou à un changement abrupt de régime climatique. En outre, la capacité humaine à s'adapter à de telles modifications peut également résulter de la vitesse de changement des conditions connues (Kunreuther et al. [2013], de Elía et al. [2014]).

Le but de cette thèse est d'apporter une information physique et climatologique qui va dans le sens de l'évaluation de la *perception* humaine du réchauffement climatique des extrêmes de chaleurs. Il est cependant important de noter ici que ce travail n'étudie pas LA perception humaine du climat et de son évolution, puisque nous ne considérons ici que des indicateurs purement climatiques. Ce travail consiste en l'apport d'éléments d'un point de vue physique sur la perception potentielle du changement par les populations futures, par rapport au changement vécu actuellement et par région. Le terme *perception* utilisé dans l'ensemble de ce manuscrit est ainsi considéré de manière théorique, dépendant seulement des changements significatifs des indicateurs analysés, et est non-centré sur l'individu en lui-même. Dans ce travail, nous nous proposons de quantifier une forme de *pression thermique* (Buzan et al. [2015]) exercée par les changements plus ou moins rapides des conditions extrêmes de température et d'humidité sur les populations. À travers la définition et l'analyse de différents indicateurs statistiques, nous étudions l'évolution des extrêmes de chaleur par rapport à chaque climatologie déjà vécue (*perçue*) dans chaque région du monde.

2.4.1 Les extrêmes de température et de stress thermique

Dans la littérature, de nombreux indicateurs ont été définis pour étudier les extrêmes de chaleur, comme par exemple le nombre de jours où la température (T) est supérieure à 30°C, ou bien la fréquence de dépassement d'une certaine valeur de T (e.g. Sillmann et al. [2013], Horton et al. [2016]). En stress thermique, le WBGT a été défini pour être comparé à des valeurs et des seuils de danger fixes (e.g. Kjellstrom et al. [2009a], Chavaillaz et al. [2019]). Néanmoins, les modèles simulent les variables de T, q et psl avec des biais, ce qui induit des biais dans les valeurs de WBGT correspondantes. Les changements futurs des valeurs absolues de T et de WBGT sont donc également associés à des biais. Dans ce travail de thèse, T et WBGT sont ainsi analysés (1) en valeurs extrêmes de distributions, et (2) en changements par rapport à une climatologie (i.e. en anomalies), ce qui fournit une première étape de correction de biais.

Une distribution suivant une loi normale peut se diviser en percentiles. Ces percentiles correspondent à des fractions de la distribution, réparties tous les pourcents. Par exemple, le 90^{ème} percentile de la distribution correspond à la valeur à laquelle 10% de toutes les valeurs

de la distribution sont supérieures, et à laquelle 90% des valeurs sont inférieures. En outre, sur une année de 365 jours, le percentile de 90% correspond approximativement à la limite entre les 36 jours "les plus chauds" et les 328 jours "les plus froids". L'utilisation des percentiles permet ainsi d'analyser un extrême considéré par rapport à chaque distribution locale, ce qui permet d'étudier le changement des extrêmes à l'échelle globale, même si les valeurs absolues de T ou de WBGT diffèrent d'une région à l'autre.

Dans les études précédentes, les extrêmes chauds de T et/ou de WBGT sont définis à partir de valeurs de percentiles divers. Fischer and Knutti [2013] définissent les extrêmes de T et de WBGT comme les valeurs supérieures au 99^{ème} percentile annuel. Diffenbaugh et al. [2007b] et Zhao et al. [2015] utilisent le 95^{ème} percentile comme référence. Sillmann et al. [2013] définissent les jours et les nuits "chaudes" par rapport au 90^{ème} percentile. Dans notre étude, nous avons choisi de définir les extrêmes de chaleur comme les valeurs annuelles de T et de WBGT supérieures à leur 99^{ème} percentile annuel respectif. Ce 99^{ème} percentile correspond approximativement aux 4 jours les plus extrêmes par années, et cette approche est cohérente avec la méthode utilisée par Fischer and Knutti [2013]. Les extrêmes annuels de T et de WBGT sont calculés par point de grille pour chaque année de 1979 à 2100, et pour chacune des simulations des 12 modèles CMIP5 sélectionnés.

2.4.2 La vitesse en référence glissante

Chavaillaz et al. [2016b] définissent la vitesse d'évolution du changement avec une référence glissante. Dans leurs travaux, ils quantifient pour chaque année le changement de température moyenne annuelle entre deux périodes successives de 20 ans (Figure 2.11). Le changement vécu par les populations au cours des 20 prochaines années par rapport aux 20 années précédentes est ainsi quantifié pour chacune des années de la période d'étude considérée. Nous avons repris ici cette définition de vitesse en référence glissante, et l'avons appliqué à l'analyse de l'évolution des extrêmes de T et de WBGT. Pour chaque année t , la vitesse d'évolution en référence glissante est donc calculée comme :

$$\Delta X_{[20]}(t) = \langle X \rangle_{t,t+20} - \langle X \rangle_{t-20,t} \quad (2.7)$$

d'après Chavaillaz et al. [2016b]. X correspond à la variable d'intérêt (i.e. dans cette thèse, T ou WBGT). ΔX correspond au changement calculé pour chaque année t , en unité/20ans (Figure 2.11). $\langle X \rangle$ représente la moyenne annuelle associée de chaque variable, sur la période considérée (ici 20 années). Dans ce calcul par année, l'année t_1 est exclue et t_2 incluse dans la moyenne sur 20 ans selon : $\langle X \rangle_{t_1,t_2} = \sum_{t=t_1+1}^{t_2} \frac{X}{(t_2-t_1)}$ (Chavaillaz et al. [2016b]).

Une fenêtre de 20 ans est arbitrairement choisie comme référence dans cette thèse. Ce choix est justifié comme un compromis cohérent entre une période d'étude trop longue pour caractériser la perception du réchauffement des extrêmes par les populations, et une période trop courte qui serait dominée par la variabilité naturelle du système climatique. L'OMM définit le climat comme la variation et la variabilité des conditions météorologiques sur une période d'au moins 30 ans. Cependant, dans le cadre de notre étude, cela reviendrait à étudier le changement entre deux périodes successives de 30 années, soit un changement vécu sur des périodes totales

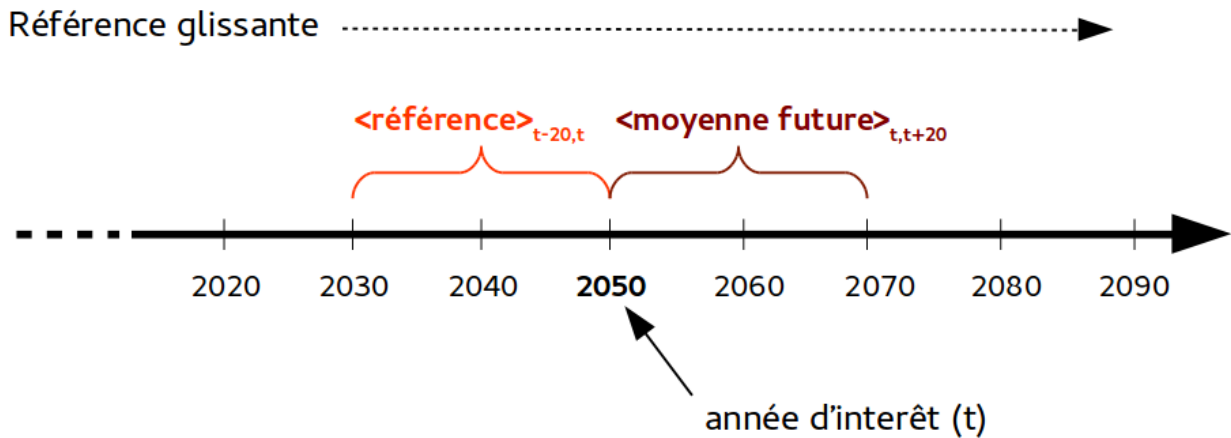


Figure 2.11 – Schéma simplifié représentant le principe de vitesse d'évolution avec une référence glissante : exemple de la vitesse calculée pour 2050 (en unités/20 ans).

de 60 ans. Nous considérons ici que cette échelle de temps est trop longue pour caractériser la mémoire d'un changement climatique (Garnier [2010], Chavaillaz [2016]), et donc la perception d'un changement important des extrêmes de climat. A contrario, les tendances étudiées sur des périodes de temps inférieures à 20 ans ne sont pas considérées comme robustes statistiquement, car elles se confondent avec la variabilité naturelle du système climatique, dominante à ces échelles (e.g. Liebmann et al. [2010]). Une fenêtre de 20 ans est également cohérente avec les périodes de références généralement utilisées dans les rapports de synthèse du GIEC. Enfin, cette fenêtre permet de comparer les vitesses en référence glissante obtenues avec les travaux de Chavaillaz et al. [2016b] et Chavaillaz et al. [2016a], et donc d'intégrer ce travail de thèse à la littérature déjà existante.

La sensibilité des résultats au choix de la durée de la période à considérer pour les références glissantes a été estimée et considérée comme négligeable. (Chavaillaz et al. [2016b]) montrent en effet qu'en utilisant une période de référence de 30 ans, les tendances générales de la vitesse d'évolution de la température moyenne sont similaires et plus marquées à long-terme, mais les tendances plus abruptes sont moins bien identifiées.

2.4.3 Changements rapides et significatifs

Comme décrit en Section 1.4.4, Hansen et al. [2012] analysent le réchauffement climatique par rapport à la variabilité historique des températures annuelles moyennes. Cela revient à étudier le décalage des distributions de températures par rapport à une période fixe dans le temps. Pour chaque année de 1955 à 2011, les auteurs calculent le rapport entre l'anomalie de température moyenne observée par rapport à la température moyenne sur 1951-1980, et l'écart-type de la distribution de température sur la période 1951-1980 (Figure 1.14). Comme considérée par les auteurs, l'amplitude de ce décalage peut constituer une représentation approximative de la façon dont les changements de température sont perçus entre la référence historique et l'année considérée (Hansen et al. [2012]). Dans l'étude proposée ici, nous avons repris cette méthode et l'avons adapté à nos questions de recherche. Pour chaque année, nous avons quantifié le rapport

entre $\Delta X_{[20]}$ et l'écart-type calculé sur les 20 ans précédents cette année. Cette approche permet de quantifier à quel point l'anomalie de température vécue les 20 prochaines années "sort" de la distribution tout juste vécue les 20 années passées.

En sciences du climat, la notion d'émergence associée à la quantification du ToE (Section 1.4.4) correspond à l'émergence du changement climatique d'origine anthropique par rapport à la variabilité naturelle du climat (Hawkins and Sutton [2012]). Dans cette thèse, nous ne quantifions pas l'émergence des changements par rapport à la variabilité naturelle du climat, mais par rapport à chaque période de 20 ans précédente. Cela signifie que, pour chaque année, la variabilité récente inclut nécessairement la variabilité naturelle et celle d'origine anthropique. Une forme d'émergence du changement par rapport aux conditions tout juste vécues est donc évaluée dans ce travail, puisque nous quantifions pour chaque année à quel point les changements "sortent" des 20 années précédentes. Nous analysons ainsi cette émergence des changements des extrêmes annuels de T et de WBGT, pour caractériser à quel point le réchauffement pourra être perçu décennie après décennie. Le calcul du ratio associé se fait via la formule :

$$\alpha_X(t) = \frac{\Delta X_{[20]}(t)}{\text{std}(X_{t-20,t})} \quad (2.8)$$

X correspond à la variable d'intérêt, ici T ou WBGT. $\text{std}()$ représente l'écart-type calculé sur les moyennes annuelles de chaque indicateur de la période considérée (i.e. les 20 ans précédents l'année t).

Des travaux récents ont mis en évidence la présence d'un "artefact statistique" associé à la standardisation basée sur une période de référence, telle que réalisée dans l'étude de Hansen et al. [2012]. En effet, Sippel et al. [2015] montrent que l'approche de normalisation des extrêmes par rapport à la variabilité inter-annuelle d'une période donnée conduit à une forte surestimation (jusqu'à +30%) dans la variabilité en dehors de la période de référence. Ce biais non-négligeable est donc à considérer dans le cas où cette approche est utilisée pour "détecter" des extrêmes inter-annuels et mettre en évidence des années extrêmes. Dans notre étude, la normalisation est appliquée aux changements, et non pas directement aux valeurs extrêmes. Elle est également utilisée pour apporter une information qualitative de changement éventuellement perçu, ainsi que pour comparer les régions du globe entre elles. Enfin, la période de référence utilisée n'est pas fixe dans le temps, ce qui permet de limiter les biais et incertitudes potentiellement associés à une seule référence fixe.

2.4.4 Exposition des populations à l'intensification des extrêmes

Depuis plusieurs décennies, de plus en plus d'études ont analysé l'exposition des populations à différentes conditions du climat et changements associés (e.g. Diffenbaugh et al. [2007a], Coffel et al. [2018], Dosio et al. [2018], Harrington and Otto [2018], King et al. [2018], Chavaillaz et al. [2019]). L'exposition (ou "exposure" en anglais) quantifie la fraction de population mondiale ou d'un seul pays, impactée par un certain changement climatique ou par l'occurrence d'un événement extrême. Cette exposition dépend ainsi des résultats physiques obtenus grâce aux observations ou simulations du climat, mais également de la démographie de la région considérée

(i.e. nombre d'individus et répartition). Ces données démographiques peuvent être obtenues par différentes institutions internationales telles que l'Organisation des Nations Unies (ONU). Les projections moyennes de l'ONU produisent l'estimation de l'évolution de la population annuelle de 1960 à 2050 (Figure 2.12a). Elles sont basées sur le développement de l'économie, les progrès technologiques, et les politiques d'atténuation des émissions éventuellement menées par pays. D'après ces projections, la population mondiale moyenne en 2050 est estimée à environ 9.5 milliards d'habitants. De manière cohérente, les projections de populations associées aux scénarios RCP sont estimées entre 8.5 et 12 milliards en 2100 (Figure 2.12b ; van Vuuren et al. [2011b]).

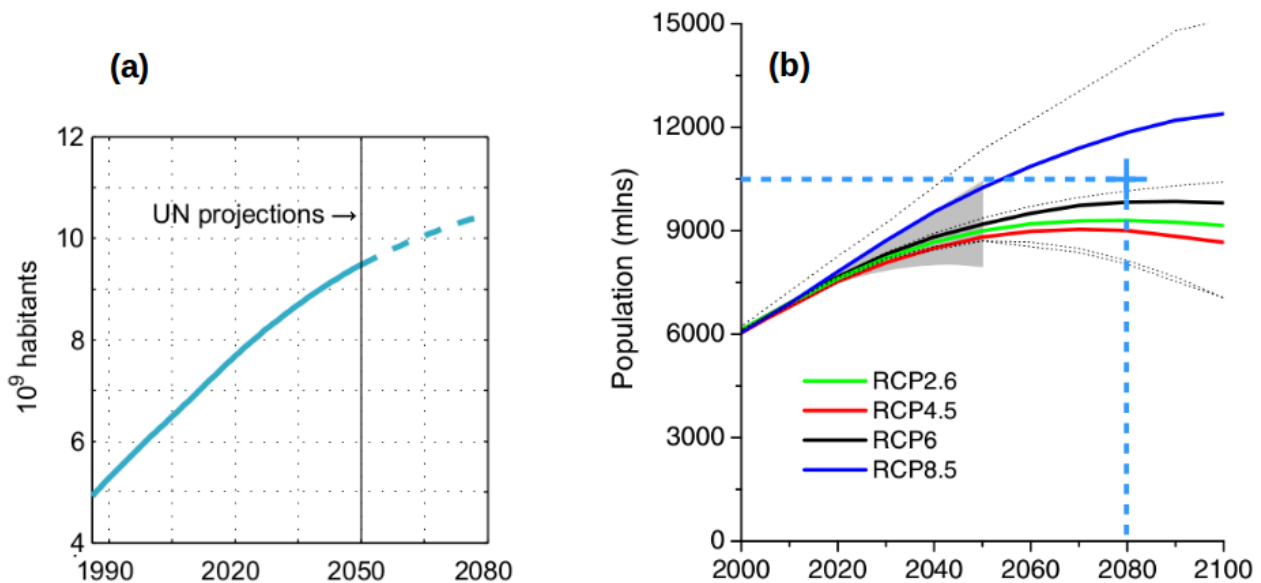


Figure 2.12 – (a) Estimations de la population mondiale en milliards d'habitants de 1990 à 2050 issues de l'Organisation des Nations Unies (ONU), et calculée de 2050 à 2080 avec le taux d'évolution moyen sur la décennie 2041-2050 (tiré de Chavaillaz et al., 2016). (b) Projections des populations en millions d'habitants de 2000 à 2100 selon les différents scénarios RCP (tiré de Van Vuuren et al., 2011). La valeur de 10.5 milliards en 2080 estimée d'après les projections de l'ONU en (a) est reportée en bleu clair sur la figure (b)

Dans notre étude, les indicateurs statistiques décrits précédemment renseignent sur les changements "absolus" du climat, mais ne prennent pas en compte les populations affectées par un certain changement des extrêmes de T et de WBGT. Dans le but d'une étude cohérente apportant des éléments sur l'évaluation d'une forme de perception humaine du réchauffement climatique, nous avons ainsi choisi de quantifier l'exposition des populations à des changements émergents mis en évidence au cours de notre analyse. Dans notre travail, les scénarios produits par l'ONU sont utilisés car ils offrent une population mondiale annuelle et par pays de 1960 à 2050. Nous faisons ici l'hypothèse qu'au delà de 2050, puisque les estimations de l'ONU ne sont pas disponibles, la population mondiale évolue jusqu'en 2080 avec le même rythme d'évolution que celui calculé sur la décennie 2041-2050. Dans cette hypothèse, la population mondiale en 2080 est alors estimée à 10.5 milliards d'habitants (Figure 2.12a). Cette hypothèse et cette évolution sont cohérentes avec les moyennes établies dans les scénarios RCP (Figure 2.12b).

Plus récemment, l'analyse de l'exposition des populations à un certain changement du climat au cours du 21^{ème} a été conduite à travers l'analyse des "Shared Socioeconomic Pathways" (SSP). Ces scénarios correspondent à des projections socio-économiques futures, utilisées pour développer de récents scénarios d'évolution des émissions d'origine anthropique et forçages radiatifs associés (O'Neill et al. [2014], Jones and O'Neill [2016], Riahi et al. [2017]). Ces scénarios fournissent l'évolution des données démographiques jusqu'en 2100, et prennent en compte de nombreux paramètres de développement comme la demande en énergie ou l'évolution du PIB. Cependant, les SSPs fournissent ces évolutions par intervalles de 10 ans, ce qui tend à réduire la précision de l'évaluation des changements éventuellement perçus, que nous cherchons à quantifier pour chaque année. Pour cette raison, nous avons donc choisi de quantifier l'exposition des populations à des changements glissants rapides et/ou émergents avec les estimations fournies par l'ONU (Figure 2.12).

2.5 Summary of Chapter 2

- **The main idea of the PhD is to investigate the possible perception of the global warming over the entire 21st century. We want to assess if the perceived change will be more or less severe for populations when accounting for humidity variations.**
- This is a climate study, and the perception analysed does not account for human factors. A set of different physical and statistical indicators is used to investigate a possible "severity" of the change, both at global and regional scales.
- The heat stress previously described is analysed using the simplified Wet-Bulb Globe Temperature index (WBGT). This index quantifies the intense temperature and humidity effects on people, and provides an approximated climate conditions "feel-like" of populations. Its wide used also enables this PhD to be included in a wider scientific context.
- We focus on temperature (T) and WBGT extremes, since they present severe risks for populations and are particularly felt by populations compared to annual means.
- Climate simulations of 12 CMIP5 models are used and analysed between 1959 and 2100. This subset well represent the mean climate representation from CMIP5. Multi-model analyses further the confidence in the results presented in Chapter 3 and Chapter 4.
- Surface air relative humidity (RH) and its changes modulate T extremes current occurrences and future evolutions. Here we investigate how RH and its future changes will affect the future change of WBGT extremes, as well as its role in the current annual phasing/time-lag between T and WBGT extremes (**Chapter 3**).

- A running baseline approach is used to quantify the speed of evolution of both extremes. This allows us to determine how fast the near-future change will be relative to recent years, for each year between 1979 and 2080. These speeds are also compared to the recent variabilities, in order to characterize how near-future changes of T and WBGT extremes will emerge from the recent conditions experienced by populations (**Chapter 4**).

Chapitre 3

Changement des extrêmes de température et de stress thermique : le rôle de l'humidité relative

L'évaluation et la quantification de l'effet des variations d'humidité relative sur l'occurrence annuelle et les projections futures de stress thermique extrême constituent l'axe principal de ce premier chapitre d'analyses. Comme explicité dans le Chapitre 2, et par définition, le stress thermique est un indicateur plus proche du ressenti humain des conditions climatiques que la température. Les valeurs extrêmes du climat sont également particulièrement perçues par les populations, contrairement aux moyennes annuelles qui caractérisent une notion plus abstraite en termes de vécu. Cependant, l'effet des variations d'humidité sur l'occurrence et l'évolution des extrêmes de stress thermique est peu étudié, car les variations de température sont considérées comme de premier ordre dans l'occurrence et le changement futur de stress thermique. Le travail central de ce chapitre est un article publié dans *Geophysical Research Letters* en 2019. Cet article décrit le rôle de l'humidité relative (RH) dans l'éventuelle cooccurrence annuelle des extrêmes de température (T99) et des extrêmes de Wet-Bulb Globe Temperature simplifié (W, et W99 pour les extrêmes). La contribution des changements de RH dans les changements futurs de W99 est également analysée, en particulier sur les changements de seuils d'alerte liés au stress thermique.

Les changements moyens annuels et saisonniers sont décrits dans une première partie, afin de fournir une première estimation des changements moyens simulés en température et en stress thermique. L'approche conduite est détaillée dans un second temps. L'article associé décrit ensuite les résultats majeurs obtenus (ci-après appelé "Article 1"). Enfin, différents éléments publiés en informations supplémentaires de l'Article 1, ainsi que des analyses supplémentaires réalisées dans ce travail de thèse sont détaillés et discutés dans une dernière partie.

3.1 Changements moyens et saisonniers de température et de stress thermique

Les analyses de T et de W sont réalisées sur les simulations de 12 modèles CMIP5 décrits dans les Section 2.3.1 et 2.3.2. Ces simulations sont considérées ici à l'historique (1979-2005) et pour le scénario futur RCP8.5 (2006-2100). Dans les modèles sélectionnés, le nombre de réalisations effectuées par chaque groupe de modélisation varie entre 1 et 5 (voir Section 2.3.1).

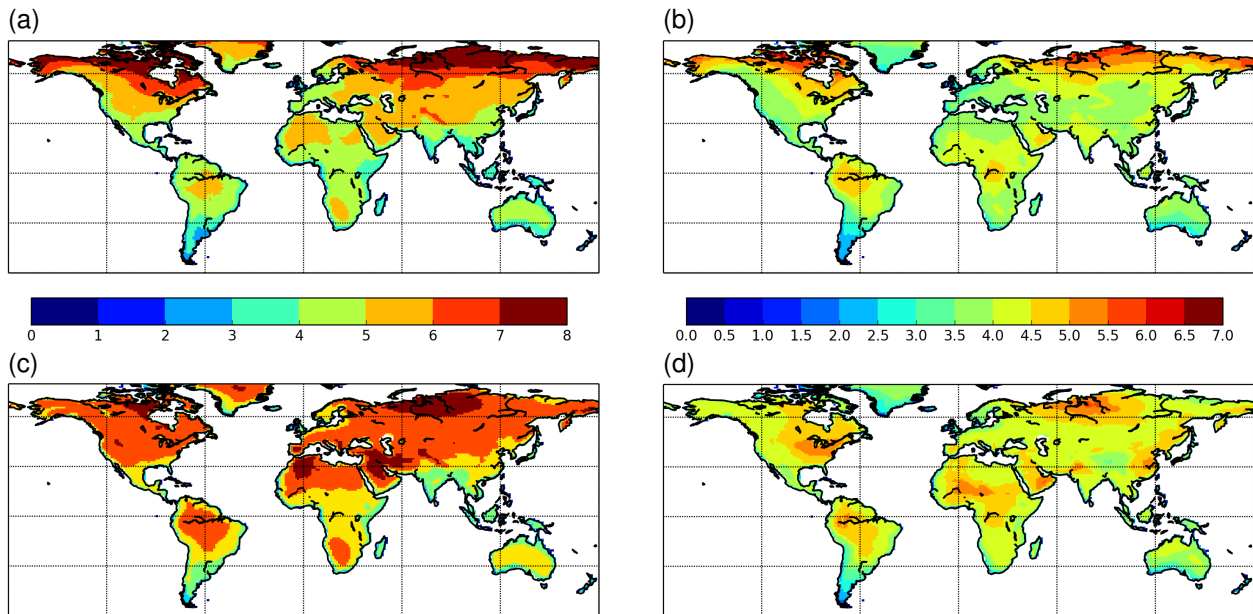


Figure 3.1 – *Changements simulés en moyenne multi-modèle entre 2074-2100 et 1979-2005 sous le scénario RCP8.5 de : (a) température moyenne annuelle, (b) W moyen annuel, (c) températures supérieures au 75ème percentile annuel, (d) W supérieurs au 75ème percentile annuel. Les points noirs indiquent une moyenne multi-modèle au moins supérieure à 2 fois l'écart-type entre les modèles. Les changements de température sont indiqués en °C et les changements de W sont en unité de W.*

La Figure 3.1 représente la structure spatiale du réchauffement moyen annuel et *estival* au-dessus des continents pour le scénario RCP8.5. La saison *estivale* est ici définie comme les valeurs supérieures au 75ème percentile annuel pour chaque point de grille (i.e. les 25% annuels ou les 3 mois les plus chauds). Cette approche permet de s'affranchir des différences de saisonnalité entre les moyennes latitudes et les tropiques, et la "symétrie" annuelle des saisons chaudes et froides entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. Les moyennes multi-modèles confirment un réchauffement annuel global entre 1979-2005 et 2074-2100 avec le scénario RCP8.5 (Figure 3.1a et 3.1c). Le réchauffement annuel maximal est atteint sur l'ensemble des hautes latitudes nord, avec une valeur de +8°C en presque 100 ans (Figure 3.1a). Les changements de température des 3 mois les plus chauds présentent une répartition géographique différentes des moyennes annuelles, et le maximum de réchauffement futur en été est très localisé au nord de la Sibérie. En stress thermique, les projections du W montrent également une intensification future en moyenne multi-modèle. Les modèles simulent jusqu'à +7 unités de W d'augmentation moyenne dans les hautes latitudes nord (Figure 3.1b). Pour les 3 mois les plus intenses en W, l'augmentation semble légèrement plus élevée dans le futur qu'en moyenne annuelle à l'échelle globale, en particulier dans les régions du Sahel et de l'Arabie (Figure 3.1d).

Ces analyses des changements moyens et saisonniers de T et de W ne constituent pas un axe central, mais elles permettent d'illustrer les caractéristiques principales des changements globaux simulés dans les modèles CMIP5. Les distributions géographiques associées montrent ici que les changements en moyenne annuelle diffèrent des projections saisonnières estivales. D'autre part, elles mettent en évidence des régions présentant des comportements différents entre les changements futurs de T et de W.

3.2 Méthodes utilisées

Dans ce Chapitre 3, nous nous proposons d'étudier ces différences de comportement, en axant nos analyses sur les valeurs extrêmes de T et de W, et sur le rôle associé de RH et de ses changements. Afin de quantifier l'effet des variations d'humidité, deux approches se distinguent : **(1)** l'analyse des cycles saisonniers, dans le but de mettre en lumière le rôle de RH dans l'occurrence annuelle de W99 ; **(2)** l'étude des changements futurs de RH et du W99 correspondant.

L'analyse des cycles saisonniers est réalisée sur les variables de température (T), d'humidité relative (RH), et de Wet-Bulb Globe Temperature simplifié (W). Ces cycles sont calculés et moyennés sur une période de 27 ans, qui correspond à la période historique sélectionnée de manière cohérente avec les observations WFDEI pour comparaison (i.e. 1979-2005). Dans le futur, les cycles saisonniers simulés sont moyennés sur la période 2074-2100, c'est-à-dire sur la période future correspondante de 27 ans. Pour comparer les cycles saisonniers des trois variables les uns avec les autres, chaque valeur de chaque cycle saisonnier est normalisée entre 0 et 1. Pour cela, et pour chaque variable, le minimum annuel est soustrait à chaque valeur du cycle saisonnier, puis l'ensemble est divisé par l'amplitude annuelle (i.e. la différence entre la valeur maximale et la valeur minimale). Cette méthode permet d'analyser les évolutions relatives de T, RH et W au cours de l'année, malgré leurs différences d'unités. Les valeurs absolues sont néanmoins conservées et étudiées (voir Table 2 dans les "Supporting Information" de l'Article 1). L'étude des cycles saisonniers et de leurs changements est conduite à l'échelle régionale, du fait d'une saisonnalité très différente d'une région à l'autre.

La contribution des changements futurs de RH dans les changements de W99 est également quantifiée. Pour cela, nous analysons les changements futurs des conditions de RH (et de T) en situation de W99. Pour quantifier plus précisément les changements de W99 associés aux changements de RH, un W99 théorique futur est calculé. Il est obtenu à partir des températures en situation de W99 (ci-après T_{W99}) moyennées entre 2074 et 2100, et des humidités relatives en situation de W99 (i.e. RH_{W99}) moyennées entre 1979 et 2005. De cette manière, W99 et son changement associé sont obtenus pour un futur théorique où T évoluerait sans modification de RH. Le W99 théorique est ensuite comparé au W99 calculé à partir des projections futures CMIP5 de T et de RH, ce qui permet de quantifier l'effet de RH sur $\Delta W99$.

3.3 Article 1 : Investigating the role of the relative humidity in the co-occurrence of temperature and heat stress extremes in CMIP5 projections

La revue *Geophysical Research Letters* publie des articles scientifiques à format court (moins d'une dizaine de pages) issus de sujets de recherche en sciences du climat et en géosciences. Cette revue se veut à fort impact scientifique, dont le court format doit permettre une visibilité et une diffusion importantes des connaissances scientifiques. Dans cette partie, je présente l'article qui y a été publié en 2019 pour partager les résultats obtenus avec la communauté qui étudie les extrêmes de chaleur passés, présents et futurs. Cet article, et les compléments d'information associés (i.e. "Supporting Information"), sont principalement centrés sur l'analyse des différents indicateurs définis dans la Section 3.2 précédente.



RESEARCH LETTER

10.1029/2019GL084156

Investigating the Role of the Relative Humidity in the Co-Occurrence of Temperature and Heat Stress Extremes in CMIP5 Projections

Audrey Brouillet¹  and Sylvie Joussaume¹¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE-IPSL), CEA/CNRS/UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

Key Points:

- Temperature and heat stress extremes tend to co-occur in mid-latitudes but are time-lagged in the tropics due to relative humidity
- The projected drying (wetting) weakens (strengthens) the heat stress intensification in midcontinental regions (northeastern Africa)
- Despite this weakening effect, future heat stress is projected to reach the most dangerous health thresholds in the tropics

Supporting Information:

- Supporting Information SI

Correspondence to:

A. Brouillet,
audrey.brouillet@lsce.ipsl.fr

Citation:

Brouillet, A., & Joussaume, S. (2019). Investigating the role of the relative humidity in the co-occurrence of temperature and heat stress extremes in CMIP5 projections. *Geophysical Research Letters*, 46. <https://doi.org/10.1029/2019GL084156>

Received 18 JUN 2019

Accepted 16 SEP 2019

Accepted article online 15 OCT 2019

Abstract Heat stress is expected to intensify, since temperatures are projected to increase during the 21st century. We investigate the assumed co-occurrence of annual extremes of temperature and one heat stress metric and assess the effect of relative humidity variations on the heat stress changes. We show in CMIP5 simulations that both extremes tend to co-occur in Europe and northern America, when the conditions are the hottest and the driest. However, extreme seasons occur later for heat stress than temperature by up to 2 months within the tropics. By 2100, models project a drying that hampers the increase in heat stress extremes. Within northeastern Africa, the slight projected wetting enhances the warming effect on the heat stress changes and induces the maximum heat stress intensification. Models are generally able to represent the phasing of both extremes compared to observations, with large uncertainties over regions experiencing the greatest future heat stress intensification.

Plain Language Summary Temperature and heat stress extremes are projected to intensify in the future. However, the occurrence and the changes in heat stress extremes also depend on humidity variations. We show that both extremes tend to co-occur during the year in mid-latitudes, but extremes of heat stress tend to occur later than temperature extremes in the tropics, when the relative humidity is annually higher. We also show in future climate simulations that the global projected drying that strengthens the increase in temperature extremes weakens the intensification of heat stress extremes. Nevertheless, this does not prevent risk for health, particularly in tropical areas.

1. Introduction

Global mean temperatures are very likely to continue rising during the 21st century (Collins et al., 2013). As global climate is expected to warm in the future, the ensuing heat stress, the well-established combined effect of temperature and humidity on human health, is projected to increase. This heat stress is projected to intensify health risks for population and to decrease labor capacity, particularly over tropical and subtropical areas (Dunne et al., 2013; Zhao et al., 2015). Moreover, the preferential warming of the hot tail of temperature distributions tends to increase the magnitude, frequency, and duration of extremes (Alexander et al., 2006; Meehl, 2004). In previous studies, it was shown that the greatest increase of temperature extremes over land is due to the largest associated drying in midcontinental areas such as Europe, northern America, and Amazonia (Donat et al., 2018; Fischer & Schar, 2010). However, the near-surface relative humidity (RH) and its annual and interannual variations are often overlooked when studying the evolution of the heat stress (Diffenbaugh et al., 2007; Fischer & Knutti, 2013). Yet the impacts of hot extremes on physiology and health can be exacerbated by elevated ambient humidity (Chen et al., 2018; Mora et al., 2017), and a stronger interest in the contribution of the projected changes in humidity is needed.

In this paper, we investigate the potential co-occurrence of extremes of temperature and extremes of the simplified Wet-Bulb Globe Temperature, a commonly used heat stress indicator (Australian Bureau of Meteorology, 2010; Yaglou & Minard, 1957). We compare their projected changes during the 21st century in order to assess how they are spatially and temporally related. We also analyze the effect of RH variations on the heat stress changes and assess whether the changes in humidity enhance or hamper the global warming effect on the changes in heat stress extremes.

©2019. The Authors.

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs License, which permits use and distribution in any medium, provided the original work is properly cited, the use is non-commercial and no modifications or adaptations are made.

2. Data and Methods

2.1. Simulated and Observed Data

We analyze data of near-surface air temperature (T), RH, and associated simplified Wet-Bulb Globe Temperature (W) from 1979 to 2100. W is calculated using the simplified equation:

$$W = 0.567 \times T + 0.393 \times VP + 3.94$$

with W in no unit or units of W , T the near-surface air temperature (in $^{\circ}\text{C}$), and VP the air vapor pressure (in hPa). VP and RH are calculated from daily data of specific humidity (q), sea-level pressure (slp), and T (see Methods in the Supporting Information). Twenty CMIP5 (Taylor et al., 2012) general circulation models (GCMs) provide daily q , slp, and T between 1979 and 2100. We selected one GCM per modelling group among these 20 models and retained 12 GCMs for our multimodel analysis (Table S1). Some models provide several realizations. For these models, each realization is weighted by the total number of realizations available for the model, in order to equally represent all GCMs in multimodel mean values (Chavaillaz et al., 2016). We chose the RCP8.5 scenario since it provides clearer signals as a response to the largest projected warming.

We also compare simulations over the historical period with the WATCH-Forcing-Data-ERA-Interim (WFDEI) observations (Weedon et al., 2014). This data set presents an observation-based estimate of the daily data we use from 1979 to 2014, and the historical period is thus defined between 1979 and 2005 in this study. WFDEI and CMIP5 simulations are bilinearly interpolated onto the CCSM4 $1.25^{\circ} \times 0.9375^{\circ}$ spatial grid to compute the multimodel means and investigate the comparison with observations and the intermodel comparison.

2.2. Annual Extremes and Related Variables

Heat stress indicators are usually discussed by comparing their values to absolute danger thresholds defined in health studies (Kjellstrom et al., 2009). However, this approach can be limited by model biases (Zhao et al., 2015), population acclimatization (Bowler, 2005), and heat stress index choices (Buzan et al., 2015). Here we do not analyze the frequency of occurrence of the different classes but focus on projected anomalies of extreme values of W . For each model, the annual extremes are calculated as the average of daily values of T and W above the annual 99th percentile, for each year from 1979 to 2100 (hereafter T_{99} and W_{99}). Temperature and RH during days of W_{99} are extracted ($T_{W_{99}}$ and $RH_{W_{99}}$), in order to assess their contribution to annual W_{99} occurrence and evolution. Mean changes between the historical (1979–2005) and future (2074–2100) periods are calculated as ΔT_{99} , ΔW_{99} , $\Delta T_{W_{99}}$, and $\Delta RH_{W_{99}}$. Note that we find similar but weaker signals when using the annual 95th or 98th percentiles in the definition of extremes (not shown here).

3. Results

3.1. Future Projected Changes in Extremes

The multimodel mean ΔT_{99} over land between historical and future in Figure 1a exhibits the largest warming ($\geq +6.7$ – 8.3 K) in midcontinental regions such as Europe, the Amazon basin, and northern America, consistent with previous papers (Fischer & Knutti, 2013; Zhao et al., 2015). When comparing ΔT_{99} to the multimodel changes in annual mean temperature (Figure 1c), the greatest differences between extreme and mean changes are located over midcontinental areas. In these regions, T_{99} increases by 2–3 K more than the annual mean. This regional amplification of ΔT_{99} compared to the annual mean changes can be explained by the enhancing effect of the drying during the hottest days of the year. The soil-moisture deficit during summer leads to a reduction in cooling evapotranspiration that amplifies the increase in temperature extremes (Donat et al., 2018; Fischer & Schar, 2010; Hirschi et al., 2011). Note that the magnitude of the differences may be biased by using the annual mean rather than the mean over the hottest season. As an example, in northern high-latitudes, the stronger projected warming during winter induces the negative values exhibited in Figure 1c. For latitudes above 60°N , the annual mean temperature increases more than annual extremes over land. This is due to a stronger projected warming during winter (Screen & Simmonds, 2010). In this paper, we do not focus on high-latitudes, since the values of temperature and heat stress extremes remain too low to refer as a severe source of risk for human health (Kjellstrom et al., 2009).

Figure 1b shows different spatial patterns of ΔW_{99} compared to ΔT_{99} . The greatest intensification of heat stress extremes over land is located within northern Siberia, northern Sahelian Africa, Arabia, Amazonia, and eastern China, with an increase higher than +5.7 units of W (consistent with Zhao et al., 2015). The global maximum ΔW_{99} located over Amazonia and Siberia are associated to a maximum ΔT_{99} (Figures 1a

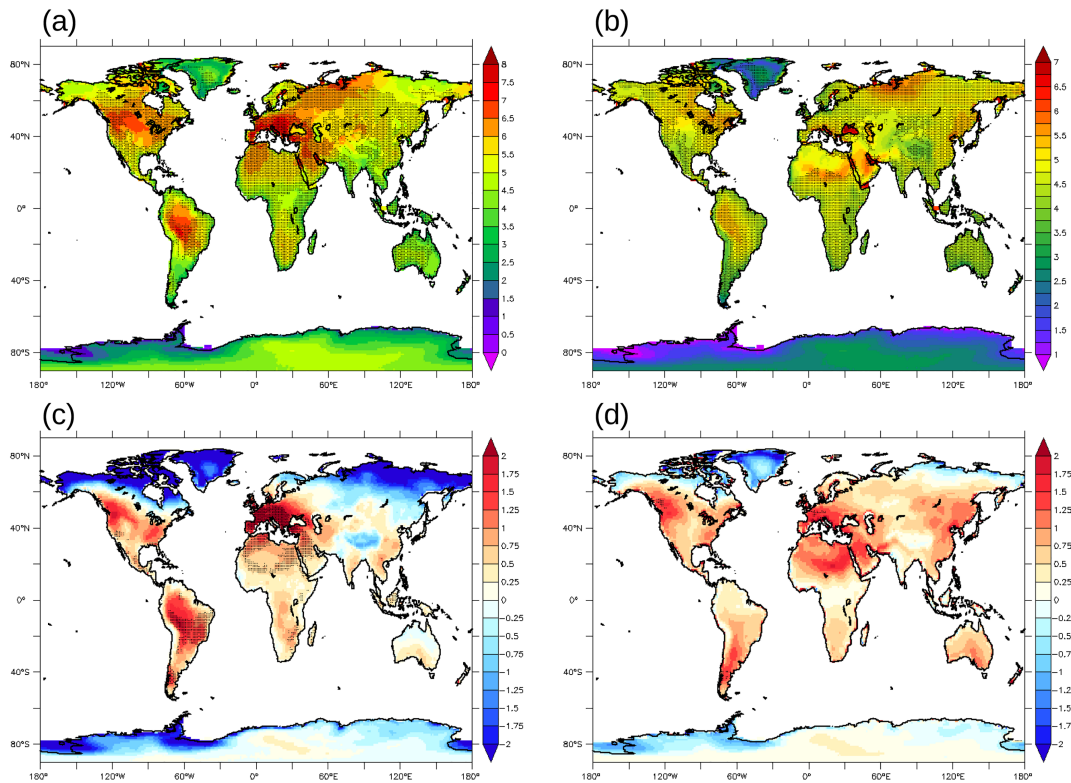


Figure 1. Multimodel ensemble mean change between 1979–2005 and 2074–2100 periods of daily values above the annual 99th percentile for the RCP8.5 scenario for (a) temperature (ΔT_{99}), and (b) heat stress (ΔW_{99}). (c) Difference between ΔT_{99} and the multimodel annual mean temperature. (d) Same as (c) but for the heat stress. Stippling indicates where the multimodel ensemble mean change is twice greater than the intermodel spread (calculated as the standard deviation of the 12 general circulation models historical means) in (a) and (b), and once greater than the intermodel spread in (c) and (d).

and 1b). However, the high values of ΔW_{99} in Sahelian Africa and Arabia do not spatially correspond to high ΔT_{99} values, while global maximum ΔT_{99} located in Europe does not coincide with the strongest ΔW_{99} . Moreover, the greatest difference between ΔW_{99} and annual mean changes is not necessarily associated to the greatest ΔW_{99} (Figure 1d), contrary to temperatures. We thus choose to focus on three regions to highlight three different types of changes during the 21st century when comparing heat stress to temperature (see boxes in Figure 2b). First, Europe does not show a severe multimodel W_{99} increase but exhibits an important difference with respect to the annual mean W changes ($\geq +1.25$ units) and shows the maximum ΔT_{99} over land, particularly in the south. Second, the Sahelian Africa to Arabia region (hereafter the SAA region) shows both the largest ΔW_{99} and the greatest difference with the mean W changes ($+1.75$ units) but is not a particular ΔT_{99} hot spot. Finally, the Amazon basin shows one of the strongest intensification in W_{99} , a small difference with the mean increase ($\leq +0.8$ units) and a severe ΔT_{99} . These different behaviors highlight that the largest ΔW_{99} is not linearly linked with the maximum ΔT_{99} and suggest a strong spatial and temporal effect of RH changes.

3.2. Contribution of T and RH to ΔW_{99}

In order to assess the three above-mentioned behaviors, the relative contribution of T and RH to ΔW_{99} is analyzed. The global patterns of changes of $T_{W_{99}}$ and $RH_{W_{99}}$ occurring in W_{99} conditions are displayed in Figure 2.

In Europe, $T_{W_{99}}$ strongly increases between historical and future periods ($\Delta T_{W_{99}} \geq +7$ K) but does not lead to the maximum ΔW_{99} over land (≤ 4.9 units of W). This first can be explained by the relatively low historical $T_{W_{99}}$ in this region. Indeed, for the same warming, W_{99} increases more at higher temperature and humidity conditions due to the Clausius-Clapeyron effect (Fischer et al., 2012). Therefore, despite having the global largest projected $\Delta T_{W_{99}}$ (Figure 2a), the lower historical $T_{W_{99}}$ temperature in Europe compared to the tropics induces a relatively moderate ΔW_{99} . The second explanation is that models project a future drying during days of W_{99} , with a multimodel $\Delta RH_{W_{99}}$ of -13% (Figure 2b). Although this drying enhances the

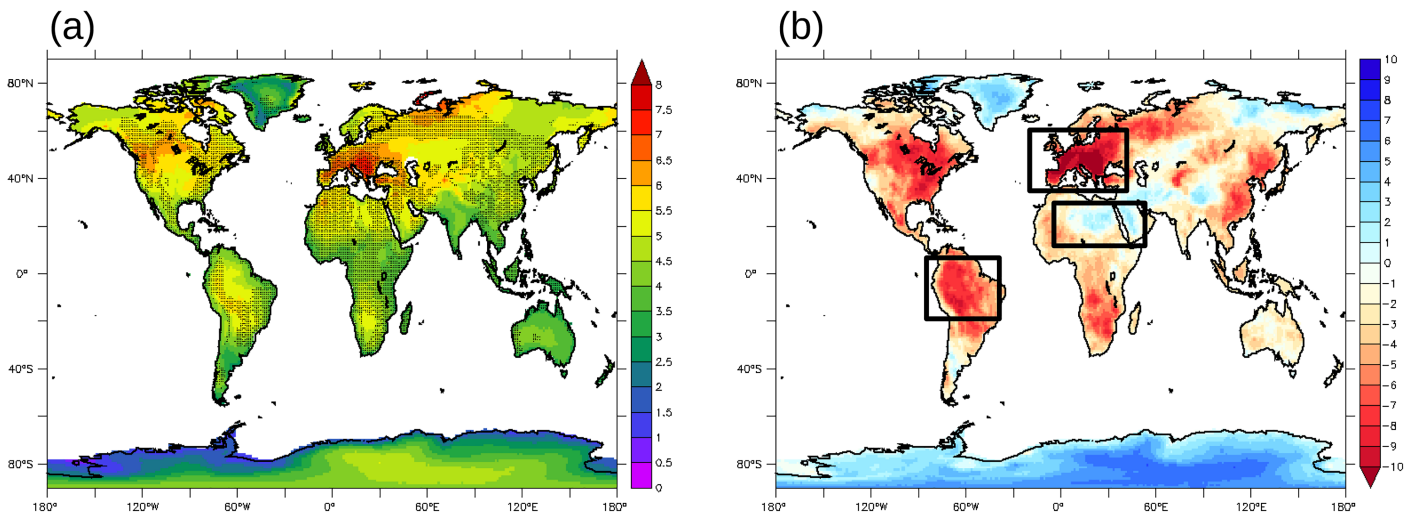


Figure 2. Multimodel ensemble mean change of (a) temperature (ΔT_{W99} , in K), and (b) relative humidity (ΔRH_{W99} , in absolute %) during W99 conditions. Stippling indicates where the multimodel mean change is twice greater than the intermodel spread. Boxes in (b) indicate regions used for further analysis in Figures 3 and 4.

T99 warming, it attenuates the W99 intensification. As previously studied, this drying is due to a decrease of soil evaporation and a corresponding decrease of the latent heat flux during summer that further increases temperature during the warmest days of the year (Donat et al., 2018; Vogel et al., 2017).

In Amazonia, ΔT_{W99} does not exceed +5.5 K, and ΔRH_{W99} decreases by more than 8% (Figure 2b). During the historical period, T_{W99} are relatively high and the region remains humid in the future even with dryer conditions during W99. As a consequence, the Amazon basin is projected to experience one of the global maximum W99 intensifications ($\Delta W99 = +5.5$ units of W), despite a strong associated drying.

Within the SAA area, ΔT_{W99} does not exceed +4.5 K, but RH_{W99} is projected to slightly increase by 1% to 3% in this specific region (Figure 2b). The global maximum $\Delta W99$ over the SAA region shown here is due to the slight projected increase in RH that enhances the warming effect on $\Delta W99$. The multimodel mean patterns show a small spatial shift between ΔRH_{W99} and $\Delta W99$ in the SAA region (Figures 1b and 2b). However, the model per model analysis exhibits a good accordance between regional patterns of global maximum $\Delta W99$ and positive ΔRH_{W99} (Figures S1 and S2). The positive correlation between evolutions of W99 and RH_{W99} within the SAA region from 1979 to 2100 is also robust model per model (Figure S3).

Here we confirm the nonlinearity expected between $\Delta W99$ and $\Delta T99$ (Davies-Jones, 2008; Matthews et al., 2017), and we show the important role played by RH variations, particularly within regions with the largest $\Delta W99$. Moreover, T_{W99} is not projected to increase as much as the annual T99 over land between 60° S and 60° N (Figures 1a and 2a). This suggests that T_{W99} and the associated W99 may not necessarily co-occur with T99 during the year.

3.3. Historical and Future Seasonal Cycles of W, T, and RH

We study the potential phasing between annual T99 and W99 by analyzing the seasonal cycles of W, T, RH, and their future changes for Europe, Amazonia, and the SAA region. This analysis quantifies how seasons of highest T and highest W are phased, which only provides an estimation of the mean phasing between T99 and W99. In order to compare their seasonality and their changes, W, T, and RH are normalized between 0 and 1, subtracting the annual mean from each daily value and dividing it by the difference between annual maximum and minimum (the real values described in this section refer to Table S2). Such analyses require a model per model approach, and mean cycles over both historical and future periods for each model are calculated. We describe the CCSM4 seasonal cycles in the main paper (Figures 3a to 3c), since this GCM exhibits the best agreement with observations among CMIP5 models for temperature and precipitation (Knutti et al., 2013). Cycles for all of the 12 models are displayed in Figures S4, S5, and S6. Historical cycles computed using the WFDEI data set are also displayed in Figures 3d to 3f.

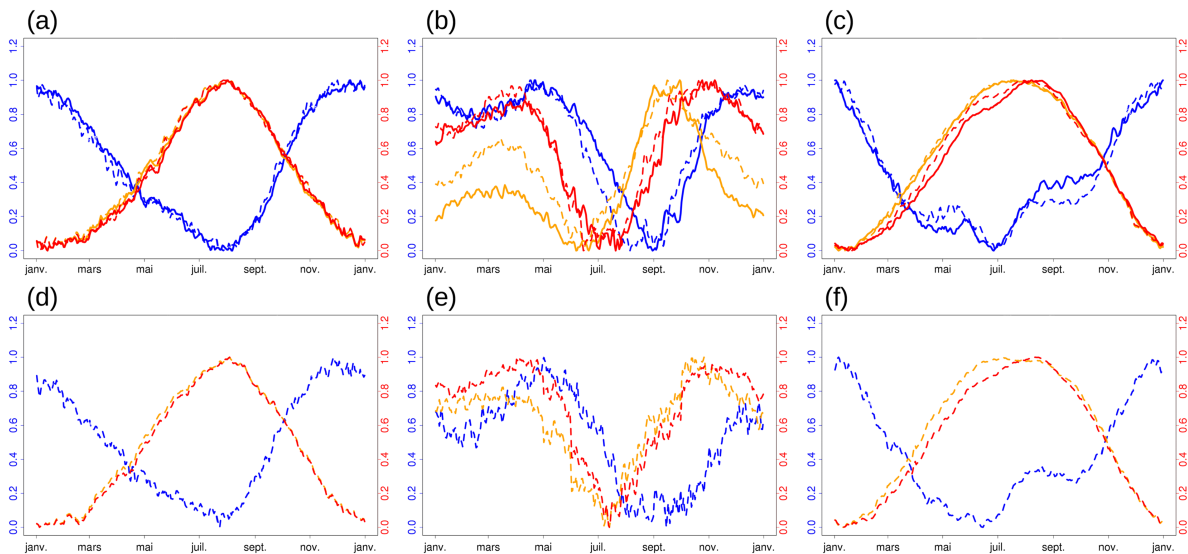


Figure 3. Mean seasonal cycles of W (red), T (orange), and RH (blue) over the 1979–2005 period (dashed lines) and the 2074–2100 period (solid lines) for the CCSM4 model within (a) Europe, (b) Amazonia, and (c) the Sahel to Arabia region. (d–f) Same as (a–c) but for WATCH-Forcing-Data-ERA-Interim observations (1979–2005). Annual cycles are unitless and normalized between 0 and 1, subtracting the annual mean from each daily value and dividing it by the difference between annual maximum and minimum. Real values of W, T, and RH are displayed in Table S2.

In Europe, W, T, and RH are seasonally well correlated in both observations and GCMs (Figures 3a, 3d, and S4). The annual highest W occurs between June and August, when T is the highest (mean annual maximum = 21 K for CCSM4 in Table S2) and RH the lowest ($\leq 64\%$), since high T drives the annual extremes of W in this region (Buzan et al., 2015). We show that highest values of T and W co-occur during summer in this region (as for northern America, not shown here). Models represent the historical mean seasonal cycles well compared to the WFDEI data set in both magnitude and phasing, except for CanESM2, IPSL-CM5A-MR, and MRI-ESM1 that simulate the annual minimum RH earlier by 1 month compared to observations (Figure S4). In the future, T increases and the associated summer RH between historical and future drops by 9%. As a consequence, this drying dampens the warming effect on the associated W99 intensification. Previous papers have shown that a larger land-ocean contrast in the lower tropospheric summer warming, as well as a faster and earlier decline of soil-moisture due to the precipitation decrease during spring, primarily drive the projected summer RH decrease in Europe (Donat et al., 2018).

Figures 3b and 3e show the seasonal cycles for the Amazon basin for CCSM4 and WFDEI and exhibit more complex cycles of W, T, and RH. During the historical period, annual highest W can occur during March-to-May and October-to-December (OND) seasons but do not co-occur with annual maximum T. The March-to-May intense W is due to both high T and high RH values, while the OND high W season is associated with hotter but dryer conditions (Table S2). The seasonal cycles simulated by the models are time-lagged compared to the observations. The spread among models is also bigger than for Europe. CCSM4 robustly represents the seasonal cycles despite dry and cold biases (Table S2). In the future, temperature increases with a preferential warming during the July-to-October (JASO) dry season. This preferential warming leads to the future occurrence of highest W values only during the OND season. However, the associated drying by -11% hampers the effect of the greater OND warming on the W increase and dampens the annual highest W intensification in this region. This effect is illustrated by a lower increase in the seasonal variability of W compared to the variability of T (Figure 3b). No study assesses the RH variability over the Amazon basin. This variability is explained here through the analysis of precipitation variability, since the RH and precipitation annual cycles are seasonally well correlated in both WFDEI and GCMs (not shown here). Moreover, in the future, CMIP5 models project a negative annual mean ΔRH , which is associated with a decrease in annual mean precipitation, soil-moisture, evaporation, and river runoff (Collins et al., 2013; Kirtman et al., 2013). Therefore, the projected greater reduction of rainfall during the JASO dry season compared to annual mean (Marengo et al., 2012) may explain the decrease of RH_{W99} and RH_{T99} (Table S2). It was shown in recent decades that the warmer than average tropical Atlantic sea surface temperatures lock the Intertropical Convergence Zone more to the north during JASO and cause the observed drying over Amazonia (Gloor et al.,

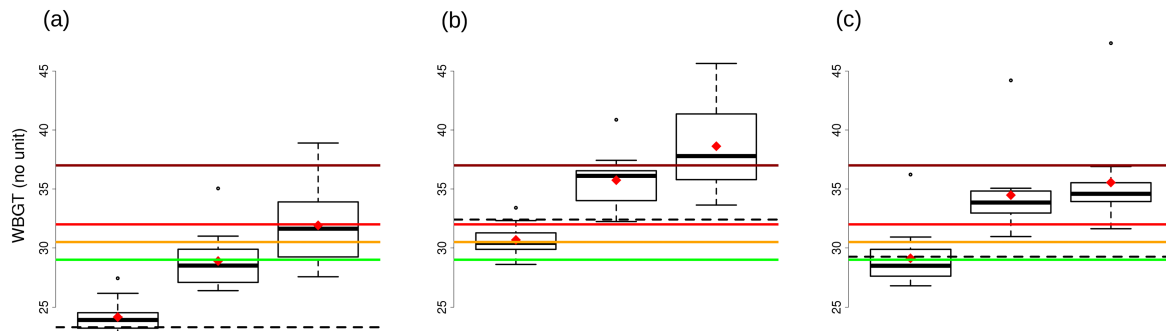


Figure 4. Boxplots of the 12 general circulation models regional mean W99 in unit of W, for (a) Europe, (b) Amazonia, and (c) the SAA region. In each panel: (left boxplot) historical W99, (middle boxplot) future projected W99, (right boxplot) theoretical future W99theo. The solid thick black lines in each boxplot represent the multimodel medians, and the red diamonds represent the multimodel means. The black dashed line in each panel corresponds to the historical WATCH-Forcing-Data-ERA-Interim mean W99. Colored lines show the risk levels of W defined in Kjellstrom et al. (2009) for a medium physical activity: 29 units of W (green line), 30.5 (orange), 32 (red), and 37 (dark red).

2015; Marengo & Espinoza, 2016; Yoon & Zeng, 2010). In the future, models simulate an accelerated sea surface temperatures warming over much of the tropical Atlantic, suggesting a more pronounced northward Intertropical Convergence Zone shift during JASO (Good et al., 2008). Despite large uncertainties among models, this is consistent with the projected decrease in rainfall and RH.

Within the SAA region, the season of intense W occurs in August, when the summer values of T start to decrease and the annual lowest RH starts to increase (Figures 3c and 3f). This induces a delay between annual maximum T and W from 2 weeks to 2 months depending on the models (Figure S6). Models represent T and W seasonal variabilities well but agree less for the RH cycle compared to observations, with only 5/12 models showing the annual RH bump between July and September exhibited in WFDEI (Figure 3f). At the end of the 21st century, there is no significant change in the seasonal cycle of T, and the region seems to warm homogeneously throughout the year (similar values as in Figure 1c). Nevertheless, Figure 3d shows a late summer RH increase in the future, which is consistent with the slight positive ΔRH_{W99} of +1–3% (Figure 2b). In this region, the projected increase of RH enhances the warming effect on $\Delta W99$ and leads to the global maximum projected $\Delta W99$ over land. This late-summer RH increase enhancement in the future can be explained by a reinforcement of the mean moisture transports over Sahel from Atlantic and Mediterranean sources, associated with rainfall surpluses in the eastern part of the desert (Biasutti, 2013; Monerie et al., 2012). This strengthening can be favored by different mechanisms such as a greater surface warming over the continent, a northward migration, and a more intense circulation of the West African Monsoon that induces a spring drying and a fall wettening in the future (Fontaine et al., 2011; Monerie et al., 2013).

3.4. Quantification of the Effect of RH Variations on $\Delta W99$

To quantify the dampening/enhancing effect of ΔRH on $\Delta W99$, we compute a theoretical future mean heat stress extreme ($W99_{theo}$) in a world experiencing the same global warming but no change in RH. $W99_{theo}$ is calculated by combining annual RH_{W99} averaged over the 1979–2005 period and annual T_{W99} averaged over 2074–2100. Since models locate different magnitudes of the positive/negative ΔRH_{W99} at different grid cells, $W99_{theo}$ is calculated model per model. Figure 4 displays for Europe, Amazonia, and the SAA regions the multimodel boxplots of the regional mean historical W99 values (left boxplot of each panel), the projected future W99 (middle boxplot), and the theoretical projected $W99_{theo}$ (right boxplot). Values for each model are shown in Figure S8.

In Europe, due to the hampering effect of the projected drying, $\Delta W99$ is modulated by -5.1 to $+1.06$ units of W depending on the model, with a multimodel median of -2.72 units (Figures 4a and S7a). We show that historical mean W99 values from the models are good compared to WFDEI observations, with a multimodel mean overestimation smaller than +1 unit of W. Within the Amazon basin, Figure 4b shows a dampening effect by -6.02 to -0.11 units with a multimodel median of -2.32 . In this region, the models underestimate the historical W99 by -1.66 units (Figure S7b). Within the SAA region, the projected increase of W99 is modulated by -3.15 to $+0.45$ units of W (median = -0.66) compared to a world with no change in RH (Figures 4c and S7c). For this region, models slightly underestimate historical W99 by -0.67 units. The spread among models results from very different locations and magnitudes of the positive ΔRH_{W99} in

the SAA region (Figure S2), questioning whether GCMs are representing the same mechanism. As a consequence, some models show a negative or a slight difference between ΔW_{99} and $\Delta W_{99\text{theo}}$ in the SAA region due to the selected box for the regional mean (Figure S7c). However, the positive difference between ΔW_{99} and $\Delta W_{99\text{theo}}$ is robust model per model and located between the Sahel, northern Africa, and Arabia (Figure S8). These patterns show an enhancing effect per grid cells of 0 to +2.5 units of W due to the associated positive $\Delta RH_{W_{99}}$.

In health studies, four danger classes of heat stress were defined considering medium physical activity as 29–30.5 units of W (light danger class), 30.5–32 (moderate danger), 32–37 (strong danger), and ≥ 37 (extreme danger) (Kjellstrom et al., 2009; Parsons, 2006). In Europe, considering these health recommendations, the green threshold is projected to be reached in 50% of the models in the future and the orange threshold in 25% (Figure 4g). Without any projected future drying ($\Delta W_{99\text{theo}}$), the green danger class is reached in 70% of the GCMs, the orange class in 60%, and the red class in 50% of the models. The effect of RH variations on ΔW_{99} thus plays an important role in Europe. Within the Amazon basin, future W99 reaches the most dangerous heat stress danger threshold in 30% and W99theo in 60% of the models (Figure 4h). W99 values cross the red danger class in 100% of the models even with the dampening effect of the $\Delta RH_{W_{99}}$ decrease. Moreover, in this region, the models underestimate the historical values of W99 compared to observations, which implies that projections are even worse when applying bias corrections (Dunne et al., 2013; Zhao et al., 2015). Therefore, the drying hampering effect shown can be neglected in Amazonia, since future W99 is projected to pose severe dangerous heat stress conditions for population (Kjellstrom et al., 2016). In the SAA region, future values of W99 reach the red class with or without any change in RH, and 80% of the models show an amplification effect smaller than one unit of W (Figure 4i). The global mean projected drying over land does not affect this hotspot. Indeed, the slight $\Delta RH_{W_{99}}$ increase induces the most severe global intensification of W99 by up to +6 units of W, which corresponds to an intensification stronger than the four danger classes defined for health recommendations (Figure 4).

4. Summary and Discussion

According to 12 CMIP5 models, extremes of temperature (T99) and extremes of simplified Wet-Bulb Globe Temperature (W99) tend to co-occur in mid-latitudes and to be time-lagged in the tropics due to the RH. In tropical areas, mean seasonal cycles show that extreme seasons of W occur later than extreme seasons of T by up to 2 months, when the yearly maximum temperature decreases but the RH increases. Consequently, the future changes in the corresponding W99 are not linearly correlated to the changes in T99, as suggested in Matthews et al. (2017). Significant RH changes are also projected during W99 conditions in the future and modulate the global warming effect on ΔW_{99} in all regions. The global maximum W99 intensification over land is located within the Sahel to Arabia region, where the slight positive RH changes enhances ΔW_{99} , and within the Amazon basin, where the drying effect hampers the W99 intensification.

Nevertheless, robustness in the ΔRH projections during W99 among models is limited. The significance is better over drying areas (Figure S2), consistent with seasonal and annual mean changes in RH (not shown here). These uncertainties may be explained by the relative contribution of processes driving the changes in variability such as enhanced land-atmosphere coupling, reduction in cloudiness, and atmospheric circulation changes that strongly differ among CMIP5 models (Deser et al., 2012; Flato et al., 2013). In particular, the SAA region emphasized in this paper would deserve a further investigation to understand the multimodel differences.

The multimodel analysis conducted here shows a good representation of historical mean values and seasonal variabilities of W, T, and RH compared to the WFDEI observations. However, model biases in extremes are well known compared to observations and reanalyses (Dunne et al., 2013; Fischer & Knutti, 2013; Zhao et al., 2015), and bias corrections would be necessary to quantify the ΔRH impact on human health and labor productivity. When using the simplified W, we also neglect the solar radiation and wind components in assessing the changes in heat stress extremes (Grundstein & Cooper, 2018). This approximation may impact the implications of the changes on the labor productivity and health (Kjellstrom et al., 2009).

These results, not diminishing the severe conclusions of the projected increase in temperature, confirm the importance of studying humidity variations. They highlight the need to fill the lack of high-quality observations that still limits confidence for both observed and projected changes (Chen et al., 2018). They also exhibit the need to better represent the hydrological cycle and atmospheric circulation in GCMs.

Land-atmosphere feedbacks play an important role in the assessment of climate impacts on population (Seneviratne et al., 2018). They induce moisture fluxes between soil and atmosphere, modulating the occurrence of heat extremes in the mid-latitudes, where they particularly determine the onset of heat waves through larger-scale circulation patterns (Horton et al., 2016; Seneviratne et al., 2006). Atmospheric circulation also needs to be better constrained in GCMs, since climate extremes in tropical regions such as droughts can directly be linked with moisture transport from ocean and circulation strengthening (Barichivich et al., 2018).

Following the time lag emphasized in the tropics, temperature and heat stress extremes should be analyzed as consecutive events during the year in order to improve the assessment of the future climate change-driven impacts on population (Leonard et al., 2014; Mora et al., 2018; Zscheischler et al., 2018).

Acknowledgments

CMIP5 data used in this paper are freely available at <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip5/>. We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is in charge of the fifth Coupled Model Intercomparison Project, and we thank the climate modelling groups for producing and making available their model output. To analyze the CMIP5 data, this study benefited from the IPSL Prodigier-Ciclad facility which is supported by CNRS, UPMC, Labex L-IPSL which is funded by the ANR (Grant ANR-10-LABX-0018) and by the European FP7 IS-ENES2 project (Grant 312979). We warmly acknowledge P. Braconnot, N. De Noblet, and R. Vautard at LSCE-IPSL for their comments and useful advices on our study. We thank C. Iles for her professional english revision. We thank the two anonymous reviewers for their helpful suggestions and comments.

References

- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., et al. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, *111*, D05109. <https://doi.org/10.1029/2005JD006290>
- Australian Bureau of Meteorology (2010). The wet bulb globe temperature (wbgt). Retrieved from <http://bom.gov.au/info/thermalstress>
- Barichivich, J., Gloor, E., Peylin, P., Brienen, R. J. W., Schöngart, J., Espinoza, J. C., & Pattanayak, K. C. (2018). Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Science Advances*, *4*(9), eaat8785. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat8785>
- Biasutti, M. (2013). Forced Sahel rainfall trends in the CMIP 5 archive. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*, 1613–1623. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50206>
- Bowler, K. (2005). Acclimation, heat shock and hardening. *Journal of Thermal Biology*, *30*(2), 125–130. <https://doi.org/10.1016/j.jtherbio.2004.09.001>
- Buzan, J. R., Oleson, K., & Huber, M. (2015). Implementation and comparison of a suite of heat stress metrics within the Community Land Model version 4.5. *Geoscientific Model Development*, *8*(2), 151–170. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-151-2015>
- Chavaillaz, Y., Joussaume, S., Bony, S., & Braconnot, P. (2016). Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future climate change. *Climate Dynamics*, *47*(3-4), 951–965. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2882-9>
- Chen, Y., Moufouma-Okia, W., Masson-Delmotte, V. A., Zhai, P., & Pirani, A. (2018). Recent progress and emerging topics on weather and climate extremes since the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Annual Review of Environment and Resources*, *43*(1), 35–59. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102017-030052>
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., et al. (2013). Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. M. Midgley (Eds.), *Climate change 2013: The physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp. 1029–1136). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.024>
- Davies-Jones, R. (2008). An efficient and accurate method for computing the Wet-Bulb temperature along pseudoadiabats. *Monthly Weather Review*, *136*(7), 2764–2785. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2224.1>
- Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., & Teng, H. (2012). Uncertainty in climate change projections: The role of internal variability. *Climate Dynamics*, *38*(3-4), 527–546. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0977-x>
- Diffenbaugh, N. S., Pal, J. S., Giorgi, F., & Gao, X. (2007). Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophysical Research Letters*, *34*, L11706. <https://doi.org/10.1029/2007GL030000>
- Donat, M. G., Pitman, A. J., & Angéil, O. (2018). Understanding and reducing future uncertainty in midlatitude daily heat extremes via land surface feedback constraints. *Geophysical Research Letters*, *45*, 10,627–10,636. <https://doi.org/10.1029/2018GL079128>
- Dunne, J. P., Stouffer, R. J., & John, J. G. (2013). Reductions in labour capacity from heat stress under climate warming. *Nature Climate Change*, *3*(6), 563–566. <https://doi.org/10.1038/nclimate1827>
- Fischer, E. M., & Knutti, R. (2013). Robust projections of combined humidity and temperature extremes. *Nature Climate Change*, *3*(2), 126–130. <https://doi.org/10.1038/nclimate1682>
- Fischer, E. M., Oleson, K. W., & Lawrence, D. M. (2012). Contrasting urban and rural heat stress responses to climate change. *Geophysical Research Letters*, *39*, L03705. <https://doi.org/10.1029/2011GL050576>
- Fischer, E. M., & Schar, C. (2010). Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience*, *3*(6), 398–403. <https://doi.org/10.1038/ngeo866>
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., et al. (2013). Evaluation of climate models. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. M. Midgley (Eds.), *Climate change 2013: The physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp. 741–8). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.020>
- Fontaine, B., Roucou, P., & Monerie, P.-A. (2011). Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario. *Atmospheric Science Letters*, *12*(1), 83–88. <https://doi.org/10.1002/asl.321>
- Gloor, M., Barichivich, J., Ziv, G., Brienen, R., Schöngart, J., Peylin, P., et al. (2015). Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests: Amazon climate and tropical forests. *Global Biogeochemical Cycles*, *29*, 1384–1399. <https://doi.org/10.1002/2014GB005080>
- Good, P., Lowe, J. A., Collins, M., & Moufouma-Okia, W. (2008). An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, *363*(1498), 1761–1766. <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.0024>
- Grundstein, A., & Cooper, E. (2018). Assessment of the Australian Bureau of Meteorology wet bulb globe temperature model using weather station data. *International Journal of Biometeorology*, *62*(12), 2205–2213. <https://doi.org/10.1007/s00484-018-1624-1>
- Hirschi, M., Seneviratne, S. I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O. B., et al. (2011). Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*, *4*(1), 17–21. <https://doi.org/10.1038/ngeo1032>

- Horton, R. M., Mankin, J. S., Lesk, C., Coffel, E., & Raymond, C. (2016). A review of recent advances in research on extreme heat events. *Current Climate Change Reports*, 2, 242–259. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0042-x>
- Kirtman, B., Power, S. B., Adedoyin, J. A., Boer, G. J., Bojariu, R., Camilloni, I., et al. (2013). Near-term climate change: Projections and predictability. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. M. Midgley (Eds.), *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp. 953–1028). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.023>
- Kjellstrom, T., Briggs, D., Freyberg, C., Lemke, B., Otto, M., & Hyatt, O. (2016). Heat, human performance, and occupational health: A key issue for the assessment of global climate change impacts. *Annual Review of Public Health*, 37(1), 97–112. <https://doi.org/10.1146/annurev-publhealth-032315-021740>
- Kjellstrom, T., Holmer, I., & Lemke, B. (2009). Workplace heat stress, health and productivity – an increasing challenge for low and middle-income countries during climate change. *Global Health Action*, 2(1), 2047. <https://doi.org/10.3402/gha.v2i0.2047>
- Knutti, R., Masson, D., & Gettelman, A. (2013). Climate model genealogy: Generation CMIP 5 and how we got there. *Geophysical Research Letters*, 40, 1194–1199. <https://doi.org/10.1002/grl.50256>
- Leonard, M., Westra, S., Phatak, A., Lambert, M., van den Hurk, B., McInnes, K., et al. (2014). A compound event framework for understanding extreme impacts: A compound event framework. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 5(1), 113–128. <https://doi.org/10.1002/wcc.252>
- Marengo, J. A., Chou, S. C., Kay, G., Alves, L. M., Pesquero, J. F., Soares, W. R., et al. (2012). Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon, So Francisco and the Paran River basins. *Climate Dynamics*, 38(9–10), 1829–1848. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1155-5>
- Marengo, J. A., & Espinoza, J. C. (2016). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: Causes, trends and impacts: Extremes in Amazonia. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1033–1050. <https://doi.org/10.1002/joc.4420>
- Matthews, Tom K. R., Wilby, R. L., & Murphy, C. (2017). Communicating the deadly consequences of global warming for human heat stress. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(15), 3861–3866. <https://doi.org/10.1073/pnas.1617526114>
- Meehl, G. A. (2004). More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 305(5686), 994–997. <https://doi.org/10.1126/science.1098704>
- Monerie, P.-A., Fontaine, B., & Roucou, P. (2012). Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP 3 and CMIP 5 models under a medium-low RCP scenario. *Journal of Geophysical Research*, 117, D16111. <https://doi.org/10.1029/2012JD017510>
- Monerie, P.-A., Roucou, P., & Fontaine, B. (2013). Mid-century effects of climate change on African monsoon dynamics using the A1b emission scenario. *International Journal of Climatology*, 33(4), 881–896. <https://doi.org/10.1002/joc.3476>
- Mora, C., Dousset, B., Caldwell, I. R., Powell, F. E., Geronimo, R. C., Bielecki, C., et al. (2017). Global risk of deadly heat. *Nature Climate Change*, 7(7), 501–506. <https://doi.org/10.1038/nclimate3322>
- Mora, C., Spirandelli, D., Franklin, E. C., Lynham, J., Kantar, M. B., Miles, W., et al. (2018). Broad threat to humanity from cumulative climate hazards intensified by greenhouse gas emissions. *Nature Climate Change*, 8(12), 1062–1071. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0315-6>
- Parsons, K. (2006). Heat stress standard ISO 7243 and its global application. *Industrial Health*, 44(3), 368–379.
- Screen, J. A., & Simmonds, I. (2010). Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification: Increasing Arctic heat loss. *Geophysical Research Letters*, 37, L16707. <https://doi.org/10.1029/2010GL044136>
- Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., & Schär, C. (2006). Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108), 205–209. <https://doi.org/10.1038/nature05095>
- Seneviratne, S. I., Wartenburger, R., Guillod, B. P., Hirsch, A. L., Vogel, M. M., Brovkin, V., et al. (2018). Climate extremes, land-climate feedbacks and land-use forcing at 1.5° C. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2119), 20160450. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0450>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP 5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Vogel, M. M., Orth, R., Cheruy, F., Hagemann, S., Lorenz, R., Hurk, B. J. J. M., & Seneviratne, S. I. (2017). Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture–temperature feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 44, 1511–1519. <https://doi.org/10.1002/2016GL071235>
- Weedon, G. P., Balsamo, G., Bellouin, N., Gomes, S., Best, M. J., & Viterbo, P. (2014). The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resources Research*, 50, 7505–7514. <https://doi.org/10.1002/2014WR015638>
- Yaglou, C. P., & Minard, D. (1957). Control of heat casualties at military training centers, American medical association archives of industrial health, 16, 3020–316.
- Yoon, J.-H., & Zeng, N. (2010). An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, 34(2–3), 249–264. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0551-6>
- Zhao, Y., Ducharne, A., Sultan, B., Braconnot, P., & Vautard, R. (2015). Estimating heat stress from climate-based indicators: Present-day biases and future spreads in the CMIP5 global climate model ensemble. *Environmental Research Letters*, 10(8), 84013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/8/084013>
- Zscheischler, J., Westra, S., van den Hurk, B. J. J. M., Seneviratne, S. I., Ward, P. J., Pitman, A., et al. (2018). Future climate risk from compound events. *Nature Climate Change*, 8(6), 469–477. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0156-3>



Geophysical Research Letters

Supporting Information for

Investigating the role of the relative humidity in the co-occurrence of temperature and heat stress extremes in CMIP5 projections

Audrey Brouillet¹, Sylvie Joussaume¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE-IPSL), Gif-sur-Yvette, France

Contents of this file

Methods
Figures S1 to S8
Tables S1 to S2

Introduction

This document contains the detailed methods used in the study, and supplementary table and figures referenced in the main text that provide more detailed information on model-specific results and features.

Methods

W calculation

We chose to study the Wet-Bulb Globe Temperature as our heat stress index ([Yaglou and Minard, 1957](#)). We calculated it using the simplified formula from [ABOM \(2010\)](#) as :

$$W = 0.567 \times T + 0.393 \times VP + 3.94$$

with **W** in units of W, **T** the near-surface air temperature (in °C), and **VP** the air vapor pressure (in hPa), calculated as :

$$VP = \frac{q \times p_{surf}}{0.622 + 0.378 \times q}$$

with **q** the air specific humidity (in $\text{kg}_{\text{water}}/\text{kg}_{\text{wet air}}$) and **psurf** the air surface pressure (in hPa). **psurf** is not provided as daily outputs in CMIP5. We derived it from the sea-level pressure, using hydrostatic equilibrium and assuming adiabatic conditions ([Hempel et al., 2013](#) ; [Zhao et al., 2015](#)).

The original (not-simplified) formula of W integrates the influence of surface temperature, surface humidity, radiant heating and wind. However, wind speed and solar radiation are rarely recorded and simulated as daily data. The simplified formula used here from [ABOM \(2010\)](#) integrates mean wind speed and insolation values. It is thus important to note that daily W calculated here may be overestimated or underestimated compared to the observed windy and cloudy conditions ([Grundstein et al., 2018](#)).

RH calculation

Daily relative humidity (RH) is not provided in CMIP5 and WFDEI. We derived it from available data as :

$$RH = \frac{VP}{VP_{sat}} \times 100$$

with **RH** in absolute %, **VP** in hPa, and **VP_{sat}** the saturation vapor pressure (in hPa), calculated with the formula from [Buck et al. \(1996\)](#) as :

$$VP_{sat} = 6.11 \times \exp(0.067 \times T)$$

with **T** in °C. Note that this VP_{sat} formula does not work over surfaces with ice cover (high latitudes).

References

Australian Bureau of Meteorology. (2010). The wet bulb globe temperature (wbgt). Retrieved from [http://bom.gov.au/info/thermal stress](http://bom.gov.au/info/thermal%20stress)

Grundstein, A., & Cooper, E. (2018). Assessment of the Australian Bureau of Meteorology wet bulb globe temperature model using weather station data. *International Journal of Biometeorology*, 62 (12), 2205–2213. doi: 10.1007/s00484-018-1624-1

Hempel, S., Frieler, K., Warszawski, L., Schewe, J., & Piontek, F. (2013). A trend preserving bias correction – the ISI-MIP approach. *Earth System Dynamics*, 4 (2), 219–236. doi: 10.5194/esd-4-219-2013

Liljegren, J. C., Carhart, R. A., Lawday, P., Tschopp, S., & Sharp, R. (2008). Modeling the Wet Bulb Globe Temperature Using Standard Meteorological Measurements. *Journal of Occupational and Environmental Hygiene*, 5 (10), 645–655. doi: 10.1080/15459620802310770

Marshall, J., & Plumb, R. A. (2008). Atmosphere, ocean, and climate dynamics: an introductory text. *Choice Reviews Online*, 45 (10), 45–5595–45–5595. doi: 10.5860/CHOICE.45-5595

Yaglou, C. P., & Minard, D. (1957). Control of heat casualties at military training centers, american medical association archives of industrial health. , 16 , 302-316.

Zhao, Y., Ducharme, A., Sultan, B., Braconnot, P., & Vautard, R. (2015). Estimating heat stress from climate-based indicators: present-day biases and future spreads in the CMIP5 global climate model ensemble. *Environmental Research Letters*, 10 (8), 084013. doi: 10.1088/1748-9326/10/8/084013

Figures

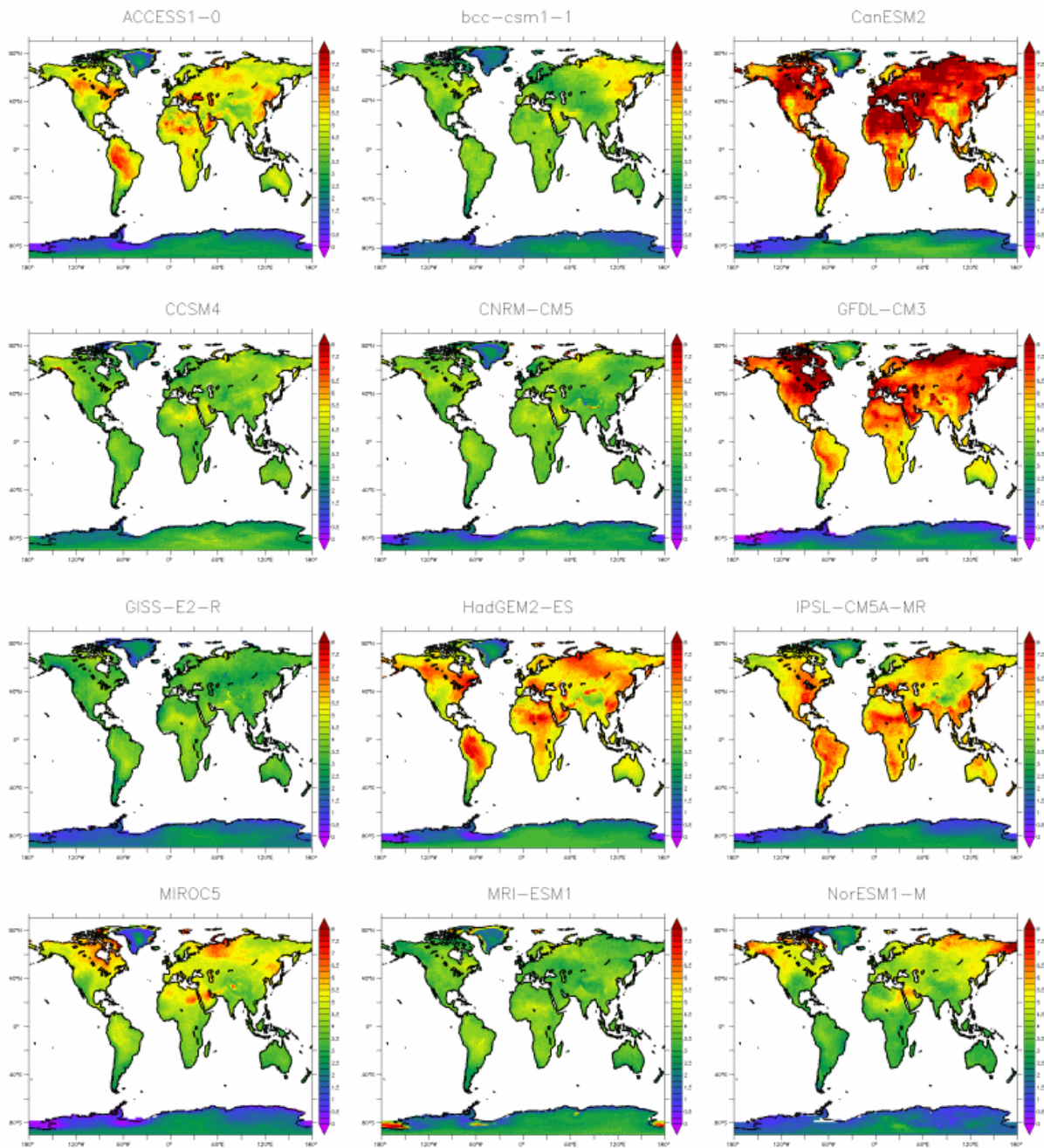


Figure S1. Changes in the annual 99th percentile of heat stress extremes ΔW_{99} (in unit of W) for each of the 12 selected CMIP5 models (multi-model mean in Figure 1 in main paper)

Figure S2 : Go to [Figure 3.3](#) in the thesis manuscript. Changes in the relative humidity during W99 conditions ΔRH_{W99} (in absolute %) for each of the 12 selected CMIP5 models (multi-model mean in [Figure 2b](#) in main paper).

Figure S3 : Go to [Figure 3.7](#) in the thesis manuscript. Correlation between W99 and RH_{W99} between 1979 and 2100 per grid cell for each of the 12 selected CMIP5 models. Pink to yellow colours indicate a positive correlation, purple to blue colours indicate a negative correlation.

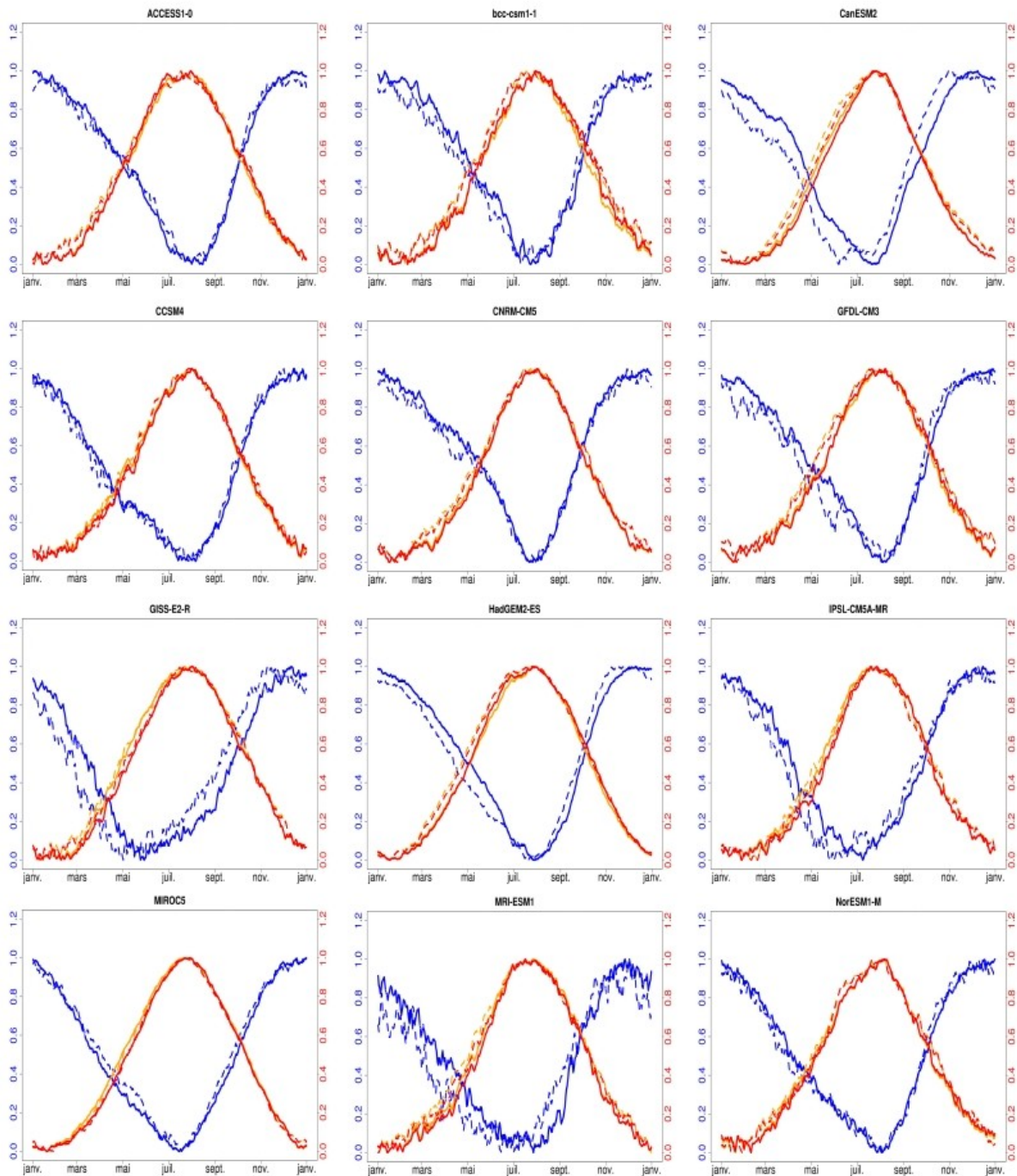


Figure S4 : Mean seasonal cycles of W (red), T (orange) and RH (blue) over the 1979-2005 period (dashed lines) and the 2074-2100 period (solid lines) in Europe for the CCSM4 model. Annual cycles are unitless and normalized between 0 and 1, subtracting the annual mean from each daily value and dividing it by the difference annual maximum and minimum. Real values of W, T and RH are displayed in Supporting Information Table 2.

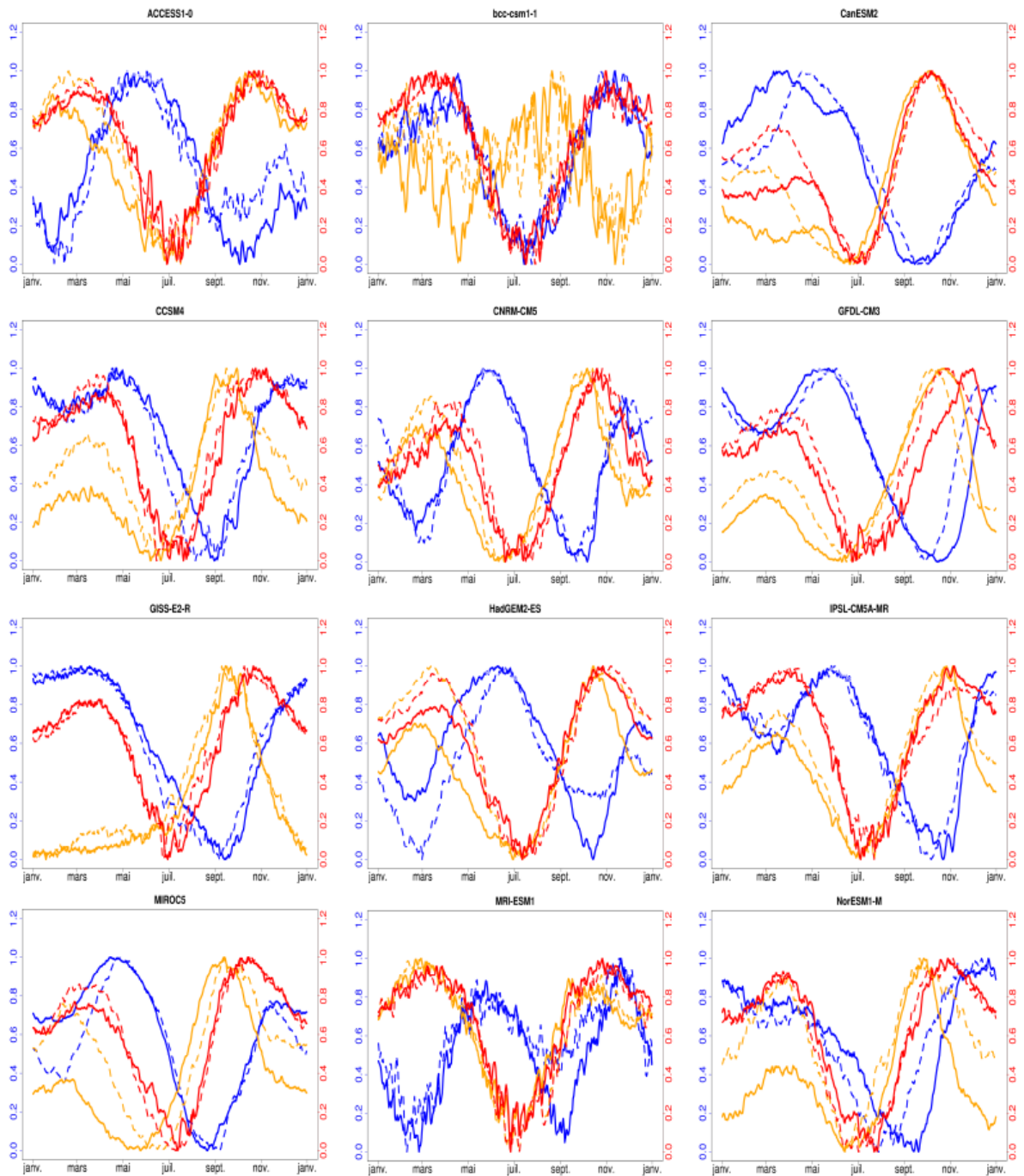


Figure S5 : Same as Figure S4 but for Amazonia.

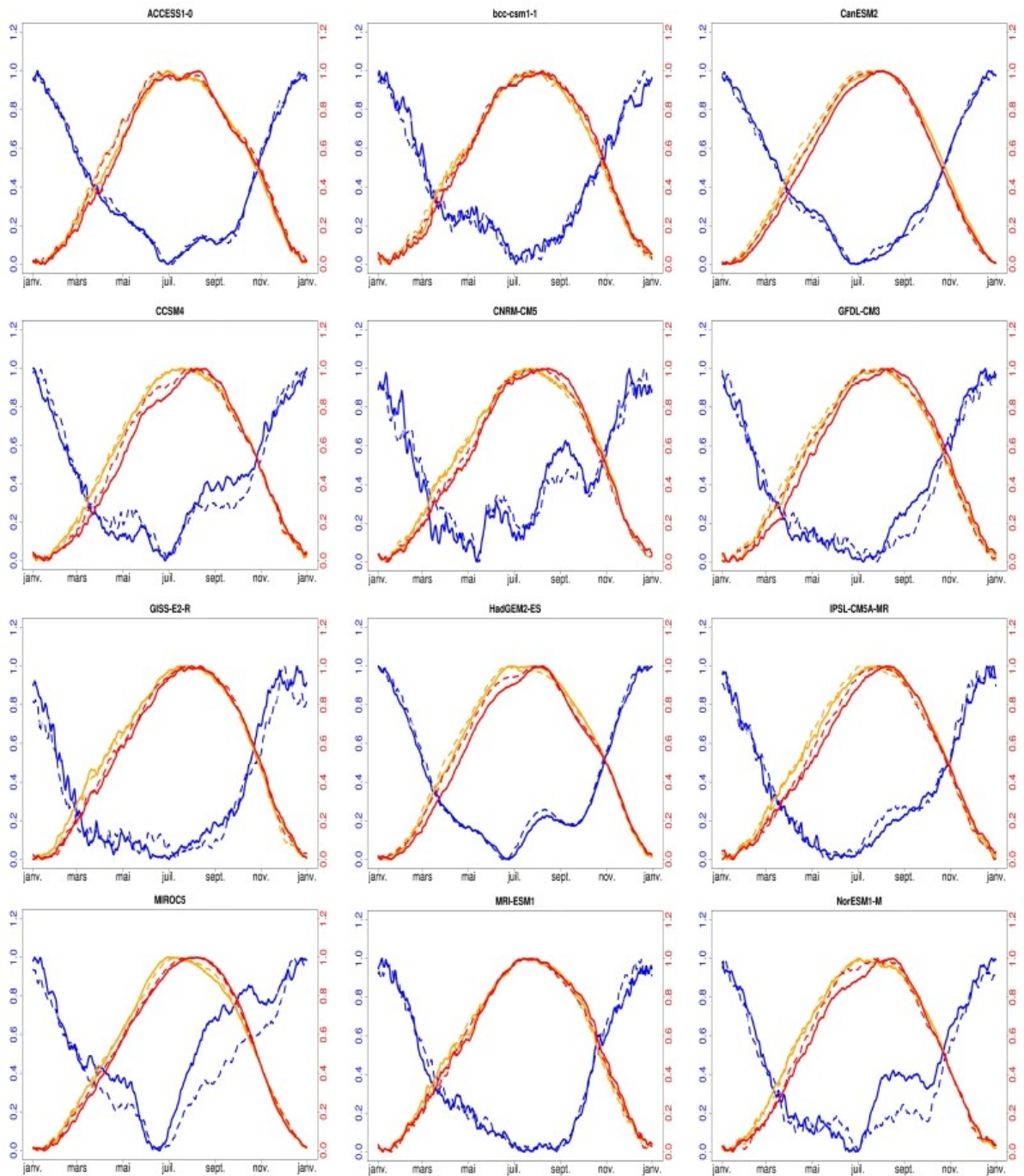


Figure S6 : Same as Figure S4 but for the Sahel to Arabia region (i.e. the SAA region)

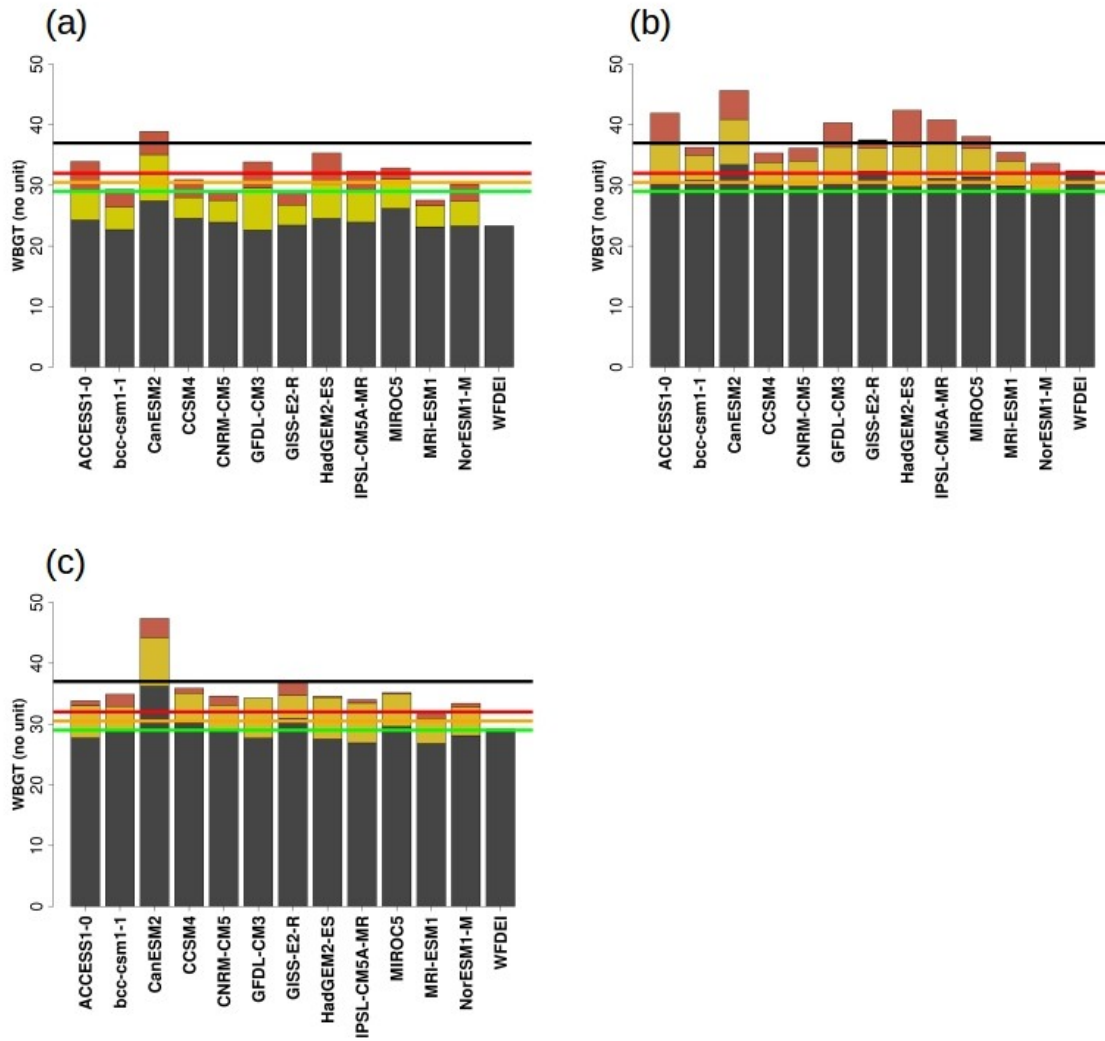


Figure S7 : Barplots of mean historical values of W99 (grey bars), mean future W99 (yellow) and mean future W99theo (yellow+red) for each of the 12 models and WFDEI observations, for (a) Europe, (b) the Amazon basin, (c) Sahel. Colored lines represent the risk levels of W defined in Kjellstrom et al., 2009 for a medium activity : 29 units of W (green line), 30.5 (orange), 32 (red), 37 (black).

Figure S8 : Go to **Figure 3.4** in the thesis manuscript. Differences between theoretical future W99 changes with no change in relative humidity ($\Delta W99_{theo}$) and future projected $\Delta W99$ for the 12 CMIP5 models. Red colours indicate an enhancing effect of RH (wetting), and blue colours indicate a dampening effect (drying).

Table S1 : List of the 12 selected CMIP5 models and their characteristics.

Model version	Simulations	Resolution	Modeling group
ACCESS1-0	1	192x145	CSIRO-BOM, Australia
bcc-csm1-1	1	128x54	BCC, Beijing, China
CanESM2	5	128x54	CCCma, Victoria, Canada
CCSM4	1	288x192	NCAR, Boulder, USA
CNRM-CM5	1	256x128	CNRM-CERFACS, Toulouse, France
GFDL-CM3	1	144x90	NOAA-GFDL, Princeton, USA
GISS-E2-R	2	144x90	NASA-GISS
HadGEM2-ES	4	192x145	MOHC, Exeter, UK
IPSL-CM5-MR	1	144x143	IPSL, Paris, France
MIROC5	3	256x128	MIROC, JAMSTEC-AORI-NIES, Japan
MRI-ESM1	1	320x160	MRI, Tsukuba, Japan
NorESM1-M	1	144x96	NCC, Oslo, Norway

Table 2 : Daily values of the mean seasonal cycles in Figure 3 (main paper), for WFDEI observations (top), CCSM4 model 1979-2005 period (middle) and 2074-2100 period (bottom)

		W_{max}	$T_{W_{max}}$	$RH_{W_{max}}$	T_{max}	$RH_{T_{max}}$
WFDEI (historical)	Europe	21 units	20°K	65%	20°K	65%
	SAA region	27 units	31°K	26%	33°K	22%
	Amazonia	31 units	26°K	87.5%	27°K	83%

		W_{max}	$T_{W_{max}}$	$RH_{W_{max}}$	T_{max}	$RH_{T_{max}}$
CCSM4 (historical)	Europe	22 units	21°K	64%	21°K	64%
	SAA region	28 units	30°K	35%	31°K	31%
	Amazonia	29 units	25°K	83%	26°K	72%

		W_{max}	$T_{W_{max}}$	$RH_{W_{max}}$	T_{max}	$RH_{T_{max}}$
CCSM4 (future)	Europe	25 units	26°K	52%	26°K	52%
	SAA region	33 units	34°K	36%	36°K	30%
	Amazonia	32.5 units	29.5°K	68%	31°K	60%

3.4 Éléments supplémentaires d'analyse

Dans cette section, j'apporte des analyses supplémentaires aux résultats principaux publiés dans l'Article 1. Certaines de ces analyses correspondent aux "Supporting Information" de l'Article 1 (ci-après SI), et sont décrites de manière plus avancée dans cette section. Les SI décrits plus spécifiquement correspondent aux figures suivantes : la Figure 3.2a (Figure S2 de l'Article 1), la Figure 3.4 (Figure S8), et la Figure 3.8 (Figure S3). D'autres diagnostics sont également apportés pour préciser l'ensemble des résultats publiés dans l'Article 1.

La structure des éléments complémentaires se distingue en quatre paragraphes. Dans une première partie, j'évalue les incertitudes des modèles dans les projections futures de RH_{W99} et les effets associés sur $\Delta W99$, et je discute également des changements moyens du cycle hydrologique qui peuvent expliquer les changements futurs de RH_{W99} simulés dans CMIP5. Dans un second temps, j'analyse les coefficients de corrélation entre les évolutions temporelles de $W99$, T_{W99} et RH_{W99} . Dans une troisième partie, je quantifie la cooccurrence annuelle "réelle" entre $W99$ et $T99$ pour un sous-ensemble de quatre modèles CMIP5, ainsi que la cooccurrence entre $W99$ et différentes valeurs de RH. Enfin, je décris les résultats obtenus en analysant le scénario de forte atténuation des émissions de gaz à effet de serre (RCP2.6).

3.4.1 Changements futurs d'humidité relative : incertitudes, causes possibles, et effet sur les changements de stress thermique

Changements d'humidité relative

Les projections globales de ΔRH_{W99} montrent une dispersion importante des 12 GCMs au-dessus des continents, en amplitude et en signe de changement¹ (Figure 3.2a). Par exemple, le modèle HadGEM2-ES simule un assèchement global moyen très marqué entre 1979-2005 et 2074-2100, alors que le modèle MRI-ESM1 simule une légère augmentation globale de ΔRH_{W99} . Néanmoins, au sein des régions d'intérêt énoncées dans l'Article 1, l'Europe et l'Amazonie présentent un assèchement important et robuste dans les 12 GCMs (Figure 3.2b). Dans la région SAA (Sahel à Arabie), une légère augmentation de RH_{W99} est projetée dans une zone très localisée, mais ce ΔRH_{W99} positif est simulé avec des emplacements et des intensités qui varient d'un modèle à l'autre (Figure 3.2).

Pour expliquer les incertitudes multi-modèles des emplacements et intensités du ΔRH_{W99} positif simulé dans la région SAA, nous avons effectué une étude approfondie de la littérature correspondante. D'après les études précédentes, de nombreux modèles CMIP5 ne reproduisent pas l'amplitude des variations observées du cycle hydrologique aux échelles décennales au Sahel, ce qui induit une sous-estimation des oscillations dans le forçage et dans l'amplitude de la variabilité naturelle (Biasutti [2013]). De plus, les GCMs présentent de larges biais dans la représentation des températures océaniques de surface dans l'atlantique équatorial, ce qui décale

1. Comme décrit dans la Section 2.2.1, les valeurs de RH ne sont pas valables dans les hautes latitudes, car la formule de VPsat utilisée pour calculer RH ne fonctionne que pour des surfaces non-recouvertes de glace.

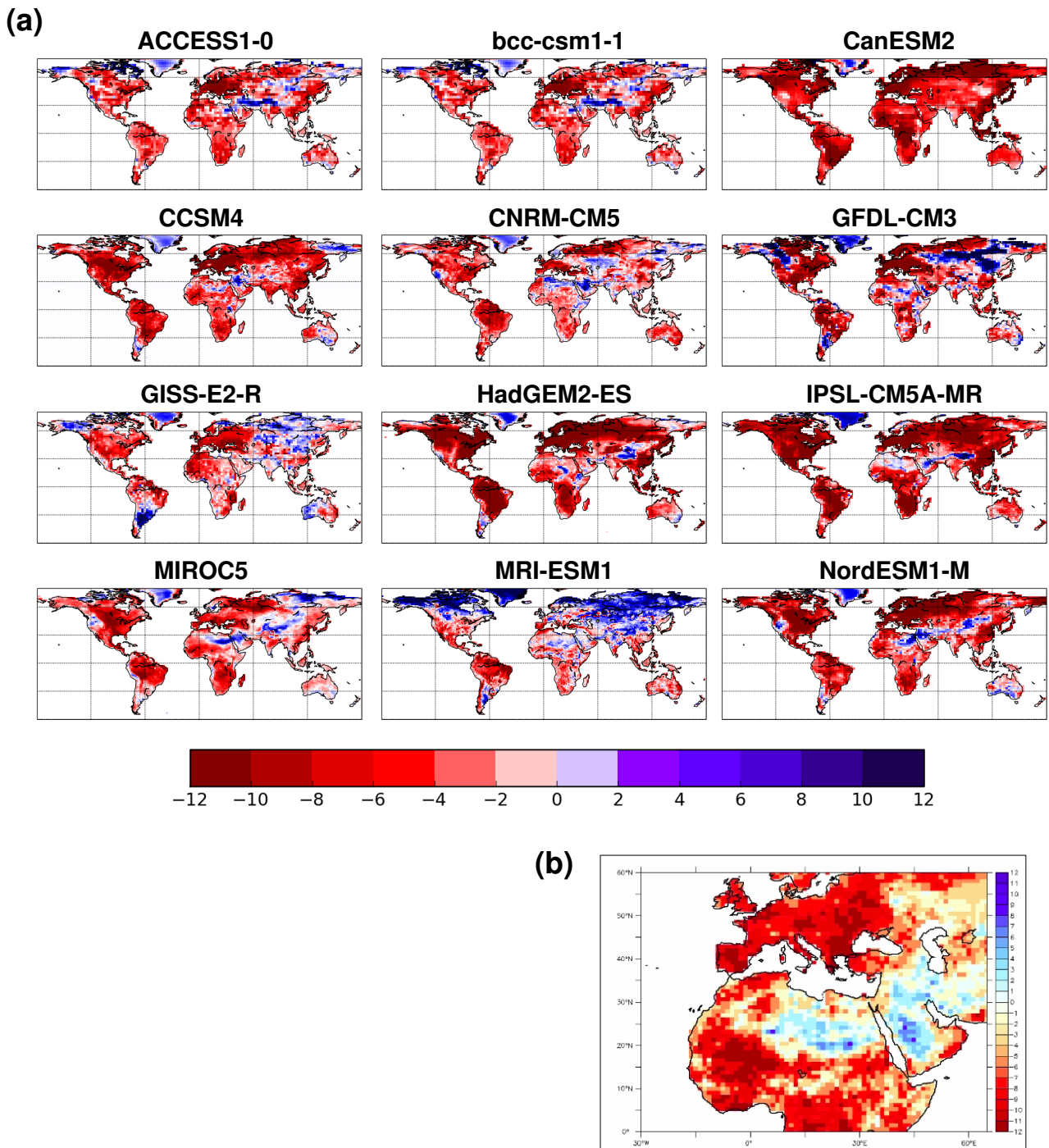
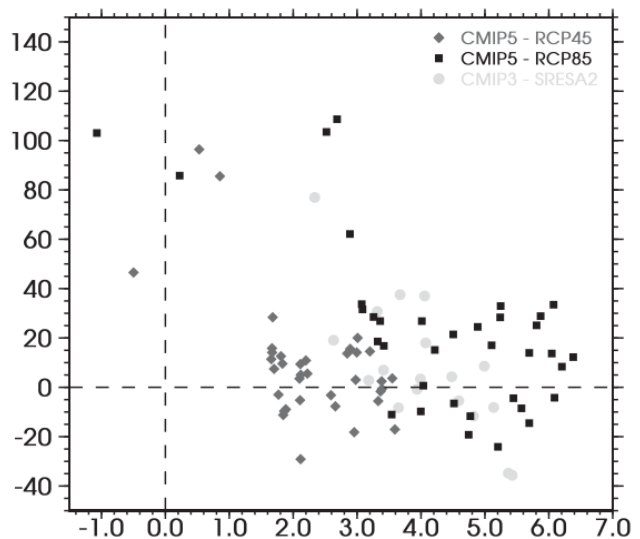


Figure 3.2 – (a) Changements d'humidité relative dans les conditions de W99 entre 1979-2005 et 2074-2100 dans le scénario RCP8.5 sélectionnés (i.e. ΔRH_{W99}) pour chacun des 12 modèles CMIP5 (Figure S2 de l'Article 1); (b) Nombre de modèles CMIP5 projetant le même signe de ΔRH_{W99} entre 1979-2005 et 2074-2100 dans le scénario RCP8.5. Le rouge illustre les GCMs projetant un ΔRH_{W99} négatif, et le bleu correspond aux GCMs projetant un ΔRH_{W99} positif.

la mousson Ouest-Africaine vers le sud par rapport aux emplacements observés (Roehrig et al. [2013])). Enfin, tous les modèles ne représentent pas les caractéristiques majeures de la mousson entre Juillet et Septembre, c'est-à-dire au moment où les fortes précipitations saisonnières sont localisées à l'est du Sahel. Dans les projections futures, cela conduit à une large gamme de réponses en température et précipitations dans les modèles CMIP5 (Figure 3.3). Les incertitudes multi-modèles des projections de RH_{W99} dans la région SAA peuvent donc être expliquées par ces biais à l'actuel et ces dispersions dans les projections. Dans notre travail, nous ne déterminons pas si ces incertitudes régionales résultent d'un même processus représenté différemment dans les modèles CMIP5, ou de différents mécanismes représentés qui induisent les mêmes rétroactions. Bien que pertinente en suite de ce travail de thèse, cette question constituerait un axe de recherche à part entière.

Figure 3.3 – *Changements des précipitations moyennes sur Juillet-Août-Septembre entre 1971-2000 et 2071-2100 (en %) en fonction des changements correspondants de température (en K) pour la région est du Sahel [10°-18° N, 10°-35° E] (tiré de Roehrig et al., 2013)*



Quantification de l'effet des changements d'humidité

Une dispersion importante des ΔRH_{W99} dans la région SAA est donc mise en évidence entre les modèles CMIP5 (Figure 3.2b). Cette dispersion est retrouvée dans l'effet induit sur le $\Delta W99$. La Figure 3.4 montre, pour chaque GCM, la répartition géographique des différences entre les changements futur de W99 (i.e. $\Delta W99$) et les changements futurs du W99 calculé sans changement de RH_{W99} (i.e. $\Delta W99_{theo}$) en Afrique du Nord, en Arabie et en Europe. Une valeur négative montre ainsi un $\Delta W99_{theo}$ supérieur à $\Delta W99$, illustrant une intensification de W99 atténuée par les changements futurs de RH_{W99} . À l'inverse, une valeur positive indique un $\Delta W99_{theo}$ inférieur à $\Delta W99$, et donc un effet d'amplification des changements de RH_{W99} . L'Europe présente une atténuation importante de l'intensification de W99 de 2 à 3 unités par rapport à celle de $W99_{theo}$ (Figure 3.4). Par modèle, ces zones correspondent aux zones de diminution de RH_{W99} simulée dans le futur (Figure 3.2). La région SAA montre des zones de $\Delta W99$ supérieur au $\Delta W99_{theo}$, et les emplacements associés correspondent aux zones d'augmentation de RH_{W99} modèle par modèle (Figure 3.4 et Figure 3.2). Malgré des amplitudes et emplacements différents d'un modèle à l'autre, l'effet amplificateur de l'augmentation de RH_{W99} sur l'intensification future de W99 dans la région SAA est ainsi robuste modèle par modèle.

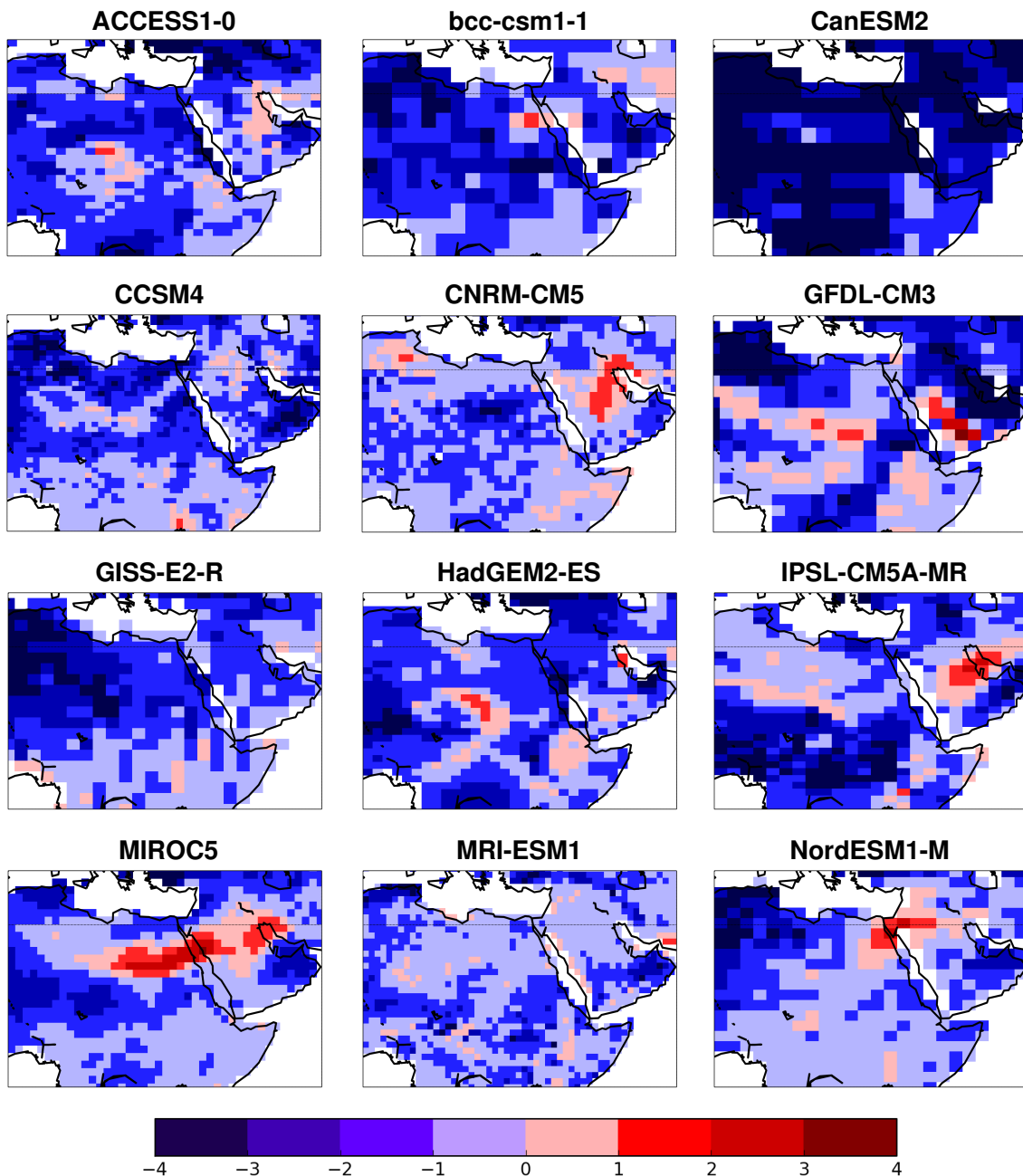


Figure 3.4 – Différences entre le ΔW_{99} simulé entre 1979-2005 et 2074-2100 et le ΔW_{99}^{theo} (i.e. changement de W_{99} sans changement de RH) pour chacun des 12 modèles CMIP5. La couleur rouge illustre un effet d'amplification du $\Delta RH_{W_{99}}$ (i.e. augmentation de RH) et la couleur bleue illustre un effet d'atténuation de $\Delta RH_{W_{99}}$ (i.e. diminution de RH) (Figure S8 de l'Article 1).

Changements du cycle hydrologique

L'assèchement global simulé au-dessus des continents en conditions de W_{99} est cohérent avec les résultats du dernier rapport AR5 sur les changements moyens de RH . Comme décrit en Section 2.2.2, les projections montrent une diminution de RH au-dessus des continents, en particulier au niveau des régions "mid-continentales" (Collins et al. [2013]). À l'inverse, RH augmente dans le futur en moyennes annuelles et saisonnières au-dessus du Sahel, de l'Arabie et

de l'Inde (Figure 2.6). Dans le but d'évaluer de manière préliminaire l'origine des changements de RH_{W99} simulés dans CMIP5, en particulier en Europe, en Amazonie et dans la région SAA, nous nous sommes appuyés sur les cartes de changements moyens du cycle hydrologique fournies dans l'AR5 pour le scénario RCP8.5.

En Europe, les précipitations annuelles diminuent au niveau du bassin Méditerranéen de manière significative dans l'ensemble des modèles CMIP5 (Figure 3.5). Au nord-est de l'Europe à l'inverse, les précipitations augmentent. Néanmoins, dans notre analyse régionale, l'Europe est analysée dans la boîte 35°N - 60°N et -15°O - 25°E , qui prend donc peu en compte le nord-est de l'Europe. En moyenne sur cette région, les précipitations diminuent donc d'après les GCMs. Les projections montrent une augmentation de l'évaporation au-dessus des surfaces continentales en Europe, et un bilan évaporation-précipitation (E-P) qui tend à augmenter d'ici 2100 (Figure 3.5). Les projections des changements d'humidité du sol sont cohérentes avec l'augmentation de E-P dans la région étudiée (Figure 3.5). L'ensemble des projections montrent ainsi que la diminution des précipitations combinée à l'augmentation de l'évaporation conduit à un assèchement moyen annuel des sols en Europe. En conséquence, RH diminue du fait d'une quantité d'eau de surface plus faible à évaporer, et cette tendance moyenne est particulièrement marquée pour la saison Juin-Juillet-Août (Figure 2.6; Donat et al. [2018]). Ces modifications du cycle hydrologique semblent expliquer les changements futurs de RH_{W99} mis en évidence.

Au nord de l'Amérique du Sud, les GCMs simulent une diminution des précipitations et une diminution de l'évaporation au nord-est du bassin Amazonien (Figure 3.5). Au sud-ouest du bassin, les tendances sont moins marquées et moins robustes en moyenne multi-modèle. Le bilan E-P correspondant augmente dans le futur, et l'humidité des surfaces continentales diminue de 5 à 10% au nord-est du bassin Amazonien. Dans cette région, la diminution moyenne des précipitations conduit donc à un assèchement des sols et à une diminution de l'évaporation dans le futur. Ces changements conduisent à une réduction future significative de RH, robuste dans l'ensemble des modèles CMIP5 (Figure 3.5), et sont cohérents avec la diminution de RH_{W99} mise en évidence.

Dans le nord de l'Afrique enfin, les précipitations augmentent entre 1986-2005 et 2081-2100 dans la région SAA, tout comme l'évaporation (Figure 3.4). Le bilan associé E-P diminue dans le futur d'après les modèles CMIP5 dans cette région, ce qui illustre une augmentation plus importante des précipitations que celle de l'évaporation. Dans la région SAA, l'humidité du sol augmente de 2.5 à 7.5% d'après les GCMs. Dans cette région d'intérêt, le bilan négatif E-P explique donc l'augmentation de l'humidité des sols simulée dans le futur (Figure 3.5), et résulte en une augmentation moyenne de RH. Ces résultats en moyenne annuelle sont cohérents et peuvent expliquer l'augmentation locale de RH_{W99} entre le Sahel et l'Arabie d'après les modèles CMIP5.

Ces éléments apportent une information sur les changements moyens du cycle hydrologique simulés dans CMIP5. Cependant, comme montré dans l'Article 1, les variations saisonnières de W, T et RH peuvent être marquées par une saisonnalité importante selon les latitudes. En outre, les changements futurs de RH_{W99} sont donc particulièrement guidés par les changements du cycle hydrologique aux échelles saisonnières, ce qui n'est pas effectué dans ce travail de thèse. Des analyses complémentaires sur le cycle hydrologique seraient donc nécessaires pour poursuivre l'étude des causes possibles des changements futurs de RH_{W99} simulés, de même que l'analyse des conditions et des changements futurs de circulation atmosphérique.

Annual mean hydrological cycle change (RCP8.5: 2081-2100)

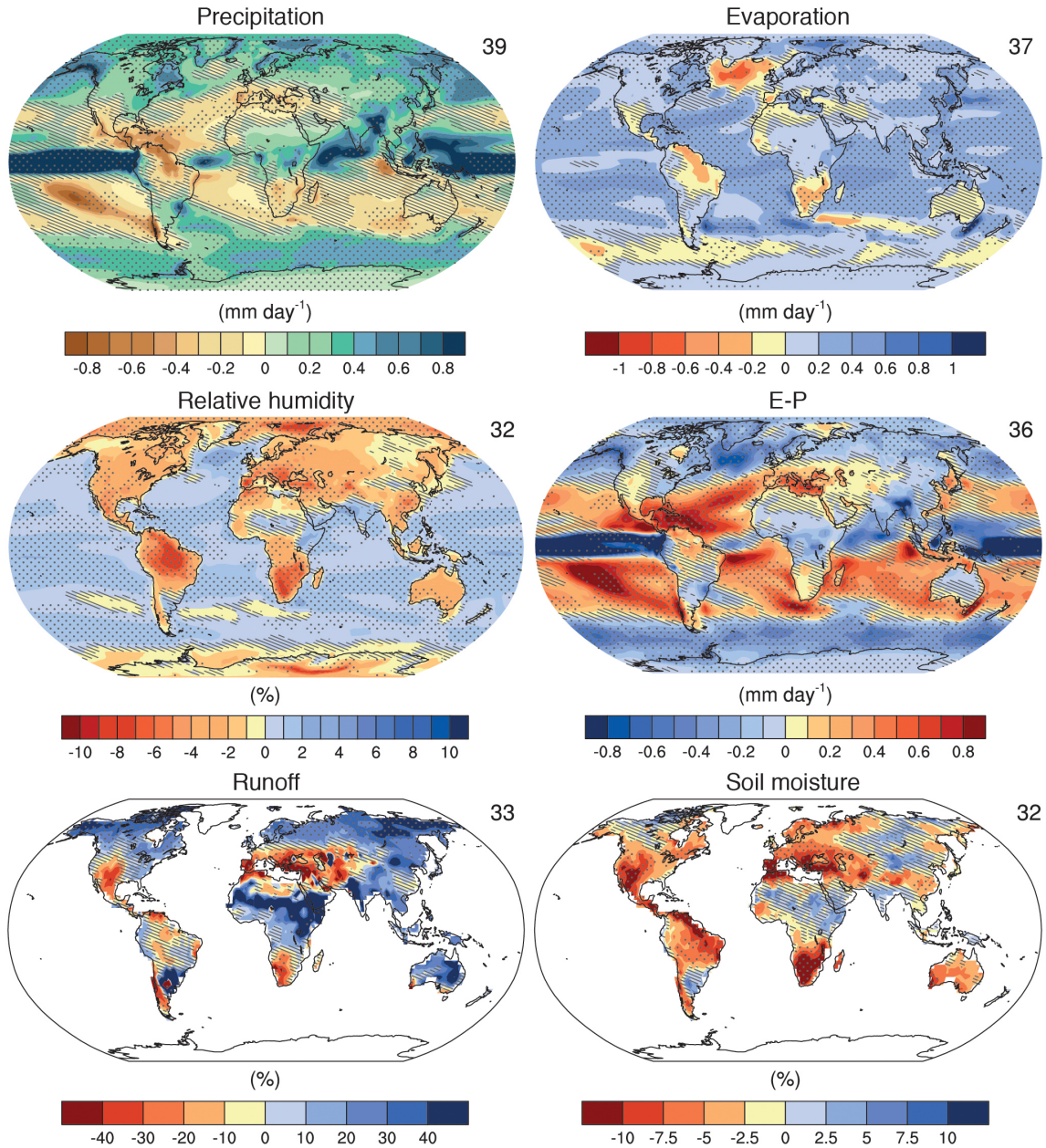


Figure 3.5 – Changements en moyenne multi-modèle simulés entre 1986-2005 et 2081-2100 dans le scénario RCP8.5 des moyennes annuelles de précipitation (P), d'évaporation (E), d'humidité relative RH , de $E-P$, des flux d'eau de surface transportée ("runoff") et de l'humidité du sol ("soil moisture"). Le nombre de GCM utilisé dans les moyennes est indiqué en haut à droite de chaque carte. Les zones hachurées indiquent les régions où la moyenne multi-modèle du changement est inférieure à une fois l'écart-type de la variabilité interne. Les pointillés indiquent les régions où le changement moyen est supérieure à deux fois l'écart-type de la variabilité interne et où au moins 90% des modèles sont d'accord sur le signe du changement (tiré de Stocker et al., 2013)

3.4.2 Corrélations entre les évolutions temporelles

Dans l'Article 1, les contributions relatives de ΔT_{W99} et ΔRH_{W99} dans les changements de W99 entre 1979-2005 et 2074-2100 ont été analysées. Néanmoins, ces contributions moyennes peuvent évoluer entre ces deux périodes, et W99, T_{W99} et RH_{W99} peuvent évoluer de manière plus ou moins corrélée au cours du 21^{ème} siècle. Dans cette partie, je me propose donc d'analyser la corrélation entre les séries temporelles de chaque métrique de 1959 à 2100. Cette approche permet principalement d'évaluer statistiquement à quel point les évolutions de T_{W99} et/ou de RH_{W99} tendent à guider les évolutions associées de W99 d'après les modèles CMIP5. Réaliser ce diagnostic sur la période historique (i.e. 1979-2005) permet également de comparer les corrélations d'évolution estimées d'après les modèles avec les corrélations obtenues dans les observations WFDEI.

Le coefficient de corrélation entre les évolutions de W99 et de T_{W99} , et le coefficient de corrélation entre les évolutions de W99 et de RH_{W99} sont quantifiés pour chaque point de grille par modèle. Ce coefficient rend compte de la qualité de la relation affine entre deux évolutions considérées. Plus la valeur absolue du coefficient de corrélation est proche de 1, plus les deux variables ont une prépondérance de relation affine entre leurs évolutions. Ce coefficient est ainsi compris entre -1 (relation affine "parfaite" négative) et +1 (relation affine positive). Il est cependant important de noter que la corrélation évaluée est une corrélation statistique, qui ne mesure pas l'intensité de la liaison entre les deux séries temporelles. Cette corrélation donne la qualité et le sens de la relation linéaire qui peut exister entre les évolutions des deux variables.

Corrélations entre les évolutions au 21^{ème} siècle

Le coefficient de corrélation est calculé entre les séries temporelles de W99 et de T_{W99} sur la période 1959-2100 par point de grille pour chaque modèle avec le scénario RCP8.5 (Figure 3.6). Dans l'ensemble des GCMs, les coefficients de corrélation entre les évolutions de W99 et de T_{W99} sont positifs au-dessus des continents, et supérieurs à +0.6 (Figure 3.6). Cela indique une relation positive quasi-linéaire à l'échelle globale entre les évolutions futures de W99 et T_{W99} , en particulier dans les modèles IPSL-CM5-MR et CanESM2 (Figure 3.6). Cependant, dans les régions arides chaudes, les coefficients de corrélation sont plus faibles que dans les autres régions (i.e. < 0.6). Dans la région SAA, la moitié des GCMs analysés montrent des coefficients inférieurs à 0.4, ce qui indique une relation non-linéaire entre les évolutions de W99 et de T_{W99} . Les coefficients de corrélation sont également analysés entre les séries temporelles de W99 et RH_{W99} . À l'échelle globale, la dispersion des modèles CMIP5 est nette (Figure 3.7). Certaines régions présentent néanmoins des coefficients robustes entre les évolutions de W99 et de RH_{W99} , qui sont négatifs en Amérique du Nord, en Europe, en Amazonie, et à l'ouest de l'Afrique équatoriale, et positifs dans la région SAA (Figure 3.7). Dans cette dernière région, les coefficients sont supérieurs à +0.6 dans une zone très localisée et à des emplacements différents d'un modèle à l'autre (Figure 3.7). Ces résultats sont cohérents avec les distributions géographiques de ΔRH_{W99} (Figure 3.2), et les modèles qui simulent une diminution/augmentation de RH_{W99} dans le futur montrent également un coefficient de corrélation négatif/positif (Figure 3.7). Par définition, la corrélation entre les évolutions de W et de RH est toujours positive (Figure 2.4).

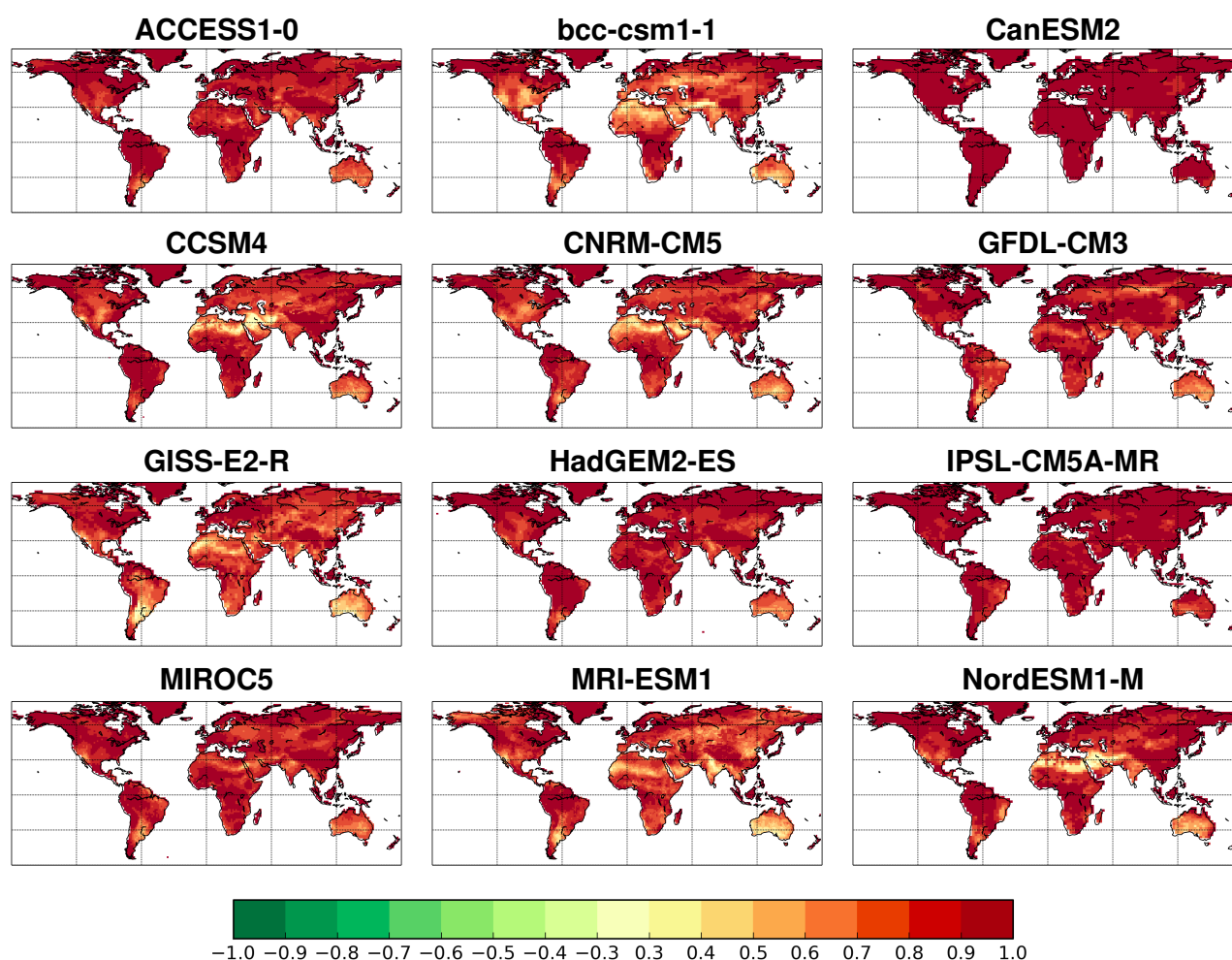


Figure 3.6 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ sur la période 1959-2100 dans le scénario RCP8.5. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à $+0.4$ sont représentées.

Cependant, du fait de diminutions importantes de RH au-dessus de la plupart des régions continentales, les coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ sont négatifs.

L'analyse des coefficients de corrélation montre statistiquement que l'intensification de W_{99} est principalement guidée par une augmentation très importante de $T_{W_{99}}$ dans les régions telles que l'Europe ou l'Amazonie tout au long du 21^{ème} siècle (Figure 2a de l'Article 1 et Figure 3.6). Ce réchauffement est associé à une diminution importante de $RH_{W_{99}}$ (Figure 3.2a ; Fischer and Knutti [2013]), qui atténue l'intensification future de W_{99} au cours du 21^{ème} siècle (Figure 3.4). À l'inverse, dans la région SAA, la faible corrélation entre les évolutions de W_{99} et de $T_{W_{99}}$, associée à la corrélation positive entre les évolutions de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$, confirment que l'augmentation $RH_{W_{99}}$ guide l'intensification de W_{99} au Sahel (Figure 3.6 et Figure 3.7). La position et l'intensité de ces corrélations positives varie d'un GCM à l'autre, de manière cohérente avec les zones de $\Delta RH_{W_{99}}$ positif montrées précédemment (Figure 3.2). Ces corrélations

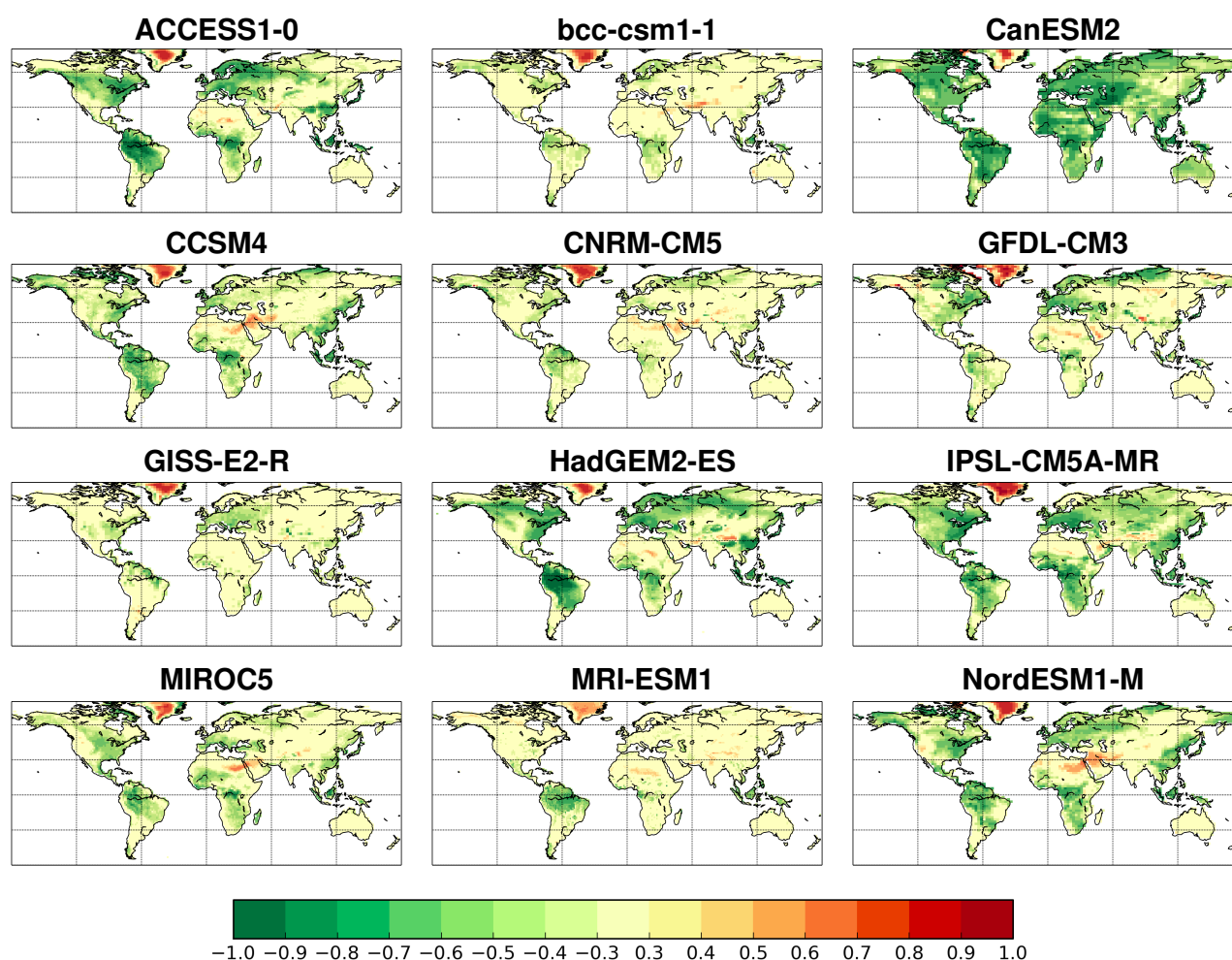


Figure 3.7 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de $W99$ et de RH_{W99} sur la période 1959-2100 dans le scénario RCP8.5. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à +0.4 sont représentées (Figure S3 de l'Article 1).

lations positives correspondent également aux $\Delta W99$ les plus élevés, localisés dans la région SAA (Figure S1 de l'Article 1), ce qui indique que le maximum global d'augmentation future de $W99$ résulte de l'augmentation de RH_{W99} .

Corrélations entre les évolutions historiques (dans les modèles)

Les coefficients de corrélation peuvent également être étudiés sur la période historique, définie de 1979 à 2005 dans cette thèse. Bien que cette période historique soit courte pour étudier les séries temporelles des différentes variables, cette analyse permet de comparer les corrélations représentées dans chacun des 12 modèles CMIP5 par rapport aux corrélations obtenues à partir des observations WFDEI sur la même période.

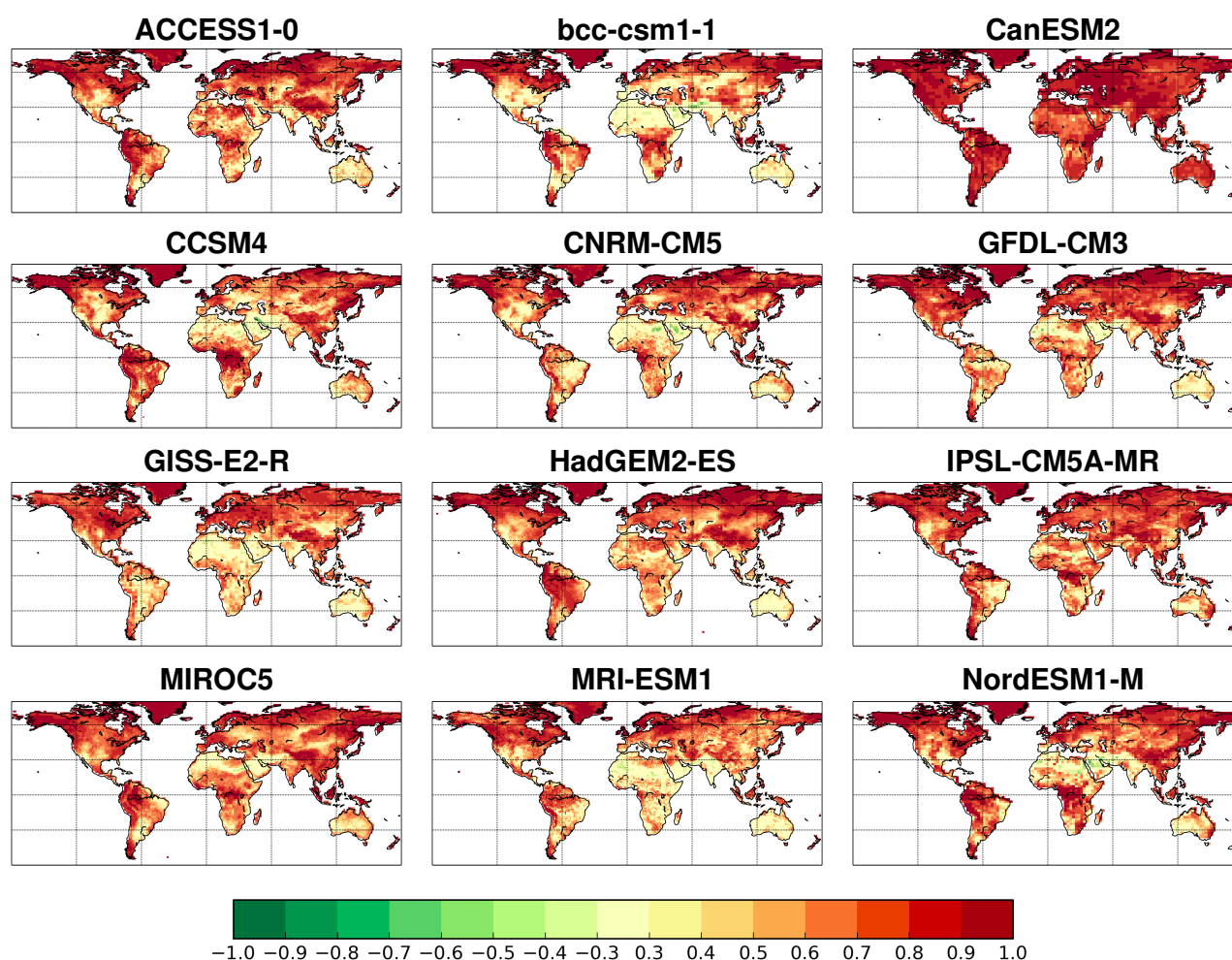


Figure 3.8 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ sur la période 1979-2005 dans la simulation historique. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à $+0.4$ sont représentées.

Les coefficients de corrélations entre les évolutions de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ sur 1979-2005 sont positifs et supérieurs à $+0.6$ au-dessus d'une large partie des continents (Figure 3.8). Ils montrent cependant des valeurs plus faibles que sur la période 1959-2100 (Figure 3.6). Des zones plus étendues de valeurs inférieures à $+0.4$ sont également mises en évidence, en particulier au niveau des régions désertiques. Ceci indique une relation linéaire moins forte entre les évolutions de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ sur la période 1979-2005 par rapport à la période 1959-2100. Néanmoins, cette différence peut être expliquée par la période d'évolution beaucoup plus courte pour calculer les corrélations (i.e. variabilité inter-annuelle plus importante sur 27 ans que sur 142 ans). La dispersion des GCMs dans les coefficients de corrélations est également plus élevée sur 1979-2005 que sur la période 1959-2100 (Figure 3.8). Entre les séries temporelles de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$, les coefficients de corrélation montrent des différences importantes entre les périodes 1979-2005 (Figure 3.9) et 1959-2100 (Figure 3.7). Les coefficients sont moins négatifs à l'historique au-dessus des continents, avec peu de régions montrant des coefficients inférieurs à -0.4 par rapport

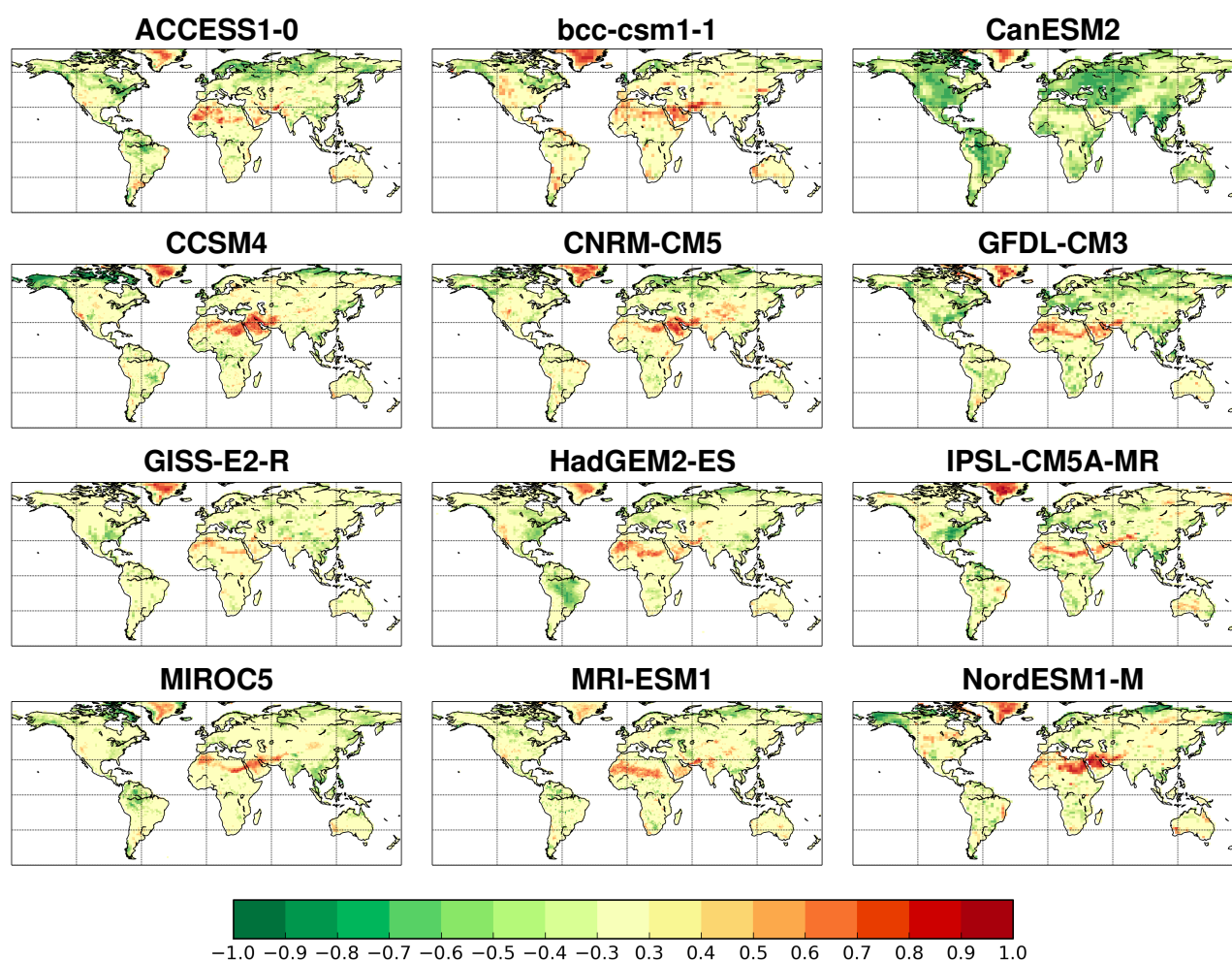


Figure 3.9 – Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ sur la période 1979-2005 dans la simulation historique. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à $+0.4$ sont représentées.

aux évolutions entre 1959 et 2100. Dans la région SAA, les coefficients sont positifs ($\geq +0.7$) et robustes au sein des 12 modèles CMIP5 (Figure 3.9). Les valeurs associées sont plus élevées et les zones correspondantes sont plus étendues à l'historique que sur la période 1959-2100.

L'évolution de W_{99} semble donc présenter une corrélation avec l'évolution de $T_{W_{99}}$ "moins positive" et une corrélation avec l'évolution de $RH_{W_{99}}$ "moins négative" sur la période historique que sur l'ensemble du 21^{ème} siècle pour toutes les régions. D'une part, ces résultats peuvent être expliqués par la période historique plus courte qui induit un nombre réduit de valeurs à partir desquelles calculer les corrélations. Ceci augmente l'incertitude et peut expliquer les coefficients de corrélation plus faibles et moins significatifs entre les évolutions de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ et entre les évolutions de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$. D'autre part, ces résultats peuvent également être expliqués par un réchauffement climatique beaucoup plus faible entre 1979 et 2005 que le réchauffement simulé entre 1959 et 2100 dans les modèles CMIP5. Cela conduit à une intensification de W_{99} moins linéaire avec l'augmentation modérée de T . Ce réchauffement plus faible résulte également

en un assèchement moins important à l'historique, d'où la corrélation négative réduite sur cette période pour les régions "mid-continentales", et la corrélation positive plus forte dans la région SAA, par rapport aux évolutions jusqu'en 2100.

Dans la région SAA, les évolutions de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ montrent un coefficient de corrélation plus positif et plus robuste au sein des GCMs sur la période 1979-2005 que sur la période 1959-2100. Cela suggère que l'intensification du W_{99} associée à un réchauffement moindre et/ou sur une période de temps plus courte pourrait être davantage guidée par les variations de $RH_{W_{99}}$ que de $T_{W_{99}}$ dans cette région. Cette étude nécessiterait néanmoins des analyses supplémentaires, notamment en termes de significativité des corrélations par rapport à la variabilité-interannuelle.

Corrélations entre les évolutions historiques (dans les observations)

L'analyse des coefficients de corrélation obtenus d'après les 12 modèles CMIP5 pour la période 1979-2005 permet principalement de comparer les résultats avec les corrélations calculées à partir des données WFDEI pour la même période (Figure 3.10). D'après les observations WFDEI, les coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ sont positifs et supérieurs à +0.6 sur une large partie des continents dans WFDEI, excepté au niveau des régions arides chaudes (Figure 3.10a). Pour quelques points de grille localisés au nord-est du Sahel et à l'ouest de l'Australie, les observations montrent des coefficients négatifs entre les séries de W_{99} et de $T_{W_{99}}$. Entre les évolutions de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ et à l'échelle globale, les coefficients de corrélations sont faibles, (i.e. > -0.4 et $< +0.4$), et les observations ne montrent pas de corrélation significative (Figure 3.10b). Dans les régions désertiques cependant, les données WFDEI montrent des coefficients positifs importants et supérieurs à +0.7 (e.g. Australie), et jusqu'à +0.9 dans la région SAA (Figure 3.10b).

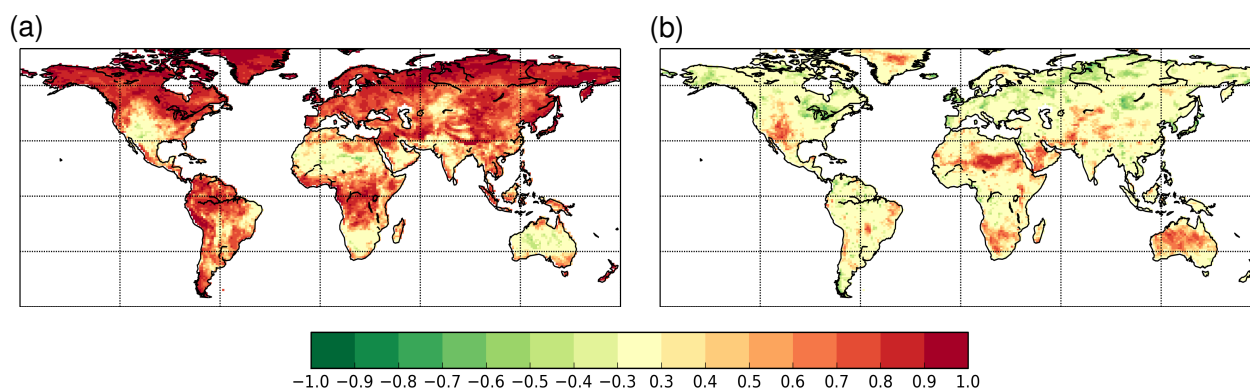


Figure 3.10 – Coefficients de corrélation sur la période 1979-2005 dans les données d'observations WFDEI entre les séries temporelles : (a) de W_{99} et de $T_{W_{99}}$, (b) de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à +0.4 sont représentées.

Les données d'observations confirment donc une corrélation positive marquée entre les évolutions de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ entre 1979 et 2005, excepté dans les déserts. Néanmoins, on montre que les modèles CMIP5 surestiment cette corrélation à l'échelle globale (Figure 3.8). Entre les

évolutions de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$, les observations montrent une corrélation positive importante dans les déserts tels que le Sahel ou l’Australie, ce qui est fortement sous-estimé par les GCMs (Figure 3.9). De plus, les modèles surestiment la relation négative entre les séries temporelles de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ en particulier dans l’hémisphère nord, qui apparaît comme quasi-nulle dans les observation WFDEI (Figure 3.10b). Les coefficients de corrélation observés semblent également se "compléter". Les régions dont le coefficient n’est pas fortement positif entre W_{99} et $T_{W_{99}}$ entre 1979 et 2005 (e.g. Arizona, région SAA, sud de l’Afrique, Australie) présentent en effet un coefficient de corrélation élevé entre W_{99} et $RH_{W_{99}}$ (Figure 3.10), ce qui n’est pas retrouvé dans les GCMs.

Les biais des modèles CMIP5 dans les corrélations entre les évolutions peuvent être expliqués par une dépendance importante des simulations de T et de RH dans les GCMs (Fischer and Knutti [2013]) par rapport aux données observées. Dans notre étude, les modèles qui simulent les coefficients de corrélation les plus positifs entre les évolutions de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ simulent également les coefficients les plus négatifs entre les évolutions de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$, que ce soit sur la période 1979-2005 ou la période 1959-2100. Or, ceci n’est pas retrouvé dans les données d’observations WFDEI sur la période 1979-2005. Néanmoins, il convient de noter la difficulté de rendre robuste les corrélations d’évolution estimées sur des périodes de temps aussi courtes (i.e. 27 ans). De plus, les observations ne constituent qu’une seule réalisation par rapport à l’approche multi-modèle et multi-réalisations utilisée. Ces facteurs sont ici sources d’incertitudes importantes et plusieurs analyses supplémentaires seraient ici nécessaires.

3.4.3 Cycles saisonniers et cooccurrence "réelle"

Dans ce Chapitre 3, le second axe porte sur le rôle joué par RH dans l’occurrence annuelle de W_{99} et de T_{99} . Dans l’Article 1, nous avons analysé les cycles saisonniers de W, T et RH dans chacun des GCMs pour différentes régions d’intérêt, dans le but de mettre en évidence une éventuelle cooccurrence ou déphasage entre les saisons d’intenses T et W (Figures 3, et Figures S4 à S6 dans l’Article 1). Ces cycles montrent principalement une cooccurrence marquée des maxima annuels de T et de W en Europe et dans les moyennes latitudes, mais montrent un déphasage de deux semaines à deux mois entre l’occurrence des maxima annuels de T et celle des maxima de W dans les tropiques, en particulier dans les régions où les GCMs simulent le maximum d’intensification de W_{99} , telles que l’Amazonie et la région SAA.

Ces résultats apportent une première évaluation de la cooccurrence entre les saisons de T et de W maximums, mais ne ils ne quantifient pas la cooccurrence "réelle" entre les extrêmes annuels de T et de W. Pour analyser cette cooccurrence, il est nécessaire de conduire une approche année par année, du fait de la variabilité inter-annuelle marquée des valeurs extrêmes. Je me propose donc d’analyser cette cooccurrence pour quelques modèles CMIP5 parmi les 12 GCMs utilisés : CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3, et IPSL-CM5A-MR. Pour réaliser cette étude, je quantifie le pourcentage de jours de W_{99} qui correspondent également aux jours de T_{99} pour chaque année et chaque point de grille. Ces pourcentages annuels sont ensuite moyennés sur la période voulue (i.e. 1979-2005 et 2074-2100). Si la valeur atteinte est de 100%, cela indique que l’ensemble des jours de W_{99} par année correspond également aux occurrences annuelles de T_{99} . Si la valeur est de 0%, cela indique qu’aucun des jours de W_{99} n’est marqué par l’occurrence des T_{99} . Par définition, le 99ème percentile utilisé pour définir les extrêmes

dans cette thèse permet d'obtenir les valeurs des 3-4 jours les plus chauds. Comme cela réduit drastiquement le total de jours à partir desquels calculer les cooccurrences, les pourcentages pour les valeurs supérieures au 90ème percentile annuel et supérieures au 95ème percentile sont également calculés. Dans cette partie, les métriques correspondantes sont respectivement appelées W_{90} , T_{90} , W_{95} et T_{95} .

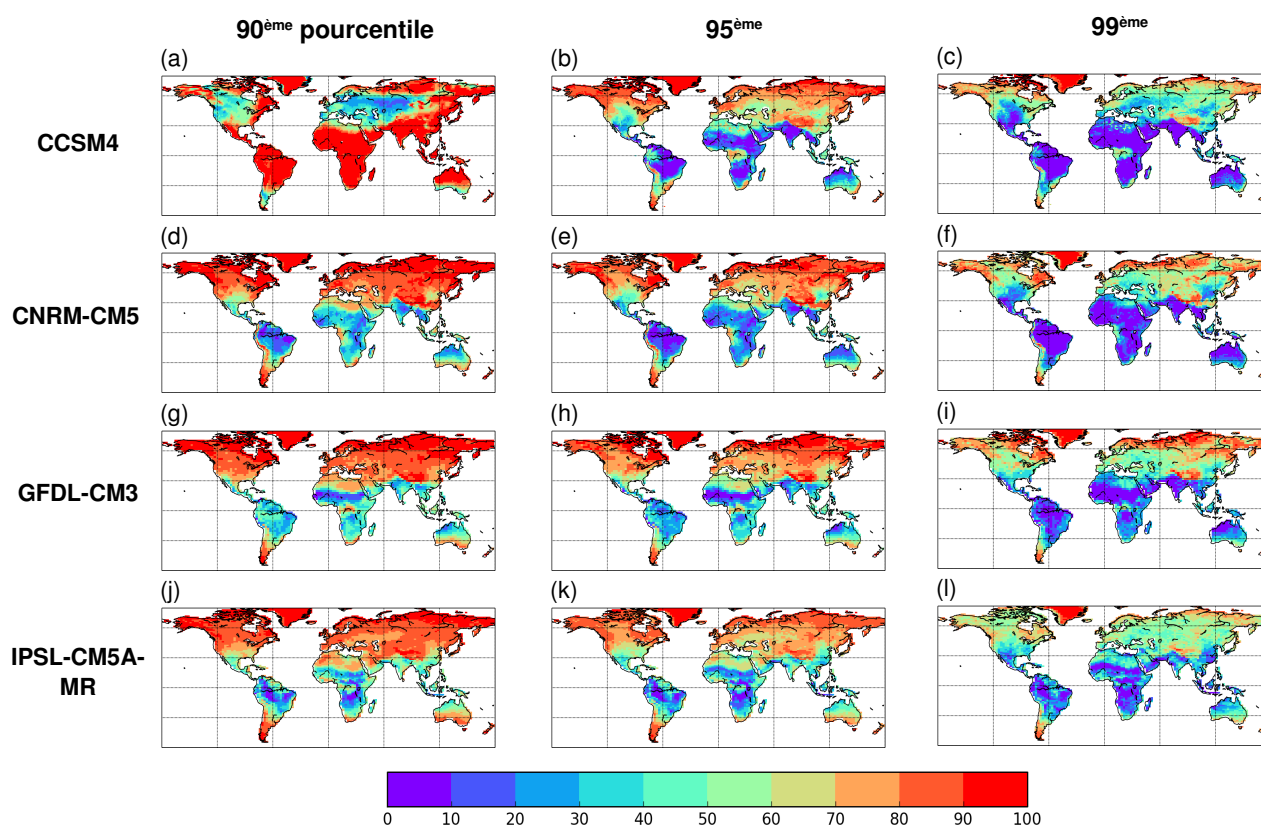


Figure 3.11 – Pourcentages des jours de W extrême où T est également extrême moyennés sur la période 1979-2005 dans les modèles *CCSM4*, *CNRM-CM5*, *GFDL-CM3* et *IPSL-CM5A-MR*, avec les extrêmes définis comme les valeurs supérieures au : (a-c-f-i) 90ème percentile, (b-d-g-j) 95ème percentile, (c-e-h-k) 99ème percentile.

Cooccurrences à l'historique

Pour une région donnée, les pourcentages de jours de W extrêmes cooccurents avec les T extrêmes sont similaires pour les trois définitions d'extrêmes sur la période 1979-2005, et diminuent en augmentant la valeur du percentile (Figure 3.11). Cela s'explique par le fait que le total des jours à partir desquels calculer le pourcentage est plus faible lorsque la valeur du percentile est plus haute (i.e. 90ème percentile = 37 jours les plus extrêmes, 95ème percentile = 18 jours, 99ème percentile = 3 jours). Les cooccurrences calculées sont significatives au sein des quatre modèles CMIP5 analysés. La Figure 3.11 met en évidence des zones de cooccurrence à 80-100% entre les extrêmes annuels de W et les extrêmes annuels de T dans l'ensemble de l'hémisphère nord au-dessus de 20°N, à l'ouest de l'Afrique équatoriale, et au niveau des pointes sud des continents dans l'hémisphère sud. A contrario, dans l'ensemble des tropiques, excepté à l'ouest de l'Afrique équatoriale, la cooccurrence des extrêmes annuels de W et de T est inférieure à 20-30% en moyenne, voire proche de 0 dans certains modèles et pour les extrêmes

les plus hauts (Figure 3.12). Cela indique un déphasage très marqué entre les occurrences des extrêmes à ces latitudes, ce qui confirme et précise les estimations obtenues en étudiant les cycles saisonniers moyens.

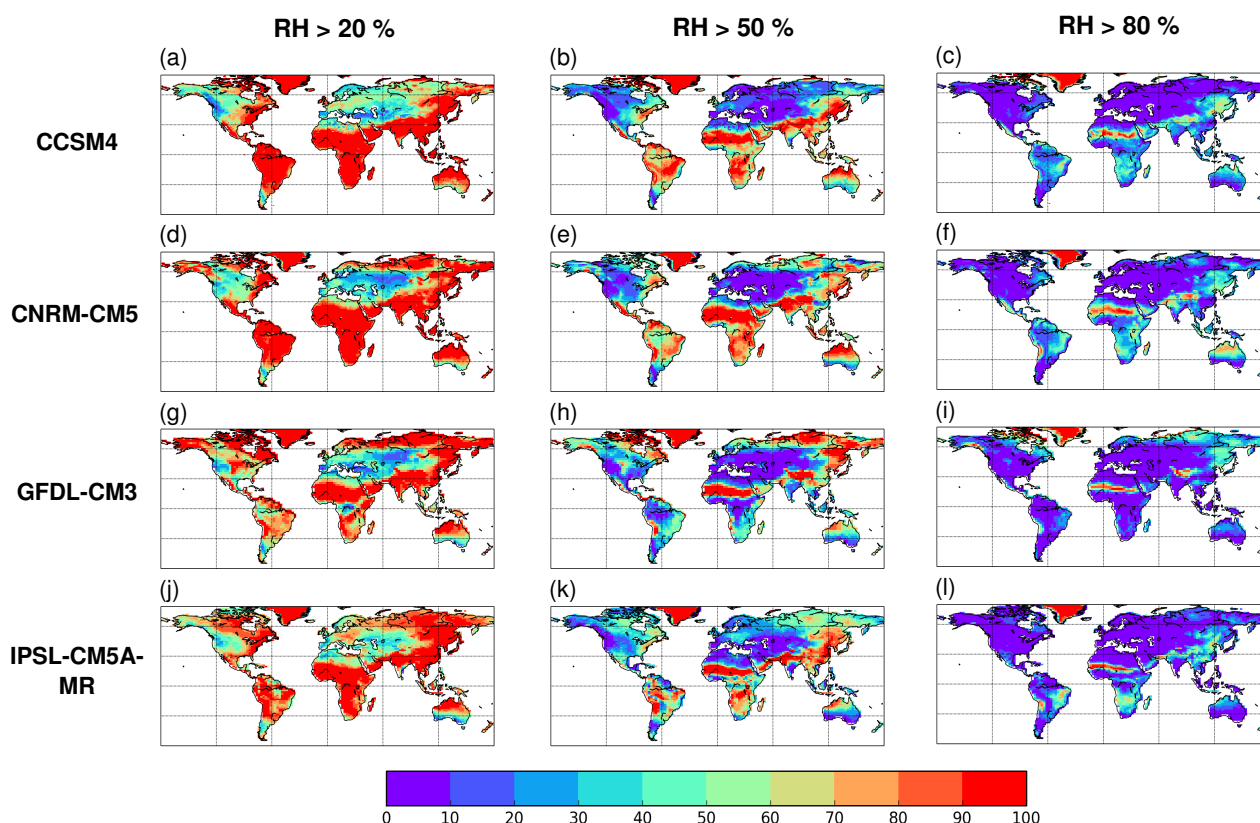


Figure 3.12 – Pourcentages des jours de W extrême définis comme les valeurs supérieures au 95ème percentile annuel, moyennés sur la période 1979-2005 dans les modèles *CCSM4*, *CNRM-CM5*, *GFDL-CM3* et *IPSL-CM5A-MR*, où RH est supérieure ou égale à : (a-c-f-i) 20%, (b-d-g-j) 50%, (c-e-h-k) 80%.

Lorsque l'on s'intéresse à l'occurrence des W_{95} par rapport aux valeurs de RH , les valeurs extrêmes de RH ne correspondent pas à des métriques pertinentes, car les W extrêmes ne sont pas forcément associés aux plus hautes valeurs de RH (Article 1). Pour quantifier le rôle de RH dans l'occurrence des extrêmes de W , le pourcentage annuel de jours de W_{95} où RH atteint/dépasse certaines valeurs est donc quantifié. Nous choisissons de quantifier ces pourcentages pour des valeurs de $RH \geq 20\%$, $\geq 50\%$ et $\geq 80\%$ (Figure 3.12). En moyenne, à l'ouest de l'Amérique du Nord, et dans une large région située du bassin Méditerranéen au centre de l'Asie, la cooccurrence entre W_{95} et $RH \geq 20\%$ et 50% est inférieure à 30% voire proche de 0% pour les quatre GCMs analysés (Figure 3.13). Entre $30^\circ S$ et $30^\circ N$, et à l'est de l'Asie, la cooccurrence est de 100% entre W_{95} et $RH \geq 20\%$, et inférieure à 60% pour $RH \geq 50\%$. Pour les RH les plus élevées (i.e. $\geq 80\%$), les pourcentages montrent un déphasage quasi-total avec les W_{95} à l'échelle globale (Figure 3.12). Dans la région SAA, les modèles CMIP5 montrent une cooccurrence supérieure à 80% entre W_{95} et des valeurs hautes de RH correspondantes.

Ces analyses supplémentaires précisent l'estimation saisonnière mise en lumière dans l'Article 1. On montre ici que les extrêmes annuels de température et de stress thermique ont lieu conjointement dans les moyennes et hautes latitudes, au moment de l'année où l'humidité relative est la plus faible (i.e. été boréal). Dans ces régions, les extrêmes annuels de température

guident l'occurrence des extrêmes annuels de stress thermique. À l'inverse, dans les tropiques, un déphasage quasi-systématique est montré entre l'occurrence des extrêmes de température et de stress thermique. Dans ces régions, les extrêmes de stress thermique sont guidés par des valeurs de température élevées (non-extrêmes), et par des valeurs d'humidité relative suffisamment élevées mais ne dépassant pas les 50-60% selon les modèles. À des échelles plus régionales, l'ouest de l'Afrique équatoriale présente une cooccurrence entre extrêmes de température et de stress thermique, contrairement à l'ensemble des autres régions chaudes et humides. Cette région particulière au sein des tropiques pourrait être analysée plus en détails. Au Sahel, on montre également que ce sont les valeurs d'humidité relative les plus élevées qui conduisent l'occurrence annuelle des extrêmes de stress thermique, valeurs probablement liées à l'occurrence d'extrêmes de précipitations (Panthou et al. [2014]).

De nombreuses études montrent des risques très importants pour les populations, associés à l'occurrence et à l'augmentation future des extrêmes de température (e.g. Watts et al. [2015], Kjellstrom et al. [2016], Mora et al. [2017]), et associés aux extrêmes de stress thermique (e.g. Dunne et al. [2013], Mora et al. [2017], Chavaillaz et al. [2019]). Dans les régions où un déphasage est montré, associé à des occurrences successives d'extrêmes chauds puis d'extrêmes de stress thermique, il apparaît donc pertinent de considérer ces extrêmes comme "additionnels" dans les études d'impacts et de risques pour la santé liés aux extrêmes de chaleur.

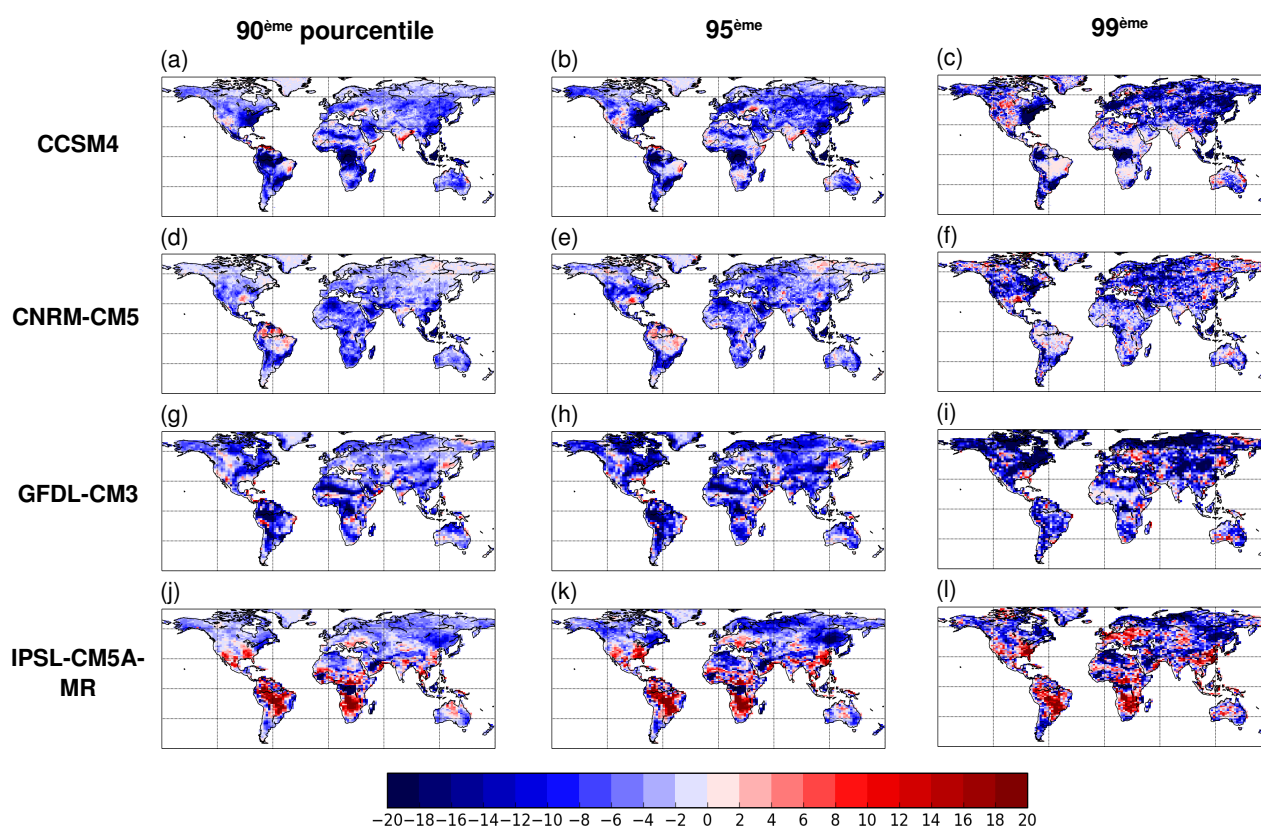


Figure 3.13 – Changements de pourcentages des jours de W extrême où T est également extrême entre 2074-2100 et 1979-2005 pour le scénario RCP8.5 (en %), et les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR. Les extrêmes sont définis comme les valeurs supérieures au : (a-c-f-i) 90ème percentile, (b-d-g-j) 95ème percentile, (c-e-h-k) 99ème percentile.

Changements futurs des cooccurrences

Dans le futur, les cooccurrences et déphasages mis en lumière sont susceptibles de changer dans un contexte de réchauffement climatique continu. Ces éventuelles variations sont ici analysées, en quantifiant la différence de pourcentages de cooccurrence entre les périodes 1979-2005 et 2074-2100 avec le scénario RCP8.5 pour les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR.

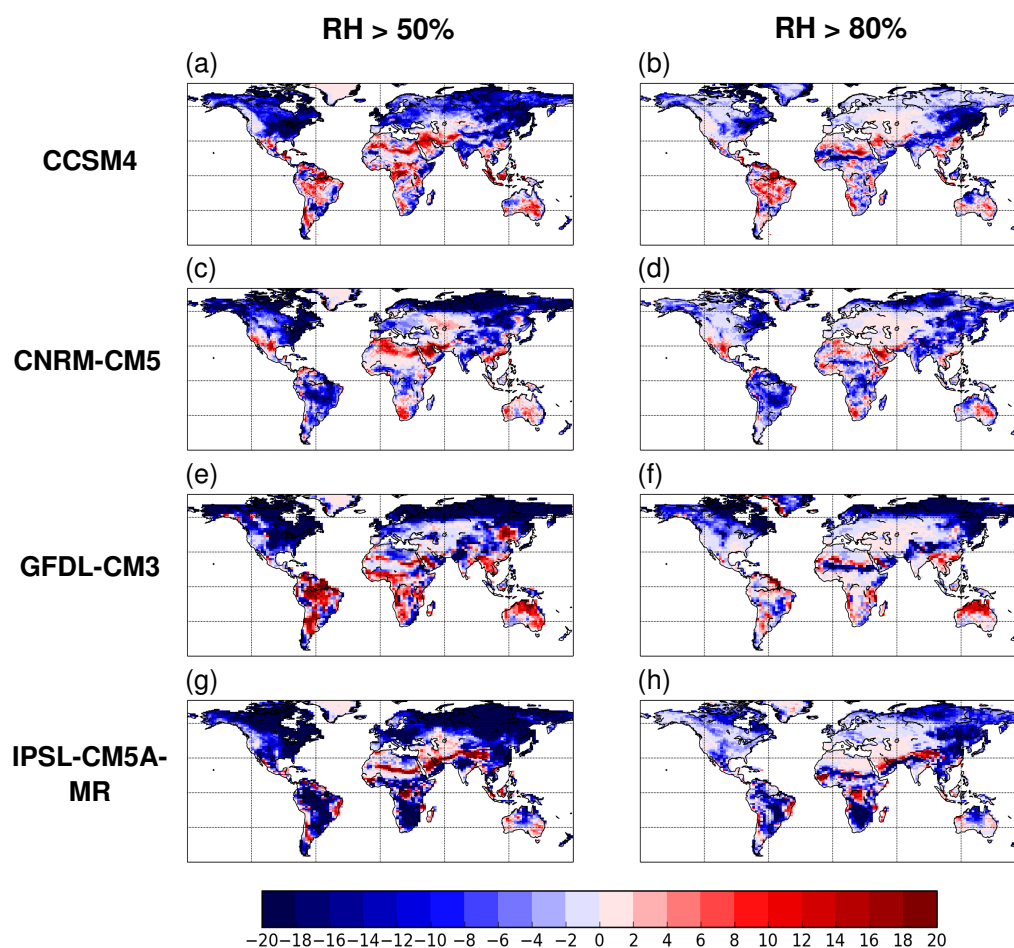


Figure 3.14 – Changements de pourcentages des jours de WBGT annuel supérieur au 95ème percentile annuel et RH supérieure à 50% et à 80% entre 2074-2100 et 1979-2005 pour le scénario RCP8.5 (en %), pour les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR.

Dans le futur, les quatre modèles CMIP5 montrent que la cooccurrence entre les extrêmes de W et T diminue à l'échelle globale de 1 à 15%, excepté pour le modèle IPSL-CM5A-MR qui simule une augmentation de la cooccurrence en Amazonie et au sud de l'Afrique (Figure 3.13). Ces premiers résultats semblent indiquer que l'occurrence des W extrêmes sera donc de moins en moins guidée par les T extrêmes, même dans les régions où la cooccurrence est particulièrement marquée actuellement, telles que dans les moyennes et hautes latitudes nord (Figure 3.11). La cooccurrence entre les WBGT extrêmes et les RH élevées semblent aussi diminuer dans le futur, excepté dans les régions désertiques de l'hémisphère nord où l'occurrence des WBGT extrêmes

sera de plus en plus guidée par RH 50% (Figure 3.14). D'après les modèles CMIP5, il semble que les WBGТ extrêmes soient de plus en plus guidés par des conditions "moyennes" combinées de T et de RH élevées dans le futur, et de moins en moins par les extrêmes de T.

3.4.4 Résultats dans le scénario RCP2.6

Dans cette thèse, nous nous intéressons principalement au scénario RCP8.5. Ce choix est motivé par la réponse marquée à un forçage radiatif positif plus important simulé, ce qui fournit des résultats plus nets dans les rétroactions étudiées. Le scénario RCP8.5 est également considéré dans CMIP5 comme suivant la trajectoire actuelle des émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique, sans politique d'atténuation. Néanmoins, comme expliqué en Sections 1.3.1 et 2.3.3, les incertitudes des résultats associées au choix du scénario futur sont élevées. Ainsi, considérer un autre scénario futur nous apparaît ici pertinent pour étudier le rôle de RH sur l'occurrence des extrêmes de W et de T, et évaluer l'incertitude associée aux différents futurs possibles. Le scénario RCP2.6 qui correspond à la politique d'atténuation des émissions la plus importante dans les simulations CMIP5 est donc étudié. Nous cherchons à déterminer si le rôle de RH dans la modulation des changements de W99 mis en évidence dans RCP8.5 est robuste dans RCP2.6, et si l'amplitude du réchauffement guide les effets de RH sur les changements futurs de W99. Dans cette section, les projections de ΔT_{99} , de ΔW_{99} , de ΔT_{W99} et de ΔRH_{W99} , ainsi que leurs corrélations d'évolution sont donc analysées. L'effet d'atténuation/amplification du ΔRH_{W99} sur le ΔW_{99} est également quantifié pour le scénario RCP2.6. Ces analyses sont conduites sur seulement 7 modèles CMIP5 parmi les 12 sélectionnés dans cette thèse (Tableau 3.1). Ce nombre réduit de GCMs découle du manque de données journalières historiques et futures disponibles pour le scénario RCP2.6.

Tableau 3.1 – Liste des 7 modèles CMIP5 disponibles en résolution journalière pour les analyses du scénario RCP2.6.

Nom du modèle	Réalisations	Résolution	Institut
CanESM2	5	128x54	CCCma, Victoria, Canada
CCSM4	1	288x192	NCAR, Boulder, USA
CNRM-CM5	1	256x128	CNRM-CERFACS, Toulouse, France
GFDL-CM3	1	144x90	NOAA-GFDL, Princeton, USA
HadGEM2-ES	4	192x145	MOHC, Exeter, UK
IPSL-CM5-MR	1	144x143	IPSL, Paris, France
MIROC5	3	256x128	MIROC, JAMSTEC-AORI-NIES, Japan

Comme pour le scénario RCP8.5, T99 et W99 augmentent dans le futur sous le scénario RCP2.6 (Figure 3.15a et 3.15b). Néanmoins, comme attendu, l'amplitude des changements est nettement inférieure aux changements projetés dans RCP8.5. Le maximum de ΔT_{99} est simulé en Europe de l'est avec une valeur moyenne d'environ $+3.5^{\circ}\text{C}$ (Figure 3.15a). Le sud-ouest du bassin Amazonien est également caractérisé par un ΔT_{99} élevé de plus de $+2.5^{\circ}\text{C}$. En W99, le maximum d'augmentation est localisé au nord de la Sibérie, avec une intensification supérieure à 2.4 unités (Figure 3.15b). Le maximum global de ΔW_{99} est donc localisé ailleurs qu'au Sahel, contrairement au scénario RCP8.5. On retrouve les mêmes répartitions géographiques d'augmentation élevée de W99 au Sahel, en Arabie, en Amazonie et au nord de l'Amérique du Nord (Figure 1 de l'Article 1, Figure 3.15b).

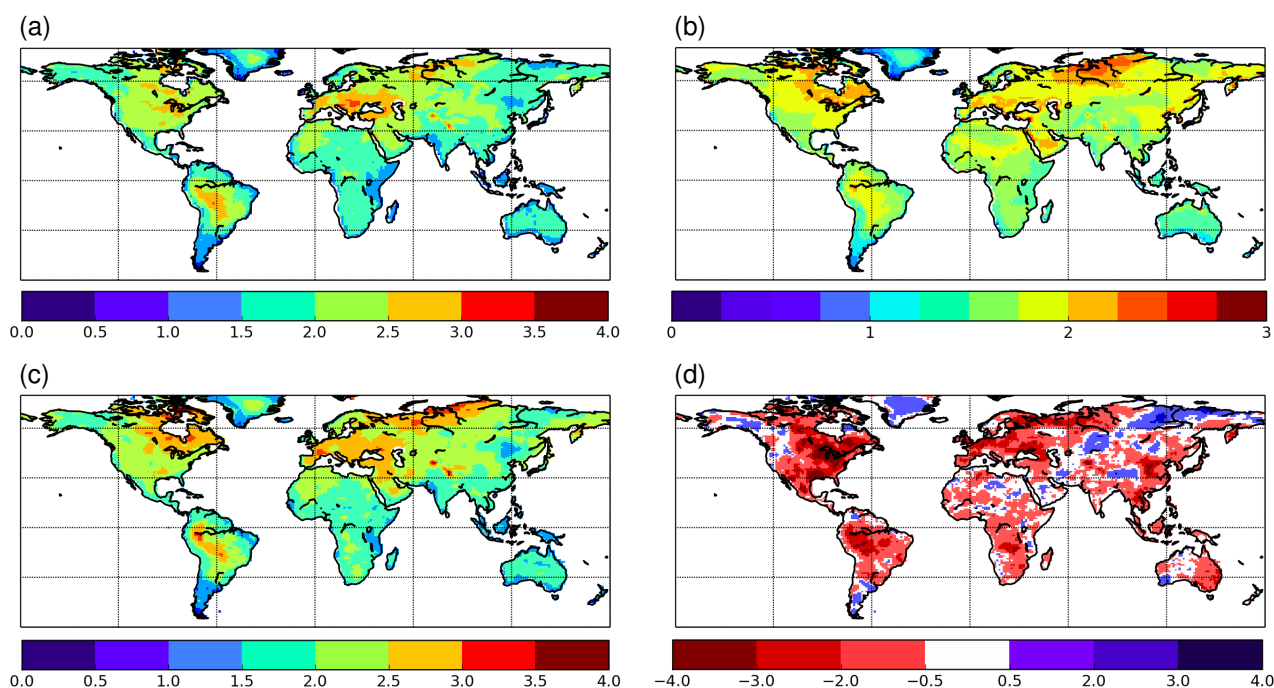


Figure 3.15 – *Changements en moyenne multi-modèles simulés entre 1986-2005 et 2074-2100 pour le scénario RCP2.6 de : (a) T_{99} , (b) W_{99} , (c) $T_{W_{99}}$, et (d) $RH_{W_{99}}$.*

Dans le futur, les modèles CMIP5 simulent une augmentation de $T_{W_{99}}$ comprise entre 1 et 2.5°C dans le scénario RCP2.6 (Figure 3.15c). Associé à ce $\Delta T_{W_{99}}$, $RH_{W_{99}}$ varie dans les projections futures. Cependant, contrairement au scénario RCP8.5, les tendances en $\Delta RH_{W_{99}}$ sont moins marquées dans le RCP2.6. On retrouve un assèchement moyen en Amazonie et en Europe, ainsi qu'une légère augmentation de $RH_{W_{99}}$ en Afrique du Nord. De plus, les régions avec le $\Delta T_{W_{99}}$ maximum au-dessus des continents ne correspondent pas à des zones aussi marquées par un $\Delta RH_{W_{99}}$ négatif, contrairement au RCP8.5. Cela questionne la robustesse des résultats mis en évidence dans de précédentes études qui montrent que les maximums de ΔT_{99} est fortement corrélé aux maximums de diminution de RH associée (e.g. Fischer and Knutti [2013]) lorsqu'on analyse des scénarios d'émissions plus faibles.

L'analyse des coefficients de corrélations entre les évolutions de W_{99} et $RH_{W_{99}}$ et entre les évolutions de W_{99} et $T_{W_{99}}$ est également conduite pour le scénario RCP2.6 (Figure 3.16). De manière similaire au scénario RCP8.5, la corrélation entre les évolutions de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ est robuste et globalement positive au-dessus des continents, bien que plus faible, excepté dans les régions désertiques (Figure 3.16). La région SAA est illustrée par une plus faible corrélation entre ΔW_{99} et $\Delta T_{W_{99}}$ dans le scénario RCP2.6 (Figure 3.16) que dans le scénario RCP8.5 (Figure 3.6). On montre donc que la faible corrélation entre ΔW_{99} et $\Delta T_{W_{99}}$ au Sahel et en Arabie est robuste selon les scénarios futurs. Les coefficients entre les évolutions de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ dans le scénario RCP2.6 montrent une faible corrélation négative dans les régions mid-continentales, excepté pour le modèle CanESM2 (Figure 3.16). À l'inverse, les coefficients de corrélations positifs mis en évidence dans la région SAA semblent supérieurs dans le scénario RCP2.6 (Figure 3.16) que dans le scénario RCP8.5 (Figure 3.7). Les coefficients de corrélation calculés sur la période 1959-2100 avec le scénario RCP2.6 sont également similaires aux coefficients calculés sur la période historique 1979-2005 dans les modèles (Figure 3.7 et

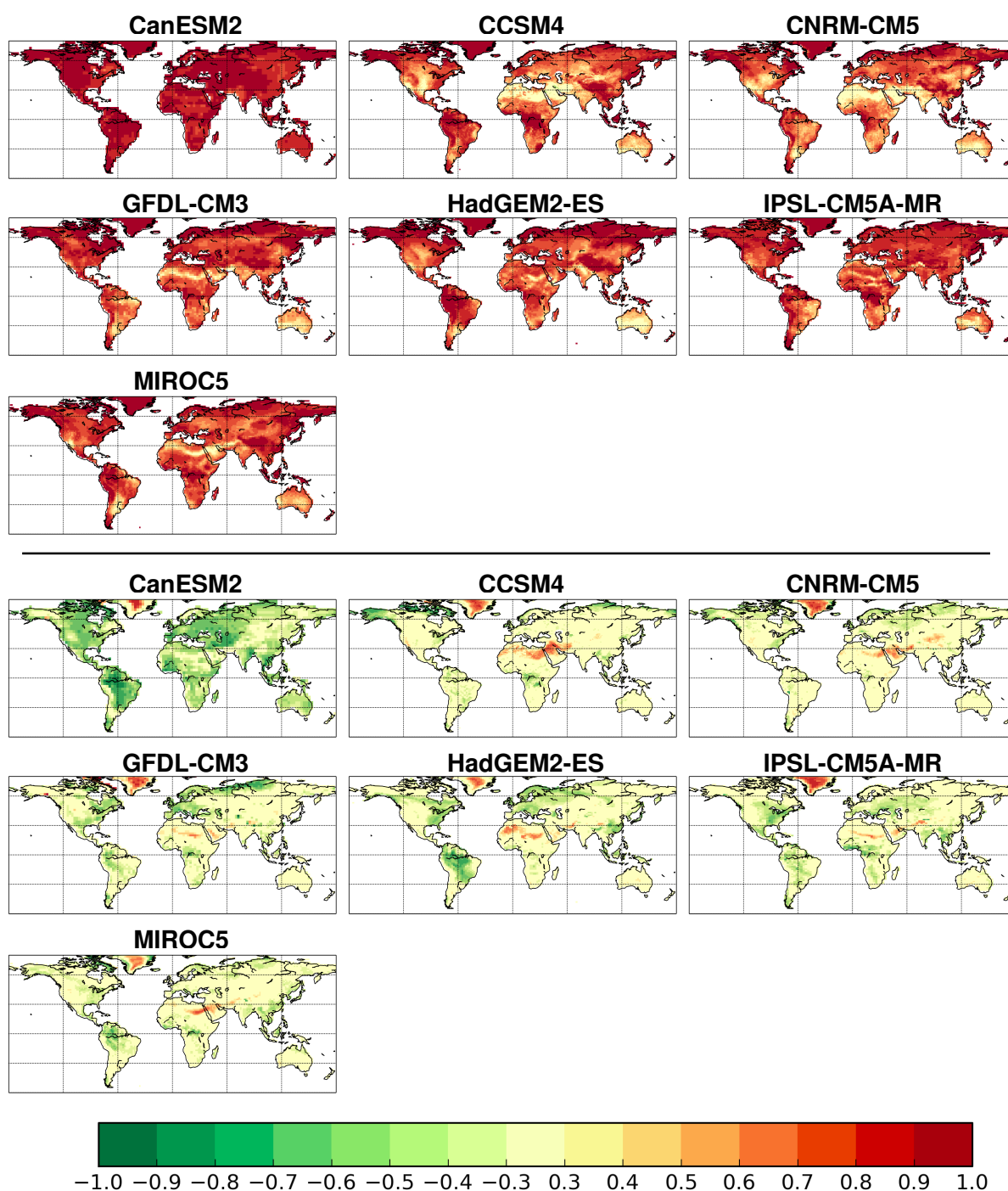


Figure 3.16 – Coefficients de corrélations entre deux séries temporelles de 1979 à 2100 pour les 7 modèles analysés avec le scénario RCP2.6. Les figures en partie haute représentent les corrélations entre les séries temporelles de $W99$ et de T_{W99} , et les figures du bas représentent les corrélations entre $W99$ et RH_{W99} . Seuls les coefficients supérieurs à 0.4 et inférieurs à -0.4 sont représentés.

Figure 3.8). Ceci semble confirmer que la linéarité entre les évolutions de $W99$ et de T_{W99} et celles de $W99$ et de RH_{W99} sont conditionnés par l'intensité du réchauffement d'après les modèles CMIP5.

En conclusion pour le scénario de plus faible émission (RCP2.6), le maximum global d'intensification du W99 est localisé en Sibérie, alors que le maximum d'intensification pour le scénario de plus forte émission (RCP8.5) est localisé au Sahel. On montre ici une dépendance moins nette entre les augmentations maximales des T élevées et les diminutions maximales des RH associées à l'échelle globale. Dans le scénario RCP2.6, la corrélation positive entre les évolutions de W99 et de T_{W99} est nette mais beaucoup plus faible que pour le scénario RCP8.5. Les évolutions de W99 et de RH_{W99} montrent de plus faibles corrélations dans les régions où la corrélation est fortement négative dans RCP8.5. Les résultats de corrélations mis en évidence entre les évolutions de 1979 à 2005 pour le scénario RCP8, et les évolutions de 1979 à 2100 pour le scénario RCP2.6, semblent ainsi suggérer que les corrélations entre les évolutions de W99 et respectivement de T_{W99} et de RH_{W99} dépendent principalement de l'amplitude du réchauffement. Ce résultat préliminaire nécessiterait des analyses supplémentaires, et plus précises.

3.5 Summary of additional elements

- CMIP5 models show strong uncertainties in ΔRH_{W99} projections under the RCP8.5 scenario, particularly over the Sahel to Arabia region (i.e. the SAA region). In this region, magnitude and location of the positive projected ΔRH_{W99} differ among the GCMs. Consistent multi-model uncertainties are found in the enhancing effect of the increase of RH_{W99} on the future W99 intensification. However, model per model analyses exhibit robust enhancing effects.
- Mean future changes in the hydrological cycle suggest that the rainfall decrease and the increase of evaporation explain the associated decrease of RH_{W99} over Europe and Amazonia. For the SAA region, increases in rainfall and evaporation seem to result in a RH_{W99} increase. However, analyses of seasonal changes of the hydrological cycle would better explain the causes of the regional changes in RH_{W99} . Future changes in regional and large scale atmospheric circulation could also explain these RH projections.
- By definition, W99 evolution is positively correlated to both T_{W99} and RH_{W99} evolutions. However, due to the future mean global decrease in RH_{W99} over land, CMIP5 models project a strong positive correlation between W99 and T_{W99} evolutions from 1979 to 2100 under RCP8.5, and a strong negative correlation between W99 and RH_{W99} timeseries. Correlations calculated with WFDEI observations emphasize that CMIP5 models overestimate the positive correlations between W99 and T_{W99} evolutions, and overestimate (underestimate) the negative (positive) correlation between W99 and RH_{W99} timeseries.
- W99 annually co-occur by 80-100% with T99 over land above 20°N and in western equatorial Africa. In every other tropical regions, W99 are time-lagged with T99. In the tropics, W99 are driven by high but non-extreme T and RH conditions, except within the SAA region where W99 occurrence is caused by $RH_{W99} \geq 80\%$ (probably due to strong rainfall events). CMIP5 models project a future decrease in both co-occurrences

of W99 with T99, and in W99 with elevated RH_{W99} , except for the SAA region. This suggests that future occurrences of W99 will be more and more induced by "mean high" combined T and RH conditions.

- Under the RCP2.6 scenario, regions with the largest $\Delta W99$ do not necessarily correspond to regions with the greatest ΔT_{W99} , which emphasizes a similar important role of ΔRH_{W99} . ΔT_{W99} also does not necessarily correspond to areas with the largest future decrease in RH_{W99} , which questions the robustness of the T and RH dependency in CMIP5 models depending on the future warming scenario. Under RCP2.6, W99 evolution seems to be less (more) negatively (positively) correlated with RH_{W99} evolution (due to a weaker drying) and less correlated with T_{W99} timeseries compared to RCP8.5.

Chapitre 4

Rapidité d'évolution des extrêmes de température et de stress thermique : émergence et implications sur la *perception* des changements du climat

Dans le chapitre précédent, nous avons analysé le rôle de l'humidité relative dans l'occurrence et les changements futurs des extrêmes de stress thermique. Dans cette thèse, le stress thermique est considéré comme illustrant le ressenti humain des conditions climatiques, puisqu'il caractérise le confort thermique d'un individu associé à ces conditions. Dans ce Chapitre 4, l'axe central de cette étude poursuit le travail de Chavaillaz et al. [2016b], en se focalisant cette fois sur l'évolution temporelle des extrêmes de stress thermique (et de température). Le but de cette étude est d'évaluer l'éventuelle sévérité des changements futurs, à travers l'analyse de différents indicateurs physiques et statistiques qui permettent de qualifier (1) le ressenti du climat et (2) la perception des changements par les populations. Dans ce travail, la vitesse d'évolution des extrêmes de chaleur, et *l'émergence* des changements par rapport à ce qui est récemment vécu par les populations, sont quantifiées avec une référence glissante. Cette *émergence* des changements est caractérisée par rapport aux conditions extrêmes déjà connues par les populations (i.e. les derniers 20 ans), ce qui permet de renseigner à quel point le changement à venir pourra être perçu par rapport aux dernières décennies. Comme décrit précédemment, nous ne déterminons pas LA perception humaine du changement climatique dans ce chapitre (qui dépend de nombreux facteurs physiologiques et psychologiques), mais nous évaluons une forme de pression climatique exercée par la rapidité et l'émergence des changements du climat et vécue par les populations

Dans une première partie, je rappelle et décris les différents indicateurs physiques et statistiques utilisés pour évaluer cette perception d'un point de vue climatique. L'article qui fait état des résultats principaux de ce travail, et soumis à la revue *Climatic Change* en 2019, est ensuite intégré dans une seconde partie. Enfin, dans un troisième temps, je détaille les analyses complémentaires conduites pour préciser les incertitudes et les résultats aux échelles régionales.

4.1 Approche suivie et rappel des indicateurs utilisés

Dans cette thèse, l'étude des changements du climat se fait à travers l'analyse de l'évolution des extrêmes de chaleur. Comme dans les chapitres précédents, les extrêmes annuels sont définis dans ce chapitre comme les valeurs annuelles supérieures au 99ème percentile de température (ci-après T_{99}), et de stress thermique, illustré pour le Wet-Bub Globe Temperature simplifié (ci-après $WBGT_{99}$ dans le Chapitre 4).

Le but de ce travail est de caractériser la rapidité du changement, en particulier en terme d'émergence, et d'apporter ainsi une information climatique sur la façon dont ces changements pourraient être ressentis au cours du 21^{ème} siècle. Pour cela, et comme décrit dans la Section 2.4.2, nous utilisons et développons des indicateurs statistiques liés à la vitesse du changement. La vitesse d'évolution des extrêmes est tout d'abord définie pour chaque année comme le changement entre la période de 20 ans précédant cette année, et la période de 20 ans suivant cette année (schéma en Figure 2.10). Cette approche dite *en référence glissante* permet ainsi de quantifier le changement vécu par les populations au cours des 20 prochaines années par rapport aux 20 années précédentes, pour chacune des années de la période considérée. Pour chaque année t , les vitesses d'évolution sont donc calculées comme :

$$\Delta T_{99[20]}(t) = \langle T_{99} \rangle_{t,t+20} - \langle T_{99} \rangle_{t-20,t} \quad (4.1)$$

et

$$\Delta WBGT_{99[20]}(t) = \langle WBGT_{99} \rangle_{t,t+20} - \langle WBGT_{99} \rangle_{t-20,t} \quad (4.2)$$

Les $\Delta X_{[20]}(t)$ correspondent aux changements calculés pour chaque année t en unités/20ans. $\langle X \rangle$ représentent les moyennes annuelles associées de chaque variable moyennées par période de 20 ans. Dans ce calcul, l'année t_1 est exclue et l'année t_2 est incluse dans la moyenne sur 20 ans selon $\langle X \rangle_{t_1,t_2} = \sum_{t=t_1+1}^{t_2} \frac{X}{(t_2-t_1)}$ (Chavaillaz et al. [2016b]). Pour des raisons de simplification de notations, les vitesses d'évolution par 20 ans $\Delta T_{99[20]}$ et $\Delta WBGT_{99[20]}$ sont respectivement remplacées par ΔT_{99} et $\Delta WBGT_{99}$ dans la suite de ce Chapitre 4¹.

Dans un second temps, nous cherchons à quantifier à quel point ces vitesses d'évolution vont *émerger* de chaque distribution récente des extrêmes. Cette approche nous permet d'évaluer statistiquement comment les populations peuvent percevoir un changement de température ou de stress thermique dans un futur proche, par rapport à la gamme des valeurs vécues récemment et qui servent de référence. Néanmoins, il convient de rappeler au lecteur que cette étude ne considère pas les aspects liés à la vulnérabilité des populations (Füssel and Klein [2006]). Dans l'AR5, la vulnérabilité est définie comme la propension d'être défavorablement affecté par un événement ou un changement (Oppenheimer et al. [2014]). La vulnérabilité rend par exemple compte de la sensibilité des populations liée au manque de capacité à surmonter ou à s'adapter à un changement important du climat, telle qu'un contexte climatique déjà extrême, un faible

1. Ces annotations sont différentes des ΔT_{99} et ΔW_{99} qui définissent les changements moyens entre 1979-2005 et 2074-2100 dans le Chapitre 3.

PIB, ou encore un faible indice de développement. La perception évaluée ici n'est donc pas quantifiée par rapport à cette vulnérabilité, mais uniquement d'un point de vue de pression climatique associée à la rapidité et à l'émergence des changements. Pour caractériser cette émergence par rapport au régime climatique récent, le rapport entre chaque ΔT_{99} annuel et l'écart-type (i.e. ci-après *std*, pour "standard deviation" en anglais) calculé sur les 20 précédents T_{99} annuels est analysé. Le même calcul est réalisé pour $WBGT_{99}$. Ces rapports sont calculés selon :

$$\alpha_{T_{99}}(t) = \frac{\Delta T_{99}(t)}{std(T_{99(t-20,t)})} \quad (4.3)$$

et

$$\alpha_{WBGT_{99}}(t) = \frac{\Delta WBGT_{99}(t)}{std(WBGT_{99(t-20,t)})} \quad (4.4)$$

$\alpha_X(t)$ est sans unité, et donne le ΔX normalisé par *std*(). Les $\Delta X(t)$ correspondent aux vitesses d'évolution pour chaque année t en unité/20ans. *std*() correspond à l'écart-type calculé sur les 20 extrêmes annuels des 20 ans précédents l'année t . Un $\alpha_X(t) \leq 1$ illustre ainsi une vitesse d'évolution inférieure à la variabilité inter-annuelle récente, et un $\alpha_X(t) \geq 1$ indique une vitesse d'évolution supérieure à la variabilité récente.

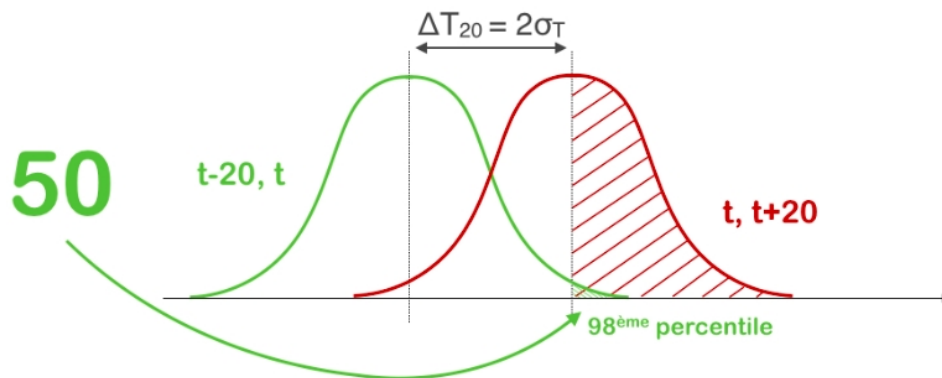


Figure 4.1 – Schéma illustrant le décalage d'une distribution de températures annuelles résultant d'un réchauffement moyen de la distribution en 20 ans supérieur à 2 fois la variabilité de cette distribution (i.e. $\alpha = 2$), et sans changement de la forme de la distribution. Les 2% les plus extrêmes de la première distribution ont une probabilité d'occurrence de 50% les 20 ans suivants. Cela signifie qu'une année extrêmement chaude avec un temps de retour de 50 ans dans la première distribution, devient commune (i.e. temps de retour de 2 ans) 20 ans plus tard (tiré de Chavaillaz [2016]).

L'exposition des populations à des changements importants entre deux périodes successives de 20 ans est également étudiée. Cette analyse consiste à calculer le nombre d'individus impactés par un changement rapide, ou la fraction de population totale impactée par ce changement. Dans cette étude, nous cherchons à évaluer la perception des variations par les populations, ce qui revient à étudier la rapidité et l'émergence des changements des extrêmes. Comme

illustré dans Chavaillaz et al. [2016b], dans l'hypothèse d'une distribution Gaussienne et dont la forme n'évoluerait pas dans le temps (ce qui n'est pas forcément vérifié sur le long-terme), un réchauffement moyen d'une distribution de températures annuelles moyennes qui correspond à un $\alpha \geq 2$ implique que des années extrêmement chaudes dans cette distribution (i.e. valeurs supérieures au 98ème percentile) deviendraient des années communes 20 ans plus tard (i.e. 50% des valeurs de la nouvelle distribution ; illustration en Figure 4.1). Dans cette thèse, nous avons donc choisi de définir les changements des extrêmes de température et de stress thermique correspondant à un $\alpha \geq 2$ comme des changements *sévères* (i.e. $\alpha_{T99} \geq 2$, $\alpha_{WBGT99} \geq 2$). Ces changements sont considérés comme *sévères*, car ils sont à la fois rapides ET émergents par rapport aux conditions vécues par les populations les 20 dernières années. L'exposition des populations à ces changements est calculée comme :

$$\Phi_{T99[\alpha \geq 2]}(t) = \sum_{p=pays} \delta_{T99}(t) \times Pop_p(t) \quad (4.5)$$

et

$$\Phi_{WBGT99[\alpha \geq 2]}(t) = \sum_{p=pays} \delta_{WBGT99}(t) \times Pop_p(t) \quad (4.6)$$

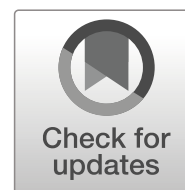
Les $\Phi_{X[\alpha \geq 2]}$ représentent les expositions des populations à un α supérieure à 2. Les $\delta_{T99}(t)$ et $\delta_{WBGT99}(t)$ correspondent à la fraction du pays p où respectivement $\alpha_{T99}(t)$ et $\alpha_{WBGT99}(t)$ sont supérieurs à 2, et ils sont chacun compris entre 0 et 1. $Pop_p(t)$ indique le nombre total d'individus estimé dans le pays p à l'année t .

Les estimations de la population actuelle et futures sont obtenues à partir des projections de l'Organisation des Nations Unies (ONU) pour la période de 1960 à 2050 (data-bank.worldbank.org). Ces projections de l'ONU estiment une population d'environ 9.5 milliards d'habitants en 2050. Pour obtenir les estimations annuelles de populations jusqu'en 2080, nous faisons l'hypothèse que chaque population par pays évolue après 2050 en suivant le taux moyen d'évolution calculé entre 2041 et 2050 (Chavaillaz et al. [2016b]). Dans cette hypothèse, les projections de l'ONU atteignent environ 10.5 milliards d'habitants en 2080 (Figure 2.13a). Comme décrit en Section 2.4.2, cette évolution de population est cohérente avec les projections moyennes de populations associées aux scénarios RCPs utilisés dans les modèles CMIP5, qui projettent entre 9 et 12 milliards d'habitants d'ici 2080 (Figure 2.13b).

4.2 Article 2 : More perceived but not faster future evolution of heat stress than temperature extremes

Dans cette section, je présente l'article soumis au journal *Climatic Change* en Décembre 2019 (ci-après appelé "Article 2"). La revue *Climatic Change* est un journal interdisciplinaire et international, principalement centré sur la description, les causes et les implications du

changement climatique global. Nous avons choisi d'y publier nos résultats portant sur l'analyse des indicateurs climatiques décrits précédemment, car ils permettent de fournir de nouvelles informations sur la perception du réchauffement climatique par les générations futures.



More perceived but not faster evolution of heat stress than temperature extremes in the future

Audrey Brouillet¹  · Sylvie Joussaume¹

Received: 5 January 2020 / Accepted: 20 May 2020 / Published online: 28 July 2020
© The Author(s) 2020

Abstract

Global warming is projected to intensify during the twenty-first century. Yet, only few studies investigate how global warming could be perceived by future populations. Here, we propose an assessment of how climate change could be perceived by combining climatological indicators. We analyse extremes of temperature (T_{99}) and simplified Wet-Bulb Globe Temperature (WBGT₉₉), a heat stress index assessing the combined effect of elevated temperature and humidity on the human body. The speed of change is defined for each year as the difference between the previous 20 years and the twenty upcoming years (i.e. with a moving baseline), and we assess how these speeds emerge from each last 20-year interannual variability. Using a set of 12 CMIP5 models, speeds of change of T_{99} and WBGT₉₉ in 2080 are both twice as fast compared with current speeds in mid-latitudes, and by up to four times faster in the tropics under the RCP8.5 scenario. Warming accelerations are thus similar for T_{99} and WBGT₉₉. However, these speeds in tropical regions in 2080 are projected to be 2.3 times larger than the last 20-year interannual variability for WBGT₉₉, and only 1.5 to 1.8 times larger for T_{99} . According to the models, the WBGT₉₉ intensification will be more emergent from the recent year-to-year variability than the T_{99} warming. This analysis suggests that the accelerated warming of heat extremes will be felt more strongly by populations than current changes for RCP8.5, and that this evolution will be more perceived in heat stress than in temperature, particularly within the tropics.

Keywords Extremes · Heat stress · Temperature · Speed of change · Global warming · Climate models

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s10584-020-02752-z>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Audrey Brouillet
audrey.brouillet@lsce.ipsl.fr

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE-IPSL), CEA/CNRS/UVSQ, 91191, Gif-sur-Yvette, France

1 Introduction

A recent and unprecedented warming of the atmosphere and oceans has been exhibited in many studies (Hartmann et al. 2013). This global warming mainly results from the increased levels of greenhouse gases induced by anthropogenic activities. General circulation models (GCMs) project a continuous warming during the twenty-first century under the high baseline emission RCP8.5 scenario, and a “peak-and-decline” warming with the mitigation RCP2.6 pathway (van Vuuren et al. 2011). Models simulate a larger future mean warming over land than over oceans (Collins et al. 2013).

According to GCMs, this mean change and a preferential warming of the hot tail of temperature distributions both lead to an increase in amplitude, frequency and duration of warm extremes over land (e.g. Meehl 2004; Alexander et al. 2006), that may induce major concerns for society, economy and health impacts (Orlowsky and Seneviratne 2012). The consequent heat stress, the well-established effect of temperature and humidity on human health, is projected to intensify in the future, strongly increasing health risks for populations (Kjellstrom et al. 2009) and decreasing labour capacity (Dunne et al. 2013). Despite a greater warming in northern mid-latitudes, tropical and subtropical areas are projected to experience the largest intensification of heat stress extremes, due to the higher combined temperature and humidity conditions in the tropics compared with other latitudes (e.g. Fischer et al. 2012; Oleson et al. 2015; Zhao et al. 2015). Some papers also conclude that heat stress extremes increase faster than temperature extremes, in both climate observations and GCM simulations (Horton et al. 2016; Li et al. 2018).

Nevertheless, most of these climatological studies express the global warming and its associated impacts on extremes as the change between a fixed historical reference and the future. Yet, the capability for ecosystems and societies to adapt to an environmental change may depend on the timescale and its associated speed of change (Klein et al. 2014; Settele et al. 2014). Chavaillaz et al. (2016) define the pace of change in mean temperature for each year as the difference between two successive 20-year periods (i.e. with a moving baseline), in order to bring new insights about the possible human perception of the global warming. The authors mainly show a strong acceleration of the running mean warming until 2080 under the strongest emission pathway (RCP8.5), with all latitudes experiencing at least a doubling in the warming rate compared with the current period. However, annual mean temperature may be far from the actual human feel-like of the climate conditions and the associated perceived climate changes.

In this study, we analyse a set of combined climate indicators that address how future climate evolution could be perceived by population, independently of human factors. The heat stress metric illustrates the need to maintain temperature-related comfort and homeostasis by accounting for ambient humidity, since the primary method for heat dissipation of the human body is not the exchange with a cooler environment but the sweat evaporation (Galloway and Maughan 1997; Buzan et al. 2015; Kjellstrom et al. 2016). Thus, the heat stress can be considered as a “feels-like” climate indicator compared with temperature alone (Matthews et al. 2017). We analyse the Wet-Bulb Globe Temperature (hereafter WBGT; Yaglou and Minard (1957), a well-known heat stress index. Evolutions of both temperature and WBGT are analysed, in order to assess temperature and humidity effects on the possible “perception” related to climate evolution. We particularly focus on extreme values, as we expect extremes are more indicative of a climate “feels-like” than annual and seasonal means (e.g. O’Connor et al. 1999; Leiserowitz 2006; Reser et al. 2011). To quantify how climate change could be perceived, we define the speed of change of the metrics as the difference between the 20 upcoming years and the last 20 years, as in Chavaillaz et al. (2016).

This analysis is conducted for each year between the 1960s and 2100 using CMIP5 simulations. These speeds calculated with moving baselines are also compared with their last 20-year interannual variability, in order to assess how upcoming changes for a given year will emerge from the recent variability. This set of different indicators is used to characterise how future generations could perceive climate change due to the rapidity and the emergence of climate changes, independently of human factors. However, we do not quantify the real human perception of climate evolution, since these investigations would also require physiological and psychological factors (e.g. Leiserowitz 2006; Reser et al. 2011; Simonet 2015; Kunreuther et al. 2013; Moore et al. 2019).

2 Approach

2.1 Heat extremes and CMIP5 simulations

We focus on one heat stress index to investigate the evolution of extreme climate conditions. We analyse the simplified WBGT (Yaglou and Minard 1957; Liljegren et al. 2008; ABOM 2010), a commonly used yet approximated heat stress index (Grundstein and Cooper 2018). WBGT is calculated as:

$$WBGT = 0.567 \times T + 0.393 \times VP + 3.94 \quad (1)$$

with WBGT in unit of WBGT (or no unit), T the near-surface air temperature (in °C) and VP the air vapor pressure (in hPa). VP is calculated from daily data of specific humidity (q), sea-level pressure (slp) and T (see detailed “Methods” in the [Electronic Supplementary Materials](#)).

T and WBGT are analysed from the daily simulations of 12 GCMs of the 5th version of the Coupled Model Inter-comparison Project (CMIP5; Taylor et al. (2012)) for the historical period (1959–2005) and the RCP8.5 scenario (2006–2100). We conduct a multi-model analysis since GCMs exhibit discrepancies in their represented processes and responses (Flato et al. 2013). The 12 models are chosen according to three specific criteria: (1) all available models providing daily T , q and slp for historical and future scenarios are first selected; (2) if an institute has released several model versions, the GCM with the smallest normalised distance to the observations mean as described in Knutti et al. (2013) is retained; (3) if a model provides several realisations, each realisation is weighted accordingly by the total number of realisations of the GCM, in order to equally represent each of the 12 models in the multi-model means. Features of the 12 GCMs are given in Table [ESM1](#) of the [Electronic Supplementary Materials](#). This subset well represents the whole set of CMIP5 models. Indeed, the equilibrium climate sensitivity as defined in Flato et al. (2013) is 3.4°C [2.1; 4.1] for the 12 GCMs used in this study, and 3.2°C [2.1; 4.4] for all the CMIP5 models.

CMIP5 simulations are also compared with the WATCH-Forcing-Data-ERA-Interim observations (WFDEI; Weedon et al. (2014)). This dataset presents an estimate of the daily data from 1979 to 2018, obtained from the ERA-Interim reanalysis (Dee et al. 2011) bias-corrected with direct observations (Weedon et al. 2011; Weedon et al. 2014). The corresponding historical period considered in this study is thus limited between 1979 and 2005. As a consequence, we use CMIP5 simulations from 1959 to 2100, in order to obtain the annual running speeds of change between two successive 20-year periods from 1979 to 2080. Both observations and simulations are bi-linearly interpolated onto the CCSM4 1.25° × 0.9375° spatial grid to plot geographical distributions.

We analyse the yearly mean of T for each year between 1959 and 2100 (hereafter T_{mean}), but mainly focus our assessment on annual hot extremes of T and WBGT. For each GCM and observations, these extremes are defined as the averaged values above the annual 99th percentile of T and WBGT (respectively T_{99} and WBGT_{99}), since the 99th percentile definition is commonly used in extreme analyses (e.g. Fischer and Knutti 2013). Climatologies for T_{99} and WBGT_{99} are shown in Fig. ESM1, and values are consistent with extremes obtained using annual 95th percentile in Zhao et al. (2015). WBGT is usually analysed by comparing values with danger thresholds defined in health studies (Kjellstrom et al. 2009). However, this absolute value approach comes with large uncertainties due to model biases in temperature and humidity projections (Fischer and Knutti 2013; Zhao et al. 2015), population acclimatisation (Bowler 2005) and heat stress index choices (Buzan et al. 2015). Here, we analyse the projected anomalies of the right tail of WBGT distributions instead of the frequency of occurrence of fixed values, which provides a first level of bias correction that reduces the impact of absolute value biases.

2.2 Selected indicators

In order to investigate the evolution of heat extremes and assess whether the evolution of global warming will be more perceived by population in T_{99} or in WBGT_{99} , a set of different statistical indicators is used. Chavaillaz et al. (2016) define the warming pace of change for each year as the difference between the averaged T_{mean} over the twenty upcoming years and the averaged T_{mean} over the twenty previous years. This speed with a moving baseline provides the near projected change, and as considered by the authors, brings insights on how population are going to experience a mean change within the next 20 years compared with values they just experienced. The 20-year window is retained as an appropriate mid-point between a too long 30-year period to investigate a perceived change, and a too short 10-year period to average the year-to-year variability (Liebmann et al. 2010; Chavaillaz et al. 2016). We define the corresponding *running speed of change* in unit/20 years for a year t as:

$$\Delta X_{[20]}(t) = \langle X \rangle_{t,t+20} - \langle X \rangle_{t-20,t} \quad (2)$$

where X is the variable of interest, and $\langle X \rangle$ represents the mean over the associated 20 years. Note that $\langle X \rangle_{t_1,t_2}$ gives the temporal average between year t_1 excluded and year t_2 included as: $\langle X \rangle_{t_1,t_2} = \sum_{t=t_1+1}^{t_2} \frac{X}{(t_2-t_1)}$ (Chavaillaz et al. 2016). In this study, we compute the yearly running speeds for T_{mean} and T_{99} (in K/20 years) and WBGT_{99} (in unit of $\text{WBGT}/20$ years) between 1979 and 2080 (respectively $\Delta T_{\text{mean}[20]}$, $\Delta T_{99[20]}$ and $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$).

Running speeds of evolution describe changes that populations are going to experience compared with what they just lived. However, since T_{99} and WBGT_{99} cannot be directly compared due to different unit systems (Buzan et al. 2015), the speeds cannot be used to assess which of T_{99} and WBGT_{99} is projected to evolve the fastest. Thus, ratios between each yearly speeds of change and the corresponding mean 20-year speed over 1979–1998 are described, in order to characterise both future accelerations and also compare velocities of T_{99} and WBGT_{99} evolutions. The *historical ratio of the running speed* is defined for a year t as:

$$R_{\Delta X}(t) = \frac{\Delta X_{[20]}(t)}{\langle \Delta X_{[20]} \rangle(1979 : 1998)} \quad (3)$$

where X is the variable of interest, and $\langle \Delta X_{[20]} \rangle(1979:1998)$ is the mean speed averaged over yearly $\Delta X_{[20]}$ between 1979 and 1998. We select this 20-year window as a relatively smooth reference, since ratios computed with smaller references induce important uncertainties due to interannual variabilities. Ratios calculated with a larger and/or a shifted

historical window show smaller but similar trends (not shown here). We compute the historical ratios for T_{mean} , T_{99} and WBGT_{99} between 1979 and 2080 (respectively $R_{\Delta T_{\text{mean}}}$, $R_{\Delta T_{99}}$ and $R_{\Delta \text{WBGT}_{99}}$).

Hansen et al. (2012) describe the significance and the perception of climate change by comparing the mean warming with the fixed historical year-to-year variability (i.e. the standard deviation calculated over 1951–1980). World Bank (2013) re-uses this approach and define an *unusual* hot season anomaly as a change at least 3 times larger than the fixed historical year-to-year variability, and an *unprecedented* anomaly as a change at least 5 times larger. However, we argue that future populations will not compare annual running evolutions they recently experienced to the fixed interannual variability over 1951–1981. Therefore, we normalise each $\Delta X_{[20]}$ computed for a year t with each corresponding previous 20-year year-to-year variability as:

$$\alpha_X(t) = \frac{\Delta X(t)}{\text{std}(X(t - 20, t))} \quad (4)$$

where X is the variable of interest, and $\text{std}()$ is the standard deviation, here calculated over the 20 annual values of the considered period. We compute these ratios for T_{mean} , T_{99} and WBGT_{99} between 1979 and 2080 (respectively $\alpha_{T_{\text{mean}}}$, $\alpha_{T_{99}}$ and $\alpha_{\text{WBGT}_{99}}$).

We then quantify the yearly fraction of the world population that will be exposed to a rapid and possible severely perceived change. Statistically, a α of 2 indicates a shift of a Gaussian distribution that gives 50% of the new distribution higher than the corresponding 98% of the initial distribution (i.e. the former 98th percentile becomes the new 50th percentile). As a consequence, Chavaillaz et al. (2016) define an extremely warm year when the speed of change between two consecutive 20-year periods is above the 98th percentile of the running baseline distribution (i.e. $\alpha \geq 2$). Following this approach, we consider a significant and rapid change for each year when $\Delta X_{[20]}$ is at least twice exceeding the std over the running baseline. We define the corresponding *severely exposed population* as the sum of the population from every countries where $\alpha \geq 2$ (in % of total population) as:

$$\Phi_{X[\alpha \geq 2]}(t) = \sum_{c=\text{countries}} \delta_X(t) \times P_c(t) \quad (5)$$

where X is the variable of interest, $\delta_X(t)$ in $[0:1]$ is the fraction of c where $\alpha \geq 2$, and $P_c(t)$ indicates the total estimated population of the country c for the year t . Current and future population estimations are obtained from the United Nations (UN) for the 1960–2050 period (databank.worldbank.org), and reach a total of 9.5 billion people by 2050. After 2050, we approximate that population evolves with the 2041–2050 mean rate of each country, and reaches about 10.5 billion people by 2080. This evolution corresponds to the mean evolution of the RCP projections (8.5 to 12 billion in 2100 according to van Vuuren et al. (2011)). Recent exposure studies analyse the shared socio-economic pathways (SSP) that provide total population scenarios used to derive climate change projections (Jones and O'Neill 2016; Riahi et al. 2017). Though SSP give projections until 2100, they only provide estimations at 10-year intervals between 2010 and 2100. Therefore, we choose to calculate the severely exposed population from the UN projections, since we consider that the yearly resolution provided is more accurate to investigate the perceived evolution of heat extremes. The severely exposed population is computed for T_{mean} , T_{99} and WBGT_{99} between 1979 and 2080 (respectively $\phi_{T_{\text{mean}}}$, $\phi_{T_{99}}$ and $\phi_{\text{WBGT}_{99}}$).

3 Results

3.1 Geographical distributions of the speeds

Global patterns of the speeds of change are analysed, and the corresponding values are described with the multi-model ensemble mean and the 5–95% ranges from the 12 GCM distribution. The largest $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ is located over northern high latitudes during all of twenty-first century (Fig. 1a, b and c). The global mean change over land accelerates until 2080 and reaches $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ of +1.8 [1.3 ; 2.2] K/20 years in northern high latitudes and +1.1 [0.6 ; 2] K/20 years in the tropics (Fig. 1c). These patterns are consistent with the projected warming between historical and future, and confirm the Arctic hotspot (Collins et al. 2013). Geographical distributions are also consistent with previous results that show a mean global $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ larger than +1.5K/20 years in northern high latitudes in 2080 under the RCP8.5 scenario (Chavaillaz et al. 2016).

By the end of the twenty-first century, the maximum $\Delta T_{99[20]}$ is located over “mid-continental areas” (i.e. Europe, northern America and Amazonia) at the opposite of $\Delta T_{\text{mean}[20]}$, with local speeds larger than +1.8 [1.1 ; 3.2] K/20 years (Fig. 1f). This is consistent with patterns of the maximum T_{99} increase between 1986–2005 and 2081–2100 (e.g.

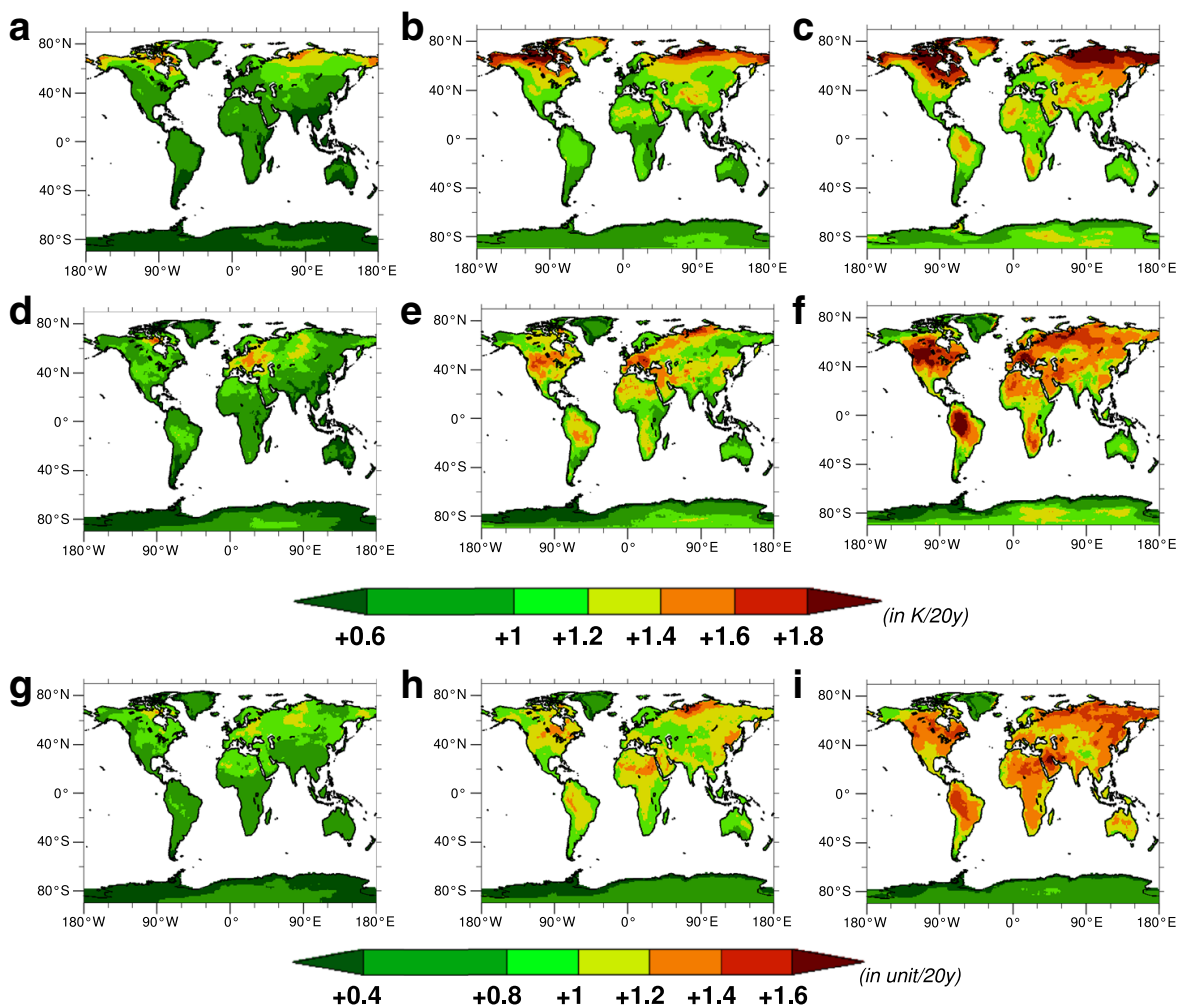


Fig. 1 Multi-model ensemble means of running speeds of change between two successive 20-year periods calculated from 12 CMIP5 models under the RCP8.5 scenario for year 2000, 2040 and 2080 for: (a–b–c) T_{mean} in K/20y, (d–e–f) T_{99} in K/20y, and (g–h–i) WBGT_{99} in unit of $\text{WBGT}/20\text{y}$

Fischer and Knutti 2013; Coffel et al. 2018). However, the largest $\Delta T_{99[20]}$ during early 2000s is located only over eastern Europe (Fig. 1d). The moderated $\Delta T_{99[20]}$ in Amazonia and northern America during these years suggests a larger acceleration of the T_{99} warming between 2000 and 2080 in northern America and Amazonia compared with Europe.

The global $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ is spatially more homogeneous than $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ and $\Delta T_{99[20]}$ during the twenty-first century under the RCP8.5 scenario (Fig. 1g, h and i). These more homogeneous patterns are consistent with previous analyses of the total projected change (e.g. Zhao et al. 2015; Brouillet and Joussaume 2019). By 2080, the largest $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ of +1.4 [1.1 ; 2.2] unit/20 years is located in Amazonia, the region between Sahel and Arabia (hereafter the “SAA region”) and in north-eastern Asia (Fig. 1i). However, the large $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ within north-eastern Asia in 2080 is not a particular hotspot when analysing the total projected changes in WBGT_{99} between historical and future periods (Zhao et al. 2015). Moreover, unlike the well-known larger future increase in WBGT_{99} in the tropics than in mid-latitudes, the $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ in 2000 is smaller within the tropics than in mid-latitudes (Fig. 1g).

Geographical distributions of the speeds of change show faster increases in T_{mean} , T_{99} and WBGT_{99} during the second half of the twenty-first century. Different regions of interest are highlighted to experience either faster $\Delta T_{99[20]}$ such as Europe and Amazonia, and/or faster $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ such as Amazonia, the SAA region and north-eastern Asia. Therefore, regional averaged speeds of change are analysed to compare these regions among themselves. This regional approach also enables to assess the CMIP5 inter-model spread in the quantification of the speeds of evolution.

3.2 Regional means

The largest regional $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ over land is confirmed to occur within northern high latitudes during all of twenty-first century under the RCP8.5 scenario and increase until 2080 (Fig. 2b). Regional $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ also exhibits large differences amongst regions that increases from 1979 ($\Delta T_{\text{mean}[20]}$ in [+0.25; +0.5 K/20 years]) to 2080 ($\Delta T_{\text{mean}[20]}$ in [+0.8 to +1.5 K/20 years]).

Time series of $\Delta T_{99[20]}$ show the global increase of running speed of change of T_{99} during the twenty-first century (Fig. 2e). The fastest T_{99} 20-year upcoming warming over all the period is simulated in Europe until 2075. From 2075, Amazonia shows the largest $\Delta T_{99[20]}$. Europe is also simulated to experience a substantial $\Delta T_{99[20]}$ increase from 1979 to peak around 2005 (Fig. 2e). This “bump” may result from the large observed and simulated regional decrease in sulphate aerosols (Cusack et al. 2012; Szopa et al. 2013), that weakens the associated negative radiative forcing between 1980–2000 and 2000–2020 in summer (Szopa et al. 2013). This aerosol forcing may also explain the similar but smaller and delayed trends of $\Delta T_{99[20]}$ in other regions between 1990 and 2015 (Fig. 2e). Regional $\Delta T_{99[20]}$ is larger than $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ for all latitudes, except in northern high latitudes. $\Delta T_{99[20]}$ shows a more pronounced interannual variability per region, and smaller regional differences (Fig. 2b and e). These smaller differences are explained by the stronger spatial variability in ΔT during the coldest seasons than during the hottest seasons of the year (not shown here).

Along with temperatures, regional $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ is projected to increase until 2080, showing an accelerated WBGT_{99} intensification (Fig. 2h). Regions with high historical WBGT_{99} values such as the SAA region and Amazonia (Fig. ESM1) are projected to experience an upcoming $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ in 2080 larger than +1.2 unit/20 years. This speed corresponds to an increase of one danger threshold defined in health studies every

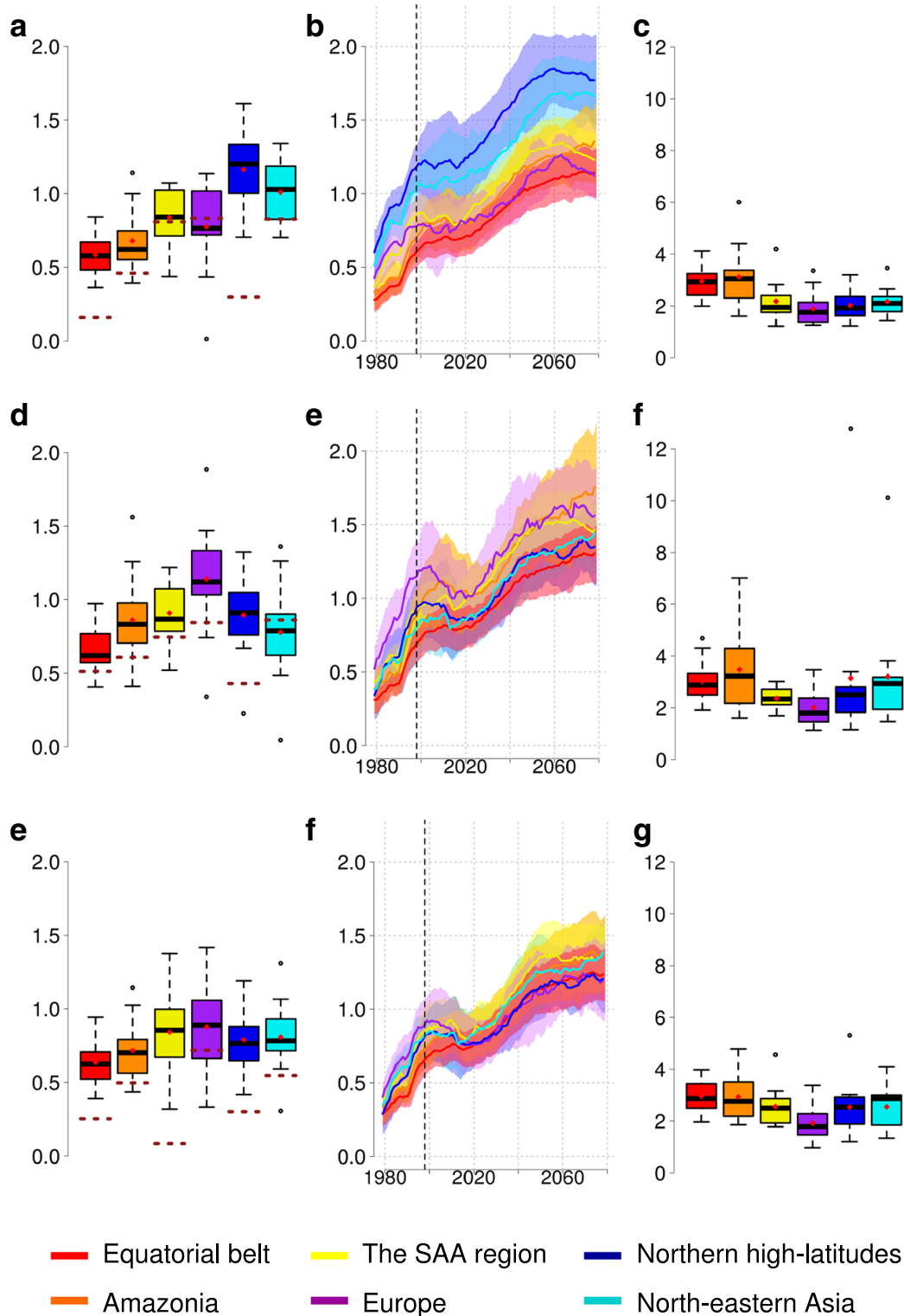


Fig. 2 (a-d-g) Boxplots of the 12 models regional running speeds of change over land for the year 1998 (i.e. speed calculated as the difference between 1979–1998 and 1999–2018 periods), respectively for T_{mean} (in K/20y), T_{99} (in K/20y) and WBGT_{99} (in unit/20y). Solid black thick lines represent the multi-model medians and red diamonds show the multi-model means. Dashed dark red lines indicate the corresponding WFDEI observations running speed per region for 1998. Regions correspond to the boxes displayed in Fig. ESM2. (b-e-h) Corresponding time series of multi-model mean running speeds of change between 1979 and 2080 under the RCP8.5 scenario, respectively for T_{mean} , T_{99} and WBGT_{99} . Solid colour lines show the multi-model means. Shaded envelopes indicate the 95% confidence interval of the inter-model spread. (c-f-i) Boxplots of the 12 GCMs regional normalised speeds with the historical mean speed over 1979–1998 for the year 2080, respectively for T_{mean} , T_{99} and WBGT_{99}

20 years (Kjellstrom et al. 2009; ABOM 2010). Differences between regions are smaller in $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$ than in $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ and $\Delta T_{99[20]}$. This is consistent with a stronger warming in mid-latitudes but a greater increase of VP in the tropics that results in a spatially more homogeneous WBGT change (Zhao et al. 2015). These smaller differences may also be amplified by the associated projected decrease in relative humidity over areas with the greatest projected warming that attenuates the corresponding future WBGT₉₉ increase (Byrne and O’Gorman 2013, 2016; Brouillet and Joussaume 2019).

Simulated regional speeds are also compared with WFDEI observations for the year 1998 (Fig. 2a, d and g). In 1998, CMIP5 models overestimate $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ in the equatorial belt, Amazonia and northern high latitudes, and well represent $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ in the SAA region and Europe (Fig. 2a). $\Delta T_{99[20]}$ and $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$ show a global overestimation in the GCMs compared with WFDEI (Fig. 2d and g). For each metric, regional means tend to be better simulated than latitudinal means, except for $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$ in the SAA region. The multi-model global overestimation of historical speeds is however consistent with the observed so-called hiatus in the annual mean warming that is not well represented in CMIP5 models (Flato et al. 2013).

In this work, we particularly focus on the RCP8.5 scenario, since it provides a clearer signal to the global warming and it is usually considered as the near-continuation of the current emissions pathway. Yet, the analysis of a mitigation future scenario brings an additional measure of the RCP uncertainties. Time series of $\Delta T_{\text{mean}[20]}$, $\Delta T_{99[20]}$ and $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$ are thus also analysed under the RCP2.6 scenario for 7 CMIP5 models (see Table ESM2) and displayed in Fig. ESM3. This smaller subset of CMIP5 models is explained by the reduced number of models providing daily data for RCP2.6. As expected, speeds of change increase for all metrics until 2005 and then decrease until 2080 (Fig. ESM3, Chavaillaz et al. (2016)). However, relative behaviours between regions highlighted for both 12 and 7 GCMs for RCP8.5 (Fig. 2 and Fig. ESM4) are confirmed under the RCP2.6 mitigation scenario.

In many studies, T and heat stress are directly compared (e.g. Zhao et al. 2015; Matthews et al. 2017; Li et al. 2018). When directly comparing T and WBGT, regional values of $\Delta T_{99[20]}$ are larger than $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$ for all latitudes between 1979 and 2080 (Fig. 2e and h). Future increase of $\Delta T_{99[20]}$ also tends to be stronger than the intensification of $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$. Nevertheless, heat stress metrics are not true thermodynamic nor physical quantities, and they are described with temperature scales for comparative purposes only (Buzan et al. 2015). Therefore, relative accelerations and speeds of change of T_{99} and WBGT₉₉ cannot be analysed by comparing values of $\Delta T_{99[20]}$ and $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$, and alternative analyses are necessary.

3.3 Acceleration of the projected evolutions

Since $\Delta T_{99[20]}$ and $\Delta\text{WBGT}_{99[20]}$ cannot be directly compared, we quantify the historical ratios of the speeds of T_{mean} , T_{99} and WBGT₉₉, to assess their accelerations and characterise which of them is projected to evolve the fastest. In 2080, $R_{\Delta T_{\text{mean}}}$ reaches a multi-model mean of almost 2 in northern latitudes and the SAA region, and 2.8 to 3 within the tropics under the RCP8.5 scenario (Fig. 2c). Thus, despite a stronger $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ in northern latitudes than in the tropics (Fig. 2a and b), $R_{\Delta T_{\text{mean}}}$ shows that the projected T_{mean} warming will be faster in tropical areas than in mid-latitudes compared to historical and current changes (consistent with Chavaillaz et al. (2016)). $R_{\Delta T_{99}}$ is projected to reach values of 1.9 to 2.5 in northern latitudes, and values above 2.9 in the equatorial belt in 2080 (Fig. 2f). Despite the largest $\Delta T_{99[20]}$ projected in Europe, the associated $R_{\Delta T_{99}}$ in 2080 is the smallest. For all latitudes, $R_{\Delta T_{99}}$ shows similar values than $R_{\Delta T_{\text{mean}}}$. Models exhibit larger

inter-model spreads in $R_{\Delta T_{99}}$ than in $R_{\Delta T_{\text{mean}}}$, particularly over Amazonia and northern high latitudes (Fig. 2f). In Amazonia, this can be explained by the well-known CMIP5 model uncertainties in the future projected drying over Amazonia that may amplify or hamper the temperature extreme changes (Good et al. 2008; Marengo and Espinoza 2016). For northern high latitudes, the MIROC5 model simulates very small historical averaged $\Delta T_{99[20]}$ over land (not shown here) that induces a regional projected acceleration larger than nine times the 1979–1998 mean $\Delta T_{99[20]}$ (Fig. 2f). Similarly to $R_{\Delta T_{\text{mean}}}$, and $R_{\Delta T_{99}}$, the largest $R_{\Delta \text{WBGT}_{99}}$ is projected within the equatorial belt by up to 2.8, and the smallest $R_{\Delta \text{WBGT}_{99}}$ is projected over Europe (Fig. 2i). The inter-model spread in $R_{\Delta \text{WBGT}_{99}}$ for each region is larger than $R_{\Delta T_{\text{mean}}}$ but is smaller than $R_{\Delta T_{99}}$.

According to CMIP5 simulations, increases in R_{Δ} highlight that T_{mean} , T_{99} and WBGT_{99} future intensifications with a moving baseline will be faster in the tropics than in the mid-latitudes, despite the faster projected warming in mid- and high latitudes. In particular, the well-known hotspot of the projected change in T_{99} within Europe (e.g. Fischer and Knutti 2013) exhibits the smallest acceleration between historical and the end of the twenty-first century. This small acceleration can be explained by the stabilisation of $\Delta T_{99[20]}$ around 2060 in Europe (Fig. 2e) and is independent from the corresponding large warming over the past few decades (not shown here). This stabilisation of the speed could be related to the well-known regional feedbacks of T_{99} with land–atmosphere fluxes (Seneviratne et al. 2006; Diffenbaugh et al. 2007; Hirschi et al. 2011; Donat et al. 2017; Vogel et al. 2017; Seneviratne et al. 2018).

$R_{\Delta T_{\text{mean}}}$, $R_{\Delta T_{99}}$ and $R_{\Delta \text{WBGT}_{99}}$ show very similar accelerations between 1979 and 2080 at both regional and latitudinal scales. WBGT_{99} does not clearly increase faster than T_{99} , and a slight faster increase of T_{99} compared with WBGT_{99} is exhibited within the Amazon basin (Fig. 2f and i). Since higher temperatures drive greater increments in heat stress indexes at a given relative humidity, these similar accelerations stand in contrast with the expected Clausius-Clapeyron effect (Davies-Jones 2008; Fischer et al. 2012). However, the projected global strong decrease in relative humidity during heat extremes in CMIP5 models might explain the similar accelerations, particularly between T_{99} and WBGT_{99} (Brouillet and Joussauze 2019).

3.4 Rapidity and emergence of T_{99} and WBGT_{99} changes

In order to better investigate how the evolution of the considered metrics could be perceived, we compare each yearly speed of change to their recent experienced year-to-year variability. According to CMIP5 simulations, the corresponding $\alpha_{T_{\text{mean}}}$ is globally projected to increase between 1979 and 2040 under the RCP8.5 scenario, and then stabilise to reach at least 1.5 in 2080 (Fig. 3a). Models project an increase in $\alpha_{T_{99}}$ as well for all latitudes until 2080 (Fig. 3b). Tropical areas show a $\alpha_{T_{99}}$ of 1 before 1995, and reach a $\alpha_{T_{99}}$ of 1.7 to 1.9 by 2080, whereas northern latitudes barely reach a $\alpha_{T_{99}}$ of 1. In the tropics, this shows that future population in 2080 will experience a T_{99} warming within the next 20 years almost twice larger than the variability they just experienced over the last 20 years under the RCP8.5 scenario. The lower interannual tropical variability in both mean and extreme temperatures mainly explains the greater tropical $\alpha_{T_{\text{mean}}}$ and $\alpha_{T_{99}}$ than in mid-latitudes. The smaller year-to-year variability in T_{mean} than in T_{99} also explains the larger $\alpha_{T_{\text{mean}}}$ compared with $\alpha_{T_{99}}$ for each considered region. $\alpha_{T_{99}}$ is characterised by small differences between tropical regions, at the opposite of an important $\Delta T_{99[20]}$ and $R_{\Delta T_{99}}$ regional spread between equatorial belt, Amazonia and SAA region (Fig. 3b, and e). As for temperatures, $\alpha_{\text{WBGT}_{99}}$ is projected to increase until 2080 (Fig. 3c). Indeed, $\alpha_{\text{WBGT}_{99}}$ exhibits

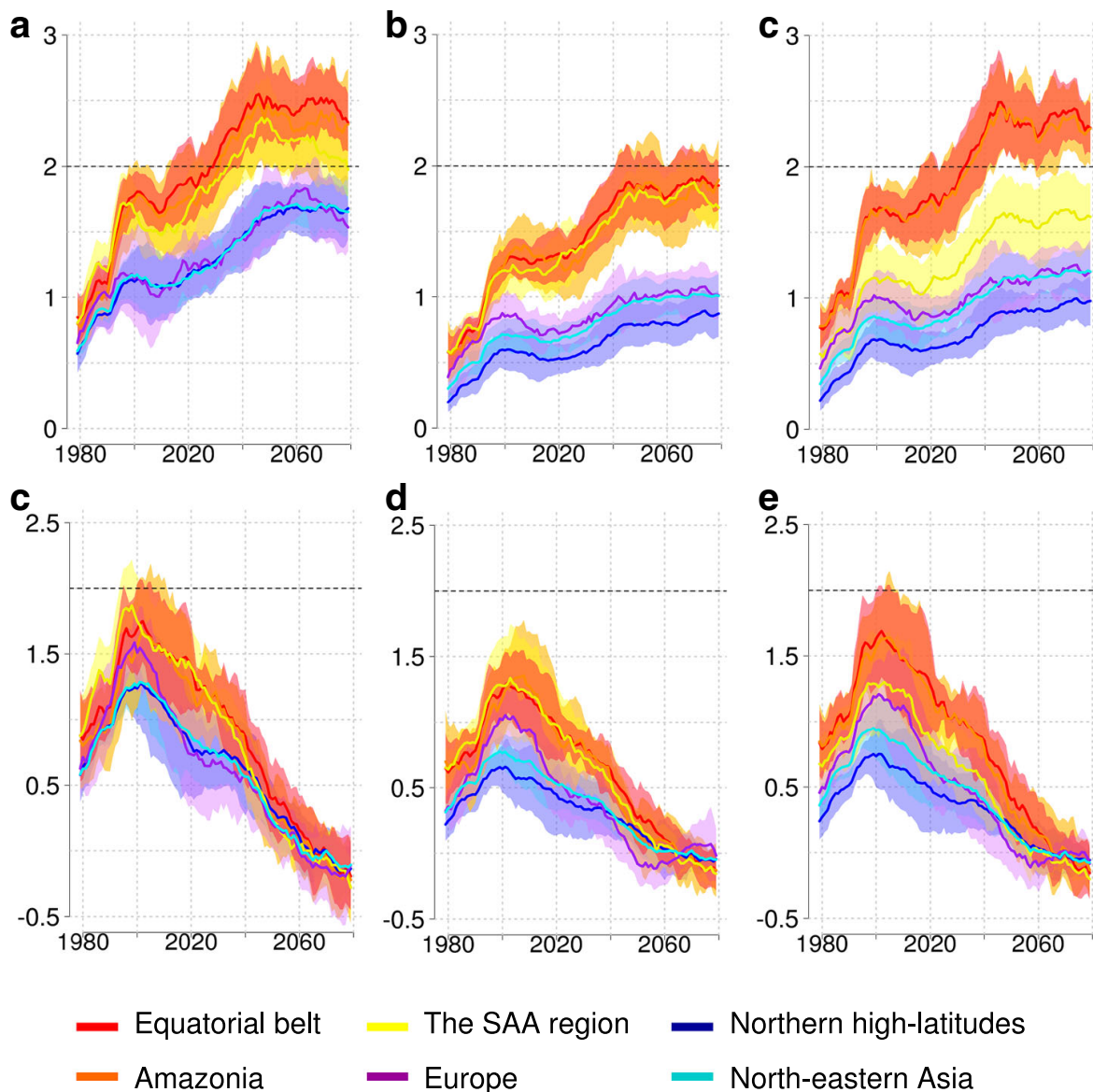


Fig. 3 Multi-model ensemble mean regional normalised running speeds with the year-to-year variability over the last 20 years for each year between 1979 and 2080 under the RCP8.5 scenario for T_{mean} ($\alpha_{T_{\text{mean}}}$ in a), T_{99} ($\alpha_{T_{99}}$ in b) and $WBGT_{99}$ ($\alpha_{WBGT_{99}}$ in c). $\alpha_{T_{\text{mean}}}$, $\alpha_{T_{99}}$ and $\alpha_{WBGT_{99}}$ are also calculated under the RCP2.6 scenario, and are respectively displayed in (d), (e) and (f). Solid lines represent the multi-model means. Shaded envelopes indicate the 95% confidence interval of the inter-model spread

a larger future $\Delta WBGT_{99[20]}$ compared with the corresponding just experienced interannual variability than the current $\Delta WBGT_{99[20]}$ compared with the last 20-year variability. As for $\alpha_{T_{99}}$, $\alpha_{WBGT_{99}}$ also increases more in tropical areas than in mid-latitudes. Within the tropics, we show that the future upcoming intensification in $WBGT_{99}$ will be more than twice larger than the future just-experienced $WBGT_{99}$ year-to-year variability. Significant regional differences in $\alpha_{WBGT_{99}}$ are exhibited and increase until 2080. Except for the SAA region, $\alpha_{WBGT_{99}}$ is larger than $\alpha_{T_{99}}$ over land during all the period, with $\alpha_{WBGT_{99}}$ values between 1.2 in Europe to 2.3 in the equatorial belt and Amazonia in 2080 (Fig. 3c). This larger $\alpha_{WBGT_{99}}$ than $\alpha_{T_{99}}$ might be due to a smaller year-to-year variability in $WBGT$ than in T (Zhao et al. 2015).

CMIP5 simulations show that future $\Delta T_{99[20]}$ and $\Delta WBGT_{99[20]}$ will be larger than their last 20-year variabilities, at the opposite of the current speeds. In particular, projections show that populations in the tropics will experience fast T_{99} and $WBGT_{99}$ intensifications under

the RCP8.5 scenario compared with the historical change they are used to. These future intensifications will be 1.5 larger than the future just-experienced variabilities, while these speeds of change are historically smaller than historical interannual variabilities ($\alpha \leq 1$). Comparison with future recent variability also exhibits that the increase in extremes will be more significant and faster in $WBGT_{99}$ than in T_{99} for populations. We thus argue that the evolution of extremes will be more perceived when considering the humidity effect and its variations on people ($WBGT_{99}$) than the temperature increase only (T_{99}). Previous works have shown that an associated drying is projected in CMIP5 models over mid-continental areas that hamper the heat stress intensification (e.g. Coffel et al. 2019; Brouillet and Jousaume 2019). We confirm that, despite this drying dampening effect, the global warming consequences on populations will remain faster and more significant in heat stress than in temperature extremes, particularly in the tropics.

Same analyses are conducted under the RCP2.6 scenario for the corresponding subset of 7 GCMs. As expected, both $\alpha_{T_{99}}$ and $\alpha_{WBGT_{99}}$ increase until 2000–2005 to reach their regional maxima, and then decrease until 2080 for RCP2.6 (Fig. 3e and f). Nevertheless, $\alpha_{WBGT_{99}}$ remains higher than $\alpha_{T_{99}}$ from 1979 to 2080 for all regions. $\alpha_{WBGT_{99}}$ is also larger than 1 from 1987 to 2030 in the tropics, whereas $\alpha_{T_{99}}$ is larger than 1 only from 1993 to 2020. This confirms the higher speeds of change compared with their recent interannual variabilities in $WBGT_{99}$ than in T_{99} , exhibited with RCP8.5 independently of the number of GCMs (Fig. ESM5). This also emphasises that the response of the global warming is simulated at least until 2020–2030 even under the smallest emission pathway, and particularly in $WBGT$ extremes.

3.5 Population exposure

We quantify the projected exposure to a significant change of T_{99} , $WBGT_{99}$ and T_{mean} for a given year (respectively $\phi_{T_{99}}$, $\phi_{WBGT_{99}}$ and $\phi_{T_{\text{mean}}}$), and express it as the yearly percentage of the total world population to take into account the projected increasing demography. Figure 4 displays the evolution of the exposure to fast running changes (i.e. $\alpha \geq 2$) between 1986 and 2080 according to CMIP5 models and UN projections. $\phi_{T_{99}}$ increases during the twenty-first century, and reaches a maximum value of 16% of the total world population in 2066 (about 1.7 billions of people). $\phi_{WBGT_{99}}$ is projected to increase more and faster, already reaches 16% of the population in 2030, and 36% by 2067 (3.5 billion of people). The exposure is thus projected to be greater in $WBGT_{99}$ than in T_{99} , implying that more people will be exposed to a more severe recent $WBGT_{99}$ increase than for T_{99} . GCMs project a greater $\phi_{T_{\text{mean}}}$ than both $\phi_{T_{99}}$ and $\phi_{WBGT_{99}}$, with more than 40% of the population exposed to a fast and significant evolution of T_{mean} from 2040, and a maximum of 43% in 2060 (4.2 billion of people). This larger exposure is explained by the corresponding smaller interannual variability in mean values than in extremes that results in larger emergent changes in T_{mean} than in T_{99} or $WBGT_{99}$. However, T_{mean} is more difficult to link to the possible human perception of climate changes compared with T_{99} and $WBGT_{99}$. Corresponding exposures for RCP2.6 show a global population exposed to $\alpha \geq 2$ significantly smaller under this scenario for all the metrics analysed (Fig. ESM6).

4 Implications on the perception and discussions

This paper addresses how the evolution of the heat extremes could be perceived during the twenty-first century only using climate indicators, and mainly under the RCP8.5

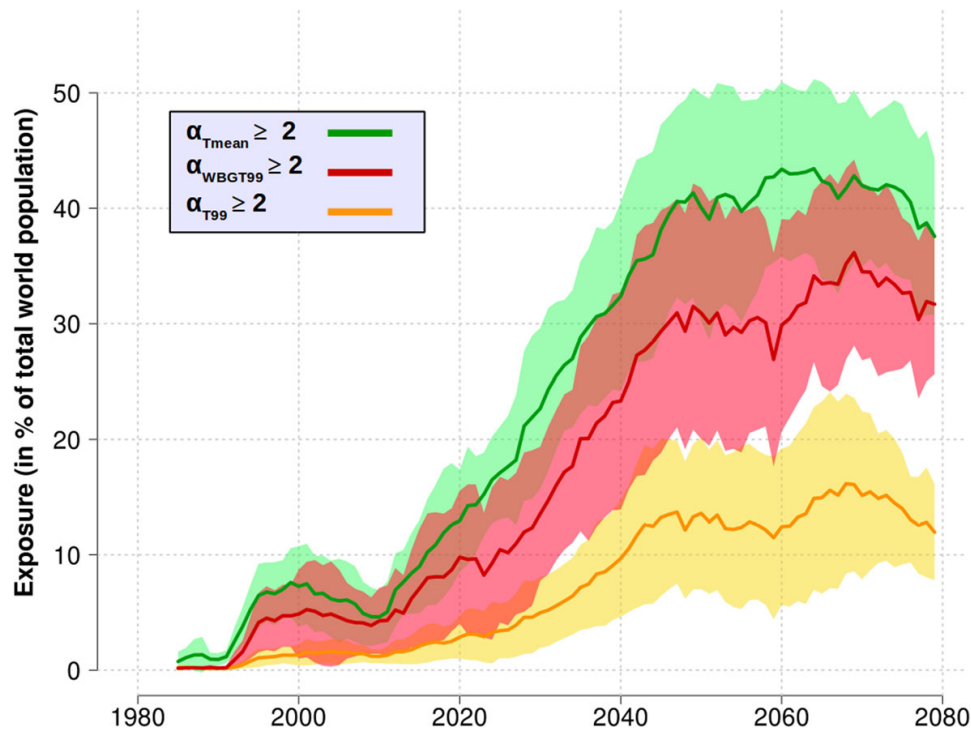


Fig. 4 Multi-model ensemble mean global exposure to a significant running speed ($\alpha \geq 2$) between 1986 and 2080 under the RCP8.5 scenario (in % of total annual world population) for T_{mean} (green), T_{99} (orange) and WBGT_{99} (red). The population of each country follows the average UN projections until 2050, and evolves with the 2041–2050 rate until 2080. Solid lines represent the multi-model means. Shaded envelopes indicate the 95% confidence interval of the inter-model spread

scenario. We also assess whether this perceived evolution will be stronger when considering the humidity effect on the human body (heat stress) or when considering the temperature effect alone. According to CMIP5 simulations, and using the simplified Wet-Bulb Globe Temperature as our heat stress index, a strong future acceleration of both extremes of temperature (T_{99}) and heat stress (WBGT_{99}) changes is shown for RCP8.5. T_{99} and WBGT_{99} are projected to globally increase with similar accelerations until 2080, exhibiting that both extremes will intensify as fast as each other. Regional means oppositely show a faster future T_{99} warming in the future in Amazonia, and a faster WBGT_{99} intensification within the Sahel to Arabia region (“the SAA region”). This difference can be explained by the relative humidity (RH) variations effect. RH is projected to strongly decrease in Amazonia but to slightly increase over the SAA region between 1979 and 2100 (Brouillet and Jousaume 2019). Although the drying (wetting) enhances (dampens) the T_{99} warming due to less soil moisture that enhances sensible heat flux (Fischer and Knutti 2013), it dampens (enhances) the WBGT_{99} intensification. In previous studies, the Apparent Temperature (Steadman 1984), another commonly used heat stress index, is projected to globally evolve faster than temperature extremes under different scenarios in CMIP5 (Li et al. 2018). A more pronounced increase in the Humidex index (Masterton and Richardson 1979) than air temperature extremes over Europe is also projected when analysing EURO-CORDEX simulations (Scoccimarro et al. 2017). The assessment of the heat stress rate of change thus may depend on the heat stress index choices. Zhao et al. (2015) conducted a comparison of the projected changes between these three heat stress indexes and temperature extremes. Though they did not analyse time series, they show for each index that the heat stress is globally projected to increase more than temperature, except in arid regions (Zhao et al. 2015). These previous works approximate that heat stress indexes can be considered

as measurements of a temperature, and they directly compare heat stress and temperature extremes. Nevertheless, as emphasised by Buzan et al. (2015) “most of the [heat stress] metrics have units of temperature which may be misleading. The metrics have temperature scales for comparative purposes only, as the metrics are an index, not a true thermodynamic quantity”. In our study, we consider that both metrics should not be directly compared, unless using adimensional metrics. As a consequence, we show similar speed of change of both temperature and heat stress extremes, and do not corroborate conclusions of previous studies.

According to CMIP5 simulations, both running speeds of change of T_{99} and $WBGT_{99}$ are projected to be multiplied by 2 in northern mid-latitudes and by 3 to 4 in the tropics between 1980 and 2080 under the RCP8.5 scenario. However, despite similar future acceleration in both metrics changes, a larger future speed of change compared with the just-experienced year-to-year variability is exhibited in $WBGT_{99}$ than in T_{99} in 2080, particularly in the tropics. This implies that the $WBGT_{99}$ future intensification will be more emergent from the just-experienced variability, and will be possibly more perceived by population than the T_{99} future warming. This is also emphasised under the RCP2.6 scenario until 2020–2030. Regions with already high values of $WBGT_{99}$ such as Amazonia and the SAA region (Fig. ESM1) are also projected to experience a $WBGT_{99}$ running speed of change larger than +1.2 unit/20 years in RCP8.5, which corresponds to an increase of at least one danger threshold defined in health studies (Kjellstrom et al. 2009; ABOM 2010; Buzan et al. 2015) every 20 years. This may lead to a strong perceived $WBGT_{99}$ upcoming increase by population in these areas due to combined high values and fast changes. More importantly, since four danger thresholds have been defined in health analysis, this fast intensification will lead to a rapid saturation of the most dangerous classes of heat stress that will essentially increase morbidity and mortality (e.g. Mora et al. 2017). The importance of considering humidity parameters and associated variations when conducting climate change impact studies is thus confirmed in this work (e.g. Scoccimarro et al. 2017; Mora et al. 2018; Senevirantne et al. 2018).

The running speed of change methodology used here may depend on the number of realisations for each GCM, the multi-model spread, the year-to-year variability and the number of years in the selected window of reference. Some regions such as Amazonia exhibit a strong inter-model spread, particularly when analysing $R_{\Delta T_{99}}$ (Fig. 2f). This inter-model spread can be explained by the different GCM sub-seasonal responses to a mean global warming. Indeed, seasonal cycles in Amazonia are differently represented in each GCM for both historical and future period (Supplementary Information in Brouillet and Jousaume (2019)), which may induce different responses in T_{99} and $WBGT_{99}$. Nevertheless, the lack of high-resolution humidity observations and a moderately good representation of the hydrological cycle in CMIP5 models limit the confidence in projected (and observed) humidity changes (Mora et al. 2017; Chen et al. 2018; Freychet et al. 2020). Though these uncertainties among the models may increase the uncertainties in the regional results we provide, the multi-model approach enables significant results in mean CMIP5 projections.

We show that a large part of the total world population will be exposed to significant T_{99} and $WBGT_{99}$ increases by 2080 under the RCP8.5 scenario. More than 1.7 billion of people will be exposed to a severe T_{99} increase by 2060 under the RCP8.5 scenario, and more than 4.3 billion of people will be exposed to a severe $WBGT_{99}$ intensification, respectively corresponding to 17% and 44% of the total world population. At the opposite, less than 8% of the population will be exposed to a severe $WBGT_{99}$ change under the RCP2.6 scenario (less than 4% for T_{99}). Regional exposures emphasise that more than 60 to 80% of the western-central Africa and Amazonia populations are projected to experience changes in

T_{99} and WBGT₉₉ at least twice larger than the recent variability during the second half of the twenty-first century for RCP8.5 (Fig. [ESM7](#)). Moreover, the most vulnerable regions to dangerous heat and humidity combinations are also the most densely populated (Coffel et al. [2018](#)). Although this can drive the larger exposure in WBGT₉₉ than in T_{99} , large exposures in Amazonia and western-central Africa shown here may imply that population in these regions will be the most severely impacted by fast and emergent upcoming WBGT₉₉ intensification in the future.

Acknowledgements We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is in charge of the fifth Coupled Model Intercomparison Project, and we thank the climate modelling groups for producing and making available their model output. To conduct the analyses, this study benefited from the IPSL Prodiguer-Ciclad facility which is supported by CNRS, UPMC, Labex L-IPSL which is funded by the ANR (Grant ANR-10-LABX-0018) and by the European FP7 IS-ENES2 project (Grant 312979). We thank the two anonymous reviewers for their relevant comments that strongly improve the paper.

Data availability CMIP5 data used in this paper are freely available at <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip5/>.

Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>.

References

- ABOM (2010) The Wet-Bulb Globe Temperature (WBGT). Australian Bureau of Meteorology http://bom.gov.au/info/thermal_stress
- Alexander LV, Zhang X, Peterson TC, Caesar J, Gleason B, Klein Tank AMG, Haylock M, Collins D, Trewin B, Rahimzadeh F, Tagipour A, Rupa Kumar K, Revadekar J, Griffiths G, Vincent L, Stephenson DB, Burn J, Aguilar E, Brunet M, Taylor M, New M, Zhai P, Rusticucci M, Vazquez-Aguirre JL (2006) Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J Geophys Res* 111(D5):D05109. <https://doi.org/10.1029/2005JD006290>
- Bowler K (2005) Acclimation, heat shock and hardening. *J Therm Biol* 30(2):125–130. <https://doi.org/10.1016/j.jtherbio.2004.09.001>
- Brouillet A, Joussaume S (2019) Investigating the Role of the Relative Humidity in the Co-Occurrence of Temperature and Heat Stress Extremes in CMIP5 Projections. *Geophysical Research Letters*, p 2019GL084156. <https://doi.org/10.1029/2019GL084156>
- Buzan JR, Oleson K, Huber M (2015) Implementation and comparison of a suite of heat stress metrics within the Community Land Model version 4.5. *Geosci Model Dev* 8(2):151–170. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-151-2015>
- Byrne MP, O’Gorman PA (2013) Link between land-ocean warming contrast and surface relative humidities in simulations with coupled climate models: WARMING CONTRAST AND RELATIVE HUMIDITIES. *Geophys Res Lett* 40(19):5223–5227. <https://doi.org/10.1002/grl.50971>
- Byrne MP, O’Gorman PA (2016) Understanding decreases in land relative humidity with global warming: conceptual model and GCM simulations. *J Clim* 29(24):9045–9061. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0351.1>
- Chavaillaz Y, Joussaume S, Dehecq A, Braconnot P, Vautard R (2016) Investigating the pace of temperature change and its implications over the twenty-first century. *Clim Chang* 137(1-2):187–200. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1659-4>

- Chen Y, Moufouma-Okia W, Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A (2018) Recent progress and emerging topics on weather and climate extremes since the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Annu Rev Environ Resour* 43(1):35–59. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102017-030052>
- Coffel ED, Horton RM, de Sherbinin A (2018) Temperature and humidity based projections of a rapid rise in global heat stress exposure during the 21st century. *Environ Res Lett* 13(1):014001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaa00e>
- Coffel ED, Horton RM, Winter JM, Mankin JS (2019) Nonlinear increases in extreme temperatures paradoxically dampen increases in extreme humid-heat. *Environ Res Lett* 14(8):084003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab28b7>
- Collins M, Knutti R, Arblaster J, Dufresne JL, Fichefet T, Friedlingstein P, Gao X, Gutowski W, Johns T, Krinner G, Shongwe M, Tebaldi C, Weaver A, Wehner M (2013) Long-term Climate change: Projections, Commitments and Irreversibility, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, chap 12, p 1029–1136. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.024>
- Cusack M, Alastuey A, Pérez N, Pey J, Querol X (2012) Trends of particulate matter (PM_{2.5}) and chemical composition at a regional background site in the Western Mediterranean over the last nine years (2002–2010). *Atmos Chem Phys* 12(18):8341–8357. <https://doi.org/10.5194/acp-12-8341-2012>
- Davies-Jones R (2008) An efficient and accurate method for computing the wet-Bulb temperature along pseudoadiabats. *Mon Weather Rev* 136(7):2764–2785. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2224.1>
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen L, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137(656):553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Diffenbaugh NS, Pal JS, Giorgi F, Gao X (2007) Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophys Res Lett* 34(11). <https://doi.org/10.1029/2007GL030000>
- Donat MG, Pitman AJ, Seneviratne SI (2017) Regional warming of hot extremes accelerated by surface energy fluxes: Accelerated Warming of Hot Extremes. *Geophys Res Lett* 44(13):7011–7019. <https://doi.org/10.1002/2017GL073733>
- Dunne JP, Stouffer RJ, John JG (2013) Reductions in labour capacity from heat stress under climate warming. *Nat Clim Chang* 3(6):563–566. <https://doi.org/10.1038/nclimate1827>
- Fischer EM, Knutti R (2013) Robust projections of combined humidity and temperature extremes. *Nat Clim Chang* 3(2):126–130. <https://doi.org/10.1038/nclimate1682>
- Fischer EM, Oleson KW, Lawrence DM (2012) Contrasting urban and rural heat stress responses to climate change. *Geophys Res Lett* 39(3):L03705. <https://doi.org/10.1029/2011GL050576>
- Flato G, Marotzke J, Abiodun B, Braconnot P, Chou S, Collins W, Cox P, Driouech F, Emori S, Eyring V, Forest C, Gleckler P, Guilyardi E, Jakob C, Kattsov V, Reason C, Rummukainen M (2013) Evaluation of climate models, Cambridge University press, Cambridge, UK and New York, book section 9, p 741–866. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.020>
- Freychet N, Tett S, Yan Z, Li Z (2020) Underestimated change of wet-Bulb temperatures over east and south china. *Geophys Res Lett* 47(3). <https://doi.org/10.1029/2019GL086140>
- Galloway S, Maughan R (1997) Effects of ambient temperature on the capacity to perform prolonged cycle exercise in man. *Med Sci Sports Exerc* 29(9):1240–1249
- Good P, Lowe JA, Collins M, Moufouma-Okia W (2008) An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 363(1498):1761–1766. <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.0024>
- Grundstein A, Cooper E (2018) Assessment of the Australian Bureau of Meteorology wet bulb globe temperature model using weather station data. *Int J Biometeorol* 62(12):2205–2213. <https://doi.org/10.1007/s00484-018-1624-1>
- Hansen J, Sato M, Ruedy R (2012) Perception of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109(37):E2415–E2423. <https://doi.org/10.1073/pnas.1205276109>
- Hartmann D, Klein Tank A, Rusticucci M, Alexander L, Bronnimann S, Charabi Y, Dentener F, Dlugokencky E, Easterling D, Kaplan A, Soden B, Thorne P, Wild M, Zhai P (2013) Observations: Atmosphere and Surface, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, book section 2, p 159–254. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.008>
- Hirschi M, Seneviratne SI, Alexandrov V, Boberg F, Boroneant C, Christensen OB, Formayer H, Orłowsky B, Stepanek P (2011) Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nat Geosci* 4(1):17–21. <https://doi.org/10.1038/ngeo1032>

- Horton RM, Mankin JS, Lesk C, Coffel E, Raymond C (2016) A Review of Recent Advances in Research on Extreme Heat Events. *Current Climate Change Reports*. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0042-x>
- Jones B, O'Neill BC (2016) Spatially explicit global population scenarios consistent with the Shared Socio-economic Pathways. *Environ Res Lett* 11(8):084003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/8/084003>
- Kjellstrom T, Holmer I, Lemke B (2009) Workplace heat stress, health and productivity – an increasing challenge for low and middle-income countries during climate change. *Global Health Action* 2(1):2047. <https://doi.org/10.3402/gha.v2i0.2047>
- Kjellstrom T, Briggs D, Freyberg C, Lemke B, Otto M, Hyatt O (2016) Heat, human performance, and occupational health: a key issue for the assessment of global climate change impacts. *Annu Rev Public Health* 37(1):97–112. <https://doi.org/10.1146/annurev-publhealth-032315-021740>
- Klein R, Midgley G, Preston B, Alam M, Berkhout F, Dow K, Shaw M (2014) *Adaptation opportunities, constraints, and limits*, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, book section 16, p 899–943
- Knutti R, Masson D, Gettelman A (2013) Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there. *Geophys Res Lett* 40(6):1194–1199. <https://doi.org/10.1002/grl.50256>
- Kunreuther H, Heal G, Allen M, Edenhofer O, Field CB, Yohe G (2013) Risk management and climate change. *Nat Clim Chang* 3(5):447–450. <https://doi.org/10.1038/nclimate1740>
- Leiserowitz A (2006) Climate change risk perception and policy preferences: the role of affect, imagery, and values. *Clim Chang* 77(1-2):45–72. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9059-9>
- Li J, Chen YD, Gan TY, Lau NC (2018) Elevated increases in human-perceived temperature under climate warming. *Nat Clim Chang* 8(1):43–47. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0036-2>
- Liebmann B, Dole RM, Jones C, Bladé I, Allured D (2010) Influence of choice of time period on global surface temperature trend estimates. *Bull Am Meteorol Soc* 91(11):1485–1492. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3030.1>
- Liljegren JC, Carhart RA, Lawday P, Tschopp S, Sharp R (2008) Modeling the wet bulb globe temperature using standard meteorological measurements. *J Occup Environ Hyg* 5(10):645–655. <https://doi.org/10.1080/15459620802310770>
- Marengo JA, Espinoza JC (2016) Extreme seasonal droughts and floods in amazonia: causes, trends and impacts: Extremes in amazonia. *Int J Climatol* 36(3):1033–1050. <https://doi.org/10.1002/joc.4420>
- Masterton J, Richardson F (1979) *Humidex: a Method of Quantifying Human Discomfort due to Excessive Heat and Humidity*. Atmospheric Environment Service, Canada, p 45
- Matthews TKR, Wilby RL, Murphy C (2017) Communicating the deadly consequences of global warming for human heat stress. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114(15):3861–3866. <https://doi.org/10.1073/pnas.1617526114>
- Meehl GA (2004) More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st Century. *Science* 305(5686):994–997. <https://doi.org/10.1126/science.1098704>
- Moore FC, Obradovich N, Lehner F, Baylis P (2019) Rapidly declining remarkability of temperature anomalies may obscure public perception of climate change. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, pp 201816541. <https://doi.org/10.1073/pnas.1816541116>
- Mora C, Dousset B, Caldwell IR, Powell FE, Geronimo RC, Bielecki C, Counsell CWW, Dietrich BS, Johnston ET, Louis LV, Lucas MP, McKenzie MM, Shea AG, Tseng H, Giambelluca TW, Leon LR, Hawkins E, Trauernicht C (2017) Global risk of deadly heat. *Nat Clim Chang* 7(7):501–506. <https://doi.org/10.1038/nclimate3322>
- Mora C, Spirandelli D, Franklin EC, Lynham J, Kantar MB, Miles W, Smith CZ, Freel K, Moy J, Louis LV, Barba EW, Bettinger K, Frazier AG, Colburn IXJF, Hanasaki N, Hawkins E, Hirabayashi Y, Knorr W, Little CM, Emanuel K, Sheffield J, Patz JA, Hunter CL (2018) Broad threat to humanity from cumulative climate hazards intensified by greenhouse gas emissions. *Nat Clim Chang* 8(12):1062–1071. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0315-6>
- O'Connor RE, Bard RJ, Fisher A (1999) Risk perceptions, general environmental beliefs, and willingness to address climate change. *Risk Anal* 19(3):461–471. <https://doi.org/10.1111/j.1539-6924.1999.tb00421.x>
- Oleson KW, Monaghan A, Wilhelmi O, Barlage M, Brunsell N, Feddema J, Hu L, Steinhoff DF (2015) Interactions between urbanization, heat stress, and climate change. *Clim Chang* 129(3-4):525–541. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0936-8>
- Orlowsky B, Seneviratne SI (2012) Global changes in extreme events: regional and seasonal dimension. *Clim Chang* 110(3-4):669–696. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0122-9>
- Reser JP, Morrissey SA, Ellul M (2011) The threat of climate change: psychological response, adaptation, and impacts. In: Weissbecker I (ed) *Climate Change and Human Well-Being: Global Challenges and Opportunities*. Springer, New York, pp 19–42. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-9742-5_2
- Riahi K, van Vuuren DP, Kriegler E, Edmonds J, O'Neill BC, Fujimori S, Bauer N, Calvin K, Dellink R, Fricko O, Lutz W, Popp A, Cuaresma JC, Kc S, Leimbach M, Jiang L, Kram T, Rao S, Emmerling

- J, Ebi K, Hasegawa T, Havlik P, Humpenöder F, Da Silva LA, Smith S, Stehfest E, Bosetti V, Eom J, Gernaat D, Masui T, Rogelj J, Strefler J, Drouet L, Krey V, Luderer G, Harmsen M, Takahashi K, Baumstark L, Doelman JC, Kainuma M, Klimont Z, Marangoni G, Lotze-Campen H, Obersteiner M, Tabeau A, Tavoni M (2017) The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Glob Environ Chang* 42:153–168. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>
- Scoccimarro E, Fogli PG, Gualdi S (2017) The role of humidity in determining scenarios of perceived temperature extremes in Europe. *Environ Res Lett* 12(11):114029. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8cdd>
- Seneviratne SI, Lüthi D, Litschi M, Schär C (2006) Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature* 443(7108):205–209. <https://doi.org/10.1038/nature05095>
- Seneviratne SI, Wartenburger R, Guillod BP, Hirsch AL, Vogel MM, Brovkin V, van Vuuren DP, Schaller N, Boysen L, Calvin KV, Doelman J, Greve P, Havlik P, Humpenöder F, Krisztin T, Mitchell D, Popp A, Riahi K, Rogelj J, Schleussner CF, Sillmann J, Stehfest E (2018) Climate extremes, land–climate feedbacks and land-use forcing at 1.5c. *Philosophical Transactions of the Royal Society a: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 376(2119):20160450. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0450>
- Settele J, Scholes R, Betts SR, Leadley P, Nepstad D, Overpeck J, Taboada M (2014) *Terrestrial and Inland Water Systems*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, book section 4, p 271–359. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Simonet G (2015) Une brève histoire de l'adaptation : l'évolution conceptuelle au fil des rapports du GIEC (1990–2014). *Natures Sciences Sociétés* 23:S52–S64. <https://doi.org/10.1051/nss/2015018>
- Steadman R (1984) A universal scale of apparent temperature. *Canada: Atmospheric Environment Service* 23(87):1674
- Szopa S, Balkanski Y, Schulz M, Bekki S, Cugnet D, Fortems-Cheiney A, Turquety S, Cozic A, Déandres C, Hauglustaine D, Idelkadi A, Lathière J, Lefevre F, Marchand M, Vuolo R, Yan N, Dufresne JL (2013) Aerosol and ozone changes as forcing for climate evolution between 1850 and 2100. *Clim Dyn* 40(9–10):2223–2250. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1408-y>
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc* 93(4):485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Vogel MM, Orth R, Cheruy F, Hagemann S, Lorenz R, Hurk BJJM, Seneviratne SI (2017) Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks. *Geophys Res Lett* 44(3):1511–1519. <https://doi.org/10.1002/2016GL071235>
- van Vuuren DP, Edmonds J, Kainuma M, Riahi K, Thomson A, Hibbard K, Hurtt GC, Kram T, Krey V, Lamarque JF, Masui T, Meinshausen M, Nakicenovic N, Smith SJ, Rose SK (2011) The representative concentration pathways: an overview. *Clim Chang* 109(1–2):5–31. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>
- Weedon GP, Gomes S, Viterbo P, Shuttleworth WJ, Blyth E, Österle H, Adam JC, Bellouin N, Boucher O, Best M (2011) Creation of the WATCH forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century. *J Hydrometeorol* 12(5):823–848. <https://doi.org/10.1175/2011JHM1369.1>
- Weedon GP, Balsamo G, Bellouin N, Gomes S, Best MJ, Viterbo P (2014) The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resour Res* 50(9):7505–7514. <https://doi.org/10.1002/2014WR015638>
- World Bank (2013) Turn down the heat: Climate extremes, regional impacts, and the case for resilience. A report for the World Bank by the Potsdam Institute for Climate Impact Research and Climate Analytics
- Yaglou CP, Minard D (1957) Control of heat casualties at military training centers. *American Medical Association Archives of Industrial Health* 16:302–316
- Zhao Y, Ducharne A, Sultan B, Braconnot P, Vautard R (2015) Estimating heat stress from climate-based indicators: present-day biases and future spreads in the CMIP5 global climate model ensemble. *Environ Res Lett* 10(8):084013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/8/084013>

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Electronic Supplementary Materials

More perceived but not faster evolution of heat stress than temperature extremes in the future

Audrey Brouillet^{1*}, Sylvie Joussaume¹

¹*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE-IPSL),
CEA/CNRS/UVSQ, 91191 Gif-sur-Yvette, France*

* Corresponding author : audrey.brouillet@lsce.ipsl.fr

Methods

We chose to study the Wet-Bulb Globe Temperature (**W**) as our heat stress index ([Yaglou and Minard, 1957](#)). The original formal equation to compute **W** is :

$$W = 0.7 \times T_{nwb} + 0.2 \times T_g + 0.1 \times T$$

with T_{nwb} the natural wet-bulb temperature which represents the integrated effect of humidity, solar radiation and wind, T_g the black globe temperature which represents the effect of solar radiation and wind, and T the shaded air temperature that is the standard temperature in observations and simulations.

However, wind speed and solar radiation are rarely recorded due to the lack of the corresponding instruments, and seldom simulated since T_{nwb} and T_g cannot be accurately determined from standard meteorological measurements ([ABOM, 2010](#)). Therefore, we use a simplified formula that integrates mean wind speed and solar radiation values ([ABOM, 2010](#)). It is thus important to note that daily simplified **W** calculated in this study may be overestimated or underestimated compared to the observed windy and cloudy conditions ([Liljegren et al., 2008](#) ; [Grundstein et al., 2018](#)). The simplified equation used in this work is :

$$W = 0.567 \times T + 0.393 \times VP + 3.94$$

with **W** in units of W, **T** the near-surface air temperature (in °C), and **VP** the air vapor pressure (in hPa), calculated as :

$$VP = \frac{q \times p_{surf}}{0.622 + 0.378 \times q}$$

with **q** the air specific humidity (in $\text{kg}_{\text{water}}/\text{kg}_{\text{wet air}}$) and **psurf** the air surface pressure (in hPa). **psurf** is not provided as daily outputs in CMIP5. We derived it from the sea-level pressure, using hydrostatic equilibrium and assuming adiabatic conditions ([Hempel et al., 2013](#) ; [Zhao et al., 2015](#)).

References

- ABOM (2010). The Wet-Bulb Globe Temperature (wbgt). Australian Bureau of Meteorology. Retrieved from [http://bom.gov.au/info/thermal stress](http://bom.gov.au/info/thermal%20stress)
- Grundstein, A., & Cooper, E. (2018). Assessment of the Australian Bureau of Meteorology wet bulb globe temperature model using weather station data. *International Journal of Biometeorology*, 62 (12), 2205–2213. doi: 10.1007/s00484-018-1624-1
- Hempel, S., Frieler, K., Warszawski, L., Schewe, J., & Piontek, F. (2013). A trend-preserving bias correction – the ISI-MIP approach. *Earth System Dynamics*, 4 (2), 219–236. doi: 10.5194/esd-4-219-2013
- Liljegren, J. C., Carhart, R. A., Lawday, P., Tschopp, S., & Sharp, R. (2008). Modeling the Wet Bulb Globe Temperature Using Standard Meteorological Measurements. *Journal of Occupational and Environmental Hygiene*, 5 (10), 645–655. doi: 10.1080/15459620802310770
- Marshall, J., & Plumb, R. A. (2008). Atmosphere, ocean, and climate dynamics: an introductory text. *Choice Reviews Online*, 45 (10), 45–5595–45–5595. doi: 10.5860/CHOICE.45-5595
- Yaglou, C. P., & Minard, D. (1957). Control of heat casualties at military training centers, american medical association archives of industrial health. , 16 , 302-316.
- Zhao, Y., Ducharme, A., Sultan, B., Braconnot, P., & Vautard, R. (2015). Estimating heat stress from climate-based indicators: present-day biases and future spreads in the CMIP5 global climate model ensemble. *Environmental Research Letters*, 10 (8), 084013. doi: 10.1088/1748-9326/10/8/084013

Figures

Table ESM1 – List of the 12 CMIP5 models used in the study and their characteristics for the RCP8.5 scenario. The number of simulations correspond to the available total number of realizations at daily scales for near-surface air temperature, near-surface specific humidity, and sea-level pressure.

Model version	Simulations	Resolution	Modeling group
ACCESS1-0	1	192x145	CSIRO-BOM, Australia
bcc-csm1-1	1	128x54	BCC, Beijing, China
CanESM2	5	128x54	CCCma, Victoria, Canada
CCSM4	1	288x192	NCAR, Boulder
CNRM-CM5	1	256x128	CNRM-CERFACS, Toulouse, France
GFDL-CM3	1	144x90	NOAA-GFDL, Princeton, USA
GISS-E2-R	2	144x90	NASA-GISS
HadGEM2-ES	4	192x145	MOHC, Exeter, UK
IPSL-CM5A-MR	1	144x143	IPSL, Paris, France
MIROC5	3	256x128	MIROC, JAMSTEC-AORI-NIES, Japan
MRI-ESM1	1	320x160	MRI, Tsukuba, Japan
NorESM1-M	1	144x96	NCC, Oslo, Norway

Table ESM2 – List of the 7 CMIP5 models used and their characteristics for the RCP2.6 scenario. These models correspond to all the CMIP5 models that provide the daily data needed to conduct the analyses under the RCP2.6 scenario (i.e. 7/12 selected GCMs).

Model version	Simulations	Resolution	Modeling group
CanESM2	5	128x54	CCCma, Victoria, Canada
CCSM4	1	288x192	NCAR, Boulder
CNRM-CM5	1	256x128	CNRM-CERFACS, Toulouse, France
GFDL-CM3	1	144x90	NOAA-GFDL, Princeton, USA
HadGEM2-ES	4	192x145	MOHC, Exeter, UK
IPSL-CM5A-MR	1	144x143	IPSL, Paris, France
MIROC5	3	256x128	MIROC, JAMSTEC-AORI-NIES, Japan

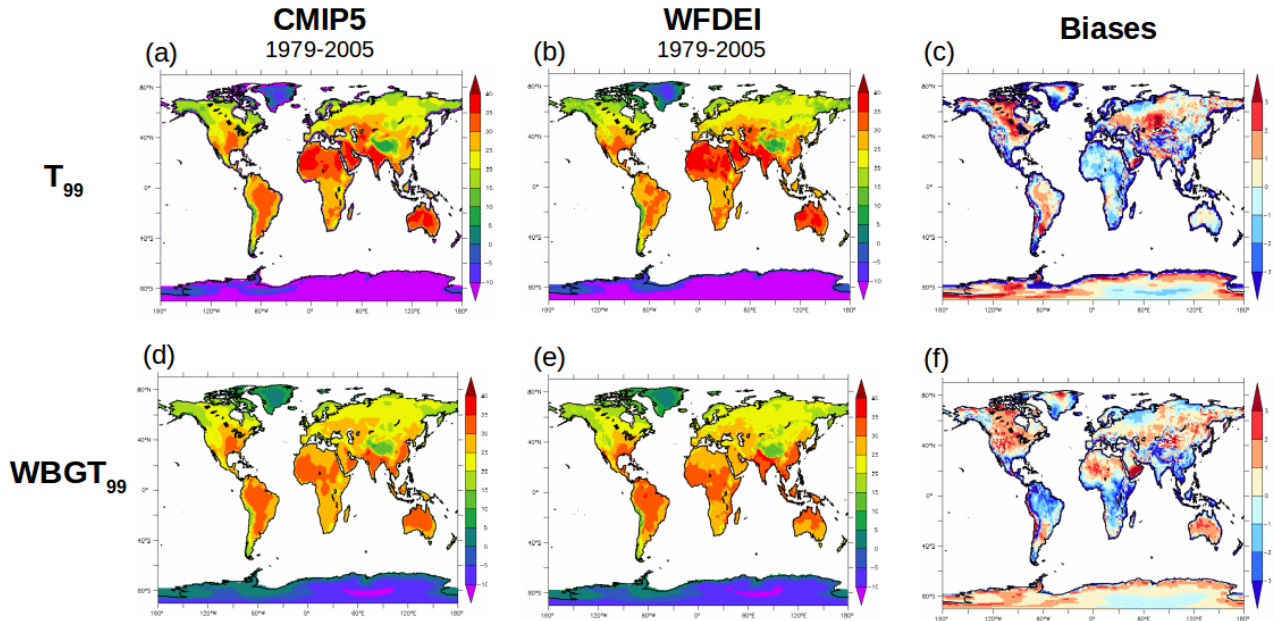
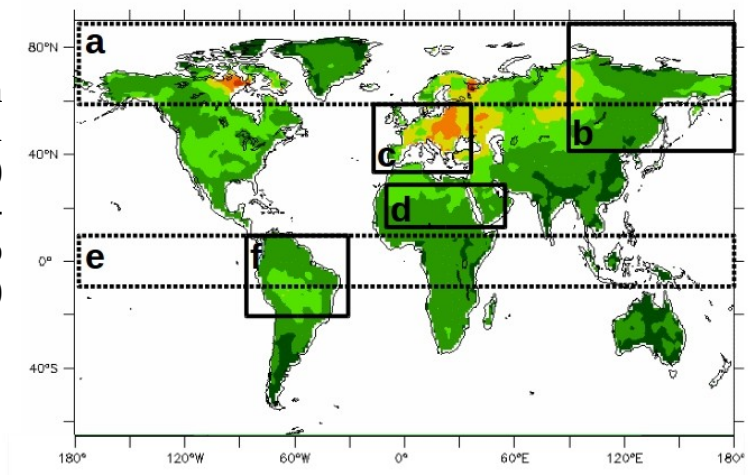


Figure ESM1 : Mean climatologies of (a-b-c) T_{99} (in K), and (d-e-f) $WBGT_{99}$ (no unit). Extremes values are calculated as the annual values above yearly 99th percentiles averaged over the 1979-2005 period. Multi-model ensemble means are shown in (a) and (d) for the 12 selected CMIP5 models (Table ESM1), WATCH-Forcing-Data-Era-Interim observations (Wheedon et al., 2014) are shown in (b) and (e), and differences between both are exhibited in (c) and (f). Values are displayed between -10 and +40 and biases between -3 and +3.

Figure ESM2 : Map with corresponding areas used for regional analyses over land surfaces : (a) Northern high-latitudes, (b) North-eastern Asia, (c) Europe, (d) Sahel to Arabia (the “SAA region”, (e) Equatorial belt, and (f) Amazonia.



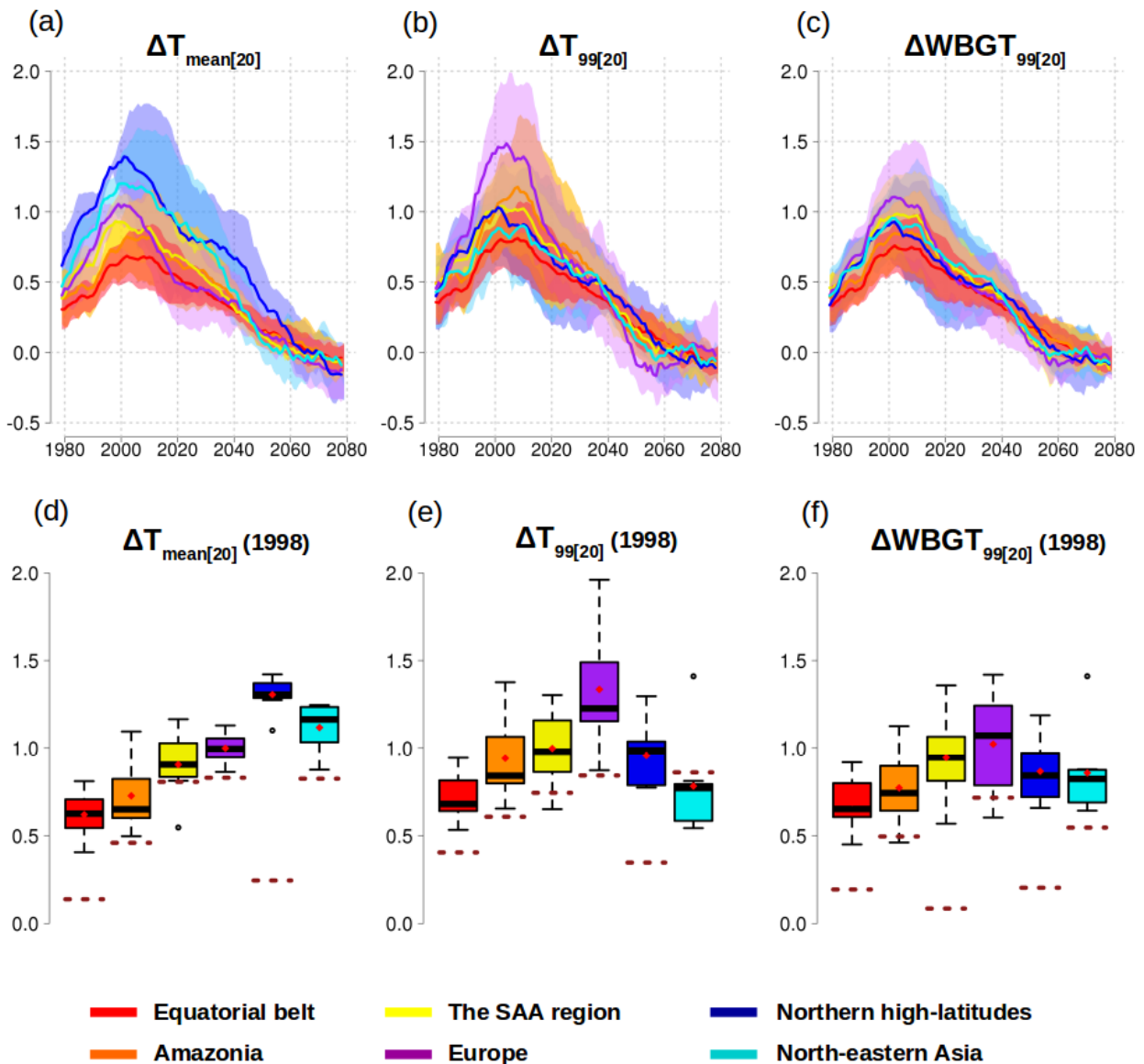


Figure ESM3 : Similar to the Fig. 2 of the main paper, but for scenario RCP2.6. **(a-b-c)** Timeseries of the running speeds of change between two 20-y successive periods for each year between 1979 and 2080, for the 7 CMIP5 models under the RCP2.6 scenario (see Table ESM2) : **(a)** $\Delta T_{\text{mean}[20]}$ [in K/20y], **(b)** $\Delta T_{99[20]}$ [in K/20y] and **(c)** $\Delta \text{WBGT}_{99[20]}$ [in unit/20y]. Thick colour lines show the multi-model means. Shaded envelopes indicate the 95% confidence interval of the inter-model spread. **(d-e-f)** Boxplots of the corresponding speed in 1998 (i.e. change between 1979-1998 and 1999-2018 periods) for each metric. Dashed darkred lines per region exhibit regional speeds calculated in WFDEI observations for 1998. Note that only 7 CMIP5 models provide the daily data needed under the RCP2.6 scenario on the 12 GCMs selected in the main paper for RCP8.5.

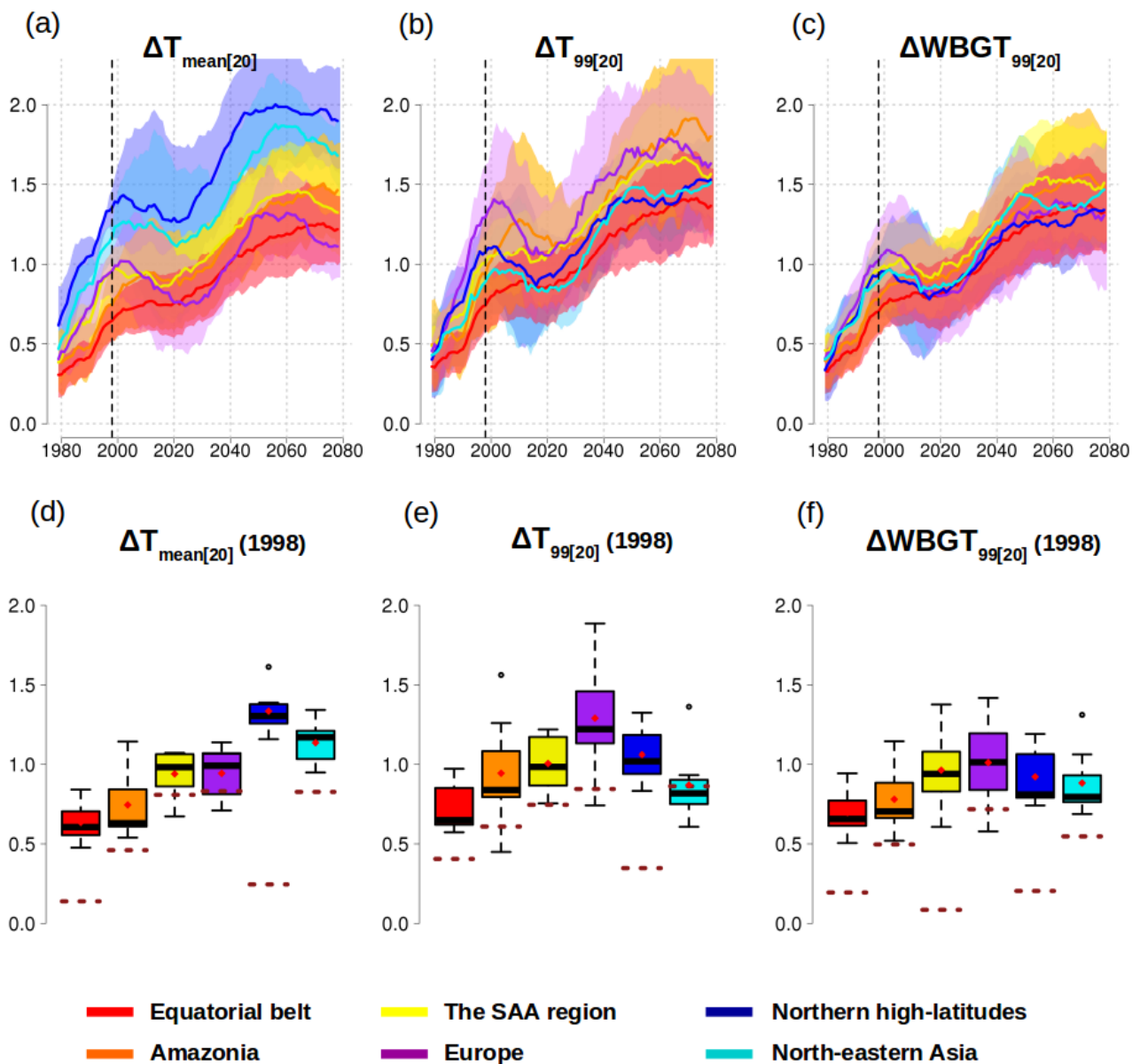


Figure ESM4 : Same as Fig. ESM3 but for the RCP8.5 scenario.

In the main paper, Fig. 2 displays speeds of change with moving baselines for the 12 selected CMIP5 models under the RCP8.5 scenario. Panels in Fig. **ESM4a-b-c-d-e-f** here respectively displays the speeds as in Fig. 2b-e-h-a-d-g for the 7 GCMs available for the RCP2.6 mitigation scenario. This enables consistency between RCP2.6 and RCP8.5 analyses, as well as taking into account the effect of the number of CMIP5 models used in the multi-model ensemble means for RCP8.5. As explained in the main paper, conclusions under the RCP8.5 scenario remain the same between subsets of 12 and 7 GCMs.

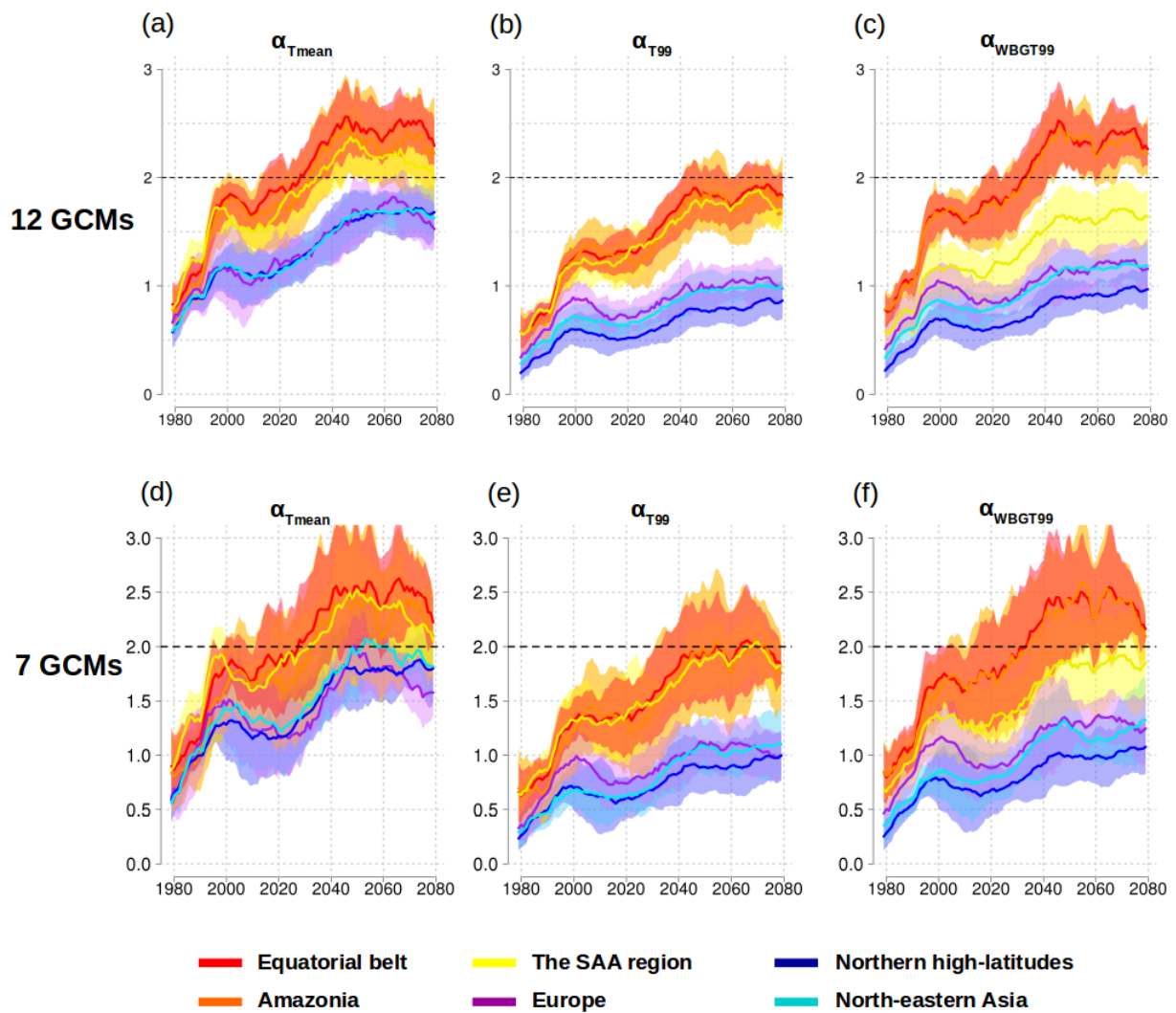


Figure ESM5 : Same as Fig. 3 for the RCP8.5 scenario for **(a-b-c)** 12 GCMs (Table ESM1) and **(d-e-f)** 7 GCMs (Table ESM2).

For each metrics, the inter-model spread is larger when using 7 GCMs compared to 12 GCMs. However, multi-model means and conclusions remain similar between both subsets of CMIP5 models (panels a-b-c compared to d-e-f).

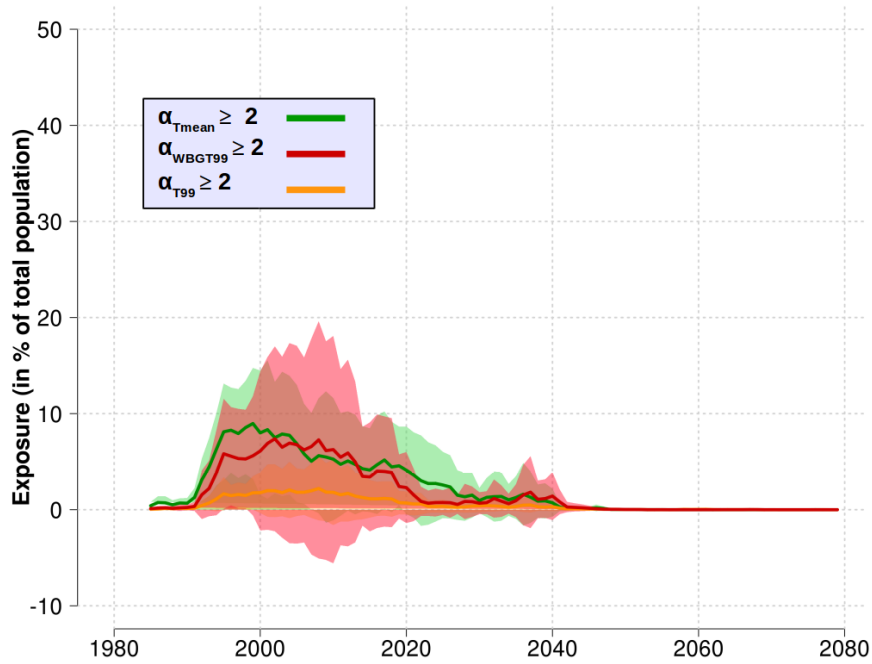


Figure ESM6 : Same as Fig. 4 of the main paper but for the RCP2.6 mitigation scenario. The population of each country follows the average UN projections until 2050, and evolves with the 2041–2050 rate until 2080. Solid lines represent the multi-model means. Shaded envelops indicate the 95% confidence interval of the inter-model spread.

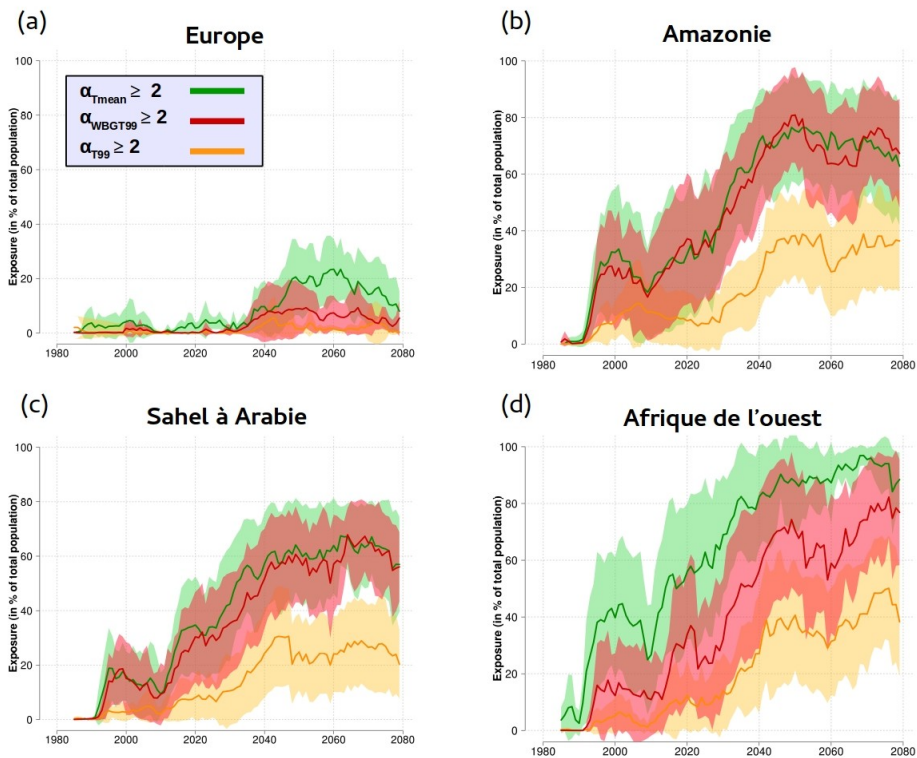


Figure ESM7 – Same as Fig. 4 but for (a) Amazonia, (b) western Central Africa, (c) Sahel, (d) Europe for T_{mean} (green), T_{99} (orange) and $WBGT_{99}$ (red).

4.3 Éléments supplémentaires d'analyse

Dans cette section, je développe de manière plus détaillée les éléments publiés dans les Supporting Information (SI) de l'Article 2. Je décris également diverses analyses supplémentaires qui permettent de préciser les résultats publiés. Je montre entre autres l'analyse des incertitudes dans les modèles CMIP5, la sensibilité des périodes sélectionnées pour les différentes normalisations, et la quantification régionale de l'exposition des populations à des changements considérés comme sévères. Les figures extraites des SI de l'Article 2, qui sont décrites plus en détails dans cette partie, sont identifiées dans le titre des figures du manuscrit. Les régions analysées sont délimitées et illustrées par les boîtes en Figure 4.1.

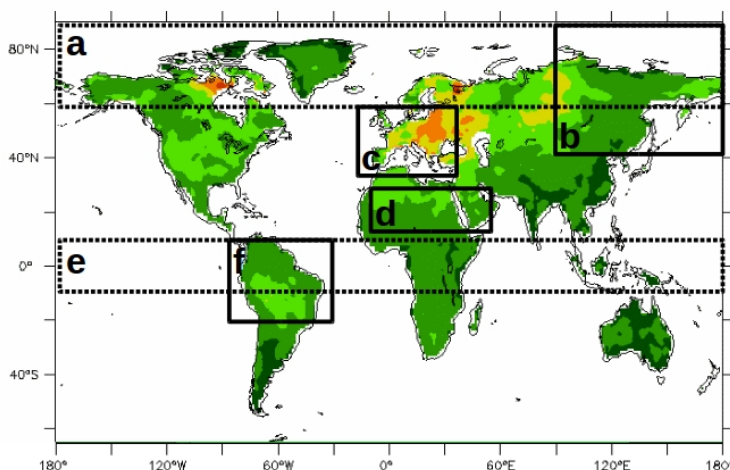


Figure 4.2 – Boîtes indiquant les zones analysées régionalement : (a) Hautes-latitudes nord, (b) Nord-est de l'Asie, (c) Europe, (d) la région SAA (Sahel à Arabie), (e) la bande équatoriale, (f) l'Amazonie (Figure ESM2 de l'Article 2)

4.3.1 Incertitudes dans les modèles CMIP5

Dans l'Article 2, le rapport entre les vitesses d'évolution de chaque année entre 1979 et 2080 et la vitesse d'évolution moyennée sur 1979-1998 est étudié pour T_{mean} , T_{99} et $WBGT_{99}$ (respectivement $R_{\Delta T_{mean}}$, $R_{\Delta T_{99}}$, et $R_{\Delta WBGT_{99}}$). D'une part, cette normalisation permet de comparer les vitesses d'évolution de T et celles de $WBGT$, qui ne sont pas directement comparables du fait de leurs unités respectives différentes (Buzan et al. [2015]). D'autre part, ce rapport de vitesses permet de quantifier l'accélération des changements associés. Un ratio égal à 1 indique ainsi deux vitesses d'augmentation identiques. Un ratio supérieur à 1 illustre une vitesse plus importante que la référence (i.e. ratio $R_{\Delta X} = 2$ pour un changement deux fois plus rapide, $R_{\Delta X} = 3$ pour un changement trois fois plus rapide, etc...). Dans l'Article 2, nous avons quantifié ce rapport pour chaque GCM, et nous avons choisi de calculer cette accélération par rapport à la vitesse moyennée sur 1979-1998. Cependant, chaque modèle a une sensibilité climatique qui lui est propre, ce qui conduit à une dispersion multi-modèle importante des vitesses d'évolution (Figure 2 de l'Article 2). Cette dispersion est encore plus marquée lors du calcul du rapport

entre les vitesses. De plus, ce rapport de vitesses peut être également sensible au choix de la longueur de la période choisie pour calculer la vitesse moyenne de référence historique (i.e. 20 années pour la période 1979-1998). Il s'agit donc ici d'exposer ces différentes incertitudes.

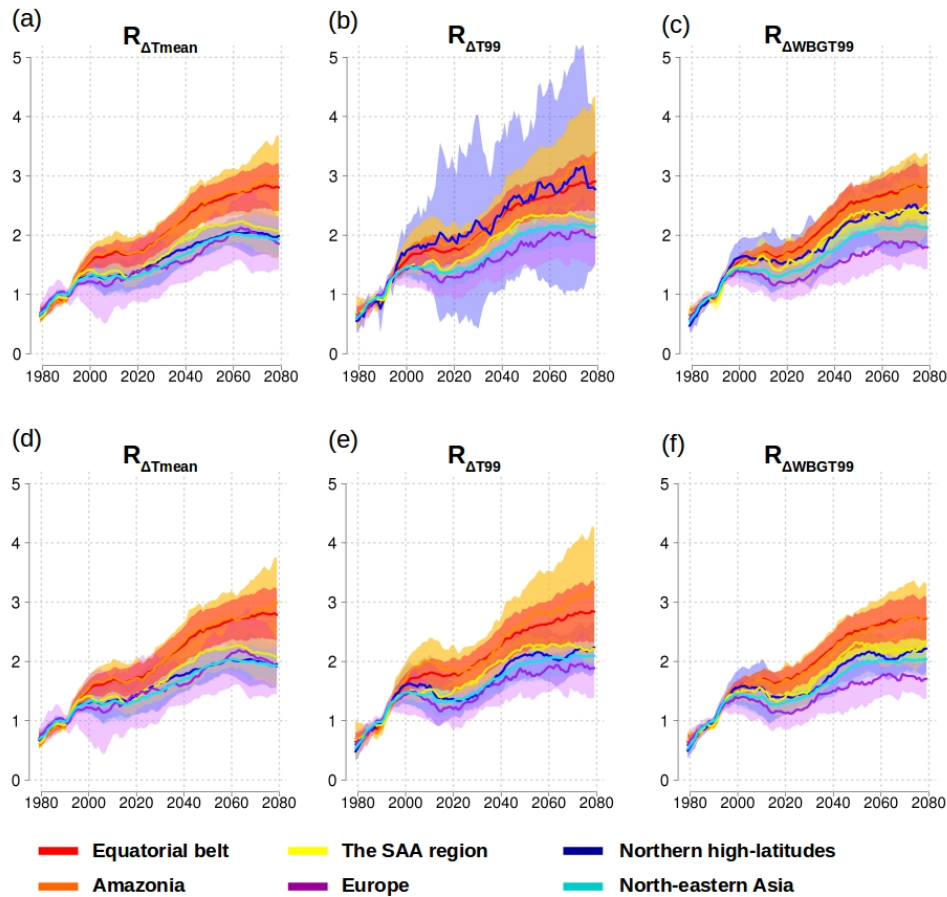


Figure 4.3 – Moyenne multi-modèle des vitesses d'évolution entre 1979 et 2080 normalisées par rapport à la vitesse moyenne sur 1979-1998 pour le scénario RCP8.5 de : (a) T_{mean} ($R_{\Delta T_{mean}}$); (b) T_{99} ($R_{\Delta T_{99}}$); (c) $WBGT_{99}$ ($R_{\Delta WBGT_{99}}$). (d-e-f) Mêmes figures respectivement que (a-b-c) mais sans le modèle MIROC5 (i.e. seulement 11/12 modèles pris en compte dans le calcul de la moyenne). Les courbes représentent les moyennes multi-modèles par région. Les enveloppes de couleur associées indiquent l'intervalle de confiance à 95% de la dispersion inter-modèle.

La Figure 4.3 représente les $R_{\Delta T_{mean}}$, $R_{\Delta T_{99}}$, et $R_{\Delta WBGT_{99}}$ calculés par rapport aux ΔX moyens sur 1979-1998 (i.e. période fixe de 20 ans). Cette figure montre une dispersion très élevée des 12 modèles CMIP5 dans les simulations de $R_{\Delta T_{99}}$ sur l'ensemble de la période, notamment dans les hautes latitudes Nord (Figure 4.2b). L'analyse modèle par modèle de la vitesse d'évolution moyennée sur 1979-1998 montre que ΔT_{99} est inférieur à $+0.05$ K/20ans à ces latitudes d'après le modèle MIROC5, contrairement aux autres GCMs dont la vitesse est supérieure à $+0.4$ K/20ans (Figure ESM4 de l'Article 2). En conséquence, le ratio calculé par rapport à une valeur proche de zéro conduit à des valeurs correspondantes de $R_{\Delta T_{99}}$ très élevées pour le modèle MIROC5. Lorsque ce GCM est exclu dans le calcul de la moyenne multi-modèle de $R_{\Delta T_{99}}$, la dispersion correspondante est fortement réduite (Figure 4.2e). Certaines régions telles que l'Amazonie présentent également une dispersion importante entre les modèles, notamment en T_{99} (Figure 4.3). On montre ainsi que les indicateurs analysés dans cette analyse

peuvent présenter une sensibilité importante au choix du modèle CMIP5 et de la région étudiée. Les incertitudes dans les simulations et le calcul de $R_{\Delta T_{mean}}$ et de $R_{\Delta WBGT_{99}}$ sont inférieures à celles de $R_{\Delta T_{99}}$, en particulier aux échelles régionales, car les variabilités inter-annuelles et les dispersions inter-modèles associées sont plus faibles en T_{mean} et $WBGT_{99}$ qu'en T_{99} , en valeurs absolues et en changements (e.g. Zhao et al. [2015], Coffel et al. [2018]), et donc en rapports de vitesses.

Afin d'évaluer la sensibilité du calcul de $R_{\Delta X}$ à la période de référence sélectionnée (i.e. 20 ans), les rapports de vitesses sont quantifiés par rapport à une vitesse ΔX historique moyennée sur 10 ans (i.e. sur 1979-1988), et par rapport à une vitesse ΔX moyennée sur 30 ans (i.e. sur 1979-2009). Nous ne réalisons cette analyse que pour T_{99} , qui présente la dispersion entre les GCMs la plus importante (Figure 4.3). Les accélérations sont environ 30% plus élevées en quantifiant $R_{\Delta T_{99}}$ par rapport à une référence moyennée sur 1979-1988 (Figure 4.4a) que par rapport à une référence moyennée sur 1979-1998 (Figure 4.4b), et 25% plus faibles avec une référence moyennée sur 1979-2008 (Figure 4.4c). La dispersion entre les modèles CMIP5 est nettement supérieure avec une période fixe de référence de 10 ans pour le calcul des ratios, notamment pour les hautes latitudes Nord et l'Amazonie (Figure 4.4a). Cela s'explique par la variabilité interne dominante à ces échelles. À l'inverse, la dispersion est fortement réduite avec une période de référence de 30 ans utilisée (Figure 4.4c). Les tendances entre les régions restent donc similaires selon les périodes fixes utilisées pour calculer l'accélération, et les dispersions inter-modèles régionales (e.g. Amazonie, hautes latitudes nord) restent significatives même en augmentant la durée de la période. Ces analyses valident l'approche suivie en rapport de vitesses.

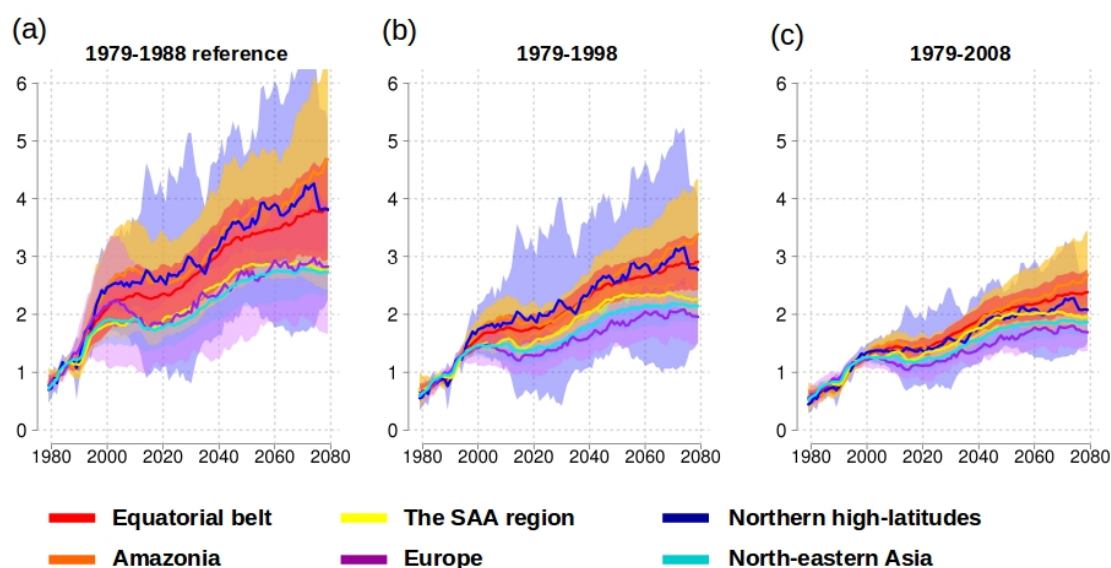


Figure 4.4 – Même figure qu'en Figure 4.2, mais pour $R_{\Delta T_{99}}$ calculé par rapport à une vitesse d'évolution de référence moyennée sur (a) 1979-1988, (b) 1979-1998, et (c) 1979-2008. Les courbes représentent les moyennes multi-modèles par région. Les enveloppes de couleur associées indiquent l'intervalle de confiance à 95% de la dispersion inter-modèle.

Ces éléments supplémentaires nous permettent d'affirmer que les incertitudes associées au calcul des accélérations des changements de T et de WBGT (i.e. $R_{\Delta X}$) semblent davantage guidées par le choix combiné du GCM et de la région à étudier, que par le choix de la période de référence utilisée le calcul du rapport de vitesses (Figure 4.3 et 4.4).

4.3.2 Extensions spatiales et expositions régionales des populations

Extension spatiale des changements

Dans l'Article 2, l'évolution du α par région et l'évolution de l'exposition de la population impactée par un $\alpha > 2$ (i.e. changement défini comme *sévère*) sont étudiées pour T_{99} et $WBGT_{99}$. Ces analyses apportent des informations sur la vitesse d'évolution année après année, mais ne fournissent pas d'information sur la vitesse d'extension des zones où ces différents changements sont simulés dans les modèles CMIP5. Or, ces régions impactées sont susceptibles de s'étendre plus ou moins rapidement au cours du 21^{ème} siècle. En analyse supplémentaire, je me propose donc d'étudier l'extension spatiale des zones où le changement est supérieur à la variabilité récente à partir des projections CMIP5 et le scénario RCP8.5.

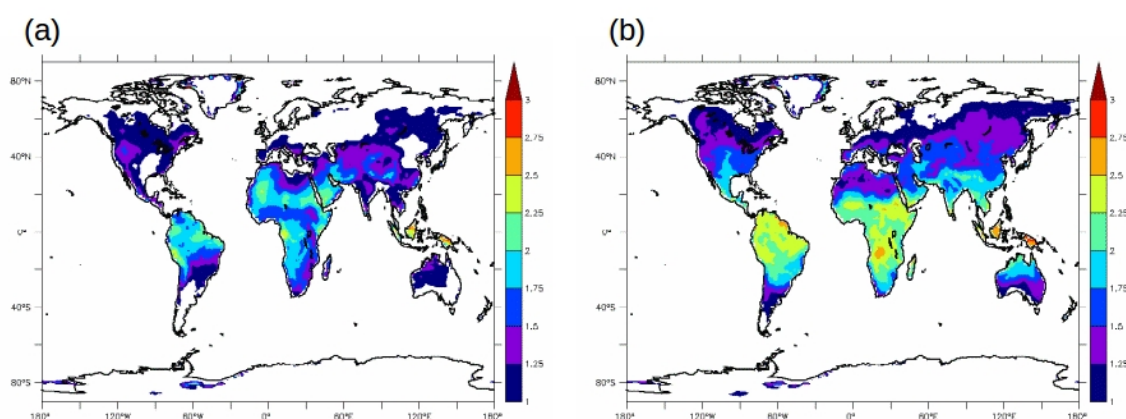


Figure 4.5 – Moyenne multi-modèle de la répartition géographique de la vitesse d'évolution en 2080 normalisée par l'écart-type calculé sur les 20 ans précédents : (a) pour T_{99} (i.e. α_{T99}), (b) pour $WBGT_{99}$ (i.e. α_{WBGT99}). Seules les valeurs supérieures ou égales à 1 sont représentées.

La répartition géographique des α supérieurs à la variabilité récente en 2080 pour T_{99} et $WBGT_{99}$ permet d'avoir une idée des zones les plus impactées (Figure 4.5). Ces distributions spatiales montrent que peu de régions sont concernées par des changements définis dans cette thèse comme sévère (i.e. $\alpha \geq 2$), même d'ici 2100 et sous le scénario RCP8.5. Pour évaluer la vitesse d'évolution spatiale des changements rapides et/ou importants, j'analyse donc l'extension spatiale annuelle pour des régions impactées par différentes valeurs de α : $\alpha \geq 1$ (i.e. changement pouvant être caractérisé comme *significatif*), $\alpha \geq 2$ (i.e. changement *sévère*) et $\alpha \geq 3$ (i.e. changement *sans précédent*).

Les fractions spatiales relatives à chaque région impactées par des changements *significatifs* (i.e. α_{T99} et $\alpha_{WBGT99} \geq 1$) augmentent entre 1979 et 2080 d'après les modèles CMIP5 (Figure 4.6). Des phases d'extension spatiale rapide (1990-2000, 2020-2040) et des phases d'extension plus lente voire de légère diminution (2000-2020, 2060-2080) sont simulées pour l'ensemble des continents et aux échelles régionales. L'extension spatiale la plus rapide est mise en évidence entre 1990 et 2000-2005 pour T_{99} et $WBGT_{99}$ pour toutes les régions (Figure 4.6). À cette période, la fraction continentale impactée par des changements *significatifs* en T_{99} augmente de 10%/décennie à l'échelle globale, et de 18%/décennie en $WBGT_{99}$. À l'échelle régionale, l'Amazonie expérimente l'extension spatiale la plus rapide, avec +60% de la région impactée par un $\alpha_{T99} \geq 1$ à cette même période, et +80% impactée par un $\alpha_{WBGT99} \geq 1$ (Figure 4.6c et

4.6g). Dans le futur, plus de 40% des continents seront impactés par un $\alpha_{T_{99}} \geq 1$ d'ici 2080 et quasiment 60% pour un $\alpha_{WBGT_{99}}$ d'après les modèles (quasiment pareil en Europe). Dans les régions les plus impactées telles que l'Amazonie et le Sahel, des changements *significatifs* de T_{99} impacteront jusqu'à 90% de la région d'ici 2080, et jusqu'à 100% de l'Amazonie en $WBGT_{99}$ (Figure 4.6c et 4.6g).

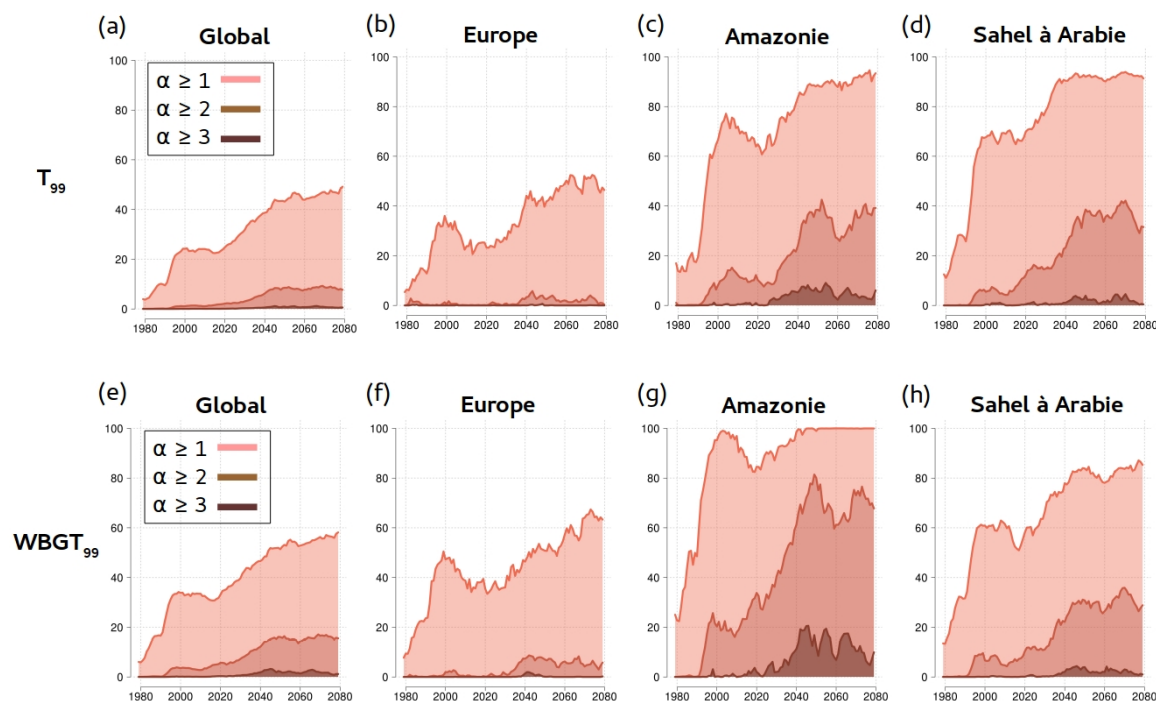


Figure 4.6 – Fraction annuelle des surfaces continentales entre 1979 et 2080 où le rapport entre le changement moyen de T_{99} entre deux périodes successives de 20 ans et la variabilité inter-annuelle des 20 ans précédents (i.e. α) est supérieur à 1, 2 et 3 sous le scénario RCP8.5 pour : (a) l'ensemble des surfaces continentales, (b) l'Europe, (c) l'Amazonie, (d) la région SAA. Les figures (e) à (h) correspondent respectivement aux mêmes figures mais pour $WBGT_{99}$.

Pour des α supérieurs à 2, l'extension spatiale est très largement inférieure pour l'ensemble des régions pour toute la période. Néanmoins, 10% des continents sont impactés par ces changements *sévères* en T_{99} , et jusqu'à presque 20% en $WBGT_{99}$ d'ici 2080 (Figure 4.6a et 4.6e). L'extension spatiale la rapide et la plus grande d'ici 2080 pour des zones impactées par un changement *sévère* est localisée en Amazonie, avec 60 à 80% de la région impactée dès 2040 en $WBGT_{99}$, et une vitesse associée de +15%/décennie entre 2010 et 2040. Les extensions spatiales des changements *sévères* atteignent également jusqu'à 40% de l'Amazonie et de la région SAA en T_{99} . L'extension spatiale pour des $\alpha \geq 3$ est proche de 0 en T_{99} comme en $WBGT_{99}$, excepté en Amazonie, où la variabilité inter-annuelle est importante.

D'après les modèles CMIP5, l'extension spatiale des surfaces impactées par des changements supérieurs à la variabilité récente sera donc plus grande d'ici la fin du siècle et plus rapide au cours du siècle, en $WBGT_{99}$ qu'en T_{99} . L'écart entre les deux métriques sera plus marqué aux échelles régionales que globales. D'autre part, la totalité des surfaces amazoniennes sera impactée par des vitesses d'intensification de $WBGT_{99}$ supérieures à la variabilité inter-annuelle récente à partir de 2040, et 60-80% de la région expérimentera des vitesses d'évolution supérieures à deux fois cette variabilité. L'analyse de l'extension spatiale montre ici que la région

amazonienne semble être la région la plus sévèrement touchée par des changements rapides et émergents en extrêmes de chaleur au cours du 21^{ème} siècle, et plus particulièrement en WBG_{T99}.

L'ensemble des régions montrent un creux dans l'augmentation de l'extension spatiale autour de 2015-2020 selon les régions, particulièrement marqué en $\alpha \geq 1$ (pour T₉₉ et WBG_{T99}). Ce creux est cohérent avec le creux mis en évidence en analysant les vitesses glissantes d'évolution de T_{mean}, T₉₉ et WBG_{T99} pour la même période (Figure 2 de l'Article 2). D'après la littérature, ce ralentissement global peut être expliqué par les variations d'aérosols. En effet, le forçage radiatif négatif total, issu de l'effet direct des aérosols, diminue à partir de 1980 à 2100 d'après les modèles et les scénarios RCP8.5 et RCP2.6 (Szopa et al. [2013]), ce qui est associé à un réchauffement. Cependant, ce forçage radiatif "plus positif" semble ralentir entre 1990 et 2020 pour le scénario RCP8.5 (Figure 4.7), ce qui est cohérent avec le ralentissement du réchauffement que nous montrons en Figure 2 de l'Article 2 pour le scénario RCP8.5. D'après nos analyses, ce ralentissement est plus prononcé en T₉₉ qu'en T_{mean}, et plus marqué régionalement que globalement notamment en Europe. Ceci peut s'expliquer par l'effet direct des aérosols, qui est plus prononcé lorsque l'ensoleillement est maximal. Les impacts des changements des aérosols sont donc plus marqués l'été. De même, l'effet direct des aérosols est plus prononcé en Europe que globalement, avec pour ordre de grandeur, un forçage radiatif minimum entre 1850 et 2100 de -2.5 W/m² en Europe en 1980, contre -0.35 W/m² à l'échelle globale pour la même année (Szopa et al. [2013]).

Exposition locale des populations

Comme montré dans l'Article 2, l'exposition de la population mondiale impactée par un changement *sévère* (i.e. rapide et émergent, tel que $\alpha \geq 2$) atteint un maximum de 36% de la population en WBG_{T99} d'ici 2080, contre 15% en T₉₉ d'après les modèles CMIP5. Cette exposition est quantifiée en calculant, par pays, le pourcentage de population impacté par un changement sévère. L'ensemble des populations impactées par pays est ensuite totalisé pour obtenir l'exposition globale. Néanmoins, l'étude de l'extension spatiale montre bien des régions

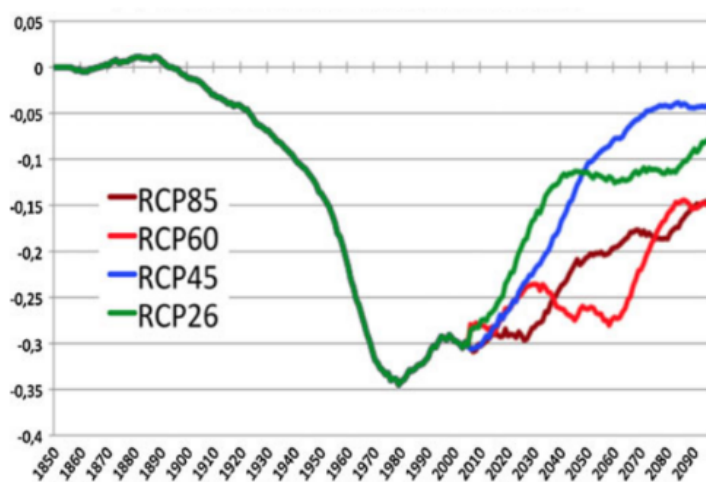


Figure 4.7 – Évolution multi-modèle CMIP5 du forçage radiatif direct des aérosols entre 1850 et 2100, moyenné à l'échelle globale pour les différents RCPs.

particulièrement impactées par des changements rapides et émergents (Figure 4.5, Figure 4.6). Pour obtenir une évaluation plus précise de l'exposition des populations à ces changements *sévères*, l'analyse de l'exposition est ainsi conduite pour différentes régions.

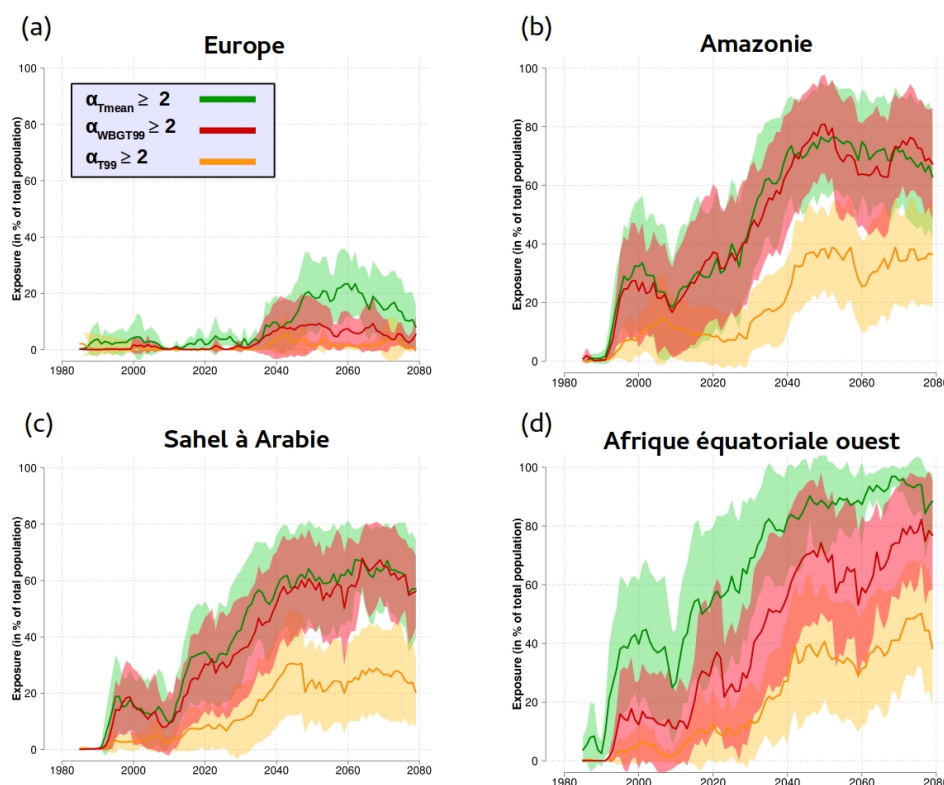


Figure 4.8 – Évolution de l'exposition relative des populations locales à une vitesse significative (*i.e.* $\alpha \geq 2$) en moyenne multi-modèle pour : (a) l'Europe, (b) l'Amazonie, (c) la région SAA (Sahel à Arabie), (d) Afrique équatoriale ouest (Figure ESM7 de l'Article 2).

Comme pour l'exposition globale, l'exposition des populations régionales à des changements *sévères* est plus grande en T_{mean} qu'en T_{99} et $WBGT_{99}$ dans le scénario RCP8.5 (Figure 4.8). Cela s'explique par le fait que la variabilité inter-annuelle est plus faible en moyennes annuelles qu'en extrêmes annuels (Article 2). De manière cohérente avec les résultats mis en évidence à l'échelle globale, les expositions régionales sont largement supérieures en $WBGT_{99}$ par rapport à T_{99} (Figure 4.8), ce qui s'explique également par la plus faible variabilité inter-annuelle des valeurs de $WBGT_{99}$ par rapport à T_{99} . L'analyse de l'exposition régionale montre ici que 70 à 80% de la population en Amazonie sera impactée par une intensification *sévère* $WBGT_{99}$ à partir de 2040 (Figure 4.8b). À l'ouest de l'Afrique équatoriale, les GCMs simulent également 80% de la population locale impactée par des vitesses d'intensification du $WBGT_{99}$ supérieures à deux fois la variabilité inter-annuelle récente d'ici 2075 (Figure 4.8d). Cette région particulièrement impactée n'est pas analysée plus en détail dans l'ensemble de ce manuscrit mais semble constituer une région d'intérêt puisqu'elle ressort également dans l'analyse des cooccurrences "réelles" à l'historique entre $WBGT_{99}$ et T_{99} (Figure 3.12). En Europe à l'inverse, moins de 10% de l'ensemble de la population vivra des changements rapides et émergents en extrêmes (Figure 4.8a). D'après ces résultats, les régions tropicales telles que l'Amazonie ou l'Afrique équatoriale apparaissent comme les zones où les populations seront les plus impactées par une intensification *sévère* des extrêmes, en particulier en stress thermique.

D'après les modèles CMIP5 et dans de nombreuses régions, l'intensification des extrêmes de stress thermique, source de risque important pour le confort thermique et la santé, sera plus de deux fois supérieure à la variabilité récente vécue par les populations. Cela signifie que, même dans un cas favorable où les populations locales seraient adaptées aux conditions climatiques des 20 dernières années, l'accélération du réchauffement des extrêmes sera telle que les changements à venir émergeront à chaque fois de la climatologie récente. En Amazonie et à l'ouest de l'Afrique équatoriale, 80% des populations vivront des changements *sévères* des extrêmes. Ces résultats questionnent ainsi la capacité d'adaptation des populations face à un changement rapide et émergent des conditions extrêmes de température et d'humidité combinée, dans un scénario d'émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique qui suivrait les trajectoires actuelles d'émission.

4.3.3 Résultats dans le scénario RCP2.6

Comme dans le Chapitre 3, nous analysons les divers indicateurs pour le scénario RCP2.6. Cette approche nous permet de caractériser l'éventuelle rapidité et émergence des changements du climat sous un scénario de faible émission de gaz à effet de serre (Section 1.3.1). L'analyse multi-modèle est conduite sur un sous-ensemble de 7 modèles parmi les 12 modèles CMIP5 analysés dans cette thèse (Tableau 3.1). Ces 7 GCMs correspondent à l'ensemble des modèles fournissant toutes les variables journalières nécessaires aux divers calculs d'après le scénario RCP2.6.

L'analyse des vitesses d'évolution de T_{99} et $WBGT_{99}$ entre 1979 et 2080 normalisées par la variabilité inter-annuelle calculée sur les 20 ans précédent chaque année (i.e. $\alpha_{T_{99}}$ et $\alpha_{WBGT_{99}}$), montre une augmentation jusqu'en 2005-2010 puis une diminution jusqu'en 2080 pour les deux métriques sous le scénario RCP2.6 (Figure 3d-e-f de l'Article 2). D'après les projections, $\alpha_{T_{99}}$ est supérieur à 1 entre 1995 et 2019 dans les tropiques, et $\alpha_{WBGT_{99}}$ est supérieur à 1 dès 1990 et jusqu'en 2025. Les $\alpha_{T_{99}}$ et $\alpha_{WBGT_{99}}$ diminuent ensuite jusqu'à la fin du 21^{ème} siècle, ce qui confirme un ralentissement du réchauffement climatique global sous ce scénario (Figure 1.10, Figure 1.13). Ces analyses montrent donc que sous le scénario RCP2.6, les vitesses de changement sont supérieures à la variabilité récente uniquement durant quelques décennies. La valeur maximale est atteinte dans les régions tropicales en 2003, mais ne dépasse jamais 1.6 fois la variabilité récente au maximum pour $WBGT_{99}$ d'après les modèles (moins de 1.3 pour T_{99}).

Ce résultat contraste avec les éléments obtenus en analysant le scénario RCP8.5, qui montrent que les vitesses d'évolution dépassent la variabilité récente sur l'ensemble de la période dès 1995 en T_{99} dans les tropiques (elles restent inférieures dans les moyennes et hautes latitudes nord sur l'ensemble de la période). En $WBGT_{99}$, les vitesses d'évolution dépassent la variabilité dès 1989 dans les tropiques, pour atteindre jusqu'à 2.4 fois la variabilité récemment vécue par les populations d'ici 2080 en régions équatoriales et en Amazonie (Figure 3a-b-c de l'Article 2). Les analyses de $\alpha_{T_{99}}$ et $\alpha_{WBGT_{99}}$ dans le scénario RCP2.6 montrent que les vitesses d'évolution n'atteignent jamais deux fois la variabilité récente tout juste vécue, contrairement au scénario RCP8.5. L'exposition à un changement rapide et émergent, défini dans cette thèse comme un changement *sévère*, est donc nulle sur l'ensemble de la période d'étude sous le scénario RCP2.6.

Les projections CMIP5 avec le scénario de forte atténuation des émissions anthropogéniques (RCP2.6) suggèrent donc une perception plus importante des changements futurs $WBGT_{99}$ par rapport à T_{99} , en particulier dans les tropiques, confirmant ainsi l'écart entre T_{99} et $WBGT_{99}$ mis en évidence d'après le scénario de plus fortes émissions (RCP8.5). Cependant, la réduction importante des émissions de gaz à effet de serre par l'Homme conduit à une réduction très marquée et rapide des indicateurs de perception utilisés à partir de 2005-2010. Ce résultat suggère ainsi une perception limitée et nettement moins sévère des changements dans ce futur, que dans un futur où les émissions d'origine anthropique suivraient les trajectoires actuelles de développement.

4.4 Summary of additional elements

- CMIP5 models show a similar future acceleration of T_{99} and $WBGT_{99}$ speeds of change under the RCP8.5 scenario. These speeds are multiplied by 2 between 1979-1998 and 2080 in mid-latitudes, and by 3 within the tropics. However, this analysis can be sensitive to the combined choices of the GCM and the region analysed. Some models may simulate small or large regional speeds over 1979-1998, that may enhance or dampen the calculated future acceleration of the change, compared to multi-model means. Although this analysis enables to compare T_{99} and $WBGT_{99}$ evolutions, at the opposite of previous studies which directly compare the two metrics, these uncertainties should be accounted for.
- The spatial extent where significant speeds of change (speeds larger than the corresponding recent variability) shows larger fractions of land for $WBGT_{99}$ than for T_{99} . 45% of total continents are projected to be impacted by a T_{99} speed of change larger than the recent variability by 2080, and 60% for $WBGT_{99}$. At regional scales, Amazonia seems to be the most severely impacted region with more than 90% of the region impacted by a significant increase of T_{99} from 2040, and the entire region impacted by a significant $WBGT_{99}$ intensification.
- Regional exposures of population to *severe* changes (i.e. speeds of change twice larger than the last 20-y inter-annual variability) increase in the future, as shown for the global exposure under the RCP8.5 scenario. Populations in the tropics are projected to be the most exposed to *severe* changes. Within Amazonia and western equatorial Africa, 40-50% of the population will be exposed to *severe* changes in T_{99} from 2040 according to GCMs, and 60 to 80% for $WBGT_{99}$. Regional exposures also confirm more perceived future changes in $WBGT_{99}$ than in T_{99} for populations.
- Same multi-model analyses under the RCP2.6 scenario confirm the more emergent evolution in $WBGT_{99}$ compared to T_{99} for all latitudes and particularly in the tropics. Yet, this attenuated greenhouse gases emissions trajectory significantly decreases the speeds of change for both T_{99} and $WBGT_{99}$. The maximum is projected within the tropics, with a speed of change smaller than 1.6 times the recent variability. This suggests a reduced severity of the increase of extremes, and a reduced possible perception of the change by populationn under this mitigation scenario along the 21st century.

Conclusions et perspectives

Rappel de la problématique

Comme décrit en Chapitre 2, la perception des risques associée à un changement des conditions environnementales est influencée par des facteurs humains, tels que les caractéristiques propres à chaque individu, ainsi que par la vitesse de ce changement (e.g. Gifford et al. [2011], Reser et al. [2011], Simonet [2015], Kunreuther et al. [2013], de Elía et al. [2014]). Considérer le changement climatique à des échelles de temps proches d'une vie humaine et/ou d'une génération permet donc de fournir des informations pertinentes sur la perception des populations face à un changement de régime climatique, un extrême climatique ou un risque environnemental.

C'est dans ce contexte que la thèse présentée dans ce manuscrit s'est inscrite. Dans ce travail, nous avons cherché à évaluer, d'un point de vue climatique, l'éventuelle perception humaine du réchauffement climatique global au 21^{ème} siècle. Nous avons axé nos analyses sur différents indicateurs permettant d'illustrer cette perception humaine des conditions climatiques et de leurs changements simulés indépendamment des facteurs humains. En nous basant sur des variables météorologiques et des indicateurs statistiques, nous avons cherché à mettre en évidence les régions du monde et les populations associées susceptibles de vivre et de percevoir les changements les plus sévères au cours du 21^{ème} siècle.

Nous avons tout d'abord choisi d'analyser les extrêmes chauds comme variable climatique. Ce choix a principalement été motivé par le fait que les extrêmes de chaleur sont particulièrement ressentis par les populations, contrairement aux valeurs moyennes annuelles ou saisonnières. Nous avons principalement axé notre étude sur le stress thermique, qui correspond à un indicateur de confort thermique et qui illustre le ressenti physique des conditions climatiques intenses par les populations. L'analyse de cet indicateur nous a également permis d'évaluer l'effet des variations d'humidité sur les changements d'extrêmes. Dans le but d'analyser un changement du climat perçu par les populations, nous avons défini la vitesse d'évolution des extrêmes de température et de stress thermique avec une référence glissante. Cette approche nous a permis de caractériser la rapidité des changements à des échelles de temps proches de celles mémorisées par les populations. Enfin, ces vitesses d'évolution ont été analysées par rapport à leurs variabilités climatiques associées récentes, pour déterminer l'émergence des changements à venir et ainsi qualifier une forme de perception et de sévérité du réchauffement des extrêmes par les populations.

Ces indicateurs ont été analysés à partir des simulations journalières de 12 modèles de circulation générale du projet CMIP5. Cette analyse multi-modèle a été conduite sur la période 1959-2100, pour quantifier une évolution long-terme des extrêmes de température et de stress thermique, ainsi que pour analyser les changements éventuellement perçus dans le futur par rapport à ceux perçus à actuellement. Le scénario futur d'émissions de gaz à effet de serre considéré dans l'ensemble de cette thèse a été le scénario RCP8.5. Ce scénario fournit les projections climatiques dans un futur sans politique d'atténuation des émissions anthropogéniques, et permet l'analyse d'un signal net du réchauffement climatique du fait d'un forçage radiatif maximal simulé d'ici 2100.

Deux axes principaux se sont distingués dans ce travail de thèse. D'une part, nous avons cherché à déterminer si les variations d'humidité relative accentuaient ou atténuaient les changements de stress thermique dans les projections climatiques futures. D'autre part, nous avons voulu déterminer quelle région du monde percevrait le plus sévèrement l'intensification des extrêmes de chaleur, et si cette perception serait plus importante en température ou en stress thermique. Pour cela, nous avons quantifié la rapidité et l'émergence des évolutions de température et de stress thermique, dans le but de caractériser l'éventuelle sévérité des changements pour les populations au cours du 21^{ème} siècle.

Quelles régions du monde ressentiront le réchauffement climatique global le plus sévère au cours du 21^{ème} siècle ?

Conclusions générales

Dans le futur, l'humidité relative (RH) diminue globalement au-dessus des continents en conditions d'extrêmes de stress thermique (WBGT₉₉) entre 1979-2005 et 2074-2100, d'après les modèles CMIP5. Les régions présentant l'assèchement le plus important sont l'Europe, l'Amazonie et l'Amérique du Nord, soient les régions dites "mid-continentales". Néanmoins, la région entre le nord-est du Sahel et l'Arabie (région SAA) montre une légère augmentation de RH. En conséquence, les régions mid-continentales (i.e. zones d'assèchement) sont caractérisées par une atténuation importante de l'intensification du WBGT₉₉ entre 1979 et 2100, la région SAA (i.e. zone où RH ne varie pas ou augmente légèrement) est caractérisée par une amplification de l'augmentation future de WBGT₉₉. L'atténuation est notamment comprise entre -20% d'augmentation du WBGT₉₉ en Europe, et jusqu'à -100% en Amazonie par rapport à un futur où les valeurs correspondantes de RH ne changeaient pas. D'après les normes internationales de santé, cette atténuation correspond à deux seuils d'alerte en moins atteint en Europe. En Amazonie, cette atténuation ne suffit pas à réduire les risques associés pour les populations, car les valeurs régionales projetées restent supérieures aux seuils les plus dangereux. Ces résultats montrent que, à même changement de température, l'intensification future du stress thermique serait encore plus forte pour les populations sans l'assèchement global simulé en situation d'extrêmes.

À l'échelle intra-saisonnière, l'occurrence annuelle de WBGT₉₉ a lieu au même moment que l'occurrence annuelle des températures extrêmes (T₉₉) dans les moyennes latitudes (e.g. l'Europe, l'Amérique du Nord). Ces occurrences ont lieu durant l'été boréal, lorsque RH est à

son minimum annuel. Dans ces régions, l'occurrence de T_{99} guide ainsi l'occurrence de $WBGT_{99}$. A contrario, les tropiques présentent un décalage entre les occurrences annuelles de T_{99} et de $WBGT_{99}$. Ce déphasage est compris entre deux semaines et deux mois selon les régions et les modèles CMIP5. Dans les régions équatoriales telles que l'Amazonie, l'occurrence annuelle de $WBGT_{99}$ résulte de températures et d'humidités suffisamment élevées mais non-extrêmes. Dans les tropiques nord telles que la région SAA, le $WBGT_{99}$ a lieu jusqu'à deux mois après T_{99} , lorsque les valeurs annuelles de RH minimales au moment de T_{99} augmentent suffisamment. On montre ainsi que, dans ces régions, RH guide l'occurrence de $WBGT_{99}$.

D'après les modèles CMIP5, l'intensification de T_{99} et de $WBGT_{99}$ s'accélère entre la fin du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle. Malgré un réchauffement moyen et extrême plus élevé dans les moyennes latitudes sur tout le siècle, l'accélération des changements est plus importante dans les tropiques (i.e. jusqu'à 3.5 fois plus rapide dans les régions équatoriales, contre moins de deux fois plus rapide dans les moyennes latitudes). On montre des accélérations similaires des changements de T_{99} et de $WBGT_{99}$, ce qui indique des vitesses d'évolution semblables entre les deux métriques. Ce résultat ne corrobore pas les études précédentes, qui montrent que le stress thermique extrême augmente plus rapidement que les températures entre l'historique et le futur (e.g. Horton et al. [2016], Li et al. [2018]). Néanmoins, dans ces études, les changements futurs de température et de stress thermique sont directement comparés. Or, les indicateurs de stress thermique ont été développés sans aucun sens thermodynamique, et avec des unités proches des températures (en °C) uniquement à but descriptif (e.g. Buzan et al. [2015]). Dans cette thèse, l'approche en rapports de vitesse utilisée permet la comparaison directe des changements des deux métriques.

Ces accélérations semblent suggérer que les changements seront plus perçus dans les tropiques que dans les moyennes latitudes, mais qu'ils seront autant perçus en T_{99} qu'en $WBGT_{99}$ par les populations, du fait de vitesses d'évolution similaires. Cependant, en précisant cette perception des changements, on montre que les vitesses de changement seront jusqu'à 2.5 fois supérieures à la variabilité récente en $WBGT_{99}$ dans les zones équatoriales telles que l'Amazonie d'ici la fin du 21^{ème} siècle. En T_{99} , ces vitesses d'évolution atteindront tout juste 1.8 fois la variabilité récente dans ces régions. Les changements avec référence glissante émergeront donc plus en $WBGT_{99}$ qu'en T_{99} d'après les modèles, malgré des vitesses d'évolution semblables. Ces résultats suggèrent que les populations futures percevront une intensification plus marquée en $WBGT_{99}$ qu'en T_{99} d'ici la fin du 21^{ème} siècle. Cette intensification perçue sera encore plus marquée dans les régions tropicales, là où les conditions climatiques sont déjà extrêmes et/ou sévères pour les populations actuellement.

Dans ce manuscrit, et pour une année donnée, un changement en référence glissante est qualifié de *sévère* lorsque il est au moins deux fois supérieur à la variabilité inter-annuelle calculée sur les 20 dernières années, car il caractérise un changement à la fois rapide ET émergent. D'après les modèles, 36% de la population mondiale seront exposés à une intensification sévère dès 2065 en $WBGT_{99}$, contre seulement 16% de la population en T_{99} à partir de la même année. Aux échelles régionales, plus de 75% des populations des zones équatoriales comme l'Amazonie seront exposés à des changements sévères de $WBGT_{99}$ dès 2045, alors que moins de 50% de la population seront impactés par des changements sévères en T_{99} sur l'ensemble de la période. L'analyse de l'exposition des populations corrobore les résultats précédents, et montre un chan-

gement plus sévère et donc plus perçu en $WBGT_{99}$ qu'en T_{99} . Elle précise également que les populations d'Amazonie seront les plus sévèrement touchées par un réchauffement rapide et émergent des extrêmes.

Les modèles de climat montrent un assèchement global au-dessus des continents dans le futur, qui atténue l'intensification du stress thermique liée au réchauffement climatique. Malgré cette atténuation, les populations situées au nord de l'Amérique du Sud seront les populations les plus impactées par une intensification sévère des extrêmes de stress thermique au cours du 21^{ème} siècle.

Incertitudes et limites

Dans cette thèse, les incertitudes associées à l'analyse des changements des extrêmes et du rôle de l'humidité relative (Chapitre 3), ainsi que celles propres à l'évaluation de la rapidité d'évolution des extrêmes (Chapitre 4) ont pu être discutées respectivement dans les sections 3 et 4. Ils convient néanmoins de souligner les incertitudes générales liées aux hypothèses et approximations suivies dans l'ensemble de ce manuscrit. Tout d'abord, les études précédentes ont défini les valeurs de $WBGT$ et les seuils d'alerte correspondants de manière empirique et pour une région donnée (e.g. Yaglou and Minard [1957], Kjellstrom et al. [2009a], Grundstein and Cooper [2018]). Or, ces estimations peuvent être nettement surestimées ou sous-estimées pour des climats actuels différents, en particulier pour les climats les plus extrêmes. Dans ce travail, nous faisons ainsi l'hypothèse que l'ensemble des régions expérimentent le $WBGT$ de la même manière (i.e. mêmes valeurs seuils de danger partout et pour toutes les populations). De plus, nous analysons un seul indicateur de stress thermique. Les caractéristiques propres à cet indicateur peuvent donc engendrer des incertitudes d'interprétation par rapport à l'utilisation d'autres indicateurs (Bowler [2005], Zhao et al. [2015], Buzan et al. [2015]). Ensuite, analyser les extrêmes de chaleur sous forme d'extrêmes statistiques (i.e. percentiles) ne renseigne pas directement des valeurs ressenties par les individus. En effet, "percentile-based analyses sacrifice the physical intuition of actual temperatures" (Horton et al. [2016]). De manière illustrée, cela signifie qu'un individu vivra une température de 50°C , et non le $n^{\text{ème}}$ jour de l'année où la température est la plus chaude. Enfin, nous n'étudions pas les critères de durée et de fréquence d'occurrences des extrêmes annuels de chaleur, qui peuvent impacter le ressenti humain des conditions climatiques et donc de leurs changements (e.g. Russo et al. [2017]). Ces approximations, nécessaires à l'axe suivi pour répondre aux différentes questions de recherche posées dans cette thèse, fournissent ainsi plusieurs perspectives d'approfondissement et de précision du travail réalisé.

Perspectives

L'étude du réchauffement climatique et de ses impacts sur les sociétés représente un large domaine d'analyses, qui regroupe les domaines de recherche associés à l'étude des phénomènes sociaux, et les domaines analysant les phénomènes biogéophysiques (Kinzig [2001], Walker et al. [2004]). Ce travail de thèse se situe à l'interface entre une étude d'indicateurs climatiques liés à l'évolution des extrêmes de chaleur, et une approche axée sur les impacts du réchauffement qui apporte une première information sur une éventuelle perception des changements du climat par les humains. Les sujets abordés dans ce manuscrit ouvrent donc plusieurs perspectives d'analyses, qui peuvent être réparties entre ces deux axes majeurs de recherche. Cette dernière partie décrit de manière non-exhaustive quelques questions de recherche complémentaires, annexes, ou nouvelles qui peuvent découler de cette étude.

Études climatiques

Changements futurs de cooccurrence

Dans le Chapitre 3, nous avons évalué le changement de cooccurrence/déphasage entre T_{99} et $WBGT_{99}$ uniquement pour les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR. De même, nous avons analysé les changements futurs de cooccurrence/déphasage entre $WBGT_{99}$ et certaines valeurs d'humidité relative choisies arbitrairement (i.e. $RH_{W99} \geq 50\%$). Ces analyses préliminaires nécessiteraient donc une quantification plus précise et multi-modèle de l'ensemble des 12 modèles CMIP5 retenus, pour montrer des tendances robustes aux échelles globale et régionale dans l'évolution des cooccurrences. L'occurrence conjointe des extrêmes annuels de température ET de stress thermique peut en effet engendrer des risques sévères pour la santé associés à ces événements combinés. À l'inverse, des occurrences décalées au sein du cycle saisonnier prolongent les saisons chaudes par région, en combinant "deux saisons d'extrêmes" consécutives, ce qui peut conduire à un risque majeur pour les populations. Analyser plus en détails les changements de cooccurrences/déphasages permettrait donc de fournir des informations pertinentes sur les impacts de tels événements consécutifs.

De nombreuses études analysent également les extrêmes de chaleur et leurs conséquences en situation de *vague de chaleur*. Les vagues de chaleur sont définies comme un certain nombre de jours durant lesquels des valeurs élevées de température journalière sont atteintes ou dépassées (e.g. Robinson [2001], Meehl [2004]). Elles sont définies de manière régionale voire locale (e.g. en France, une vague de chaleur correspond à au moins 5 jours durant lesquels la température journalière est 5°C supérieure à la climatologie saisonnière). Il pourrait donc être pertinent d'étudier le stress thermique de la même manière, c'est-à-dire d'analyser l'intensité, la fréquence d'occurrence, et les changements futurs simulés de "vagues de stress thermique". Il pourrait par exemple être intéressant d'évaluer pour chaque région si les vagues de chaleur sont systématiquement associées à des "vagues de stress thermique", ou bien si un critère de persistance conduit à un décalage entre ces deux types d'événements. Ces études fourniraient des informations importantes sur les impacts sur les populations de tels événements extrêmes, consécutifs, et prolongés.

Changement futur du cycle hydrologique

L'analyse de RH montre des changements différents d'une région à l'autre, aux échelles intra-saisonnière et pluridécennale. Dans cette thèse, nous avons considéré les causes de ces changements futurs de RH en étudiant uniquement la littérature portant sur les changements moyens simulés dans le futur. Il serait néanmoins intéressant d'analyser le cycle hydrologique de manière plus complète, pour déterminer les causes des variations régionales de RH en conditions de WBGT₉₉ à l'actuel, et les changements futurs correspondants. D'après la littérature, l'assèchement observé récemment et simulé dans le futur amplifie le réchauffement de T₉₉ (e.g. Diffenbaugh et al. [2007b], Fischer and Schar [2010], Hirschi et al. [2011], Seneviratne et al. [2018]). Dans plusieurs régions, l'amplitude du réchauffement de T₉₉ est également déterminée par les changements dans la saison de précipitations qui précède l'occurrence des T₉₉ (e.g. Donat et al. [2017, 2018]). En Europe par exemple, la diminution des précipitations au printemps simulée dans le futur semble amplifier l'augmentation des T₉₉. Cette amplification s'explique par la diminution de l'humidité des sols qui résulte des plus faibles précipitations, ce qui réduit l'évapotranspiration et donc le refroidissement de l'air associé à ce processus. Une analyse similaire à celle réalisée par Donat et al. [2017] pourrait donc être conduite sur les 12 modèles CMIP5 analysés dans cette thèse. Le cycle hydrologique serait alors analysé sur des échelles de temps plus fines précédant les occurrences de WBGT₉₉ pour chaque région (e.g. sur les trois mois/le mois/les quinze jours précédant WBGT₉₉). L'étude des changements futurs associés pourrait expliquer plus précisément l'origine des changements de RH_{W99} projetés par les GCMs.

Circulation atmosphérique

D'après la littérature, tant les extrêmes de température que les variations d'humidité sont influencés par les modifications de la circulation atmosphérique aux échelles régionales, que ce soit par les tendances de grande échelle ou par les événements météorologiques ponctuels (e.g. Cassou et al. [2005], Fontaine et al. [2011], Horton et al. [2015], Barichivich et al. [2018], Vogel et al. [2018]). L'analyse des cycles saisonniers et des changements futurs de la circulation atmosphérique permettrait donc de préciser l'origine des variations intra-saisonnières et futures de RH, et déterminer une éventuelle amplification ou atténuation de l'occurrence de T₉₉, de WBGT₉₉, et de leur cooccurrence/déphasage à l'actuel et dans les projections futures.

Effet de l'insolation et du vent sur le stress thermique

Dans cette thèse, le stress thermique a été quantifié en ne considérant que l'effet combiné des température et humidité intenses. Cependant, le stress thermique est défini comme un indicateur illustrant l'effet de l'ensemble des paramètres climatiques pouvant affecter la thermorégulation du corps humain (e.g. Conti et al. [2005], Buzan et al. [2015]). Sa définition générale considère donc les effets du vent et du rayonnement solaire incident sur les populations, et le Wet-Bulb Globe Temperature simplifié ne rend pas compte de l'effet des variations de ces variables. Considérer d'autres indicateurs de stress thermique prenant en compte ces variables permettrait donc de déterminer leurs rôles sur l'estimation du stress thermique (Figure 2.2),

et préciserait nos interprétations sur le ressenti et les changements perçus par les populations. Il est néanmoins nécessaire de noter que ces variables sont caractérisées par un cycle diurne important, en particulier le rayonnement solaire incident, ce qui pourrait réduire la pertinence d'analyser ces variables en valeurs journalières moyennes. De plus, le rayonnement journalier n'est pas simulé par les modèles, et l'étude de son effet sur le stress thermique ne pourrait donc être conduite que sur les données d'observations. Les vents sont également rarement disponibles en sorties journalières, et dans les projections futurs. La quantification de l'effet de vent pourrait être conduite de manière simplifiée grâce aux valeurs mensuelles simulées par les GCMs.

CMIP6

Récemment, les simulations associées au projet CMIP6 ont été publiées pour l'ensemble des modèles impliqués dans cette nouvelle version du projet CMIP. De nombreuses modifications et améliorations ont été développées dans les nouvelles versions des GCMs, notamment sur les représentations du cycle hydrologique. En outre, on peut s'attendre à de meilleures représentations, et des biais et des incertitudes réduits dans les modèles. Par exemple, les versions CM5A-LR et CM5A-MR du modèle de l'IPSL représentent une double Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ) au niveau de l'équateur (i.e. une ITCZ localisée au nord de l'équateur, et une ITCZ localisée au sud de l'équateur). Dans la nouvelle version IPSL-CM6A, une seule ITCZ est représentée, avec une saisonnalité proche des observations. Dans cette nouvelle version, l'ITCZ varie au cours de l'année en se situant dans l'hémisphère d'été (i.e. au nord de l'équateur pendant l'été boréal, au sud de l'équateur pendant l'été austral). Il est donc raisonnable de s'attendre à ce que le cycle hydrologique représenté dans ce modèle soit nettement amélioré, notamment dans les tropiques. Il serait ainsi important de vérifier si les biais saisonniers, en particulier dans le cycle de RH en Amazonie sont réduits. Si tel est le cas, conduire l'étude menée dans cette thèse à partir des simulations CMIP6, que ce soit pour le modèle de l'IPSL mais pour l'ensemble des GCMs du projet, pourrait ainsi apporter des biais réduits dans les calculs et une meilleure représentation du WBGT₉₉, ce qui préciserait et améliorerait les interprétations apportées sur la perception humaine des changements¹.

Études d'impacts

Corrections de biais

Dans la plupart des études, le stress thermique est étudié en analysant les valeurs absolues (e.g. Dunne et al. [2013], Zhao et al. [2015], Casanueva et al. [2019]). Or, les sorties de modèles présentent des biais. Pour interpréter les valeurs de WBGT de manière précise en termes d'impacts, il est donc nécessaire d'utiliser des méthodes de corrections de biais. Dans cette thèse, nous avons principalement travaillé sur les anomalies d'extrêmes de WBGT, ce qui fournit un premier niveau de correction (i.e. les valeurs futures sont "corrigées" par la climatologie his-

1. Au moment de la rédaction de ce manuscrit, aucun modèle du projet CMIP6 ne fournissait l'ensemble des variables nécessaires à l'étude à l'échelle journalière et jusqu'en 2100.

torique). Néanmoins, pour réaliser l'ensemble des perspectives de travail présentées dans cette partie, des méthodes statistiques de corrections de biais seraient nécessaires pour quantifier précisément les valeurs de stress thermique, les changements futurs, et les impacts associés.

La correction statistique de biais permet de comparer les impacts simulés avec ceux observés sur une période historique. Sans cet ajustement, les impacts associés à des dépassement de seuils fixes ne peuvent pas être décrits avec précisions (Hempel et al. [2013]). Il existe plusieurs méthodes de correction de biais, notamment les méthodes "hybrides" qui combinent la descente d'échelle dynamique (notion de *downscaling* en anglais) et la correction statistique des distributions (e.g. Colette et al. [2012]). Plusieurs méthodes de correction statistique existent, telles que la méthode CDF-t (pour "Cumulative Density Function-transform" en anglais). Cette approche a été développée pour générer les fonctions de répartition en climat futur d'une variable climatique donnée pour une région donnée, à partir des fonctions "observées" de répartition de cette même variable dans le climat de référence (Deque [2007], Michelangeli et al. [2009]). Appliquées au stress thermique, ces méthodes permettent de corriger les variables nécessaires aux calculs des indicateurs de stress thermique, ou directement les valeurs de l'indicateur (Zhao et al. [2015], Casanueva et al. [2019]). Ces corrections permettent notamment d'interpréter le WBGT en dépassement de seuils d'alerte définis dans la littérature, et en impacts associés sur la capacité de travail ou sur la santé (NIOSH [1986], ISO [1989]).

Impacts sur la capacité de travail

Le WBGT est couramment utilisé pour évaluer la productivité au travail (Kjellstrom et al. [2009a,b]). En effet, selon l'activité physique pratiquée et donc éventuellement le travail exercé, les normes internationales de santé recommandent un certain ratio de repos par heure d'activité physique, en fonction des conditions climatiques environnantes et donc des valeurs de WBGT atteintes (seuils et ratios correspondants illustrés en Figure 2.4). Certaines études ont ainsi quantifié les conséquences du réchauffement climatique global actuel et futur sur le WBGT et sur la capacité de travail (e.g. Kjellstrom et al. [2009b]). Dunne et al. [2013] par exemple ont mis en évidence une réduction de 10% de la capacité de travail depuis les récentes décennies, pendant les mois les plus chauds pour différentes régions du globe. Dans le futur, d'après le scénario RCP8.5, le modèle ESM2M projette une diminution de la productivité de 10 à 45% d'ici 2100 lié à l'augmentation du WBGT. Dans le contexte de notre étude, il pourrait ainsi être intéressant de quantifier la vitesse d'évolution de cette productivité au travail associée aux valeurs de WBGT. On pourrait également quantifier l'effet des variations de RH sur les variations de la capacité de travail, et éventuellement mettre en lumière des cycles saisonniers de productivité de travail optimale, en utilisant des valeurs débiaisées de WBGT à l'actuel et dans le futur. L'analyse de la capacité de travail préciserait également les résultats sur la perception des changements du climat, car cette notion illustre les conditions climatiques directement ressenties par les populations.

Vulnérabilité

Dans cette thèse, nous avons étudié l'éventuelle perception des changements climatiques extrêmes uniquement à travers l'analyse de variables et d'indicateurs physiques. Cependant, les risques associés au climat, et donc la perception des populations face à ces risques, dépendent de l'interaction des changements physiques du système climatique avec l'exposition et la vulnérabilité des systèmes humains, socio-économiques et biologiques (Oppenheimer et al. [2014]). Dans notre travail, nous avons principalement analysé les changements thermodynamiques du climat, et nous avons quantifié l'exposition en termes de nombre d'individus. Plusieurs perspectives associées à l'étude et/ou la pondération de nos résultats par la vulnérabilité pourraient alors être envisagées à la suite de cette thèse.

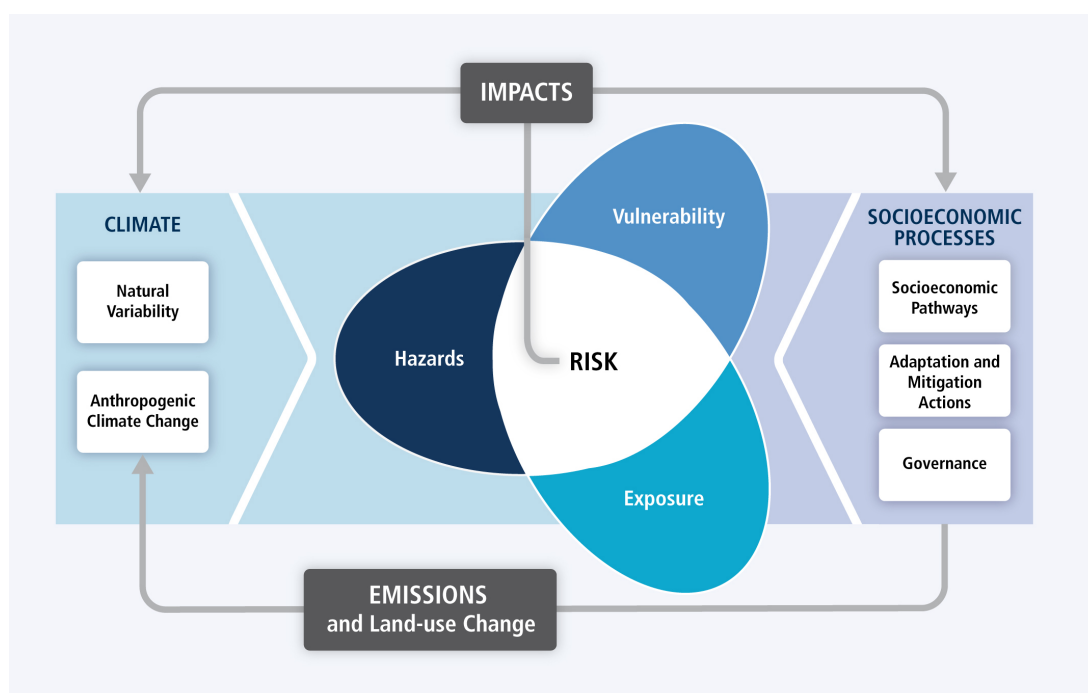


Figure 4.9 – Schéma représentant les interactions entre le système climatique physique, l'exposition et la vulnérabilité des systèmes, tous les trois engendrant un risque. Le risque associé aux impacts du climat résulte des interactions entre (1) les aléas climatiques ("hazards" sur la figure) avec (2) l'exposition et (3) la vulnérabilité des systèmes humains et naturels. La vulnérabilité et l'exposition résultent principalement des conditions sociales et socio-économiques. Les changements au sein du système climatique (zone gauche du schéma) et au sein des processus socio-économiques (zone droite du schéma) mènent ensemble à la notion de risque pour une population donnée (tiré de Oppenheimer et al. [2014]).

Les "Shared Socioeconomic Pathways" (SSP) ont récemment été développés et correspondent à des scénarios de changements socio-économiques globaux projetés d'ici à 2100 (e.g. O'Neill et al. [2014], Riahi et al. [2017]). Le scénario SSP5 correspond au scénario socio-économique qui conduit aux émissions d'origine anthropique estimées dans le scénario futur RCP8.5. Il présente les niveaux d'énergie fossile utilisée les plus hauts au cours du 21^{ème} siècle, une demande en nourriture multipliée par deux d'ici 2100 au niveau global, et une demande en énergie et des émissions en gaz à effet de serre associées multipliées par trois (Kriegler et al. [2017]). L'ensemble des informations fournies par ce scénario socio-économique permettrait de pondérer les résultats obtenus sur les aspects "aléas climatiques" par la vulnérabilité projetée

par région du monde (Figure 4.9). Il serait par exemple pertinent de quantifier les impacts des vitesses d'évolution des extrêmes de chaleur sur des aspects plus sociétaux tels que la demande en nourriture, l'évolution du PIB, l'utilisation des sols ou encore la disponibilité en eau (Kriegler et al. [2017]). Ces résultats pourraient apporter des informations pertinentes sur l'éventuelle capacité future d'adaptation des populations face au réchauffement des extrêmes. Cet axe de recherche préciserait aussi la perception des populations du changement climatique, associée d'une part à la vitesse du réchauffement, et d'autre part à la sensibilité des populations au changement.

Impact sur la santé

Il reste difficile de décrire de manière quantitative le confort humain lié aux conditions environnementales extérieures, du fait de la variabilité rapide (i.e. de l'ordre de quelques heures) de l'exposition au soleil et de la vitesse du vent (Coccolo et al. [2016]). D'autres facteurs tels que le temps d'exposition aux différentes conditions de température et d'humidité influencent également la capacité du corps humain à s'acclimater. Les résultats mis en évidence et les méthodes utilisées dans ce travail pourraient donc être utilisées pour quantifier le confort réel et les dangers pour la santé associés aux vitesses d'évolution.

Le WBGT est principalement utilisé quantitativement dans le domaine de la productivité au travail. Un autre indicateur appelé la Temperature Wet-Bulb (ci-après la WBT) quantifie la température d'une parcelle d'air refroidie à saturation (i.e. 100% d'humidité relative) par l'évaporation de l'eau présente dans cette parcelle d'air. Cette autre indicateur de stress thermique est utilisé en santé, car ses valeurs peuvent être directement comparées à la température du corps humain (e.g. Sherwood and Huber [2010], Coffel et al. [2018]). Si les valeurs du WBT excèdent 35°C, le danger pour la santé est sévère et quantifiable. Dans ce contexte, l'analyse de la vitesse d'évolution de cet indicateur pourrait être pertinente dans les domaines de la santé, et des études d'impacts sur les populations. Les vitesses d'évolution du WBT pourraient être quantifiées pour quelques villes précises, notamment au sein des régions de fortes intensifications de stress thermique mises en évidence dans cette thèse. La comparaison avec des données de morbidité et de mortalité pourrait également être envisagée, ce qui permettrait d'apporter une information de risque pour la santé associé à une intensification rapide du stress thermique au cours du 21^{ème} siècle.

L'évaluation des nombreux indicateurs de stress thermique constitue une question de recherche à part entière (e.g Buzan et al. [2015], Zhao et al. [2015]). Bien qu'éloigné de ce travail de thèse, l'évaluation de la significativité des indicateurs de stress thermique et des raisons de leurs différences serait intéressante. De même, la définition de critères objectifs et fixes justifiant l'utilisation d'un indicateur plutôt qu'un autre dans les études constituerait un sujet d'étude pertinent, en particulier dans un contexte où le nombre d'études sur le sujet grandit d'années en années (Figure 2.1). L'analyse bibliographique réalisée au cours de cette thèse semble indiquer le besoin de converger vers une définition numérique générale et consensuelle d'un seul indicateur de stress thermique, qui permettrait des analyses et des comparaisons précises, tant dans les études climatiques que dans les études d'impacts.

Cette thèse a permis de caractériser le changement climatique en termes de modification des variables physiques, et de rapidité et d'émergence des changements. Ce travail a notamment pris en compte l'expérience des changements déjà vécus par les populations à l'échelle d'une génération (i.e. évolution en 20 ans, et par rapport à la variabilité récente), tout en restant une étude climatique. Grâce à l'analyse des simulations numériques du climat, cette étude a permis de mettre en lumière des impacts particulièrement sévères pour les populations situées dans les régions tropicales, en particulier dans le nord de l'Amérique du sud. Les résultats de ce travail peuvent donc amener à se questionner sur la capacité d'adaptation de ces populations, indépendamment des facteurs humains et socio-économiques. La thèse conduite ici ouvre de nombreuses questions scientifiques complémentaires et annexes, tant dans les domaines de la recherche fondamentale sur le climat, que sur l'étude des impacts humains et sociétaux du réchauffement climatique global à venir.

Article 3 - Extrêmes de chaleur et changement climatique : Chaud devant !

Parallèlement à mon travail de thèse, j'ai également effectué une mission complémentaire doctorale de médiation scientifique entre 2016 et 2018, au Palais de la Découverte (Paris). Au cours de cette mission, j'ai pu exposer, créer et organiser des événements de vulgarisation scientifique, à destination du grand public et des élèves des classes de CE2 à la Terminale. J'ai également choisi de rédiger un article de vulgarisation scientifique au sein de la revue *Découvertes*, revue éditée par le Palais de la Découverte et qui décrit différentes actualités scientifiques pour le grand public. Dans cet article, j'ai choisi de parler des extrêmes et des vagues de chaleur, des méthodes de modélisation du climat qui existent pour analyser ces variables, et de décrire les projections climatiques globales et en France pour les décennies à venir.



EXTRÊMES DE CHALEUR ET CHANGEMENT CLIMATIQUE Chaud devant !

En septembre dernier, Météo-France annonçait l'été 2017 comme le deuxième été le plus chaud enregistré en France depuis le début des observations météorologiques (à égalité avec celui de 2015). L'été 2003, quant à lui, demeure à ce jour l'été le plus chaud jamais observé en France. Ces saisons anormalement chaudes sont-elles attribuables au réchauffement climatique global ? L'intensité et la fréquence de ces événements peuvent-elles être prévues dans le futur ? Éléments de réponse avec quelques méthodes développées et utilisées en sciences du climat.

PAR **AUDREY BROUILLET**, UNITÉ SCIENCES DE LA TERRE
DU PALAIS DE LA DÉCOUVERTE

Engendrée par une situation météorologique exceptionnelle, une vague de températures élevées a déferlé sur l'Europe, en particulier sur les pays du Sud, entre juin et août de l'année 2003. En France, cette vague de chaleur fut associée à une canicule exceptionnelle survenue du 2 au 17 août, qui entraîna plus de 15 000 décès (d'après l'Institut national de la santé et de la recherche médicale). Elle fut la plus intense et la plus meurtrière depuis le début des mesures météorologiques dans le pays. Sur l'ensemble du territoire, les températures enregistrées furent en moyenne supérieures de 3,2 °C aux normales de saison (moyenne calculée sur les trois mois d'été au cours de la période 1981-2010 – figure 1). Plus récemment, l'été 2015, considéré comme le deuxième été le plus chaud observé en France (à égalité avec l'été

2017), fut associé à deux vagues de chaleur successives au mois de juillet de cette année-là. L'anomalie de température par rapport aux normales saisonnières et sur l'ensemble du territoire s'éleva à +1,5 °C (valeur identique pour l'été 2017). Outre cet été particulièrement chaud en 2015, le mois de décembre de cette même année fut répertorié comme le plus doux jamais observé en France (environ 3,4 °C au-dessus des normales de saison). Ce mois contribua à la remarquable douceur de l'hiver 2015-2016, lui aussi considéré comment l'hiver le plus chaud depuis le début des relevés météorologiques en France (fig. 2).

Canicules et vagues de chaleur, une évaluation complexe

En termes de définition, une vague de chaleur correspond à l'arrivée sur une région donnée de températures anormalement élevées par rapport aux moyennes saisonnières associées à cette région, et ce, pendant plusieurs jours consécutifs. Mais il n'existe pas de définition universelle et globale de la vague de chaleur, puisqu'à chaque région est associé un mode de variabilité du climat qui lui est propre. Par exemple, la variabilité annuelle du climat en Europe et aux moyennes latitudes est définie par quatre saisons, alors qu'elle est définie par une saison sèche et une saison humide dans les latitudes tropicales. En France, une vague de chaleur est définie par une durée d'au moins 5 jours consécutifs à une température maximale journalière supérieure de 5 °C à la normale calculée sur la période 1976-2005. Le terme canicule, quant à lui, est associé à une définition un peu différente de la vague de chaleur, puisqu'il est caractérisé également par les températures enregistrées la nuit. Ainsi, une période de canicule est considérée lorsqu'un épisode de températures

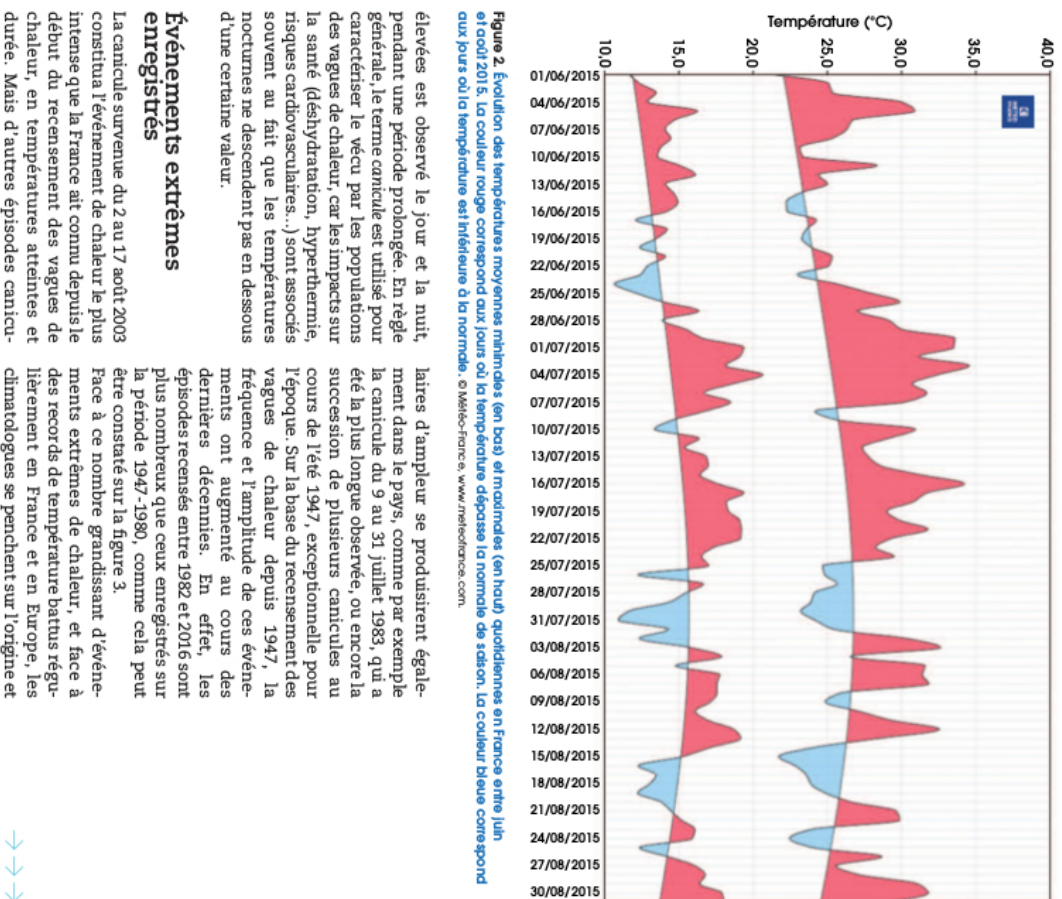


Figure 2. Évolution des températures moyennes maximales (en bleu) et minimales (en rouge) quotidiennes en France entre juin et août 2015. La couleur rouge correspond aux jours où la température dépasse la normale de saison, la couleur bleue correspond aux jours où la température est inférieure à la normale. © Météo-France, www.meteo.france.com

élevées est observé le jour et la nuit pendant une période prolongée. En règle générale, le terme canicule est utilisé pour caractériser le vécu par les populations des vagues de chaleur, car les impacts sur la santé (déshydratation, hyperthermie, risques cardiovasculaires...) sont associés souvent au fait que les températures nocturnes ne descendent pas en dessous d'une certaine valeur.

Événements extrêmes enregistrés

La canicule survenue du 2 au 17 août 2003 constitua l'événement de chaleur le plus intense que la France ait connu depuis le début du recensement des vagues de chaleur, en températures atteintes et durée. Mais d'autres épisodes canicu-

lares d'ampleur se produisirent également dans le pays, comme par exemple la canicule du 9 au 31 juillet 1983, qui a été la plus longue observée, ou encore la succession de plusieurs canicules au cours de l'été 1947, exceptionnelle pour l'époque. Sur la base du recensement des vagues de chaleur depuis 1947, la fréquence et l'amplitude de ces événements ont augmenté au cours des dernières décennies. En effet, les épisodes recensés entre 1982 et 2016 sont plus nombreux que ceux enregistrés sur la période 1947-1980, comme cela peut être constaté sur la figure 3.

Face à ce nombre grandissant d'événements extrêmes de chaleur, et face à des records de température battus régulièrement en France et en Europe, les climatologues se penchent sur l'origine et

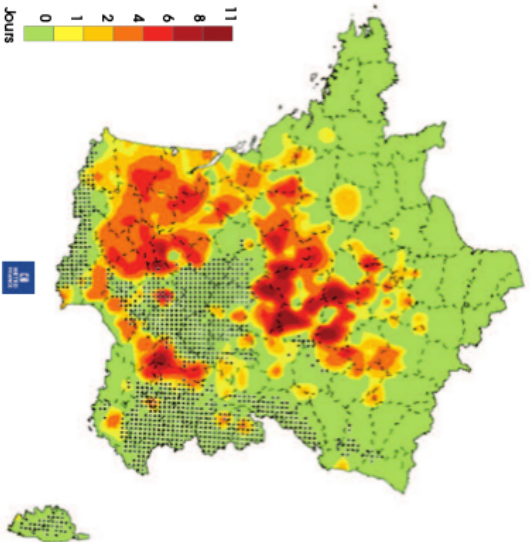


Figure 1. Nombre de jours où la température a dépassé 40 °C en France entre le 1^{er} et le 18 août 2003. © Météo-France, www.meteo.france.com

* <http://www.cepedc.insem.fr/>

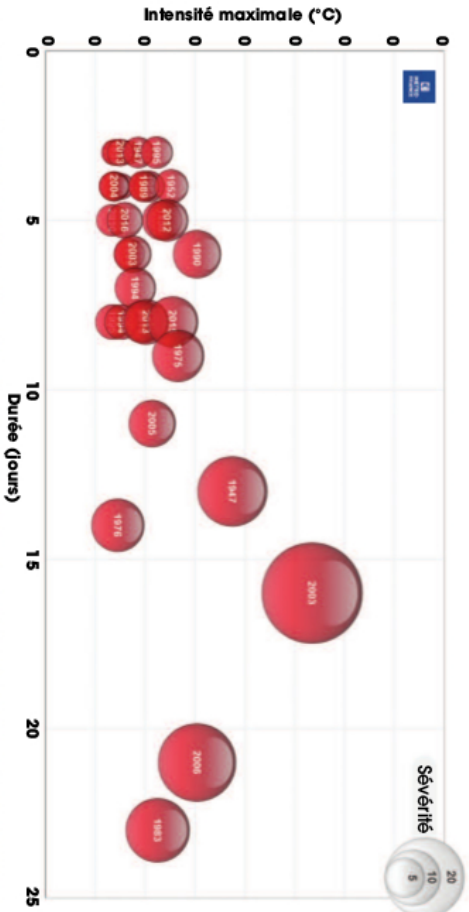


Figure 3. Vagues de chaleur recensées en France entre 1947 et 2016. Les événements sont représentés en fonction de leur température maximale (axe des ordonnées) et de leur durée (axe des abscisses). La surface des bulles en rouge indique la sévérité de la vague de chaleur (l'année considérée (par exemple, la bulle la plus grande est associée à la vague de chaleur de 2003). cmefr.fr/france, www.meteofrance.com.

→ → →
L'explication de ces observations. Dans un contexte de changement climatique déjà constaté par la communauté scientifique, une question se pose : le réchauffement climatique est-il la cause de l'occurrence et de l'intensité de ces récents événements extrêmes ?

Le changement climatique global

Le terme **changement climatique**, et plus précisément **réchauffement climatique global**, correspond à un processus de réponse au forçage radiatif induit par l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre (ou GES) depuis le développement industriel du XIX^e siècle. Cette augmentation engendre une modification des modes de variabilité du climat qui, depuis les années 1970, alarme la communauté scientifique internationale et les décideurs politiques de différents pays. Car s'il est avéré que le réchauffement global du climat est dû à l'augmentation des concentrations en GES,

les conséquences d'un tel changement global, bien qu'observées dans certaines régions, restent encore incertaines. En effet, il est reconnu que cette modification du climat affecte de nombreux secteurs comme l'agriculture, les écosystèmes, l'hydrologie, la santé, l'économie ou encore le tourisme. Cependant, quantifier précisément ces impacts demeure un enjeu majeur aujourd'hui pour les climatologues et les communautés interdisciplinaires à travers le monde.

MODÉLISATION DU CLIMAT

La méthodologie principale pour démontrer l'influence humaine sur le climat, et a fortiori sur l'intensité et l'occurrence des extrêmes de chaleur, consiste à simuler le climat dans un monde où il n'y aurait pas d'influence humaine (pas d'émission anthropique de GES). Ensuite, les variables climatiques obtenues dans ce cadre sont comparées aux variables obtenues lors de simulations du monde actuel qui prennent en compte les émissions anthropiques. En

appliquant différentes méthodes statistiques, cette comparaison renseigne sur l'impact des émissions anthropiques de GES sur la variabilité climatique.

Pour réaliser ces simulations et étudier le comportement du climat, les scientifiques profitent du développement récent de puissantes technologies de calcul par ordinateur. En climatologie, des modélisations numériques complexes de l'atmosphère sont effectuées désormais afin d'analyser l'évolution globale du climat. Les modèles de circulation générale (par exemple le modèle IPSL-CM5A-IR de l'Institut Pierre-Simon Laplace) se distinguent des modèles régionaux, ou régionalisés, utilisés pour étudier la variabilité climatique de zones géographiques plus ciblées (tel le modèle régional ALADIN - Aire limitée adaptation dynamique de développement international – de Météo-France). Sur la base d'équations mathématiques traduisant les processus physiques qui régissent le climat, et en prenant en compte les différentes entités du système Terre en plus de l'atmosphère (océans, sols, glaces, biosphère), différents variables climatiques comme la température, la pluviométrie, ou encore les vents sont ainsi simulés, dans le but d'étudier les facteurs pouvant influencer sur le climat, notamment les émissions anthropiques de GES (fig. 4).

LE PROJET DES EXTRÊMES

Entre 2013 et 2016, le projet EXTREMOSCOPE, mené et réalisé par plusieurs spécialistes de Météo-France et de l'Institut Pierre-Simon Laplace, et soutenu par le ministère de la Transition écologique et solidaire, a eu pour but d'étudier l'influence du changement climatique sur les événements météorologiques extrêmes que nous vivons actuellement en France. Plusieurs résultats montrant un lien entre l'intensité et l'occurrence des extrêmes de chaleur en France et le changement climatique ont pu être mis ainsi en évidence, et de nouvelles méthodes d'analyse des événements extrêmes ont pu être développées également.

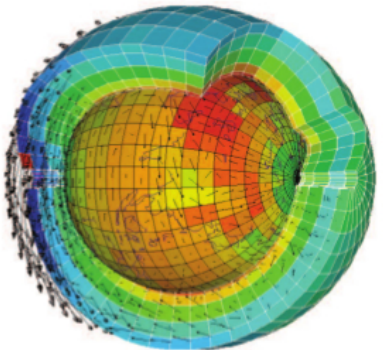


Figure 4. Schéma du principe d'un modèle global dit en boîte. L'atmosphère est modélisée en dizaines de milliers de boîtes, et l'intérieur desquelles la verticalité climatique est simulée. © L. Ferracci / IMD.



Dans l'étude réalisée dans le cadre de ce projet, les simulations climatiques utilisées n'indiquent aucun cas de températures aussi élevées à la fin du XX^e siècle, alors que quelques cas apparaissent dans la période actuelle (cas observés). D'après les résultats de ce projet, ce type d'événements semble extrêmement peu probable dans un climat sans influence humaine, mais le deviendra de plus en plus au cours du XXI^e siècle sans réduction de nos émissions actuelles de GES.

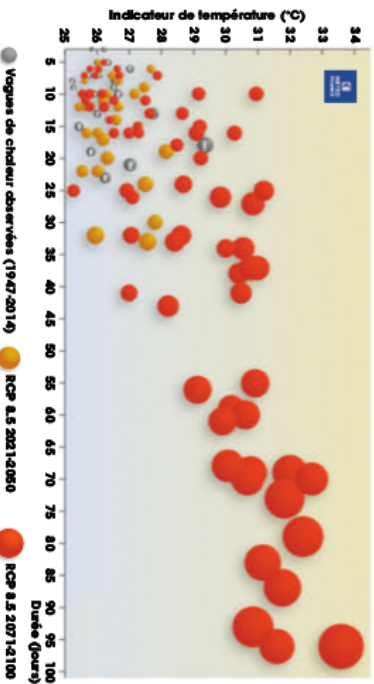
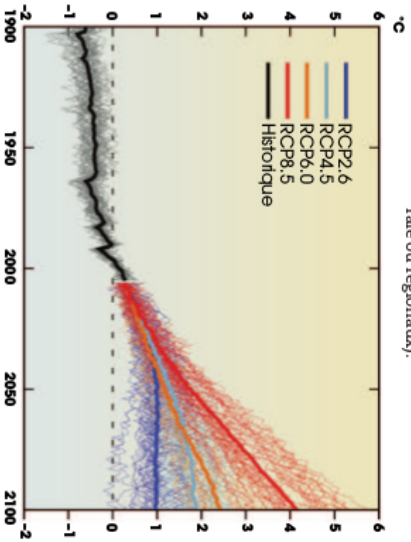
Projections futures du climat

Pour étudier l'évolution du système climatique au cours des années à venir, de nombreux spécialistes travaillent à mettre en place des scénarios d'évolution future des concentrations en GES. Ceux-ci servent ensuite de base aux projections du climat réalisées par les différentes simulations (modèles de circulation générale ou régionaux).

LE CÔTÉ OBSCUR DU FORÇAGE

En climatologie, on s'intéresse à la notion de *forçage radiatif*. Il s'agit en réalité de la différence entre l'énergie radiative reçue (du Soleil) et l'énergie radiative réémise par un système climatique, comme le système Terre. Lorsque ce forçage radiatif est négatif, le système tend à se refroidir (plus d'énergie réémise que reçue). À l'inverse, lorsque le forçage radiatif augmente, un réchauffement du système (plus d'énergie reçue ou emmagasinée que réémise) a lieu. Mais de nombreux facteurs externes et internes au système contribuent à diminuer ou augmenter ce forçage radiatif. Entre autres, l'augmentation des émissions humaines de GES depuis le XIX^e siècle, et donc des concentrations de ces gaz, accroît ce forçage radiatif sur Terre, engendrant le réchauffement global du climat que nous connaissons. De nombreux travaux ont établi que le forçage dû à l'augmentation des concentrations en GES devrait devenir prépondérant au cours du XXI^e siècle.

Cependant, ces émissions anthropiques sont dépendantes des évolutions de l'économie, de la démographie, des sources d'énergie, ou encore de l'utilisation des sols, et sont donc incertaines pour les décennies à venir. Voilà pourquoi plusieurs scénarios socioéconomiques d'évolution de ces différentes activités humaines sont réalisés, scénarios pour lesquels ont été estimées les émissions des principaux GES jusqu'en 2100. Pour le 5^e rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (ou GIEC) de 2013 (prochain rapport prévu pour 2018), qui correspond au rapport de synthèse des travaux scientifiques servant de bilan des recherches climatologiques pour les décideurs politiques, quatre scénarios d'émissions ont ainsi été choisis : les scénarios RCP2.6 (scénario le plus optimiste correspondant à une politique drastique d'atténuation), RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5 (émissions actuelles et scénario le plus émissif).



Les climatologues étudient la variabilité climatique future simulée associée à ces scénarios, dans le but d'évaluer par exemple la probabilité et l'ampleur de événements extrêmes à venir (fig. 5).

EXTRÊMES DE CHALEUR DU FUTUR, L'HEURE DE SÉVÉRITÉ

Plusieurs études et simulations des périodes actuelles et futures annoncent un accroissement du nombre de vagues de chaleur à l'avenir en France, ainsi qu'une augmentation de leur sévérité (fig. 6). À titre d'illustration, les résultats du modèle régional ALADIN de Météo-France, qui a réalisé des simulations avec le scénario RCP8.5 (scénario le plus émissif), montrent que sur la période 1976-2005 (« actuelle »), 13 vagues de chaleur (nombre similaire à celui observé directement) sont simulées ; sur la période 2021-2050, 33 vagues de chaleur sont simulées ; et sur la période 2071-2100, 78 vagues de chaleur sont projetées. De plus, excepté pour quelques événements extrêmes comme la vague de chaleur de 2003, une valeur de 10 n'est pas dépassée en sévérité (surface des bulles sur les figures 3 et 6) sur les périodes 1976-2005 et 2021-2050, alors que l'on se rapproche quasi constamment d'une

sévérité de 30 pour la période 2071-2100. D'après les modèles et les projections climatiques futures, le nombre de vagues de chaleur en France va donc augmenter, et leur intensité et sévérité seront également plus importantes.

En utilisant des observations météorologiques, des modèles globaux et régionaux pour simuler le climat présent et futur, et dans la limite des méthodes employées lors des études climatologiques menées comme par exemple celles du projet EXTRÉMOSCOPE², il est possible d'attribuer que des événements extrêmes de chaleur (saisons anormalement chaudes, vagues de chaleur, canicules) sont fort peu probables dans un climat sans émissions anthropiques de GES aussi considérables. D'après de nombreuses études, ce type d'événements deviendra de plus en plus probable en France et ailleurs sur le globe au cours du XXI^e siècle, si aucune politique d'atténuation de ces émissions de GES suffisante n'est mise en place. Ces événements, sources de risques pour les populations et considérés actuellement encore comme rares et extrêmes, ne le seront donc plus à la fin du siècle. À titre d'exemple, l'été 2003 avait été simulé comme été plutôt « frais » en France sur l'ensemble de la période 2000-2100. A. B.

Audrey Brouillet

Audrey Brouillet, étudiante doctorante occupant un poste sur la vitesse d'évolution des extrêmes de chaleur dans un contexte de changement climatique ou d'adaptation des sciences du climat et de l'environnement (ISCE) en France, est octobrienne en mission doctorale de médiation scientifique dans l'unité Sciences de la Terre du Pôles de la découverte. Après avoir obtenu une licence en sciences de la Terre, de l'Univers et de l'environnement à l'université François-Rabelais de Tours, puis un Master interactions climat-environnement à l'université de Versailles-Saint-Quentin-Yvelines, elle a débuté sa thèse en octobre 2016.

Bibliographie

- Australian Bureau of Meteorology. The wet bulb globe temperature (wbgt). 2010. URL http://bom.gov.au/info/thermal_stress.
- J. Barichivich, E. Gloor, P. Peylin, R. J. W. Brienen, J. Schöngart, J. C. Espinoza, and K. C. Pattnayak. Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Science Advances*, 4(9) :eaat8785, 2018. doi : 10.1126/sciadv.aat8785.
- R. Basu. Relation between Elevated Ambient Temperature and Mortality : A Review of the Epidemiologic Evidence. *Epidemiologic Reviews*, 24(2) :190–202, 2002. doi : 10.1093/epirev/mxf007.
- M. Beniston, D. B. Stephenson, O. B. Christensen, C. A. T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmler, and K. Woth. Future extreme events in European climate : an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81(S1) :71–95, 2007. doi : 10.1007/s10584-006-9226-z.
- A. Berg, K. Findell, B. Lintner, A. Giannini, S. I. Seneviratne, B. van den Hurk, R. Lorenz, A. Pitman, S. Hagemann, A. Meier, F. Cheruy, A. Ducharne, S. Malyshev, and P. C. D. Milly. Land–atmosphere feedbacks amplify aridity increase over land under global warming. *Nature Climate Change*, 6(9) :869–874, 2016. doi : 10.1038/nclimate3029.
- M. Biasutti. Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(4) :1613–1623, 2013. doi : 10.1002/jgrd.50206.
- K. Blazejczyk, Y. Epstein, G. Jendritzky, H. Staiger, and B. Tinz. Comparison of UTCI to selected thermal indices. *International Journal of Biometeorology*, 56(3) :515–535, 2012. doi : 10.1007/s00484-011-0453-2.
- K. Bowler. Acclimation, heat shock and hardening. *Journal of Thermal Biology*, 30(2) :125–130, 2005. doi : 10.1016/j.jtherbio.2004.09.001.
- J. Boé. Interdependency in Multimodel Climate Projections : Component Replication and Result Similarity. *Geophysical Research Letters*, 45(6) :2771–2779, 2018. doi : 10.1002/2017GL076829.
- P. Bröde, E. Krüger, and D. Fiala. UTCI : validation and practical application to the assessment of urban outdoor thermal comfort. *Geographia Polonica*, 86 :11–20, 2013. doi : 10.7163/GPol.2013.2.
- G. M. Budd. Wet-bulb globe temperature (WBGT)—its history and its limitations. *Journal of Science and Medicine in Sport*, 11(1) :20–32, 2008. doi : 10.1016/j.jsams.2007.07.003.

- J. R. Buzan, K. Oleson, and M. Huber. Implementation and comparison of a suite of heat stress metrics within the Community Land Model version 4.5. *Geoscientific Model Development*, 8(2) :151–170, 2015. doi : 10.5194/gmd-8-151-2015.
- M. P. Byrne and P. A. O’Gorman. Link between land-ocean warming contrast and surface relative humidities in simulations with coupled climate models : WARMING CONTRAST AND RELATIVE HUMIDITIES. *Geophysical Research Letters*, 40(19) :5223–5227, 2013. doi : 10.1002/grl.50971.
- M. P. Byrne and P. A. O’Gorman. Understanding Decreases in Land Relative Humidity with Global Warming : Conceptual Model and GCM Simulations. *Journal of Climate*, 29(24) : 9045–9061, 2016. doi : 10.1175/JCLI-D-16-0351.1.
- A. Casanueva, S. Kotlarski, S. Herrera, A. M. Fischer, T. Kjellstrom, and C. Schwierz. Climate projections of a multivariate heat stress index : the role of downscaling and bias correction. *Geoscientific Model Development*, 12(8) :3419–3438, 2019. doi : 10.5194/gmd-12-3419-2019.
- C. Cassou, L. Terray, and A. S. Phillips. Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *Journal of Climate*, 18(15) :2805–2811, 2005. doi : 10.1175/JCLI3506.1.
- Y. Chavaillaz. *La vitesse du changement climatique et ses implications sur la perception des générations futures*. PhD thesis, Université Paris-Saclay, 2016.
- Y. Chavaillaz, S. Joussaume, S. Bony, and P. Braconnot. Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future climate change. *Climate Dynamics*, 47(3-4) :951–965, 2016a. doi : 10.1007/s00382-015-2882-9.
- Y. Chavaillaz, S. Joussaume, A. Dehecq, P. Braconnot, and R. Vautard. Investigating the pace of temperature change and its implications over the twenty-first century. *Climatic Change*, 137(1-2) :187–200, 2016b. doi : 10.1007/s10584-016-1659-4.
- Y. Chavaillaz, P. Roy, A.-I. Partanen, L. Da Silva, Bresson, N. Mengis, D. Chaumont, and H. D. Matthews. Exposure to excessive heat and impacts on labour productivity linked to cumulative CO2 emissions. *Scientific Reports*, 9(1) :13711, 2019. doi : 10.1038/s41598-019-50047-w.
- Y. Chen, W. Moufouma-Okia, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, and A. Pirani. Recent Progress and Emerging Topics on Weather and Climate Extremes Since the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Annual Review of Environment and Resources*, 43(1) :35–59, 2018. doi : 10.1146/annurev-environ-102017-030052.
- J. Christensen, K. Kanikicharla, E. Aldrian, S. An, I. Albuquerque Cavalcanti, M. de Castro, W. Dong, P. Goswami, A. Hall, J. Kanyanga, A. Kitoh, J. Kossin, N. Lau, J. Renwick, D. Stephenson, S. Xie, T. Zhou, L. Abraham, T. Ambrizzi, B. Anderson, O. Arakawa, R. Arritt, M. Baldwin, M. Barlow, D. Barriopedro, M. Biasutti, S. Biner, D. Bromwich, J. Brown, W. Cai, L. Carvalho, P. Chang, X. Chen, J. Choi, O. Christensen, C. Deser, K. Emanuel, H. Endo, D. Enfield, A. Evan, A. Giannini, N. Gillett, A. Hariharasubramanian, P. Huang, J. Jones, A. Karumuri, J. Katzfey, E. Kjellström, J. Knight, T. Knutson, A. Kulkarni, K. Kundeti, W. Lau, G. Lenderink, C. Lennard, L. Leung, R. Lin, T. Losada, N. Mackellar, V. Magaña, G. Marshall, L. Mearns, G. Meehl, C. Menéndez, H. Murakami, M. Nath, J. Neelin, G. van Oldenborgh, M. Olesen, J. Polcher, Y. Qian, S. Ray, K. Reich, B. de Fonseca, P. Rutti, J. Screen, J. Sedláček, S. Solman, M. Stendel, S. Stevenson, I. Takayabu, J. Turner, C. Ummenhofer, K. Walsh, B. Wang, C. Wang, I. Watterson, M. Widlansky, A. Wittenberg,

- T. Woollings, S. Yeh, C. Zhang, L. Zhang, X. Zheng, and L. Zou. *Climate phenomena and their relevance for future regional climate change*, volume 9781107057999, pages 1217–1308. Cambridge University Press, United Kingdom, 2013. doi : 10.1017/CBO9781107415324.028.
- S. Coccolo, J. Kämpf, J.-L. Scartezzini, and D. Pearlmutter. Outdoor human comfort and thermal stress : A comprehensive review on models and standards. *Urban Climate*, 18 : 33–57, 2016. doi : 10.1016/j.uclim.2016.08.004.
- E. D. Coffel, R. M. Horton, and A. de Sherbinin. Temperature and humidity based projections of a rapid rise in global heat stress exposure during the 21st century. *Environmental Research Letters*, 13(1) :014001, 2018. doi : 10.1088/1748-9326/aaa00e.
- A. Colette, R. Vautard, and M. Vrac. Regional climate downscaling with prior statistical correction of the global climate forcing. *Geophysical Research Letters*, 39(13) :L13707, 2012. doi : 10.1029/2012GL052258.
- M. Collins, R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A. Weaver, and M. Wehner. *Long-term Climate Change : Projections, Commitments and Irreversibility*, chapter 12, page 1029–1136. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. doi : 10.1017/CBO9781107415324.024.
- S. Conti, P. Meli, G. Minelli, R. Solimini, V. Toccaceli, M. Vichi, C. Beltrano, and L. Perini. Epidemiologic study of mortality during the Summer 2003 heat wave in Italy. *Environmental Research*, 98(3) :390–399, 2005. doi : 10.1016/j.envres.2004.10.009.
- A. Dai. Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *Journal of Climate*, 19(15) :3589–3606, 2006.
- A. Dai. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change*, 3(1) :52–58, 2013. doi : 10.1038/nclimate1633.
- R. Davies-Jones. An Efficient and Accurate Method for Computing the Wet-Bulb Temperature along Pseudoadiabats. *Monthly Weather Review*, 136(7) :2764–2785, 2008. doi : 10.1175/2007MWR2224.1.
- R. de Elía, S. Biner, A. Frigon, and H. Côté. Timescales associated with climate change and their relevance in adaptation strategies. *Climatic Change*, 126(1-2) :93–106, 2014. doi : 10.1007/s10584-014-1209-x.
- D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) : 553–597, 2011. doi : 10.1002/qj.828.
- M. Deque. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57(1-2) :16–26, 2007. doi : 10.1016/j.gloplacha.2006.11.030.

-
- C. Deser, A. Phillips, V. Bourdette, and H. Teng. Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability. *Climate Dynamics*, 38(3-4) :527–546, 2012. doi : 10.1007/s00382-010-0977-x.
- N. S. Diffenbaugh. Sensitivity of extreme climate events to CO₂-induced biophysical atmosphere-vegetation feedbacks in the western United States : VEGETATION AND EXTREME CLIMATE EVENTS. *Geophysical Research Letters*, 32(7), 2005. doi : 10.1029/2004GL022184.
- N. S. Diffenbaugh and M. Ashfaq. Intensification of hot extremes in the United States. *Geophysical Research Letters*, 37(15), 2010. doi : 10.1029/2010GL043888.
- N. S. Diffenbaugh, F. Giorgi, L. Raymond, and X. Bi. Indicators of 21st century socioclimatic exposure. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(51) :20195–20198, 2007a. doi : 10.1073/pnas.0706680105.
- N. S. Diffenbaugh, J. S. Pal, F. Giorgi, and X. Gao. Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophysical Research Letters*, 34(11), 2007b. doi : 10.1029/2007GL030000.
- M. G. Donat, A. J. Pitman, and S. I. Seneviratne. Regional warming of hot extremes accelerated by surface energy fluxes : Accelerated Warming of Hot Extremes. *Geophysical Research Letters*, 44(13) :7011–7019, 2017. doi : 10.1002/2017GL073733.
- M. G. Donat, A. J. Pitman, and O. Angéilil. Understanding and Reducing Future Uncertainty in Midlatitude Daily Heat Extremes Via Land Surface Feedback Constraints. *Geophysical Research Letters*, 45(19) :10,627–10,636, 2018. doi : 10.1029/2018GL079128.
- A. Dosio, L. Mentaschi, E. M. Fischer, and K. Wyser. Extreme heat waves under 1.5 °C and 2 °C global warming. *Environmental Research Letters*, 13(5) :054006, 2018. doi : 10.1088/1748-9326/aab827.
- J. P. Dunne, R. J. Stouffer, and J. G. John. Reductions in labour capacity from heat stress under climate warming. *Nature Climate Change*, 3(6) :563–566, 2013. doi : 10.1038/nclimate1827.
- J. T. Fasullo. Robust Land–Ocean Contrasts in Energy and Water Cycle Feedbacks*. *Journal of Climate*, 23(17) :4677–4693, 2010. doi : 10.1175/2010JCLI3451.1.
- E. M. Fischer and R. Knutti. Robust projections of combined humidity and temperature extremes. *Nature Climate Change*, 3(2) :126–130, 2013. doi : 10.1038/nclimate1682.
- E. M. Fischer and R. Knutti. Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. *Nature Climate Change*, 5(6) :560–564, 2015. doi : 10.1038/nclimate2617.
- E. M. Fischer and C. Schar. Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience*, 3(6) :398–403, 2010. doi : 10.1038/ngeo866.
- E. M. Fischer, K. W. Oleson, and D. M. Lawrence. Contrasting urban and rural heat stress responses to climate change. *Geophysical Research Letters*, 39(3) :L03705, 2012. doi : 10.1029/2011GL050576.

- G. Flato, J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason, and M. Rummukainen. *Evaluation of Climate Models*, book section 9, page 741–866. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. doi : 10.1017/CBO9781107415324.020.
- G. M. Flato. Earth system models : an overview : Earth system models. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(6) :783–800, 2011. doi : 10.1002/wcc.148.
- B. Fontaine, P. Roucou, and P.-A. Monerie. Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) :83–88, 2011. doi : 10.1002/asl.321.
- H. Füßel and R. Klein. Climate change vulnerability assessments : An evolution of conceptual thinking. *Climatic Change*, (75) :301–329, 2006. doi : 10.1007/s10584-006-0329-3.
- S. Galloway and R. Maughan. Effects of ambient temperature on the capacity to perform prolonged cycle exercise in man. *Medicine and Science in Sports and Exercise*, 29(2), 1997.
- E. Garnier. *Les dérangements du temps : 500 ans de chaud et de froid en Europe*. Plon, 2010.
- R. Gifford, C. Kormos, and A. McIntyre. Behavioral dimensions of climate change : drivers, responses, barriers, and interventions : Behavioral dimensions of climate change. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(6) :801–827, 2011. doi : 10.1002/wcc.143.
- F. Giorgi and R. Francisco. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophysical Research Letters*, 27(9) :1295–1298, 2000. doi : 10.1029/1999GL011016.
- A. Grundstein and E. Cooper. Assessment of the Australian Bureau of Meteorology wet bulb globe temperature model using weather station data. *International Journal of Biometeorology*, 62(12) :2205–2213, 2018. doi : 10.1007/s00484-018-1624-1.
- J. Hansen, M. Sato, and R. Ruedy. Perception of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(37) :E2415–E2423, 2012. doi : 10.1073/pnas.1205276109.
- L. J. Harrington and F. E. L. Otto. Changing population dynamics and uneven temperature emergence combine to exacerbate regional exposure to heat extremes under 1.5 °C and 2 °C of warming. *Environmental Research Letters*, 13(3) :034011, 2018. doi : 10.1088/1748-9326/aaaa99.
- D. Hartmann, A. Klein Tank, M. Rusticucci, L. Alexander, S. Bronnimann, Y. Charabi, F. Dentener, E. Dlugokencky, D. Easterling, A. Kaplan, B. Soden, P. Thorne, M. Wild, and P. Zhai. *Observations : Atmosphere and Surface*, book section 2, page 159–254. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. doi : 10.1017/CBO9781107415324.008. URL www.climatechange2013.org.
- E. Hawkins and R. Sutton. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8) :1095–1108, 2009. doi : 10.1175/2009BAMS2607.1.
- E. Hawkins and R. Sutton. Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters*, 39(1), 2012. doi : 10.1029/2011GL050087.

- E. Hawkins, B. Anderson, N. Diffenbaugh, I. Mahlstein, R. Betts, G. Hegerl, M. Joshi, R. Knutti, D. McNeall, S. Solomon, R. Sutton, J. Syktus, and G. Vecchi. Uncertainties in the timing of unprecedented climates. *Nature*, 511(7507) :E3–E5, July 2014. doi : 10.1038/nature13523.
- S. Hempel, K. Frieler, L. Warszawski, J. Schewe, and F. Piontek. A trend-preserving bias correction – the ISI-MIP approach. *Earth System Dynamics*, 4(2) :219–236, 2013. doi : 10.5194/esd-4-219-2013.
- M. Hirschi, S. I. Seneviratne, V. Alexandrov, F. Boberg, C. Boroneant, O. B. Christensen, H. Formayer, B. Orłowsky, and P. Stepanek. Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*, 4(1) :17–21, 2011. doi : 10.1038/ngeo1032.
- D. E. Horton, N. C. Johnson, D. Singh, D. L. Swain, B. Rajaratnam, and N. S. Diffenbaugh. Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends. *Nature*, 522(7557) :465–469, 2015. doi : 10.1038/nature14550.
- R. M. Horton, J. S. Mankin, C. Lesk, E. Coffel, and C. Raymond. A Review of Recent Advances in Research on Extreme Heat Events. *Current Climate Change Reports*, 2016. doi : 10.1007/s40641-016-0042-x.
- ISO. Hot environments - estimation of the heat stress on working man, based on the wbgt-index (wet bulb globe temperature). *ISO Standard*, 7243, 1989.
- F. Ji, Z. Wu, J. Huang, and E. P. Chassignet. Evolution of land surface air temperature trend. *Nature Climate Change*, 4(6) :462–466, 2014. doi : 10.1038/nclimate2223.
- B. Jones and B. C. O’Neill. Spatially explicit global population scenarios consistent with the Shared Socioeconomic Pathways. *Environmental Research Letters*, 11(8) :084003, 2016. doi : 10.1088/1748-9326/11/8/084003.
- D. D. Joseph and L. Preziosi. Heat waves. *Reviews of Modern Physics*, 61(1) :41, 1989.
- M. M. Joshi, J. M. Gregory, M. J. Webb, D. M. H. Sexton, and T. C. Johns. Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Climate Dynamics*, 30(5) :455–465, 2008. doi : 10.1007/s00382-007-0306-1.
- V. V. Kharin, F. W. Zwiers, X. Zhang, and G. C. Hegerl. Changes in Temperature and Precipitation Extremes in the IPCC Ensemble of Global Coupled Model Simulations. *Journal of Climate*, 20(8) :1419–1444, 2007. doi : 10.1175/JCLI4066.1.
- A. D. King, M. G. Donat, E. M. Fischer, E. Hawkins, L. V. Alexander, D. J. Karoly, A. J. Dittus, S. C. Lewis, and S. E. Perkins. The timing of anthropogenic emergence in simulated climate extremes. *Environmental Research Letters*, 10(9) :094015, 2015. doi : 10.1088/1748-9326/10/9/094015.
- A. D. King, M. G. Donat, S. C. Lewis, B. J. Henley, D. M. Mitchell, P. A. Stott, E. M. Fischer, and D. J. Karoly. Reduced heat exposure by limiting global warming to 1.5 °C. *Nature Climate Change*, 8 :3, 2018.
- A. Kinzig. Bridging disciplinary divides to address environmental and intellectual challenges. *Ecosystems*, 4(8) :709–715, 2001.

- B. Kirtman, S. Power, J. Adedoyin, G. Boer, R. Bojariu, I. Camilloni, F. Doblas-Reyes, A. Fiore, M. Kimoto, G. Meehl, M. Prather, A. Sarr, C. Schar, R. Sutton, G. van Oldenborgh, G. Vecchi, and H. Wang. *Near-term Climate Change : Projections and Predictability*, book section 11, page 953–1028. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. doi : 10.1017/CBO9781107415324.023.
- T. Kjellstrom, I. Holmer, and B. Lemke. Workplace heat stress, health and productivity – an increasing challenge for low and middle-income countries during climate change. *Global Health Action*, 2(1) :2047, 2009a. doi : 10.3402/gha.v2i0.2047.
- T. Kjellstrom, R. S. Kovats, S. J. Lloyd, T. Holt, and R. S. J. Tol. The Direct Impact of Climate Change on Regional Labor Productivity. *Archives of Environmental & Occupational Health*, 64(4) :217–227, 2009b. doi : 10.1080/19338240903352776.
- T. Kjellstrom, D. Briggs, C. Freyberg, B. Lemke, M. Otto, and O. Hyatt. Heat, Human Performance, and Occupational Health : A Key Issue for the Assessment of Global Climate Change Impacts. *Annual Review of Public Health*, 37(1) :97–112, 2016. doi : 10.1146/annurev-publhealth-032315-021740.
- T. R. Knutson and J. J. Ploshay. Detection of anthropogenic influence on a summertime heat stress index. *Climatic Change*, 138(1-2) :25–39, 2016. doi : 10.1007/s10584-016-1708-z.
- R. Knutti, D. Masson, and A. Gettelman. Climate model genealogy : Generation CMIP5 and how we got there. *Geophysical Research Letters*, 40(6) :1194–1199, 2013. doi : 10.1002/grl.50256.
- E. Kriegler, N. Bauer, A. Popp, F. Humpenöder, M. Leimbach, J. Strefler, L. Baumstark, B. L. Bodirsky, J. Hilaire, D. Klein, I. Mouratiadou, I. Weindl, C. Bertram, J.-P. Dietrich, G. Luderer, M. Pehl, R. Pietzcker, F. Piontek, H. Lotze-Campen, A. Biewald, M. Bonsch, A. Giannousakis, U. Kreidenweis, C. Müller, S. Rolinski, A. Schultes, J. Schwanitz, M. Stevanovic, K. Calvin, J. Emmerling, S. Fujimori, and O. Edenhofer. Fossil-fueled development (SSP5) : An energy and resource intensive scenario for the 21st century. *Global Environmental Change*, 42 :297–315, 2017. doi : 10.1016/j.gloenvcha.2016.05.015.
- H. Kunreuther, G. Heal, M. Allen, O. Edenhofer, C. B. Field, and G. Yohe. Risk management and climate change. *Nature Climate Change*, 3(5) :447–450, 2013. doi : 10.1038/nclimate1740.
- F. Lehner, C. Deser, and L. Terray. Toward a New Estimate of “Time of Emergence” of Anthropogenic Warming : Insights from Dynamical Adjustment and a Large Initial-Condition Model Ensemble. *Journal of Climate*, 30(19) :7739–7756, 2017. doi : 10.1175/JCLI-D-16-0792.1.
- A. Leiserowitz. Climate Change Risk Perception and Policy Preferences : The Role of Affect, Imagery, and Values. *Climatic Change*, 77(1-2) :45–72, 2006. doi : 10.1007/s10584-006-9059-9.
- M. Leonard, S. Westra, A. Phatak, M. Lambert, B. van den Hurk, K. McInnes, J. Risbey, S. Schuster, D. Jakob, and M. Stafford-Smith. A compound event framework for understanding extreme impacts : A compound event framework. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 5(1) :113–128, 2014. doi : 10.1002/wcc.252.
- J. Li, Y. D. Chen, T. Y. Gan, and N.-C. Lau. Elevated increases in human-perceived temperature under climate warming. *Nature Climate Change*, 8(1) :43–47, 2018. doi : 10.1038/s41558-017-0036-2.

- B. Liebmann, R. M. Dole, C. Jones, I. Bladé, and D. Allured. Influence of Choice of Time Period on Global Surface Temperature Trend Estimates. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(11) :1485–1492, 2010. doi : 10.1175/2010BAMS3030.1.
- J. C. Liljegren, R. A. Carhart, P. Lawday, S. Tschopp, and R. Sharp. Modeling the Wet Bulb Globe Temperature Using Standard Meteorological Measurements. *Journal of Occupational and Environmental Hygiene*, 5(10) :645–655, 2008. doi : 10.1080/15459620802310770.
- I. Mahlstein, J. S. Daniel, and S. Solomon. Pace of shifts in climate regions increases with global temperature. *Nature Climate Change*, 3(8) :739–743, 2013. doi : 10.1038/nclimate1876.
- J. Marshall and R. A. Plumb. Atmosphere, ocean, and climate dynamics : an introductory text. *Choice Reviews Online*, 45(10) :6, 2008. doi : 10.5860/CHOICE.45-5595.
- V. Masson-Delmotte, M. Schulz, A. Abe-Ouchi, J. Beer, A. Ganopolski, J. Gonzalez Rouco, E. Jansen, K. Lambeck, J. Luterbacher, T. Naish, T. Osborn, B. Otto-Bliesner, T. Quinn, R. Ramesh, M. Rojas, X. Shao, and A. Timmermann. *Information from Paleoclimate Archives*, book section 5, page 383–464. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. doi : 10.1017/CBO9781107415324.013. URL www.climatechange2013.org.
- T. K. R. Matthews, R. L. Wilby, and C. Murphy. Communicating the deadly consequences of global warming for human heat stress. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(15) :3861–3866, 2017. doi : 10.1073/pnas.1617526114.
- K. McGuffie and A. Henderson-Sellers. *A Climate Modelling Primer*. John Wiley and Sons, 1997.
- G. A. Meehl. More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science*, 305(5686) :994–997, 2004. doi : 10.1126/science.1098704.
- M. Meinshausen, S. J. Smith, K. Calvin, J. S. Daniel, M. L. T. Kainuma, J.-F. Lamarque, K. Matsumoto, S. A. Montzka, S. C. B. Raper, K. Riahi, A. Thomson, G. J. M. Velders, and D. P. van Vuuren. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109(1-2) :213–241, 2011. doi : 10.1007/s10584-011-0156-z.
- P.-A. Michelangeli, M. Vrac, and H. Loukos. Probabilistic downscaling approaches : Application to wind cumulative distribution functions. *Geophysical Research Letters*, 36(11) :L11708, 2009. doi : 10.1029/2009GL038401.
- T. Mitchell and P. Jones. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25 : 693 – 712, 2005. doi : 10.1002/joc.1181.
- C. Mora, B. Dousset, I. R. Caldwell, F. E. Powell, R. C. Geronimo, C. Bielecki, C. W. W. Counsell, B. S. Dietrich, E. T. Johnston, L. V. Louis, M. P. Lucas, M. M. McKenzie, A. G. Shea, H. Tseng, T. W. Giambelluca, L. R. Leon, E. Hawkins, and C. Trauernicht. Global risk of deadly heat. *Nature Climate Change*, 7(7) :501–506, 2017. doi : 10.1038/nclimate3322.
- G. Myhre, D. Shindell, F.-M. Breon, W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura, and H. Zhang. *Anthropogenic and Natural Radiative Forcing*, book section 8, page 659–740. 2013. doi : 10.1017/CBO9781107415324.018. URL www.climatechange2013.org.

-
- M.-A. Mélières, M. C., and H. N. *Climats - Passé, présent et futur*. Belin, 2015.
- D. Newth and D. Gunasekera. Projected Changes in Wet-Bulb Globe Temperature under Alternative Climate Scenarios. *Atmosphere*, 9(5) :187, 2018. doi : 10.3390/atmos9050187.
- NIOSH. Criteria for a recommended standard : occupational exposure to hot environments. *NIOSH Publication*, 86(113), 1986.
- R. E. O'Connor, R. J. Bard, and A. Fisher. Risk Perceptions, General Environmental Beliefs, and Willingness to Address Climate Change. *Risk Analysis*, 19(3) :461–471, 1999. doi : 10.1111/j.1539-6924.1999.tb00421.x.
- M. Oppenheimer, M. Campos, R. Warren, J. Birkmann, G. Luber, B. O'Neill, and K. Takahashi. *Emergent risks and key vulnerabilities*, book section 19, pages 1039–1099. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2014. doi : 10.1017/CBO9781107415324.008. URL www.climatechange2013.org.
- B. C. O'Neill, E. Kriegler, K. Riahi, K. L. Ebi, S. Hallegatte, T. R. Carter, R. Mathur, and D. P. van Vuuren. A new scenario framework for climate change research : the concept of shared socioeconomic pathways. *Climatic Change*, 122(3) :387–400, 2014. doi : 10.1007/s10584-013-0905-2.
- G. Panthou, T. Vischel, and T. Lebel. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel : RECENT TRENDS OF EXTREME RAINFALL IN THE WEST AFRICAN SAHEL. *International Journal of Climatology*, (15) :3998–4006, 2014. doi : 10.1002/joc.3984.
- J. P. Reser, S. A. Morrissey, and M. Ellul. The Threat of Climate Change : Psychological Response, Adaptation, and Impacts. In I. Weissbecker, editor, *Climate Change and Human Well-Being : Global Challenges and Opportunities*, pages 19–42. Springer New York, New York, NY, 2011. doi : 10.1007/978-1-4419-9742-5_2.
- K. Riahi, D. P. van Vuuren, E. Kriegler, J. Edmonds, B. C. O'Neill, S. Fujimori, N. Bauer, K. Calvin, R. Dellink, O. Fricko, W. Lutz, A. Popp, J. C. Cuaresma, S. Kc, M. Leimbach, L. Jiang, T. Kram, S. Rao, J. Emmerling, K. Ebi, T. Hasegawa, P. Havlik, F. Humpenöder, L. A. Da Silva, S. Smith, E. Stehfest, V. Bosetti, J. Eom, D. Gernaat, T. Masui, J. Rogelj, J. Strefler, L. Drouet, V. Krey, G. Luderer, M. Harmsen, K. Takahashi, L. Baumstark, J. C. Doelman, M. Kainuma, Z. Klimont, G. Marangoni, H. Lotze-Campen, M. Obersteiner, A. Tabeau, and M. Tavoni. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview. *Global Environmental Change*, 42 : 153–168, 2017. doi : 10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009.
- P. J. Robinson. On the definition of a heat wave. *Journal of applied Meteorology*, 40(4) : 762–775, 2001.
- R. Roehrig, D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin, and J.-L. Redelsperger. The Present and Future of the West African Monsoon : A Process-Oriented Assessment of CMIP5 Simulations along the AMMA Transect. *Journal of Climate*, 26(17) :6471–6505, 2013. doi : 10.1175/JCLI-D-12-00505.1.
- P. Roghanchi and K. C. Kocsis. Challenges in Selecting an Appropriate Heat Stress Index to Protect Workers in Hot and Humid Underground Mines. *Safety and Health at Work*, 9 : 10–16, 2018. doi : 10.1016/j.shaw.2017.04.002.

- D. P. Rowell and R. G. Jones. Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Climate Dynamics*, 27(2-3) :281–299, 2006. doi : 10.1007/s00382-006-0125-9.
- S. Russo, J. Sillmann, and A. Sterl. Humid heat waves at different warming levels. *Scientific Reports*, 7(1) :7477, 2017. doi : 10.1038/s41598-017-07536-7.
- B. M. Sanderson, M. Wehner, and R. Knutti. Skill and independence weighting for multi-model assessments. *Geoscientific Model Development*, 10(6) :2379–2395, 2017. doi : 10.5194/gmd-10-2379-2017.
- S. I. Seneviratne, D. Lüthi, M. Litschi, and C. Schär. Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108) :205–209, 2006. doi : 10.1038/nature05095.
- S. I. Seneviratne, S. J. Phipps, A. J. Pitman, A. L. Hirsch, E. L. Davin, M. G. Donat, M. Hirschi, A. Lenton, M. Wilhelm, and B. Kravitz. Land radiative management as contributor to regional-scale climate adaptation and mitigation. *Nature Geoscience*, 11(2) :88–96, 2018. doi : 10.1038/s41561-017-0057-5.
- S. C. Sherwood and M. Huber. An adaptability limit to climate change due to heat stress. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(21) :9552–9555, 2010.
- S. C. Sherwood, W. Ingram, Y. Tsushima, M. Satoh, M. Roberts, P. L. Vidale, and P. A. O’Gorman. Relative humidity changes in a warmer climate. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D9) :D09104, 2010. doi : 10.1029/2009JD012585.
- J. Sillmann, V. V. Kharin, F. W. Zwiers, X. Zhang, and D. Bronaugh. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 2. Future climate projections : CMIP5 PROJECTIONS OF EXTREMES INDICES. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(6) : 2473–2493, 2013. doi : 10.1002/jgrd.50188.
- G. Simonet. Une brève histoire de l’adaptation : l’évolution conceptuelle au fil des rapports du GIEC (1990-2014). *Natures Sciences Sociétés*, 23 :S52–S64, 2015. doi : 10.1051/nss/2015018.
- S. Sippel, J. Zscheischler, M. Heimann, F. E. L. Otto, J. Peters, and M. D. Mahecha. Quantifying changes in climate variability and extremes : Pitfalls and their overcoming. *Geophysical Research Letters*, 42(22) :9990–9998, 2015. doi : 10.1002/2015GL066307.
- S. J. Smith, J. Edmonds, C. A. Hartin, A. Mundra, and K. Calvin. Near-term acceleration in the rate of temperature change. *Nature Climate Change*, 5(4) :333–336, 2015. doi : 10.1038/nclimate2552.
- R. Steadman. A universal scale of apparent temperature. *Canada : Atmospheric Environment Service*, 23(87) :1674, 1984. doi : 10.1088/1748-9326/ab28b7.
- S. Szopa, Y. Balkanski, M. Schulz, S. Bekki, D. Cugnet, A. Fortems-Cheiney, S. Turquety, A. Cozic, C. Déandreis, D. Hauglustaine, A. Idelkadi, J. Lathière, F. Lefevre, M. Marchand, R. Vuolo, N. Yan, and J.-L. Dufresne. Aerosol and ozone changes as forcing for climate evolution between 1850 and 2100. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2223–2250, 2013. doi : 10.1007/s00382-012-1408-y.
- K. E. Taylor, R. J. Stouffer, and G. A. Meehl. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) :485–498, 2012. doi : 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

- K. E. Trenberth, L. Smith, T. Qian, A. Dai, and J. Fasullo. Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4) :758–769, 2007. doi : 10.1175/JHM600.1.
- D. P. van Vuuren, J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith, and S. K. Rose. The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, 109(1-2) :5–31, 2011a. doi : 10.1007/s10584-011-0148-z.
- D. P. van Vuuren, J. A. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, and J. Weyant. A special issue on the RCPs. *Climatic Change*, 109(1-2) :1–4, 2011b. doi : 10.1007/s10584-011-0157-y.
- M. M. Vogel, R. Orth, F. Cheruy, S. Hagemann, R. Lorenz, B. J. J. M. Hurk, and S. I. Seneviratne. Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 44(3) : 1511–1519, 2017. doi : 10.1002/2016GL071235.
- M. M. Vogel, J. Zscheischler, and S. I. Seneviratne. Varying soil moisture–atmosphere feedbacks explain divergent temperature extremes and precipitation projections in central Europe. *Earth System Dynamics*, 9(3) :1107–1125, 2018. doi : 10.5194/esd-9-1107-2018.
- B. Walker, C. S. Holling, S. R. Carpenter, and A. Kinzig. Resilience, adaptability and transformability in Social–ecological systems. *Ecology and Society*, 2004.
- J. M. Wallace and P. V. Hobbs. Atmospheric science, second edition : An introductory survey. *International Geophysics*, 45(10) :1–504, 2006. doi : 10.5860/CHOICE.45-5595.
- W. M. Washington and C. L. Parkinson. *Three-Dimensional Climate Modeling*. University Science Books - Sausalito, California, 2005.
- N. Watts, W. N. Adger, P. Agnolucci, J. Blackstock, P. Byass, W. Cai, S. Chaytor, T. Colbourn, M. Collins, A. Cooper, P. M. Cox, J. Depledge, P. Drummond, P. Ekins, V. Galaz, D. Grace, H. Graham, M. Grubb, A. Haines, I. Hamilton, A. Hunter, X. Jiang, M. Li, I. Kelman, L. Liang, M. Lott, R. Lowe, Y. Luo, G. Mace, M. Maslin, M. Nilsson, T. Oreszczyn, S. Pye, T. Quinn, M. Svensdotter, S. Venevsky, K. Warner, B. Xu, J. Yang, Y. Yin, C. Yu, Q. Zhang, P. Gong, H. Montgomery, and A. Costello. Health and climate change : policy responses to protect public health. *The Lancet*, 386(10006) :1861–1914, 2015. doi : 10.1016/S0140-6736(15)60854-6.
- G. P. Weedon, S. Gomes, P. Viterbo, W. J. Shuttleworth, E. Blyth, H. Österle, J. C. Adam, N. Bellouin, O. Boucher, and M. Best. Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5) :823–848, 2011. doi : 10.1175/2011JHM1369.1.
- G. P. Weedon, G. Balsamo, N. Bellouin, S. Gomes, M. J. Best, and P. Viterbo. The WFDEI meteorological forcing data set : WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resources Research*, 50(9) :7505–7514, 2014. doi : 10.1002/2014WR015638.
- K. Whan, J. Zscheischler, R. Orth, M. Shongwe, M. Rahimi, E. O. Asare, and S. I. Seneviratne. Impact of soil moisture on extreme maximum temperatures in Europe. *Weather and Climate Extremes*, 9 :57–67, 2015. doi : 10.1016/j.wace.2015.05.001.

-
- K. M. Willett and S. Sherwood. Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature. *International Journal of Climatology*, 32(2) :161–177, 2012. doi : 10.1002/joc.2257.
- K. M. Willett, N. P. Gillett, P. D. Jones, and P. W. Thorne. Attribution of observed surface humidity changes to human influence. *Nature*, 449(7163) :710–712, 2007. doi : 10.1038/nature06207.
- C. P. Yaglou and D. Minard. Control of heat casualties at military training centers, american medical association archives of industrial health. 16 :302—316, 1957.
- Y. Zhao, A. Ducharne, B. Sultan, P. Braconnot, and R. Vautard. Estimating heat stress from climate-based indicators : present-day biases and future spreads in the CMIP5 global climate model ensemble. *Environmental Research Letters*, 10(8) :084013, 2015. doi : 10.1088/1748-9326/10/8/084013.
- J. Zscheischler and S. I. Seneviratne. Dependence of drivers affects risks associated with compound events. *Science Advances*, 3(6) :e1700263, 2017. doi : 10.1126/sciadv.1700263.

Table des figures

1.1	<i>Schéma représentant les cinq composantes du système climatique (atmosphère, lithosphère, océans, cryosphère, biosphère), leurs constantes de temps et leurs échanges d'énergie, d'eau et de carbone (tiré de Joussaume et al., 1993)</i>	15
1.2	<i>Schéma représentant les grandes cellules de circulation atmosphérique le long des latitudes (flèches noires). Les flèches rouges illustrent les ascendances d'air chaud (convection), et les flèches bleues représentent les subsidences d'air froid (tiré de Thomson, 2005).</i>	16
1.3	<i>Schéma représentant le cycle hydrologique global. Les nombres associés à chaque réservoir hydrologique indiquent la quantité moyenne en eau stockée en milliers de kilomètres cubes, et les nombres associés aux processus de transport indiquent la quantité moyenne en eau transportée en milliers de kilomètres cubes par an (tiré de Trenberth et al. [2007]).</i>	17
1.4	<i>Schéma représentant le principe d'équilibre radiatif au sein de l'atmosphère. Les flèches jaunes illustrent le rayonnement solaire (reçu et/ou réfléchi), et les flèches oranges correspondent au rayonnement thermique infrarouge (absorbé et/ou ré-émis). Les nombres indiquent les quantités d'énergies associées aux flux, en W/m^2 (tiré de Hartmann et al. [2013]).</i>	18
1.5	<i>Schéma simplifié représentant le principe de l'effet de serre terrestre (tiré de Le Monde, 2014)</i>	19
1.6	<i>Évolution du forçage radiatif annuel en W/m^2 entre 1850 et 2000 résultant de l'augmentation des principaux GES (à gauche), et taux de changement du forçage associé à chacun de ces GES (à droite) (tiré de Myhre et al. [2013]).</i>	20
1.7	<i>Évolution du forçage radiatif en W/m^2 induit de l'augmentation des principaux GES (à gauche) et taux de changement du forçage associé à chaque GES (à droite) (tiré de Myhre et al. [2013]).</i>	21
1.8	<i>Schéma simplifié représentant les composantes d'un modèle du système Terre (ESM). Les modèles couplés océan-atmosphère (AOGCMs, partie gauche seule du schéma) sont uniquement constitués des composantes physiques.</i>	22
1.9	<i>Schéma simplifié représentant les expériences CMIP5 réalisées sur le long-terme. Les tiers 1 sont représentés dans l'enveloppe jaune, avec les scénarios RCP (voir description en Section 1.3.1). Les tiers 2 incluent le cycle du carbone (enveloppe verte). L'ensemble est réalisé autour d'un noyau central commun (fond rose). La partie haute du cercle illustre les simulations pour comparaison et projections futures, et la partie basse correspond aux simulations idéalisées (tiré de Taylor et al. [2012]).</i>	25
1.10	<i>Projections futures selon les quatre scénarios RCPs retenus pour CMIP5 (de gauche à droite) : de la population (en millions) ; de la consommation de pétrole (en mégatonnes équivalentes) ; de la concentration totale en CO_2 (en ppm). La part des énergies utilisées en 2100 (en mégatonnes équivalentes) est représentée dans le panel de droite (van Vuuren et al. [2011a]).</i>	27

1.11	<i>Forçage radiatif total (anthropogénique et naturel) pour les quatre scénarios RCPs (tiré de Meinshausen et al. [2011]).</i>	27
1.12	<i>Schéma simplifié résumant les principales observations du changement au sein des composantes du système climatique dans les récentes décennies. Les flèches vers le haut indiquent une augmentation de la variable considérée, et les flèches vers le bas indiquent une diminution (tiré de Hartmann et al. [2013]).</i>	28
1.13	<i>Projections des changements entre l'historique et le futur pour les scénarios RCP2.6 (gauche) et RCP8.5 (droite) de : (a) température moyenne de surface (en °C); précipitation moyenne (en %); (c) couverture de glace arctique. Les pointillés indiquent une moyenne multi-modèle significative, et les hachures une moyenne non-significative (tiré de Alexander et al., 2013)</i>	30
1.14	<i>Évolution de la température moyenne globale de surface simulée dans les modèles CMIP5 entre 1850 et 2100 (tiré de Collins et al., 2013)</i>	31
1.15	<i>Schéma simplifié représentant l'effet du changement de distribution des températures sur les valeurs extrêmes : (a) effet du décalage de l'ensemble de la distribution vers les valeurs plus élevées (décalage de la moyenne); (b) effet d'une augmentation de la variabilité dans la distribution (moyenne non-décalée); (c) effet d'une modification de la forme de la distribution, ici d'un changement de symétrie vers les valeurs plus élevées (tiré de Allen et al., 2012).</i>	31
1.16	<i>Distributions des anomalies de températures journalières minimales (haut) et maximales (bas) entre 1951-1980 (bleu) et 1981-2010 (rouge) dans les observations HadGHCND. Les enveloppes bleues indiquent les 10% les plus froids, et les enveloppes en rouge les 10% les plus chauds (tiré de Hartmann et al. [2013]).</i>	32
1.17	<i>Changement de l'indice de sécheresse sévère de Palmer (sc_PDSI_pm) entre 1950 et 2010 : (gauche) Changement moyen du sc_PDSI_pm en 50 ans. Un changement de 0.5 est significatif car les valeurs de l'indices comprises de 0.5 à -1.0, -1.0 à -2.0, -2.0 à -3.0 et -3.0 à -4.0 correspondent respectivement à un climat sec, une légère sécheresse, une sécheresse modérée et une sécheresse sévère (Dai, 2011); (droite) Évolution de la fraction continentale sèche à partir du sc_PDSI_pm calculé avec le réchauffement observé (rouge), et sans le réchauffement observé (vert) (tiré de Dai [2013]).</i>	32
1.18	<i>(a) Moyenne multi-modèles du changement de Tmax en °C entre 1986-2005 et 2081-2100 pour le scénario RCP8.5; (b) Incertitudes correspondantes. Elles sont exprimées en pourcentage du ratio entre la déviation standard calculée sur les changements simulés par chacun des 15 GCMs utilisés multipliée par 2, et la moyenne multi-modèles (tiré de Fischer et Knutti, 2013).</i>	33
1.19	<i>Changement du pourcentage de jours de précipitations intenses (jours avec des précipitations supérieures au 95ème centile calculé sur 1961-1990) entre 1980-1999 et 2081-2100 d'après 17 GCMs : (gauche) annuel; (milieu) Décembre-Janvier-Février; (droite) Juin-Juillet-Août (tiré de Seneviratne et al., 2012). . .</i>	33
1.20	<i>Stress thermique (illustré par l'indicateur "Wet-Bulb Globe Temperature", décrit en Section 2.1.2) mensuel maximum sur 10 ans dans le modèle GFDL-ESM2M, corrigé avec les réanalyses NCEP, pour : (a) 1971-1980; (b) 2001-2010; (c) 2091-2100 dans le scénario RCP4.5; (d) 2091-2100 dans le scénario RCP8.5 (tiré de Dunne et al. [2013]).</i>	36
1.21	<i>Anomalies des température de surface sur Juin-Juillet-Août calculées de 2006 à 2011 par rapport à 1951-1980, et normalisées par la déviation standard locale calculée sur 1951-1980. Les nombres en haut à droite de chaque panel indiquent la fraction continentale (en %) où les observations atteignent les valeurs de chacune des catégories de la légende de couleur (tiré de Hansen et al. [2012]).</i>	38

- 1.22 *Temps d'émergence (ToE) des anomalies de température de surface observées par rapport à la référence 1920-1949 pour : (à gauche) l'hiver boréal; (à droite) l'été boréal. Les panels du haut correspondent aux ToE "bruts" (sans enlever la tendance), et les panels du bas donnent le ToE dynamiquement ajusté. Les zones grises indiquent que l'émergence n'a pas encore eu lieu (tiré de Lehner et al. [2017]).* 39
- 2.1 *Nombre cumulé d'indicateurs de stress thermique existants de 1905 à 2012 (tiré de Roghanchi and Kocsis [2018]).* 44
- 2.2 *Changements des valeurs supérieures au 95^{ème} percentile annuel de stress thermique entre 1979-2005 et 2070-2099 moyennés sur 21 modèles CMIP5 dans le scénario RCP8.5 de : (a) Humidex (HD), (b) Apparent Temperature (AT), (c) Wet-Bulb Globe Temperature (WBGT; tiré de Zhao et al. [2015]).* 46
- 2.3 *Évolution du WBGT en fonction de la température et de l'humidité relative (RH). Les trois figures représentent la même construction du WBGT mais sont illustrées avec différents seuils d'alerte définis : (a) US Army [2003] et Buzan et al. [2015], (b) Kjellstrom et al. [2009a], (c) Zhao et al. [2015]. Les valeurs en % par seuil indiquent la fraction de repos recommandée pour une heure de travail (figures inspirées de Fischer et al. [2012]).* 48
- 2.4 *(a) Climatologie de l'humidité relative (RH) annuelle moyennée sur la période 1979-2016 d'après les observations Watch-Forcing Data applied to ERA-Interim (Weedon et al. [2014]). (b) Évolution de RH annuelle au-dessus des continents entre 1979 et 2016, en anomalie par rapport à RH moyennée sur 1981-2010 pour différents jeux d'observations et de réanalyses (source : <https://climate.copernicus.eu>).* 52
- 2.5 *Projections des changements moyens d'humidité relative de surface (RH) dans les modèles CMIP5 sous le scénario RCP8.5 pour Décembre-Janvier-Février (DJF, gauche), Juin-Juillet-Août (JJA, milieu), et en moyenne annuel (ANN, droite) pour les périodes 2046-2065 (haut) et 2081-2100 (bas) relatifs à la période historique 1986-2005. Les changements sont exprimés en différences de RH (en %). Les zones hachurées indiquent un changement multi-modèle inférieur à la déviation standard de la variabilité interne. Les zones en pointillés indiquent un changement multi-modèle supérieur à deux déviations standard de la variabilité interne, avec au moins 90% des modèles en accord sur le signe du changement (tiré de Collins et al. [2013]).* 53
- 2.6 *Changements projetés entre 1961-1989 et 2071-2099 en Méditerranée à l'aide du modèle régional RegCM3 (Pal et al., 2007) sous le scénario A2 (le plus émissif dans CMIP3) de : (a) 95^{ème} percentile annuel des températures journalières maximales, (b) Humidité relative de Juin à Août (JJA), (c) Humidité du sol sur JJA, (d) Évapotranspiration sur JJA (tiré de Diffenbaugh et al. [2007b]).* 54
- 2.7 *Distance normalisée aux observations d'après Knutti et al. [2013] des 19 GCMs disponibles pour notre étude. 20 modèles sont disponibles dans CMIP5 pour notre étude, mais le modèle MRI-ESM1 n'est pas analysé dans Knutti et al. [2013]. Les flèches et noms en gras indiquent les 11 modèles sélectionnés pour l'analyse multi-modèle, MRI-ESM1 étant le 12^{ème} GCM retenu (adapté de Knutti et al. [2013]).* 57

2.8	<i>Caractéristiques des 12 AOGCM modèles sélectionnés (composantes et résolutions des modèles d’océan et d’atmosphère). HT indique une stratosphère entièrement résolue, et BGC signifie biogéochimie. Une composante est colorée lorsqu’elle inclue au moins une équation pronostique basée sur la physique, et un couplage avec une autre composante. Une enveloppe claire indique une composante semi-interactive, et une enveloppe foncée indique une composante entièrement interactive pour les aérosols (orange) (inspiré de Flato et al. [2013]).</i>	59
2.9	<i>(a) Température atmosphérique de surface (GMSAT) en fonction des sensibilités climatiques (ECS) pour la période 1961-1990 (grands symboles), et pour la simulation pré-industrielle de contrôle (petits symboles). (b) Réponse transitoire du climat (TCR) en fonction des ECS. MRI-ESM1 et IPSL-CM5A-MR ne sont pas représentés. IPSL-CM5A-LR donne une estimation de IPSL-CM5A-MR (adapté de Flato et al. [2013]).</i>	59
2.10	<i>Importance relative des trois sources d’incertitudes dans les projections multi-modèles du changement de température moyenne globale décennale par rapport à 1971-2000. Cette importance est illustrée par les pourcentages de chaque source d’incertitudes expliquant la variance totale pour chaque année depuis 2000 (adapté de Hawkins and Sutton [2009]).</i>	61
2.11	<i>Schéma simplifié représentant le principe de vitesse d’évolution avec une référence glissante : exemple de la vitesse calculée pour 2050 (en unités/20 ans).</i>	65
2.12	<i>(a) Estimations de la population mondiale en milliards d’habitants de 1990 à 2050 issues de l’Organisation des Nations Unies (ONU), et calculée de 2050 à 2080 avec le taux d’évolution moyen sur la décennie 2041-2050 (tiré de Chavaillaz et al., 2016). (b) Projections des populations en millions d’habitants de 2000 à 2100 selon les différents scénarios RCP (tiré de Van Vuuren et al., 2011). La valeur de 10.5 milliards en 2080 estimée d’après les projections de l’ONU en (a) est reportée en bleu clair sur la figure (b)</i>	67
3.1	<i>Changements simulés en moyenne multi-modèle entre 2074-2100 et 1979-2005 sous le scénario RCP8.5 de : (a) température moyenne annuelle, (b) W moyen annuel, (c) températures supérieures au 75ème percentile annuel, (d) W supérieurs au 75ème percentile annuel. Les points noirs indiquent une moyenne multi-modèle au moins supérieure à 2 fois l’écart-type entre les modèles. Les changements de température sont indiqués en °C et les changements de W sont en unité de W.</i>	71
3.2	<i>(a) Changements d’humidité relative dans les conditions de W99 entre 1979-2005 et 2074-2100 dans le scénario RCP8.5 sélectionnés (i.e. ΔRH_{W99}) pour chacun des 12 modèles CMIP5 (Figure S2 de l’Article 1); (b) Nombre de modèles CMIP5 projetant le même signe de ΔRH_{W99} entre 1979-2005 et 2074-2100 dans le scénario RCP8.5. Le rouge illustre les GCMs projetant un ΔRH_{W99} négatif, et le bleu correspond aux GCMs projetant un ΔRH_{W99} positif.</i>	95
3.3	<i>Changements des précipitations moyennes sur Juillet-Août-Septembre entre 1971-2000 et 2071-2100 (en %) en fonction des changements correspondants de température (en K) pour la région est du Sahel [10°-18° N, 10°-35° E] (tiré de Roehrig et al., 2013)</i>	96
3.4	<i>Différences entre le ΔW_{99} simulé entre 1979-2005 et 2074-2100 et le ΔW_{99theo} (i.e. changement de W99 sans changement de RH) pour chacun des 12 modèles CMIP5. La couleur rouge illustre un effet d’amplification du ΔRH_{W99} (i.e. augmentation de RH) et la couleur bleue illustre un effet d’atténuation de ΔRH_{W99} (i.e. diminution de RH) (Figure S8 de l’Article 1).</i>	97

- 3.5 *Changements en moyenne multi-modèle simulés entre 1986-2005 et 2081-2100 dans le scénario RCP8.5 des moyennes annuelles de précipitation (P), d'évaporation (E), d'humidité relative RH , de $E-P$, des flux d'eau de surface transportée ("runoff") et de l'humidité du sol ("soil moisture"). Le nombre de GCM utilisé dans les moyennes est indiqué en haut à droite de chaque carte. Les zones hachurées indiquent les régions où la moyenne multi-modèle du changement est inférieur à une fois l'écart-type de la variabilité interne. Les pointillés indiquent les régions où le changement moyen est supérieure à deux fois l'écart-type de la variabilité interne et où au moins 90% des modèles sont d'accord sur le signe du changement (tiré de Stocker et al., 2013) 99*
- 3.6 *Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ sur la période 1959-2100 dans le scénario RCP8.5. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à +0.4 sont représentées. 101*
- 3.7 *Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ sur la période 1959-2100 dans le scénario RCP8.5. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à +0.4 sont représentées (Figure S3 de l'Article 1). 102*
- 3.8 *Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $T_{W_{99}}$ sur la période 1979-2005 dans la simulation historique. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à +0.4 sont représentées. 103*
- 3.9 *Coefficients de corrélation entre les séries temporelles de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$ sur la période 1979-2005 dans la simulation historique. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à +0.4 sont représentées. 104*
- 3.10 *Coefficients de corrélation sur la période 1979-2005 dans les données d'observations WFDEI entre les séries temporelles : (a) de W_{99} et de $T_{W_{99}}$, (b) de W_{99} et de $RH_{W_{99}}$. Une valeur de -1 indique une relation linéaire négative parfaite entre les deux évolutions, et une valeur de 1 indique une relation linéaire positive parfaite entre les deux évolutions. Seules les valeurs inférieures à -0.4 et supérieures à +0.4 sont représentées. 105*
- 3.11 *Pourcentages des jours de W extrême où T est également extrême moyennés sur la période 1979-2005 dans les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR, avec les extrêmes définis comme les valeurs supérieures au : (a-c-f-i) 90ème percentile, (b-d-g-j) 95ème percentile, (c-e-h-k) 99ème percentile. 107*
- 3.12 *Pourcentages des jours de W extrême définis comme les valeurs supérieures au 95ème percentile annuel, moyennés sur la période 1979-2005 dans les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR, où RH est supérieure ou égale à : (a-c-f-i) 20%, (b-d-g-j) 50%, (c-e-h-k) 80%. 108*

- 3.13 *Changements de pourcentages des jours de W extrême où T est également extrême entre 2074-2100 et 1979-2005 pour le scénario RCP8.5 (en %), et les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR. Les extrêmes sont définis comme les valeurs supérieures au : (a-c-f-i) 90ème percentile, (b-d-g-j) 95ème percentile, (c-e-h-k) 99ème percentile. 109*
- 3.14 *Changements de pourcentages des jours de WBGT annuel supérieur au 95ème percentile annuel et RH supérieure à 50% et à 80% entre 2074-2100 et 1979-2005 pour le scénario RCP8.5 (en %), pour les modèles CCSM4, CNRM-CM5, GFDL-CM3 et IPSL-CM5A-MR. 110*
- 3.15 *Changements en moyenne multi-modèles simulés entre 1986-2005 et 2074-2100 pour le scénario RCP2.6 de : (a) T_{99} , (b) W_{99} , (c) T_{W99} , et (d) RH_{W99} 112*
- 3.16 *Coefficients de corrélations entre deux séries temporelles de 1979 à 2100 pour les 7 modèles analysés avec le scénario RCP2.6. Les figures en partie haute représentent les corrélations entre les séries temporelles de W_{99} et de T_{W99} , et les figures du bas représentent les corrélations entre W_{99} et RH_{W99} . Seuls les coefficients supérieurs à 0.4 et inférieurs à -0.4 sont représentés. 113*
- 4.1 *Schéma illustrant le décalage d'une distribution de températures annuelles résultant d'un réchauffement moyen de la distribution en 20 ans supérieur à 2 fois la variabilité de cette distribution (i.e. $\alpha = 2$), et sans changement de la forme de la distribution. Les 2% les plus extrêmes de la première distribution ont une probabilité d'occurrence de 50% les 20 ans suivants. Cela signifie qu'une année extrêmement chaude avec un temps de retour de 50 ans dans la première distribution, devient commune (i.e. temps de retour de 2 ans) 20 ans plus tard (tiré de Chavaillaz [2016]). 118*
- 4.2 *Boîtes indiquant les zones analysées régionalement : (a) Hautes-latitudes nord, (b) Nord-est de l'Asie, (c) Europe, (d) la région SAA (Sahel à Arabie), (e) la bande équatoriale, (f) l'Amazonie (Figure ESM2 de l'Article 2) 148*
- 4.3 *Moyenne multi-modèle des vitesses d'évolution entre 1979 et 2080 normalisées par rapport à la vitesse moyenne sur 1979-1998 pour le scénario RCP8.5 de : (a) T_{mean} ($R_{\Delta T_{mean}}$); (b) T_{99} ($R_{\Delta T_{99}}$); (c) $WBGT_{99}$ ($R_{\Delta WBGT_{99}}$). (d-e-f) Mêmes figures respectivement que (a-b-c) mais sans le modèle MIROC5 (i.e. seulement 11/12 modèles pris en compte dans le calcul de la moyenne). Les courbes représentent les moyennes multi-modèles par région. Les enveloppes de couleur associées indiquent l'intervalle de confiance à 95% de la dispersion inter-modèle. 149*
- 4.4 *Même figure qu'en Figure 4.2, mais pour $R_{\Delta T_{99}}$ calculé par rapport à une vitesse d'évolution de référence moyennée sur (a) 1979-1988, (b) 1979-1998, et (c) 1979-2008. Les courbes représentent les moyennes multi-modèles par région. Les enveloppes de couleur associées indiquent l'intervalle de confiance à 95% de la dispersion inter-modèle. 150*
- 4.5 *Moyenne multi-modèle de la répartition géographique de la vitesse d'évolution en 2080 normalisée par l'écart-type calculé sur les 20 ans précédents : (a) pour T_{99} (i.e. $\alpha_{T_{99}}$), (b) pour $WBGT_{99}$ (i.e. $\alpha_{WBGT_{99}}$). Seules les valeurs supérieures ou égales à 1 sont représentées. 151*

-
- 4.6 *Fraction annuelle des surfaces continentales entre 1979 et 2080 où le rapport entre le changement moyen de T_{99} entre deux périodes successives de 20 ans et la variabilité inter-annuelle des 20 ans précédents (i.e. α) est supérieur à 1, 2 et 3 sous le scénario RCP8.5 pour : (a) l'ensemble des surfaces continentales, (b) l'Europe, (c) l'Amazonie, (d) la région SAA. Les figures (e) à (h) correspondent respectivement aux mêmes figures mais pour $WBGT_{99}$ 152*
- 4.7 *Évolution multi-modèle CMIP5 du forçage radiatif direct des aérosols entre 1850 et 2100, moyenné à l'échelle globale pour les différents RCPs. 153*
- 4.8 *Évolution de l'exposition relative des populations locales à une vitesse significative (i.e $\alpha \geq 2$) en moyenne multi-modèle pour : (a) l'Europe, (b) l'Amazonie, (c) la région SAA (Sahel à Arabie), (d) Afrique équatoriale ouest (Figure ESM7 de l'Article 2). 154*
- 4.9 *Schéma représentant les interactions entre le système climatique physique, l'exposition et la vulnérabilité des systèmes, tous les trois engendrant un risque. Le risque associé aux impacts du climat résulte des interactions entre (1) les aléas climatiques ("hazards" sur la figure) avec (2) l'exposition et (3) la vulnérabilité des systèmes humains et naturels. La vulnérabilité et l'exposition résultent principalement des conditions sociales et socio-économiques. Les changements au sein du système climatique (zone gauche du schéma) et au sein des processus socio-économiques (zone droite du schéma) mènent ensemble à la notion de risque pour une population donnée (tiré de Oppenheimer et al. [2014]). 165*

Liste des tableaux

2.1	<i>Liste non-exhaustive de 30 indicateurs de stress thermique diagnostiques et pronostiques (tiré de Buzan et al. [2015]).</i>	45
2.2	<i>Valeurs maximales de WBGT recommandées pour différentes dépenses énergétiques, et ratios de repos/heure de travail correspondants pour un individu faiblement vêtu. Ces valeurs sont extraites des normes sanitaires de la United States National Institute of Occupational Safety and Health (NIOSH [1986]) and de l'International Standards Organization (ISO [1989]). Les intensités "light work", "medium work", "heavy work" et "very heavy work" sont définies d'après la dépense énergétique (M pour "metabolic rate" en anglais) d'un individu lors d'une activité physique, mesurée en Watts (W). Ces intensités correspondent respectivement à : Light work = $117W < M < 234W$; Moderate work : $234W < M < 360W$; Heavy work = $360W < M < 468W$; Very heave work = $M > 468W$ (tiré de Kjellstrom et al. [2009a]).</i>	49
3.1	Liste des 7 modèles CMIP5 disponibles en résolution journalière pour les analyses du scénario RCP2.6.	111

Titre : Évolution des extrêmes de température et de stress thermique au 21^{ème} siècle : cooccurrence, vitesses relatives et implications sur la perception du réchauffement climatique

Mots clés : extrêmes, température, stress thermique, cooccurrence, changement climatique, modèles de climat, CMIP5

Résumé : Le réchauffement associé à l'augmentation des gaz à effet de serre va s'intensifier au 21^{ème} siècle. Il pourra être particulièrement ressenti par les populations s'il se produit rapidement et s'il provoque un stress thermique sur le corps humain. Dans cette thèse, j'évalue la perception du réchauffement climatique par les populations. Dans un premier temps, j'étudie l'effet des variations d'humidité dans l'occurrence et les changements futurs de stress thermique extrême. Dans une seconde partie, la vitesse en référence glissante et l'émergence du changement sont analysées. Les simulations de 12 modèles CMIP5 sont analysées entre 1959 et 2100. Dans le scénario d'émissions futures le plus haut, on montre que dans un futur théorique où la température augmenterait sans diminution de l'humidité relative, l'intensification du stress thermique extrême serait plus importante de 20 à 100 % selon les régions. De plus, les cycles saisonniers montre une cooccurrence annuelle des extrêmes de température et de stress thermique aux moyennes latitudes, mais un déphasage dans les tropiques. Ce déphasage résulte du rôle important joué par l'humidité dans les régions où les modèles projettent le maximum d'augmentation du stress thermique extrême. La vitesse d'intensification future des extrêmes de stress thermique et de température est deux fois plus rapide qu'actuellement dans l'hémisphère nord, et quatre fois plus rapide dans les tropiques. L'accélération du changement des extrêmes est ainsi plus importante dans les tropiques, mais similaire entre les deux métriques. Cependant, la vitesse d'intensification du stress thermique est plus de deux fois supérieure à la variabilité inter-annuelle récente en extrême de stress thermique dès 2030, et tout juste supérieure en température extrême. 36 % de la population mondiale est impactée par ces changements en 2080 en stress thermique, contre seulement 15 % en température. En conclusion, non seulement l'intensification future des extrêmes sera davantage perçue par les populations que le changement actuel, mais cette perception sera plus sévère en stress thermique qu'en température, malgré l'assèchement global.

Title : The evolution of temperature and heat stress extremes during the 21st century: co-occurrence, relative speeds and insights on human perception of global warming.

Keywords : extremes, temperature, heat stress, co-occurrence, global warming, climate models, CMIP5

Abstract : The global warming will intensify during the 21st century due to the increase of greenhouse gas concentrations. This warming will be more readily perceived by human populations if it occurs rapidly and if it induces a thermal heat stress on the human body. This thesis proposes to provide a first assessment of the possible human perception of climate change. First, we analyse the effect of relative humidity variations on the occurrence and future changes in heat stress extremes. The second part investigates which populations will perceive the fastest and/or the most severe intensification of extremes. A set of 12 CMIP5 models is analysed between 1959 and 2100. Under the highest greenhouse gas emissions scenario, we show that, in a theoretical future in which temperature would increase without any humidity changes, the heat stress intensification would be 20 to 100 % depending on the region. Moreover, seasonal cycles show that temperature and heat stress extremes annually co-occur in mid-latitudes, but are time-lagged within the tropics. This time-lag results from the important role played by the relative humidity, especially in regions where the future maximum heat stress intensification is projected. In the future, the speed of increase of temperature and heat stress extremes will be twice as fast compared to the current speeds in the northern hemisphere, and by up to four times faster in the tropics. A larger acceleration is thus shown within the tropics compared to the mid-latitudes, but this acceleration is similar for both temperature and heat stress changes. However, speeds of change of extreme heat stress will be more than twice larger than the recent interannual variability from 2030, and barely larger for temperature extremes. 36% of the total world population will experience a rapid and severe increase of heat stress extremes in 2080, but only 15% of the population for temperature extremes. According to future projections, the accelerated warming of future heat extremes will be more felt by populations than current changes, and this perceived change will be more severe for heat stress than for temperature, particularly in the tropics.