



HAL
open science

Extrêmes climatiques - les vagues de chaleur au printemps sahélien

Jessica Barbier

► **To cite this version:**

Jessica Barbier. Extrêmes climatiques - les vagues de chaleur au printemps sahélien. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2017. Français. NNT : 2017INPT0122 . tel-04225047

HAL Id: tel-04225047

<https://theses.hal.science/tel-04225047>

Submitted on 2 Oct 2023

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Océan, atmosphère, climat

Présentée et soutenue par :

Mme JESSICA BARBIER

le vendredi 15 décembre 2017

Titre :

Extrêmes climatiques : les vagues de chaleur au printemps sahélien

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDUEE)

Unité de recherche :

Groupe de Météorologie de Moyenne Echelle (CNRM-GMME)

Directeur(s) de Thèse :

MME FRANCOISE GUICHARD-KERGOAT

MME FLEUR COUVREUX

Rapporteurs :

M. CYRILLE FLAMANT, CNRS PARIS

M. VINCENT MORON, AIX-MARSEILLE UNIVERSITE

Membre(s) du jury :

M. MICHEL DEQUE, METEO FRANCE TOULOUSE, Président

M. AMADOU THIerno GAYE, UNIV. CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR SENEGAL, Membre

M. FREDERIC HOURDIN, CNRS PARIS, Membre

Mme DOMINIQUE BOUNIOL, CNRS TOULOUSE, Membre

Mme FRANCOISE GUICHARD-KERGOAT, CNRS TOULOUSE, Membre

M. ROMAIN ROEHRIG, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

Remerciements

La grande aventure de la thèse se termine sur ce manuscrit qui rassemble le travail réalisé durant ces trois années. Avant d'entrer dans le vif du sujet, voici le temps des remerciements de celles et ceux qui m'ont accompagnée dans ce périple.

J'adresse de vifs remerciements aux rapporteurs de ma thèse Cyrille Flamant et Vincent Moron, qui ont fait une lecture approfondie, posé des questions constructives et ouvert de nouvelles perspectives. Merci pour leurs interventions lors de la soutenance. Je remercie le président du jury Michel Déqué et les examinateurs Amadou T. Gaye et Frédéric Hourdin pour leurs commentaires et leurs questions enrichissantes. Ils ont contribué à faire de cette soutenance de thèse un moment que j'ai fortement apprécié. Je remercie particulièrement le président du jury qui a su détendre l'atmosphère dès le début de la soutenance : « Vous avez 15 minutes ». Je remercie également les membres de mon comité de thèse, Julien Cattiaux et Frédéric Hourdin, qui ont suivi l'avancement de mon travail et m'ont vue évoluer.

Je remercie mes quatre directeurs, Françoise Guichard, Dominique Bouniol, Fleur Couvreur et Romain Roerhig qui m'ont accompagnée pendant ces trois années de thèse. Quatre directeurs, cela peut paraître beaucoup comme j'ai pu l'entendre en de nombreuses occasions ; pourtant je pense que ce multi-encadrement a été une force dans le déroulement de ma thèse. Quatre directeurs, cela veut dire une diversité d'opinions et de compétences ainsi qu'une présence continue : l'un d'entre eux était toujours disponible pour discuter et j'ai toujours pu avoir un interlocuteur attentif quand j'en avais besoin. Les réunions ont toujours été mouvementées et riches en idées. Grâce à cela, j'ai également appris à gérer cet afflux d'idées et à faire des choix. Je les remercie également de m'avoir toujours mise au centre des discussions, et d'avoir pensé à mon futur en toutes occasions. Que les doctorants qui ont l'opportunité d'avoir plusieurs directeurs de thèse se rassurent : impossible de s'ennuyer ! Merci à vous quatre pour la confiance et l'estime de soi que vous m'avez permis de construire au cours de ces trois années.

Françoise Merci pour toutes ces après-midi passées à discuter du travail mais aussi de tout et de rien. Tu m'as appris comment aborder une question scientifique, garder un esprit critique et toujours se poser des questions : pourquoi ceci, pourquoi cela, comment faire pour y répondre, que faire pour trouver les réponses, quels angles d'approche etc. C'est un cadeau inestimable que je garderai précieusement. Je te remercie également de ton amitié et de ta disponibilité 24h/24 : où que tu sois et quelle que soit l'heure, tu m'as toujours proposé ton aide et tes conseils.

Dominique Merci pour ta rigueur, tes avis tranchés et tes connaissances administratives. C'est carré, et on sait où on va ! Je me souviendrai aussi de nos discussions vélo, Goldman et des desserts sans chocolat...

Fleur Merci pour ta présence tôt le matin, ta gentillesse et ton écoute attentive. Je me demande encore comment tu fais pour allier travail et vie personnelle avec tant d'aisance, c'est très impressionnant ; j'espère un jour arriver à ce niveau d'équilibriste.

Romain Merci pour tes commentaires toujours pertinents et ta patience à m'expliquer ces choses étranges que sont les modèles. Ton point de vue différent des trois drôles de dames a permis de prendre un recul important pour la cohérence de la thèse. Et puis, heureusement que tu étais là pour ajouter une touche masculine à nos réunions !

Je suis arrivée il y a trois ans dans cette formidable équipe de Météo-France qu'est MOANA, aujourd'hui renommée TROPICS. Je remercie le laboratoire du CNRM pour son accueil dans ses locaux toulousains. MOANA, c'est une grande histoire d'amitié, avec des pauses-café animées et gourmandes. MOANA, c'est aussi un accueil à bras ouverts quel que soit son statut, permanent ou non-permanent, avec des bureaux mixtes permettant le rapprochement et le partage. MOANA, c'est enfin et surtout les membres de l'équipe qui la rendent si belle : Philippe mon co-bureau et nos listes de tubes ; Florent, toujours présent pour soutenir et prendre un café ; Jean-Philippe, le grand manitou (merci de nous avoir accueillis dans l'équipe!) ; et aussi Lillian (MOANA par adoption), Aaron, Nicolas, Yann, Christophe, Catherine, Mireille, Ross. Un merci particulier à Florence l'Informaticienne avec un grand I, toujours là pour nous tirer d'un mauvais code, notre sauveuse. Que ferions-nous sans toi ? Je finis sur les thésards de MOANA : Adrien le papa, qui m'a prise en charge et montré les ficelles ; Julien le fou de météorologie, capable de parler pendant des heures d'un nuage et de Spartan Race ; Najda, chère Najda si émotive et pleine de vie, plongée dans ses livres, qui illumine de son sourire le couloir ; et finalement, Elsa. Elsa, ma sœur de thèse, qui a partagé avec moi ces trois années sur le même rythme et soutenu avec brio sa thèse une semaine avant la mienne. Que de larmes ce jour-là !

Merci aussi aux autres thésards de Météo-France, notamment Maxime D., Maxence, Maxime M., Quentin, Sofia et Imane, Thomas et Léo, et un énorme merci à Tiphaine. Tu as été présente, tu as écouté, compatit, soutenu et motivé ; surtout, merci pour ton amitié que je chéris chaque jour.

Je remercie également Régine, qui a géré tout l'administratif relié à la thèse avec rapidité, efficacité et le sourire ; également, merci à Anita, qui a toujours été disponible pour répondre aux questions administratives et pour résoudre les difficultés rencontrées à grand renfort d'appels téléphoniques.

Un grand merci à l'équipe CTI, responsable de la partie informatique et matériel, et en particulier à Serge et Patrick, pour leur patience et leur soutien.

Ces trois années de thèse m'ont fait redécouvrir le plaisir de jouer au volley et surtout de partager ces moments de jeu dans une ambiance formidable : Bibo, Léty, Cédric, Cathy et Laurent, Sieg, Michtro, Lolo, Quentin, Oliver, Said, Medhi, Zéli, François, Fred, Roxane, Marie(s) et bien d'autres. J'ai une pensée émue pour notre équipe, les Rapemix.

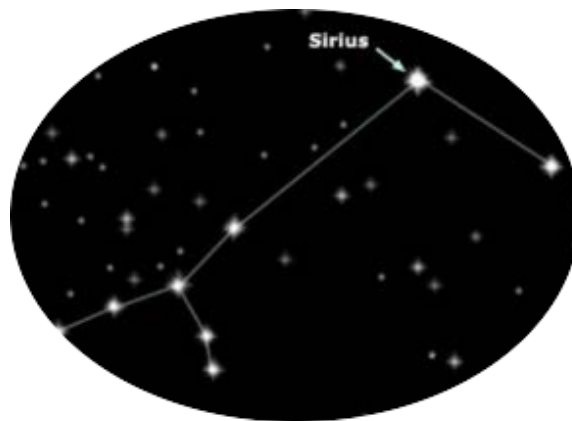
Merci à la Boulange et la Libraire, mes amis GoT, présents dans ma vie depuis un certain temps déjà, à Toulouse ou à Paris mais toujours proches de mon cœur : Matthieu, Stéphan, Rudy, Seb, Elo, Loic, Audrey, Besma. Merci d'avoir fait le déplacement pour ma soutenance et surtout merci d'être toujours présents dans ma vie.

Enfin, merci à ma famille et à ma belle-famille, venues en nombre me soutenir pour le final. Merci Josiane d'être venue de Rodez, merci Marie pour nos soirées AoE et fondues (Maaaaariie). Merci Grand-Maman, pour nous avoir régalez pendant les repas dominicaux. Merci à mes tontons Thierry et Pierre, à mes sœurs Alexandra et Johanna, et à Alexis qui sont venus de loin pour me voir : Lorient, Strasbourg, Marvejols, Dublin et Montauban. Merci Papa, merci Maman, pour avoir relu mon manuscrit de A à Z et pour votre présence continue depuis toujours ; vous savoir là est une source de réconfort permanente. Je finis sur mon grand Vincent : bravo pour ta belle soutenance de thèse quelques jours avant la mienne. Je n'ai que peu de mots pour toi, toi qui partage ma vie ; tu sais déjà.

Préambule

Vue de la Terre, l'étoile Sirius est l'étoile la plus brillante du ciel. Elle appartient à la constellation du Grand Chien et est surnommée l'étoile du Chien. En latin, chien se dit *canis* et le diminutif est *canicula*, la petite chienne. En Égypte antique, Sirius apparaissait à l'aube avec le soleil durant la crue annuelle du Nil et les fortes chaleurs : ainsi, les *canicules*, périodes de fortes chaleurs, tirent leur nom de Sirius.

Une canicule n'est cependant pas exactement une vague de chaleur mais plutôt un sous-ensemble de ces dernières. Cette thèse s'interroge sur les vagues de chaleur au printemps sahélien : que sont-elles ? Comment les définir ? Quels sont les phénomènes météorologiques mis en jeu ? Comment évoluent-elles ? Comment sont-elles simulées par les modèles climatiques ?



Sirius dans la constellation du Grand Chien

Résumé

Les vagues de chaleur sont encore peu documentées au Sahel, malgré un impact très fort sur les populations. L'objectif de cette thèse est d'apporter de nouvelles connaissances et une meilleure compréhension des processus et mécanismes mis en jeu dans les vagues de chaleur au Sahel au printemps. L'étude se structure autour de trois axes : (i) la détection des vagues de chaleur, (ii) la documentation de leurs caractéristiques morphologiques et thermodynamiques ainsi que leurs tendances climatiques et (iii) la compréhension des processus et mécanismes en jeu lors de ces événements.

Dans un premier temps, une nouvelle méthodologie d'identification des vagues de chaleur, définies ici comme une forte augmentation de la température à des échelles synoptiques à intra-saisonnières, a été développée. Cette définition permet de détecter des vagues de chaleur « météorologiques », associées au temps sensible et qui constituent un véritable enjeu pour la prévision. La détection repose sur trois étapes : (i) un filtrage sélectionne les échelles souhaitées, ici synoptiques à intra-saisonnières ; (ii) les valeurs extrêmes des anomalies de température ainsi calculées sont conservées, grâce à un seuil limite fixe égal au quantile 90 ; et (iii) une contrainte morphologique est finalement appliquée pour identifier les événements de grande échelle cohérents dans le temps et l'espace. Par ailleurs, les températures maximales (Tmax) et minimales (Tmin) sont considérées séparément car leurs fluctuations résultent de processus distincts.

Cette méthodologie a été appliquée à plusieurs types de jeux de données : un produit basé sur des observations locales (BEST), trois réanalyses météorologiques (ERA-Interim, NCEP2 et MERRA) et des simulations climatiques (CMIP5). Les vagues de chaleur détectées sont ensuite documentées en termes de caractéristiques morphologiques et thermodynamiques, et leurs tendances climatiques sont analysées. L'occurrence de ces événements se concentre particulièrement en début de printemps, et la tendance à la hausse de leurs températures s'explique principalement par le réchauffement moyen au Sahel. Les biais moyens de température dans les simulations, atteignant plus de 5°C dans certaines simulations climatiques, expliquent la plus grande partie des erreurs sur les températures des vagues de chaleur. Les événements détectés dépendent aussi de la méthodologie utilisée, c'est pourquoi nos résultats sont comparés avec ceux obtenus à partir d'autres méthodologies communément utilisées dans la littérature.

Les processus et mécanismes mis en jeu lors des vagues de chaleur sont ensuite étudiés. Au printemps, les sols sont secs et le flux de chaleur latente très faible. Les vagues de chaleur détectées sur les Tmax sont anormalement sèches, celles en Tmin anormalement humides. Une dépression est présente lors des deux types d'événements et centrée sur la zone impactée. Les vagues de chaleur diurnes sont associées à un vent de nord-ouest alors que les vagues de chaleur nocturnes correspondent à un vent de sud-ouest, qui favorise l'advection d'humidité par le flux de mousson. La vapeur d'eau joue un rôle majeur sur les vagues de chaleur nocturnes, amplifiant l'effet de serre de l'atmosphère. Une première analyse indique que les vagues de chaleur détectées en Tmax ne sont pas associées à des couches limites plus profondes. Ces résultats soulignent qu'au Sahel, les vagues de chaleur sont associées à des mécanismes différents de ceux observés dans d'autres régions du monde, comme en Europe, où les vagues de chaleur sont souvent reliées à des conditions anticycloniques et un assèchement des sols.

La méthodologie a été finalement adaptée à la prévision en temps réel des vagues de chaleur et implémentée sur le site Internet <http://acasis.sedoo.fr/>. Ce travail a permis de suivre et prévoir en temps réel les vagues de chaleur impactant l'Afrique de l'ouest pendant les printemps 2016 et 2017.

Abstract

Heat waves are still undocumented over the Sahel, despite great consequences over the population. This PhD aims at improving the knowledge of Spring Sahelian heat waves, together with a better understanding of the processes and mechanisms operating during those events. The work is organized in three parts: the first one on the heat waves detection, the second one on their morphological and thermodynamical characteristics as well as their climatological trends and the third one on the understanding of the processes and mechanisms involved in these events.

First, a new methodology has been developed to detect heat waves, defined as synoptic to intraseasonal fluctuations of temperature. This definition allows the identification of "meteorological" heat waves, which are an important issue for weather forecast. The new methodology involved three steps: (i) a temperature filtering to select specific temporal scales; (ii) the determination of a temperature thresholds (90th percentile) and (iii) finally the application of a morphological constraint. This methodology was applied separately to the maximum (Tmax) and minimum (Tmin) temperatures, as the mechanisms that drive their fluctuations are distinct.

The method was used with several types of datasets: one based on local observations (BEST), three meteorological reanalyses (ERA-Interim, NCEP2 and MERRA) and several climate model CMIP5 simulations. The detected heat waves are then documented in terms of morphological and thermodynamic characteristics and in terms of trends over the past sixty years. From March to July, the further into the season, the shorter and the less frequent the heat waves become, and from 1950 to 2012, these synoptic to intraseasonal heat waves do not tend to be more frequent but they become warmer. This trend follows the long-term trend of temperature over the Sahel. Simulation temperature biases, which can reach more than 5°C in some climate simulations, explain most of the spread in the temperatures of the detected heat waves. Finally, the method used to define heat waves has an impact on the events, thus a comparison with other methodologies was carried out.

Physical mechanisms involved in heat waves are then analyzed. During the Sahelian Spring, the soil is dry and the latent heat flux is very low. Daytime heat waves are abnormally dry, whereas nighttime events are abnormally humid. A depression is involved in both cases, located over the heat wave region for the Tmax heat waves and a larger-scale-northward depression for the Tmin heat waves. North-easterly winds are predominant for the Tmax events, while south-westerly winds prevail during the Tmin events thus strengthening the moist air advection from the monsoon flow. The water vapor plays a major role on the nighttime heat waves via an enhanced greenhouse effect. Observations also highlight that boundary layers are not deeper during daytime heat waves. In Europe, heat waves are often associated with anticyclonic conditions, stronger sensible heat fluxes and deeper boundary layers: Sahelian heat waves are then associated with different mechanisms.

The heat wave detection was adapted to numerical weather forecast and implemented on the website <http://acasis.sedoo.fr/>. It has allowed to monitor and forecast in real-time West Africa spring heat waves in 2016 and 2017.

Table des matières

Remerciements	i
Préambule	iii
Résumé	v
Abstract	vii
Table des matières	ix
Introduction	1
1 Quelques éléments sur les températures sahéliennes	5
1.1 Sous l'influence de la mousson ouest africaine	7
1.2 Les températures au Sahel	9
1.2.1 Cycle annuel des températures	9
1.2.2 Évolution climatique depuis 1950	10
1.3 Bilan énergétique à la surface et couches limites	14
1.3.1 Bilan énergétique	14
1.3.2 Au Sahel	15
Conclusion	16
2 État de connaissance sur les vagues de chaleur	17
2.1 Définitions	19
2.1.1 Propriétés statistiques des extrêmes de température	19
2.1.2 Définitions de vague de chaleur	23
2.2 Propriétés des vagues de chaleur	33
2.3 Mécanismes et processus mis en jeu dans les vagues de chaleur	39
2.3.1 Circulations synoptiques	39
2.3.2 Rétroaction surface-atmosphère : rôle de l'humidité du sol	42
2.3.3 Contexte de grande échelle	43
2.4 Quelques événements marquants	43
2.4.1 Sur l'Europe et la Russie	43
2.4.2 Sur le Sahel	46
2.5 La prévision saisonnière des vagues de chaleur	46
2.6 Tendances et projections climatiques	47
Conclusion	50
3 Données et méthodes	51
3.1 Les données	52
3.1.1 Les stations SYNOP	52
3.1.2 Le produit grillé BEST	52
3.1.3 Les réanalyses	53
3.2 Simulations climatiques CMIP5	56
3.3 Outils méthodologiques	58
3.3.1 Filtrage et analyse spectrale	58
3.3.2 Connexité	59
3.3.3 Statistiques mathématiques	60

3.3.4	Significativité des résultats	61
	Conclusion	62
4	Détection d'une vague de chaleur	63
4.1	Méthode de détection	65
4.1.1	Anomalies de température	65
4.1.2	Sélection des jours d'anomalie les plus intenses	67
4.1.3	Contraintes morphologiques	69
4.1.4	Synthèse : méthode de détection	71
4.2	Sélection géographique sur le domaine d'étude	72
	Conclusion	72
5	Caractéristiques moyennes des vagues de chaleur	73
5.1	Définition des diagnostics	74
5.2	Caractéristiques moyennes	74
5.3	Tendance des vagues de chaleur depuis 1950	78
5.3.1	Approche basée sur les objets spatio-temporels	78
5.3.2	Approche eulérienne locale	82
5.4	Sensibilité aux paramètres de la méthode	82
5.5	Sensibilité aux jeux de données	85
5.6	Comparaison à d'autres méthodes de détection	89
5.7	Possibilité d'adaptation à la prévision	91
	Conclusion	96
6	Processus et mécanismes associés	99
6.1	Caractéristiques moyennes	101
6.1.1	Morphologiques et thermiques	101
6.1.2	Dynamiques et thermodynamiques	102
6.2	Sélection d'un sous-domaine d'étude	105
6.3	Analyse détaillée d'une vague de chaleur	106
6.3.1	Exemple d'une HWmin	107
6.3.2	Exemple d'une HWmax	108
6.4	Séquence temporelle composite	114
6.4.1	Centrée sur la boîte Hombori	114
6.4.2	Extension aux autres boîtes du domaine sahélien	116
6.5	Situations météorologiques	118
6.5.1	Sur la boîte Hombori	118
6.5.2	Synthèse des situations météorologiques	120
6.6	Processus de surface et couches limites	122
6.6.1	Bilan énergétique à la surface	122
6.6.2	Couches limites	125
6.7	Lien avec les types de temps	126
	Conclusion	130
7	Vagues de chaleur et modèles de climat	131
7.1	Climat moyen	132
7.2	Caractéristiques moyennes des vagues de chaleur	135
	Conclusion	138
	Conclusions et perspectives	139

Bibliographie	145
Annexe A Comparaisons des distributions de température	161
Annexe B Enquête personnelle : « c'est quoi, une vague de chaleur ? »	165
Annexe C Cartes de synthèse des situations météorologiques	167
Annexe D Guichard et al. 2015	175
Annexe E Barbier et al. 2018	197
Annexe F LARGERON et al. 2017	219
Annexe G Liste des acronymes	257
Annexe H Liste des notations	259
Liste des figures	261
Liste des tableaux	265

Introduction

« *A journey of a thousand miles
begins with a single step.* »

Lao Tzu

Pendant l'été 2003, les températures en Europe ont dépassé les records des 500 dernières années (Luterbacher et al. [2004]) : les valeurs maximales ont atteint 37°C sur plus d'une semaine (Hémon et al. [2003]), dépassant la température du corps humain. La *vague de chaleur* de l'été 2003 a pris l'Europe occidentale au dépourvu et a eu des conséquences sanitaires graves. En effet, confrontés à des températures aussi élevées, les mécanismes standards de refroidissement du corps humain sont mis en échec. La chaleur s'accumule, entraînant une surcharge thermique et possiblement une hyperthermie (Sherwood and Huber [2010]). En 2003, des dizaines de milliers de décès prématurés ont été enregistrés (Robine et al. [2008]). Les écosystèmes et les infrastructures ont aussi été touchés.

Les effets néfastes des vagues de chaleur sur la population peuvent néanmoins être limités notamment par des alertes météorologiques et la mise en place d'actions dédiées pour informer et conseiller les populations en amont de l'événement (Vaidyanathan et al. [2016]) : la France a ainsi mis en place le Plan National Canicule (PNC) en 2004, assuré par Météo-France et l'Agence Nationale de la Santé (Santé Public France SPF). Ces alertes sont accompagnées d'actions préventives telles la diffusion de messages de « bons réflexes » lors de canicules : boire de l'eau régulièrement, éviter les efforts physiques, donner et prendre des nouvelles de ses proches notamment.

Cependant, pour alerter en amont les populations, encore faut-il être capable de prévoir ces vagues de chaleur suffisamment en avance, et en premier lieu pouvoir définir ce qu'est une vague de chaleur. Il faut ainsi passer de la perception de l'événement, qu'il fait plus chaud que la normale, à une définition qualitative et quantitative pouvant être utilisée pour comprendre les processus et mécanismes mis en jeu, et pour évaluer la prévisibilité de ces événements et la capacité des modèles à les prévoir.

De nombreuses études ont ainsi été menées sur le sujet « vague de chaleur » visant à définir, comprendre, prévoir et anticiper cet événement extrême. Chaque auteur construit alors sa propre méthodologie en accord avec ses objectifs, le domaine d'application et la région considérée : par exemple, une étude sur l'impact des fortes chaleurs sur le réseau énergétique se concentrera sur les températures maximales qui pourraient empêcher un fonctionnement normal des installations, alors qu'une analyse sur la santé s'intéressera plutôt à la température minimale qui empêche le repos nocturne du corps humain. Un ensemble de définitions existe donc, permettant de décrire ces événements, étudiés en majorité sur l'Europe, les États-Unis et l'Australie. La question de l'impact du réchauffement climatique sur ces vagues de chaleur fait également débat, et l'estimation de ces impacts est un élément nécessaire pour l'adaptation des sociétés aux températures extrêmes : en effet, de nombreux articles prévoient des vagues de chaleur plus fréquentes, plus intenses et plus longues dans les décennies à venir (Argüeso et al. [2016]; Cowan et al. [2014]; Schoetter et al. [2015]).

L'été 2003 a été un événement déclencheur en Europe. Le printemps 2010 africain a eu un effet similaire : une vague de chaleur a impacté l'Afrique tropicale et en particulier le Sahel (Figure 1.1) en avril 2010, entraînant à Niamey près de 40 décès par jour particulièrement chez les enfants et les personnes âgées (archives de l'hôpital de Niamey). Le Sahel est l'une des régions du monde les plus exposées à des conditions climatiques

dangereuses, avec un tiers de l'année concerné par des conditions thermiques mortelles pour l'Homme selon les critères de [Mora et al. \[2017\]](#). Les températures moyennes mensuelles sahéniennes sur avril-mai atteignent 40°C le jour et 30°C la nuit, avec un réchauffement climatique de plus de +1.5°C sur les soixante dernières années ([Guichard et al. \[2015\]](#)). Les vagues de chaleur sont donc un sujet préoccupant au Sahel. Pourtant, peu d'articles traitent de ces événements climatiques sur cette zone géographique, avec une difficulté supplémentaire : le manque de données disponibles qui limite les analyses possibles sur cette région.

Cette thèse a pour objectif de documenter les vagues de chaleur survenant au printemps sahélien grâce à des observations, des réanalyses météorologiques et des modèles de climat, et d'en étudier les processus et mécanismes physiques mis en jeu de l'échelle synoptique à intra-saisonnière, soit à l'échelle de quelques jours au mois. L'identification des processus et mécanismes clés est une étape nécessaire pour améliorer les systèmes de prévisions mais également les projections climatiques des modèles de climat, afin de pouvoir notamment prévenir les populations et se préparer aux changements liés au réchauffement climatique. Le choix d'une échelle particulière permet de ne pas mélanger les contributions dues à des échelles différentes, qui autrement pourraient s'annuler ou s'amplifier entre elles, et d'étudier les processus qui s'expriment à cette échelle. Cette thèse s'inscrit dans le projet ACASIS (Alerte aux Canicules Au Sahel et à leurs Impacts sur la Santé), démarré en 2014, qui vise à mettre en place un système d'alerte précoce aux canicules au Sahel afin de diminuer au maximum les effets de ces événements sur les populations.

La première étape de ce travail est donc d'établir une méthode de détection de vagues de chaleur adaptée à l'objectif visé, qui est l'étude des processus et mécanismes physiques associés de l'échelle synoptique à intra-saisonnière au printemps sahélien. La deuxième est de documenter les événements ainsi détectés puis d'en étudier les phénomènes météorologiques associés. La thèse est ainsi divisée en sept parties :

- les températures du climat sahélien font l'objet du Chapitre 1, qui décrit les spécificités de ce climat particulier ;
- l'état de l'art du Chapitre 2 résume ensuite les différentes définitions des vagues de chaleur, ainsi que leurs propriétés, les processus et mécanismes physiques associés et leurs projections futures ;
- le Chapitre 3 rassemble les méthodes et données utilisées : observations, réanalyses météorologiques et modèles de climat sont en particulier présentés ;
- les vagues de chaleur visées correspondent à des événements survenant aux échelles synoptiques à intra-saisonnières. En s'appuyant sur les deux premiers chapitres, une méthodologie appropriée est alors construite et décrite dans le Chapitre 4 ;
- les vagues de chaleur détectées sont alors caractérisées selon différents angles. Le Chapitre 5 documente tout d'abord les caractéristiques moyennes des vagues de chaleur détectées avec un jeu de données issu d'observations, ainsi que leurs tendances sur les soixante dernières années. Les implications de la définition choisie, en particulier le rôle du jeu de données utilisé avec l'analyse des vagues de chaleur dans les réanalyses météorologiques, sont également étudiées ;
- le Chapitre 6 s'intéresse alors aux processus et mécanismes physiques mis en jeu pendant les vagues de chaleur, afin d'en comprendre les éléments clés ;
- enfin, la représentation des vagues de chaleur dans les modèles de climat fait l'objet du Chapitre 7. Une première partie étudie le climat moyen des simulations, puis les caractéristiques des vagues de chaleur sont analysées.

Le dernier chapitre rassemble les conclusions et perspectives du travail réalisé.



Localisation du Sahel

Chapitre 1

Quelques éléments sur les températures sahéliennes

« Au Sahel, il fait tout le temps chaud non ? Ça sert à quoi d'étudier les vagues de chaleur là-bas ? »

Entendu en conférence

Sommaire

1.1	Sous l'influence de la mousson ouest africaine	7
1.2	Les températures au Sahel	9
1.2.1	Cycle annuel des températures	9
1.2.2	Évolution climatique depuis 1950	10
1.3	Bilan énergétique à la surface et couches limites	14
1.3.1	Bilan énergétique	14
1.3.2	Au Sahel	15
Conclusion		16

Le Sahel s'étend d'ouest en est sur plusieurs pays africains, du Sénégal à l'ouest jusqu'au Soudan à l'est, avec des populations majoritairement rurales. Cette région est située entre 10°N et 20°N et marque la limite entre la zone saharienne au nord et la zone soudanienne au sud (voir Figure 1.1). Sa limite nord correspond à la fin de la zone impactée par la mousson ouest africaine. Au sud, les délimitations avec la zone soudanienne sont caractérisées par une région "plus humide", généralement prises entre 10°N et 15°N. Les climats sahéliens observés sont principalement un climat semi-aride chaud avec du climat tropical au sud et un climat désertique au nord d'après la classification de Köppen-Geiger (Peel et al. [2007]). Le Sahel est une zone de mousson, c'est-à-dire que cette région est marquée par une forte saisonnalité des pluies avec l'essentiel des précipitations qui ont lieu entre les mois de juin et de septembre. Hors de la saison des pluies, les pluies sont très rares : la mousson est un élément primordial dans la survie des populations sahéliennes, en particulier du point de vue agricole.

Nous nous sommes concentrés dans cette thèse plus spécifiquement sur le Sahel Central continental, s'étalant sur [10°N 20°N][10°W 20°E] (appelé domaine sahélien dans la suite) et comprenant en particulier le Mali, le Niger et le Burkina Faso, ainsi que le sud-est de la Mauritanie, l'ouest du Tchad et le nord du Nigeria (voir Figure

1.1). Les trois premiers pays cités comptaient environ 60 millions d'habitants en 2015 pour 357 millions prévus en 2100 : la population du Mali et du Niger aura alors quintuplé (Garenne and Ferdi [2016]; United Nations Department of Economic and Social Affairs/Population Division [2017]).

Cette partie présente les spécificités du climat sahélien, en commençant par la mousson ouest africaine, puis se concentre sur les températures du Sahel, avec tout d'abord son cycle annuel puis les évolutions sur les soixante dernières années. Les processus à l'œuvre dans les fluctuations des températures sont ensuite discutés.

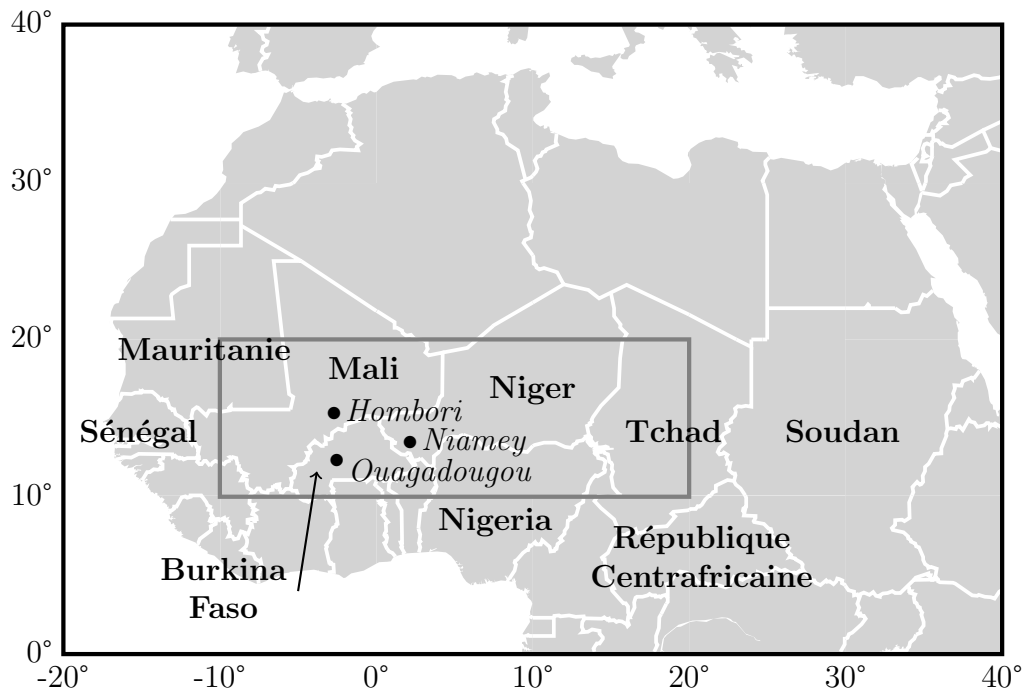


Figure 1.1 – Carte de l'Afrique. Le rectangle gris correspond au Sahel étudié dans cette thèse

1.1 Sous l'influence de la mousson ouest africaine

Les zones de mousson sont des régions où alternent une saison des pluies et une saison sèche, la mousson correspondant à la saison des pluies. Selon la définition plus précise de [Ramage \[1971\]](#), la mousson est un système où :

- les vents en basses couches (de la surface jusqu'à 700 hPa) tournent d'au moins 120° entre janvier et juillet ;
- la fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent est supérieure à 40% en janvier et juillet ;
- le vent moyen est supérieur à 3 m.s^{-1} pendant au moins un mois.

La mousson la plus connue est la mousson indienne. La plupart de l'ouest du continent africain est également considérée comme une zone de mousson. La mousson provient d'un gradient thermique fort entre les températures de surface de l'océan et celles des continents qui se réchauffent plus rapidement que les océans. Le gradient engendre un flux d'air de la zone fraîche à la zone plus chaude, où l'air a tendance à s'élever et crée une dépression appelée dépression thermique saharienne. Le gradient thermique est plus ou moins fort selon la période de l'année, et il en va de même pour la circulation de basses couches engendrée dit flux de mousson. Le flux provoque des précipitations dans une zone appelée Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) ; lorsque le gradient est très intense, le flux remonte jusqu'au continent ainsi que les précipitations engendrées.

Le flux de mousson, vent de sud-ouest frais et humide, rencontre un flux de nord-est sec et chaud en provenance du Sahara appelé Harmattan au niveau d'une zone appelée le Front Inter-Tropical (FIT). Cette zone marque la séparation en surface entre la zone humide au sud et la zone sèche au nord, et varie donc selon l'intensité du gradient thermique.

Les différents éléments présentés ci-dessus (FIT, ZCIT, dépression thermique saharienne, flux de mousson et Harmattan) sont représentés sur la [Figure 1.2](#) pour deux situations contrastées : en janvier, où le gradient est au plus bas et en juillet où il est à son maximum.

En janvier, la dépression thermique saharienne est située sur le Soudan et la République Centrafricaine (voir [Figure 1.2](#) et [Lavaysse et al. \[2009\]](#)). Le FIT est alors localisé vers 5°N et la ZCIT légèrement plus au sud, vers 0°N . Les pluies sont donc concentrées sur les océans. En juillet ([Figure 1.2b](#)), la dépression thermique saharienne a migré vers le nord-ouest et est particulièrement forte sur l'ouest du Sahara, sur l'Algérie et la Mauritanie. Les anticyclones des Açores et de Libye ont été repoussés vers l'océan Atlantique et se sont retirés du nord de l'Afrique. Le flux de mousson et l'Harmattan se rencontrent vers 20°N , et la ZCIT est située sur le continent et à son maximum à 10°N : c'est la mousson sahélienne, qui commence en moyenne le 24 juin ([Sultan et al. \[2003\]](#)).

Le FIT se situe plus au nord que la ZCIT¹ : ainsi, le flux de mousson arrive sur le Sahel avant les premières pluies, typiquement au printemps, et entraîne avec lui un air très humide. La situation météorologique du printemps est entre les deux situations présentées, avec un flux de mousson qui remonte jusqu'au Sahel et humidifie l'atmosphère mais une ZCIT qui n'est pas encore remontée jusqu'au Sahel.

1. Ce qui n'est pas le cas sur océan où les deux zones se confondent

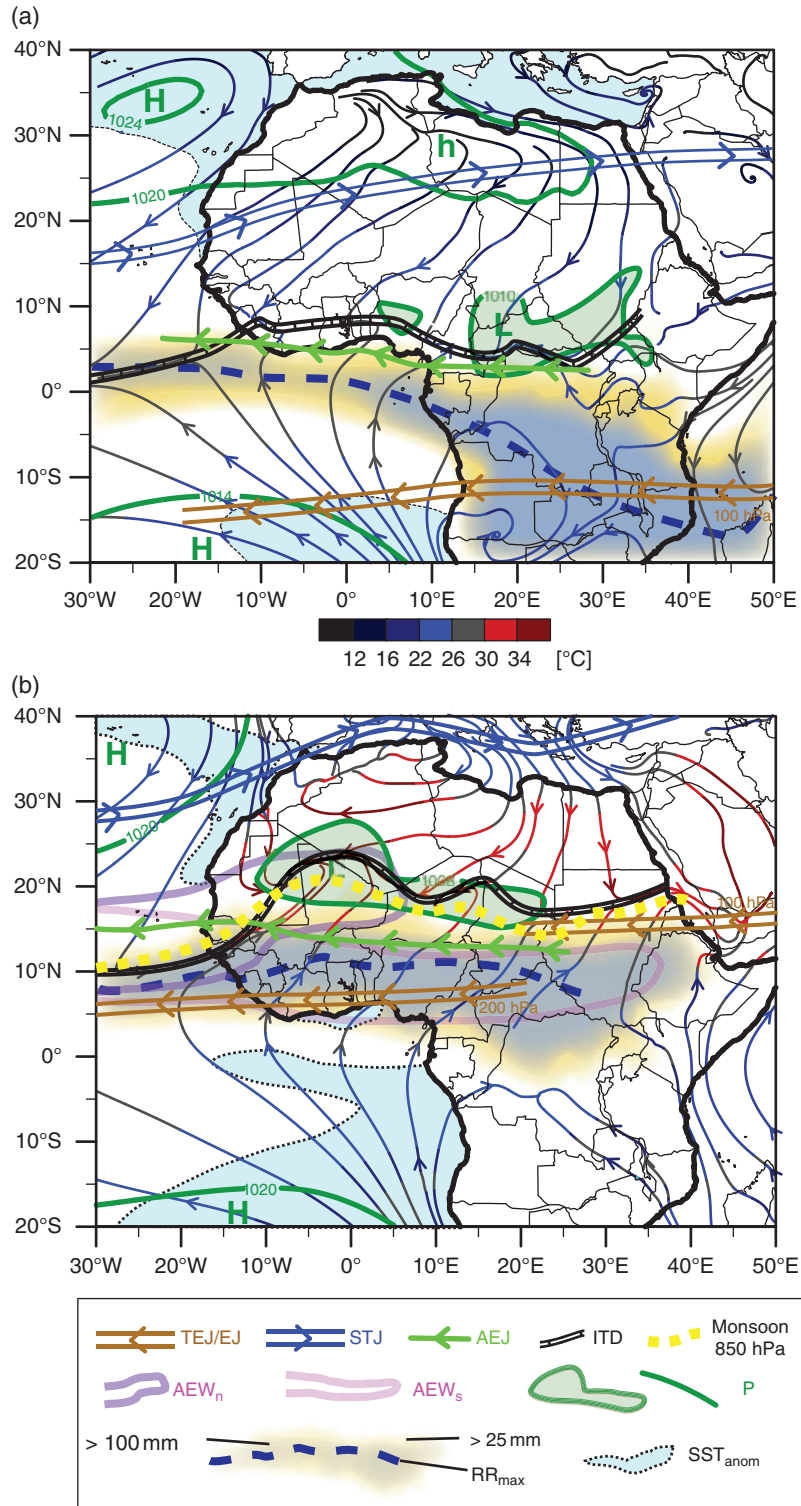


Figure 1.2 – Illustration schématique des structures atmosphérique et océanique caractéristiques du climat de l’Afrique de l’Ouest en janvier (a) et en juillet (b). Sont tracés les positions du FIT (*ITD*), du thalweg de mousson (*Monsoon 850 hPa*), les jets en haute altitude (jet d’est africain (*AEJ*), jet d’est tropical/jet d’est (*TEJ/EJ*) et jet subtropical (*STJ*)), les vents à 2m colorés selon la température à 2m, la ceinture de pluie tropicale avec le maximum de pluie (*RR_{max}*), les zones d’activité des ondes d’est africaines (*AEW_n*, *AEW_s*), les zones où la température de la mer est anormalement basse (*SST_{anom}*) et des exemples de lignes de pression délimitant l’anticyclone des Açores (*H*), de Libye (*h*) et de Sainte-Hélène (*H*) ainsi que la dépression thermique saharienne (*L*). Source : Figure 1.33 de Fink et al. [2017]

1.2 Les températures au Sahel

Les températures au Sahel sont discutées plus en détail dans le chapitre du livre « Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest » dont je suis co-auteur (Guichard et al. [2015]). Certains éléments de ce chapitre, inséré en Annexe D, sont utilisés dans cette section.

1.2.1 Cycle annuel des températures

Le cycle annuel de la température moyenne (T_{moy}) et de l'humidité spécifique à 2m, ainsi que les précipitations et l'angle zénithal solaire, sont tracés sur la Figure 1.3 de 2002 à 2007 avec les données de la station météorologique automatique d'Agoufou (Mougin et al. [2009]), située à quelques kilomètres de la station SYNOP de Hombori, au Mali (15.33°N, -1.8°E) (voir Figure 1.1 pour la position géographique).

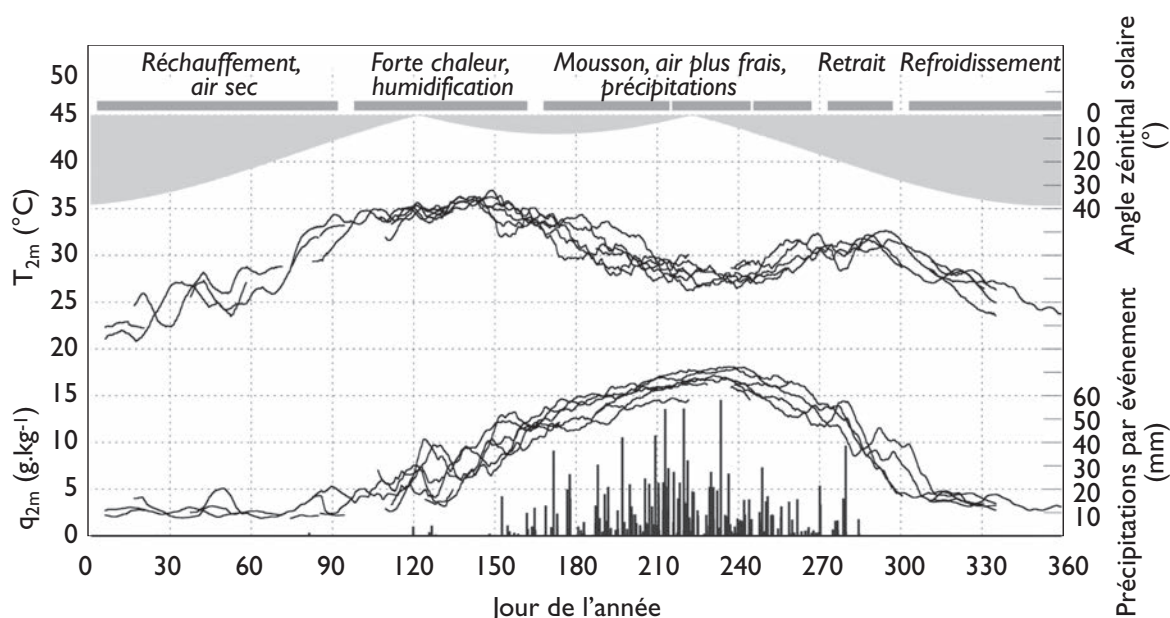


Figure 1.3 – Cycle annuel de la température (courbes du haut) et de l'humidité spécifique (courbes du milieu) à 2m de la station météorologique d'Agoufou (proche de Hombori) de 2002 à 2007. Les observations de plusieurs années sont superposées et présentées en moyenne glissante sur 10 jours. Les barres noires (en bas) correspondent à la pluie cumulée pour chaque événement de pluie. Les plages plus claires (en haut) montrent les variations de l'angle zénithal solaire. Source : Figure 2 de Guichard et al. [2015]

Les températures suivent une courbe bimodale avec un premier maximum au printemps et le second en automne, au contraire du cycle annuel des latitudes tempérées qui lui est monomodal. Les températures journalières varient entre 20°C en hiver et 35°C au printemps. L'humidité spécifique augmente fortement à partir d'avril-mai (environ aux jours de l'année 90-150) avec les premières incursions du flux de mousson. Néanmoins, il ne commence à pleuvoir que vers juin-juillet (jours de l'année 150-210).

Le premier maximum de température est concomitant avec le premier maximum d'ensoleillement au sommet de l'atmosphère et avec les premières incursions de flux de mousson. La température diminue alors doucement pendant la saison des pluies, qui refroidit la surface via notamment les précipitations et l'évaporation de ces dernières

(par augmentation du flux de chaleur latente, cf. Paragraphe 1.3.1 pour plus d'explications). Lors du retrait du flux de mousson, vers octobre (jours de l'année 270-300), les températures remontent alors avec un décalage de quelques semaines par rapport au deuxième maxima d'angle zénithal solaire. Sa diminution en novembre coïncide avec la diminution de cet ensoleillement.

Les cycles annuels de la température maximale (T_{\max}) et de la température minimale (T_{\min}) sont distincts au Sahel (voir Figure 1.4) : à la station SYNOP de Ouagadougou, au Burkina Faso (13.48°N, 2.17°E), les T_{\min} augmentent plus rapidement et atteignent leur premier maximum plus tard que les T_{\max} (Figure 1.4a). Leur minimum pendant la mousson est également moins marqué que le minimum des T_{\max} . Inversement, le deuxième maximum des T_{\min} est atteint plus tôt que celui des T_{\max} . En moyenne sur le Sahel (Figure 1.4b), le premier maximum de T_{\max} survient en avril-mai et celui de T_{\min} en mai-juin. Les T_{\max} atteignent en moyenne 40°C à leur maximum, les T_{\min} 25°C.

Les températures dans les modèles de climat ont surtout été étudiées pendant la mousson. En particulier, Roehrig et al. [2013] ont montré que les simulations du projet *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) (cf. Paragraphe 3.2 pour des explications sur le projet) produisaient un biais chaud des températures de la mer près des côtes guinéennes, induisant un biais systématique de la bande de pluie associée à la mousson au sud dû au gradient thermique plus faible entre les terres et la mer. Les zones au nord du Sahel se retrouvent alors en déficit pluviométrique et par suite trop chaudes. Hors de la période de mousson, les températures varient encore beaucoup d'une simulation climatique à l'autre, même lorsque ces simulations utilisent des températures de surface de la mer identiques. Les écarts peuvent atteindre plus de 5°C en moyenne mensuelle sur le Sahel (cf. Annexe A, Figure A.3), ce qui indique que d'autres sources de biais sont présentes.

1.2.2 Évolution climatique depuis 1950

L'évolution du climat est au cœur de nombreux débats : le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, *Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC*) a pour but de "fournir des évaluations détaillées de l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques sur les changements climatiques, leurs causes, leurs répercussions potentielles et les stratégies d'adaptation"². En 2014, le cinquième rapport d'évaluation a indiqué que la température moyenne globale annuelle avait augmenté d'environ +0.85°C sur la période 1880-2012 (IPCC [2014]).

Au Sahel, les changements ne sont pas homogènes d'un mois à l'autre. La Figure 1.5 montre les températures mensuelles au Sahel sur 1950-2012 et les tendances associées : des différences apparaissent entre les mois mais également entre les T_{\max} et les T_{\min} . Au début de l'année, en janvier-février, il n'y a pas de tendance nette sur la période. La variabilité interannuelle domine le signal, avec des différences jusqu'à 5°C d'une année à l'autre. Au printemps, les tendances sont plus linéaires avec des valeurs fortes : les tendances des T_{\min} sont plus élevées que les T_{\max} avec une valeur à +2.0°C contre +1.5°C en moyenne sur avril-mai. Pendant la mousson, l'ajustement quadratique est de moins en moins linéaire et devient concave. À cette période de l'année, les températures et les précipitations sont fortement corrélées (Douville [2006]) : une sécheresse a touché le Sahel pendant les années 1970-1990, résultant en des températures très chaudes en cette période. Depuis, les cumuls de pluies ont ré-augmenté, ce qui explique cette

2. <https://www.ipcc.ch/index.htm>

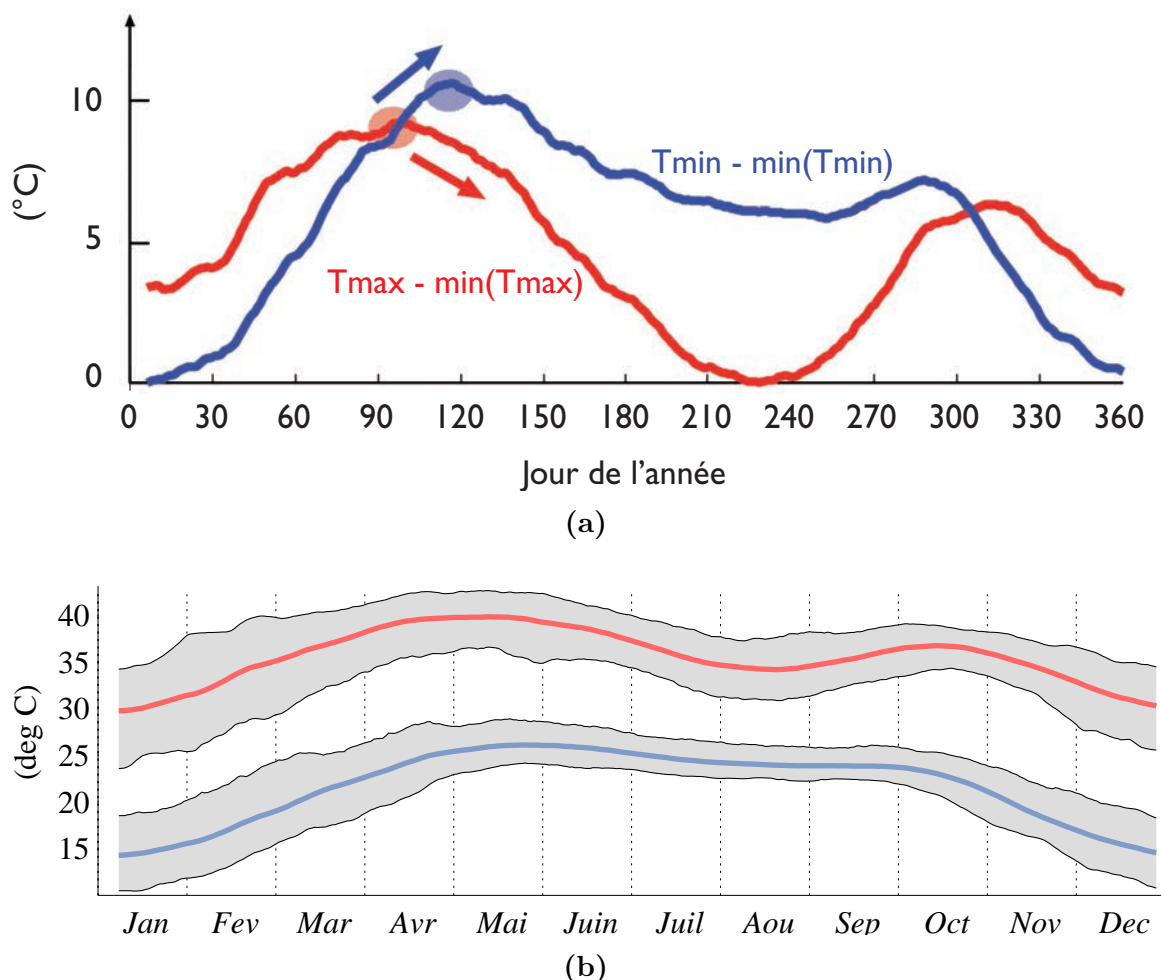


Figure 1.4 – Cycles annuels de Tmax et de Tmin (a) à la station SYNOP de Ouagadougou sur 30 ans de données journalières après soustraction du minimum annuel et (b) en moyenne sur le domaine sahélien sur 1950-2012 avec les données du produit issu d’observation BEST (cf. Paragraphe 3.1.2). (a) : le disque rouge (bleu) indique le maximum annuel de Tmax. (Tmin). Source : Figure 6b de Guichard et al. [2015]. (b) : la plage grise correspond au maximum et au minimum atteints chaque jour sur 1950-2012, la courbe rouge (bleue) correspond à la moyenne des Tmax (Tmin). Les trois courbes (maximum, moyenne et minimum) ont été lissées par une moyenne glissante sur 15 jours

forme concave, en particulier sur les Tmax. Ainsi, depuis 1980, les températures n’ont pas augmenté au Sahel pendant la mousson, contrairement à ce qui est observé au Sahara (Evan et al. [2015]; Guichard et al. [2015]; Taylor et al. [2017]). L’augmentation plus forte des Tmin a déjà été soulignée à l’échelle globale (Easterling et al. [2000]; Hartmann et al. [2013]; Karl and Knight [1997]).

Ainsi, depuis 1950 les températures ont fortement augmenté au printemps sahélien. Le changement de distribution de températures peut avoir plusieurs effets sur les extrêmes de températures. Une distribution de températures est caractérisée en particulier par trois grandeurs : sa moyenne, sa variance et son asymétrie (cf. Paragraphe 3.3.3). Le rapport du GIEC [2012] illustre les effets d’un changement d’une de ces trois grandeurs sur les distributions de températures et donc les extrêmes (cf. Figure 1.6) :

- dans le cas d’une augmentation de la moyenne des températures (Figure 1.6a), la distribution entière est décalée vers les températures élevées : les températures

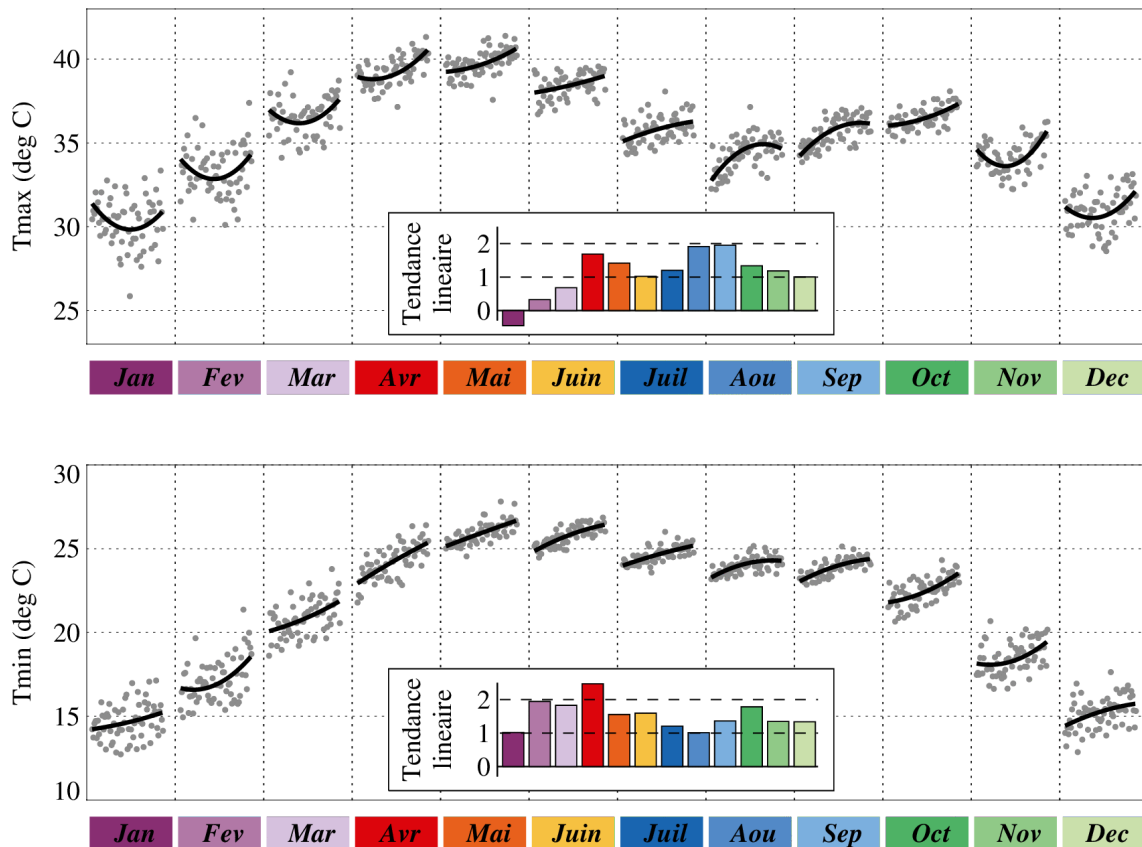


Figure 1.5 – Réchauffement observé en fonction du mois de l'année avec les données BEST, en moyenne sur le domaine sahélien de 1950 à 2012. Pour chacun des mois, les points gris correspondent aux valeurs moyennes mensuelles des Tmax ou Tmin de 1950 à 2012. Un ajustement quadratique est surajouté (lignes noires). La tendance linéaire par mois est indiquée en bas au milieu du graphe avec des barres colorées. Figure adaptée de la Figure 4 de [Guichard et al. \[2015\]](#)

les plus hautes sont plus fréquentes et atteignent des valeurs plus élevées, au contraire des températures les plus basses ;

- l'augmentation de variance d'une distribution va pousser les températures vers les extrémités de la distribution, augmentant l'occurrence d'événements extrêmes chauds comme froids ainsi que les amplitudes atteintes (Figure 1.6b) ;
- enfin, un changement d'asymétrie n'aura pas d'impact sur un des côtés de la distribution mais étalera l'autre côté de la distribution vers des valeurs plus élevées. Sur la Figure 1.6c, l'exemple montre une asymétrie positive étalant les températures vers les hautes températures.

En étudiant les températures de 90 stations sur l'Afrique de l'Ouest, [Moron et al. \[2016a\]](#) ont montré que le changement observé entre les distributions sur 1961-1980 et 1995-2014 s'expliquait principalement par un décalage de la moyenne des distributions de températures, soit le cas de la Figure 1.6a. Dans les tropiques pour le climat futur, [Argüeso et al. \[2016\]](#) parviennent aux mêmes conclusions entre 1979-2000 et 2071-2100 sur la base de simulations CMIP5.

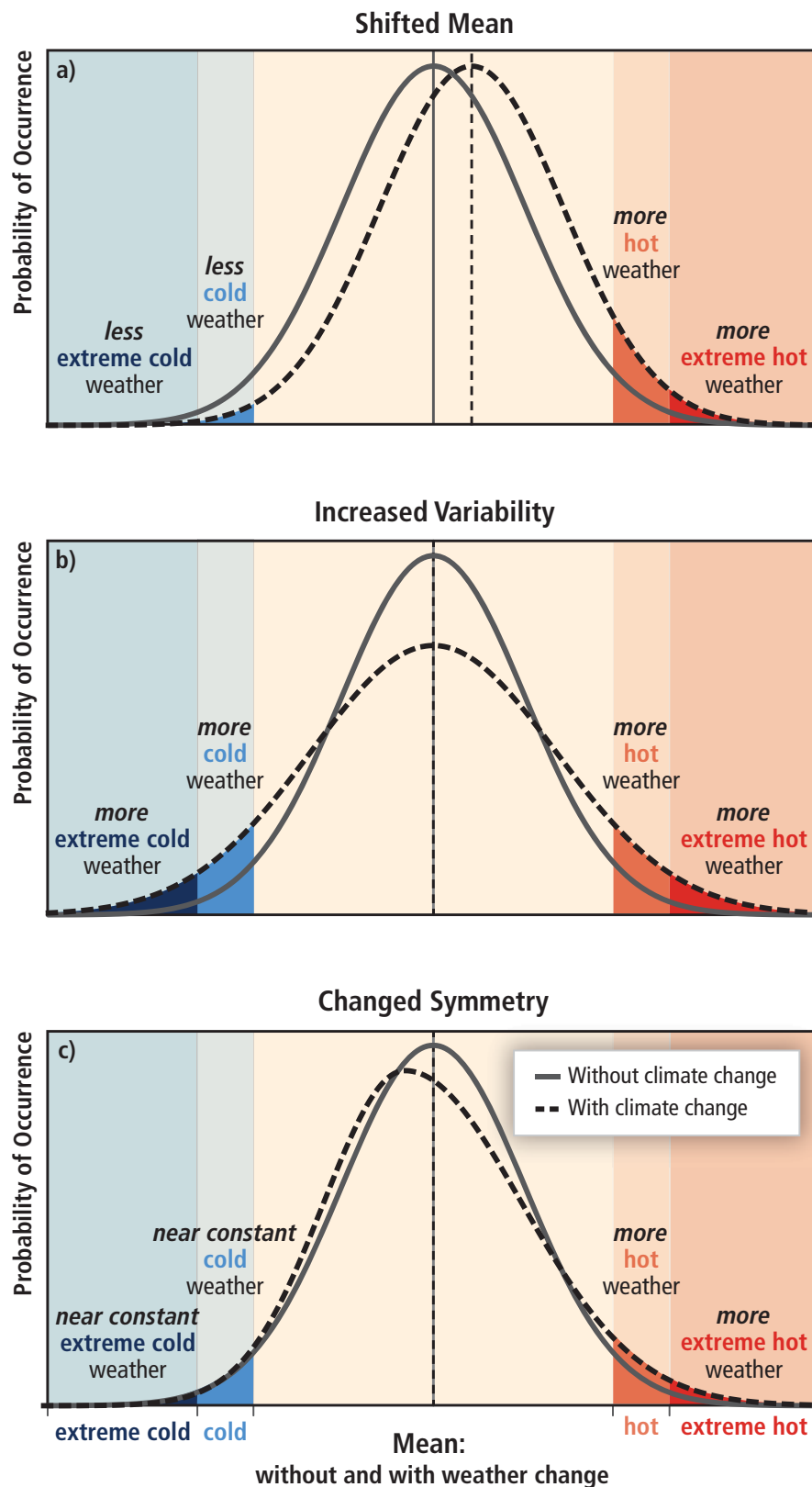


Figure 1.6 – Illustration des effets d'un changement des distributions des températures sur les extrêmes. Exemple d'un changement de moyenne, de variance et d'asymétrie. Source : Figure SPM.3 de [GIEC \[2012\]](#)

1.3 Bilan énergétique à la surface et couches limites

La température est influencée par les circulations atmosphériques mais aussi très fortement par le bilan énergétique à la surface et la dynamique de couche limite. Les travaux de Diallo et al. [2017] illustrent bien l'importance de ce constat au Sahel. Ces deux dernières composantes sont donc primordiales pour essayer de comprendre les mécanismes physiques mis en jeu lors d'une vague de chaleur.

Les spécificités du Sahel en termes de bilan énergétique et de couches limites sont discutées ci-dessous, après une brève présentation du bilan énergétique à la surface. Les impacts des éléments de ce bilan sur la température de la surface sont également explicités.

1.3.1 Bilan énergétique

Le bilan énergétique à la surface s'écrit comme suit (illustré sur la Figure 1.7) :

$$\overbrace{SW_{in} - SW_{up}}^{SW_{net}} + \overbrace{LW_{in} - LW_{up}}^{LW_{net}} + G = H + LE$$

avec :

- le flux radiatif net (R_{net}) qui est égal à la somme du flux solaire net (SW_{net}) et du flux infrarouge net (LW_{net}), eux-même égaux à respectivement le flux solaire incident (SW_{in}) moins le flux solaire sortant (SW_{up}) et le flux infrarouge incident (LW_{in}) moins le flux infrarouge sortant (LW_{up}). Par convention, les flux incidents (in) sont comptabilisés positifs et sortants (up) négatifs ;
 - SW_{in} correspond au rayonnement solaire parvenant jusqu'à la surface : il peut être absorbé, diffusé ou réfléchi sur son chemin par des nuages, des aérosols ou les gaz présents dans l'atmosphère comme la vapeur d'eau ;
 - SW_{up} est la fraction de SW_{in} réfléchi par la surface ; ce flux dépend de l'albédo de la surface, soit le pouvoir réfléchissant de la surface défini comme $\alpha = SW_{in}/SW_{up}$;
 - LW_{up} peut s'exprimer suivant la loi $LW = \epsilon\sigma T^4$ où ϵ est l'émissivité de la surface, σ la constante de Boltzmann et T la température de la surface. La formulation du LW_{in} est semblable, avec ϵ l'émissivité de l'atmosphère et T la température de la colonne atmosphérique ;
- le flux de conduction (G) dans le sol ; il est presque nul en moyenne sur 24h. En général durant le jour, le sol se réchauffe via notamment le rayonnement du soleil d'où un G négatif ; durant la nuit, les couches inférieures sont plus chaudes que la surface et G devient négatif donc le flux de conduction dans le sol s'inverse et devient positif. En moyenne sur une journée, G est ainsi négligeable devant R_{net} ;
- le flux de chaleur sensible (H) correspond au transfert de chaleur par turbulence entre la surface et l'air. Il contribue activement aux variations de température de l'atmosphère ;
- le flux de chaleur latente (LE) correspond à l'évaporation de l'eau de sol et à la transpiration de la végétation. Ce processus est endothermique.

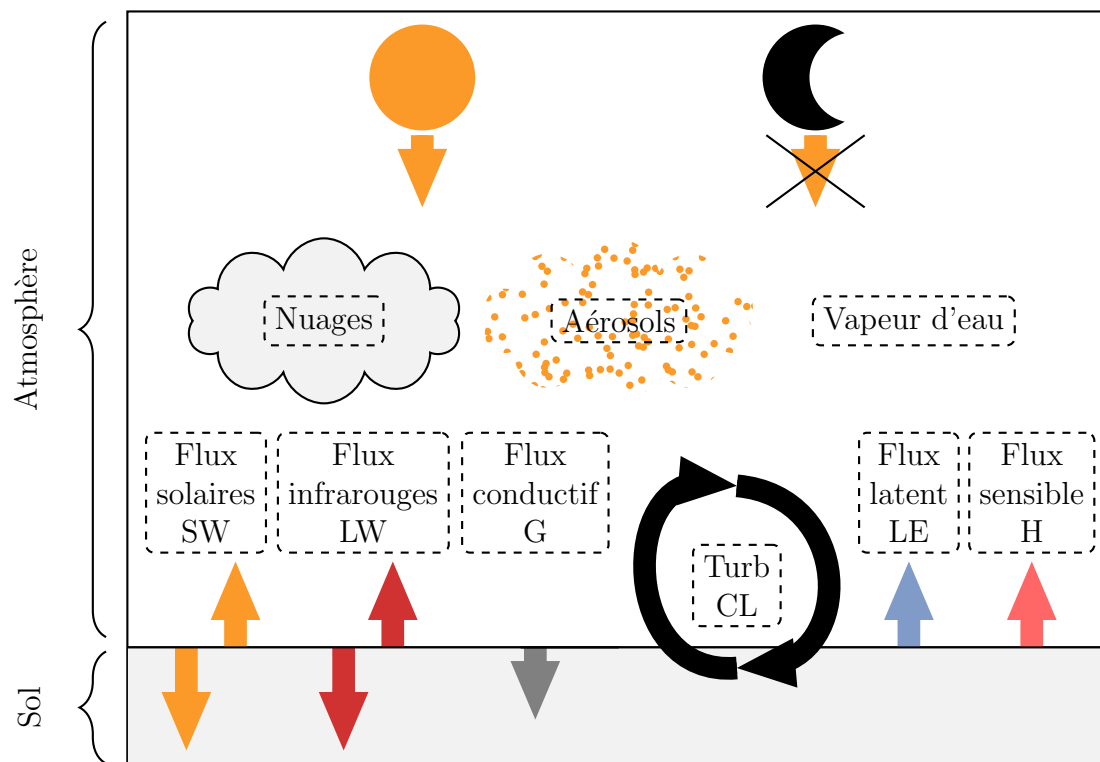


Figure 1.7 – Schéma de synthèse des grandeurs thermodynamiques, énergétiques et physiques qui interviennent dans les variations de la température à la surface

1.3.2 Au Sahel

Le printemps sahélien correspond à une période de transition entre une période dominée par le flux d’Harmattan et une autre pilotée par le flux de mousson. De fréquentes incursions de flux de mousson y sont observées (Couvreur et al. [2010]). Les nuages sont encore peu nombreux et se composent principalement de cirrus et de nuages de mi-niveau (Bouniol et al. [2012]; Bourgeois et al. [2017]). Des quantités importantes d’aérosols désertiques sont en revanche présentes dans l’atmosphère à cette période (Guichard et al. [2009]; Marticorena et al. [2010]; Slingo et al. [2009]).

Au printemps sahélien, lorsque l’air est sec et clair, le flux solaire incident SW_{in} est très fort avec des valeurs de près de 300 W.m^{-2} (cf. Figure 1.8) et le flux de chaleur latente LE est quasiment nul (Ramier et al. [2009]; Timouk et al. [2009]). Le flux radiatif est plus directement relié à H , et l’atmosphère est alors très chaude. Le flux SW_{in} est modulé par la présence de vapeur d’eau, d’aérosols et de nuages.

L’advection d’humidité via le flux de mousson provoque alors un effet de serre très marqué qui se traduit par une forte augmentation du flux LW_{in} et des températures nocturnes à la surface (Guichard et al. [2009]; Largeron et al. [2017]; Slingo et al. [2009]; Stephens et al. [2012]). Les aérosols désertiques peuvent également avoir ce même effet.

Les propriétés du sol (albédo, inertie thermique) jouent également un rôle important sur la température et ses variations (Aït-Mesbah et al. [2015]; Diallo et al. [2017]).

Au printemps, lorsque le flux sensible est maximum (Ramier et al. [2009]; Timouk et al. [2009]), les couches limites diurnes sont typiquement plus chaudes et épaisses que pendant la mousson (Gounou et al. [2012]; Lothon et al. [2008]). Elles sont alors surmontées par une couche relativement peu stable qui s’étend jusqu’au sommet de la couche d’air saharienne. En revanche, les couches limites nocturnes peuvent varier

considérablement selon que l'atmosphère est sèche ou humide. Elles sont stables et fraîches quand l'atmosphère est sèche, et moins stables et plus chaudes lorsque l'atmosphère est humide dans les basses couches (Guichard et al. [2009]; Lothon et al. [2008]).

Les fluctuations de températures diurne et nocturne à la surface au printemps sont donc contrôlées par tout un ensemble de processus, et en particulier par la balance des flux à la surface et par les advections.

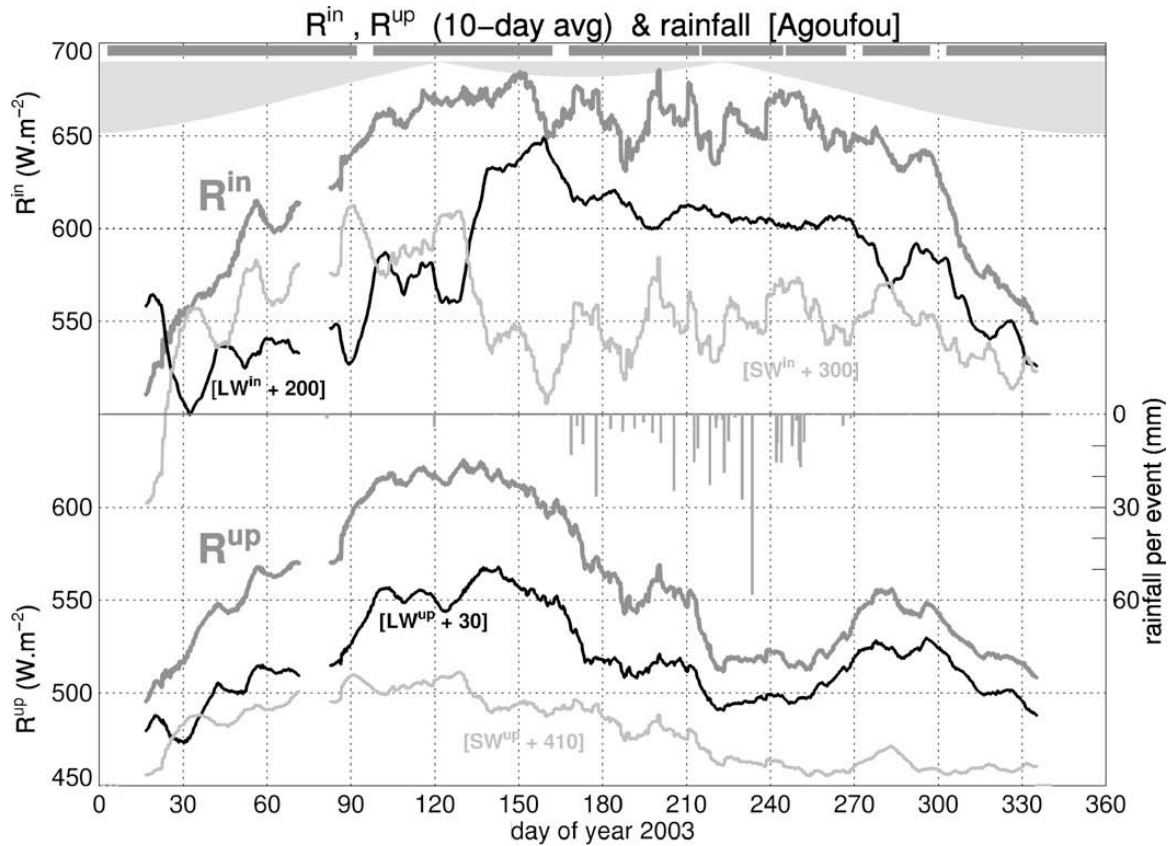


Figure 1.8 – Séries temporelles moyennées sur 10 jours des flux radiatifs à la surface incidents ($R_{in} = SW_{in} + LW_{in}$, LW_{in} et SW_{in} en haut) et sortants ($R_{up} = SW_{up} + LW_{up}$, LW_{up} et SW_{up} en bas) et la pluie cumulée par événement (barres grises). Des constantes ont été ajoutées aux LW et SW incidents et sortants afin de faciliter la comparaison des fluctuations : les valeurs rajoutées sont notées sur la figure. Source : Figure 14 de Guichard et al. [2009]

Conclusion

Le climat particulier du Sahel a été présenté dans ce chapitre, avec une focalisation sur les températures en termes d'état moyen, de cycle annuel, d'évolution climatique et de bilan énergétique à la surface. Le chapitre suivant discute de la variabilité des températures et présente un état de l'art des connaissances sur les vagues de chaleur.

Chapitre 2

État de connaissance sur les vagues de chaleur

*« Les vagues de chaleur sont
comme celles d'un lac,
imperméables à nos choix et à
notre opinion »*

D.A.S, artiste peintre
contemporain

Sommaire

2.1 Définitions	19
2.1.1 Propriétés statistiques des extrêmes de température	19
2.1.2 Définitions de vague de chaleur	23
2.2 Propriétés des vagues de chaleur	33
2.3 Mécanismes et processus mis en jeu dans les vagues de chaleur	39
2.3.1 Circulations synoptiques	39
2.3.2 Rétroaction surface-atmosphère : rôle de l'humidité du sol	42
2.3.3 Contexte de grande échelle	43
2.4 Quelques événements marquants	43
2.4.1 Sur l'Europe et la Russie	43
2.4.2 Sur le Sahel	46
2.5 La prévision saisonnière des vagues de chaleur	46
2.6 Tendances et projections climatiques	47
Conclusion	50

Par curiosité, j'ai réalisé une petite enquête auprès de gens issus de milieux très différents : « c'est quoi, pour vous, une vague de chaleur ? ». « C'est quand il fait chaud ! », m'a-t-on répondu. « C'est surtout en été, et ça dure quelques jours. Le pire, c'est la nuit ! Quand il fait trop chaud la nuit, c'est impossible de se reposer. Plus de deux jours à ce régime et ça devient infernal ! ». Certains considèrent qu'il doit faire chaud en absolu, d'autres qu'il doit faire chaud par rapport aux jours précédents. D'autres, que la température doit être au-dessus de la normalité, et donc qu'il peut y avoir des vagues de chaleur en hiver. J'ai également entendu « une vague de chaleur,

c'est relatif à l'endroit considéré. On a l'impression d'étouffer, d'être oppressé, surtout quand on passe d'un milieu en intérieur frais à l'extérieur ». J'ai eu des réponses reliées au mot vague : « c'est éphémère, ça ne peut pas durer trop longtemps : ça se propage d'un endroit à un autre. Une vague peut être douce ou puissante : associée à la chaleur, on parle d'une vague d'assaillant, c'est une attaque », ainsi que des réponses centrées sur l'idée d'impuissance, la vague de chaleur est subie sans espoir d'y échapper : « elle semble ne jamais vouloir partir. Les vagues de chaleur sont comme celles d'un lac, imperméables à nos choix et à notre opinion ». Les réponses sont rassemblées en Annexe B.

Chacun avait sa propre définition d'une vague de chaleur, chacune relative à son expérience personnelle et au cas rencontré. Il n'existe pas non plus de définition « scientifique » universelle mais bien de nombreuses variantes, chacune adaptée à un certain type d'événements, à une certaine région géographique et à un certain secteur (santé, infrastructure, agriculture, etc.). La première partie du présent chapitre discute des différentes définitions utilisées dans la littérature pour étudier les extrêmes de température, en partant des études statistiques des propriétés des distributions des températures pour ensuite se concentrer sur un objet cohérent dans le temps et l'espace appelé « vague de chaleur ». Les caractéristiques moyennes des vagues de chaleur sont ensuite présentées, ainsi que les mécanismes et processus importants qui sont alors illustrés sur les vagues de chaleur d'Europe en 2003 et de Russie en 2010. Des résultats récents sur les vagues de chaleur sahéliennes sont également présentés. L'état de l'art s'oriente ensuite vers la prévision météorologique des vagues de chaleur, puis sur leur modélisation et leur évolution dans le présent et dans le futur.

2.1 Définitions

Une vague de chaleur est un extrême climatique de température. Un extrême climatique, d'après le rapport du GIEC [2012] sur les événements extrêmes, correspond à l'occurrence d'une valeur au-dessus (ou en-dessous) d'une valeur seuil située dans la partie supérieure (ou inférieure) de la gamme des valeurs observées. Un extrême dépasse donc les limites ordinaires : c'est un événement rare qui se situe loin de l'état normal.

Un extrême climatique de température est donc relié aux propriétés statistiques des distributions de température et surtout aux températures des extrémités de cette distribution. Les articles traitant des extrêmes climatiques de température peuvent ainsi être groupés selon deux angles d'approche :

- ceux qui étudient les propriétés statistiques des distributions de température ;
- ceux qui définissent un objet cohérent dans le temps et l'espace relié à la température, appelé vague de chaleur.

Ces deux approches se nourrissent l'une et l'autre, et sont explicitées dans la suite.

2.1.1 Propriétés statistiques des extrêmes de température

2.1.1.a Les indices ETCCDI

Autour des années 2000, la question du changement des extrêmes climatiques dans le contexte de réchauffement global est apparue dans de nombreux groupes de travail (Karl et al. [1999]; Nicholls and Murray [1999]).

Un problème récurrent était le non-partage des données empêchant une coordination globale de ces études. Pour résoudre ce problème, Frich et al. [2002] proposèrent 10 indices de mesures d'extrêmes dont 5 sur les températures, applicables sur des données stations, dont les résultats pouvaient être partagés sans divulguer les données brutes.

Depuis, deux grandes actions ont été entreprises par l'*Expert Team on Climate Change Detection, monitoring and Indices* (ETCCDI)¹ des *World Meteorological Organization Commission for Climatology* (WMOCCI) / *World Climate Research Programme* (WCRP) *project on Climate Variability and Predictability* (CLIVAR) afin de :

- coordonner la recherche internationale pour développer des indices de mesure d'extrêmes. Basés sur le travail de Frich et al. [2002], 27 indices² ont été développés (Karl et al. [1999]; Peterson et al. [2001]). Les études utilisant ces indices peuvent donc être comparées ;
- organiser des groupes de travail régionaux afin de combler les zones où lesdits indices sont manquants et afin de propager l'analyse des extrêmes climatiques.

La base de données *Hadley Extremes* (HadEX) rassemble les 27 indices de l'ETCCDI calculés à partir de données stations interpolées sur une grille 2.5° x 3.75° de 1951 à 2003 (Alexander et al. [2006]). Une nouvelle version sur la même grille de 1901 à 2010 est maintenant disponible sous le nom de HadEX2³ (Donat et al. [2013]). Les stations disponibles sur l'Afrique de l'Ouest sont néanmoins peu nombreuses ou avec des séries de données discontinues. Le site <http://www.climdex.org/gewocs.html> permet de télécharger et visualiser les données de HadEX2.

1. <http://etccdi.pacificclimate.org>

2. http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml

3. <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadex2/index.html>

Les indices mesurant les extrêmes chauds de température issus de l'ETCCDI sont rassemblés dans le Tableau 2.1 avec également la caractéristique étudiée. Ces indices ont été utilisés dans de nombreuses études (Aguilar et al. [2009]; Alexander and Arblaster [2009]; Caesar et al. [2011]; Moron et al. [2016a]; Perkins [2011]; Peterson et al. [2008]; Sillmann et al. [2013a,b]; Vincent et al. [2011]; You et al. [2011]; Zhang et al. [2011]). Ces travaux et l'homogénéisation des indices de mesure d'extrêmes utilisés ont permis d'avancer grandement sur les caractéristiques des extrêmes climatiques dans le climat présent et le climat futur, et particulièrement sur les questions de tendance.

Indice	Définition	Caractéristique
TXx	Maximum mensuel ou annuel de la Tmax journalière	Intensité
TNx	Maximum mensuel ou annuel de la Tmin journalière	Intensité
TX90p	Occurrence mensuelle ou annuelle des jours où la Tmax dépasse son quantile 90 ⁴	Fréquence
TN90p	Occurrence mensuelle ou annuelle des jours où la Tmin dépasse son quantile 90	Fréquence
SU <i>Number of summer days</i>	Nombre annuel de jours où la Tmax journalière > 25°C	Fréquence
TR <i>Number of tropical nights</i>	Nombre annuel de jours où la Tmin journalière > 20°C	Fréquence
WSDI <i>Warm Spell Duration Index</i>	Nombre annuel de jours où la Tmax dépasse son quantile 90 pendant au moins 6 jours	Durée

Tableau 2.1 – Mesures d'extrêmes de températures de l'ETCCDI

En particulier, les fréquences annuelles des nuits chaudes TN90p et des jours chauds TX90p en moyenne sur 1950-2010 pour avril et mai sur le nord de l'Afrique issues de la base de donnée HadEX2 sont présentées Figure 2.1. Sur l'ouest du Sahel, environ 20% des températures nocturnes d'avril-mai dépassent le quantile 90 calculé sur une fenêtre glissante de 5 jours sur 1961-1990, avec un peu moins de situations pour les températures diurnes. La majorité de la zone ne présente cependant pas de données.

Concernant les tendances associées, la Figure 2.2, tirée de Donat et al. [2013], représente les tendances de TN90p et TX90p sur 1901-2010 et 1950-2010. Pour la première période, les données ne sont malheureusement pas disponibles sur le Sahel; sur la période plus restreinte 1950-2010, une nette augmentation du nombre de nuits chaudes de +3 jours par décennie est visible, contre une absence de données sur les jours chauds. En moyenne globale, les tendances de ces deux indices sont à l'augmentation.

Moron et al. [2016a] ont repris les indices ETCCDI sur 1961-2014 sur 90 stations réparties sur l'Afrique de l'Ouest, en les calculant annuellement et sur la période la plus chaude de mars à juin pour étudier en particulier les tendances observées. Certains indices sont modifiés pour s'adapter au climat sahélien, par exemple la valeur absolue servant à identifier les *summer days* qui est changée de 25°C à 35°C (cf. Tableau 2.1).

4. C'est-à-dire la valeur qui divise l'ensemble de tous les individus étudiés en deux parties avec 90% d'individu à gauche de la valeur, voir Chapitre 3

En moyenne sur les 90 stations, la tendance de la moyenne annuelle des Tmax est de $+0.21^{\circ}\text{C}/\text{décade}$ pour $+0.28^{\circ}\text{C}/\text{décade}$ pour les Tmin. Les périodes où la Tmax ou la Tmin dépassent leur quantile 90 respectif sont de plus en plus longues.

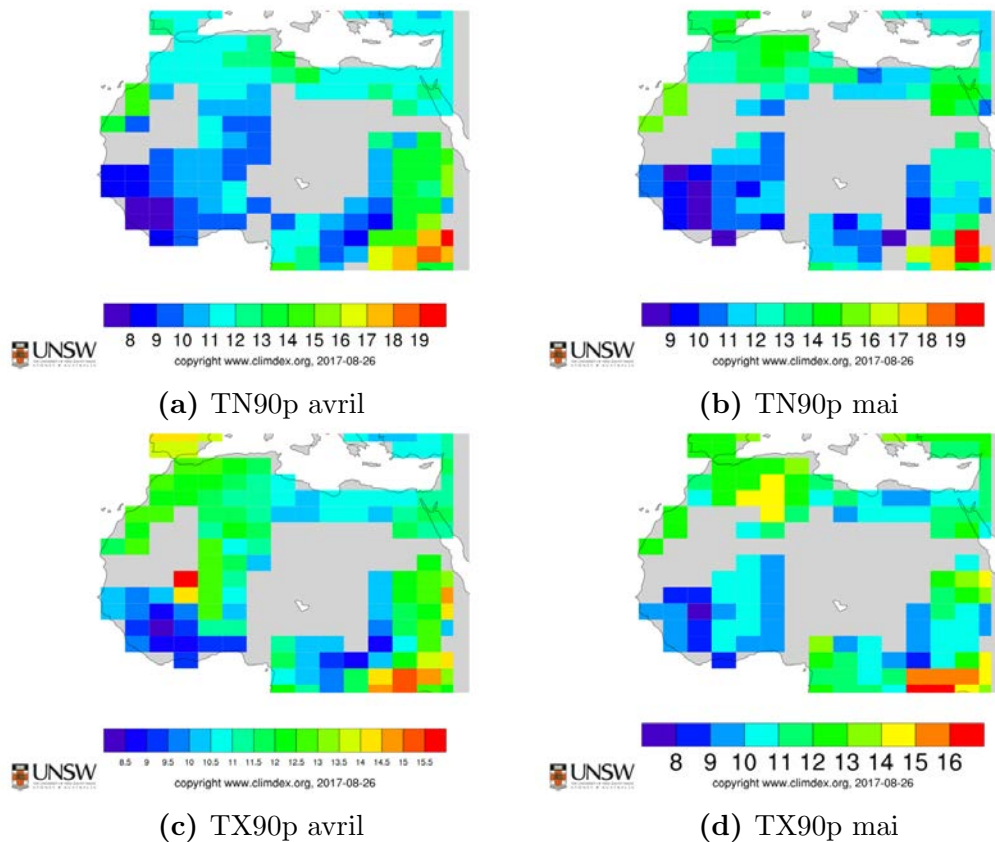
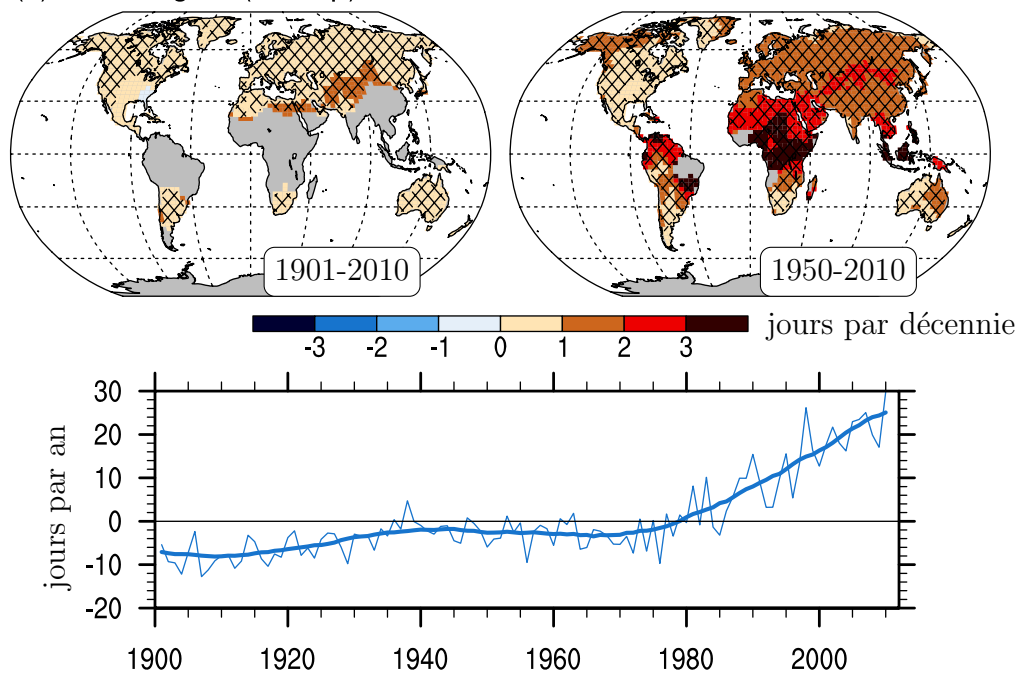


Figure 2.1 – Moyennes en % de jours par année du nombre de nuits chaudes TN90p (haut : a,b) et de jours chauds TX90p (bas : c,d) sur 1950-2010 sur avril (gauche : a,c) et mai (droite : b,d) issues des indices ETCCDI de la base de données HadEX2. Le quantile 90 est calculé sur une fenêtre glissante de 15 jours sur 1961-1990. Les zones grises indiquent une absence de données. Les échelles varient d'une carte à l'autre. Source : figures produites par le site <http://www.climdex.org/gewocs.html>

2.1.1.b Autres exemples

D'autres articles étudient les caractéristiques des distributions de température sans passer par les indices ETCCDI. Ainsi, [Schoetter et al. \[2015\]](#) étudient le quantile 98 des Tmax sur l'Europe. [Fischer and Schaer \[2010\]](#) travaillent sur le nombre de jours où la Tmax dépasse 35°C et la Tmin dépasse 20°C pendant l'été, et montrent une augmentation de ce nombre dans le futur ainsi qu'une propagation vers le nord de la surface concernée par ces conditions. [Gershunov and Guirguis \[2012\]](#) étudient le rapport entre le quantile 95 et le quantile 50 afin de comprendre les évolutions des extrêmes par rapport à l'état moyen, montrant par exemple une évolution de ce rapport au cours du temps.

(c) warm nights (TN90p)



(d) warm days (TX90p)

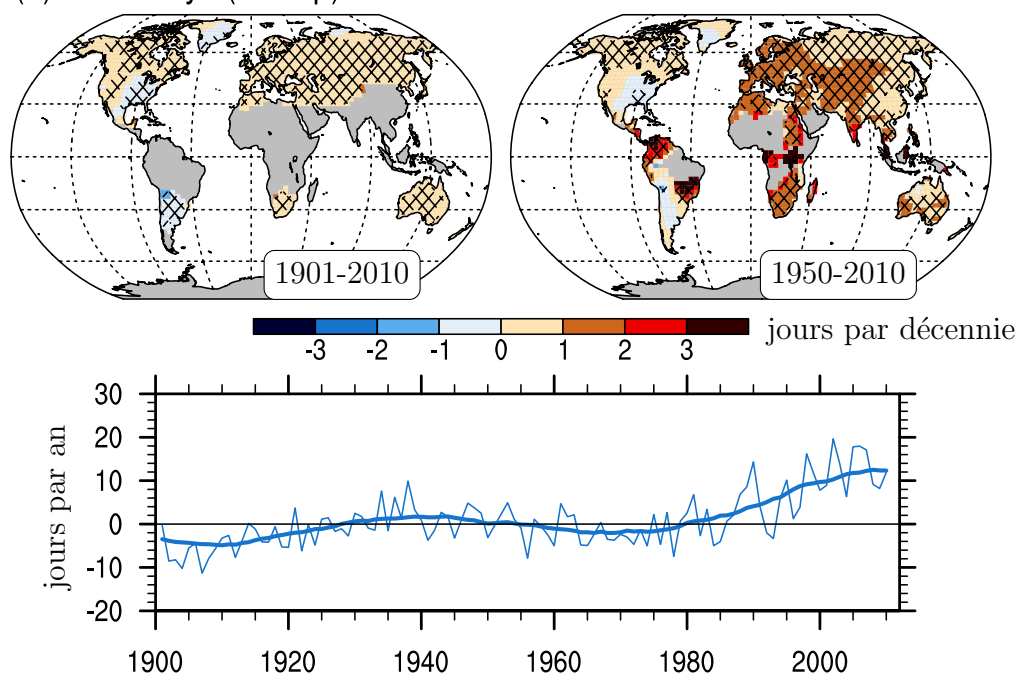


Figure 2.2 – Tendances en nombre de jours par décennie en anomalie par rapport à 1961-1990 (carte) des séries annuelles des indices ETCCDI du nombre de nuits chaudes TN90p (c) et du nombre de jours chauds TX90p (d) sur 1901-2010 (gauche) et 1950-2010 (droite). Les croisillons indiquent des tendances significatives à 95% de confiance. Les séries temporelles correspondent aux anomalies de valeurs globales moyennes en jours par an. Source : Figure 3 (c) et (d) de [Donat et al. \[2013\]](#)

2.1.2 Définitions de vague de chaleur

La définition de la vague de chaleur comme un objet cohérent dans le temps et l'espace est un élément central pour l'étude de ces phénomènes, qui conditionne la méthodologie utilisée. En effet, il n'existe pas de définition universelle mais bien de nombreuses définitions différentes, amenant à l'identification d'événements différents. L'appellation sera la même (*vague de chaleur*), mais les sujets d'étude seront différents, rendant par cela difficile la comparaison de deux articles sur les vagues de chaleur.

Une définition unique d'une vague de chaleur n'est pas nécessairement souhaitable : les vagues de chaleur dangereuses pour la santé ne sont pas forcément les mêmes que celles qui impactent l'agriculture, les infrastructures ou les écosystèmes ; une vague de chaleur diurne ne sera pas nécessairement reliée aux mêmes phénomènes qu'une nocturne ; l'échelle de temps caractéristique d'un dispositif de vigilance météorologique (semaine) sera différente de l'échelle de temps d'un article ayant un point de vue climatologique (décennie). Le domaine temporel d'étude est un facteur primordial dans le choix de la définition qui aura des conséquences sur les résultats : en effet, les propriétés des différents types de vagues de chaleur pourront être très différentes selon la définition prise et la région géographique considérée.

Bien que la plupart des articles traitent de l'Europe, de l'Australie ou des États-Unis, un certain nombre de publications sont maintenant disponibles sur d'autres régions du monde (voir les années de publication sur la Figure 2.3).

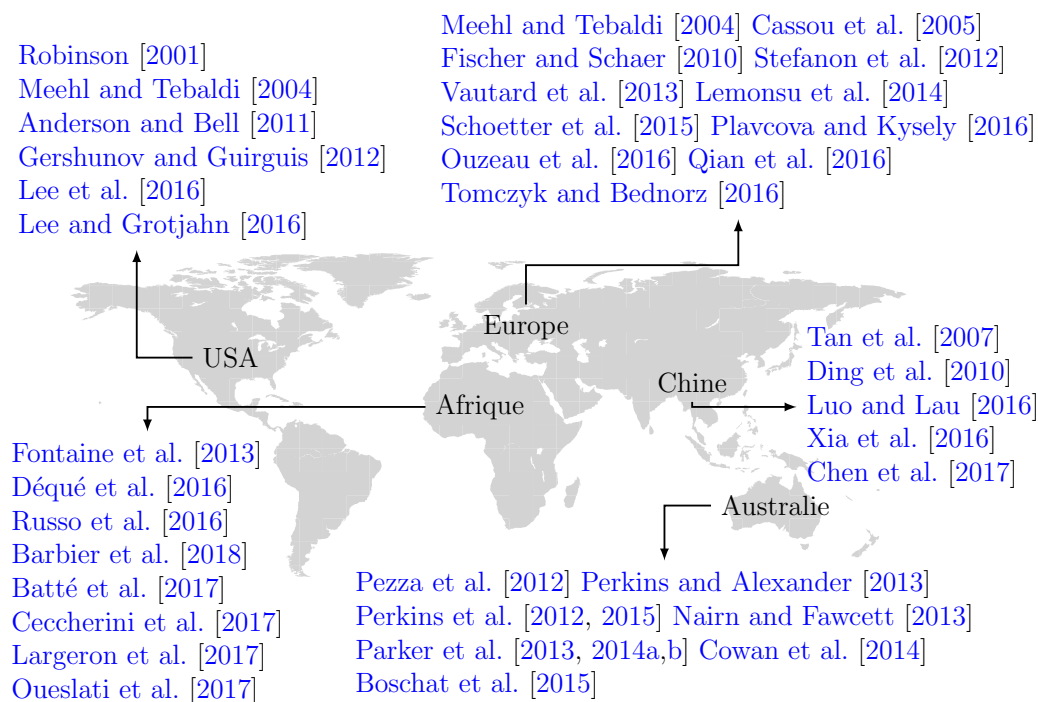


Figure 2.3 – Localisation des régions d'étude des articles travaillant sur les vagues de chaleur

Dans la suite, quelques définitions issues d'articles sur les vagues de chaleur sont présentées. Ces articles ont été choisis afin de représenter la variété des méthodes utilisées et des régions d'étude. Dans un deuxième temps, les éléments communs de ces définitions sont détaillés l'un après l'autre. Les Tableaux 2.2 et 2.3 synthétisent les différents éléments identifiés pour définir l'objet vague de chaleur.

2.1.2.a Quelques exemples de définitions

Sur l’Australie, [Cowan et al. \[2014\]](#) se basent sur la définition de [Pezza et al. \[2012\]](#) à visée sanitaire : pendant au moins 3 jours, la Tmax doit dépasser son quantile 90 tous les jours et la Tmin son quantile 90 sur les 2^{ème} et 3^{ème} jours seulement. Ce choix repose sur le fait que les effets des vagues de chaleur diurnes sont d’autant plus importants lorsqu’il n’y a pas de répit durant la nuit et que le corps ne peut pas se reposer. Le quantile 90 est calculé par mois ou sur une fenêtre glissante de 15 jours sur 1950-2005. Les résultats étant similaires sur les deux types de fenêtres, le quantile calculé mensuellement est utilisé dans les résultats du papier. [Perkins and Alexander \[2013\]](#) choisissent une méthodologie différente et définissent trois types de vagues de chaleur : les deux premiers sont définis comme une période d’au moins 3 jours où la Tmax ou la Tmin dépasse son quantile 90. Le quantile est calculé via une fenêtre glissante de 15 jours sur 1951-2008 et 1971-2008. Le dernier type est adapté⁵ de l’*Excess Heat Factor* (EHF) de [Nairn and Fawcett \[2013\]](#), avec pour le jour J :

$$\begin{cases} EHI_{sig} = \frac{1}{3}(Tmoy_j + Tmoy_{j-1} + Tmoy_{j-2}) - \text{quantile 95} \\ EHI_{accl} = \frac{1}{3}(Tmoy_j + Tmoy_{j-1} + Tmoy_{j-2}) - \frac{1}{30} \sum_{k=-32}^{-3} Tmoy_{j-k} \\ EHF = EHI_{sig} \times \max(1, EHI_{accl}) \end{cases} \quad (2.1)$$

Cet indice combine deux types de contraintes thermiques : l’**excès de chaleur** (EHI_{sig} pour *significance*) et le **stress thermique** (EHI_{accl} pour *acclimatization*). Le premier critère sélectionne les fortes valeurs de température, le second sélectionne les variations rapides de la température et prend ainsi en compte l’acclimatation aux températures à court terme (l’adaptation du corps humain à un réchauffement rapide et fort prend de 2 à 6 semaines). L’EHF doit être positif sur au moins 3 jours. [Argüeso et al. \[2016\]](#) appliquent une version simplifiée de l’EHF de [Nairn and Fawcett \[2013\]](#) sur le monde entier en ne prenant en compte que l’**excès de chaleur**, comme la plupart des articles. Leur quantile 95 est calculé chaque jour sur 1971-2000 ou 2071-2100 ; une vague de chaleur correspond alors à une période où l’ EHI_{sig} est positif sur au moins 3 jours.

En Europe, [Fischer and Schaer \[2010\]](#) définissent une vague de chaleur comme une période d’au moins 6 jours où la Tmax dépasse son quantile 90 calculé sur une fenêtre glissante de 15 jours sur 1961-1990. [Schoetter et al. \[2015\]](#) s’intéressent aux événements qui pourraient impacter l’approvisionnement énergétique européen et détectent une vague de chaleur lorsque Tmax dépasse son quantile 98 sur au moins 3 jours sur une surface minimale de 30% de leur domaine [42°N 55°N][10°W 15°E]. Le quantile est calculé sur la période de mars à octobre sur 1979-2008 ou 2070-2099. [Stefanon et al. \[2012\]](#) proposent une classification des vagues de chaleur européennes et en étudient les situations météorologiques associées. Pour ce faire, ils calculent des anomalies de Tmax par rapport à la climatologie sur 1950-2009, puis chaque point de grille est considéré en vague de chaleur si son anomalie de Tmax dépasse le quantile 95 pendant au moins 4 jours avec au moins 60% de la région 3.75°x3.75° autour du point de grille également en vague de chaleur. Le quantile est calculé en utilisant une fenêtre glissante de 21 jours sur 1950-2009. [Meehl and Tebaldi \[2004\]](#) se penchent sur les projections futures des

5. [Nairn and Fawcett \[2013\]](#) calculent les températures sur des jours différents : sur j, j+1 et j+2 et sur j-1 à j-30

vagues de chaleur et définissent ces événements suivant trois critères : tout d’abord, la Tmax doit être supérieure au quantile 97.5 sur au moins 3 jours. Ensuite, la période est étendue aux jours où la Tmax est au-dessus du quantile 81, avec comme dernière contrainte que la Tmax moyenne sur toute la période soit au-dessus du quantile 97.5. Les quantiles sont calculés sur la saison estivale sur 1961-1990.

Meehl and Tebaldi [2004] appliquent également leur algorithme de détection sur les États-Unis. Sur la Californie, Gershunov and Guirguis [2012] étudient également les projections futures de vagues de chaleur diurnes ou nocturnes en choisissant les Tmax (Tmin) supérieures au quantile 95 calculé sur une période de mai à septembre 1950-1999. Ils ne contraignent pas la durée temporelle mais travaillent ensuite en rassemblant les jours et points de grille détectés par saison ou par région (i.e. en sommant les températures supérieures au quantile 95).

En Afrique, Fontaine et al. [2013] choisissent une période minimale de 4 jours où la Tmoy moyennée sur le domaine [10°N 25°N][−10°E 10°E] est supérieure à son quantile 90 (fenêtre glissante de 5 jours, 1975-2011). Russo et al. [2016] et Ceccherini et al. [2017] se basent sur le travail de Russo et al. [2015] sur l’Europe et définissent une vague de chaleur comme une période de 3 jours où la Tmax dépassent son quantile 90, le quantile étant calculé via une fenêtre glissante sur 31 jours. Russo et al. [2015] documentent les vagues de chaleur européennes, Ceccherini et al. [2017] celles africaines et Russo et al. [2016] travaillent sur les évolutions futures de ces dernières. Oueslati et al. [2017] travaillent sur le *Heat Index* (HI) défini par la *National Weather Service / National Oceanic and Atmospheric Administration* (NWS/NOAA), lui-même basé sur le travail de Steadman [1979] afin de caractériser les vagues de chaleur selon cet indice et analyser les mécanismes associés. L’indice se calcule via la formule suivante (avec la température T en °F et l’humidité relative RH en %) :

$$\begin{aligned}
 HI = & -42.37 + 2.04 T + 10.14 RH - 0.22 T \times RH \\
 & - 6.83 \times 10^{-3} T^2 - 5.48 \times 10^{-2} RH^2 \\
 & + 1.22 \times 10^{-3} T^2 \times RH + 8.52 \times 10^{-4} T \times RH^2 \\
 & - 1.99 \times 10^{-6} T^2 \times RH^2
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

Le calcul est réalisé pour les Tmax et les Tmin séparément, créant deux indices HI_{max} et HI_{min}. Une vague de chaleur est détectée lorsque les deux indices sont supérieurs à leurs quantile 90 sur au moins 3 jours. Le quantile est calculé sur les années entières sur 1981-2010.

Enfin, sur la Chine, Chen et al. [2017] imposent que la Tmax dépasse 35°C et l’anomalie de Tmax par rapport à la climatologie sur 1981-2010 soit supérieure à 5°C sur au moins 5 jours et au moins 0.15×10^6 km². Ils travaillent en particulier sur les situations météorologiques associées à ces événements.

Au final, bien que chaque article ait une définition différente, des éléments communs se retrouvent : température, valeur extrême, durée minimale. Ces éléments s’étaient aussi distingués dans l’enquête réalisée dans l’introduction de ce chapitre. Cette conclusion est soulignée par Perkins [2015], qui définit alors une vague de chaleur de manière générale comme un « événement survenant sur une période prolongée où les températures sont largement plus élevées que la normale ». Plus précisément, les ingrédients communs à la définition d’une vague de chaleur sont :

- une variable discriminante (Tmax, Tmin, Tmoy une combinaison de température et d’humidité, etc.) ;
- un seuil limite de cette température ;

- une durée minimale.

À ces éléments peut s'ajouter également une surface minimale. Ces ingrédients sont discutés dans la suite.

2.1.2.b Variable discriminante

La variable discriminante peut être directement la température (notée variable simple : T_{\max} , T_{\min} , T_{moy} en données brutes ou en anomalies par rapport à une certaine normale) ou être une combinaison de plusieurs variables dont la température (notée variable multiple : température et humidité relative, T_{\max} et T_{\min} , etc.). Dans ce deuxième cas, deux choix sont alors possibles :

- calculer une température équivalente sur laquelle le seuil est appliqué ;
- utiliser une combinaison de plusieurs indices « simples ». Les vagues de chaleur doivent être détectées par les deux indices simples pour être qualifiées de telles.

Les articles utilisant des indices simples sont rassemblés Tableau 2.2 ; ceux utilisant des indices multiples Tableau 2.3.

Température équivalente Les températures équivalentes peuvent être calculées via une combinaison de plusieurs variables thermiques, comme par exemple l'EHF de [Nairn and Fawcett \[2013\]](#) (Équation 2.1). Cependant, dans la plupart des cas, les températures équivalentes se basent à minima sur la température et sur une variable d'humidité, souvent l'humidité relative, et sont un bon indicateur du stress thermique sur le corps humain ([Mora et al. \[2017\]](#); [Sherwood and Huber \[2010\]](#)). En effet, pour une même température, le corps humain supportera mieux la chaleur si l'atmosphère est sèche que si elle est humide.

Ces températures sont parfois appelées **indices de confort** ou **températures ressenties**, et sont utilisées par certains services nationaux de météorologie pour définir les alertes canicules. Des seuils absolus sont définis pour décider si la situation est dangereuse ou non pour le corps humain en fonction de cette température ressentie (e.g. Figure 2.4) ; des études des liens morbidité/mortalité-chaleur peuvent aider à définir ces seuils. On peut citer comme température équivalente :

- la température apparente de [Steadman \[1979\]](#) qui prend en compte la température, le vent, l'humidité et le rayonnement du sol ;
- le *Heat Index* du NWS/NOAA aux États-Unis qui se base sur une adaptation ([Rothfus \[1990\]](#)) de la température apparente de [Steadman \[1979\]](#), en ne considérant que la température et l'humidité (Équation 2.2, seuils absolus sur la Figure 2.4). Cette température équivalente est utilisée pour définir une vague de chaleur par [Robinson \[2001\]](#)⁶ et [Oueslati et al. \[2017\]](#) ;
- l'*Humidex* ([Masterton and Richardson \[1979\]](#)) qui est basé sur la température et la pression de vapeur saturante, et est utilisé par le Service Météorologique Canadien (SMC) ;
- la température du thermomètre mouillé (*wet-bulb temperature*) correspond à la température mesurée en couvrant un thermomètre avec un vêtement mouillé et complètement ventilé pour faire évaporer l'eau ([Sherwood and Huber \[2010\]](#); [Willett and Sherwood \[2012\]](#)) ;

6. La formule utilisée par [Robinson \[2001\]](#) est une version antérieure à celle utilisée actuellement par la NWS/NOAA

- la *Physiological Equivalent Temperature* (PET) (Mayer and Höppe [1987]) qui se base sur un modèle d'équilibre énergétique du corps humain qui prend en compte la température de la peau, celle du corps et le taux de transpiration. Cet indice est défini comme la température de l'air qu'il faudrait avoir en intérieur pour que les températures du corps et de la peau d'une personne soient les mêmes que dans des conditions choisies, par exemple en extérieur.

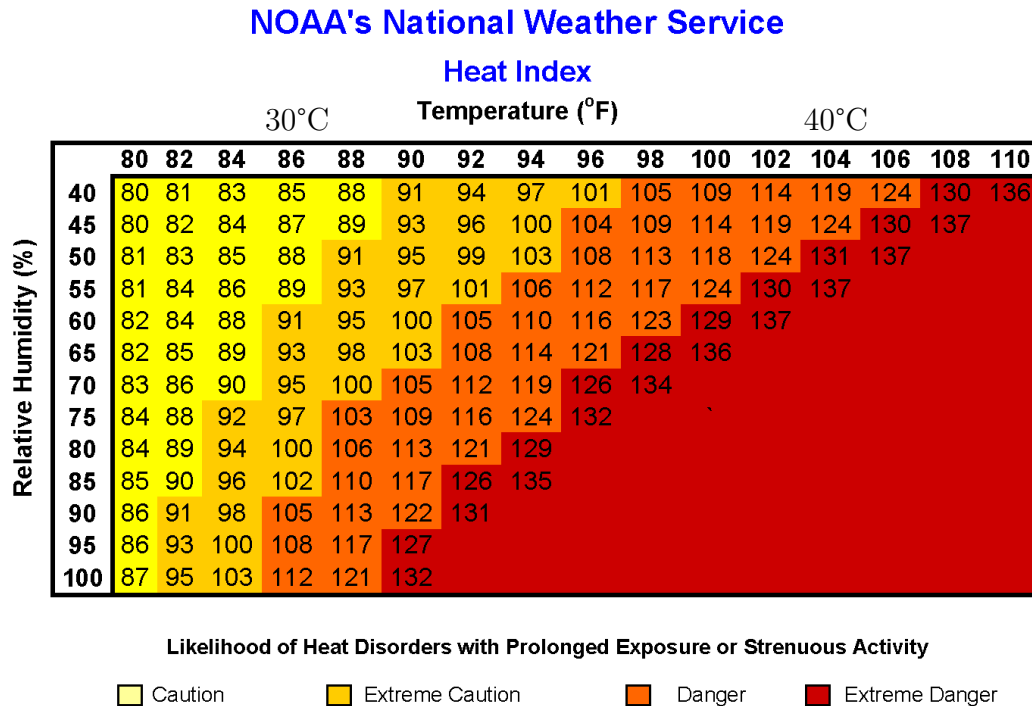


Figure 2.4 – Charte du *Heat Index* du *National Weather Service / National Oceanic and Atmospheric Administration*. Du jaune au rouge, les risques pour le corps humain augmentent. 86°F=30°C et 104°F=40°C. Source : http://www.nws.noaa.gov/om/heat/heat_index.shtml

Combinaisons de plusieurs indices simples Les indices simples combinés sont souvent des indices calculés sur la Tmax et la Tmin. Par exemple, la définition de Pezza et al. [2012] énoncée Paragraphe 2.1.2.a : pendant au moins 3 jours, la Tmax doit dépasser son quantile 90 tous les jours et la Tmin son quantile 90 sur les 2^{ème} et 3^{ème} jours seulement (Boschat et al. [2015]; Cowan et al. [2014]; Parker et al. [2013, 2014a,b]; Pezza et al. [2012]). Lemonsu et al. [2014] et Rusticucci et al. [2016] imposent la détection simultanée par un indice sur la Tmax et un autre sur la Tmin. En France, le dispositif de surveillance et d'alerte mis en place dans le cadre du Plan National Canicule (PNC), appelé Système d'Alerte Canicule et Santé (SACS), est basé sur un Indicateur BioMétéorologique (IBM, Laaidi et al. [2006]; Pascal et al. [2006]) : la Tmax moyennée sur 3 jours (IBMx) et la Tmin moyennée sur 3 jours (IBMn) doivent tous deux dépasser un certain seuil, calculé pour chaque département sur une station de référence. Ces seuils correspondent au quantile 99.5 sur la période juin-juillet-août 1973-2003⁷, et sont présentés Figure 2.5.

7. Les liens chaleur-surmortalité dans 14 villes pilotes ont été analysés pour définir des seuils d'alerte; un certain nombre de quantiles ont ensuite été comparés à ces seuils afin d'identifier un quantile général pouvant être appliqué à l'ensemble de la France. Les seuils initiaux des villes pilotes

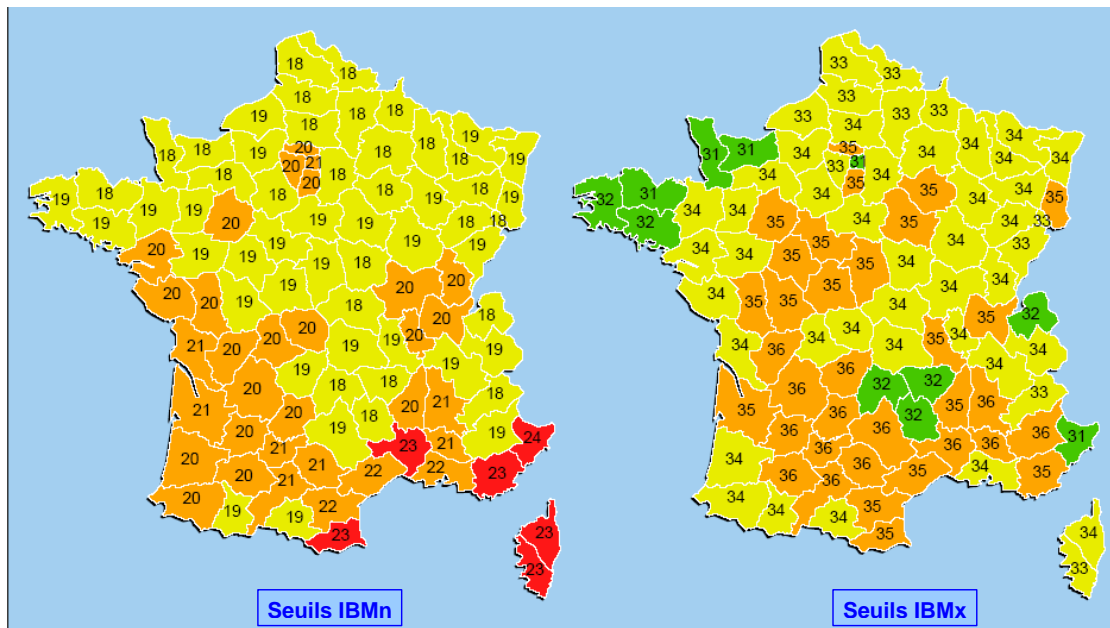


Figure 2.5 – Seuils utilisés pour chaque département français pour la Tmax moyennée sur 3 jours (IBMx, droite) et la Tmin moyennée sur 3 jours (IBMn, gauche) par le Système d’Alerte Canicule et Santé (SACS) pour les alertes canicules de Météo-France. Source : Figure 1 de [Laaidi et al. \[2006\]](#)

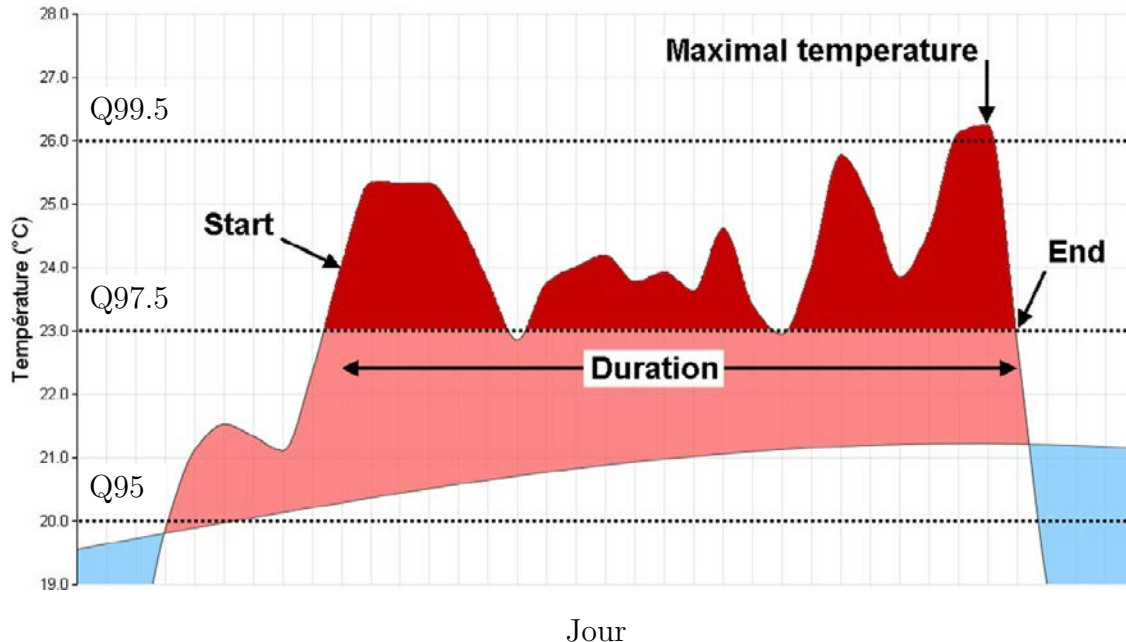


Figure 2.6 – Illustration de la méthode de détection utilisée par [Ouzeau et al. \[2016\]](#) sur les T_{moy}. Le quantile 99.5 (Q99.5) entraîne la détection d’une vague de chaleur, dont le début est le premier jour où la T_{moy} dépasse le quantile 97.5 (Q97.5). La vague est interrompue lorsque la température descend en-dessous du quantile 95 (Q95) ou en-dessous du quantile 97.5 pendant 2 jours. Source : Figure 3 de [Ouzeau et al. \[2016\]](#)

D'autres articles utilisent plusieurs formes du même type de température : [Chen et al. \[2017\]](#) détectent les vagues de chaleur lorsque la Tmax dépasse 35°C et l'anomalie de Tmax par rapport à la climatologie sur 1981-2010 est supérieure à 5°C. [Meehl and Tebaldi \[2004\]](#) imposent plusieurs quantiles à dépasser sur différentes périodes temporelles avec une notion de pic où la Tmax doit dépasser le quantile 97.5 et un quantile plus bas sur le reste de la période (cf. Paragraphe 2.1.2.a). [Luo and Lau \[2016\]](#) font de même, en définissant plusieurs quantiles à dépasser sur différentes périodes spatio-temporelles. Enfin, [Ouzeau et al. \[2016\]](#) reprennent la détection de Météo-France, basée sur un ensemble de quantiles à dépasser : un pic de chaleur est détecté quand la Tmoy dépasse son quantile 99.5, puis le début de la vague de chaleur est fixé au premier jour où la Tmoy dépasse le quantile 97.5. La vague de chaleur est interrompue lorsque la Tmoy descend en-dessous du quantile 95 ou en-dessous du quantile 97.5 pendant 3 jours. La durée minimale de la vague de chaleur finale doit être d'au moins 5 jours (méthode illustrée Figure 2.6).

2.1.2.c Seuil limite : absolu ou relatif

Le seuil limite se divise en deux grandes catégories : un seuil absolu ou un seuil relatif. Les seuils relatifs sont majoritairement utilisés : ces indices ont alors l'avantage de pouvoir être applicables n'importe où et de s'adapter aux climats rencontrés. Ainsi, sur un grand pays tel que l'Australie qui rassemble différents types de climat (climat tropical au nord, climat désertique sur le continent, méditerranéen au sud et maritime à l'ouest), les indices basés sur des seuils relatifs sont privilégiés ([Cowan et al. \[2014\]](#); [Nairn and Fawcett \[2013\]](#); [Perkins and Alexander \[2013\]](#); [Perkins et al. \[2015\]](#)).

Seuil absolu Les seuils de température absolus sont la plupart du temps choisis selon des critères physiologiques, c'est-à-dire selon des valeurs qui seront dangereuses pour le corps humain et qui auront un impact sur la population. Ces seuils seront différents selon les régions considérées avec l'idée sous-jacente que les populations sont adaptées à leur climat respectif et donc que les températures critiques dépendront de ce climat. Par exemple pour la France, les seuils de température limites sont différents selon le département avec sur les Tmax 36°C pour la Haute-Garonne contre 34°C dans la Meuse (voir Figure 2.5). Les valeurs de seuils choisies s'appuient généralement sur des études réalisées dans le domaine de la santé sur les relations morbidité-chaleur ou mortalité-chaleur et sur les seuils choisis pour les alertes canicules des pays respectifs.

En Europe, [Fischer and Schaer \[2010\]](#) utilisent des seuils absolus de respectivement 35°C et 20°C pour Tmax et Tmin : en effet, [Hémon et al. \[2003\]](#) et [Grize et al. \[2005\]](#) ont montré que l'excès de mortalité pendant la vague de chaleur de 2003 était relié à ces seuils.

En Chine, les articles sur les vagues de chaleur utilisent majoritairement un seuil absolu de 35°C pour Tmax ([Chen et al. \[2017\]](#); [Ding et al. \[2010\]](#); [Tan et al. \[2007\]](#)). Cette valeur est tirée du plan canicule de la *Chinese Meteorological Administration* qui s'enclenche quand la Tmax dépasse 35°C sur au moins 2 jours⁸.

Aux États-Unis, [Robinson \[2001\]](#) utilisent le HI défini par [Rothfus \[1990\]](#) qui mélange température et humidité relative avec des valeurs limites de 40.6°C (105°F) et 26.7°C (80°F) pour le jour et la nuit sur 2 jours minimum. Ces valeurs s'appuie sur le

ne correspondent donc pas nécessairement au quantile 99.5

8. www.cma.gov.cn/en2014/weather/Warnings/WarningSignals/201409/t20140919_261774.html

système d’alerte du NWS/NOAA *Excessive Heat Warning—Take Action!* : ces valeurs varient selon la localisation spatiale. Pour les États-Unis du sud-ouest, Lee et al. [2016] utilisent un seuil de 32.2°C (90°F) sur la Tmoy.

En Corée du Sud, Lee and Lee [2016] appliquent un seuil de Tmax de 33°C correspondant à la définition utilisée par la *Korean Meteorological Administration*. Cette valeur correspond au quantile 90 des Tmax estivales sur la Corée du Sud.

Le seuil absolu peut également être égal à une valeur moyenne climatique majorée d’une certaine valeur : sur la Mongolie et l’ouest de l’Eurasie, des seuils égaux à une valeur moyenne climatique + 5°C sont utilisés sur 4 ou 5 jours minimum (Erdenebat and Sato [2016]; Qian et al. [2016]).

Seuil relatif Les seuils relatifs se basent sur des quantiles, qui peuvent être calculés sur une fenêtre glissante, par exemple sur 5 jours (Batté et al. [2017]; Fontaine et al. [2013]), 15 jours (Cowan et al. [2014]; Fischer and Schaer [2010]; Perkins and Alexander [2013]; Perkins et al. [2012]), 21 jours (Stefanon et al. [2012]) et jusqu’à 31 jours glissants (Ceccherini et al. [2017]; Russo et al. [2016, 2015]). D’autres l’appliquent mensuellement (Cowan et al. [2014]; Déqué et al. [2016]; Pezza et al. [2012]) voire même utilisent une fenêtre fixe sur plusieurs mois : Gershunov and Guirguis [2012] utilisent la période de mai à septembre, Schoetter et al. [2015] de mai à octobre et Nairn and Fawcett [2013] prennent tous les jours de l’année. Cowan et al. [2014] trouvent des résultats identiques en utilisant une fenêtre glissante de 15 jours et une fenêtre mensuelle. Par construction, les méthodes utilisant une fenêtre glissante détecteront un nombre constant de vagues de chaleur tout au long de l’année alors que ceux travaillant sur une fenêtre fixe détecteront des vagues de chaleur d’intensité homogène avec une distribution pouvant être hétérogène au cours de l’année. La fenêtre glissante permet finalement de s’affranchir de l’échelle temporelle du cycle annuel des températures.

Le quantile le plus utilisé est le quantile 90 (Q90, symbolisé par ✕ dans les Tableaux 2.2 et 2.3). Le quantile 95 est également assez fréquent (Anderson and Bell [2011]; Argüeso et al. [2016]; Cassou et al. [2005]; Gershunov and Guirguis [2012]; Lee and Lee [2016]; Smith et al. [2013]; Stefanon et al. [2012]; Tomczyk and Bednorz [2016]); certains choisissent une valeur encore plus élevée (Ouzeau et al. [2016]; Schoetter et al. [2015]; Smith et al. [2013]).

2.1.2.d Contraintes morphologiques : temporelle et/ou spatiale

Les durées minimales vont de 2 jours (Anderson and Bell [2011]; Robinson [2001]) à 6 jours (Fischer and Schaer [2010]). La majorité des articles choisissent une durée de 3 jours et certains n’en mettent pas (pour plus de détails, voir Tableaux 2.2 et 2.3).

Peu d’articles appliquent une contrainte sur la surface minimale de la vague de chaleur : Chen et al. [2017] spécifie une surface minimale de 0.15×10^6 km² contre 4×10^6 pour Qian et al. [2016]; en Europe, Stefanon et al. [2012] imposent 60% d’un carré de 3.75° de côté, Schoetter et al. [2015] 30% sur un rectangle de 13°x5°. Lee and Lee [2016] contraignent 6 stations sur les 15 étudiées en vague de chaleur en même temps. Anderson and Bell [2011] et Fontaine et al. [2013] travaillent sur des valeurs moyennées sur leur région étude (respectivement plusieurs sous-régions des États-Unis et le Sahel).

	Variable			Seuil relatif	Seuil absolu	Durée min	Aire min
	T _{max}	T _{moy}	T _{min}	Q ₉₀ et + Moy +5°C		3 jours	Autres
Cassou et al. [2005]	✗			★			
Gershunov and Guirguis [2012]	✗			★			
Batté et al. [2017]	✗			✗		✗	
Rusticucci et al. [2016]	✗			✗		✗	
Perkins et al. [2012]	✗			✗		✗	
Perkins and Alexander [2013]							
Lee et al. [2016]							
Russo et al. [2016, 2015]	✗			✗		✗	
Ceccherini et al. [2017]							
Schoetter et al. [2015]	✗			★		✗	✗
Ding et al. [2010]	✗			✗		✗	
	✗				✗	✗	
Fischer and Schaer [2010]	✗			✗			✗
Tomczyk and Bednorz [2016]	✗			★			✗
Erdenebat and Sato [2016]	✗				✗		✗
Lee and Lee [2016]	✗				✗		
Tan et al. [2007]	✗				✗	✗	
Gershunov and Guirguis [2012]		✗		★			
Batté et al. [2017]		✗		✗		✗	
Perkins et al. [2012]		✗		✗		✗	
Perkins and Alexander [2013]							
Lee et al. [2016]							
Ceccherini et al. [2017]; Russo et al. [2016, 2015]	✗			✗		✗	
Rusticucci et al. [2016]		✗		✗		✗	
Vautard et al. [2013]		✗		✗			
Argüeso et al. [2016]		✗		★		✗	
Déqué et al. [2016]		✗		✗		✗	
Xia et al. [2016]		✗		★		✗	
Anderson and Bell [2011]		✗		★			✗
Fontaine et al. [2013]		✗		✗			✗
Lee et al. [2016]		✗			✗	✗	
Lee and Grotjahn [2016]	●			★		✗	✗
Plavcova and Kysely [2016]	●			✗		✗	✗
Stefanon et al. [2012]	●			★			✗
Barbier et al. [2018]; LARGERON et al. [2017]	●			✗		✗	✗
			●	✗		✗	✗
Qian et al. [2016]		●			✗		✗

Tableau 2.2 – Synthèse des définitions utilisées dans la littérature, classées selon la variable simple utilisée, le seuil choisi et les contraintes spatio-temporelles définies. Variable simple : ● = en anomalie ; Seuil relatif : ★ = quantile supérieur au quantile 90 ; Aire min : * = moyenne spatiale

	Variable			Seuil relatif	Seuil absolu	Durée min	Aire min
	EHF	Tmax&Tmin T et RH Autres	Q90 et + Moy +5°C		3 jours Autres		
Nairn and Fawcett [2013]	✗		✗			✗	
Perkins et al. [2012, 2015]							
Perkins and Alexander [2013]							
Lemonsu et al. [2014]	✗				✗	✗	
Rusticucci et al. [2016]	✗		✗			✗	
Pezza et al. [2012]; Cowan et al. [2014]	✗		✗			✗	
Parker et al. [2013, 2014a,b]							
Boschat et al. [2015]							
Oueslati et al. [2017]		✗	✗			✗	
Robinson [2001]		✗	★		✗		✗
Luo and Lau [2016]			✗			✗	
Meehl and Tebaldi [2004]		✗	✗			✗	
Ouzeau et al. [2016]		✗	✗				✗
Chen et al. [2017]		✗		✗	✗		✗

Tableau 2.3 – Idem que le Tableau 2.2 mais pour des variables multiples. Seuil relatif : ★= quantile supérieur au quantile 90

2.2 Propriétés des vagues de chaleur

Une fois les méthodologies définies, les propriétés des vagues de chaleur détectées sont analysées en se concentrant principalement sur trois types de caractéristiques : la fréquence, la durée et l'intensité. Les diagnostics utilisés pour analyser ces caractéristiques varient d'un article à l'autre ; de plus, la pléthore de définitions utilisées empêche la comparaison directe de ces caractéristiques.

Les propriétés des vagues de chaleur détectées selon les définitions du Paragraphe 2.1.2.a sont présentées dans la suite.

Au niveau mondial, [Argüeso et al. \[2016\]](#) détectent entre 2 et 4.5% de l'année en vague de chaleur sur 1979-2000, d'une durée moyenne de 3 à 9 jours par an pour une intensité maximale entre 1 et 4.5°C (cf. Figure 2.7).

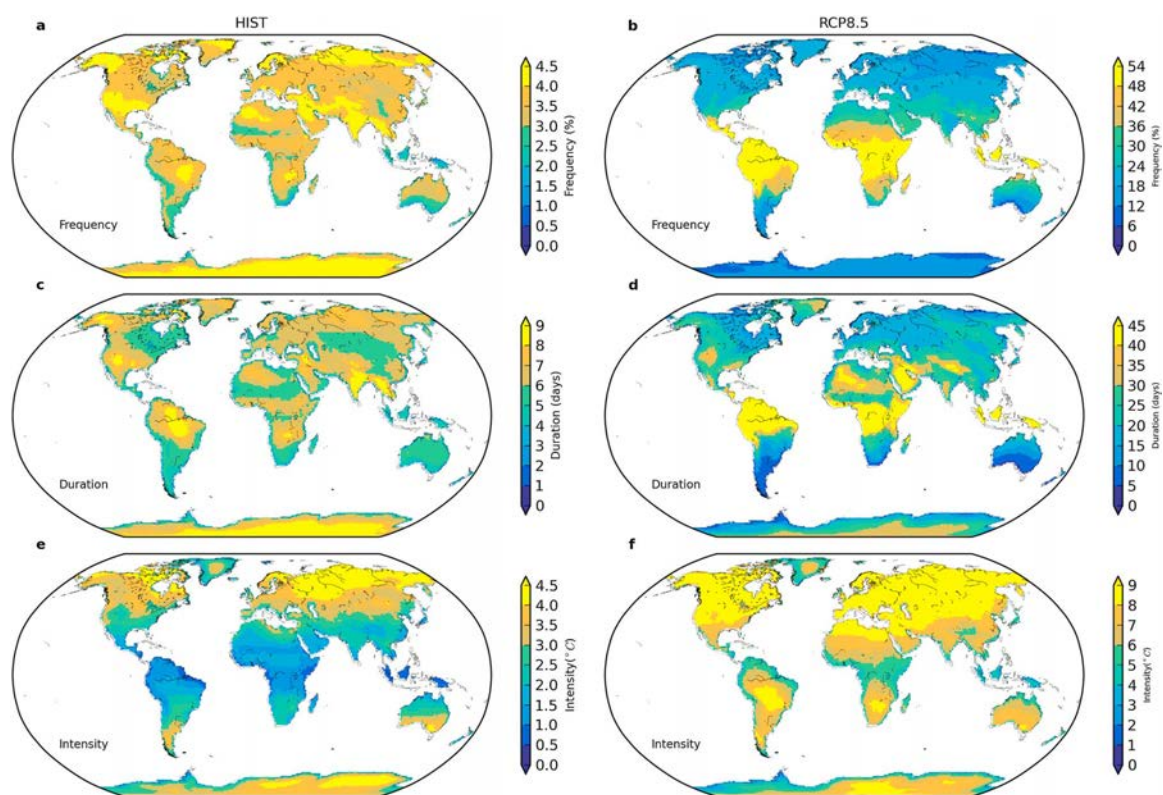


Figure 2.7 – Caractéristiques des vagues de chaleur australiennes de [Argüeso et al. \[2016\]](#) en climat présent (1979-2000, a,c,e) et climat futur (scénario RCP8.5, 2071-2100, b,d,f) sur 27 simulations de modèles CMIP5 ([Taylor et al. \[2011\]](#)) : nombre de jours en vague de chaleur (a,b), durée moyenne (c,d), intensité maximale définie comme la vague de chaleur avec la valeur EHI_{sig} la plus élevée, cf. Équation 2.1 (e,f). Source : Figure 2 de [Argüeso et al. \[2016\]](#)

En Europe, [Fischer and Schaer \[2010\]](#) détectent entre 1.1 et 2 jours en vague de chaleur par été sur 1961-1990 ce qui correspond à une vague de chaleur tous les 3 à 5 étés. Les durées maximales avoisinent les 7-8 jours pour un pic d'intensité maximal entre 25.6 et 38.6°C par été selon les zones géographiques. Avec une définition différente, [Schoetter et al. \[2015\]](#) détectent 7 vagues de chaleur sur 1979-2008 d'une durée moyenne de 4.7 jours, une durée maximale de 12 jours, une intensité moyenne par rapport au quantile 98 de 2.3°K pour un max à 8.1°C et une superficie moyenne de 45% de leur domaine [42°N 55°N][−10°E 15°E] avec 91% au maximum. Ils calculent aussi une métrique appelée sévérité, égale au produit de la durée, de l'intensité moyenne et de la

surface moyenne (en %), avec une moyenne à 4.7°K.jour (cf. Figure 2.8). Ces caractéristiques permettent également d'évaluer différents modèles de climat. Meehl and Tebaldi [2004] comptent en moyenne 1.10 vagues de chaleur par an sur 1961-1990 à Paris pour une durée moyenne de 8.40 jours ; à Chicago, ils calculent 1.40 vagues de chaleur par an d'une durée moyenne de 6.29 jours.

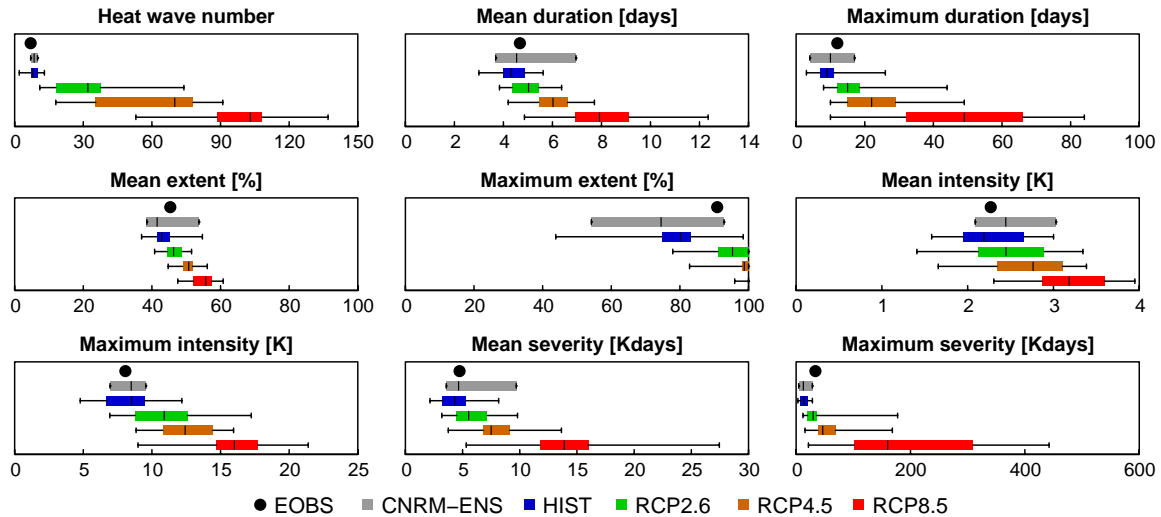


Figure 2.8 – Caractéristiques des vagues de chaleur européennes détectées par Schoetter et al. [2015] sur plusieurs jeux de données et périodes temporelles : 1979-2008 sur la base de données EOBS-V8.0 (notée *EOBS*, constituée d'observations in-situ grillées Haylock et al. [2008], en noir), sur 10 réalisations en mode historique du modèle CNRM-CM5 (*CNRM-ENS*, en gris) et sur des simulations historiques de 19 modèles CMIP5 (*HIST*, en bleu) ; sur 2070-2099 pour les 19 modèles CMIP5 sur plusieurs scénarios : *RCP2.6* (vert), *RCP 4.5* (orange), *RCP8.6* (rouge). Source : Figure 3 de Schoetter et al. [2015]

Sur l'Australie, Cowan et al. [2014] travaillent sur l'été australien de 1950 à 2005 (cf. Figure 2.9) : le nombre de jours en vague de chaleur (appelé *HWF* sur la Figure 2.9) varie entre 0.5 et 3.5 jours par été ce qui correspond à environ un événement par été. La durée maximale (*HWD*) atteinte est de 3-4 jours au sud de l'Australie contre 5-6 jours au nord. Enfin, l'intensité d'une vague de chaleur est égale au jour le plus chaud de la vague de chaleur la plus intense, calculée en anomalie par rapport à la moyenne estivale (*HWA*) : cette intensité varie entre 10°C au sud et 3°C au nord.

Perkins and Alexander [2013] présentent une description détaillée de cinq caractéristiques de leurs trois types de vagues de chaleur sur 1951-2008 sur la période estivale étendue de novembre à mars : le nombre de vagues de chaleur, le nombre de jours en vague de chaleur, la durée maximale des vagues de chaleur, la température du jour le plus chaud de la vague de chaleur la plus chaude et la température moyenne des vagues de chaleur. Les deux dernières caractéristiques d'intensité sont calculées en anomalie par rapport à la moyenne sur novembre-mars 1951-2008 pour les indices portant sur les Tmax et les Tmin en °C ; les intensités reliées au troisième indice EHF, qui combine excès de chaleur et stress thermique (cf. Équation 2.1), sont déjà en anomalie en °C². Les valeurs moyennes atteintes sur l'Australie sont présentées Tableau 2.4, en gardant à l'esprit qu'il existe des différences marquées entre les différentes régions du pays.

En Californie, Gershunov and Guirguis [2012] remarquent un pic d'occurrence de leurs vagues de chaleur sur les Tmax comme les Tmin entre fin juillet pour les régions continentales et septembre-août pour les régions côtières. En cumulant les températures de chaque jour en vague de chaleur en anomalie par rapport au quantile 95, ils calculent

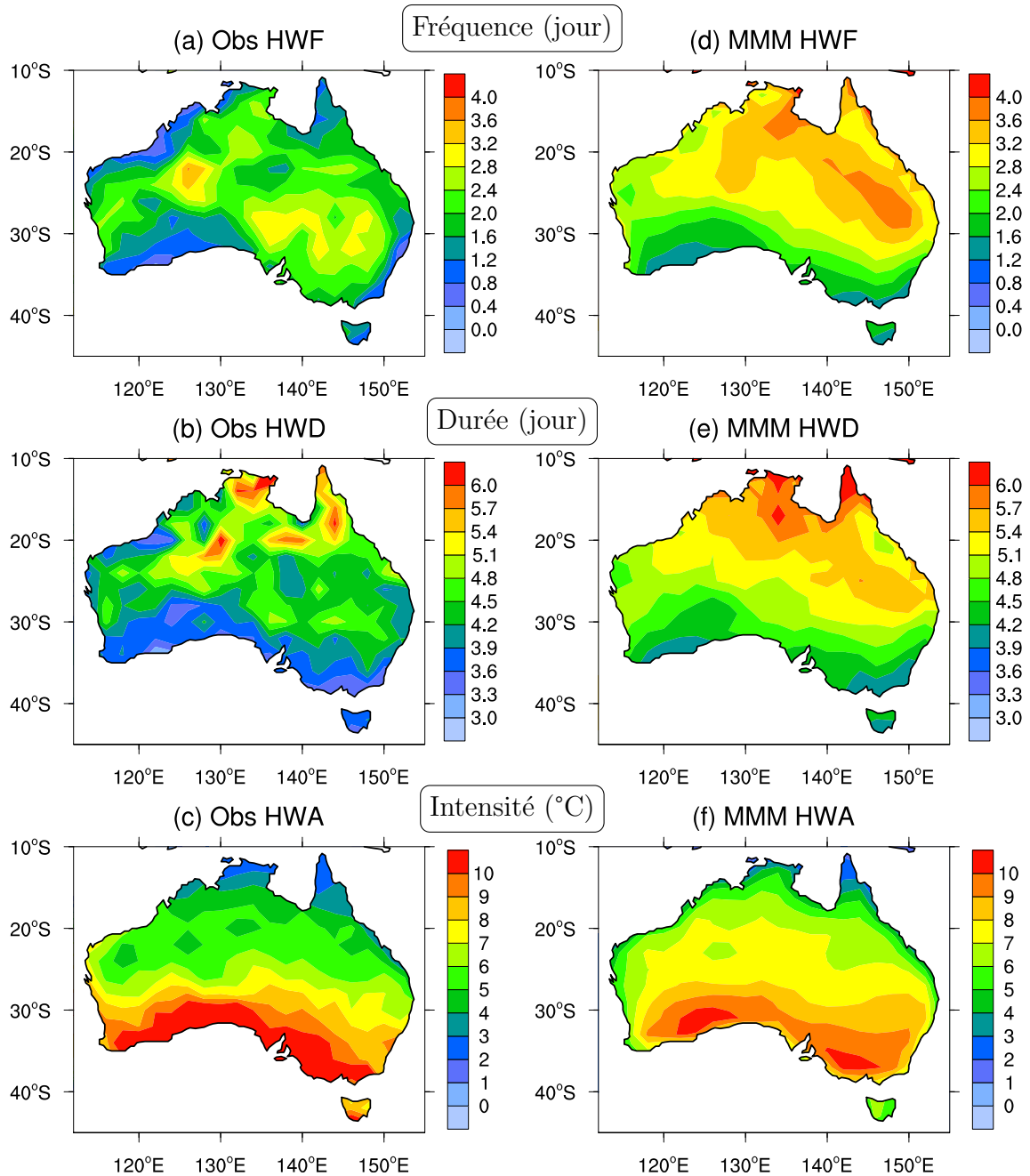


Figure 2.9 – Caractéristiques des vagues de chaleur de Cowan et al. [2014] sur l'été australien de 1950 à 2005 pour la base de données du *Bureau of Meteorology* australien (noté *Obs*, Jones et al. [2009]) et pour la moyenne multi-modèles des simulations historiques de 15 modèles CMIP5 (*MMM*, Taylor et al. [2011]). *HWF* correspond au nombre de jours en vague de chaleur (en jours), *HWD* à la durée maximale des vagues de chaleur (en jours), *HWA* est la température du jour le plus chaud de la vague de chaleur la plus intense en anomalie par rapport à la moyenne estivale (en °C). Source : Figure 1 de Cowan et al. [2014]

	Tmax	Tmin	EHF
Nombre de vagues de chaleur (nbr/an)	1.5-2	0.75-1.75	1.5-2.5
Nombre de jours en vague de chaleur (jours/an)	6-10	4-6	8-12
Durée maximale (jours/an)	4-7	4-5	5-9
Intensité maximale (°C)	5-15	5-10	5-40 (°C ²)
Intensité moyenne (°C)	3-10	3-5	5-15 (°C ²)

Tableau 2.4 – Caractéristiques annuelles des vagues de chaleur de Perkins and Alexander [2013] atteintes sur l’Australie sur 1951-2008. Les intensités sont calculées en enlevant la moyenne des températures sur novembre-mars 1951-2008

une intensité entre 1°C et 3°C par vague de chaleur et une intensité cumulée sur l’année variant entre 5°C et 25°C selon les années et les sous-régions californiennes.

Sur le Sahel sur 1979-2011, Fontaine et al. [2013] comptent 18 vagues de chaleur. Oueslati et al. [2017] classifient leurs vagues de chaleur en trois catégories selon leur intensité moyenne, sur 48 stations de la base de données *Global Surface Summary of the Day* (GSOD)⁹ de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) sur la région sahélienne [10°N 17°N][15°W 15°E] (voir Tableau 2.5). En particulier, les événements les plus extrêmes en termes d’intensité et de surface recouverte surviennent en 1998 et 2010.

	HW frequency	Mean intensity	Mean duration	Mean spatial extent
First HW category	Very frequent: > 20 days yr ⁻¹ (i.e., > 720 HW days in 36 years)	51 ≤ HImax < 54° C; dangerous	3-5 days	2%-8% (1-4 stations)
Second HW category	Frequent: 0.5-2 days yr ⁻¹ (i.e., 18-72 HW days in 36 years)	54 ≤ HImax < 56° C; extremely dangerous	3-9 days	8%-20% (4-10 stations)
Third HW category	Rare: < 0.5 days yr ⁻¹ (i.e., < 18 HW days in 36 years)	HImax ≥ 56° C; extremely dangerous	9-15 days	2%-4% (1-2 stations)

Tableau 2.5 – Classifications des vagues de chaleur détectées par Oueslati et al. [2017] selon leur intensité avec les données GSOD. Source : Tableau 1 de Oueslati et al. [2017]

Plus largement sur l’Afrique, Russo et al. [2016] reprennent le diagnostic développé par Russo et al. [2015] combinant durée et intensité, appelé *Heat Wave Magnitude Index daily* (HWMId). La *magnitude* d’une vague de chaleur correspond à la somme sur chacun de ses jours des intensités supérieures à un seuil et normalisées. Le seuil correspond au quantile 25 et la normalisation se fait par la différence entre le quantile 75 (Q75) et le quantile 25 (Q25). Les quantiles sont calculés sur 1981-2010 sur une fenêtre glissante de 31 jours. Plus précisément, la *magnitude* du jour J M_j est calculée via l’Équation 2.3 puis sommée sur chacun des jours de la vague de chaleur. Par exemple, une M_j de 3 indique que la température en excès du jour J est égale à 3 fois l’interquartile (Q75-Q25).

$$M_j(T) = \begin{cases} \frac{T - Q25_j}{Q75_j - Q25_j} & \text{si } T > Q25_j \\ 0 & \text{si } T \leq Q25_j \end{cases} \quad (2.3)$$

L’HWMId correspond alors au maximum sur des périodes de 3 mois¹⁰ de l’amplitude (*magnitude*) des vagues de chaleur. En particulier, l’HWMId permet de classer les

9. <https://data.noaa.gov/dataset/global-surface-summary-of-the-day-gsod>

10. Russo et al. [2015] calculent l’HWMId annuellement sur l’Europe, où les vagues de chaleur les plus intenses surviennent majoritairement en été; ce n’est pas le cas sur l’Afrique, d’où le calcul par

événements les plus extrêmes selon la surface recouverte dépassant une certaine valeur de l'HWMIId ; Russo et al. [2015] hiérarchisent les 10 vagues de chaleur les plus extrêmes sur l'Europe, Ceccherini et al. [2017] et Russo et al. [2016] les événements les plus extrêmes sur l'Afrique avec des jeux de données différents. En particulier, les vagues de chaleur printanières touchant le Sahel de Russo et al. [2016] sont surlignées en gris dans le Tableau 2.6 : les événements de 1998 et 2010 font ainsi partis des événements les plus extrêmes.

Sur l'est de la Chine, Chen et al. [2017] comptent 15 vagues de chaleur sur 1981-2012, d'une durée moyenne de 6.8 jours pour un maximum à 13 jours. Les Tmax par rapport à la climatologie varient entre 5 et 8°C, pour une surface recouverte entre 0.15 et 0.8×10^6 km².

Au final, les propriétés des vagues de chaleur sont étudiées sur différentes caractéristiques (fréquence, durée, intensité, surface recouverte) avec des méthodes de calcul différentes. Par exemple, l'intensité d'une vague de chaleur peut être égale à la température moyenne atteinte, la température maximale, ou bien à un mélange entre température, durée et surface avec la sévérité de Schoetter et al. [2015].

période glissante de 3 mois (glissant sur un mois) pour que les valeurs de l'HWMIId ne soient pas relatives à des périodes très éloignées les unes des autres

Date	HWMI Peak	Area (%) ≥3	Area (%) ≥6	Area (%) ≥9	Area (%) ≥15	Area (%) ≥24
1983 (MAM)	53.3	26.29	9.58	3.35	1.06	0.24
1987 (AMJ)	27.8	24.75	12.83	7.99	4.03	0.10
1988 (JJA)	19.0	19.39	4.99	1.52	0.24	0.00
1990 (OND)	38.8	12.07	5.19	3.02	1.29	0.55
1997–98 (DJF)	29.4	33.81	18.37	9.69	2.96	0.09
1998 (MAM)	28.7	32.96	11.41	4.82	0.46	0.05
2004–05 (DJF)	37.6	33.16	21.91	14.71	6.02	1.12
2008 (SON)	32.0	22.74	8.72	4.25	1.55	0.44
2009–10 (DJF)	41.5	55.84	42.83	31.73	11.04	1.71
2010 (AMJ)	30.0	35.90	14.96	5.50	0.43	0.05
2010 (ASO)	20.9	27.85	11.94	4.10	0.56	0.00
2011 (OND)	38.2	17.71	7.47	4.18	1.00	0.31
2012–13 (NDJ)	27.6	40.19	22.74	11.34	2.15	0.08
2012 (MJJ)	34.8	20.03	7.66	3.92	1.11	0.08
2015 (MAM)	27.6	26.36	13.62	7.61	2.51	0.16
2015 (JAS)	53.0	33.67	13.73	7.25	2.62	0.18
2015–16 (NDJ)	55.7	26.47	16.45	9.50	2.38	0.83
2010 Russia (ASO)	69.8	32.65	24.28	20.48	16.59	10.31
UHW	57.0	55.84	42.83	31.73	11.04	1.71

Tableau 2.6 – Classification de Russo et al. [2016] des vagues de chaleur les plus extrêmes d’Afrique sur 1979-2015 avec les données de la réanalyse réanalyse *Interim Re-Analysis* (ERA-Interim) du *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), par ordre de date croissant. Pour chaque période de 3 mois, la surface recouverte dépassant une certaine valeur (3, 6, 9, 15) est calculée, en % par rapport à l’Afrique. Le pic (*Peak*) correspond à la valeur maximale atteinte sur la zone géographique et à la période de 3 mois. Les valeurs calculées sur l’Europe pour la Russie sont marquées en bas de tableau avec les surfaces en % par rapport à l’Afrique, juste avant *UHW* (*Unusual Heat Wave*) qui correspond aux valeurs maximales pour toutes les périodes de 3 mois. Cet événement est défini par Russo et al. [2016] comme événement de référence pour étudier le moment où ces conditions maximales de surface recouverte et de *magnitude* deviendront normales. Les zones grisées ont été rajoutées sur le tableau initial et indiquent que la zone géographique ayant une forte valeur de HWMI comprend une partie du Sahel, et que la période temporelle correspondante est située au printemps. Source : adapté (lignes grises rajoutées) du Tableau 2 de Russo et al. [2016]

2.3 Mécanismes et processus mis en jeu dans les vagues de chaleur

La principale source d'information sur les mécanismes et processus mis en jeu dans les vagues de chaleur provient d'études de cas sur des vagues de chaleur qui ont marqué les esprits, et en particulier les deux « méga » vagues de chaleur (*mega heat wave*) de 2003 en Europe et 2010 en Russie. Grâce à ces études et d'autres plus générales, trois grands types de mécanismes généraux impliqués dans les vagues de chaleur ont été identifiés, à différentes échelles spatio-temporelles (cf. Figure 2.10) :

- les rétroactions entre l'humidité du sol et l'atmosphère ;
- le rôle des circulations météorologiques d'échelle synoptique comme les anticyclones et dépressions ;
- les liens avec les phénomènes climatiques d'échelle planétaire tel l'*El Nino / Southern Oscillation* (ENSO).

Ces trois acteurs sont présentés ci-après, l'un n'excluant pas l'autre.

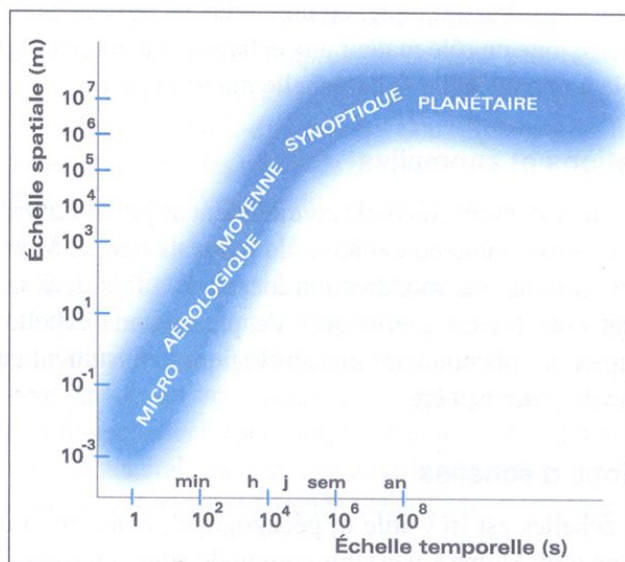


Figure 2.10 – Principales échelles spatio-temporelles des phénomènes météorologiques atmosphériques. Source : Figure 1.8 de Malardel [2009] d'après McIlveen [1992]

2.3.1 Circulations synoptiques

Le phénomène météorologique *vague de chaleur* survient à des échelles allant du jour à la semaine, parfois même jusqu'au mois comme l'exceptionnelle vague de chaleur de Russie en 2010 (Matsueda [2011]). Cette échelle temporelle est dite synoptique, dont l'échelle spatiale associée correspond à une taille caractéristique du millier de kilomètres (Malardel [2009]; McIlveen [1992], voir Figure 2.10).

En se concentrant sur les phénomènes d'échelle synoptique, les études ont montré que les vagues de chaleur sont majoritairement associées à un blocage anticyclonique : un système synoptique de haute pression ou anticyclone stationne en un endroit pendant une durée anormale (Charney and DeVore [1979]; Coughlan [1983]). L'anticyclone peut être situé :

- dans la même région que la vague de chaleur : c'est le cas de la plupart des événements de l'hémisphère nord (Europe : Cassou et al. [2005]; Stefanon et al. [2012], Europe 2003 : Black et al. [2004]; Vautard et al. [2013], Russie 2010 : Matsueda [2011], Chicago 1995 : Meehl and Tebaldi [2004]);
- à côté de la région touchée, comme en Australie (Boschat et al. [2015]; Marshall et al. [2014]; Pezza et al. [2012]) par exemple pendant la vague de chaleur de 2009 (Hudson et al. [2011a,b]; Parker et al. [2014a,b]). Dans ce cas, le terme de persistance anticyclonique est utilisé.

Ces systèmes entraînent de l'air chaud et sec vers la zone touchée par la vague de chaleur. Ces hautes pressions sont détectées en surface mais également en altitude jusqu'à 500 et 250 hPa (e.g. Boschat et al. [2015]; Meehl and Tebaldi [2004]; Pezza et al. [2012]).

Des systèmes de basses pressions sont généralement situés à côté de l'anticyclone et peuvent aider à sa stationnarité (Degirmendžić and Wibig [2007]; Dole and Gordon [1983]).

Sur l'Atlantique Nord et l'Europe, Cassou et al. [2005] identifient quatre types de temps majoritaires décrivant les situations météorologiques survenant 70% du temps (Figure 2.11). Ils montrent alors que leurs vagues de chaleur sont associées à deux types de temps : le **Blocking** et le **Atlantic Low**. Ces deux régimes sont caractérisés par une zone de haute pression sur l'Europe (cf. Figure 2.11a,b).

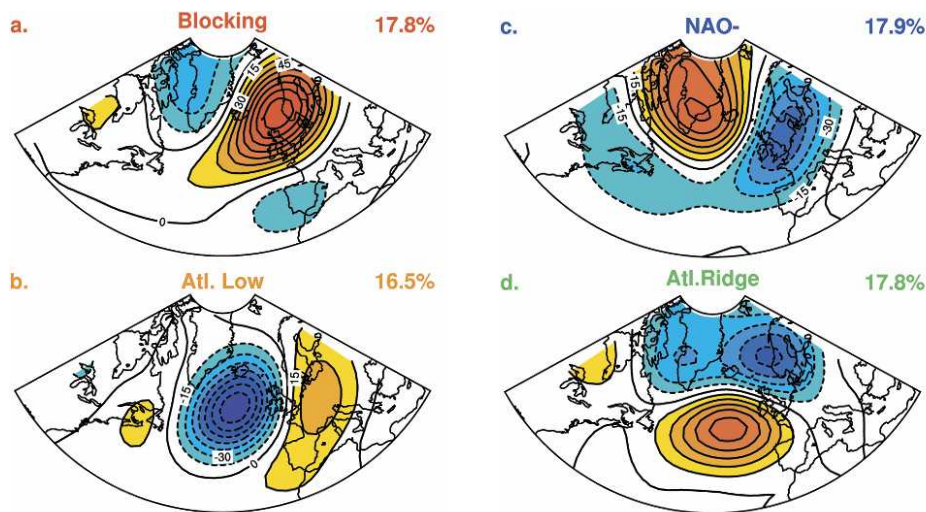


Figure 2.11 – Types de temps de l'été sur l'Atlantique Nord et l'Europe de 1950 à 2003. Echelles de couleur = anomalie de 500 hPa de l'altitude géopotentielle (rouge = haute pression, bleu = basse pression) Source : Figure 1 de Cassou et al. [2005]

En prenant la question dans l'autre sens, grâce à une méthode de clustering, Stefanon et al. [2012] identifient six configurations associées à leurs vagues de chaleur, détectées sur des anomalies de Tmax sur 1950-2009 (voir Paragraphe 2.1.2.a pour les détails). La Figure 2.12 présente les situations météorologiques des différentes configurations : en particulier, les anomalies de Tmax sont associées à un anticyclone positionné sur la zone, hormis pour le cluster IB (*Iberian cluster*). Le type de temps **Blocking** identifié par Cassou et al. [2005] est visible sur le cluster WE (*West Europe cluster*) et comporte la vague de chaleur de 2003.

En Afrique du nord, Fontaine et al. [2013] ont quant à eux montré que les anomalies de Tmoy sur le printemps sur 1979-2011 sont associées à une circulation dépressionnaire

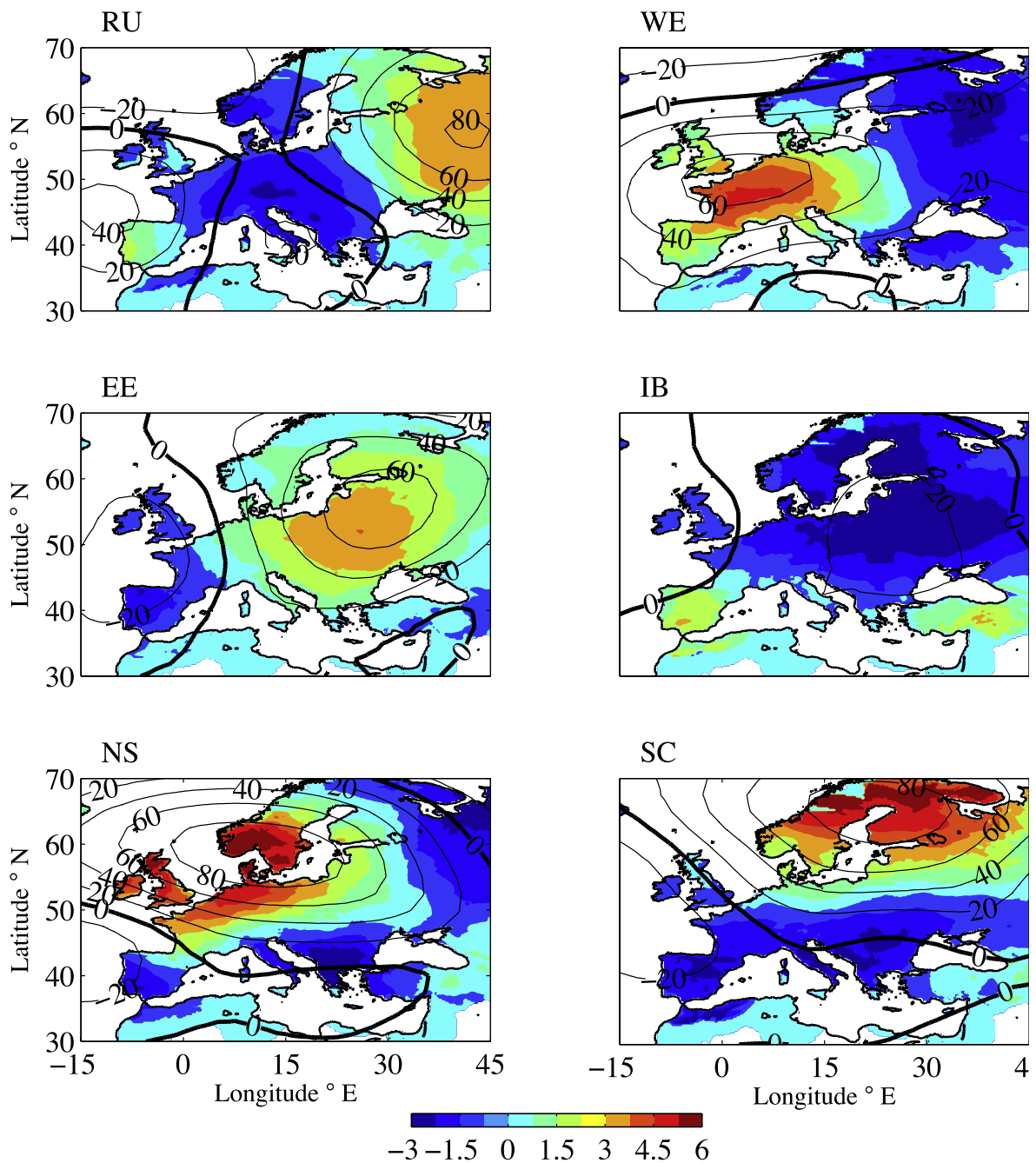


Figure 2.12 – Les six configurations associées aux vagues de chaleur de [Stefanon et al. \[2012\]](#) par méthode de clustering sur l’Euro-Méditerranée. Chaque configuration est nommée suivant la localisation de l’anomalie de Tmax : RU (*Russian cluster*), WE (*Western Europe*), EE (*Eastern Europe*), IB (*Iberian*), NS (*North Sea*) et SC (*Scandinavian*). Les anomalies de Tmax sont en couleur et en °K, les isolignes représentent les anomalies de géopotentiel à 500 hPa. Source : Figure 2 de [Stefanon et al. \[2012\]](#)

en anomalie sur le Maroc en basse altitude. Les anomalies de température se déplacent vers l'est au cours de leurs vagues de chaleur : les auteurs suggèrent une relation avec les ondes de Rossby. Ces ondes correspondent à l'ondulation du jet d'ouest des moyennes latitudes et se traduisent par une succession de dépressions se déplaçant vers l'est.

2.3.2 Rétroaction surface-atmosphère : rôle de l'humidité du sol

Les couplages de l'atmosphère avec la surface ont été étudiés avec attention, particulièrement pour le rôle de l'humidité du sol. Cette dernière agit sur les flux émis par la surface (voir Section 1.3 pour les définitions des flux). En effet, pour un flux radiatif net R_{net} identique :

- par sol humide, le flux de chaleur latente LE domine le flux de chaleur sensible H aussi la tendance générale sera au refroidissement de la surface via la forte évapotranspiration de LE . L'humidité transférée à l'atmosphère via ce LE contribuera à la création de nuages, qui diminueront le flux R_{net} (Figure 2.13a) ;
- par sol sec, le LE est fortement diminué car l'humidité disponible à évacuer vers l'atmosphère est faible. Le H compense ce manque de LE , avec pour conséquence une couche limite plus chaude, plus sèche et plus profonde. En absence d'apport d'humidité, les nuages ne peuvent pas se former ; la température continue d'augmenter et la sécheresse s'intensifie (Figure 2.13b).

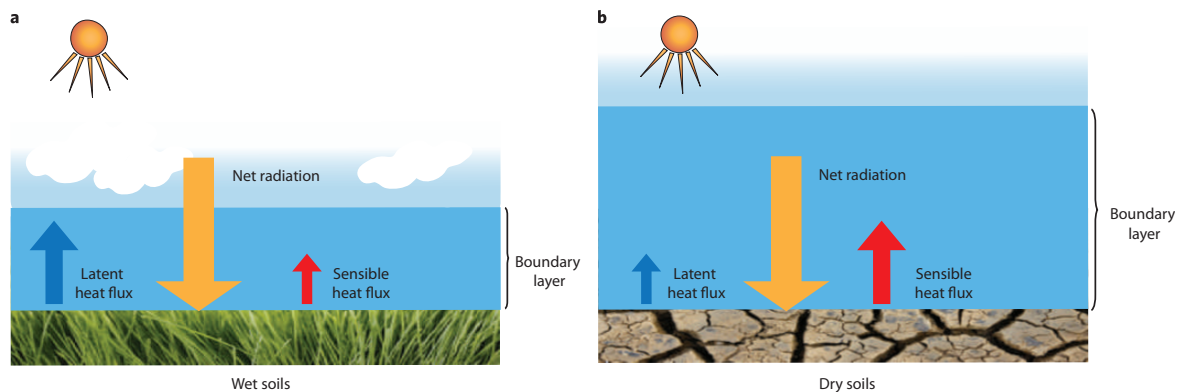


Figure 2.13 – Schéma de l'impact de l'humidité du sol sur le bilan radiatif à la surface dans le cas d'une zone avec une forte valeur d'humidité du sol (a) ou une faible valeur (b). Dans le premier cas, le flux de chaleur latente LE domine le flux de chaleur sensible H , favorisant la formation de nuage et ayant tendance à refroidir l'atmosphère. Dans le cas d'un fort déficit d'humidité dans le sol, les sols secs entraînent une domination du H et le développement d'une couche limite plus épaisse, plus chaude et plus sèche, inhibant la convection et la formation de nuages ce qui en retour amplifie la sécheresse des sols. Source : Figure 1 de [Alexander \[2011\]](#)

Ainsi, l'humidité du sol interagit avec la température ; c'est pourquoi leur couplage a été étudié dans le cas des vagues de chaleur.

De nombreux articles ont montré une forte relation entre un déficit d'humidité du sol et la capacité des températures à atteindre des valeurs extrêmes ; en Europe ([Fischer et al. \[2007a,b\]](#); [Hirschi et al. \[2011\]](#); [Lorenz et al. \[2010\]](#); [Miralles et al. \[2014\]](#);

Seneviratne et al. [2006]; Stefanon et al. [2012]; Vautard et al. [2007]; Zampieri et al. [2009]), en Australie (Nicholls [2012]; Nicholls and Larsen [2011]; Perkins et al. [2015]) et en Amérique du Nord (Diffenbaugh [2005]). Les températures extrêmes sont même plus fortement corrélées à un déficit d'humidité du sol que les températures normales (Hirschi et al. [2011]; Mueller and Seneviratne [2012]). Cette relation est particulièrement forte pour des zones où le climat varie entre climat sec et humide (Miralles et al. [2012]; Mueller and Seneviratne [2012]), ce qui pourrait être également le cas pour les vagues de chaleur sahéliennes d'automne au moment du retrait de la mousson.

En particulier sur l'Europe, Quesada et al. [2012] ont montré que pour avoir un nombre important de jours chauds en été, il fallait que l'hiver et le printemps précédents soient secs et que le régime de temps soit anticyclonique, c'est-à-dire l'un des deux régimes identifiés par Cassou et al. [2005] : Blocking ou Atlantic Low (cf. Figure 2.11).

2.3.3 Contexte de grande échelle

Les liens entre vagues de chaleur et modes de variabilité de grande échelle ont été moins étudiés.

Sur les températures extrêmes, l'ENSO a une influence globale selon sa phase *El Niño* ou *La Nina*. La *North Atlantic Oscillation* (NAO) impacte l'Eurasie et la *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) agit en particulier sur l'Amérique du Nord (Alexander and Arblaster [2009]; Arblaster and Alexander [2012]; Kenyon and Hegerl [2008]).

En Europe, les blocages anticycloniques sont largement associés à la NAO, et des liens entre occurrence des vagues de chaleur et l'*Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO) ont été faits (Della-Marta et al. [2007]). Cependant, le mécanisme dominant sur l'intensité et la fréquence des vagues de chaleur reste celui de l'humidité du sol (Quesada et al. [2012]).

En Australie, des travaux ont montré l'importance de l'ENSO, l'*Indian Ocean Dipole* (IOD) et du *Southern Annular Mode* (SAM) sur les extrêmes de températures saisonniers (Min et al. [2013]; Nicholls et al. [1996]; Parker et al. [2014b]).

Sur l'Afrique, la plupart des événements extrêmes détectés par Russo et al. [2016] sont reliés à une phase *El Niño* de l'ENSO : leur intensité dépend néanmoins des températures régionales plutôt que de l'intensité du phénomène de grande échelle. Moron et al. [2016a] et Oueslati et al. [2017] soulignent également le rôle de l'ENSO dans la variabilité inter-annuelle des températures extrêmes, avec des valeurs anormalement hautes dans les mois suivant un événement chaud *El Niño*.

2.4 Quelques événements marquants

2.4.1 Sur l'Europe et la Russie

Les vagues de chaleur d'Europe 2003 et de Russie 2010 ont été étudiées avec attention (Fischer [2014]). Les records de température des 500 dernières années ont été dépassés (cf. Figure 2.14), à plus de 4 écart-types par rapport aux normales des décennies précédentes : jusqu'à plus de 37°C en France Métropolitaine et à Moscou (Barriopedro et al. [2011]; Grumm [2011]; Hémon et al. [2003]; Luterbacher et al. [2004]; Schär et al. [2004]).

De nombreuses études ont montré la présence d'un blocage anticyclonique persistant sur la zone touchée (Europe 2003 : Black et al. [2004]; Cassou et al. [2005]; Garcia-Herrera et al. [2010]; Vautard et al. [2013], Russie 2010 : Barriopedro et al. [2011];

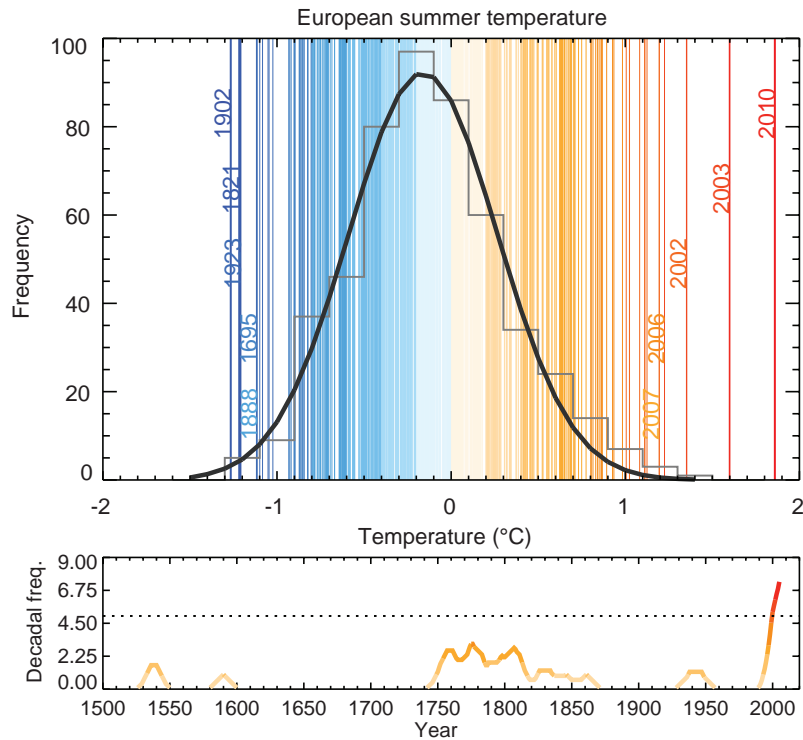


Figure 2.14 – Panel du haut : distribution des anomalies de température estivales moyennes sur 1500-2010 par rapport à la période 1970-1999 en moyenne sur l’Europe [35°N 70°N][25°W 40°E] (lignes verticales), selon la reconstitution de [Luterbacher et al. \[2004\]](#) pour 1500-2002. Les cinq étés les plus chauds et les plus froids sont référencés. Les barres grises et la courbe noire représentent la distribution pour la période 1500-2002. Panel du bas : fréquence décennale lissée sur 10 ans des étés extrêmes définis comme ceux où la température dépasse le quantile 95 de la période 1500-2002. Source : Figure 2 de [Barriopedro et al. \[2011\]](#)

[Matsueda \[2011\]](#)) ainsi que la présence de sols très secs et se desséchant au cours de l’événement (Europe 2003 : [Fischer et al. \[2007b\]](#); [Garcia-Herrera et al. \[2010\]](#); [Miralles et al. \[2012\]](#); [Vautard et al. \[2007\]](#), Russie 2010 : [Miralles et al. \[2012\]](#)). La couche limite a également eu un rôle dans les températures extrêmes atteintes ([Black et al. \[2004\]](#); [Miralles et al. \[2014\]](#)). Plus spécifiquement, [Miralles et al. \[2014\]](#) ont montré que c’était grâce à la combinaison du blocage anticyclonique, des sols secs et d’une accumulation de chaleur sur plusieurs jours que les températures avaient pu dépasser les 40°C. Pendant cette période, des couches résiduelles se sont maintenues pendant la nuit, permettant au matin d’atteindre des hauteurs de couche limite très hautes une fois la couche limite stable mélangée. Ils synthétisent également les mécanismes entraînant les deux « méga » vagues de chaleur (cf. Figure 2.15) :

- le blocage anticyclonique persistant crée une advection d’air chaud et réduit la couverture nuageuse ce qui augmente le rayonnement solaire atteignant le sol ;
- les sols très secs émettent un flux de chaleur sensible H élevé d’où une couche limite diurne qui s’épaissit et se réchauffe via notamment un mélange avec les couches au-dessus ;
- une couche limite nocturne résiduelle épaisse et chaude retient les fortes températures et permet d’accumuler de la chaleur pour le jour d’après, qui commencera plus chaud que celui d’avant.

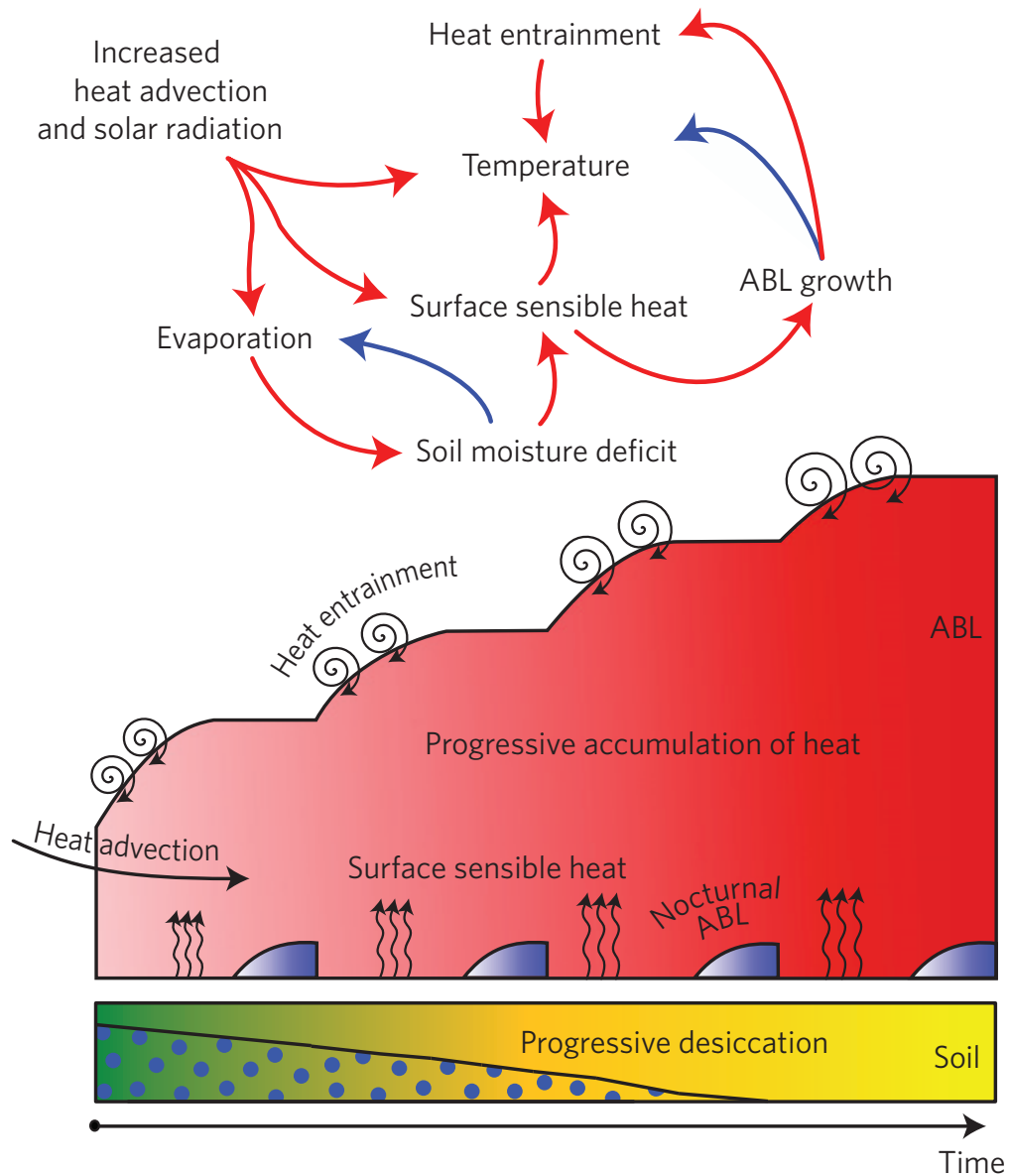


Figure 2.15 – Représentation des mécanismes de développement des « méga » vagues de chaleur européennes. Les flèches rouges (bleues) correspondent à des corrélations positives (négatives). Source : Figure 4 de [Miralles et al. \[2014\]](#)

2.4.2 Sur le Sahel

En Afrique et en particulier au printemps, la rétroaction de l'humidité du sol avec l'atmosphère ne semble pas pertinente car les sols sont encore très secs. [Largerone et al. \[2017\]](#) montrent que la vague de chaleur d'avril 2010 sur le Sahel est associée à une forte anomalie positive du flux infrarouge incident L_{Win} et négative du flux solaire incident S_{Win} . L'anomalie de L_{Win} est majoritairement expliquée par une augmentation de la vapeur d'eau liée à une advection de grande échelle, alors que l'anomalie de S_{Win} est expliquée par une présence forte de nuages et de poussières. [Oueslati et al. \[2017\]](#) généralisent cette conclusion en montrant que l'effet de serre dû à l'advection de vapeur d'eau depuis l'océan Atlantique pilote les vagues de chaleur printanières en T_{min} en augmentant le L_{Win} . Leurs anomalies de T_{max} sont quant à elles reliées à une augmentation du S_{Win} due à une réduction de la couverture nuageuse.

2.5 La prévision saisonnière des vagues de chaleur

Les capacités des prévisions saisonnières des extrêmes sont souvent limitées par celles de la prévision saisonnière des états moyens ([Pepler et al. \[2015\]](#)), c'est pourquoi comme souligné par [Batté et al. \[2017\]](#), les articles portent surtout sur les prévisions saisonnières des valeurs moyennes.

En Afrique, ces études portent majoritairement sur la pluie ([Batte and Deque \[2011\]](#); [Tompkins and Feudale \[2010\]](#)) et la sécheresse ([Rodriguez-Fonseca et al. \[2015\]](#)), au regard de la relation directe avec les cultures qui forment une grande part de l'économie africaine ([FAO \[2003\]](#)). Les recherches sur les températures sont plus rares : en Afrique du sud, [Lazenby et al. \[2014\]](#) ont montré que les T_{max} saisonniers sont prévues avec une bonne capacité. Sur l'Afrique de l'Ouest et en particulier le Sahel, [Batté et al. \[2017\]](#) ont montré que le système de prévision saisonnière de Météo-France avait peu de capacité à prévoir la durée et le nombre de vagues de chaleur à l'échelle saisonnière, à l'échelle locale, mais était meilleur sur des échelles régionales (e.g., le Sahel). La prévision a ainsi été capable de bien prévoir l'anomalie positive de température du printemps 2010, le plus chaud sur les trente dernières années.

Les études sur les mécanismes et processus impliqués dans les vagues de chaleur (voir [Paragraphe 2.3](#)) peuvent aider à la prévision à longue échéance des vagues de chaleur : par exemple les deux types de temps identifiés par [Cassou et al. \[2005\]](#) associés aux vagues de chaleur sur l'Europe sont reliés à des anomalies persistentes présentes sur l'océan Atlantique tropical ([Cassou \[2008\]](#)), ou encore le fait que des hivers et printemps secs soient favorables à un été chaud ([Quesada et al. \[2012\]](#)).

Les vagues de chaleur surviennent à des échelles temporelles du jour à la semaine, c'est pourquoi la prévision saisonnière pourra donner une information quant à la probabilité d'occurrence de ces événements mais sans pouvoir prévoir de date d'occurrence ([Batté et al. \[2017\]](#)) ; l'échelle sub-saisonnière, de la dizaine de jours à quelques semaines, semble adaptée pour la prise de décision concernant les premières alertes ([White et al. \[2017\]](#)).

Ainsi sur l'Afrique de l'Ouest, à cette échelle, [Batté et al. \[2017\]](#) ont montré que la prévisibilité des T_{max} et T_{min} se dégradait rapidement à partir de la troisième semaine. [Ardilouze et al. \[2017\]](#) arrivent à la même conclusion sur l'Europe.

2.6 Tendances et projections climatiques

La question de l'évolution des vagues de chaleur dans les années à venir est une question récurrente dans la littérature. En particulier, le *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (Taylor et al. [2011]) est un projet du *World Climate Research Programme* (WCRP) qui coordonne des exercices d'inter-comparaison de modèles de climat et qui propose un certain nombre de scénarios d'évolution du forçage anthropique sur le système climatique (voir Paragraphe 3.2 pour plus de détails). Ces scénarios s'appellent *representative concentration pathways* (RCP) et sont définis par un forçage radiatif équivalent à l'effet d'une augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère en 2100. Par exemple, le scénario R8.5 est un scénario pessimiste avec un forçage radiatif à 8.5 W.m^{-2} au sommet de l'atmosphère qui correspond à une absence de politique de mitigation. Le forçage radiatif en gaz à effet de serre du scénario RCP4.5 est de 4.5 W.m^{-2} et représente une stabilisation des taux actuels d'ici 2100. Le scénario RCP2.6 est le plus optimiste des scénarios, avec un forçage radiatif à 2.6 W.m^{-2} .

Ces trois scénarios sont utilisés dans de nombreux articles afin d'étudier les vagues de chaleur futures. Les tendances de vagues de chaleur présentées ci-dessous sont majoritairement calculées sur des définitions basées sur les températures brutes ; les articles cités dans le Tableau 2.2 qui utilisent une variable en anomalie analysent surtout les processus et mécanismes physiques associés aux vagues de chaleur.

Au niveau mondial, Argüeso et al. [2016] montrent que les vagues de chaleur seront plus fréquentes, plus longues et plus intenses en 2071-2100 sous l'hypothèse du scénario RCP8.5 (voir Figure 2.7, panel droit). Sur le Sahel, la fréquence des événements passe de 3% à 45% de l'année. C'est l'une des zones les plus impactées par les changements de fréquence. La durée des vagues de chaleur change de 5 jours à 20-40 jours, pour une intensité d'un peu plus de 1°C jusqu'à quasiment 8°C . Argüeso et al. [2016] ont également montré que le changement climatique moyen expliquait la majorité des changements des vagues de chaleur.

En Europe, les caractéristiques moyennes des vagues de chaleur de Schoetter et al. [2015] sont bien reproduites par les simulations historiques¹¹ des modèles CMIP5. Entre 1979-2008 et 2070-2099 sur les trois scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5, ces vagues de chaleur deviennent plus fréquentes, plus longues, plus étendues et plus intenses (voir Figure 2.8). Ainsi, le nombre d'événements détectés passe de 7 sur 1979-2008 à respectivement 32, 70 et 103 sur 2070-2099 pour les trois scénarios, avec une intensité maximale augmentant de 8.1°K à 10.9 , 12.4 et 16.0°K . La surface recouverte maximale est de 100% de leur domaine pour le scénario le plus pessimiste, le RCP8.5, contre 91% en climat présent. Avec des variations selon la région européenne étudiée, entre 1961-1990, 2021-2050 et 2071-2100, le nombre de jours en vague de chaleur de Fischer [2014] augmentent sur chaque période, ainsi que la durée maximale des événements et leurs pics d'intensité maximale. Meehl and Tebaldi [2004] utilisent un scénario de *business-as-usual* et montrent que les vagues de chaleur de Paris et de Chicago en 2080-2099 seront plus intenses, plus fréquentes et dureront plus longtemps.

En Californie, l'intensité des vagues de chaleur détectées par Gershunov and Guirguis [2012] augmente sur 1950-2100, particulièrement pour les événements nocturnes.

11. Le mode historique correspond à des simulations ayant un modèle d'atmosphère couplé à un modèle d'océan, à la différence du mode *Atmospheric Model Intercomparison Project* (AMIP) qui impose les températures des océans observées selon une climatologie commune à tous les modèles. Ces simulations sont forcées par l'évolution observée des gaz à effet de serre et des aérosols anthropiques, cf. Paragraphe 3.2

Cependant, en étudiant le ratio entre extrêmes et climat moyen (quantiles 95/50), ils notent que les vagues de chaleur touchant les côtes californiennes s'intensifient encore plus que le climat moyen au contraire de celles impactant les déserts. Sur ces zones, le réchauffement moyen est donc plus fort que l'augmentation des températures des vagues de chaleur.

En Australie, l'intensité des événements est bien représentée par les simulations historiques des modèles CMIP5 sur la période 1950-2005 (Cowan et al. [2014]). Le gradient nord-sud des durées maximales atteintes apparaît sur les modèles mais les valeurs sont sur-estimées. Enfin, la fréquence des événements présente une répartition spatiale différente de celle de la base de données de référence, avec une tendance à une sur-estimation (Figure 2.9 droite). Sur 2081-2100 avec les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (Figure 2.16), les vagues de chaleur deviennent plus fréquentes, plus longues et plus chaudes. L'intensité des événements a une tendance plus marquée au sud de l'Australie, au contraire des tendances sur la fréquence d'occurrence et sur les durées maximales qui sont maximum au nord.

Perkins and Alexander [2013] étudient également les tendances de leurs cinq caractéristiques (cf. Tableau 2.4 pour les valeurs moyennes) sur 1951-2008. Des similarités existent entre les tendances du nombre de jours en vague de chaleur et le nombre de vagues de chaleur. Ils montrent également que les tendances de l'intensité maximale sont plus fortes que celles de l'intensité moyenne.

Sur l'Afrique, Russo et al. [2016] en utilisant l'indice HWMId (voir Équation 2.3) ont montré que leurs vagues de chaleur devenaient plus chaudes, plus longues et plus étendues sur les dernières années par rapport aux années 1980-2000. Dans le futur, selon la moitié des modèles de climat qu'ils étudient avec le scénario RCP8.5, Russo et al. [2016] soulignent qu'à partir de 2040 les vagues de chaleur rares¹² surviendront au moins une fois par an. Sur le Sahel, les vagues de chaleur de Oueslati et al. [2017] sont de plus en plus fréquentes, longues, couvrent des surfaces de plus en plus grandes et atteignent des intensités de plus en plus fortes sur 1979-2011. Fontaine et al. [2013] montrent une augmentation des fréquences d'occurrence et de la durée de leurs vagues de chaleur.

Enfin, en Chine Chen et al. [2017] montrent une augmentation du nombre de vagues de chaleur détectées sur 1981-2012.

Au final, les vagues de chaleur ont tendance à être plus fréquentes, plus longues, plus intenses et plus étendues. Les articles présentés ici portent sur des indices calculés sur les températures brutes, à l'exception de Chen et al. [2017], dont la définition repose en partie sur une anomalie de température, qui eux ne voient qu'une augmentation du nombre de vagues de chaleur et de Gershunov and Guirguis [2012] qui soulignent que les températures des vagues de chaleur augmentent moins vite que les températures moyennes sur les déserts californiens. Les articles cités dans le Tableau 2.2 qui utilisent comme variable une anomalie analysent particulièrement les mécanismes et processus physiques associés aux vagues de chaleur

12. UHW *Unusual Heat Wave*, événement de référence défini dans la légende du Tableau 2.6

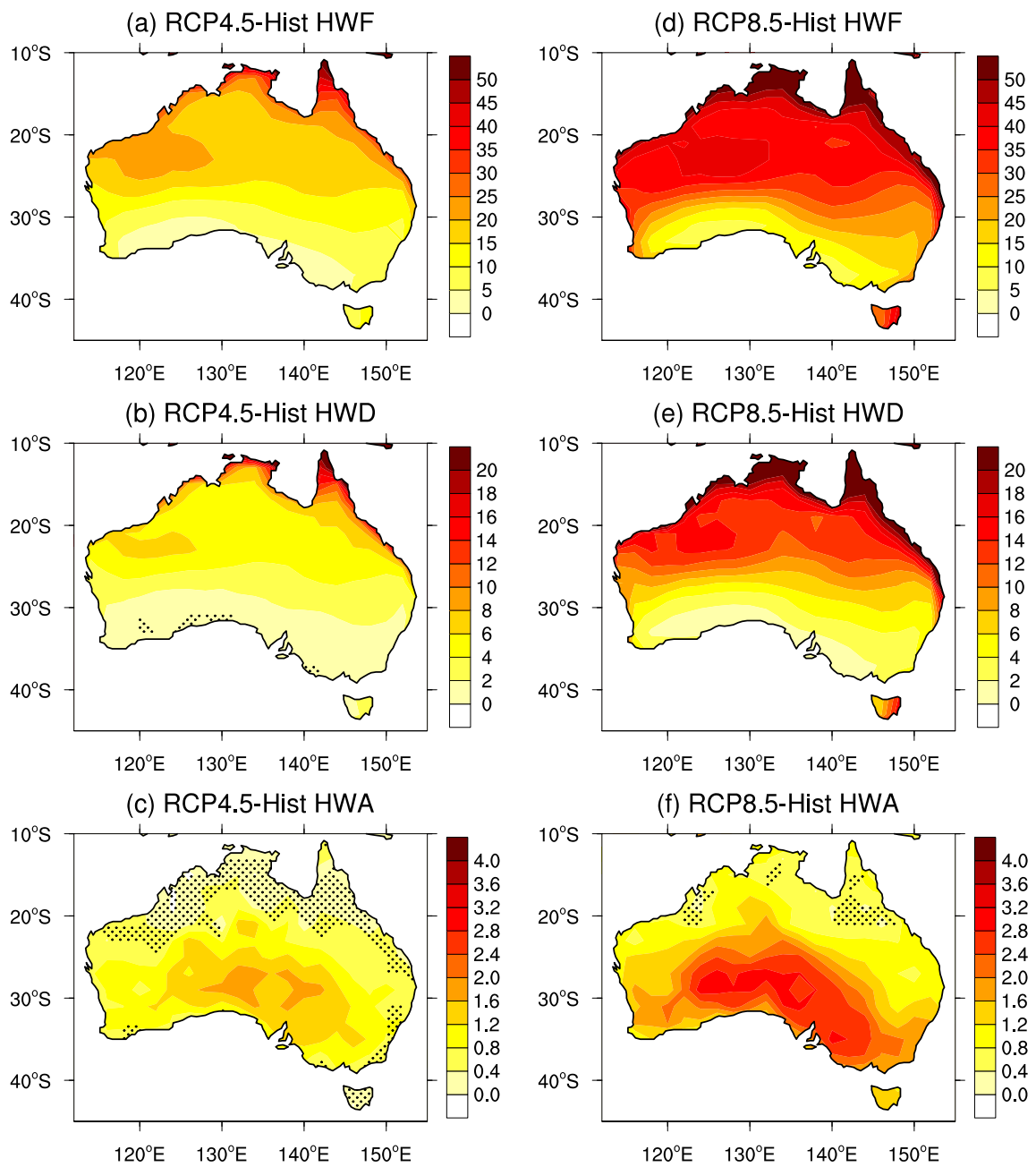


Figure 2.16 – Tendances des caractéristiques des vagues de chaleur en Australie sur 2081-2100 par rapport à la climatologie de 1950-2005 pour les scénarios RCP4.5 (gauche) et RCP8.5 (droite). Les caractéristiques sont : (a,d) le nombre de jours en vague de chaleur (*HWF*), (b,e) la durée maximale (*HWD*) et (c,f) la température du jour le plus chaud de la vague de chaleur la plus intense en anomalie par rapport à la moyenne estivale (*HWA*). Les pointillés indiquent une tendance non significative à 95% de confiance selon un test de Mann-Whitney U, c'est-à-dire que la plupart des régions ont des tendances significatives. Source : Figure 3 de Cowan et al. [2014]

Conclusion

La définition d'une vague de chaleur est un élément primordial pour l'étude de celle-ci.

Ce chapitre a présenté diverses méthodes permettant de détecter différents types de vagues de chaleur. Ces méthodes sont utilisées pour la documentation, l'identification des mécanismes associés ou les tendances dans le présent et dans le futur. Les articles discutant des mécanismes associés proposaient souvent des définitions basées sur des anomalies de températures.

La plupart des études se concentrent sur l'Europe, l'Australie et les États-Unis, avec au final très peu de publications sur le Sahel.

Deux mécanismes majeurs ont été identifiés pour les vagues de chaleur européennes et en particulier celles de 2003 et 2010 : un anticyclone positionné sur la zone touchée associé à des sols très secs qui s'assèchent encore pendant la vague de chaleur. Ce dernier mécanisme n'est pas applicable au printemps sahélien où les sols sont encore secs ; [Largerion et al. \[2017\]](#) montrent en particulier que la vague de chaleur sahélienne d'avril 2010 est associée à des anomalies positives de flux infrarouge incident dues à une advection de vapeur d'eau dans l'atmosphère et que l'anomalie de flux solaire incident était négative.

Enfin, les vagues de chaleur détectées sur les températures brutes ont tendance à être de plus en plus fréquentes, longues, intenses et étendues spatialement au fil du temps.

Chapitre 3

Données et méthodes

« *It Isn't Really Up to Me* »

Samuel Illingworth

Sommaire

3.1	Les données	52
3.1.1	Les stations SYNOP	52
3.1.2	Le produit grillé BEST	52
3.1.3	Les réanalyses	53
3.2	Simulations climatiques CMIP5	56
3.3	Outils méthodologiques	58
3.3.1	Filtrage et analyse spectrale	58
3.3.2	Connexité	59
3.3.3	Statistiques mathématiques	60
3.3.4	Significativité des résultats	61
	Conclusion	62

Ce chapitre définit les différentes données utilisées dans ce manuscrit : le jeu de données basé sur des interpolations d'observations *Berkeley Earth Surface Temperature* (BEST), les réanalyses météorologiques et les modèles de climat CMIP5. Des observations issues de stations SYNOP sont également présentées.

Les méthodes d'analyse de données appliquées durant cette thèse font l'objet d'une seconde partie, avec notamment la présentation de méthodes de filtrage de données et les méthodes statistiques pour quantifier et analyser des distributions.

3.1 Les données

3.1.1 Les stations SYNOP

Les stations SYNOP sont des centres de mesure disséminés sur le globe qui font des mesures de variables atmosphériques proche de la surface. SYNOP est une abréviation du mot synoptique qui signifie ici que les stations prennent des mesures plusieurs fois par jour (entre deux et huit fois) à des heures définies. En Afrique de l’Ouest, ces stations ont des séries temporelles de données généralement discontinues. Deux stations SYNOP ont cependant des séries temporelles longues et continues sur 1950-2010 grâce aux travaux de différents auteurs (voir Figure 1.1 pour la localisation) :

- Hombori, au Mali (15.33°N, -1.8°E) dont les données ont été complétées, corrigées et numérisées par Mougin et collaborateurs à partir des archives de l’Agence Météorologique du Mali (Guichard et al. [2015]) ;
- Niamey, au Niger (13.48°N, 2.17°E) (Leauthaud et al. [2016]). Les auteurs ont réalisé un travail de correction et de reconstruction approfondi des données SYNOP issues de plusieurs archives en utilisant diverses méthodes statistiques (régression, analogue, etc.).

Les stations SYNOP reflètent la réalité mais les données sont souvent discontinues et locales. Les variables thermodynamiques diffèrent selon les stations : les séries continues de Hombori et Niamey contiennent en particulier des séries de températures. Les données de ces deux stations sont utilisées pour évaluer le produit grillé BEST ainsi que les réanalyses météorologiques présentées dans les paragraphes suivants.

3.1.2 Le produit grillé BEST

L’organisme californien *Berkeley Earth* a rassemblé des données de températures provenant de 16 bases de données d’observations¹ comme par exemple les archives GSOD de la NOAA ou les observations des stations SYNOP dans le but de répondre aux doutes exprimés par les sceptiques du réchauffement climatique, par exemple sur la présence de biais dans les données ou de données de mauvaise qualité. Ils ont ainsi constitué leur propre base de données à l’aide d’outils mathématiques variés (interpolation, filtrage, statistiques, etc.) la *Berkeley Earth Temperature Surface* (BEST). Les données de la station SYNOP de Hombori utilisées dans BEST ne sont cependant pas celles de Guichard et al. [2015] et comportent de nombreuses discontinuités.

Les données grillées² journalières à la surface de Tmax et Tmin sont disponibles de 1880 à 2012 dans la base de données BEST (Rohde et al. [2013], Rohde et al. [2014]). La grille utilisée ici est une grille latitude × longitude de 1° × 1° sur le domaine [00°N 40°N][20°W 40°E] (appelé domaine africain dans la suite).

Au Sahel, les observations sont rares : la Figure 3.1 présente le nombre de stations utilisées pour élaborer BEST au Mali. Environ 10 stations sont utilisées pour ce pays depuis 1950, et jusqu’à une centaine en prenant en compte les régions autour. Avant 1950, le nombre de stations disponibles chute fortement. Fort de ce constat, seule la période 1950-2012 est étudiée dans cette thèse.

1. <http://berkeleyearth.org/source-files/>

2. Grillé signifie que la surface de la Terre est divisée en un certain nombre de points de grille espacés par une certaine distance et que les températures sont données sur chacun de ces points de grille

Les données de BEST au point de grille le plus proche des deux stations SYNOP présentées au Paragraphe 3.1.1 sont comparées aux observations de ces deux sites (Figure 3.2a,b) en termes de cycle annuel. BEST est ainsi très proche de ces observations, ce qui pouvait paraître intuitif étant donné que de nombreuses stations SYNOP sont assimilées dans BEST : les données de la station SYNOP de Hombori assimilées dans BEST sont néanmoins différentes de celles utilisées dans la comparaison de la Figure 3.2, d'où quelques légères différences.

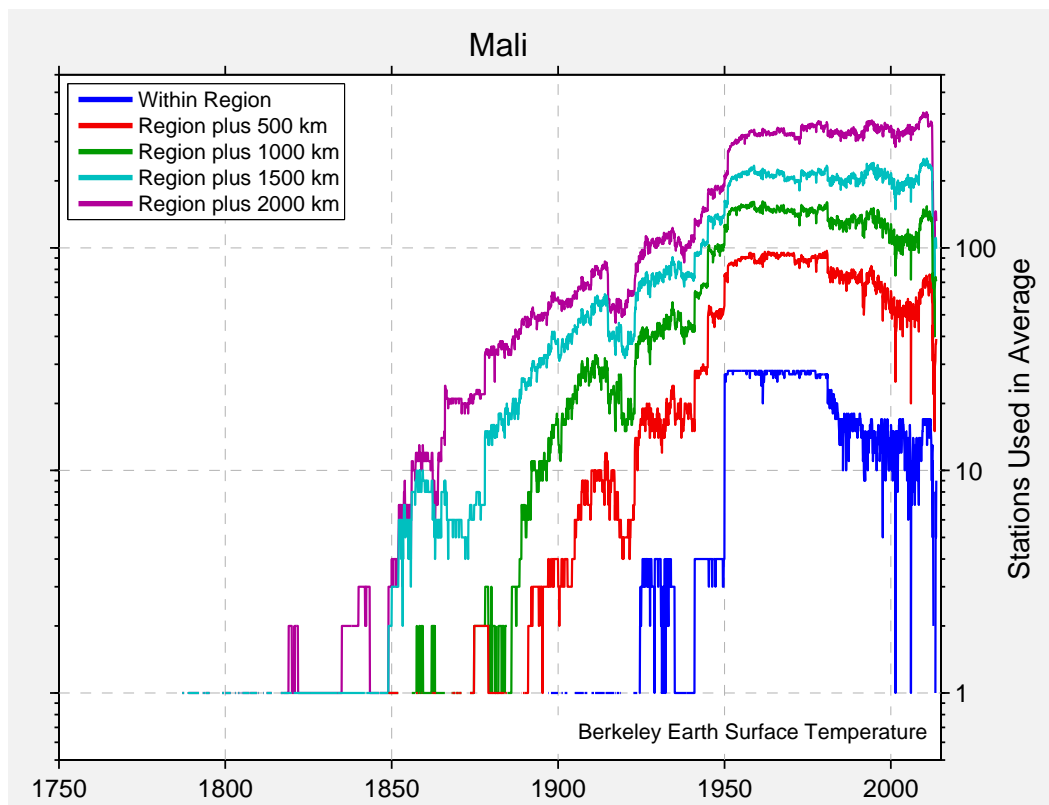


Figure 3.1 – Séries temporelles du nombre de stations utilisées par BEST sur la région du Mali. Les couleurs indiquent la taille de la région sur laquelle est compté le nombre de stations utilisées. Par exemple, la couleur bleue correspond au nombre de stations utilisées sur le Mali, la couleur rouge sur le Mali plus 500 km autour de ce pays. Source : figure issue de <http://berkeleyearth.lbl.gov/regions/mali>

3.1.3 Les réanalyses

BEST est basé uniquement sur des observations. D'autres produits grillés sont issus de modèles météorologiques qui résolvent les processus physiques et dynamiques à l'échelle de leur maille et fournissent tout un panel de variables atmosphériques (température, vent, humidité, nuages, etc.).

Les réanalyses météorologiques sont des produits qui mélangent donc observations et modèles météorologiques : elles utilisent un système d'assimilation qui combine de manière optimale des observations et des prévisions à courte échéance. Ainsi, ces produits sont sensibles au modèle physique utilisé, en particulier dans les régions où les observations sont rares.

Les Tmax et Tmin de trois réanalyses météorologiques sont utilisées dans cette thèse :

- la réanalyse *Interim Re-Analysis* (ERA-Interim) du *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) sur 1979-2015 sur une grille $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (Dee et al. [2011]) ;
- la réanalyse *National Centers for Environmental Prediction - Department of Energy AMIP-II* (NCEP2) sur 1979-2012 sur une grille $2^\circ \times 2^\circ$ (Kanamitsu et al. [2002]) ;
- la réanalyse *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA) du *National Aeronautics and Space Administration's Global Modeling and Assimilation Office* sur 1979-2012 sur une grille $0.5^\circ \times 0.66^\circ$ (Rienecker et al. [2011]).

Les premières données issues des satellites remontent à 1979 : les quantités d'observations disponibles à partir de cette date sont donc beaucoup plus importantes qu'avant 1979. Les réanalyses sont donc plus contraintes par les observations à partir de 1979, c'est pourquoi leurs données sont étudiées dans cette thèse à partir du début de l'ère des satellites. Au contraire de BEST, des variables thermodynamiques autres que la température sont disponibles. En particulier, nous avons utilisé les variables d'ERA-Interim présentées dans le Tableau 3.1.

Variable	Notation	Unité	Altitude
Pression au niveau de la mer	mslp	hPa	1013 hPa
Humidité spécifique	qv	g.kg^{-1}	2m
Humidité relative	RH	%	2m
Eau précipitable	PW	kg.m^{-2}	-
Vent zonal à 10 m	u_{10}	m.s^{-1}	10m
Vent méridien à 10 m	v_{10}	m.s^{-1}	10m
Vent zonal	u_alt	m.s^{-1}	925 hPa, 700 hPa
Vent méridien	v_alt	m.s^{-1}	925 hPa, 700 hPa

Tableau 3.1 – Champs dynamique et thermodynamique utilisés, en plus des Tmax et Tmin, ERA-Interim, sur 1979-2015. Les données sont disponibles sur un pas de temps de 6h

Les cycles annuels de température des réanalyses météorologiques sont comparées aux cycles annuels de BEST et des stations SYNOP de Hombori et de Niamey ainsi qu'en moyenne sur le domaine sahélien sur la Figure 3.2. Des conclusions similaires sont obtenues pour les sites comme pour la moyenne sur le domaine sahélien. Des différences apparaissent entre les produits, plus ou moins marquées selon le moment de l'année. Les Tmin des réanalyses sont relativement similaires aux valeurs des observations SYNOP pendant la mousson, mais s'en écartent fortement au printemps avec un biais froid atteignant par endroit près de -5°C à Hombori pour NCEP2 et une moyenne à -3°C sur le domaine sahélien pour cette même réanalyse (voir aussi Annexe A, Figures A.1 et A.2 pour plus de détails). Sur les Tmax printanières, les réanalyses ERA-Interim et NCEP2 présentent un biais froid sur les Tmax par rapport à BEST et aux stations SYNOP alors que MERRA a un biais chaud. Le cycle saisonnier de NCEP2 est décalé d'un mois. De manière générale, la réanalyse météorologique ERA-Interim est la plus proche de BEST sur ce diagnostic (cycle annuel) comme sur la plupart des modes de variabilité analysés (Annexe A, Figures A.1 et A.2).

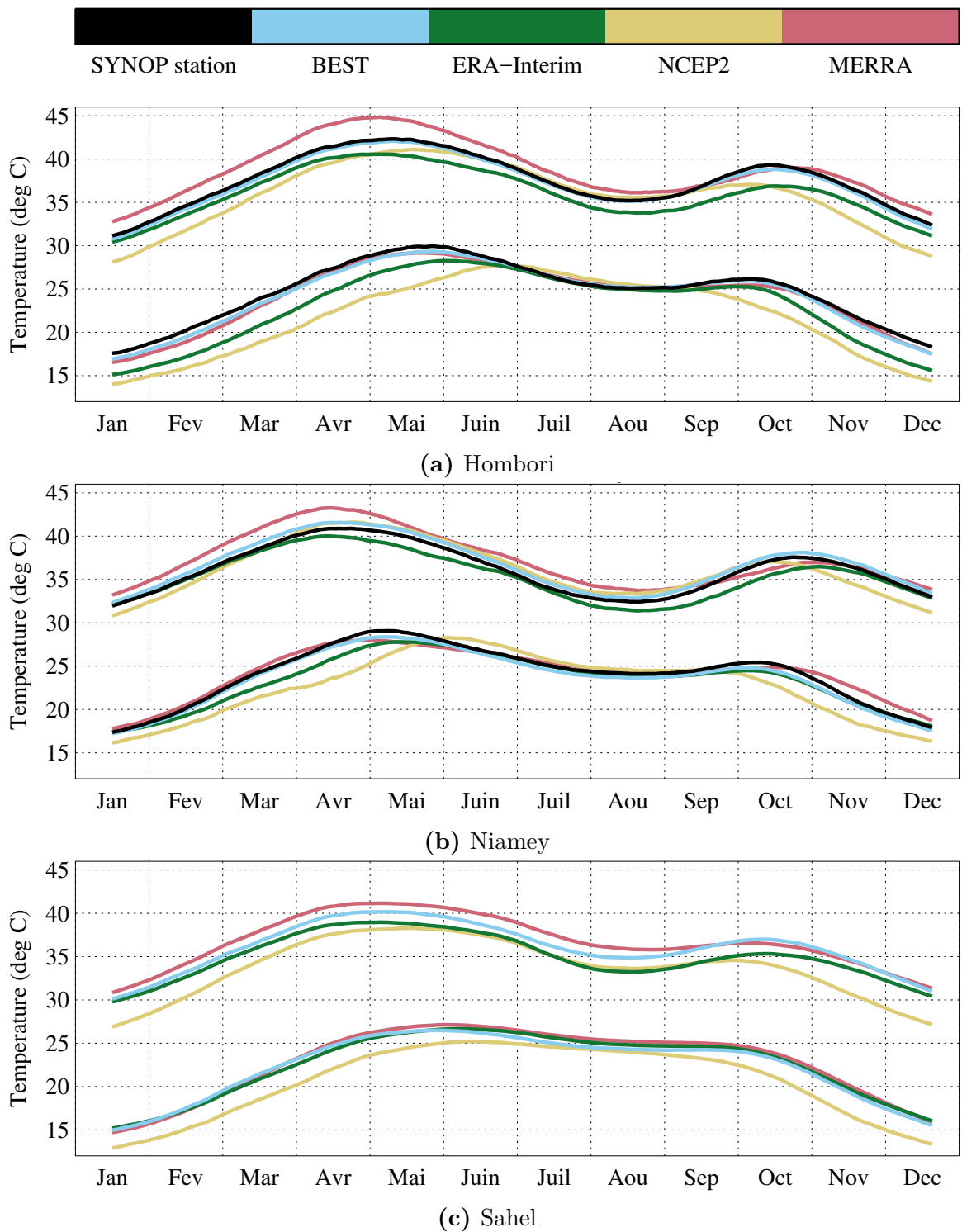


Figure 3.2 – Cycles annuels des Tmax (courbes du haut) et Tmin (courbes du bas) en moyenne sur 1979-2010 à Hombori (a), Niamey (b) et en moyenne sur le domaine sahélien (c) pour les stations SYNOP, BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA. Pour les sites (a,b), les données des jeux de données sont récupérées au point le plus proche du site en question. Les années 1988, 1989 et 1990 ont été enlevées pour construire la figure (a) à cause d'incohérences dans les Tmin de la station SYNOP de Hombori sur cette période

3.2 Simulations climatiques CMIP5

Un modèle de climat a pour objectif de représenter la distribution des états de l'atmosphère, à partir d'un ou plusieurs modèles numériques basés sur les lois de la dynamique des fluides et de la physique. Par opposition aux modèles de prévision du temps qui résolvent un problème de conditions aux limites (l'état initial de la simulation est essentiel et doit être le plus précis possible), les modèles de climat résolvent un problème de conditions aux bords. Ces conditions aux bords sont appelées forçages. Ils dépendent de la configuration ou du type de modèle utilisé et peuvent être par exemple le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère, les concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols, et parfois même les températures de surface de la mer. L'objectif est alors d'étudier la réponse du système climatique ou d'une partie de celui-ci à différents forçages ou différentes évolutions de ces forçages, en particulier ceux d'origine anthropique.

En lien avec cette dernière question, le *World Climate Research Programme* (WCRP) coordonne régulièrement des exercices d'intercomparaison de modèles de climat afin d'évaluer la réponse du système climatique à différents scénarios d'évolution des forçages anthropiques. Le dernier en date est le projet *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) (Taylor et al. [2011]), la prochaine phase CMIP6 devant commencer en 2018. Ces forçages sont représentatifs d'évolutions futures possibles, avec des scénarios plus ou moins pessimistes selon les politiques de mitigation mises en place par les pays. Une partie de ces exercices consiste également à évaluer la capacité des modèles de climat à reproduire un certain nombre d'aspects du climat passé et présent.

Divers types de simulations issues de l'exercice CMIP5 ont été utilisés. Les simulations dites AMIP (*Atmospheric Model Intercomparison Project*) ont leurs températures de surface de la mer prescrites selon les observations et couvrent la période 1979-2008. Les simulations dites historiques utilisent des modèles couplés, c'est-à-dire où un modèle d'atmosphère est couplé à un modèle d'océan, et simulent donc leurs propres températures de surface de la mer. Elles couvrent la période plus longue 1850-2005. Ces dernières simulations sont généralement poursuivies à l'aide de scénarios pour étudier le climat futur. Pour les simulations AMIP, nous disposons de 21 modèles et pour les simulations historiques (notées HIST ci-après) de 29 modèles. Ces modèles sont listés dans le Tableau 3.2 et plus de détails peuvent être trouvés dans Roehrig et al. [2013].

La sixième phase du projet *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP) est actuellement en fin de préparation (CMIP6). Dans ce cadre, le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) a développé une nouvelle version de son modèle de climat, CNRM-CM6, pour lequel la composante atmosphérique a été profondément modifiée et améliorée. Outre un ensemble de paramétrisations physiques revisitées, les champs de forçage en aérosols ont été mis à jour par rapport à CNRM-CM5. Une pré-version de CNRM-CM6 (notée CNRM-CM6) est analysée en configuration AMIP au Chapitre 7.

Centre de modélisation du climat	Modèles	Simulations
Beijing Climate Center (BCC ; China)	bcc-csm1-1 bcc-csm1-1-m	AMIP, HIST HIST
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma ; Canada)	CanAM4 CanESM2	AMIP HIST
Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici (CMCC ; Italy)	CMCC-CM CMCC-CESM CMCC-CMS	AMIP, HIST HIST HIST
Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) - Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS) (France)	CNRM-CM5 CNRM-CM6	AMIP, HIST AMIP
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO)-Bureau of Meteorology (BOM ; Australia)	ACCESS1-0 ACCESS1-3	AMIP, HIST AMIP, HIST
European Consortium (EC)	EC-EARTH	AMIP
Global Change and Earth System Science (GCESS ; China)	BNU-ESM	HIST
Institute of Numerical Mathematics (INM ; Russia)	inmcm4	AMIP, HIST
Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL ; France)	IPSL-CM5A-LR IPSL-CM5A-MR IPSL-CM5B-LR	AMIP, HIST AMIP, HIST AMIP, HIST
LASG-Institute of Atmospheric Physics (IAP ; China)	FGOALS-g2	HIST
Met Office Hadley Centre (MOHC ; United Kingdom)	HadGEM2-A HadGEM2-CC HadGEM2-ES	AMIP HIST HIST
Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC ; Japan)	MIROC5 MIROC-ESM MIROC-ESM-CHEM	AMIP, HIST AMIP, HIST HIST
National Center for Atmospheric Research (NCAR ; United States)	CCSM4	HIST
National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL ; United States)	GFDL-CM3 GFDL-HIRAM-C180 GFDL-ESM2G GFDL-ESM2M	AMIP, HIST AMIP HIST HIST
National Science Foundation (NSF)-Department of Energy (DOE)-National Center for Atmospheric Research (NCAR ; United States)	CESM1-BGC	HIST
Norwegian Climate Centre (NCC ; Norway)	NorESM1-M	AMIP, HIST

Tableau 3.2 – Simulations CMIP5 utilisées dans cette thèse, voir [Roehrig et al. \[2013\]](#) pour plus de détails. La version pré-CMIP6 en mode AMIP du CNRM et du Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS) est également analysée (CNRM-CM6)

3.3 Outils méthodologiques

Le but de cette partie est de présenter les différents outils d'analyse de données utilisés dans cette thèse.

3.3.1 Filtrage et analyse spectrale

3.3.1.a Filtrage

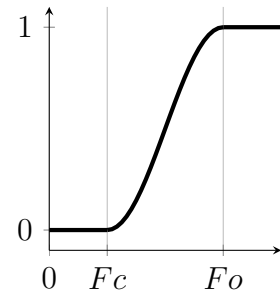
La température varie à différentes échelles temporelles (climatique, multi-décennale, annuelle, intra-saisonnière, synoptique, diurne) : afin d'isoler une échelle particulière, un filtrage temporel est réalisé. La méthode présentée ici se base sur le travail de thèse de Roehrig [2010].

Le signal temporel est transformé en signal fréquentiel grâce à une décomposition de Fourier puis toutes les valeurs des fréquences f inférieures à la fréquence de coupure choisie F_c sont remplacées par des zéros, avec une zone de transition. Ce filtre est appelé filtre passe-haut car il laisse passer les hautes fréquences et supprime les basses fréquences. Le signal fréquentiel ainsi créé est ensuite transformé en signal temporel grâce à la décomposition inverse de Fourier.

La fonction filtre est définie par :

$$\text{filtre}(f) = \begin{cases} \text{filtre}(-f) & \text{si } f < 0 \\ 0 & \text{si } 0 \leq f < F_c \\ \frac{1}{2} [1 - \cos(\pi \frac{f - F_c}{F_o - F_c})] & \text{si } F_c \leq f < F_o \\ 1 & \text{si } F_o \leq f \end{cases}$$

avec $F_o = (1 + 0.05) \times F_c$



La transformée de Fourier $X(k)$ ($k = 1, \dots, N$) d'un signal temporel discret $x(t)$ ($t = 1, \dots, N$) composé de N éléments permettant de transformer ce signal temporel en signal fréquentiel, ainsi que la transformée de Fourier inverse permettant de faire le chemin inverse, sont définies par :

$$X(k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N x(t) \exp \frac{-2i\pi kt}{N} \quad \text{Transformée de Fourier}$$

$$x(t) = \sum_{k=1}^N X(k) \exp \frac{2i\pi kt}{N} \quad \text{Transformée de Fourier inverse}$$

$$\text{avec } f = \frac{k}{N}$$

Finalement, le calcul des données filtrées se fait par les étapes suivantes via l'algorithme de calcul de transformée de Fourier rapide (FFT) :

- passage de $x(t)$ dans le domaine de Fourier $X(k)$ via la transformée de Fourier ;
- multiplication de $X(k)$ par le filtre $\text{filtre}(k/N)$ donnant $X'(k)$;
- passage inverse de $X'(k)$ dans le domaine temporel $x'(t)$ via la transformée de Fourier inverse.

$$x(t) \xrightarrow{\text{Fourier}} X(k) \xrightarrow{\times \text{filtre}(k/N)} X'(k) \xrightarrow{\text{Fourier inverse}} x'(t)$$

Tapering Des effets de bord (*leakage*) peuvent apparaître aux extrémités du signal temporel $x'(t)$, en relation avec la FFT : en effet, celle-ci considère que le signal de taille finie en entrée est un échantillon d'un signal de taille infinie et donc travaille sur un signal répété ou « périodisé ». Si la première et la dernière valeur ne sont pas identiques, la FFT rajoute un « saut » dans la série étudiée, ce qui entraîne une distorsion sur le signal fréquentiel aux fréquences proches de ce saut (voir exemple Figure 3.3). Pour réduire cet effet, le *tapering* consiste à modifier les bords du signal en entrée pour les faire tendre vers une même valeur comme la valeur moyenne. Le *tapering* sert surtout sur les signaux relativement « courts » ou si l'étude porte sur les bords du signal.

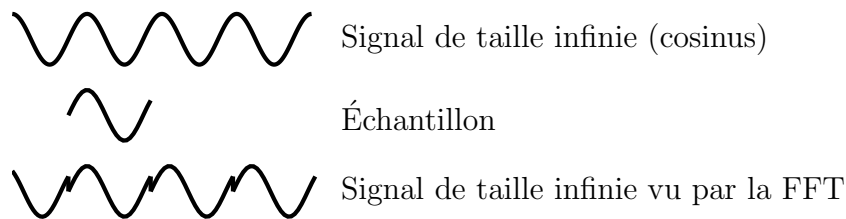


Figure 3.3 – Exemple de *leakage* réduit par le *tapering*

Zero-padding L'algorithme de la FFT est plus efficace quand N est une puissance de 2 ; le *zero-padding* consiste à compléter la série temporelle par sa valeur moyenne sur sa fin jusqu'à atteindre une puissance de 2 supérieure à N . Cet ajout augmente la résolution spectrale lors du calcul de la densité spectrale d'énergie en rajoutant des fréquences : cela se traduit comme du bruit sur les hautes fréquences mais surtout donne une meilleure résolution sur les basses fréquences. Cette opération ne change pas la structure du spectre.

Le *tapering* et le *zero-padding* changent la variance du signal qui est alors corrigée après calcul, afin de conserver l'énergie du signal de départ.

Dans la suite, les filtres sont calculés sans ces deux manipulations car elles changeaient très peu les résultats. Elles sont utilisées en revanche au Paragraphe 5.7 dans des conditions de prévision en temps réel des vagues de chaleur : les séries temporelles analysées sont courtes (\sim année) et la période d'intérêt se situe au bord du signal, d'où l'intérêt de ces deux manipulations.

3.3.1.b Analyse spectrale

L'analyse spectrale est un outil permettant de décrire un signal temporel dans le domaine des fréquences.

La densité spectrale d'énergie (DSE) représente la répartition de l'énergie d'un signal dans le domaine fréquentiel. Elle permet d'identifier les fréquences qui contribuent fortement au signal initial temporel, et donc de le caractériser. On peut montrer que

$$DSE(f) = 2N|X(f \times N)|^2$$

3.3.2 Connexité

Un objet connexe est « lié à quelque chose d'autre par des rapports étroits, par la similitude ou la dépendance » (définition du Larousse³). En mathématiques, la connexité

3. <http://www.larousse.fr/dictionnaires/francais>

correspond à une notion topologique et caractérise un objet d'un seul tenant.

Cette section présente la méthode utilisée pour identifier une région connexe d'une image, c'est-à-dire une région où chaque partie est reliée aux autres parties.

Pour ce faire, une technique de segmentation d'image est utilisée, qui consiste à regrouper des pixels entre eux selon des critères définis en amont. La technique dite de *region growing* (région croissante) prend un pixel de l'image comme point de départ d'une région puis étend cette région autour de ce point de départ en appliquant le critère de sélection aux points autour : si ces points remplissent le critère, ils sont intégrés dans la région puis la recherche s'étend à nouveau autour de ces nouveaux points. Quand il n'y a plus de nouveaux points intégrés dans la région, nous nous retrouvons avec une région qui est connexe et dont tous les points remplissent le critère choisi. La Figure 3.4 illustre le concept du *region growing* sur une image binaire, noire et blanche, dont le but est d'identifier les régions noires de l'image.

Nous avons choisi d'appliquer le critère de sélection aux 8 points autour du point testé ; il aurait également été possible de l'étendre à seulement 4 points autour (sans les diagonales) ou même de l'étendre aux rangées d'après sur 24 points autour. Ce dernier choix permet par exemple de considérer que deux régions qui sont séparées par une seule rangée de pixels sont en fait une seule et même région.

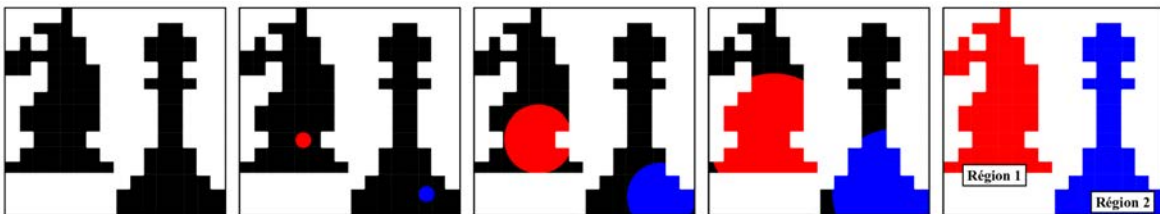


Figure 3.4 – Illustration de segmentation d'image *region growing* avec le critère « couleur noire ». Les points de départ sont représentés par un point rouge ou bleu sur les deuxièmes vignettes

3.3.3 Statistiques mathématiques

3.3.3.a Quantiles

La distribution d'une série de données est une fonction qui associe à chaque valeur possible de la série une fréquence d'occurrence.

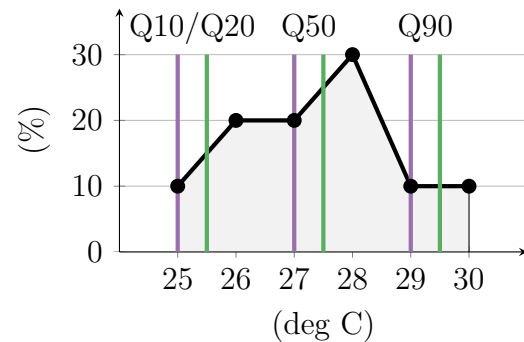
Le quantile Q d'une série de données correspond à la valeur qui divise ces données en deux parties :

- au dessus (à droite) de cette valeur il y a $Q\%$ d'individus ;
- en dessous (à gauche) de cette valeur il y a $100-Q\%$ d'individus.

Le quantile est équivalent à la fréquence cumulée de la distribution de la série temporelle. La valeur du quantile peut être égale à la valeur moyenne entre les deux données entourant le quantile (en vert sur la Figure 3.5b), ou à la valeur de la donnée précédente (en violet). Nous avons choisi la deuxième possibilité : ainsi le quantile correspond à une valeur existante de la série de données.

T (deg C)	Fréq (%)	Fréq cumulée (%) ~ quantile
25	10	10
26	20	30
27	20	50
28	30	80
29	10	90
30	10	100

(a) Série de températures et leur fréquence d'apparition



(b) Distribution de la série du tableau de gauche

Figure 3.5 – Exemple d'une série de données, de sa distribution et des quantiles (Q). Les traits violets et verts correspondent aux valeurs possibles attribuées au quantile.

3.3.3.b Moments

Les moments sont des outils statistiques caractérisant la forme de la distribution considérée. Trois d'entre eux sont utilisés dans cette thèse : la moyenne (ou moment d'ordre 1), la variance (ou moment d'ordre 2) et l'asymétrie (basée sur le moment d'ordre 3), calculées selon les formules suivantes :

$$\text{Moyenne} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X_k$$

$$\text{Variance} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (X_k - \text{Moyenne})^2$$

$$\text{Asymétrie} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \frac{(X_k - \text{Moyenne})^3}{\text{Variance}^{3/2}}$$

Les variations de ces moments ont été illustrées sur la Figure 1.6.

3.3.4 Significativité des résultats

Afin de s'assurer que la structure d'un résultat ne dépend pas de l'échantillonnage ou de quelques individus hors norme, des tests de significativité sont réalisés. Nous en avons utilisé deux.

Test de Student Le test de Student est une approche classique. En particulier, nous avons utilisé ce test dans le cas d'échantillons de plus de 30 éléments afin de tester l'égalité de deux moyennes entres elles :

- pour deux échantillons A et B, de n_A et n_B éléments, de moyenne M_A et M_B et de variance S_A et S_B ;
- soit le paramètre Z défini par :

$$Z = \frac{M_A - M_B}{\sqrt{\frac{S_A^2}{n_A} + \frac{S_B^2}{n_B}}}$$

- en choisissant un seuil de significativité à 95% de confiance, les deux moyennes ne sont pas significativement différentes si $Z \leq 1.96$.

p-valeur La p-valeur est utilisée dans les tests d'hypothèse, qui servent à rejeter ou non une hypothèse de départ souvent appelée hypothèse nulle. La p-valeur représente alors la probabilité de faire une erreur sur le rejet de cette hypothèse : une faible valeur de la p-valeur indique que l'hypothèse est rejetée avec une forte certitude, alors qu'une forte valeur indique que l'hypothèse ne peut vraisemblablement pas être rejetée⁴.

Par exemple pour le test de Student présenté ci-dessus, l'hypothèse nulle correspond à « les deux moyennes sont identiques ». La significativité à 95% indique que cette hypothèse ne peut pas être rejetée avec une confiance d'au moins 95% et correspond en fait à une p-valeur qui doit être supérieure à 0.95.

Pour un calcul de régression ou de corrélation, l'hypothèse nulle s'écrit « la tendance est nulle » ou « la corrélation est nulle ». L'objectif ici est de rejeter cette hypothèse, c'est-à-dire de pouvoir affirmer qu'il y a effectivement une tendance, et donc que la p-valeur est faible. Nous avons choisi de prendre pour valeur limite 0.05 (5%), c'est-à-dire que si la p-valeur d'une régression est inférieure à cette valeur alors l'hypothèse est rejetée et la tendance obtenue par régression est considérée comme significativement différente de zéro.

Conclusion

Le présent chapitre a présenté les différents jeux de données utilisés dans cette thèse : les stations SYNOP, le produit grillé basé sur des observations BEST, les réanalyses météorologiques ERA-Interim, NCEP2 et MERRA et les modèles de climat du CMIP5. Les outils méthodologiques appliqués ont également été présentés, avec en particulier une méthode de filtrage et de connexité. Le chapitre suivant utilise ces dernières pour détecter les vagues de chaleur.

4. Mais pas non plus que l'hypothèse est acceptée

Chapitre 4

Détection d'une vague de chaleur

*« Il ne faut surtout pas
minimiser l'importance de la
puissance des petites résolutions
qui, loin d'être anodines,
contribuent à construire le
monde auquel nous sommes de
plus en plus nombreux à aspirer.
»*

Pierre Rabhi

Sommaire

4.1	Méthode de détection	65
4.1.1	Anomalies de température	65
4.1.2	Sélection des jours d'anomalie les plus intenses	67
4.1.3	Contraintes morphologiques	69
4.1.4	Synthèse : méthode de détection	71
4.2	Sélection géographique sur le domaine d'étude	72
	Conclusion	72

Dans cette thèse, nous cherchons à étudier les processus et mécanismes physiques mis en jeu lors des vagues de chaleur du printemps sahélien de l'échelle synoptique à intra-saisonnière, soit à l'échelle de quelques jours au mois. Cette échelle dite météorologique est associée au temps sensible¹ et constitue un véritable enjeu pour la prévision.

Nous cherchons donc à développer une méthode de détection de vagues de chaleur permettant l'analyse de ces processus.

La température fluctue à différentes échelles temporelles (climatique, multi-décennale, annuelle, intra-saisonnière, synoptique et diurne, cf. Paragraphe 3.3.1). De manière à faciliter l'identification des processus en jeu, nous avons choisi de séparer ces échelles et de ne travailler que sur les variations de la température aux échelles synoptiques à intra-saisonnières. Cette séparation est réalisée grâce à un filtrage des échelles plus lentes d'une part, et d'autre part en analysant séparément les Tmax et les Tmin. En effet, au Sahel, certains processus contrôlant les fluctuations des températures diurnes

1. C'est-à-dire le temps qu'il fait

et nocturnes sont distincts : la Tmax est particulièrement influencée par le flux solaire incident SWin alors que la Tmin printanière est très sensible à la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère (Gounou et al. [2012]; Guichard et al. [2009]; LARGERON et al. [2017]; Slingo et al. [2009]). Cette séparation est courante dans la littérature (cf. Chapitre 2), et permet de plus de s'affranchir de l'échelle temporelle du cycle diurne.

Une vague de chaleur faisant intervenir des interactions d'échelles ne sera alors prise en compte que sur la partie reliée à l'échelle conservée : par exemple, l'année 2010 au Sahel a été une année particulièrement chaude, qui a joué un rôle dans les températures atteintes pendant la vague de chaleur d'avril 2010. Cette source de variabilité des températures n'est ainsi pas prise en compte ici. Les fluctuations de plus grande échelle sont également retirées, en particulier la tendance long-terme liée au réchauffement climatique. L'utilisation de températures non filtrées pour détecter les vagues de chaleur sur les décennies passées tend à favoriser l'occurrence de jours en vague de chaleur dans les années les plus récentes à cause du réchauffement climatique : les vagues de chaleur détectées pendant ces années ne sont alors pas forcément reliées à des fluctuations intra-saisonniers. Les conséquences de ce choix d'échelle temporelle sont étudiées en détail dans le Chapitre 5.

Au final, les vagues de chaleur sont définies comme une forte augmentation de la température des échelles synoptiques à intra-saisonniers, au printemps au Sahel. Nous souhaitons également travailler sur des objets cohérents dans le temps et l'espace, aussi nous avons contraint certaines caractéristiques morphologiques des événements. Le présent chapitre détaille la méthodologie utilisée pour parvenir à ces vagues de chaleur météorologiques.

Cette méthode est donc guidée par une problématique de météorologie et non par une problématique de santé. Le lien entre températures et impacts sanitaires sur le Sahel est un sujet complexe en cours d'investigation par des épidémiologistes dans le projet Alerte aux Canicules Au Sahel et à leurs Impacts sur la Santé (ACASIS)². Leurs travaux pourront permettre à plus long terme d'une part de définir des vagues de chaleur de manière pertinente en termes de santé et d'autre part d'étudier leur lien avec les vagues de chaleur telles que nous avons proposé de les définir. Notre compréhension pourra alors éclairer et alimenter les systèmes d'alerte précoce à mettre en place face à ces événements.

Malgré cela, notre approche permet de prendre en compte une forme de stress thermique : le corps humain a en effet besoin de deux à six semaines pour s'adapter à un changement brutal des températures (Nairn and Fawcett [2013]).

Les principaux résultats des Chapitres 4 et 5 sont publiés (Barbier et al. [2018]) et l'article est inséré Annexe E.

2. <http://www.agence-nationale-recherche.fr/Projet-ANR-13-SENV-0007>

4.1 Méthode de détection

Une vague de chaleur est détectée à partir des éléments classiquement utilisés dans la littérature : température, seuil limite, durée minimale en y ajoutant une surface minimale (voir Paragraphe 2.1.2). Une fois détecté, l'objet pourra être étudié sous différents angles (durée, fréquence, intensité, situations météorologiques associées, processus mis en jeu, etc.).

La méthode de détection proposée dans cette thèse comporte trois étapes :

1. un filtrage des basses fréquences des températures afin de retirer les échelles temporelles supérieures aux échelles intra-saisonnières, à chaque point de grille du domaine africain ;
2. une sélection des jours présentant les plus fortes anomalies ;
3. la suppression des vagues de chaleur trop courtes, trop petites ou spatialement émietées pour ne conserver que les objets d'échelle spatio-temporelle au minimum synoptique, c'est-à-dire de l'ordre de quelques jours et du millier de kilomètres.

Chacune de ces étapes est explicitée dans la suite.

Les vagues de chaleur ainsi détectées sont ensuite sélectionnées selon leur position géographique pour se concentrer sur le Sahel uniquement (cf. Paragraphe 4.2).

La méthodologie est illustrée pour l'année 1992 en un point de grille, à Hombori, situé environ au centre du domaine sahélien (Figure 4.1). Cette Figure est discutée dans les sections suivantes.

4.1.1 Anomalies de température

Afin d'isoler l'échelle temporelle choisie, les données sont filtrées en s'appuyant sur des approches développées pour détecter et documenter la variabilité synoptique et intra-saisonnière de la mousson africaine (Janicot et al. [2011]; Poan et al. [2013]; Roehrig et al. [2011], voir Paragraphe 3.3.1 pour la méthode de filtrage).

L'échelle de variabilité temporelle visée correspond à des échelles allant du jour à la saison ; la fréquence de coupure du filtre devrait donc être située autour de $1/90$ jours⁻¹. Afin de vérifier que cette fréquence correspond à un creux dans le spectre d'énergie des températures, nous avons réalisé une analyse spectrale des données BEST de Tmax et de Tmin sur 1950-2012 (Figure 4.2).

Cette analyse spectrale indique trois pics d'énergie à respectivement 365, 185 et 123 jours. Les deux premières fréquences représentent la forme caractéristique du cycle annuel moyen du Sahel, avec les deux maxima. La période 90 jours se situe dans un creux d'énergie, et permet d'éliminer efficacement les trois périodes citées précédemment. Le signal temporel des échelles supérieures à 90 jours, retiré par le filtre, est tracé Figure 4.3a : on retrouve alors le cycle annuel caractéristique du Sahel, avec deux maxima de température. L'effet du réchauffement climatique est également visible, avec un décalage progressif des cycles annuels moyens vers des températures plus élevées au fil des années (gradation du bleu au jaune de bas en haut). Les anomalies de température sont également tracées sur la partie basse de la figure, variant entre -6 et +6°C avec une variabilité plus forte pour les Tmax que pour les Tmin. La variabilité est plus forte en mars-avril qu'en juin-juillet, et encore plus forte pendant l'hiver boréal. La tendance climatique ayant été retirée des données, il n'y a pas de décalage visible des températures.

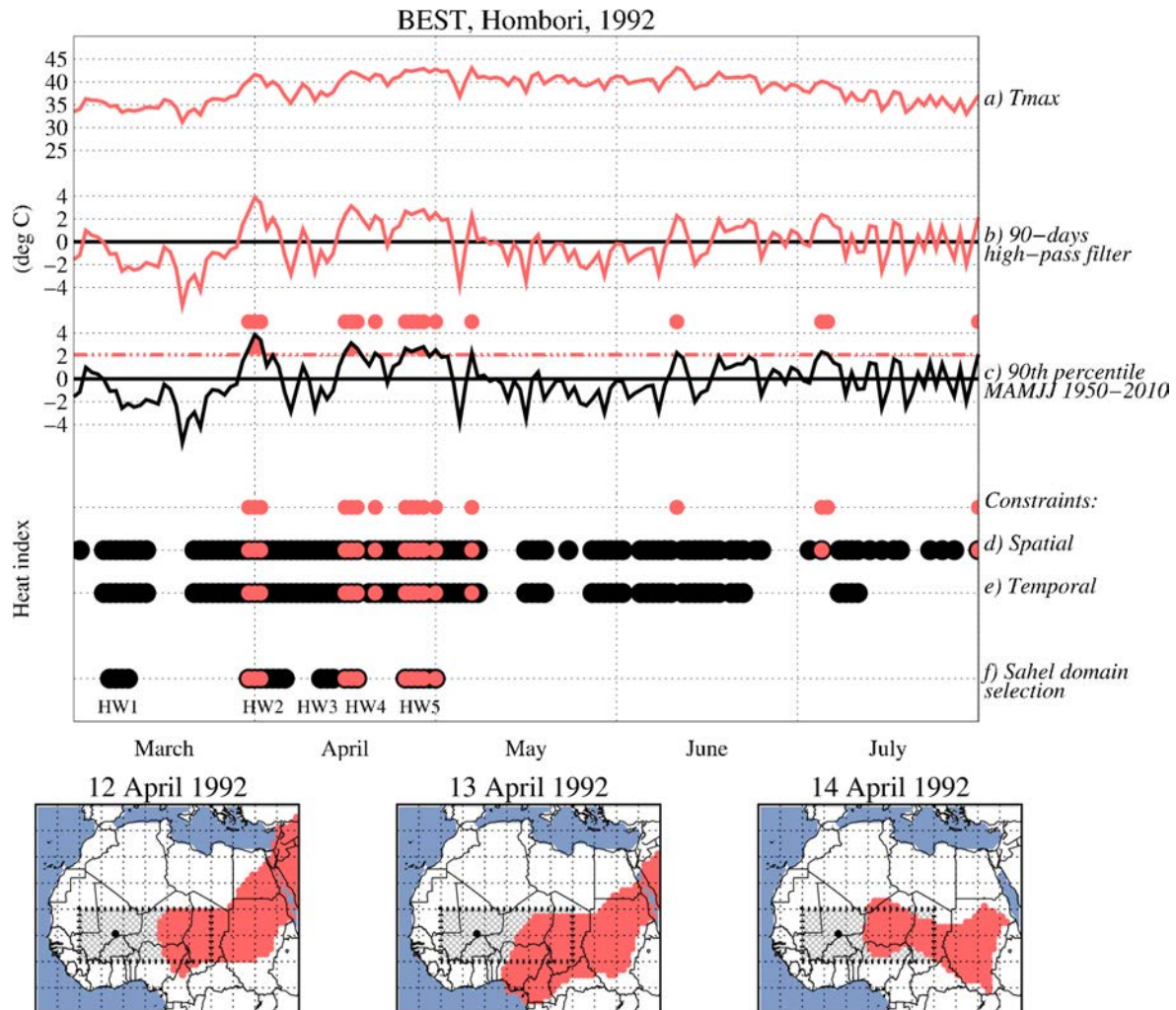


Figure 4.1 – Illustration de la méthode de détection des vagues de chaleur sur les Tmax (appelées HWmax) pour 1992 à Hombori. Chaque ligne représente une étape de la méthode. Les trois premières lignes représentent les séries temporelles de Tmax (a), des anomalies de Tmax (b), et de ces mêmes anomalies avec le quantile 90 superposé (trait rouge pointillé) et les jours qui dépassent ce quantile (rond) (c). Les points rouges correspondent à la détection d'une vague de chaleur à Hombori, les points noirs à la détection d'une vague de chaleur sur le domaine africain après application des contraintes spatio-temporelles (d,e) puis en sélectionnant les événements survenant sur le domaine sahélien (f). Source : Figure 1 de Barbier et al. [2018]

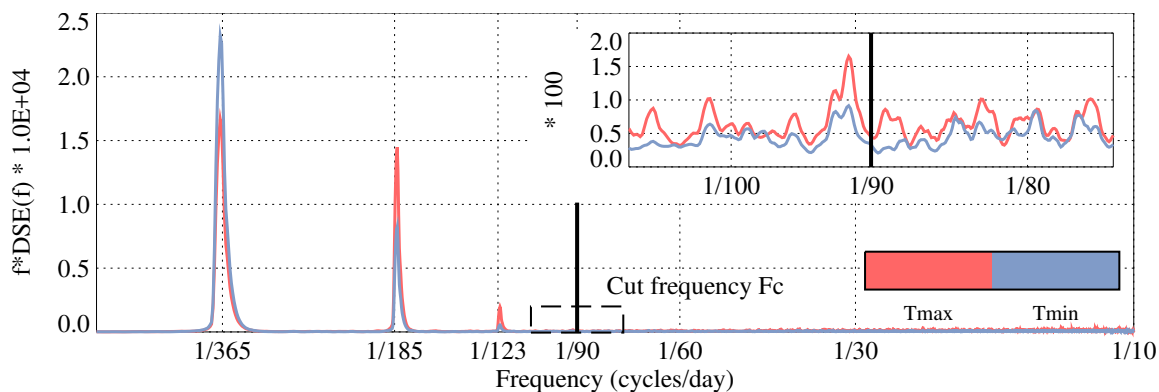


Figure 4.2 – Densité spectrale d’énergie des Tmax et Tmin de BEST sur la période 1950-2012 en moyenne sur le domaine sahélien. La fréquence de coupure choisie F_c est représentée par un trait épais noir. L’encadré est un zoom du graphe principal autour de cette fréquence de coupure. La multiplication du spectre par la fréquence permet de conserver la variance du signal, qui était changée par l’utilisation d’une échelle logarithmique. Cette manipulation permet alors une meilleure visualisation des hautes fréquences

La fréquence de coupure F_c est donc fixée à $1/90$ jours⁻¹. La variable choisie est une variable basée directement sur la température (nommée variable simple au Paragraphe 2.1.2.b) : Tmax ou Tmin, en anomalie. La série temporelle des Tmax filtrées à Hombori en 1992 est tracée Figure 4.1b.

4.1.2 Sélection des jours d’anomalie les plus intenses

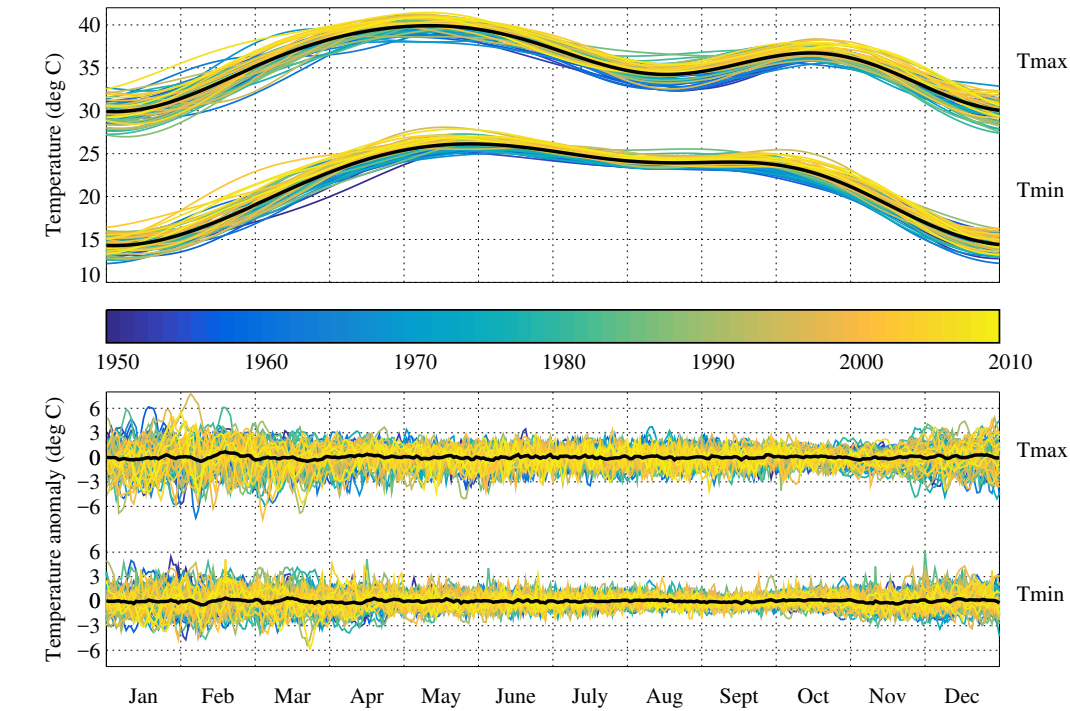
Un seuil de température doit maintenant être appliqué sur nos anomalies de Tmax ou Tmin afin de sélectionner les jours où la température est nettement plus forte que celle attendue dans le cycle annuel (dites températures les plus intenses). Ce seuil de température peut être absolu ou relatif, comme discuté dans le Paragraphe 2.1.2.c.

La variance des températures filtrées pour les mois Mars-Avril-Mai-Juin-Juillet (MAMJJ) est tracée Figure 4.3b sur le domaine sahélien. Les valeurs diminuent bien de mars à juillet, avec des valeurs en général plus fortes pour Tmax que pour Tmin. Des différences géographiques apparaissent pour chacun des mois avec des valeurs plus importantes sur le nord-est en général, et une graduation nord-sud marquée pour les Tmin. Au vu de cette forte hétérogénéité spatiale, choisir un seuil absolu entraînerait une sur-représentation des événements au nord du domaine sahélien.

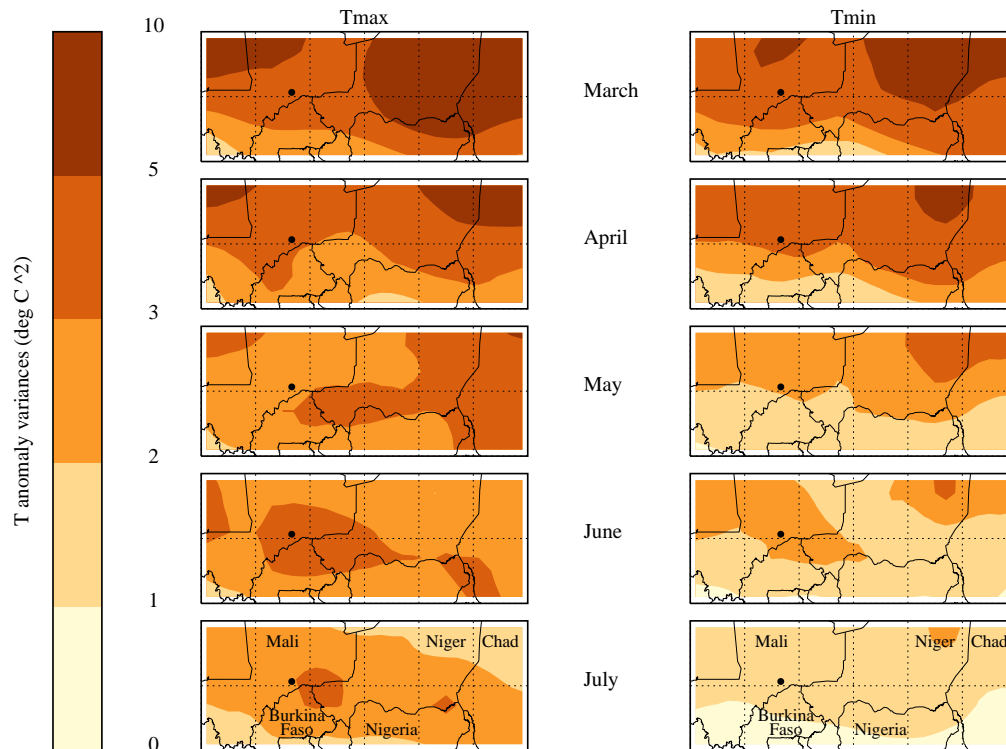
Le seuil relatif permet une souplesse d’application, en cela qu’il s’adapte à chaque point de grille et à chaque région. Le quantile 90 est le plus utilisé dans la littérature, et est un compromis entre la qualité d’extrême et la taille de l’échantillon récupéré, permettant des calculs statistiques plus robustes.

Enfin, le choix de la fenêtre temporelle d’application du quantile influera sur la répartition temporelle des vagues de chaleur (voir Paragraphe 2.1.2.c) : en choisissant une fenêtre glissante, les vagues de chaleur seront réparties de manière homogène tout au long de l’année avec des intensités très différentes. Cette fenêtre permet aussi de retirer l’échelle temporelle du cycle annuel des températures, ce qui est déjà réalisé ici avec le filtrage des températures. En choisissant une fenêtre fixe, les intensités seront plus homogènes pour une distribution temporelle hétérogène. Nous avons décidé de détecter des vagues de chaleur d’intensité similaire, soit la fenêtre fixe.

Nous utilisons un seuil relatif : le quantile 90 calculé sur la période temporelle fixe



(a)



(b)

Figure 4.3 – Tmax et Tmin aux échelles temporelles supérieures (a) et inférieures à l'intra-saisonnier (a,b), BEST, 1950-2012. Le graphe (a) montre les températures brutes moins les anomalies de température (haut) et les anomalies de température (bas), en moyenne sur le domaine sahélien pour toute la période temporelle 1950-2012 (trait noir) ainsi que par année (traits de couleur). Le graphe (b) correspond à la variance des anomalies de température (filtrées à 90 jours) par mois sur la période 1950-2012. Le point noir correspond à Hombori

de mars à juillet (MAMJJ, période du printemps étendue à un mois de chaque côté) sur 1950-2010³ en chaque point de grille du domaine sahélien. Ces quantiles présentent une symétrie zonale, avec une augmentation des valeurs du sud vers le nord du domaine africain (Figure 4.4). Le quantile 90 calculé sur les anomalies de Tmax est également en général plus élevé que celui sur les Tmin.

À chaque point de grille, un jour est considéré chaud si son anomalie de température diurne ou nocturne dépasse le quantile 90 sur MAMJJ 1950-2010 dudit point. Les jours sont identifiés par un indice binaire (1 pour les jours chauds, 0 sinon) représenté par des points rouges sur la Figure 4.1c. À Hombori, le quantile 90 sur MAMJJ est égal à 2.1°C pour les Tmax et 2.0°C pour les Tmin.

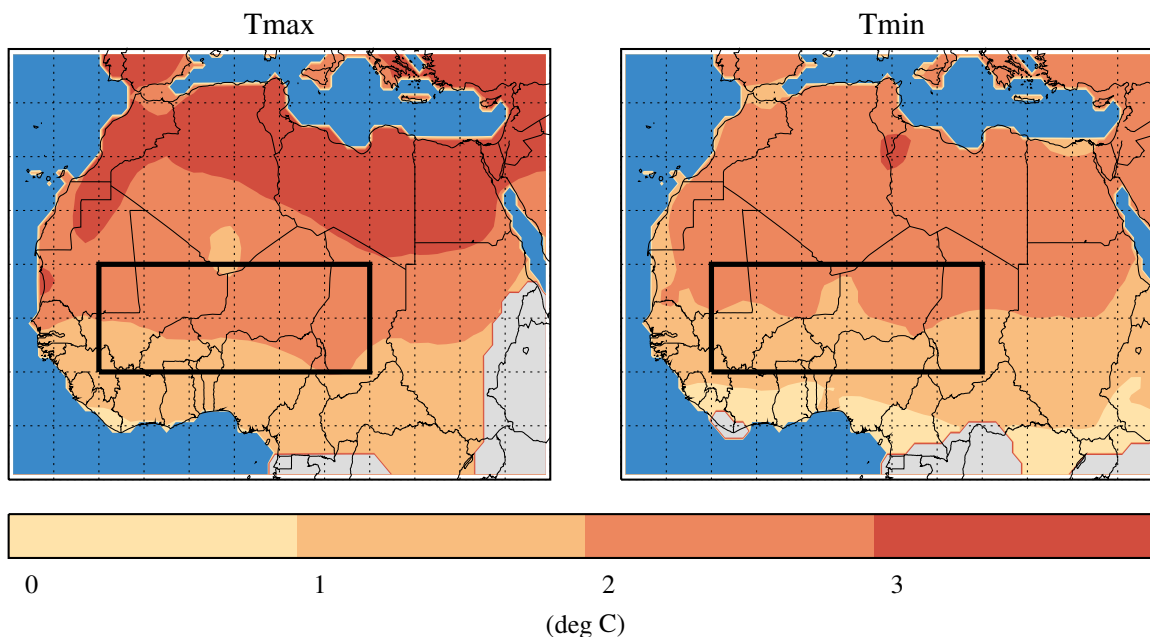


Figure 4.4 – Quantile 90 calculé sur MAMJJ sur 1950-2010 sur les anomalies de Tmax (gauche) et de Tmin (droite) de BEST. Les zones grisées correspondent à des zones où les températures brutes ont des valeurs manquantes. Le rectangle noir indique le domaine sahélien

4.1.3 Contraintes morphologiques

L'échelle spatio-temporelle choisie pour les vagues de chaleur, allant du synoptique à l'intra-saisonnier, est bornée temporellement au niveau des petites et grandes échelles et spatialement au niveau des petites échelles (cf. Figure 4.5, échelles recherchées⁴ encadrées en trait noir). Le filtrage permet de borner les échelles temporelles au niveau des grandes échelles : pour borner les échelles spatio-temporelles au niveau des petites échelles, nous avons imposé des valeurs minimales pour les durées et les surfaces recouvertes des vagues de chaleur :

- les vagues de chaleur doivent durer 3 jours au minimum, comme la majorité des articles qui appliquent une contrainte temporelle (cf. Tableaux 2.2 et 2.3) ;
- leur surface recouverte doit être au moins égale à $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ sur chacun des jours, ce qui correspond à une échelle spatiale caractéristique de $\sqrt{60 \times 10^4} =$

3. 1950-2010 et non 1950-2012 afin de pouvoir utiliser la même période de calcul de quantile pour la détection des vagues de chaleur sur les stations SYNOP, qui sont disponibles sur 1950-2010

4. Sur le schéma des principales échelles spatio-temporelles de McIlveen [1992], l'échelle synoptique inclut l'échelle intra-saisonnaire

$775\text{km} \sim 10^6\text{m}$ qui est l'échelle caractéristique synoptique basse. Plus concrètement, cette surface correspond à 20% du domaine sahélien⁵ et 2.5% du domaine africain. C'est le même ordre de grandeur que les surfaces minimales imposées par Schoetter et al. [2015] et Chen et al. [2017].

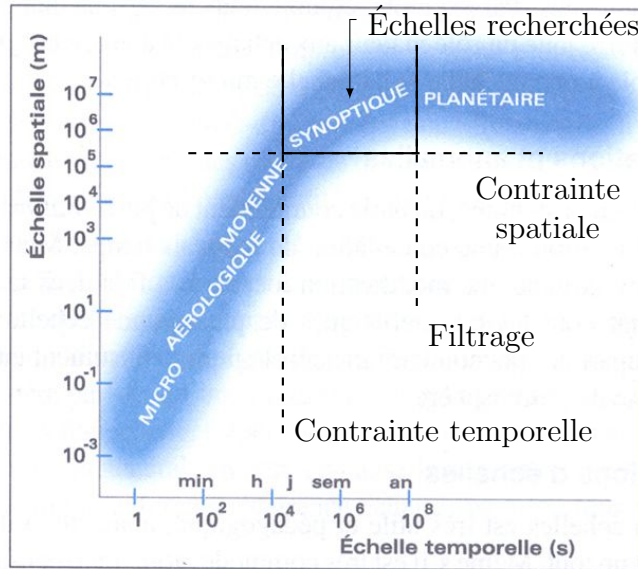


Figure 4.5 – Échelles recherchées superposées aux principales échelles spatio-temporelles des phénomènes météorologiques atmosphériques. Le texte correspond aux contraintes utilisées pour borner les échelles recherchées. Source : adapté de la Figure 1.8 de Malardel [2009] d'après McIlveen [1992]

Comme souligné par Schoetter et al. [2015], l'ordre d'application des contraintes spatio-temporelles aura un impact sur les objets détectés : les vagues de chaleur se propageant « rapidement » d'un endroit à un autre ne seront pas détectées en appliquant la contrainte temporelle localement avant la contrainte spatiale. Plus spécifiquement, en appliquant la contrainte temporelle en premier, les vagues de chaleur détectées formeront un sous-ensemble des vagues de chaleur détectées en appliquant la contrainte spatiale en premier⁶. Dans le premier cas, la contrainte temporelle s'appliquera en « local » sur les points de grille alors que dans le deuxième cas elle s'appliquera en « global » sur la zone entière. Afin de conserver tous les types de vagues de chaleur (se propageant ou non), nous avons choisi d'appliquer la contrainte spatiale avant la temporelle.

L'application des contraintes spatio-temporelles est réalisée via plusieurs étapes :

- chaque jour, les points de grille sélectionnés comme jours chauds sont rassemblés dans des régions spatiales identifiées et labellisées par la méthode de connexité (voir Paragraphe 3.3.2). Toutes les régions de taille inférieure à la contrainte spatiale de $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ sont alors retirées de la sélection ; le reste de la sélection est considérée en vagues de chaleur. L'occurrence de ces vagues de chaleur est indiquée par un point noir sur la Figure 4.1d. Sur l'exemple d'application de la connexité de la Figure 4.6a, quatre régions différentes sont identifiées. Les régions

5. À ces latitudes, $1^\circ \sim 100 \text{ km}$

6. Résultat observé

colorées en bleu et vert sont considérées trop petites et sont retirées de la sélection (Figure 4.6b) ;

- tout jour où une région en vague de chaleur est détectée qui ne fait pas partie d'une séquence temporelle de 3 jours continues est retiré de la sélection. Sur la Figure 4.1, entre les lignes d et e, de nombreuses vagues de chaleur (points noirs) ont été retirées de la sélection en juillet.

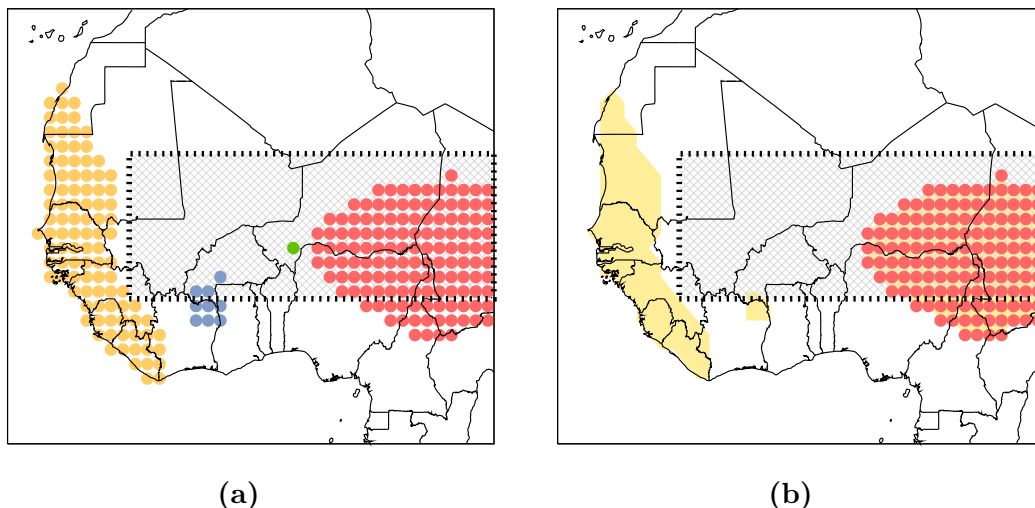


Figure 4.6 – (a) Exemple d'identification de vagues de chaleur par l'application de la connectivité regroupant les régions connexes et (b) résultats de la contrainte minimale de surface recouverte et de la sélection géographique (cf. Paragraphe 4.2). Chaque région identifiée par la méthode de connectivité est associée à une couleur. Les régions colorées trop petites sont retirées (bleu et vert), de même que les régions hors du domaine sahélien (orange, cf. Paragraphe 4.2). Il ne reste au final que la vague de chaleur rouge. La zone jaune sur le graphe (b) rappelle les régions retirées de la sélection. La zone grisée correspond au domaine sahélien

4.1.4 Synthèse : méthode de détection

Les trois étapes de détection des vagues de chaleur peuvent être synthétisées par (Figure 4.7) :

- un filtrage via un passe-haut à 90 jours ;
- une sélection des jours les plus intenses via le quantile 90 sur MAMJJ 1950-2010 ;
- la suppression des vagues de chaleur petites ou courtes qui couvrent une surface inférieure à $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ et qui durent moins de 3 jours.

Les vagues de chaleur détectées sur les Tmax sont appelées HWmax (*Heat Wave detected using Tmax*) ; celles détectées sur les Tmin sont appelées HWmin (*Heat Wave detected using Tmin*).

Sur l'exemple de la Figure 4.1, cinq HWmax sont détectées en 1992 : la première en mars (HW1) n'impacte pas Hombori (points noirs mais pas rouges). La suivante HW2 commence sur une zone incluant Hombori puis se déplace vers une autre zone. La surface recouverte par la HW3 est représentée dans la partie basse de la figure par une zone colorée en rouge ; le rectangle gris grillagé correspond au domaine sahélien. Il n'y a que des points noirs car cette vague de chaleur n'est pas située sur Hombori mais sur la partie est du domaine.

Une vague de chaleur est dite commune lorsqu'une HWmax et une HWmin se recoupent spatialement sur une surface supérieure à $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ pendant au moins 3 jours consécutifs : cette vague de chaleur commune a donc les mêmes contraintes spatio-temporelles qu'une HWmax ou une HWmin.

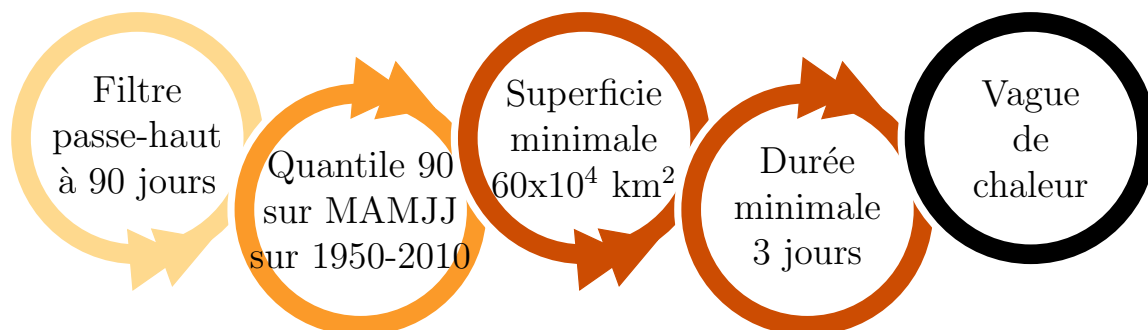


Figure 4.7 – Schéma de synthèse de la méthode de détection des vagues de chaleur. Chaque couleur correspond à l'une des trois étapes de la méthodologie : le choix de la variable utilisée, le seuil pour la sélection des jours chauds, les contraintes morphologiques. Méthode appliquée aux Tmax et aux Tmin de BEST

4.2 Sélection géographique sur le domaine d'étude

Notre étude se concentre sur le domaine sahélien. Pour chaque jour en vague de chaleur, une nouvelle contrainte spatiale est imposée : les régions labellisées précédemment grâce à la méthode de connexité doivent recouvrir au minimum $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ du domaine sahélien (soit la contrainte spatiale). Toutes les régions non concernées sont retirées (par exemple la région orange de la Figure 4.6).

La contrainte temporelle de durée de 3 jours minimum est appliquée à nouveau suite à cette sélection, car certaines vagues de chaleur pourraient avoir été réduites à un seul jour dans le cas d'un événement propagatif par exemple.

Le domaine d'étude est une contrainte flexible qui permet de se concentrer sur de nombreux domaines différents (voir par exemple l'adaptation de la méthodologie sur des zones géographiques plus petites pour l'étude des processus physiques dans le Paragraphe 6.2).

Conclusion

Nous avons ici proposé une méthode permettant de détecter des vagues de chaleur, définies comme de fortes augmentations de la température des échelles synoptiques à intra-saisonniers au printemps sahélien. Le chapitre suivant étudie les caractéristiques générales de ces événements et les tendances associées.

Chapitre 5

Caractéristiques moyennes des vagues de chaleur

« *J'ai chaud* »

V.L., janvier 2017 (températures moyennes entre 0 et 8°C)

Sommaire

5.1 Définition des diagnostics	74
5.2 Caractéristiques moyennes	74
5.3 Tendances des vagues de chaleur depuis 1950	78
5.3.1 Approche basée sur les objets spatio-temporels	78
5.3.2 Approche eulérienne locale	82
5.4 Sensibilité aux paramètres de la méthode	82
5.5 Sensibilité aux jeux de données	85
5.6 Comparaison à d'autres méthodes de détection	89
5.7 Possibilité d'adaptation à la prévision	91
Conclusion	96

Les caractéristiques morphologiques et thermodynamiques des vagues de chaleur détectées selon la méthode présentée dans le chapitre précédent sont étudiées et analysées mois par mois sur la période Mars-Avril-Mai-Juin-Juillet (MAMJJ), après avoir présenté les différents diagnostics utilisés pour calculer ces propriétés. L'examen mensuel permet d'étudier l'évolution saisonnière de ces caractéristiques.

Les tendances sur le long terme des vagues de chaleur sont alors analysées via deux approches complémentaires.

Deux études de sensibilité sont ensuite réalisées : la première sur les paramètres utilisés pour définir une vague de chaleur permet d'évaluer la robustesse des résultats ; la deuxième se concentre sur l'impact du jeu de données utilisé, en appliquant la méthodologie à trois réanalyses ERA-Interim, NCEP2 et MERRA.

Enfin, nos vagues de chaleur sont comparées à des vagues de chaleur détectées selon des méthodologies utilisées plus classiquement dans la littérature.

L'adaptation de notre méthode de détection à la prévision opérationnelle est présentée en perspective.

5.1 Définition des diagnostics

Les caractéristiques les plus étudiées dans la littérature sont la fréquence, la durée et l'intensité (cf. Paragraphe 2.2). À ces caractéristiques usuelles, nous avons rajouté la surface recouverte.

À part pour la fréquence, calculée comme le nombre d'événements par an, chaque diagnostic est appliqué à chaque vague de chaleur, puis est étudié à différentes échelles temporelles (par mois, par an, sur la période totale, etc.). Ces diagnostics sont regroupés en deux catégories : une catégorie reliée aux caractéristiques morphologiques et une autre reliée aux températures.

Les diagnostics morphologiques sont :

- la durée de la vague de chaleur en jours ;
- la surface recouverte moyenne du domaine sahélien, en pourcentage par rapport à ce domaine. Le calcul est réalisé chaque jour de la vague de chaleur puis moyenné sur l'ensemble de ces jours.

Les diagnostics reliés à la température sont calculés en moyennant les variables suivantes dans le temps et l'espace de la vague de chaleur :

- Tmax, Tmin et la température moyenne $T_{moy} = \frac{1}{2}(T_{max} + T_{min})$;
- les anomalies de Tmax et Tmin. Les diagnostics associés sont appelés intensités ;
- l'amplitude thermique journalière (DTR) = $T_{max} - T_{min}$.

5.2 Caractéristiques moyennes

Une chronologie des vagues de chaleur détectées est présentée Figure 5.1 pour les vagues de chaleur détectées sur les Tmax (HWmax) (rouge) et les vagues de chaleur détectées sur les Tmin (HWmin) (bleu) de mars à juillet sur 1950-2012. Environ 3.3 HWmax et 2.9 HWmin sont détectées par année, avec une variabilité inter-annuelle très forte : par exemple il n'y a qu'une HWmax en 1986 contre six l'année d'après. Les vagues de chaleur sont néanmoins réparties de manière homogène sur toutes les années, sans augmentation visible de leurs nombres au fil des ans (cf. Paragraphe 5.3 pour une étude plus poussée de la tendance climatique). Les événements sont communs (surface recouverte partagée par HWmax et HWmin supérieure à $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ sur au moins 3 jours, cf. Paragraphe 4.1.4) sur seulement 20% des cas : les HWmax et HWmin sont donc la plupart du temps disjointes, ce qui justifie le choix initial de traiter séparément les Tmax et les Tmin.

En moyenne sur toutes les vagues de chaleur détectées, les HWmax couvrent 42% du domaine sahélien soit $126 \times 10^4 \text{ km}^2$, durent 5 jours et atteignent une anomalie de température Tmax de 3°C (ou intensité). Les HWmin ont des caractéristiques moyennes similaires, à l'exception d'une surface recouverte moyenne plus petite de $118 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Figure 5.2). Les valeurs moyennes pour chaque caractéristique sont rassemblées en bas de la Figure 5.2 et rappelées dans le Tableau de synthèse 5.3.

D'un point de vue saisonnier (cf. Figure 5.2), plus la saison avance, plus les vagues de chaleur raccourcissent et se raréfient, avec plus d'un événement par an en mars pour 0.4 HWmax et 0.1 HWmin en juillet (Figure 5.2a,b). La diminution du nombre de vagues de chaleur est plus marquée pour les HWmin que pour les HWmax en juin-juillet : en moyenne, une HWmin est détectée une fois tous les 5 ans pendant cette période pour le double de HWmax. Dans les deux cas, leurs anomalies de température sont plus

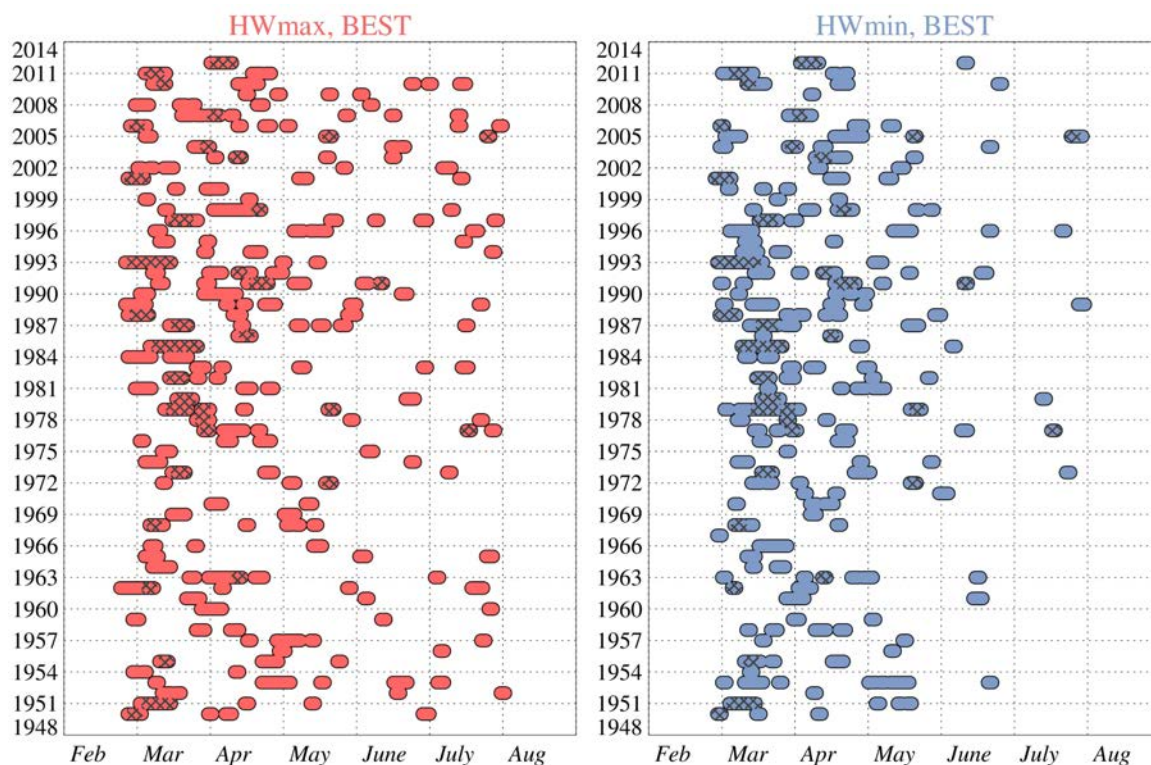


Figure 5.1 – Chronologie des vagues de chaleur détectées sur les Tmax à gauche (HWmax) et sur les Tmin à droite (HWmin), BEST, 1950-2012. Chaque point indique l’occurrence d’une vague de chaleur pour le jour et l’année correspondants. Les zones barrées indiquent des vagues de chaleur communes aux HWmax et HWmin dont la surface dépasse 60×10^4 km² sur au moins 3 jours. Source : Figure 2 de [Barbier et al. \[2018\]](#)

faibles en juin-juillet qu’en mars (intensité Tmax (Tmin) pour HWmax (HWmin) Figure 5.2d,e), en relation avec une variance des anomalies de température de BEST plus faible en juin-juillet qu’en mars-avril (cf. Annexe A, Figures A.1 et A.2). En juin-juillet, les anomalies de Tmax des HWmax augmentent néanmoins légèrement par rapport au mois de mai alors que les anomalies de Tmin des HWmin continuent de diminuer, ce qui est cohérent avec des valeurs de variance pour les anomalies de Tmax plus élevées que pour les anomalies de Tmin. Cette différence est probablement liée à l’effet contraire de la mousson sur les Tmax et Tmin et à l’apparition des premières pluies. La présence de vapeur d’eau restreint le refroidissement des températures nocturnes et a tendance à atténuer les fluctuations de Tmin ([Guichard et al. \[2009\]](#); [Slingo et al. \[2009\]](#)). En revanche, les événements pluvieux du début de la mousson entraînent des chutes brutales de Tmax ([Guichard et al. \[2009\]](#); [Schwendike et al. \[2010\]](#)) qui peuvent persister plusieurs jours après la pluie. En juin-juillet, les événements pluvieux sont hétérogènes ([Fitzpatrick et al. \[2015\]](#)) et les périodes de sécheresse fréquentes ([Frappart et al. \[2009\]](#); [Sivakumar \[1992\]](#)), favorisant ainsi une forte variabilité des Tmax. Ceci pourrait expliquer la différence du nombre de vagues de chaleur en fin de saison entre les HWmax et les HWmin.

Les fluctuations de Tmax, Tmin, Tmoy et DTR en moyenne sur les vagues de chaleur suivent l’évolution saisonnière des cycles annuels moyens avec des valeurs globalement supérieures (Figure 5.2f-i). Les HWmax les plus chaudes (Tmax les plus élevées) surviennent en mai, au moment du premier maximum annuel de la Tmax en avril-mai. Plus de 50% des vagues de chaleur durant ce mois ont une Tmax supérieure à 42°C. De la même manière, les HWmin les plus chaudes (Tmin les plus élevées) sont détec-

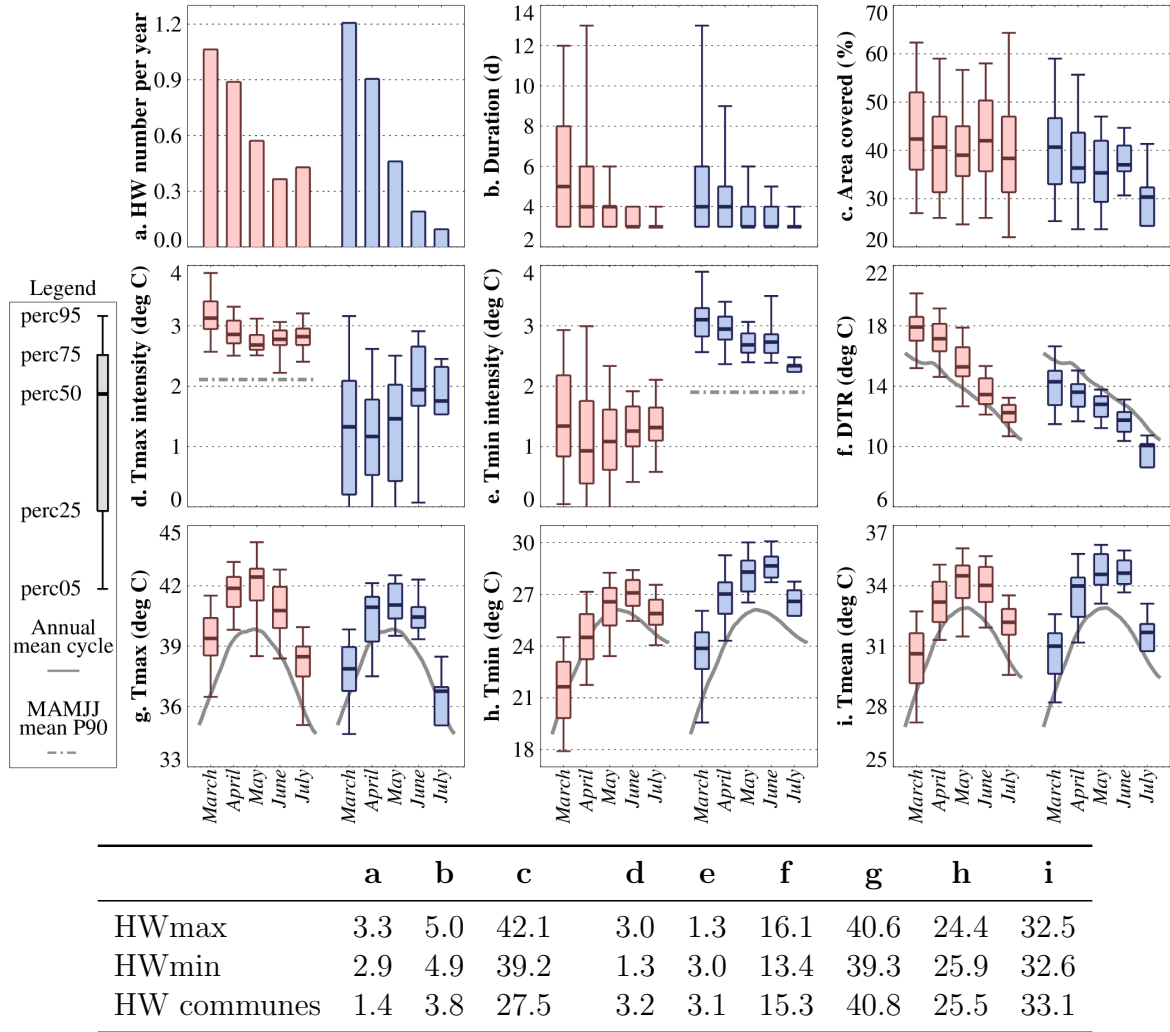


Figure 5.2 – Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax (rouge) et des HWmin (bleu) de BEST de mars à juillet sur 1950-2012, représentée par des boîtes à moustaches. Les valeurs climatologiques sur le domaine sahélien lissées grâce à une moyenne glissante sur 21 jours sont tracées en gris sur les sous-figures f à i. Le quantile 90 est tracé en ligne pointillée grise sur les intensités de température des sous-figures d et e. Les valeurs moyennes sur MAMJJ correspondant à chaque panel sont rassemblées dans le tableau du bas. Source : Figure 3 de [Barbier et al. \[2018\]](#)

tées en juin, en même temps que le maximum annuel de Tmin de mai-juin, avec 50% d'événements ayant une Tmin au-dessus de 28.5°C. Cependant, les HWmax n'ont pas nécessairement une Tmin plus élevée que la valeur climatique moyenne, de même que la Tmax des HWmin. Les valeurs des Tmax des HWmin sont néanmoins plus élevées que les Tmin des HWmax par rapport aux cycles annuels moyens respectifs. Par conséquent, le DTR est au-dessus du cycle annuel moyen pour les HWmax et en-dessous pour les HWmin (Figure 5.2f).

Les Tmax des HWmax et HWmin restent supérieures à 37°C sur le printemps entier (Figure 5.2g), soit au-dessus de la température du corps humain : cette température de l'air est critique car au-dessus le corps humain ne peut plus dissiper une partie de sa chaleur avec l'environnement, ce qui peut entraîner une surchauffe de l'organisme ou hyperthermie ([Mora et al. \[2017\]](#); [Sherwood and Huber \[2010\]](#)). Ainsi, même si la méthodologie de détection des vagues de chaleur n'a pas été spécifiquement construite pour étudier les impacts sanitaires, les HWmax et HWmin correspondent à des événe-

ments dangereux pour la santé de la population en termes d'excès de chaleur ¹.

Les contraintes imposées par les paramètres de la méthode de détection sont visibles sur la Figure 5.2 : la durée minimale de 3 jours structure fortement la durée des vagues de chaleur, dont quasiment la moitié se retrouve à la limite de cette contrainte (44% de HWmax et 47% de HWmin durent 3 jours, Figure 5.2b). Au contraire, la méthodologie est quantitativement moins sensible à la contrainte de surface minimale et au seuil de température (quantile 90) : les distributions de surface recouverte et d'intensité de température sont largement au-dessus des limites imposées. Cette constatation indique que les vagues de chaleur sahéniennes sont par essence des événements de grande échelle associés à de fortes déviations par rapport au cycle annuel moyen de température.

Sur MAMJJ, les caractéristiques des vagues de chaleur ne sont pas fortement couplées entre elles avec des corrélations R inférieures à 0.5 (voir Tableau 5.1), à l'exception de la corrélation entre Tmax et Tmin d'une valeur de 0.53 (0.78) pour les HWmax (HWmin) et de la corrélation DTR-Tmin d'une valeur de -0.72 (-0.55). Ces deux couplages sont également forts à l'échelle de chaque mois, avec des corrélations supérieures à 0.5. Ces relations entre Tmax-Tmin et DTR-Tmin des vagues de chaleur reflètent les relations qui existent sur les variables elles-mêmes à l'échelle du Sahel (Guichard et al. [2009]). Sur mars, la surface recouverte et la durée des événements sont significativement corrélées (environ 0.5).

	Surf. rec.	Int. Tmax	Int. Tmin	DTR	Tmax	Tmin	
Durée	0.34	0.37	0.17	0.29	-0.07	-0.3	HWmax
	0.42	0.18	0.34	0.19	0.03	-0.09	HWmin
Surface recouverte		0.26	0.10	-0.01	-0.07	-0.04	HWmax
		0.27	0.43	0.21	0.03	-0.11	HWmin
Intensité Tmax			0.34	0.31	-0.14	-0.37	HWmax
			0.06	0.32	0.37	0.11	HWmin
Intensité Tmin				-0.3	-0.05	0.22	HWmax
				0.17	-0.14	-0.23	HWmin
DTR					0.2	-0.72	HWmax
					0.09	-0.55	HWmin
Tmax						0.53	HWmax
						0.78	HWmin

Tableau 5.1 – Tableau des corrélations R entre les caractéristiques moyennes sur la période MAMJJ et de 1950 à 2012 des HWmax et des HWmin. Les valeurs en gras sont significatives, avec des p-valeurs inférieures à 5%

Les HWmax et HWmin ne sont communes que 20% du temps ; cependant ces événements communs, en rassemblant les extrema des anomalies de Tmax et Tmin sur une même période, peuvent entraîner des périodes de stress thermique ² important sur les sociétés sahéniennes. En effet, en moyenne sur MAMJJ, les HWmax ont une intensité égale à 3°C et une anomalie de Tmin égale à 1.3°C. Les HWmin ont une intensité égale

1. C'est-à-dire en relation avec les fortes valeurs de température d'après la définition de Nairn and Fawcett [2013], cf. Paragraphe 2.1.2.a

2. C'est-à-dire en relation avec les variations de température rapides d'après la définition de Nairn and Fawcett [2013], cf. Paragraphe 2.1.2.a

à 3°C et une anomalie de Tmax égale à 1.3°C (cf. bas de la Figure 5.2 et Tableau de synthèse 5.3). Il y a donc un facteur 2 entre les deux anomalies de température moyennes ; les vagues de chaleur communes ayant une anomalie de Tmax de 3.5°C et une anomalie de Tmin de 3.4°C. Elles surviennent environ une année sur deux, durent 4.8 jours en moyenne et sont légèrement plus petites que leurs parents HWmax et HWmin ($110 \times 10^4 \text{ km}^2$ contre $118/126 \times 10^4 \text{ km}^2$ pour les HWmax/HWmin). Les températures brutes (Tmax ou Tmin) ne sont cependant pas significativement différentes des températures atteintes pendant les HWmax ou les HWmin au niveau de confiance 95% : l'excès de chaleur n'est donc pas plus important dans les vagues de chaleur communes que dans les HWmax et HWmin.

5.3 Tendances des vagues de chaleur depuis 1950

Depuis 1950, les températures ont fortement augmenté au printemps sur le Sahel, avec +1.5°C sur les Tmax en moyenne sur avril-mai entre 1950 et 2012 et +2.0°C pour les Tmin (cf. Paragraphe 1.2.2). Cette partie traite de la question des changements observés sur les vagues de chaleur, et en particulier des relations avec les tendances climatiques.

Dans un premier temps, les tendances des caractéristiques des vagues de chaleur sont explorées : les caractéristiques morphologiques et dynamiques sont calculées en moyennant les variables dans le temps et l'espace de la vague de chaleur (cf. Paragraphe 5.1), à l'exception de la durée de l'événement. Cette approche est donc basée sur les objets spatio-temporels.

Pour étudier la dimension spatiale des tendances des vagues de chaleur, la démarche est différente : les caractéristiques ne sont plus calculées sur l'objet entier mais à chaque point de grille, afin de garder l'information de la spatialité. Plus concrètement, pour chacun des points du domaine sahélien, les variables thermodynamiques sont moyennées sur tous les jours en vague de chaleur. Cette approche consiste finalement à se placer en un point de grille et à regarder les vagues de chaleur passer sur cette localisation, ce qui correspond à une approche qu'on qualifiera d'eulérienne.

Les tendances selon les deux approches présentées sont discutées dans les parties suivantes.

5.3.1 Approche basée sur les objets spatio-temporels

Les tendances linéaires sur 1950-2012 sur MAMJJ des différentes caractéristiques des vagues de chaleur sont rassemblées dans le Tableau 5.2. La durée ainsi que la surface des HWmax ne présentent pas de tendance significative sur cette période, alors que la fréquence d'occurrence est en légère augmentation de +0.22 événement par décennie. La surface recouverte des HWmin a augmenté de +1% ($3 \times 10^4 \text{ km}^2$) par décennie, alors que leurs fréquence et durée sont inchangées. Les intensités des HWmax et HWmin, correspondant à leur anomalie de température respective, ne montrent pas de signe de changement. Au contraire, les valeurs des températures brutes sont en nette augmentation entre 1950 et 2012 de +0.27 à +0.5°C par décennie selon le type de vagues de chaleur et la température considérée. Les valeurs de Tmin augmentent plus rapidement que celle de Tmax pour les deux types de vague de chaleur.

Pour savoir de quelle façon ces dernières tendances sont reliées au réchauffement climatique, les tendances climatiques sur le printemps du Sahel sont étudiées. Le Chapitre 1 a présenté les tendances climatiques sur les températures du Sahel au printemps ;

	Nombre par an (décade ⁻¹)	Durée (jour.décade ⁻¹)	Surface recouverte (%.décade ⁻¹)	Intensité Tmax (deg C.décade ⁻¹)	Intensité Tmin (deg C.décade ⁻¹)	DTR (deg C.décade ⁻¹)	Tmax (deg C.décade ⁻¹)	Tmin (deg C.décade ⁻¹)
Référence	+0.22	-	-	-	+0.13	-0.23	+0.27	+0.5
	-	-	+0.98	+0.16	+0.05	-	+0.35	+0.44
Sensibilité aux jeux de données (Paragraphe 5.5)								
BEST 1979-2012	-	-	-	-	-	-	+0.40	-
	-	-	-	-	-	-	+0.55	-
ERA-Interim	-0.59	-	-	-0.12	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
NCEP2	-	-0.89	-	-	-	-	+0.66	-
	-	-	-2.13	-	-	-	-	+0.78
MERRA	-	-	-	-	-0.49	-	+0.90	-
	-	-	-3.39	-	-0.13	+0.26	+0.86	+0.60
Comparaison à d'autres méthodes de détection (Paragraphe 5.6)								
15DW	-	-	-	-	+0.13	-	+0.27	+0.35
	-	-	-	-	-	-	+0.25	+0.28
NoFilter_15DW	+0.92	+0.42	+1.37	-	-	-0.25	-	+0.35
	+1.12	-	-	-	-0.16	-	+0.30	+0.31
NoFilter	+0.90	+0.42	-	-	-	-0.28	-	+0.33
	+1.16	-	+2.49	-	-0.15	+0.15	-	-

Tableau 5.2 – Tendances linéaires sur MAMJJ des caractéristiques des vagues de chaleur détectées avec la méthode de référence sur BEST sur 1950-2012 (Référence), sur d'autres jeux de données sur 1979-2012 (BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA) et sur BEST sur 1950-2012 avec des méthodes de détection différentes. Pour chaque type de détection, la première ligne correspond aux HWmax et la deuxième aux HWmin. Une tendance est non significative (indiquée par un tiret) si la p-valeur associée est supérieure à 0.05. Source : Tableau 2 de Barbier et al. [2018]

en particulier, les tendances varient d'un mois à l'autre et sont particulièrement fortes en avril-mai, en plein cœur du printemps. Afin de ne pas mélanger des situations climatiques différentes, nous avons décidé de nous concentrer sur la période avril-mai, dont le climat est similaire : les températures atteignent leur maximum et l'humidité spécifique est en augmentation.

La Figure 5.3 montre les séries temporelles sur avril-mai des Tmax et des Tmin en moyenne sur le domaine sahélien et leurs équivalents en moyenne sur les vagues de chaleur. La tendance climatique des Tmax est de $+0.25 \pm 0.09^\circ\text{C.décade}^{-1}$ à 95% de confiance, pour une tendance sur les Tmin de $+0.32 \pm 0.08^\circ\text{C.décade}^{-1}$. Ces valeurs sont cohérentes avec les valeurs de Guichard et al. [2015] à Hombori. L'augmentation plus forte des Tmin a déjà été soulignée à l'échelle globale (Easterling et al. [2000]; Hartmann et al. [2013]; Karl and Knight [1997]). Les Tmax des HWmax suivent l'augmentation de température du Sahel par le haut avec une tendance de $+0.29 \pm 0.14^\circ\text{C.décade}^{-1}$. De même pour les Tmin des HWmin, la tendance est du même ordre de grandeur (légèrement supérieure) que la tendance climatique à $+0.39 \pm$

$0.22^{\circ}\text{C.décade}^{-1}$. Au final, l'évolution sur le long terme des températures des vagues de chaleur au Sahel semble être majoritairement pilotée par la tendance climatique. Les changements dus à la variabilité synoptique à intra-saisonnière n'impactent pas significativement les tendances des vagues de chaleur.

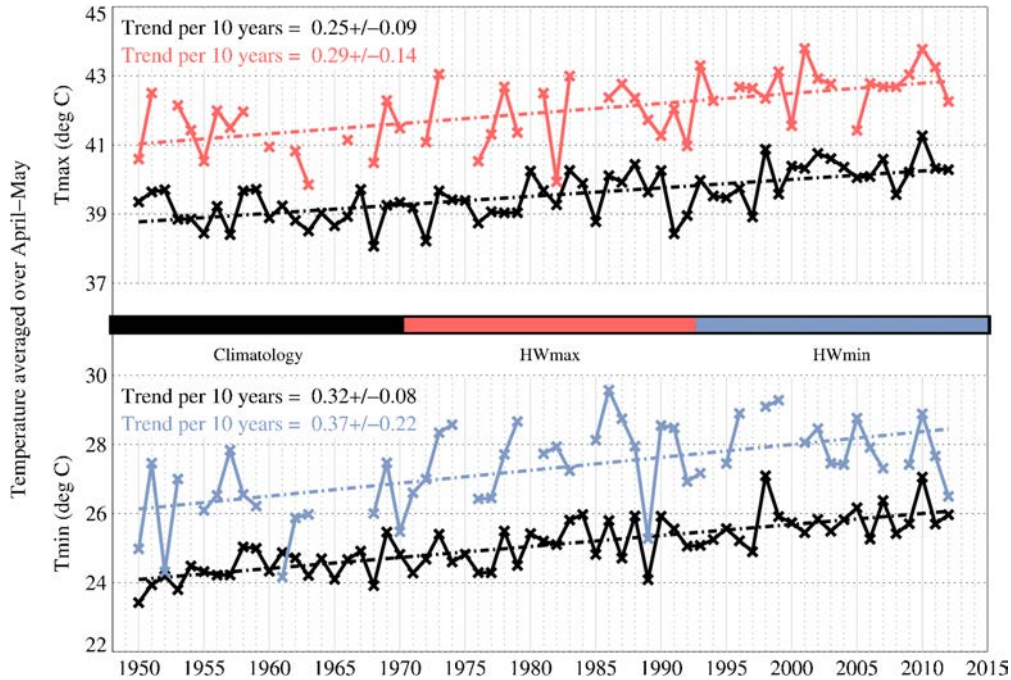


Figure 5.3 – Séries temporelles des Tmax (haut) et des Tmin (bas) en moyenne sur avril-mai pour chaque année de 1950 à 2012 en moyenne sur le domaine sahélien (en noir) et sur les vagues de chaleur (HWmax en rouge, haut et HWmin en bleu, bas). Les lignes en pointillé correspondent aux tendances linéaires de chaque élément cité. Les courbes des vagues de chaleur sont discontinues car une vague de chaleur ne survient pas chaque année. L'approche lagrangienne est utilisée pour calculer les tendances sur les vagues de chaleur. Source : Figure 6 de Barbier et al. [2018]

L'étude de Argüeso et al. [2016] a montré qu'au niveau mondial le changement climatique moyen était responsable de la majorité des changements de température dans les vagues de chaleur, à l'exception de l'Europe et de l'Amérique du Nord. Dans les tropiques, le réchauffement climatique est associé au premier ordre à un décalage moyen des distributions de température (Argüeso et al. [2016]; Moron et al. [2016a]), ce qui est cohérent avec nos résultats. En effet, un changement d'état moyen impacte la distribution entière et décale les extrêmes de température de la même valeur que la valeur observée pour le changement moyen (ce qui n'est pas le cas pour un changement de variance ou d'asymétrie, dont le premier ne change pas la moyenne et le second change la moyenne d'une valeur plus faible que le changement de l'extrême, cf. Figure 1.6).

Les vagues de chaleur détectées sont des objets lagrangiens³, qui se déplacent dans le temps, c'est pourquoi l'analyse des tendances pose quelques questions. Dans un environnement constitué de gradients de température, les tendances trouvées pourraient être créées par des changements dans la zone géographique impactée qui serait associée

3. En mécanique des fluides, les descriptions lagrangiennes et eulériennes sont utilisées pour caractériser un écoulement. L'approche lagrangienne consiste à suivre une particule le long de sa trajectoire, alors que l'approche eulérienne consiste à se placer en un point fixe et à « regarder » les particules qui passent par ce point

à des tendances différentes. Les résultats dépendraient alors de la structure géographique des tendances climatiques de Tmax et Tmin, tracées Figure 5.4a,b. Et en effet, ces tendances ont une composante spatiale (Fontaine et al. [2013]; Guichard et al. [2015, 2012]; Moron et al. [2016a]) : les valeurs de tendance maximales pour Tmax comme Tmin sont situées sur la Mauritanie, le Mali et le nord-ouest du Niger. Les valeurs les plus basses sont localisées sur la côte guinéenne et à l'est du Tchad. De ce fait, les répartitions spatiale et temporelle des vagues de chaleur peuvent impacter leur tendance. Pour mieux comprendre le rôle de ces répartitions, la tendance climatique est pondérée par le nombre de jours en vague de chaleur pour chaque point de grille avant d'être moyennée sur le domaine sahélien : ainsi, les zones les plus touchées par les vagues de chaleur pèseront plus que celles moins impactées. En pratique, les HWmax et HWmin sont localisées en grande partie sur la partie est du domaine sahélien, cependant les tendances climatiques sur le domaine sahélien demeurent inchangées après pondération. De même, la distribution spatiale non homogène des vagues de chaleur pourrait dépendre du temps, i.e. les vagues de chaleur pourraient être situées sur l'ouest du Sahel pendant les 20 premières années puis migrer vers l'est sur les 40 années restantes. Les tendances des vagues de chaleur seraient alors calculées dans des régimes climatiques différents. Pour éviter les complications dues à l'approche lagrangienne, le paragraphe suivant étudie une autre option de calcul de tendance : l'approche eulérienne.

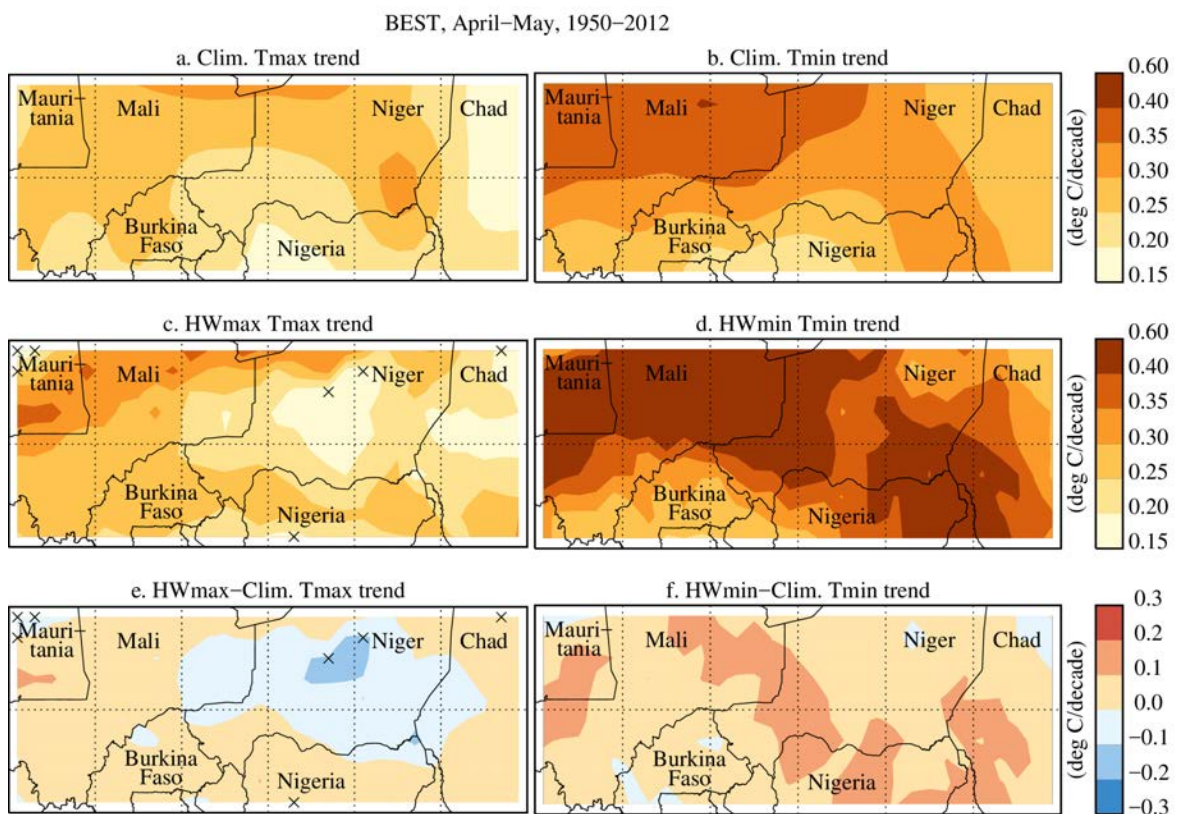


Figure 5.4 – Cartes des tendances climatiques de Tmax (a) et Tmin (b) calculées sur avril-mai sur 1950-2012; (c,d) idem que (a,b) pour les Tmax des HWmax et les Tmin des HWmin. (e,f) tracent les différences entre les tendances climatiques et celles des vagues de chaleur (e=c-a, f=d-b). Les croix indiquent les points de grille où les tendances ne sont pas significatives à 95% de confiance. Source : Figure 7 de Barbier et al. [2018]

5.3.2 Approche eulérienne locale

Les tendances des vagues de chaleur peuvent être calculées pour chaque point de grille, en considérant la température moyenne sur avril-mai des jours où une vague de chaleur est détectée, en « suivant » les vagues de chaleur depuis un lieu fixe. Ce faisant, les extrémités du domaine sahélien présentent en grande majorité des tendances non significatives (p-valeur supérieure à 0.05) : en effet, la sélection de vagues de chaleur impactant le Sahel a fortement dépeuplé ces zones en bordure. Par exemple, une vague de chaleur localisée au nord du domaine sahélien avec seulement $50 \times 10^4 \text{ km}^2$ de sa surface concomitante avec le domaine sahélien sera retirée de la sélection⁴ alors que les conditions sont en vague de chaleur. Afin de limiter cet effet, nous avons décidé de sélectionner l'ensemble des vagues de chaleur détectées et pas seulement celles impactant le domaine sahélien. Les cartes des tendances linéaires des vagues de chaleur sur le domaine sahélien sont tracées Figure 5.4c,d.

Les tendances des T_{min} des HW_{min} sont relativement uniformes sur le Sahel, autour de $+0.4^\circ\text{C}$ par décennie (Figure 5.4d). Le Burkina Faso présente une tendance plus basse, de même que le sud du Mali et le nord du Tchad où les valeurs sont en-dessous de $+0.3^\circ\text{C.décade}^{-1}$. De manière générale, les tendances sur les HW_{min} sont du même ordre de grandeur ou plus élevées que les tendances climatiques régionales (Figure 5.4f). Les tendances des T_{max} des HW_{max} sont maximales sur la Mauritanie, le nord du Mali et le nord du Niger avec une valeur à $+0.4^\circ\text{C.décade}^{-1}$ (Figure 5.4c). Les valeurs sont minimales sur le centre du Niger et le centre du Tchad, où la tendance climatique est plus élevée que la tendance sur les vagues de chaleur : les vagues de chaleur se réchauffent plus lentement que le réchauffement climatique (Figure 5.4e). Cette constatation pourrait s'expliquer par une saturation des T_{max} : les distributions des températures présentent une asymétrie fortement négative sur avril-mai particulièrement marquée pour les T_{max} (cf. Annexe A, Figures A.1 et A.2). Ainsi, lorsque les températures sont dans la partie droite de la distribution, il est difficile d'atteindre des températures plus élevées encore. Gershunov and Guirguis [2012] ont noté un résultat similaire sur les déserts californiens.

Les différences entre les tendances climatiques et celles sur les vagues de chaleur varient de -0.2 à $+0.2^\circ\text{C.décade}^{-1}$, ce qui est compris dans l'intervalle de confiance des tendances elles-mêmes. Au final, les tendances climatiques et celles des vagues de chaleur sur le Sahel sont donc du même ordre de grandeur, avec quelques singularités spatiales.

5.4 Sensibilité aux paramètres de la méthode

La sensibilité de la méthode de détection est étudiée en faisant varier légèrement les valeurs choisies sur les trois étapes de détection d'une vague de chaleur (cf. Paragraphe 4.1.4). Les variations des valeurs choisies encadrent les valeurs de référence :

- filtrage : la fréquence de coupure du filtre est changée à 80 et à 100 jours⁻¹ ;
- quantile : un quantile plus lâche de 85 et un autre plus strict de 95 sont utilisés ;
- contraintes morphologiques : la surface minimale recouverte varie entre $45 \times 10^4 \text{ km}^2$ (15% du domaine sahélien) et $75 \times 10^4 \text{ km}^2$ (25% du domaine sahélien) ; la durée minimale est fixée à respectivement 2 et 4 jours.

4. Il faut $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ minimum, cf. Paragraphe 4.2

Les valeurs des caractéristiques moyennes sur MAMJJ pour chacun des tests sont rassemblées dans le Tableau 5.3 et comparées avec les valeurs de la méthode de référence grâce à un test de Student (cf. Paragraphe 3.3.4).

Il n'y a pas de différence significative entre les valeurs des caractéristiques moyennes de la méthode de référence et celles de la méthode avec un filtre passe-haut à 80 et 100 jours⁻¹. 84 à 93 % des HWmax et HWmin sont partagées par la méthode de référence et les méthodes avec variation de la fréquence de coupure. Au final, la méthode est robuste par rapport au choix de cette fréquence de coupure.

Les trois autres tests de sensibilité ont des différences significatives qui sont cependant explicables par les changements dans la méthode. Certaines différences sont inhérentes au changement de valeur de la variable : un changement de surface minimale entraînera un changement sur les surfaces moyennes des vagues de chaleur, de même pour un changement de durée minimale sur les durées moyennes et un changement de quantile limite sur les intensités de température des vagues de chaleur.

D'autres différences s'expliquent par effet cumulatif : concernant la contrainte temporelle, augmenter la durée minimale des vagues de chaleur revient à retirer de la sélection les événements courts et à garder les longs, ce qui a pour conséquence de diminuer le nombre de jours en vague de chaleur, et inversement pour une diminution de cette durée minimale. De la même manière pour les variations du quantile et de la contrainte spatiale, en augmentant (resp. diminuant) le quantile ou la surface recouverte minimale, les contraintes sont plus fortes (resp. plus faibles) d'où l'ensemble de vagues de chaleur détectées forme un sous-ensemble (resp. sur-ensemble) de l'ensemble initial, et le nombre de jours en vague de chaleur diminue (resp. augmente) de manière significative. Les changements de valeurs sur la surface recouverte sont significatifs pour les changements de quantile, en plus de ceux attendus de la surface. En particulier, la méthode utilisant le quantile 85 a des surfaces recouvertes plus grandes que celles de la méthode de référence. Une explication pourrait être qu'une plus grande partie de la distribution de température est sélectionnée par l'étape quantile de la méthode (5% de plus), or la température est une variable continue donc cela revient à agrandir la surface recouverte de la vague de chaleur de référence.

Enfin, certaines différences sont plus difficilement explicables par les variations des paramètres de la méthode. Le fait que les surfaces recouvertes soient significativement différentes pour un changement de durée pourrait s'expliquer par le fait que la durée est corrélée à la surface par une corrélation R de 0.34 pour les HWmax et de 0.42 pour les HWmin (cf. Tableau 5.1), et donc qu'une diminution (augmentation) des durées des vagues de chaleur entraînerait une diminution (augmentation) des surfaces.

Les valeurs moyennes de Tmax, Tmin et DTR ne sont généralement pas significativement différentes des valeurs de référence, sauf pour quelques valeurs du DTR. Changer le quantile initial 90 bouleverse toutes les températures sélectionnées d'où des différences significatives sur les valeurs finales, en particulier sur les HWmax. Changer les contraintes morphologiques impacte les valeurs des caractéristiques thermiques puisque celles-ci sont calculées sur les caractéristiques morphologiques : de petits changements étaient attendus.

Au final, la méthode de détection n'est pas sensible aux variations de la fréquence de coupure. Concernant les autres paramètres, les différences significatives peuvent être expliquées par les changements dans la méthode ayant des répercussions attendues sur les caractéristiques des vagues de chaleur.

	Nombre par an	Durée (jour)	Surface recouverte (%)	Intensité Tmax (deg C)	Intensité Tmin (deg C)	DTR (deg C)	Tmax (deg C)	Tmin (deg C)
Référence	3.3	5.0	42.1	3.0	1.3	16.1	40.6	24.4
	2.9	4.9	39.2	1.3	3.0	13.4	39.3	25.9
HW communes	1.4	3.8	27.5	3.2	3.1	15.3	40.8	25.5
Étude de sensibilité aux paramètres (Paragraphe 5.4)								
Filtrage								
80 jours ⁻¹	3.3 (84%)	4.9	41.6	2.9	1.4	15.9	40.5	24.5
	2.8 (93%)	4.8	39.3	1.3	2.9	13.5	39.4	25.9
100 jours ⁻¹	3.4 (85%)	5.1	40.8	3.0	1.4	16.1	40.5	24.3
	2.8 (89%)	5.0	39.4	1.3	3.0	13.5	39.4	25.9
Quantile								
Q85	5.3	5.5	44.2	2.6	1.1	15.6	40.4	24.7
	4.7	5.2	40.5	1.2	2.6	13.2	39.3	26.1
Q95	1.4	4.7	38.3	3.5	1.7	17.0	40.5	23.4
	1.1	4.9	37.0	1.6	3.6	13.5	39.4	25.8
Surface								
15%	4.3	5.2	37.1	2.9	1.3	15.9	40.4	24.5
	3.9	5.1	34.4	1.3	2.9	13.2	39.4	26.1
25%	2.5	5.0	46.6	3.0	1.3	16.3	40.6	24.3
	2.0	4.8	43.8	1.4	3.1	13.6	39.4	25.8
Durée								
2 jours	6.2	3.6	38.6	2.9	1.3	15.4	40.4	25.0
	5.6	3.5	36.9	1.2	2.9	13.0	39.3	26.3
4 jours	1.9	6.5	44.5	3.0	1.4	16.7	40.6	23.9
	1.5	6.5	41.2	1.3	3.0	13.6	39.5	25.9
Sensibilité aux jeux de données (Paragraphe 5.5)								
BEST 1979-2012	3.5	5.1	41.9	3.0	1.5	16.0	41.0	25.0
	2.5	5.4	40.9	1.5	3.2	13.3	39.7	26.4
ERA-Interim	3.1	5.0	36.6	3.5	1.5	15.0	40.0	25.0
	2.5	6.0	34.4	1.3	3.3	12.8	38.8	26.0
NCEP2	2.1	5.2	32.2	4.7	0.5	19.0	39.4	20.4
	1.6	6.0	33.1	0.5	6.1	10.4	37.0	26.6
MERRA	1.4	5.1	33.3	4.4	2.9	17.3	42.9	25.5
	2.4	6.7	36.8	2.2	3.2	15.4	41.6	26.2
Comparaison à d'autres méthodes de détection (Paragraphe 5.6)								
15DW	3.6	4.5	42.5	2.9	1.3	15.6	40.9	25.2
	2.7	4.3	38.2	1.6	2.9	12.6	39.6	27.0
NoFilter_15DW	3.4	5.3	43.8	2.4	1.1	15.5	41.5	25.9
	2.7	5.3	40.8	1.2	2.3	12.4	40.1	27.7
NoFilter	3.6	5.7	36.6	1.9	0.7	16.0	42.8	26.8
	2.9	5.6	37.2	1.0	1.8	12.8	41.5	28.8

Tableau 5.3 – Caractéristiques moyennes sur MAMJJ des vagues de chaleur détectées avec la méthode de référence sur BEST sur 1950-2012 (Référence), avec de faibles variations des différents paramètres utilisés (fréquence de coupure du filtre, quantile utilisé, surface recouverte minimale, durée minimale), sur d'autres jeux de données sur 1979-2012 (BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA) et sur BEST sur 1950-2012 avec des méthodes de détection différentes. Pour chaque type de détection, la première ligne correspond aux HWmax et la deuxième aux HWmin. Les caractéristiques des vagues de chaleur communes (HW communes) identifiées avec la méthode de référence sont ajoutées en haut du tableau. Les valeurs en gras sont significativement différentes des valeurs de la Référence à 95% de confiance d'après un test de Student. Les valeurs de ERA-Interim, NCEP2 et MERRA sont comparées à BEST sur 1979-2012 (gras italique). Source : adapté du Tableau 1 de [Barbier et al. \[2018\]](#)

5.5 Sensibilité aux jeux de données

La sensibilité aux jeux de données est maintenant explorée en appliquant la même méthodologie à trois réanalyses ERA-Interim, NCEP2 et MERRA.

La période temporelle des réanalyses est plus restreinte que celle de BEST et commence seulement en 1979. Le quantile n'est alors plus calculé sur la période temporelle 1950-2010 mais sur 1980-2010. La période étant plus réduite et davantage centrée sur la période la plus impactée par le réchauffement climatique, il est possible que les températures des vagues de chaleur soient plus élevées.

Afin de pouvoir comparer entre elles des vagues de chaleur détectées par une même méthodologie, la méthode de détection de BEST est appliquée sur la période 1979-2012 seulement, avec le quantile calculé sur 1980-2010. Le quantile 90 calculé sur 1950-2010 en moyenne sur le domaine sahélien vaut 2.11 pour les Tmax et 1.90 pour les Tmin ; sur 1980-2010, ces quantiles augmentent à 2.15 pour les Tmax et 2.00 pour les Tmin. Les caractéristiques moyennes sur MAMJJ de ces vagues de chaleur ne sont pas significativement différentes des caractéristiques des vagues de chaleur sur 1950-2012 à 95% de confiance, à l'exception d'une augmentation de 0.2°C sur les anomalies de Tmin de HWmin (voir Tableau 5.3). Cette augmentation s'explique par la tendance des anomalies de Tmin des HWmin de +0.05°C.décade⁻¹ sur 1950-2012 (cf. Tableau 5.2), soit une différence de +0.24°C sur 30 ans ce qui correspond à l'écart trouvé en moyennant les anomalies de Tmin sur 1950-2012 et sur 1979-2012. Il est également à noter que les températures Tmax et Tmin des vagues de chaleur détectées sur 1979-2012 sont plus élevées que celles détectées sur 1950-2012, comme attendu en relation avec le réchauffement climatique.

Les distributions des trois réanalyses et de BEST sont comparées dans l'Annexe A en termes de biais moyen, de variance, d'asymétrie sur les températures brutes et en termes de variance pour les anomalies de température. Les grandes conclusions sont que de manière générale sur le domaine sahélien, les réanalyses ERA-Interim et NCEP2 présentent un biais froid sur les Tmax par rapport à BEST alors que MERRA a un biais chaud. Les Tmin de NCEP2 ont un biais froid marqué jusqu'à -3°C. Le cycle saisonnier de NCEP2 est décalé d'un mois et ses variances des anomalies de Tmin sont largement surestimées. Les variances des anomalies de Tmax sont plus élevées dans les trois réanalyses que dans BEST, sans lien immédiat entre la résolution de la réanalyse et l'amplitude de la variance. Les variances des anomalies de Tmax comme de Tmin diminuent de mars à juillet, à l'exception des variances des Tmax d'ERA-Interim qui ré-augmentent en juin-juillet. Les asymétries sont toutes négatives, en particulier pour les Tmax.

Les quatre jeux présentent donc des différences marquées entre les moyennes et variances des distributions de température et entre leur cycle annuel qui entraînent des différences également entre les caractéristiques des vagues de chaleur. Les valeurs moyennes de ces caractéristiques sur MAMJJ sont rassemblées dans le Tableau 5.3.

La fréquence d'occurrence des HWmax est un peu plus faible avec ERA-Interim qu'avec BEST mais reste non significativement différente, et est largement plus faible avec NCEP2 et MERRA de 40% et 60% respectivement (Figure 5.5a). En revanche, l'occurrence des HWmin n'est pas sensiblement différente entre BEST, ERA-Interim et MERRA. Tous les jeux de données reproduisent le cycle annuel des fréquences d'occurrence et des durées de BEST, c'est-à-dire une diminution du nombre de vagues de chaleur et de leur durée au cours de la saison (non montré). ERA-Interim se distingue avec une forte occurrence de HWmax en juillet, d'une valeur aussi élevée que celle de

mars. Cela semble être associé aux variances des températures des jeux de données : en effet, les variances mensuelles de BEST, NCEP2 et MERRA diminuent de mars à juillet alors que celles de ERA-Interim diminuent puis augmentent à partir de juin.

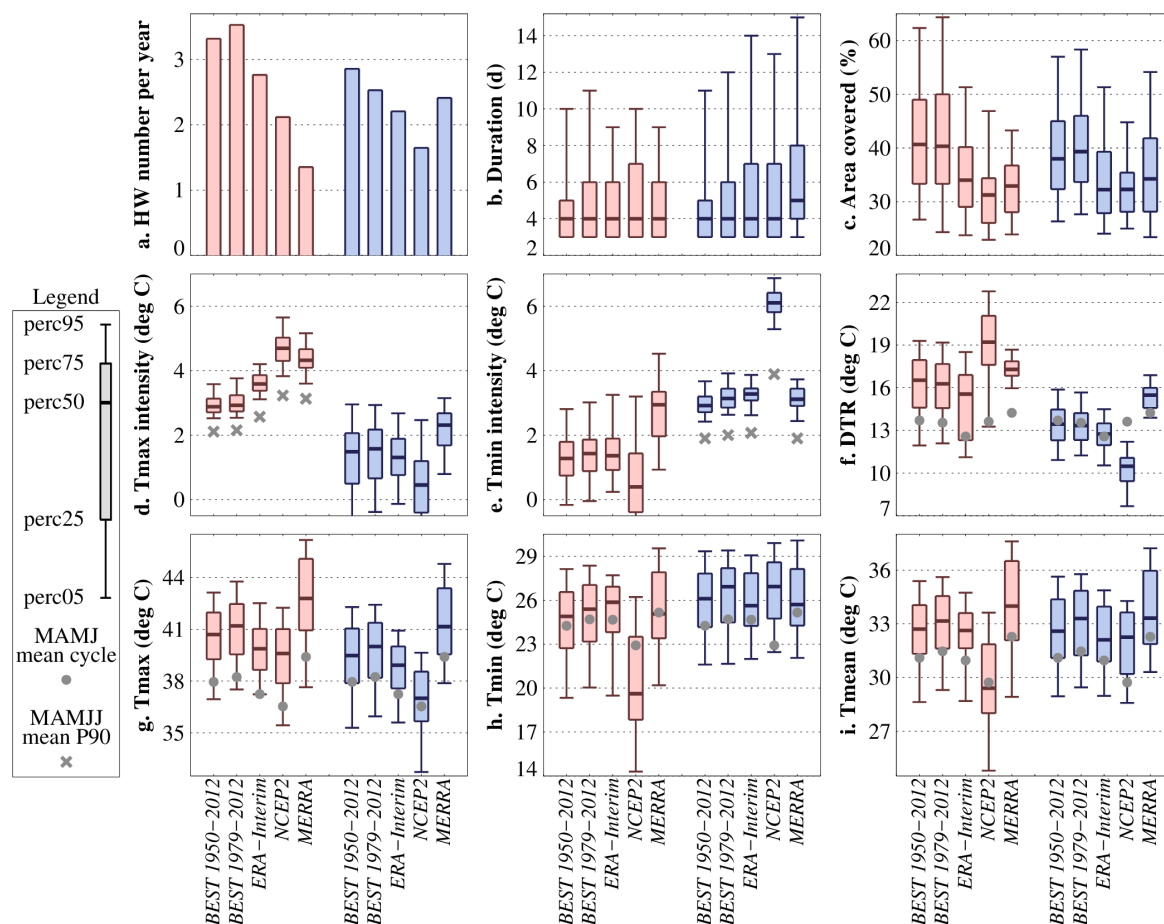


Figure 5.5 – Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax (rouge) et des HWmin (bleu) : sur la période entière MAMJJ pour différents jeux de données météorologiques BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA sur 1979-2012 sauf indication contraire (voir Figure 5.2 pour les détails des sous-figures). Source : Figure 5 de [Barbier et al. \[2018\]](#)

Les durées des HWmax comme des HWmin dans les réanalyses sont du même ordre que les durées de BEST, hormis pour les HWmin de MERRA qui sont plus longues (Figure 5.5b). Au contraire, les vagues de chaleur des trois réanalyses sont toutes plus petites que celles de BEST d'environ $22 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Figure 5.5c). Les températures de BEST sont construites par interpolation d'observations issues de stations via une méthode appelée krigeage ([Rohde et al. \[2013\]](#)) : la densité du réseau de stations pourrait donc avoir un impact sur les températures grillées finales. Sur le Sahel, le réseau n'est pas très dense : par exemple, une dizaine de stations sont utilisées sur le Burkina Faso⁵ depuis 1950, contre dix fois plus sur l'Italie⁶ (ces deux pays ayant environ la même surface, voir aussi le Paragraphe 3.1.2). Cette faible densité de stations a tendance à lisser les températures. Au contraire, les réanalyses, avec leur résolution spatiale plus élevée, génèrent des températures avec une variance plus élevée que BEST (voir Annexe A,

5. <http://berkeleyearth.lbl.gov/regions/burkina-faso>

6. <http://berkeleyearth.lbl.gov/regions/italy>

Figures A.1 et A.2) et donc sont plus enclines à produire des vagues de chaleur moins étendues.

Toutes les réanalyses détectent des HWmax plus intenses (Figure 5.5d). Les anomalies de Tmax de BEST sont dépassées par celles de ERA-Interim de 0.6°C et par celles de NCEP2 et MERRA de 1.5°C . Au contraire, les anomalies de Tmin des HWmin sont du même ordre de grandeur autour de 3°C , à l'exception des températures de NCEP2 qui sont largement surestimées à 6.2°C (Figure 5.5e). Cet écart est directement relié aux variances des Tmin de MERRA qui sont plus de deux fois plus élevées que les variances des autres jeux de données (voir quantile 90 sur la Figure 5.5 et Annexe A, Figures A.1 et A.2).

Les vagues de chaleur suivent la plupart du temps les biais moyens des réanalyses⁷ (Figure 5.5f-i), à l'exception des Tmin des HWmin de MERRA dont le biais froid est compensé par une anomalie de Tmin excessivement élevée.

En conclusion, les caractéristiques des vagues de chaleur sont assez sensibles au jeu de données utilisé pour les détecter. Les différences majeures semblent dépendre du réseau d'observations interpolées peu dense de BEST, et des biais moyens entre les jeux de données. Le premier affecte particulièrement les caractéristiques morphologiques des vagues de chaleur (taille, durée); tous les deux impactent les caractéristiques thermiques des événements. Le choix du jeu de données pour étudier les vagues de chaleur est donc important, en particulier sur des régions comme le Sahel où les observations sont rares, ce qui peut entraîner des différences importantes sur des caractéristiques basiques des vagues de chaleur. Sur les trois réanalyses météorologiques, ERA-Interim semble être le jeu de données le plus adapté pour étudier les vagues de chaleur sur le Sahel en termes de caractéristiques de vague de chaleur comme en termes de cohérence avec des observations issues de stations SYNOP (voir Annexe A, Figure A.1).

Les tendances climatiques des températures des trois réanalyses et de BEST sur 1979-2012 en moyenne sur MAMJJ sont regroupées dans le Tableau 5.2. Le nombre réduit de vagues de chaleur et la courte période temporelle de 30 ans tendent à augmenter le risque de non-significativité des résultats, qui doivent être analysés avec précaution. Ainsi, au contraire de la tendance sur les HWmin de référence, les tendances des surfaces recouvertes de ERA-Interim et NCEP2 sont négatives. De manière plus générale sur les jeux de données, les tendances de Tmax et Tmin sont positives quand elles sont significatives, allant de $+0.40^{\circ}\text{C.décade}^{-1}$ à $+0.90^{\circ}\text{C.décade}^{-1}$. Cette dispersion est expliquée par la large variété des tendances climatiques des températures des réanalyses sur le domaine sahélien (cf. Figure 5.6) : les tendances climatiques de Tmax varient de $+0.3^{\circ}\text{C.décade}^{-1}$ sur ERA-Interim à $+0.55^{\circ}\text{C.décade}^{-1}$ sur MERRA, celles de Tmin de $+0.3^{\circ}\text{C.décade}^{-1}$ sur MERRA à $+0.55^{\circ}\text{C.décade}^{-1}$ sur NCEP2.

7. Pour rappel, biais froid des Tmax de ERA-Interim et BEST, biais chaud des Tmax de MERRA et biais froid marqué des Tmin de NCEP2

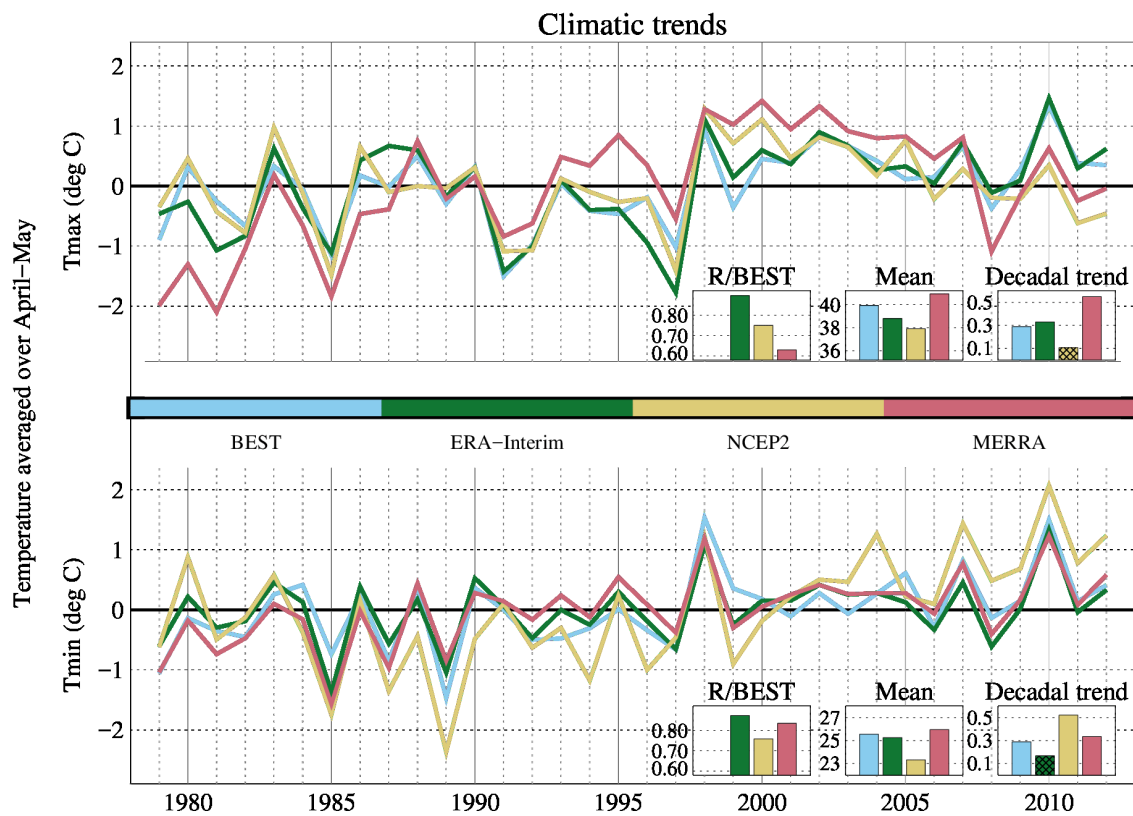


Figure 5.6 – Séries temporelles des Tmax et des Tmin en moyenne sur le domaine sahélien et sur avril-mai. Les corrélations R entre BEST et les autres jeux de données, les moyennes et les tendances linéaires sur avril-mai 1979-2012 sont tracées dans les encadrés. Les tendances non significatives à 95% de confiance sont grillagées. Source : Figure A3 de [Barbier et al. \[2018\]](#)

5.6 Comparaison à d'autres méthodes de détection

Afin d'analyser l'impact de la définition de la vague de chaleur et de comparer nos résultats à ceux obtenus par des indices utilisés dans la littérature, trois méthodes de détection sont considérées. Ces indices offrent des variations au niveau des deux premières étapes de la méthode de référence, soit sur la variable utilisée et sur la sélection des jours les plus intenses. Les contraintes morphologiques n'ont pas été changées pour comparer des événements spatio-temporels de même échelle.

Les trois indices choisis sont (synthèse Figure 5.7) :

- **15DW** : notre méthode de référence utilise une fenêtre fixe comme [Gershunov and Guirguis \[2012\]](#), [Schoetter et al. \[2015\]](#) et [Nairn and Fawcett \[2013\]](#) ; cependant de nombreux articles utilisent une fenêtre glissante, et en particulier sur 15 jours (voir Paragraphe 2.1.2.c [Seuil relatif](#)). **15DW** utilise un quantile calculé sur une fenêtre glissante de 15 jours ;
- **NoFilter_15DW** : cet indice utilise des températures brutes non filtrées et un quantile 90 calculé sur une fenêtre glissante de 15 jours comme dans un certain nombre d'articles ([Cowan et al. \[2014\]](#) ; [Fischer and Schaer \[2010\]](#) ; [Lee et al. \[2016\]](#) ; [Perkins and Alexander \[2013\]](#) ; [Perkins et al. \[2012\]](#)) ;
- **NoFilter** : cet indice se base sur des températures brutes et un quantile calculé sur une fenêtre fixe, comme [Schoetter et al. \[2015\]](#) et [Gershunov and Guirguis \[2012\]](#).

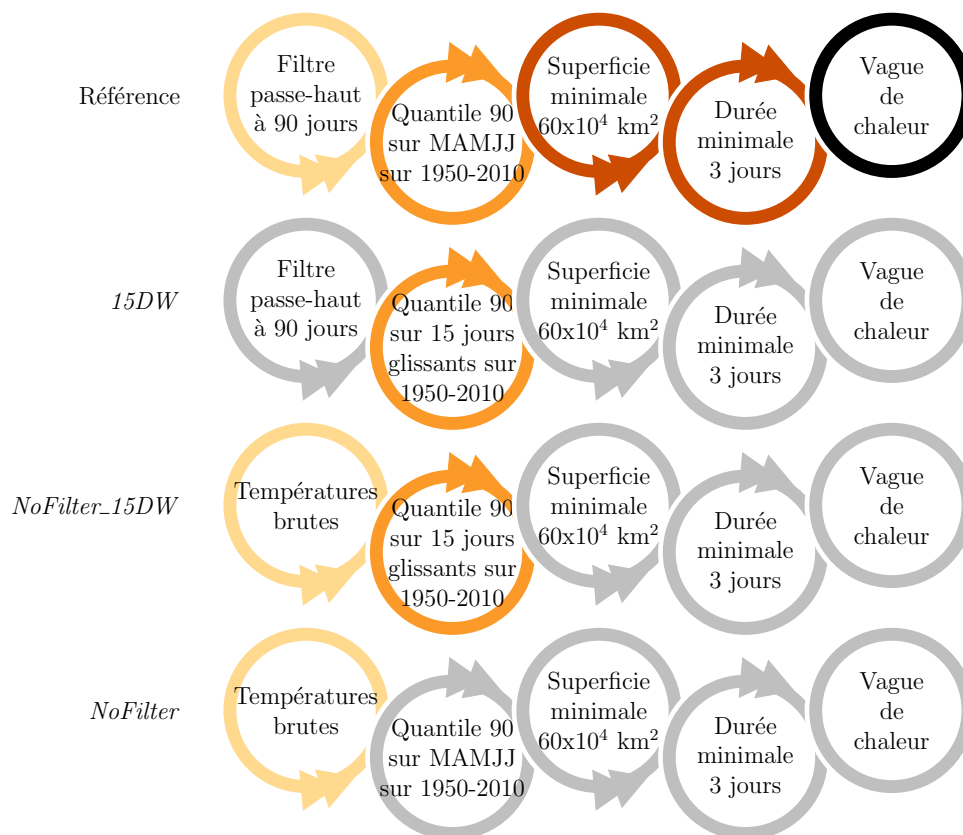


Figure 5.7 – Schéma de synthèse de la méthode de détection des vagues de chaleur de référence et des trois autres types d'indice choisis. De haut en bas : méthode de référence (Figure 4.7), **15DW**, **NoFilter_15DW**, **NoFilter**. Les cercles colorés représentent les changements réalisés par rapport à la méthode de référence

La méthode *15DW* définit un seuil d'anomalie de température variant au cours de la saison, au contraire du seuil constant de la méthode de référence. La fréquence des occurrences des vagues de chaleur est maintenant constante au cours de la saison, comme attendu par l'utilisation de la fenêtre glissante (voir Figure 5.8a). Les autres caractéristiques des vagues de chaleur sont relativement similaires, hormis les intensités des événements : les anomalies de température sont maintenant plus élevées en mars-avril et plus basses en mai-juin (Figure 5.8d,e). Ce comportement est directement relié aux valeurs de la variance des anomalies de température, qui est plus élevée en début de saison qu'en fin (cf. Annexe A, Figures A.1 et A.2). Les vagues de chaleur détectées par la méthode de référence sont d'intensité équivalente de par le seuil constant, d'où une diminution des intensités des vagues de chaleur moins marquée.

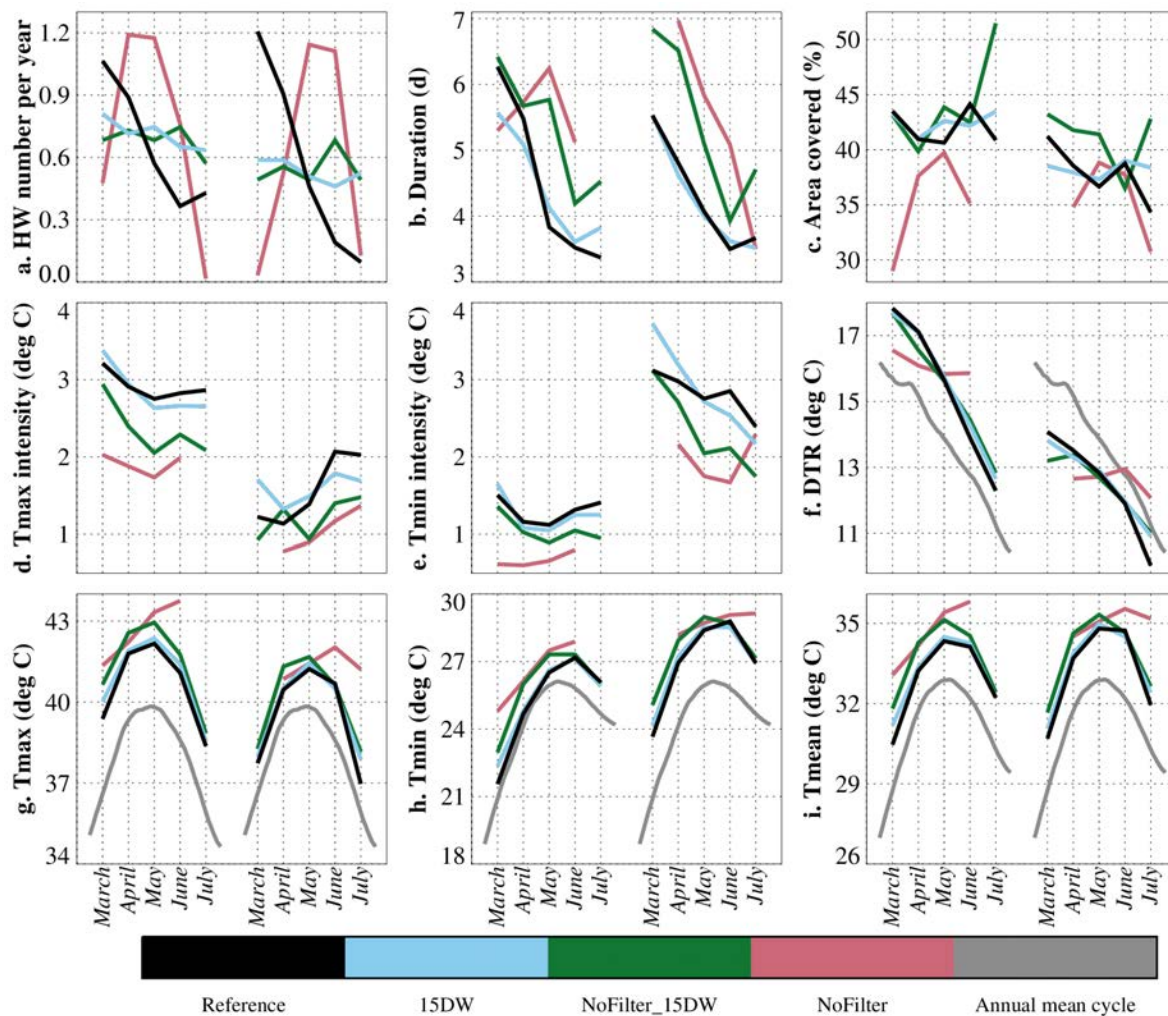


Figure 5.8 – Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax (rouge) et des HWmin (bleu) : caractéristiques moyennes sur les HWmax (gauche) et sur les HWmin (droite) identifiées selon différentes méthodologies, sur BEST sur 1950-2012. Les moyennes mensuelles calculées sur moins de 5 vagues de chaleur ne sont pas tracées (voir Figure 5.2 pour les détails des sous-figures). Source : Figure 4 de Barbier et al. [2018]

La deuxième méthode choisie, *NoFilter_15DW*, a une fréquence d'occurrence de vagues de chaleur constante sur chaque mois de MAMJJ pour la même raison que la méthode *15DW*. Les vagues de chaleur durent plus longtemps, sont généralement plus grandes, ont des anomalies de température plus faibles et des températures plus élevées

(voir Figure 5.8). Ce résultat montre que la température est dirigée par différentes échelles temporelles, avec des échelles courtes pour la méthode de référence et plus longues pour les méthodes sans filtre. Les durées de HW_{max} et HW_{min} diminuent au cours de la saison, comme pour la référence et *15DW*.

L'ensemble des vagues de chaleur issu de la méthode *NoFilter* est façonné par le cycle annuel moyen des températures : la plupart des événements sont détectés près du maximum annuel, en avril-mai pour les T_{max} et mai-juin pour les T_{min} . Au final, l'utilisation de températures filtrées entraîne des vagues de chaleur plus intenses, alors que l'utilisation de températures brutes amène des vagues de chaleur plus chaudes (*15DW* comparé à *NoFilter_15DW* et *Reference* comparé à *NoFilter* sur la Figure 5.8d-h). Ce résultat indique qu'il n'y a pas de correspondance directe entre les variations synoptiques à intra-saisonniers les plus fortes et les températures les plus fortes, ces dernières étant contrôlées au premier ordre par la variabilité à l'échelle saisonnière.

En moyenne sur la période entière MAMJJ, les caractéristiques morphologiques des vagues de chaleur ne sont pas sensiblement différentes (cf. Tableau 5.3). Les caractéristiques thermiques sont quant à elles significativement différentes, en relation directe avec la méthode de détection. Au final, un seuil fixe provoquera une distribution des intensités des vagues de chaleur constante, alors qu'un seuil variable entraînera une répartition constante du nombre d'événements au cours de la saison, ces événements pouvant aller des vagues de chaleur les plus extrêmes aux plus modérées. Le choix de la méthode à utiliser dépendra donc de l'objectif suivi : par exemple, notre approche « météorologique » permet la sélection de vagues de chaleur d'intensité similaire (en termes d'anomalie) et vise une échelle spatio-temporelle précise, ce qui associe probablement les événements à des situations météorologiques similaires.

5.7 Possibilité d'adaptation à la prévision

Les conséquences négatives sur la santé des populations des vagues de chaleur peuvent être fortement limitées en alertant les populations concernées avant l'occurrence de l'événement (Vaidyanathan et al. [2016]) : la prévision des vagues de chaleur est donc primordiale dans ces alertes météorologiques.

Ces prévisions de vagues de chaleur peuvent être réalisées grâce aux sorties des modèles qui proposent chaque jour des prévisions pour les jours à venir. Les analyses météorologiques diffèrent des réanalyses météorologiques en cela que ces dernières sont des simulations réalisées avec une seule et même version du modèle. Au contraire, les analyses rassemblent les sorties des modèles avec les versions en vigueur au moment des simulations, et peuvent donc présenter des différences marquées d'une période à une autre. Le filtrage des températures ne peut donc pas être réalisé sur une trop longue période. Un autre problème réside dans le fait que la période temporelle d'intérêt est située à l'extrémité du jeu de données. Pour ces deux raisons, des effets de bord peuvent polluer les données filtrées.

Les deux manipulations présentées dans le Paragraphe 3.3.1 (le *tapering* qui modifie l'entrée et la sortie du signal pour les faire coïncider et le *zero-padding* qui rajoute des zéros pour améliorer le temps de calcul) sont utilisées afin de réduire ces effets.

Malgré ces manipulations, la taille temporelle du signal aura un impact sur les bords. Afin d'identifier l'impact de la période temporelle PT utilisée sur le filtrage, quatre différentes périodes temporelles d'application du filtrage ont été testées : 6 mois, 1 an, 2 ans et 3 ans. Ces périodes correspondent aux périodes prises avant le jour J de la prévision en mode opérationnel ; à cette période est rajoutée la période des prévisions

disponibles après le jour J (voir exemple Figure 5.9). Cette période de prévision est fixée à 10 jours pour nos tests, ce qui correspond aux échéances disponibles des prévisions du *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

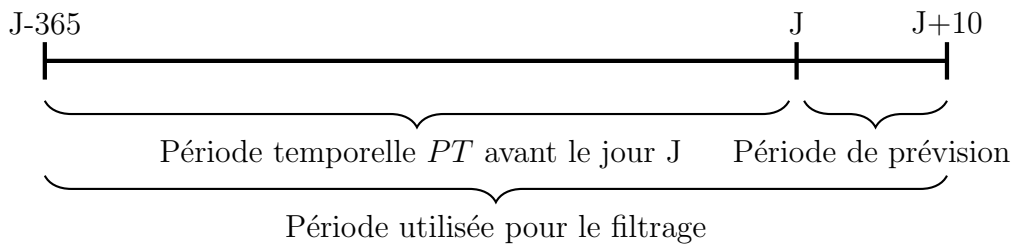


Figure 5.9 – Schéma de la période de données utilisée pour le filtrage par rapport à un jour J , avec une période temporelle de 1 an avant le jour J et une période de prévision disponible de 10 jours

Les données filtrées de BEST sur les quatre périodes temporelles sont comparées aux données filtrées sur la période entière 1950-2012, considérées ici comme un filtrage « parfait », avec un jour J fixé au 1^{er} mars 1992. Pour la période temporelle de 1 an par exemple, le filtre est appliqué sur la période du 1^{er} mars 1991 au 10 mars 1992. Les températures filtrées sur la période totale 1950-2012 par rapport aux températures filtrées sur les différentes périodes temporelles (PT) sont présentées en moyenne sur le domaine sahélien sur la Figure 5.10 pour les Tmax et les Tmin. Il est ainsi possible de voir les effets de bord sur les bords des signaux : à ces endroits, les différences avec les températures filtrées de référence sont plus élevées avec des valeurs pouvant atteindre plusieurs degrés de différence. Sur la période de prévision, les températures de la période temporelle $PT = 6$ mois sont plus éloignées des températures de référence ; les températures des trois autres périodes temporelles sont proches les unes des autres avec une différence inférieure à 0.5°C , avec un petit écart entre $PT = 1$ an par rapport à $PT = 2$ ans et 3 ans sur les Tmax. Par ailleurs, la position géographique va fortement faire varier les différences avec la référence (voir Figure 5.10 les zones grisées correspondant aux valeurs maximale et minimale sur le domaine sahélien, dont les valeurs sont plus élevées que la moyenne sur ce même domaine). Au final, nous avons choisi de travailler avec la période temporelle de 1 an, qui permet d’allier gain de temps de calcul et efficacité du filtrage.

Le quantile ne peut pas être calculé sur la période temporelle choisie PT car celle-ci n’est pas assez longue ; pour pallier ce problème, le quantile 90 de la réanalyse associée aux prévisions est utilisé, soit le quantile de ERA-Interim pour le traitement des prévisions issues du ECMWF.

La contrainte temporelle de 3 jours n’est pas applicable en mode prévision, car les deux premiers jours en vague de chaleur seraient systématiquement retirés. L’application à la prévision étant en phase d’apprentissage, nous avons décidé de ne pas non plus appliquer de contrainte spatiale afin de simplifier l’analyse des résultats.

Le site acasis.sedoo.fr rassemble différents diagnostics permettant un suivi en temps réel de la situation africaine. Deux modèles sont utilisés : ECMWF avec des prévisions à 10 jours et ARPEGE avec des prévisions à 4 jours. Un briefing hebdomadaire est réalisé dans l’équipe CNRM/GMME/MOANA en collaboration avec les autres groupes du CNRM (GMGEC, DCSC, GMAP) et l’Agence Nationale de l’Aviation Civile et de la Météorologie (ANACIM)⁸ du Sénégal, de début mars à début septembre

8. <http://www.anacim.sn>

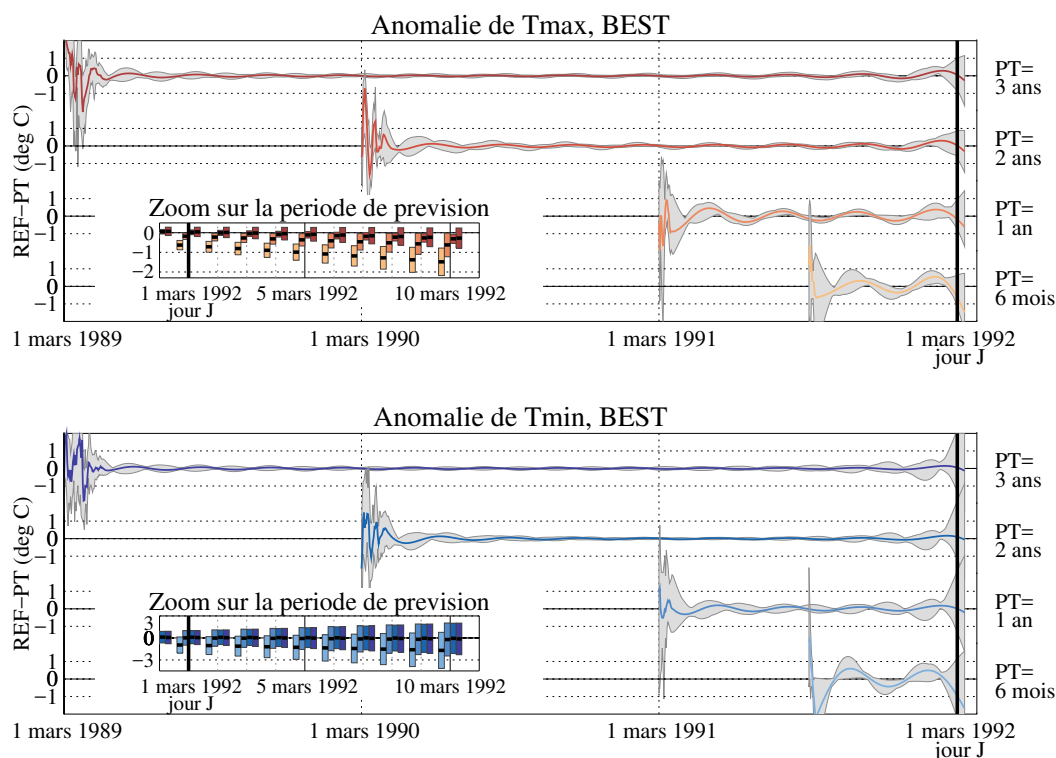


Figure 5.10 – Différence entre les températures filtrées sur la période totale 1950-2012 (*REF*) et celles filtrées sur les périodes temporelles 6 mois, 1 an, 2 ans et 3 ans (*PT*), pour Tmax et Tmin, BEST. Les traits continus de couleur sont des moyennes sur le domaine sahélien, les zones grisées représentent les valeurs maximale et minimale atteintes sur ce même domaine. Les encadrés correspondent à un zoom sur la période de prévision après le jour J pris ici au 1^{er} mars 1992, avec la moyenne (trait noir) entourée de la variance du signal (en couleur)

sur les vagues de chaleur via le projet ACASIS⁹.

En mode opérationnel, notre prévision des vagues de chaleur a été implémentée sur le site sur les prévisions du ECMWF. Chaque jour, trois diagnostics reliés aux vagues de chaleur détectées grâce à la méthode présentée ci-dessus sont proposés sur le site internet pour le jour J demandé ainsi que pour les 10 jours de prévision :

- les Tmax et Tmin filtrées, intitulé *min/max filtered T2m*. L'exemple du 8 avril 2017 pour les Tmin est présenté sur la Figure 5.11a : des anomalies positives fortes de Tmin se distinguent sur le Niger et le sud de la Libye, avec une anomalie négative vers la Mauritanie ;
- les surfaces dépassant les quantiles 85, 90 et 95, intitulé *min/max met. HW - daily*¹⁰. Sur l'exemple de la Figure 5.11b, une vague de chaleur se distingue sur les zones de fortes anomalies de température et s'étend vers l'est ;
- le nombre de jours concernés par une vague de chaleur sur les 8 jours suivant le jour J et sur les 8 jours précédents, intitulé *min/max met. HW - weekly*. Un exemple des 8 jours suivant le 8 avril 2017 est tracé sur la Figure 5.11c : pour la semaine à venir, la partie est de l'Afrique du nord sera concernée par une HWmin pendant plus de 3 jours, ainsi que les côtes marocaines. La semaine d'après, soit le 15 avril 2017, il est possible de comparer ces prévisions à ce qu'il

9. <http://www.agence-nationale-recherche.fr/?Projet=ANR-13-SENV-0007>

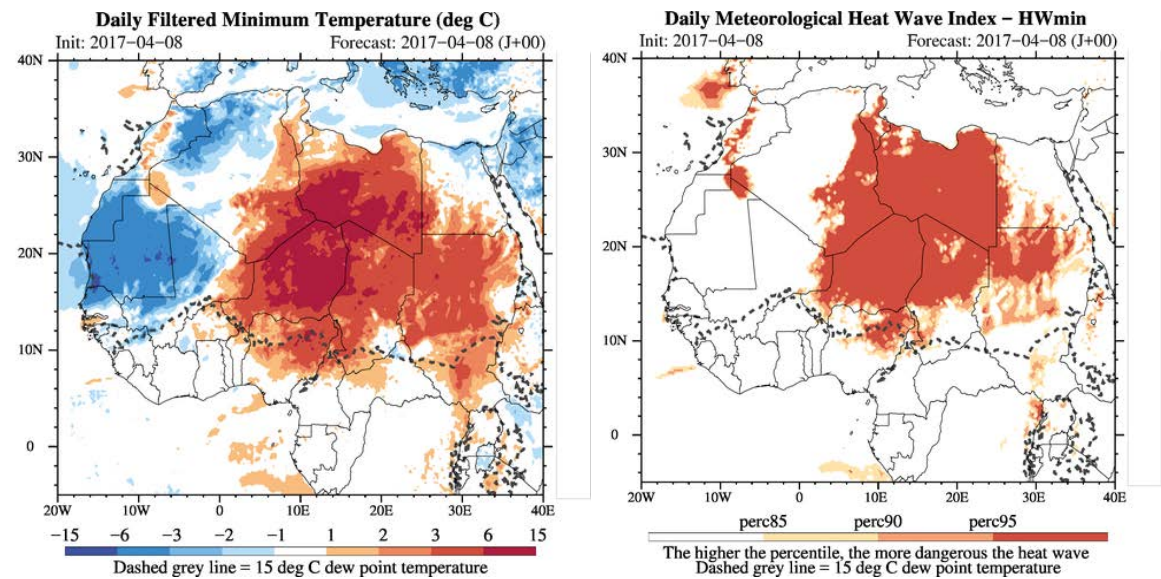
10. *met.* pour *meteorological*

s'est passé (Figure 5.11d), montrant un bon accord de la prévision à 10 jours avec la situation observée.

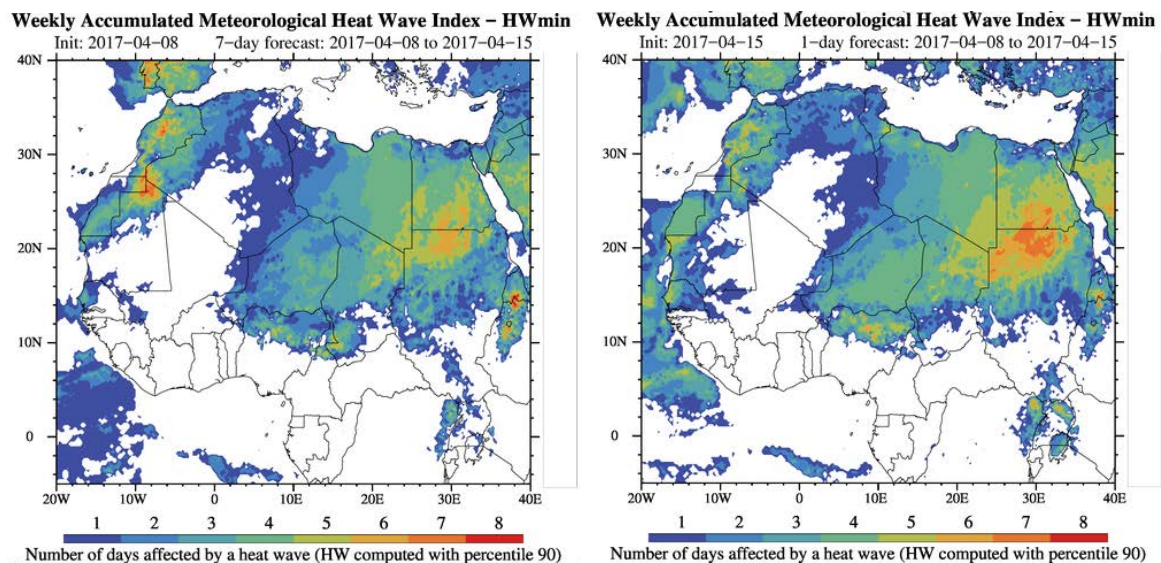
L'ECMWF propose en opérationnel un indice appelé l'*Extreme Forecast Index* (EFI) qui mesure les différences entre le climat moyen et celui d'un l'ensemble de 50 prévisions du ECMWF et permet de quantifier la rareté de la situation météorologique. L'EFI varie de -1 à +1, avec une valeur de +1 (-1) si les valeurs des ensembles de prévisions sont supérieures (inférieures) au maximum des valeurs du climat moyen. L'expérience a montré que des valeurs entre 0.5 et 0.8 correspondaient à des situations météorologiques "rares" et des valeurs supérieures à 0.8 à des situations "très rares". L'EFI ne représente néanmoins pas une mesure de probabilité¹¹.

Les EFI et les zones spatiales où les quantiles sont dépassés présentent des traits communs marqués : par exemple pour le cas du 26 avril 2016 présenté sur la Figure 5.12, les EFI des Tmax indiquent l'occurrence d'une situation très rare sur l'Algérie et le nord du Mali, qui concorde avec un dépassement du quantile 90. Pour les Tmin, un événement rare se distingue sur une partie de l'Algérie et sur la côte guinéenne sur les EFI comme sur les diagnostics des quantiles. Ce résultat montre que les événements rares sont bien distingués par les anomalies de température filtrées avec un passe-haut à 90 jours.

11. Pour plus d'informations, voir le *User guide to ECMWF forecast products* https://www.ecmwf.int/sites/default/files/User_Guide_V1.2_20151123.pdf



(a) http://acasis.sedoo.fr/source/display.php?current=20170408&nav=2017SurfMetRegMaps&expected=FilteredTemperature_Regional (b) http://acasis.sedoo.fr/source/display.php?current=20170408&nav=2017SurfMetRegMaps&expected=DailyMetHeatWaveIndex_Regional



(c) http://acasis.sedoo.fr/source/display.php?current=20170408&nav=2017SurfMetRegMaps&expected=WeeklyMetHeatWaveIndex_Regional (d) http://acasis.sedoo.fr/source/display.php?current=20170415&nav=2017SurfMetRegMaps&expected=WeeklyMetHeatWaveIndex_Regional

Figure 5.11 – Exemples de diagnostics de vagues de chaleur implémentés sur le site acasis.sedoo.fr pour le 8 avril 2017 avec (a) le diagnostic *min/max filtered T2m* ; (b) le diagnostic *min/max met. HW - daily*, (c) et (d) le diagnostic *min/max met. HW - weekly* pour les 8 jours suivant le 8 avril 2017 en mode prévision (c) et les 8 jours précédant le 15 avril 2017 en mode vérification de prévision (d)

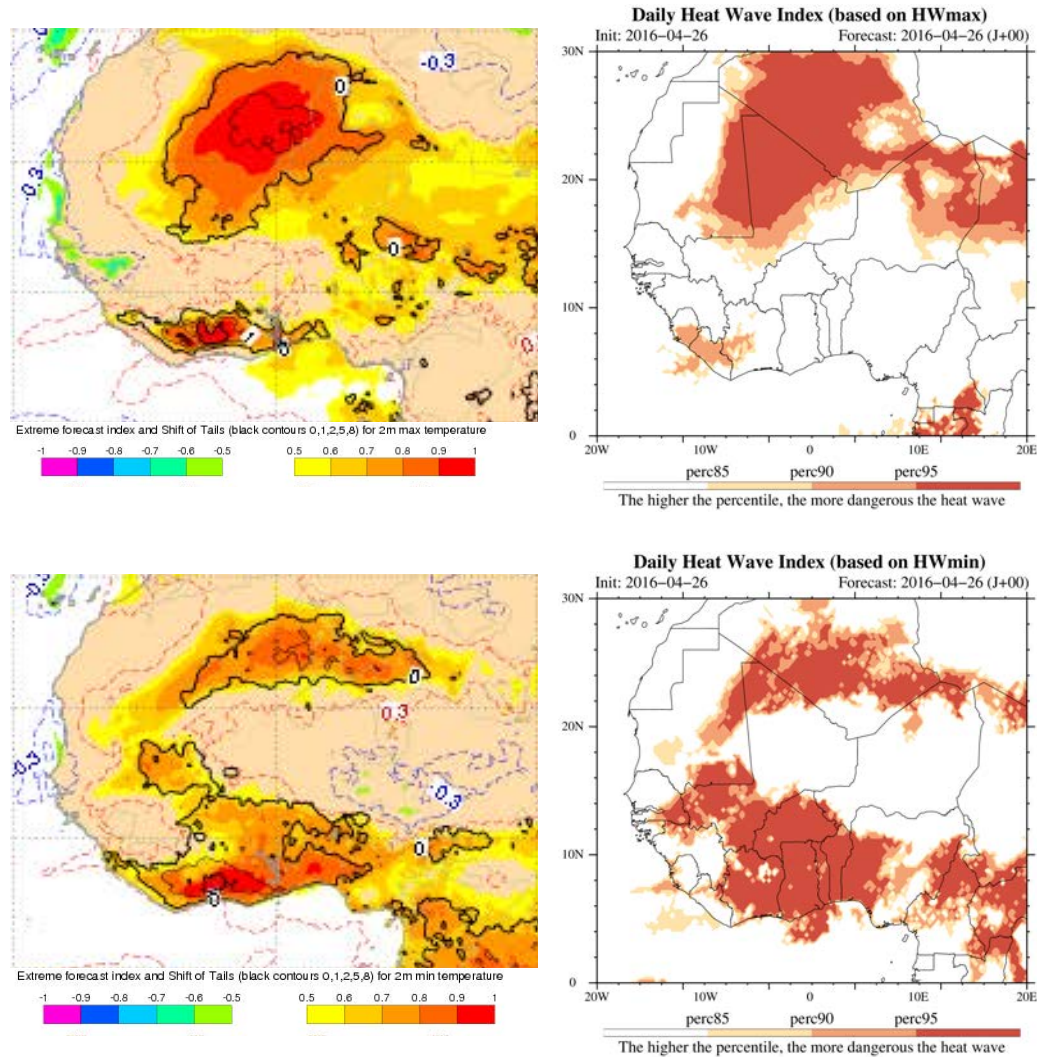


Figure 5.12 – Comparaison de deux diagnostics sur les extrêmes de température du 26 avril 2016 : à gauche, les EFI (en couleur) calculés par le ECMWF pour les Tmax (haut) et les Tmin (bas) ; à droite, le diagnostic issu de notre méthode présentant les zones dépassant les quantiles 85, 90 et 95 pour les HWmax (haut) et les HWmin (bas)

Conclusion

Les vagues de chaleur météorologiques définies comme une forte augmentation de la température des échelles synoptiques à intra-saisonniers au printemps du Sahel sont au centre de ce chapitre. Pour rappel, les événements en Tmax (notés HWmax) ou en Tmin (notés HWmin) sont détectés grâce à une méthode en trois étapes : un filtrage des températures permettant de se focaliser sur l'échelle temporelle météorologique recherchée, une sélection des jours les plus intenses via un seuil fixe sur la saison estivale étendue de mars à juillet puis une contrainte spatio-temporelle permettant de récupérer les événements d'au moins 3 jours s'étalant sur au minimum $60 \times 10^4 \text{ km}^2$.

En moyenne sur la période MAMJJ pour le jeu de données basé sur des observations BEST, 3.3 HWmax et 2.9 HWmin par an sont détectées sur 1950-2012. Les événements ont une durée moyenne d'environ 5 jours pour une surface recouverte de $120 \times 10^4 \text{ km}^2$ et une intensité (anomalie de température) de 3°C . En mai, les Tmax des HWmax dépassent 42°C et les Tmin des HWmin dépassent 28°C . Les HWmin sont légèrement plus petites que les HWmax. Les vagues de chaleur sont communes environ 20% du

temps, plus petites mais plus intenses. Au final, même si les vagues de chaleur ne sont pas définies en vue d'étudier des impacts sanitaires, les températures atteintes pendant les événements constituent néanmoins des événements dangereux pour la santé de la population.

Plus la saison avance, plus les vagues de chaleur se raréfient et raccourcissent : les HWmin sont particulièrement rares en juin-juillet. En avril-mai, les anomalies de température sont plus élevées que pendant le reste de la période, en relation avec les variances des anomalies de température de BEST qui sont plus élevées en début de période. Ces résultats sont robustes à de faibles variations de la fréquence de coupure utilisée pour le filtrage ; des différences significatives apparaissent lorsque les paramètres de seuil et morphologiques sont modifiés, qui sont dans la majorité des cas explicables de par ces changements. Les résultats sont sensibles au jeu de données utilisé : les vagues de chaleur sont plus étendues avec BEST qu'avec les trois réanalyses ERA-Interim, NCEP2 et MERRA. Le réseau d'observations interpolées de BEST, peu dense, lisse probablement les températures et est à l'origine de ces différences. Les biais des caractéristiques thermiques reflètent les biais des états moyens entre le jeu de données basé sur des observations et les réanalyses. Au final, ERA-Interim est le plus proche du jeu de données basé sur des observations BEST en termes de caractéristiques.

Les vagues de chaleur ne deviennent pas plus fréquentes sur 1950-2012. Par contre, leurs températures augmentent de manière significative de $+1.6^{\circ}\text{C}$ sur les Tmax des HWmax et de $+2.6^{\circ}\text{C}$ sur les Tmin des HWmin. Ce réchauffement est expliqué au premier ordre par le réchauffement climatique moyen : les vagues de chaleur ne se réchauffent pas plus que le climat moyen, ce qui est cohérent avec un changement de distribution correspondant au premier ordre à un décalage moyen ([Argüeso et al. \[2016\]](#); [Moron et al. \[2016a\]](#)). Au Niger cependant, le réchauffement des HWmax est moins fort que le réchauffement climatique.

Les caractéristiques des vagues de chaleur détectées ont été comparées aux caractéristiques d'autres types de vague de chaleur basés sur des définitions et méthodes différentes. Le seuil utilisé dans notre méthode pour identifier les jours les plus intenses est fixe ; il est également possible d'utiliser un seuil dépendant de chaque jour de MAMJJ, en calculant un quantile sur une moyenne glissante de 15 jours. Les résultats sont alors similaires, à l'exception de la répartition temporelle des vagues de chaleur sur MAMJJ, constante avec cette méthode. Le quantile constant contraint la répartition des intensités des vagues de chaleur, alors qu'un quantile variable contraint la répartition temporelle pour des vagues de chaleur d'intensités différentes. En utilisant un quantile variable sur les températures brutes et non les anomalies de température, les vagues de chaleur sont plus larges et plus longues. Les vagues de chaleur détectées sur les températures brutes deviennent plus fréquentes au cours du temps d'environ un événement par décennie, en relation directe avec le réchauffement climatique observé sur le Sahel.

Les caractéristiques moyennes et les tendances des vagues de chaleur ont été étudiées en détail. La méthodologie a été mise à l'épreuve via des études de sensibilité aux paramètres utilisés et aux jeux de données. La méthodologie utilisée a également été mise en perspective pour des vagues de chaleur définies différemment et détectées selon des méthodes différentes. Une adaptation de la méthode à la prévision des vagues de chaleur en temps réel est également proposée et implémentée sur le site `acasis.sedoo.fr`, avec des premiers résultats encourageants dans le sens où les diagnostics utilisés se rapprochent d'indices plus complexes élaborés par le ECMWF.

Au final, le choix de la méthode de détection dépend fortement de l'objectif suivi.

Par exemple, la contrainte de connexité pourrait être utile pour une étude de suivi dans le temps des vagues de chaleur car elle permet l'identification d'objets spatio-temporels. Plus généralement, des applications à l'agriculture ou au domaine sanitaire pourraient nécessiter l'utilisation de variables thermodynamiques complémentaires comme l'humidité du sol, l'humidité de l'air ou une température équivalente (cf. Paragraphe [2.1.2.b](#)).

Cette méthode a également servi de base pour identifier les jours en vagues de chaleur du mois d'avril 2010 au Sahel, période étudiée en détail par Y. LARGERON et qui a donné lieu à un article ([LARGERON et al. \[2017\]](#)) dont je suis co-auteur, inséré Annexe [F](#).

Chapitre 6

Processus et mécanismes associés

« Seulement parce que je me trompe je rencontre ce qui ne se cherche pas. »

Orides Fontela

Sommaire

6.1	Caractéristiques moyennes	101
6.1.1	Morphologiques et thermiques	101
6.1.2	Dynamiques et thermodynamiques	102
6.2	Sélection d'un sous-domaine d'étude	105
6.3	Analyse détaillée d'une vague de chaleur	106
6.3.1	Exemple d'une HWmin	107
6.3.2	Exemple d'une HWmax	108
6.4	Séquence temporelle composite	114
6.4.1	Centrée sur la boîte Hombori	114
6.4.2	Extension aux autres boîtes du domaine sahélien	116
6.5	Situations météorologiques	118
6.5.1	Sur la boîte Hombori	118
6.5.2	Synthèse des situations météorologiques	120
6.6	Processus de surface et couches limites	122
6.6.1	Bilan énergétique à la surface	122
6.6.2	Couches limites	125
6.7	Lien avec les types de temps	126
	Conclusion	130

Le but de cette partie est d'étudier les mécanismes dynamiques et thermodynamiques mis en jeu pendant les vagues de chaleur, et de déterminer les situations météorologiques associées à ces événements. L'étude est réalisée sur les vagues de chaleur détectées avec ERA-Interim, qui sont les plus proches de celles de BEST. La réanalyse est utilisée car elle donne accès à d'autres variables que la température, comme par exemple l'humidité spécifique ou le vent.

Tout d'abord, les caractéristiques morphologiques, thermodynamiques et dynamiques moyennes des vagues de chaleur sahéliennes sont analysées, afin de déterminer leurs fluctuations lors de ces événements.

Le domaine sahélien est une vaste région : une vague de chaleur impactant l'ouest sera probablement associée à des situations météorologiques différentes d'un événement à l'est. Afin d'éviter ce mélange, l'étude des mécanismes est ensuite réalisée sur des sous-ensembles de vagues de chaleur impactant des régions plus petites. De manière similaire, la période MAMJJ regroupe des climats très différents de mars à juillet aussi l'étude se focalise sur les deux mois les plus chauds de l'année, avril-mai, qui ont des climats relativement proches.

Les séquences temporelles d'une HWmin et d'une HWmax sont alors analysées en détail pour un événement impactant la zone autour d'Hombori.

L'analyse est ensuite étendue à l'ensemble des vagues de chaleur, en étudiant tout d'abord la séquence temporelle moyenne des vagues de chaleur depuis la formation jusqu'à la dissipation, puis sur le domaine africain entier avec un travail sur les situations météorologiques associées aux événements. Suite à cette analyse, des composites de HWmax et de HWmin sont présentés.

Des résultats récents sur le bilan énergétique et les couches limites pendant les vagues de chaleur sont alors discutés, en insistant sur les différences entre événements sahéliens et européens.

Enfin, les liens entre les vagues de chaleur détectées et les types de temps établis par [Moron et al. \[2016b\]](#) sur l'Afrique tropicale sont discutés.

6.1 Caractéristiques moyennes

6.1.1 Morphologiques et thermiques

Les caractéristiques morphologiques et thermiques des vagues de chaleur d'ERA-Interim ont été présentées sur la période MAMJJ pour 1979-2012 sur la Figure 5.5 (Paragraphe 5.5) et leurs valeurs moyennes sont données dans le Tableau 5.3.

Ces caractéristiques sont maintenant détaillées par mois sur la Figure 6.1. À la différence de BEST, dont les fréquences d'occurrence diminuent au cours de la saison, l'occurrence des HWmax de ERA-Interim est forte en juillet, du même ordre de grandeur qu'en mars (6.1a). Cette remontée est directement reliée aux variations des anomalies de température de la réanalyse (voir Annexe A, Figures A.1 et A.2), dont les valeurs décroissent au cours de la saison puis remontent en juillet. Il n'y a quasiment pas de HWmin en juin-juillet. Les durées des vagues de chaleur diminuent au cours de la saison (6.1b), avec des surfaces recouvrant entre 25 et 45% du domaine sahélien (6.1c). Les HWmin sont particulièrement peu étendues en mai comparées aux autres mois. Les intensités de température diminuent au cours de la saison à l'exception de juillet pour les HWmax, en lien direct avec la diminution des variances des anomalies de température (6.1d,e). Les Tmax des HWmax atteignent plus de 40°C en avril-mai, les Tmin des HWmin plus de 27°C (6.1g,h). Les conclusions sont très similaires aux conclusions obtenues pour les vagues de chaleur de BEST, hormis cette forte occurrence des HWmax en juillet.

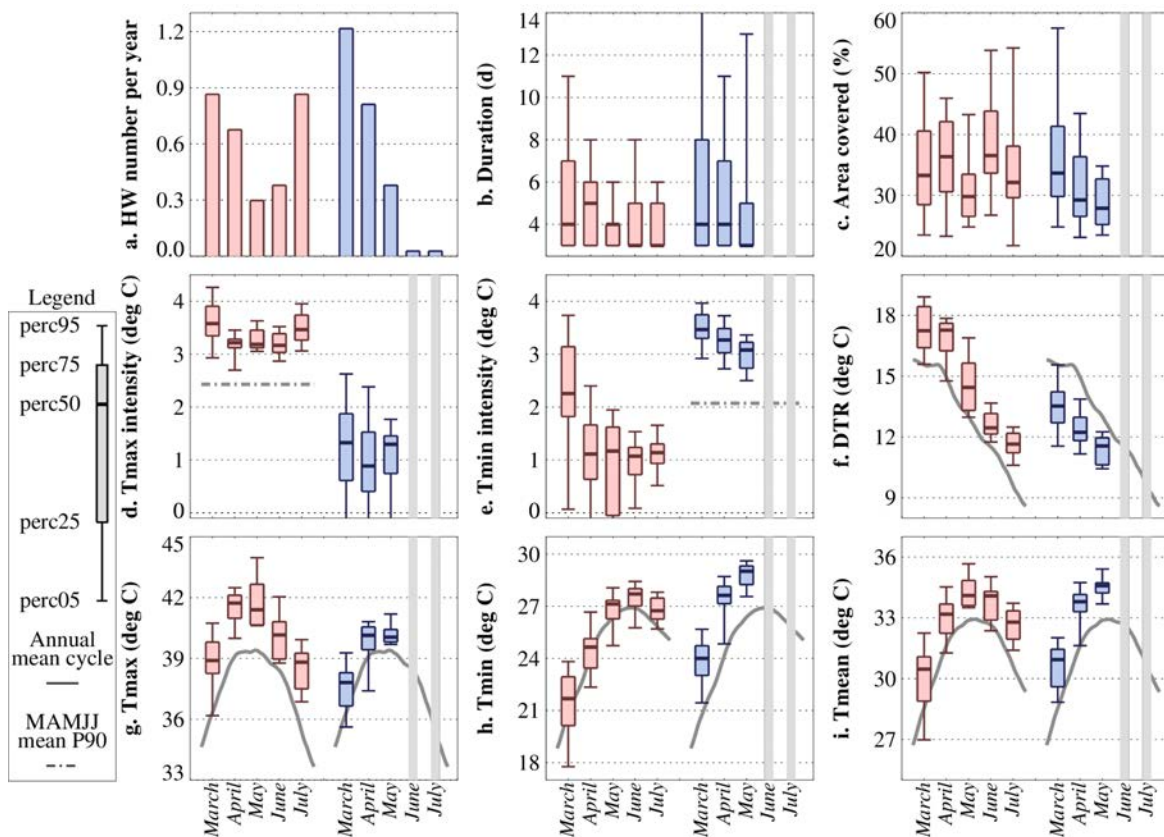


Figure 6.1 – Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax (rouge) et des HWmin (bleu) : pour la réanalyse météorologique ERA-Interim sur 1979-2015 (voir Figure 5.2 pour les détails des sous-figures)

6.1.2 Dynamiques et thermodynamiques

Les variables dynamiques et thermodynamiques d'ERA-Interim sont présentées selon le même formalisme que sur les Figures 5.2 et 6.1, en calculant différents quantiles (5, 25, 50, 75, 95) pour chaque mois de la période MAMJJ pour les HWmax et les HWmin.

Les variables utilisées pour étudier les vagues de chaleur sont rassemblées dans le Tableau 3.1 et rappelées Tableau 6.1. Les variables météorologiques utilisées sont des variables à la surface (Tmax, Tmin, pression au niveau de la mer, humidité spécifique et relative, vents), les vents zonaux et méridiens à des niveaux plus élevés dans l'atmosphère et l'eau précipitable qui correspond à la quantité de vapeur d'eau intégrée sur toute la couche de l'atmosphère. Ces variables sont étudiées en données brutes (Figure 6.2) et en anomalies, filtrées par le passe-haut à 90 jours utilisé précédemment pour filtrer les températures (Figure 6.3), à 18h pour les HWmax et 06h pour les HWmin qui sont proches des heures où la température atteint son maximum et son minimum respectivement.

Variable	Notation	Unité	Altitude
Pression au niveau de la mer	mslp	hPa	1013 hPa
Humidité spécifique	qv	g.kg ⁻¹	2m
Humidité relative	RH	%	2m
Eau précipitable	PW	kg.m ⁻²	-
Vent zonal à 10 m	u ₁₀	m.s ⁻¹	10m
Vent méridien à 10 m	v ₁₀	m.s ⁻¹	10m
Vent zonal	u_alt	m.s ⁻¹	925 hPa, 700 hPa
Vent méridien	v_alt	m.s ⁻¹	925 hPa, 700 hPa

Tableau 6.1 – Champs dynamique et thermodynamique analysés, en plus des Tmax et Tmin, ERA-Interim, sur 1979-2015. Les variables sont échantillonnées à 18h pour les HWmax et 06h pour les HWmin. Les données étaient initialement disponibles sur un pas de temps de 6h (idem que le Tableau 3.1)

La climatologie moyenne de la pression au niveau de la mer, en gris sur la Figure 6.2a, décroît puis croît sur les cinq mois, en relation directe avec la dynamique saisonnière de la dépression thermique saharienne qui traverse le Sahel en partant du sud-est pour aller se positionner sur le nord-ouest de l'Afrique en juillet (Lavaysse et al. [2009], cf. Figure 1.2). La dépression saharienne a également une variabilité diurne (Parker et al. [2005]), visible sur les valeurs atteintes qui sont nettement plus basses à 18h qu'à 06h. La pression au niveau de la mer des HWmax et des HWmin suit cet état moyen qui décroît puis croît avec un biais négatif, en moyenne autour de -1.5 hPa avec une valeur particulièrement forte à -3.0 hPa en mars pour les HWmax (Figure 6.3a).

Les trois variables d'humidité qv, RH et PW ont des comportements généralement similaires (Figures 6.2b,c,d et 6.3b,c,d) : les valeurs des anomalies sont positives pour les HWmin, c'est-à-dire qu'elles sont plus humides que la climatologie, alors que les HWmax sont plus sèches à part en mars où elles sont plus humides. Pour ces dernières, les valeurs atteintes sont néanmoins plus basses que les valeurs atteintes pour les HWmin de mars (pour qv : 4.4 en moyenne contre 6.7 g.kg⁻¹, Figure 6.2b). Les anomalies de RH se différencient de celles de qv et PW en mars avec une moyenne neutre pour les HWmax à +0.1 % (Figure 6.3d). Le fait que les HWmin soient humides et les HWmax sèches est cohérent avec l'hypothèse que la quantité de vapeur d'eau présente dans

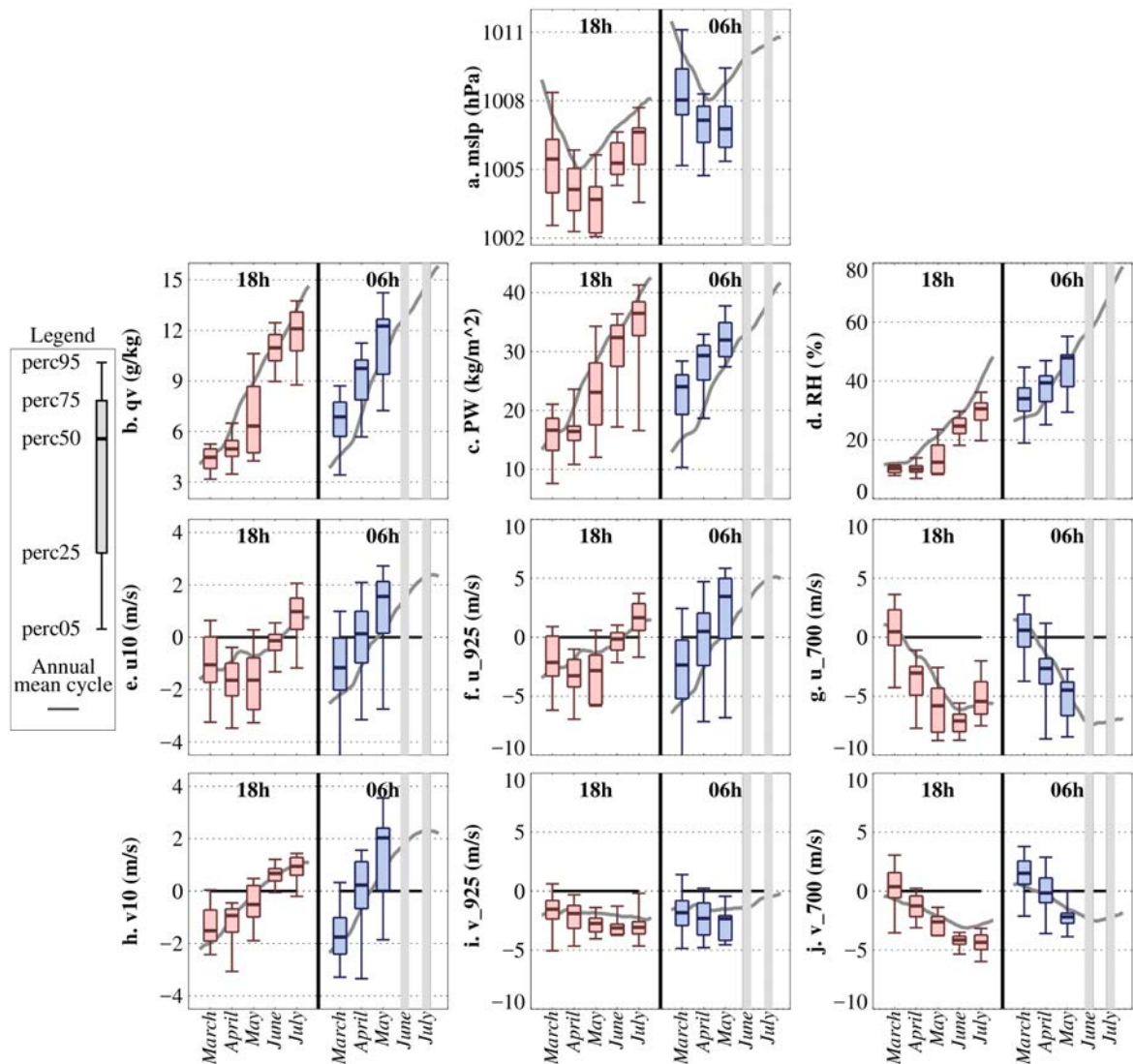


Figure 6.2 – Idem que la Figure 6.1 pour les variables dynamiques et thermodynamiques listées dans le Tableau 6.1. Le haut du graphique présente la pression au niveau de la mer (mslp) ainsi que les différentes variables reliées à l’humidité (qv , RH , PW); le bas du panel montre les vents zonaux et méridiens aux trois niveaux d’altitude choisis (10m, 925 hPa et 700 hPa)

l’atmosphère a un effet amplificateur sur les T_{min} via l’effet de serre, et que les T_{max} sont plus fortement contraintes par les variations du flux solaire incident SW_{in} qui est atténué en cas de présence de nuages notamment.

La période étudiée MAMJJ correspond à une transition en basses couches d’un vent de nord-est à un vent de sud-ouest (cf. Chapitre 1). Cette transition est visible sur la climatologie du vent zonal et du vent méridien sur les Figures 6.2e,h (en gris). À plus haute altitude, à 700 hPa, cette circulation est inversée. Le changement de signe du vent méridien entre la surface (10m) et 925 hPa en mai, juin et juillet fait probablement intervenir la faible épaisseur du flux de mousson à cette période de l’année, associée à un mélange par la turbulence de couche limite pendant la journée (Guichard et al. [2009]; Lothon et al. [2008]; Parker et al. [2005]).

Pendant les vagues de chaleur, le comportement du vent zonal (u) des vagues de chaleur est similaire en basse altitude à 10 m et à 925 hPa : les valeurs en anomalie des HW_{min} sont toutes positives, ralentissant le vent d’est en mars et accélérant le vent

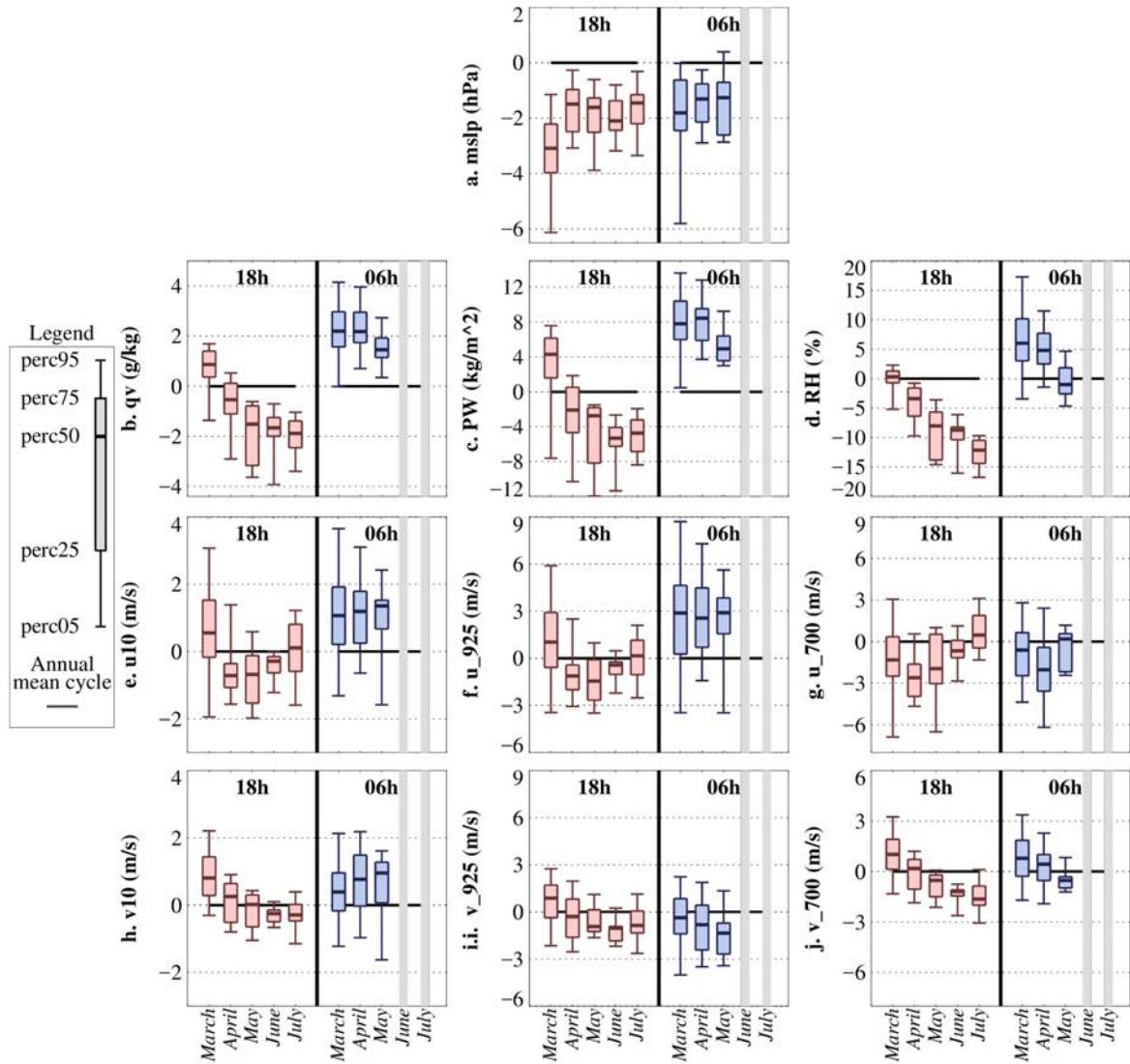


Figure 6.3 – Idem que la Figure 6.2 avec les variables en anomalies (filtrées par le passe-haut à 90 jours)

d'ouest en mai avec une période de transition en avril (Figures 6.3e,f). Pendant les HWmax, les anomalies de vent zonal sont positives en mars et négatives en avril-mai-juin. Le vent d'est est donc ralenti en mars, avril et mai et accéléré en juin. Plus haut à 700 hPa, les anomalies de vent zonal sont négatives pendant les HWmin, accélérant alors le vent d'est en avril-mai. Les anomalies pendant les HWmax sont également négatives, accélérant ainsi le vent d'est à partir d'avril.

Concernant le vent méridien (v), pendant les HWmax, les anomalies aux trois altitudes considérées décroissent de mars à juin en passant par des valeurs nulles vers avril-mai (Figures 6.3h,i,j). En basses couches, le vent méridien est donc ralenti pour chacun des mois. À 700 hPa, la circulation méridienne climatologique est inversée (Figure 6.2j) et le vent méridien est accéléré. Dans la zone de transition entre ces deux altitudes, à 925 hPa, le vent méridien est un vent de nord sur toute la période : ce vent est donc ralenti puis accéléré pendant les HWmax. Sur les HWmin, les anomalies de vent méridien à 10m sont positives, ralentissant ainsi le vent de nord de mars (Harmattan) puis accélérant le flux de mousson en mai. Un peu plus haut, à 925 hPa, les anomalies changent de signe et deviennent négatives, accélérant alors le vent de nord.

Encore plus haut à 700 hPa, les valeurs des anomalies sont du même signe que les valeurs brutes donc le vent méridien est accéléré de mars à mai.

Les vents à 600 hPa et 200 hPa ont également été analysés (non montré) : le comportement des vents à 600 hPa est similaire à ceux des vents à 700 hPa, tandis qu'à 200 hPa il n'y a pas de résultats significatifs.

Au final, les valeurs de pression au niveau de la mer sont plus basses que la climatologie pour les deux types de vagues de chaleur. Les HWmax sont anormalement sèches et les HWmin anormalement humides. Concernant les vents à la surface, le vent de nord-est est accéléré en mars pour tous les événements puis en avril-mai les HWmin favorisent le flux de mousson alors que les HWmax favorisent l'Harmattan.

Dans la suite, les variables analysées plus en détail sont la pression au niveau de la mer mslp, l'humidité spécifique q_v (une des trois variables d'humidité analysées) et le vent le plus proche de la surface, à 10m.

Les vagues de chaleur détectées par la méthode de référence sur le domaine sahélien surviennent sur la période d'étude entière MAMJJ sur des endroits qui peuvent être très éloignés les uns des autres (par exemple à l'ouest ou l'est de la zone). Nous avons également vu que les comportements pouvaient être très différents d'un mois à l'autre, par exemple le vent zonal des HWmax se comporte de manière opposée entre mars et avril-mai. Ainsi, le travail sur l'ensemble des vagues détectées mélange des zones géographiques éloignées sur des périodes différentes, associées à des situations météorologiques moyennes différentes. Nous avons donc décidé d'étudier les vagues de chaleur sur des zones plus réduites et une période de temps restreinte.

6.2 Sélection d'un sous-domaine d'étude

Nous avons sélectionné les vagues de chaleur en focalisant l'étude sur une zone géographique plus petite que le domaine sahélien. Ainsi, si les vagues de chaleur sont associées à une/des situation(s) synoptique(s) particulière(s), cette approche permettra de la/les identifier. Dit autrement, nous avons appliqué une sélection géographique différente de celle présentée au Paragraphe 4.2.

La zone restreinte choisie correspond à un rectangle de $5^\circ \times 5^\circ$, soit $25 \times 10^4 \text{ km}^2$ ou environ 8% du domaine sahélien. Les vagues de chaleur doivent recouvrir la quasi-totalité de ce rectangle pour être sélectionnées. Ces boîtes 5×5 sont centrées sur plusieurs lieux d'intérêt (Figure 6.4) :

- Hombori, au Mali (15.33°N , -1.8°E) sur la boîte $[13^\circ\text{N } 18^\circ\text{N}][-5^\circ\text{E } 0^\circ\text{E}]$ (station SYNOP) ;
- Niamey, au Niger (13.48°N , 2.17°E) sur la boîte $[11^\circ\text{N } 16^\circ\text{N}][0^\circ\text{E } 5^\circ\text{E}]$ (station SYNOP) ;
- Ouagadougou, au Burkina Faso (13.48°N , 2.17°E) sur la boîte $[10^\circ\text{N } 15^\circ\text{N}][-5^\circ\text{E } 0^\circ\text{E}]$ (site d'étude du projet ACASIS) ;
- une boîte Sénégal centrée sur le pays éponyme, sur $[12^\circ\text{N } 17^\circ\text{N}][-16^\circ\text{E } -11^\circ\text{E}]$ (partenaire du projet ACASIS).

Outre ces points d'intérêt, le domaine sahélien a été divisé en 12 boîtes de $5^\circ \times 5^\circ$ numérotées de 1 à 12 sur la Figure 6.4.

Afin de ne pas mélanger les processus reliés aux Tmax et ceux reliés aux Tmin (car certains sont distincts, cf. Chapitres 4 et 5), nous avons choisi de retirer les jours où les HWmax et les HWmin se recoupent sur au moins $60 \times 10^4 \text{ km}^2$, c'est-à-dire les vagues de chaleur communes de la sélection d'une durée de 1 jour.

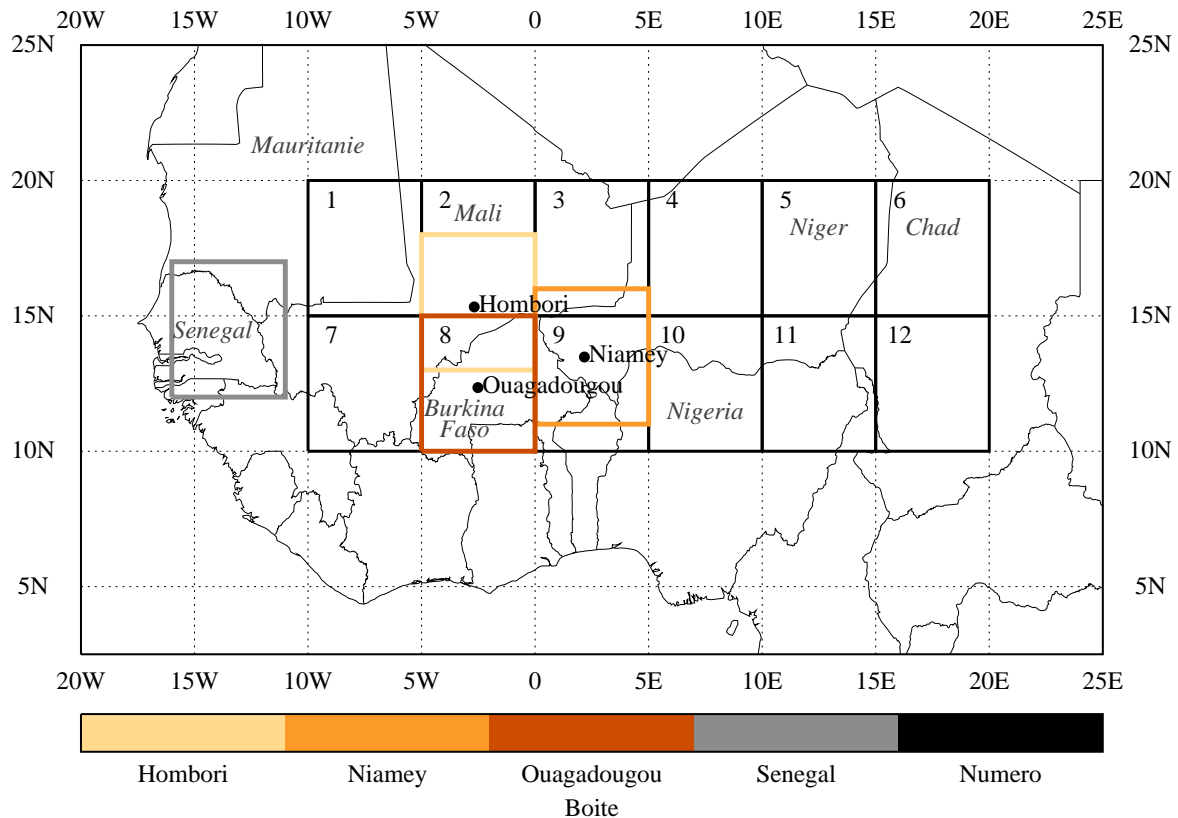


Figure 6.4 – Carte représentant les différentes zones géographiques utilisées pour sélectionner certaines vagues de chaleur détectées par la méthodologie de référence, dans le but d’étudier des processus physiques. Les boîtes colorées sont des zones centrées sur des lieux d’intérêt (stations SYNOP), la boîte grise représente un pays et les boîtes noires numérotées divisent le domaine sahélien en 12 régions de même taille

Nous avons ensuite restreint les vagues de chaleur détectées aux mois avril-mai, qui correspondent à une période relativement homogène climatologiquement : la température est à son maximum annuel et l’humidité spécifique est en augmentation. De plus, les valeurs en anomalie atteintes pendant les vagues de chaleur sont généralement proches (cf. Figure 6.3).

Suite à cette sous-sélection des vagues de chaleur détectées par la méthodologie de référence, la durée des événements peut être inférieure à 3 jours, par exemple dans le cas d’un événement propagatif dont un seul des jours est situé sur la boîte. Nous avons donc décidé de ne pas contraindre la durée minimale du sous-ensemble de vagues de chaleur à 3 jours, afin d’augmenter le nombre de cas étudiés. Lors de l’étude de ces vagues de chaleur, nous avons regroupé les événements par durée afin de pouvoir analyser ce qui se passe avant, pendant et après les vagues de chaleur. Il sera ainsi possible de déterminer si les situations météorologiques associées aux vagues de chaleur de durées plus ou moins longues sont similaires.

6.3 Analyse détaillée d’une vague de chaleur

Sur la boîte Hombori, 24 (24) HWmax (HWmin) sont sélectionnées de l’ensemble de vagues de chaleur de référence, dont seulement 1 (1) d’une durée de 3 jours (cf. Tableau 6.2). L’échantillon est assez réduit et limite la robustesse des résultats. En

appliquant une contrainte de seuil de température plus lâche, le quantile 80 à la place du quantile 90, le nombre de vagues de chaleur augmente jusqu'à 66 (66) dont 3 (6) d'une durée de 3 jours. Dans la suite du chapitre, nous avons donc décidé de travailler avec le quantile 80.

		Durée (jours)						Total
		1	2	3	4	5	6+	
HW _{max}	Q80	42	15	3	2	1	3	66
	Q90	14	8	1	1	0	0	24
HW _{min}	Q80	39	16	6	4	1	0	66
	Q90	19	3	1	1	0	0	24

Tableau 6.2 – Nombre de vagues de chaleur HW_{max} et HW_{min} sélectionnées sur la boîte Hombori sur avril-mai et classées selon leur durée et le quantile utilisé pour définir le seuil de température utilisé

6.3.1 Exemple d'une HW_{min}

L'une des six HW_{min} de 3 jours survient du 3 au 5 mai 1990. La séquence temporelle de la vague de chaleur de deux jours avant son début à deux jours après sa fin est présentée pour les variables sélectionnées (T_{max}, T_{min}, mslp, qv et vents à 10m) en données brutes Figure 6.5 et en anomalie Figure 6.6.

Les anomalies de T_{min} sont fortes sur la surface recouverte de la vague de chaleur ; la partie nord de la zone d'anomalie positive se déplace jusqu'au nord-est de la zone (Libye, Tunisie). Les anomalies de T_{max} sont plutôt positives sur la vague de chaleur, avec toutefois quelques valeurs négatives (par exemple le 5 mai sur l'Algérie, Figure 6.6).

La vague de chaleur est située sur une zone dépressionnaire, visible en données brutes comme en anomalie. L'anticyclone de Libye est marqué sur les deux jours avant la vague de chaleur, avec une anomalie positive à +6 hPa puis est remplacé par une zone dépressionnaire sur le reste de la période (Figures 6.5 et 6.6). Cette anomalie dépressionnaire se propage vers l'est puis se résorbe alors qu'une zone anticyclonique en brute comme en anomalie se développe sur l'océan Atlantique près des côtes marocaines.

À cette période de l'année, le Front Inter-Tropical (FIT) commence à pénétrer plus loin des côtes et à entrer sur le domaine sahélien vers 10°N (voir qv Figure 6.5) et la HW_{min} est associée à une anomalie positive de qv sur Hombori (Figure 6.6).

Les vents à 10m entourent les circulations anticyclones-dépressions présentes. L'Harmattan est très marqué du 1 au 3 mai et souffle sur une grande partie de l'est du Sahel (Niger, Tchad). Pendant la vague de chaleur, un vent de nord rentre dans les terres depuis l'océan Atlantique jusqu'à la boîte Hombori où il vire et devient de sud-ouest ; ce vent se retire sur la côte africaine une fois la HW_{min} terminée (Figure 6.5). Ces comportements se retrouvent sur l'anomalie de vent à 10 m, avec un vent de nord en anomalie depuis la Méditerranée vers le Mali les deux jours précédant la vague de chaleur ainsi que sur l'océan Atlantique du 3 au 7 mai. Un vent de nord marqué est également visible le dernier jour de la vague de chaleur sur l'Algérie contre un vent de sud sur la Libye.

En résumé, à grande échelle sur une séquence de HW_{min}, une dépression se déplace d'ouest en est sur la partie nord de l'Afrique, touchant la partie nord de la boîte Hom-

bori et expliquant les vents et anomalies d'humidité discutés au Paragraphe précédent 6.1. Pendant la vague de chaleur, cette dépression crée en effet une poussée de flux de mousson, ce qui entraîne une anomalie positive d'humidité sur Hombori.

6.3.2 Exemple d'une HWmax

De la même manière, la séquence temporelle de la HWmax du 7 au 9 mai 1996 est analysée sur les données brutes Figure 6.7 et en anomalie Figure 6.8.

Les anomalies positives de Tmax s'étalent sur une grande partie de l'intérieur du continent africain, avec une anomalie négative sur les côtes marocaines à partir du 7 mai soit au premier jour de la vague de chaleur (Figure 6.8). Les anomalies de Tmin sont peu marquées, avec des valeurs négatives autour de Hombori.

Une dépression marquée se distingue au large des côtes marocaines du 5 mai au 7 mai, qui se déplace ensuite sur le nord de l'Afrique (Figures 6.7 et 6.7) La zone impactée par la vague de chaleur se situe également sur une dépression, de plus faible amplitude.

Au contraire de la HWmin de mai 1985, la région autour de Hombori est anormalement sèche sur les deux jours précédents et les deux premiers jours de la HWmax (Figure 6.8), avec une zone anormalement humide à l'est de Hombori.

Le vent est de nord sur toute la séquence de la vague de chaleur (Figure 6.7), en provenance de l'Algérie du 5 au 8 mai puis du Maroc et de la Mauritanie les jours d'après.

Au final, la HWmax est anormalement sèche, associée à une dépression sur la zone impactée qui renforce alors l'Harmattan.

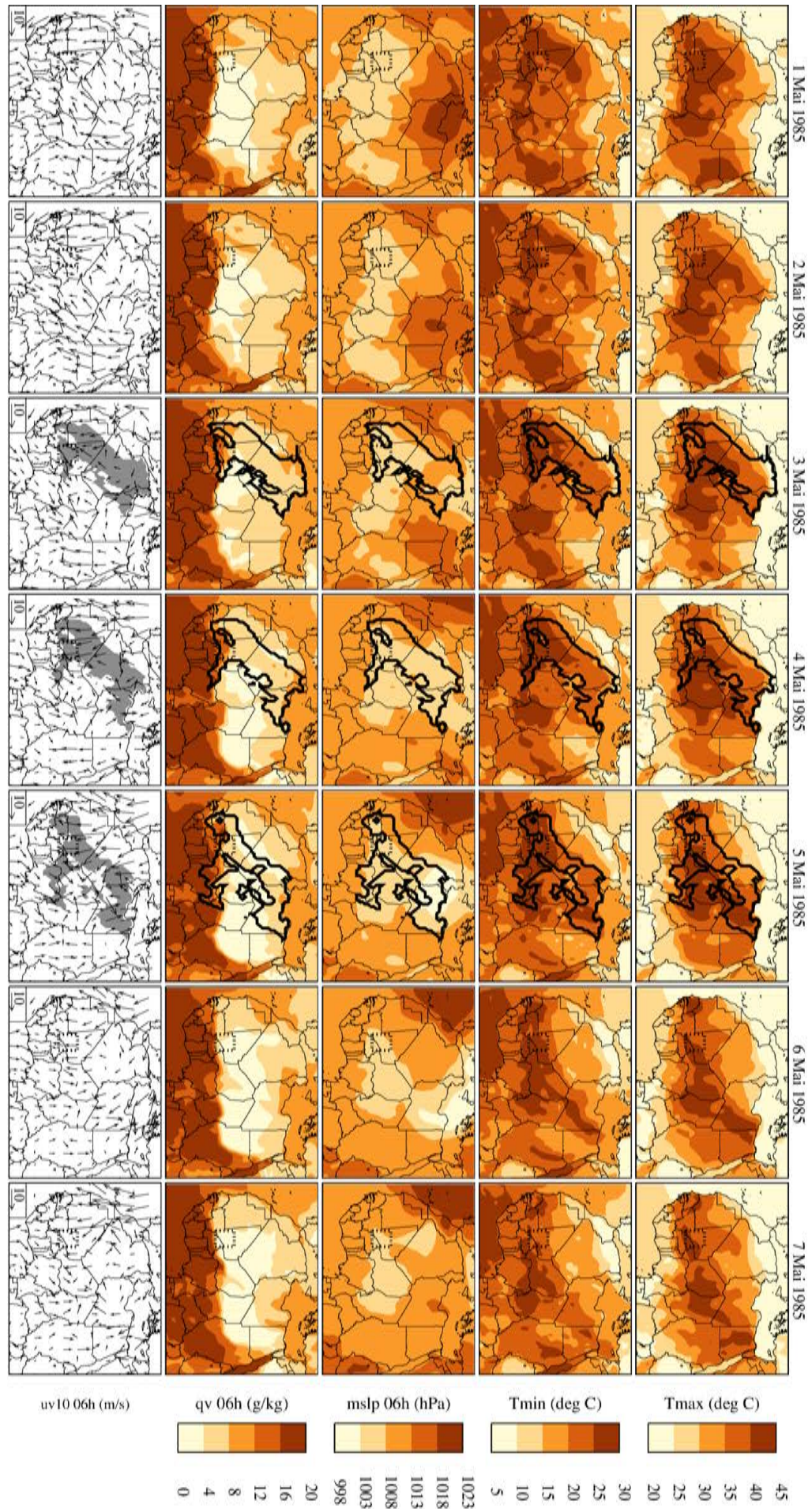
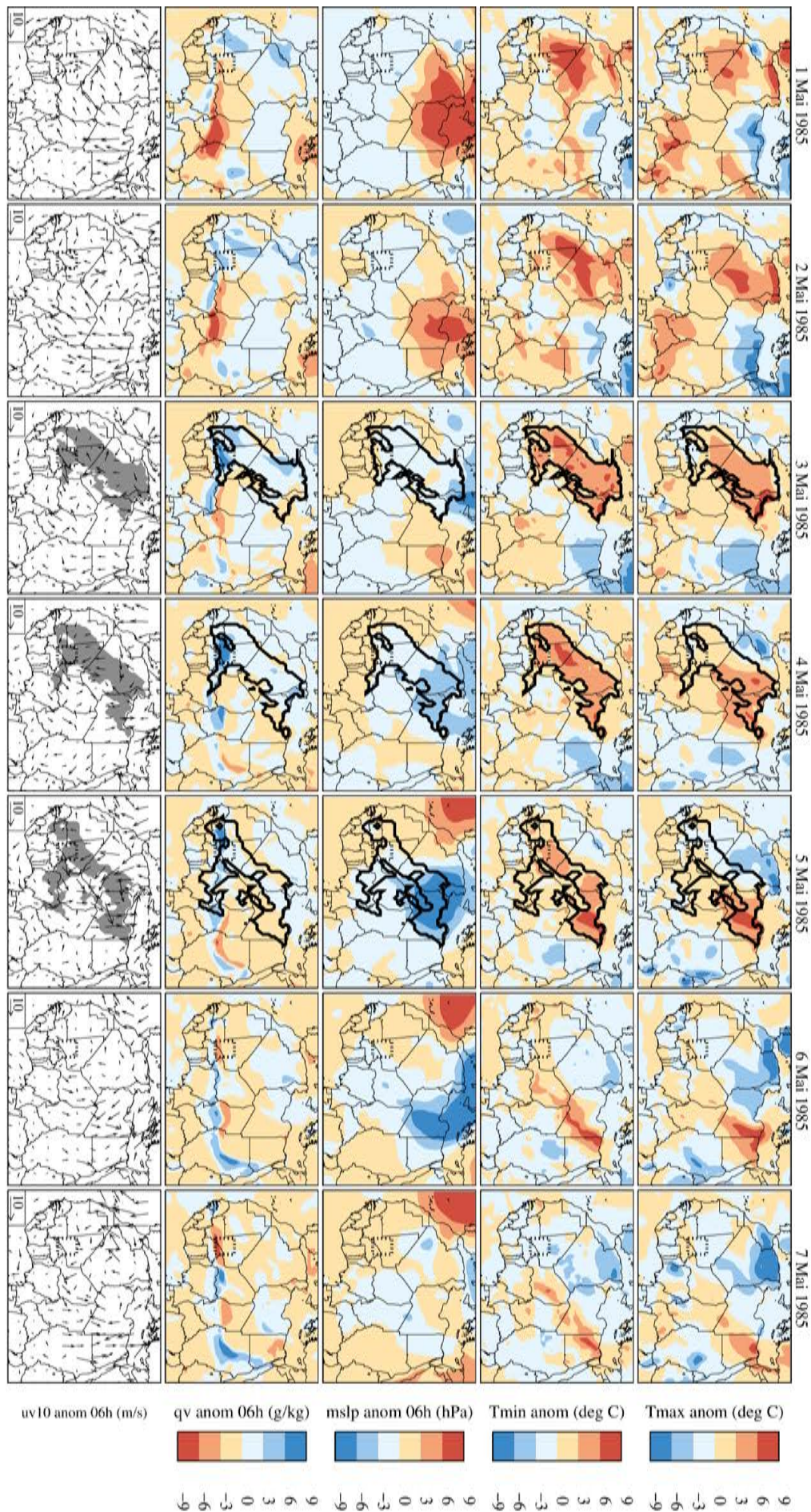


Figure 6.5 – Séquences temporelles et spatiales d'une HWmin pour plusieurs variables en données brutes. L'événement est représenté par un contour noir ou une zone grisée, la boîte Hombori par un rectangle en pointillé



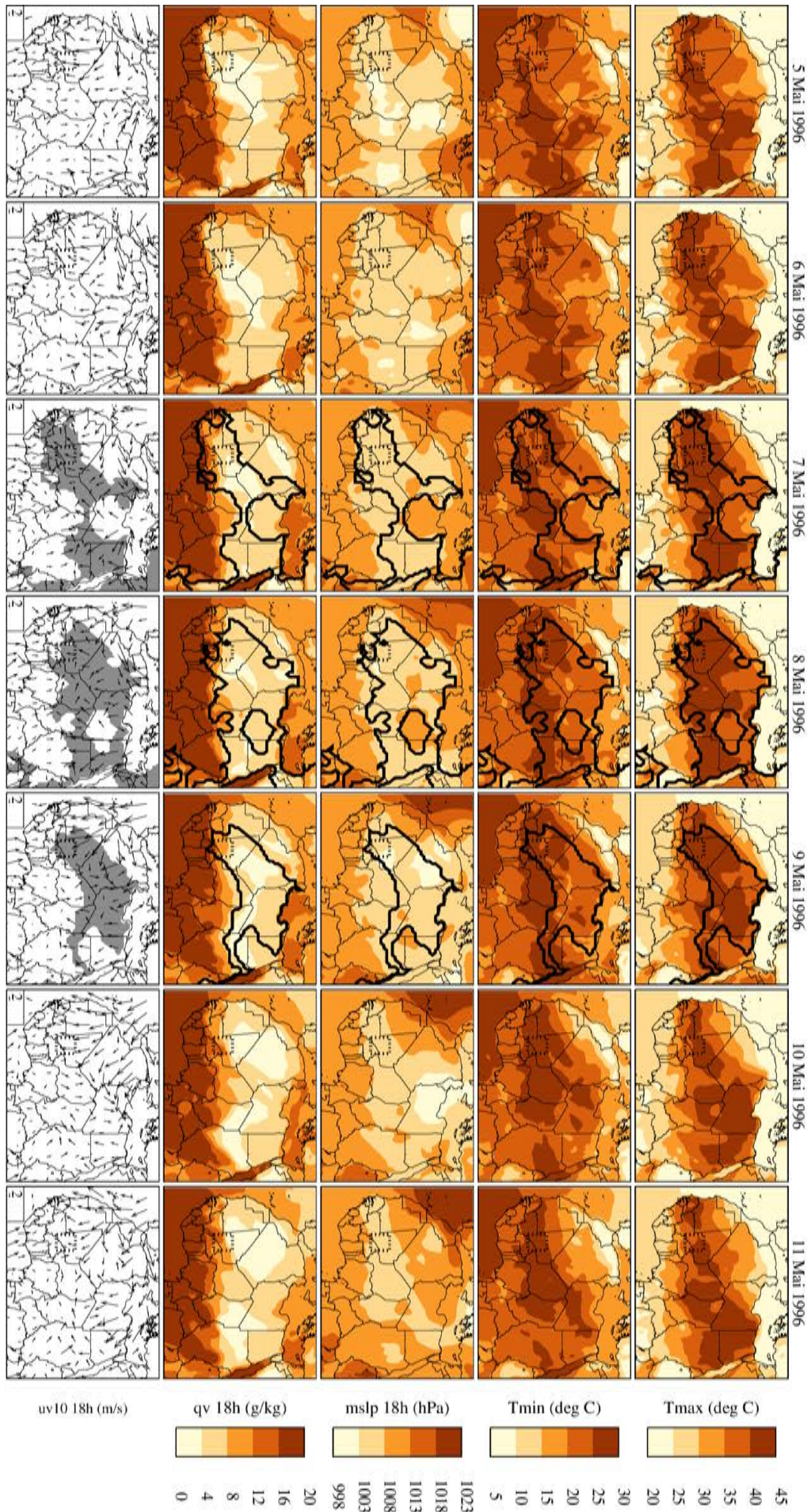
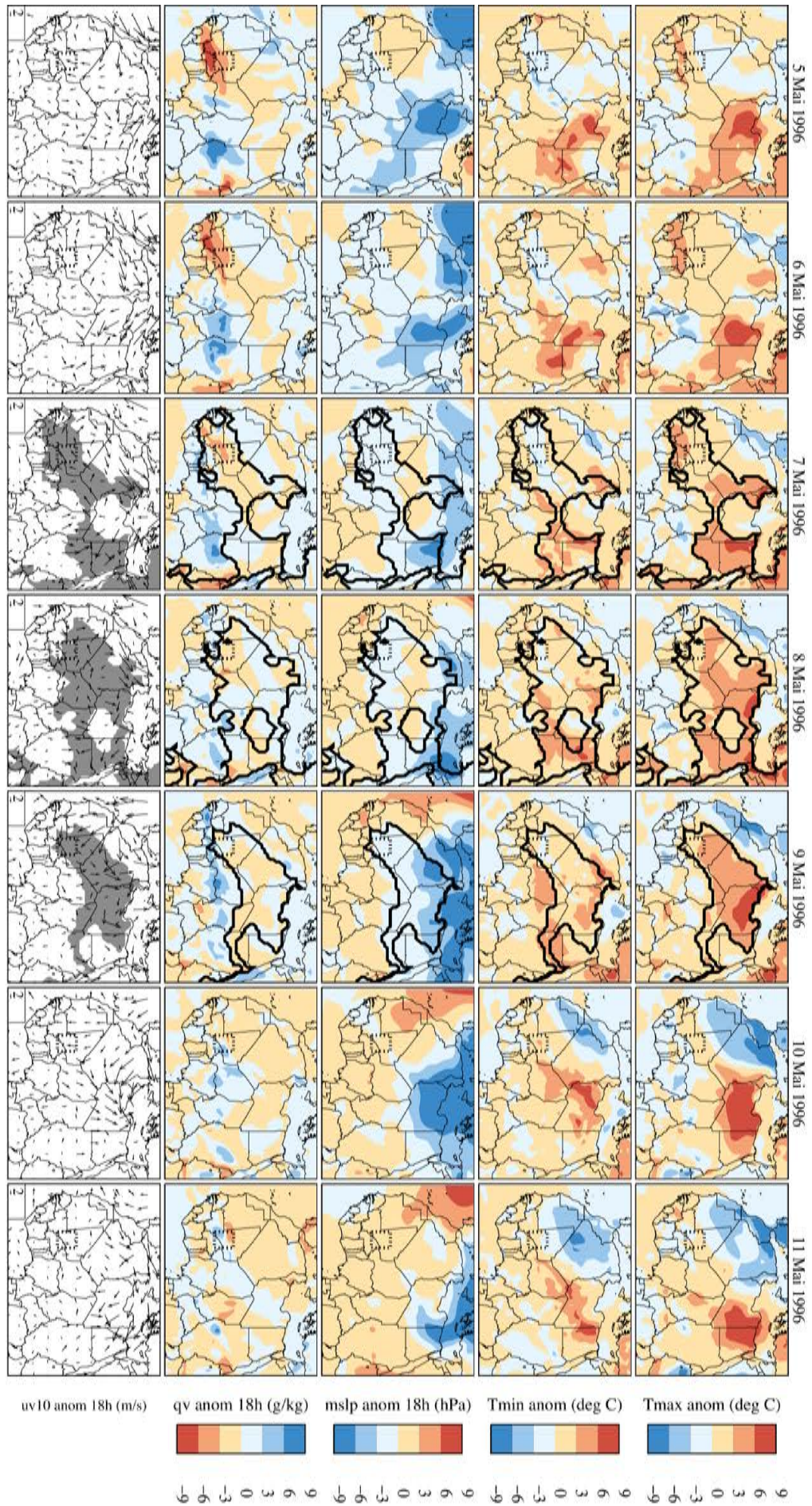


Figure 6.7 – Idem que la Figure 6.5 mais pour une HWmax

Figure 6.8 – Idem que la Figure 6.5 mais pour une HW_{max} avec les données en anomalie



6.4 Séquence temporelle composite

Les exemples du Paragraphe 6.3 d'une HWmin et d'une HWmax sur la boîte Hombori permettent de documenter les séquences temporelle et spatiale de vagues de chaleur particulières. Pour généraliser l'étude à toutes les vagues de chaleur, nous avons décidé de travailler tout d'abord sur la séquence temporelle des vagues de chaleur, afin d'étudier comment les variables dynamiques et thermodynamiques fluctuent lors du passage de ces événements.

6.4.1 Centrée sur la boîte Hombori

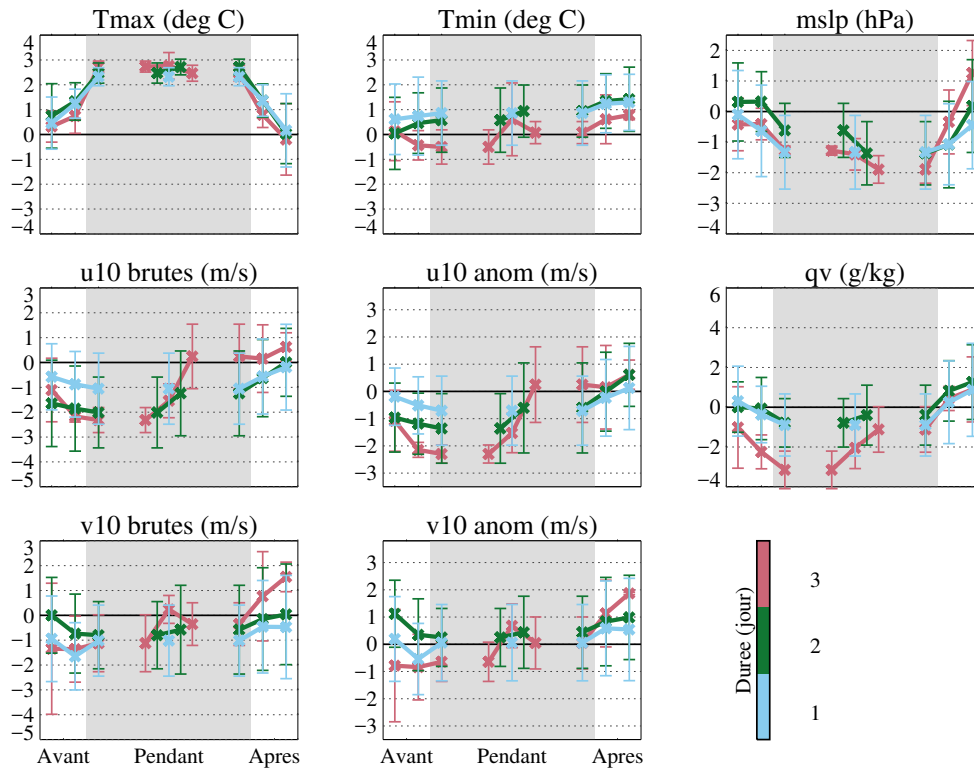
Pour ce faire, des composites sont réalisés sur les jours en vague de chaleur et ceux les encadrant, deux jours avant (notés J-2 et J-1) et après (notés J+1 et J+2). Sur chacun de ces jours, les variables dynamiques et thermodynamiques sont moyennées sur leur boîte 5x5, créant une séquence temporelle « avant-pendant-après » des variables. La période « pendant » variant selon la durée de la vague de chaleur, les événements sont rassemblés dans différents groupes selon leur durée temporelle (1, 2 ou 3 jours). Les moyennes et écarts-types des variables dynamiques et thermodynamiques en anomalie de ces trois groupes temporels pour la boîte Hombori sont présentés Figure 6.9 pour les HWmax (6.9a) et les HWmin (6.9b) selon les trois périodes « avant-pendant-après », avec également les vents zonaux et méridiens en données brutes. Plus précisément, la période « avant » correspond à J-2, J-1 et au premier jour de la vague de chaleur ; la période « pendant » rassemble les jours de l'événement ; et la période « après » comprend le dernier jour de la vague de chaleur, J+1 et J+2.

Les intensités de température, c'est-à-dire les anomalies de Tmax pour les HWmax et les anomalies de Tmin pour les HWmin, sont symétriques sur les périodes avant et après des vagues de chaleur : la température augmente abruptement de 2 à 3°C en deux jours avant d'entrer en vague de chaleur et redescend aussi brusquement à la sortie, avec un plateau pendant les événements. Les anomalies de température opposées (Tmin pour HWmax, Tmax pour HWmin) se comportent différemment : sur la séquence temporelle des HWmax, les anomalies de Tmin augmentent progressivement, alors que les anomalies de Tmax des HWmin diminuent tout du long.

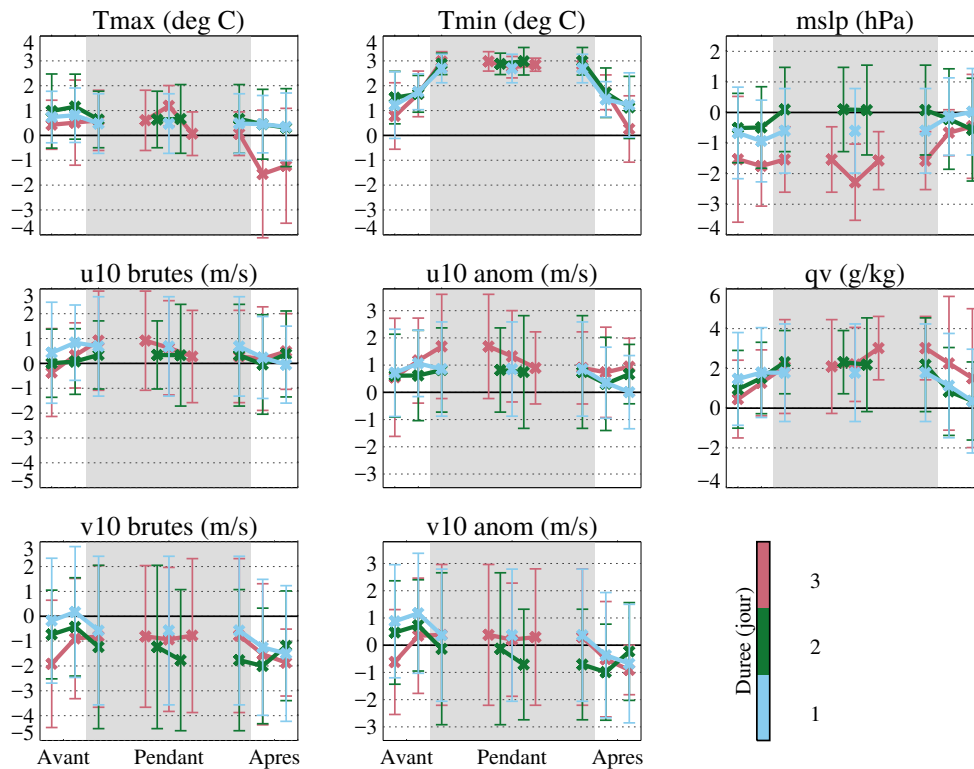
L'anomalie de pression au niveau de la mer est négative pendant les vagues de chaleur, avec un comportement différent selon le type de vague de chaleur sur les entrées-sorties. Les valeurs de pression au niveau de la mer avant les HWmax diminuent puis augmentent à la sortie, alors que l'entrée des HWmin ne présente pas de croissance ou décroissance marquée.

L'humidité spécifique q_v présente une évolution opposée entre les vagues de chaleur diurnes et nocturnes : l'anomalie de q_v diminue avant les HWmax jusqu'à atteindre une valeur minimale de plus de -3 g.kg^{-1} pour les vagues les plus longues au premier jour de la vague de chaleur, puis les valeurs augmentent jusqu'à après la fin des événements. Les valeurs passent de négatives à positives le jour suivant la fin de la vague de chaleur (à J+1). Le comportement est inversé pour les HWmin : l'anomalie de q_v augmente depuis deux jours avant le début de la vague de chaleur jusqu'à son dernier jour, atteignant alors plus de 2 g.kg^{-1} , puis diminue après. Les valeurs restent positives. Les vagues de chaleur nocturnes sont donc anormalement humides, alors que celles diurnes sont anormalement sèches.

En moyenne, le vent de nord-est sur les HWmax est déjà présent sur les deux jours avant le début des événements, puis le vent se radoucit et est quasiment nul un peu



(a) HWmax, 18h



(b) HWmin, 06h

Figure 6.9 – Séquence temporelle de plusieurs variables dynamiques et thermodynamiques en anomalie en moyenne sur la boîte Hombori sur les jours en vague de chaleur qui durent 1, 2 ou 3 jours sur avril-mai, ERA-Interim. Les vents à 10m u_{10} et v_{10} sont présentés en données brutes en plus des anomalies. Les écarts-types sont symbolisés par des moustaches. La séquence temporelle est divisée en trois parties : « Avant » correspond à deux jours avant la vague de chaleur ainsi que le premier jour, « Pendant » aux jours en vague de chaleur, « Après » au dernier jour en vague de chaleur plus les deux jours après

après la fin des vagues de chaleur. Les anomalies de vent zonal renforcent le vent d'est, alors que celles de vent méridien sont peu marquées. Pendant les HWmin, le vent zonal est d'ouest et est intensifié par les anomalies associées. Le vent méridien est négatif, soit un vent de nord qui était visible sur la HWmin de mai 1985 et qui s'inversait un peu au sud de la boîte. Les anomalies de vent méridien à 10m associées ont tendance à ralentir ce vent de nord.

Ces résultats sont cohérents avec ceux présents sur les Figures 6.1 et 6.2, sauf en ce qui concerne le vent méridien.

Grams et al. [2010] ont montré qu'en Mauritanie, en juin, la brise de mer fait partie d'une circulation synoptique de plus grande échelle appelée flux Atlantique. Cette brise est confinée près des côtes le jour par turbulence de couche limite diurne, mais peut se déplacer dans la nuit très loin à l'intérieur des terres, comme un courant de densité. Cette pénétration de flux d'air marin humide est particulièrement intense lorsque la dépression thermique saharienne est située à l'est. Pendant la HWmin de mai 1985, une anomalie d'humidité est visible sur la Mauritanie et le Maroc deux jours avant l'événement qui se propage vers Hombori (Figure 6.6). Cela pourrait expliquer pourquoi le vent de nord apporte un surplus d'humidité sur Hombori. Une autre explication pourrait être que l'Harmattan est plus fort au nord de la boîte Hombori par rapport au flux de mousson au sud de la boîte ce qui impliquerait une moyenne de vent de nord, avec donc le Front Inter-Tropical (FIT) situé dans la boîte Hombori.

Il existe peu de différences entre les séquences temporelles des événements de 1 et 2 jours ; les valeurs des vagues de chaleur de 3 jours sont généralement proches de celles des événements plus courts mais avec des valeurs plus fortes. Par exemple, l'humidité spécifique q_v des HWmax de 3 jours atteint des valeurs de -3 g.kg^{-1} pour -1 g.kg^{-1} pour les valeurs des HWmax de 1 ou 2 jours.

Sur les autres lieux d'intérêt étudiés (Niamey, Ouagadougou et Sénégal), les comportements sont similaires sur les HWmax ainsi que sur les HWmin du Sénégal. Des différences apparaissent principalement sur les vents des HWmin à Niamey et à Ouagadougou, qui sont fortement d'ouest avec des anomalies positives marquées.

Le Sénégal étant au bord de l'océan, un vent de nord est aussi susceptible d'apporter un surplus d'humidité.

6.4.2 Extension aux autres boîtes du domaine sahélien

L'analyse des variables dynamiques et thermodynamiques sur les vagues de chaleur de la boîte Hombori est étendue aux 12 boîtes couvrant le domaine sahélien, présentées Figure 6.4.

Les séquences temporelles des variables dynamiques et thermodynamiques sont tracées en anomalie Figure 6.10 en moyenne sur ces 12 boîtes pour les vagues de chaleur de 1, 2 et 3 jours, avec également les quantiles 25 et 75 respectifs (moustaches).

De manière générale, les résultats sont similaires à ceux trouvés sur la boîte Hombori.

Les comportements des HWmax sont particulièrement proches quelque soit la boîte considérée, comme indiqué par la faible variabilité autour des valeurs de vent notamment.

Pendant les HWmin, le vent zonal suit en moyenne le comportement du vent zonal d'Hombori avec un renforcement du vent d'ouest. Au contraire, les vents méridiens sont en moyenne de sud avec également un renforcement par les anomalies, contrairement à Hombori.

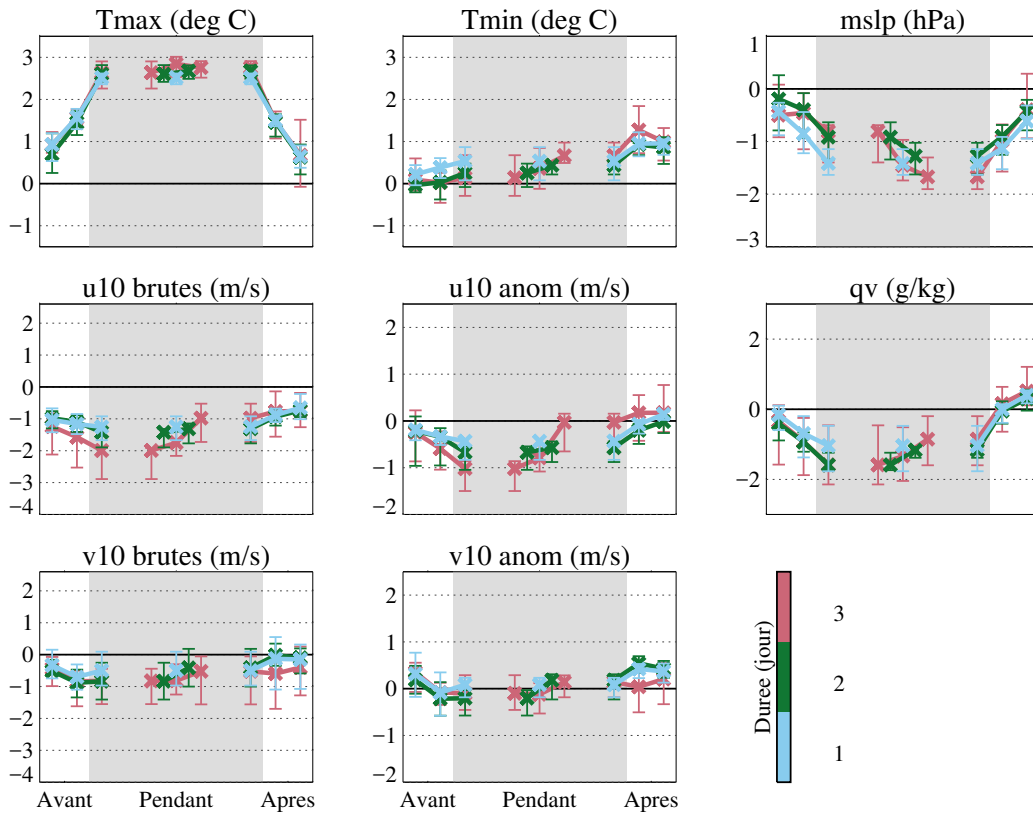
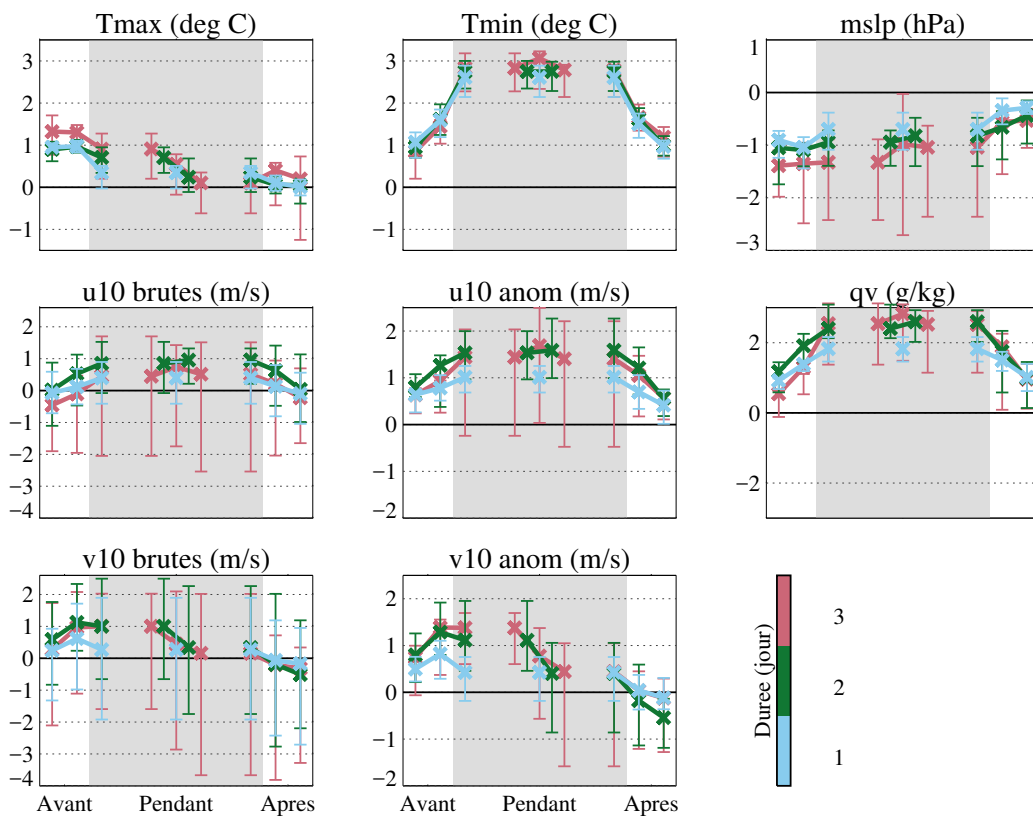
(a) HW_{max}, 18h(b) HW_{min}, 06h

Figure 6.10 – Idem que Figure 6.9 mais pour les séries temporelles en moyenne sur chacune des boîtes 5x5 numérotées. Les moustaches correspondent aux quantiles 25 et 75 des distributions

Une analyse des comportements du vent pour chaque boîte numérotée permet de conclure que sur les boîtes au nord-ouest du domaine sahélien (boîtes 1-3, voir Figure 6.4), les vents sont majoritairement de nord alors que sur les boîtes au sud (boîtes 7-12) les vents sont fortement de sud, d'où une moyenne qui tend vers des vents de sud. Le flux Atlantique pourrait expliquer en partie ce vent et l'augmentation d'humidité spécifique associée.

6.5 Situations météorologiques

De grandes lignes semblent se dessiner selon des archétypes de vagues de chaleur : sur les boîtes 5x5 impactées, les HWmax sont sèches et en anomalie dépressionnaire avec une anomalie de vent d'est en surface. Les HWmin sont humides et également en anomalie dépressionnaire, avec une anomalie de vent de sud-ouest en surface. La présente partie se concentre sur les situations météorologiques de grande échelle autour des vagues de chaleur, en étudiant les séquences temporelles et spatiales moyennes des vagues de chaleur.

6.5.1 Sur la boîte Hombori

D'après une des conclusions du Paragraphe 6.4, les durées des événements impactent peu les résultats. Les vagues de chaleur ne sont donc plus séparées en différents groupes selon leur durée mais rassemblées dans un seul grand groupe, fort de 66 HWmax et de 66 HWmin (Tableau 6.2). Afin d'étudier les séquences temporelles des situations météorologiques à l'échelle du domaine africain, les variables dynamiques et thermodynamiques en anomalie étudiées sont moyennées sur chacun des jours en vague de chaleur, ainsi que sur les deux jours précédant et suivant les événements de la même manière que précédemment. Le vent est étudié en valeurs brutes. Pareillement, les différents jours sont notés J-2 (le deuxième jour avant le début des vagues de chaleur), J-1 (le jour avant), HW (tous les jours en vague de chaleur), J+1 (le jour après), J+2 (le deuxième jour après). Les cartes des différents jours composites pour les différentes variables en anomalie sont tracées Figure 6.11 pour les HWmin et Figure 6.12 pour les HWmax de la boîte Hombori.

Concernant les HWmin (Figure 6.11), les intensités de Tmin s'étendent de Hombori vers le nord-ouest ; une zone d'anomalie négative se distingue sur les côtes marocaines. Les anomalies de Tmax sont concomitantes avec les anomalies de Tmin, légèrement plus vers l'est. Une dépression se distingue sur le nord de l'Afrique se déplaçant d'ouest en est, de la même manière que sur la HWmin d'avril 1985 (Figure 6.6). Cette dépression touche le nord de la boîte Hombori pendant la vague de chaleur. L'anomalie d'humidité spécifique est maximum sur la boîte Hombori pendant les HWmin : la position spatiale d'anomalie de q_v peut donc peut-être permettre de localiser la zone impactée par la vague de chaleur. À l'est de la boîte, l'anomalie est négative. Temporellement, la zone concernée par l'humidité est stationnée à l'ouest de la boîte Hombori à J-2 puis se rapproche de la boîte. Le vent à 10m suit la circulation dépressionnaire, avec des vents de nord au nord de la boîte et des vents de sud au sud : le surplus d'humidité peut donc provenir de deux sources différentes : des côtes mauritaniennes via le flux Atlantique, et des côtes guinéennes via le flux de mousson.

Pendant les HWmax (Figure 6.12), les intensités de Tmax s'étendent sur une grande partie de l'intérieur de l'Afrique sur le Mali, l'Algérie et le Niger, et sont maximum pendant les événements. Les anomalies positives de Tmin recouvrent une zone plus

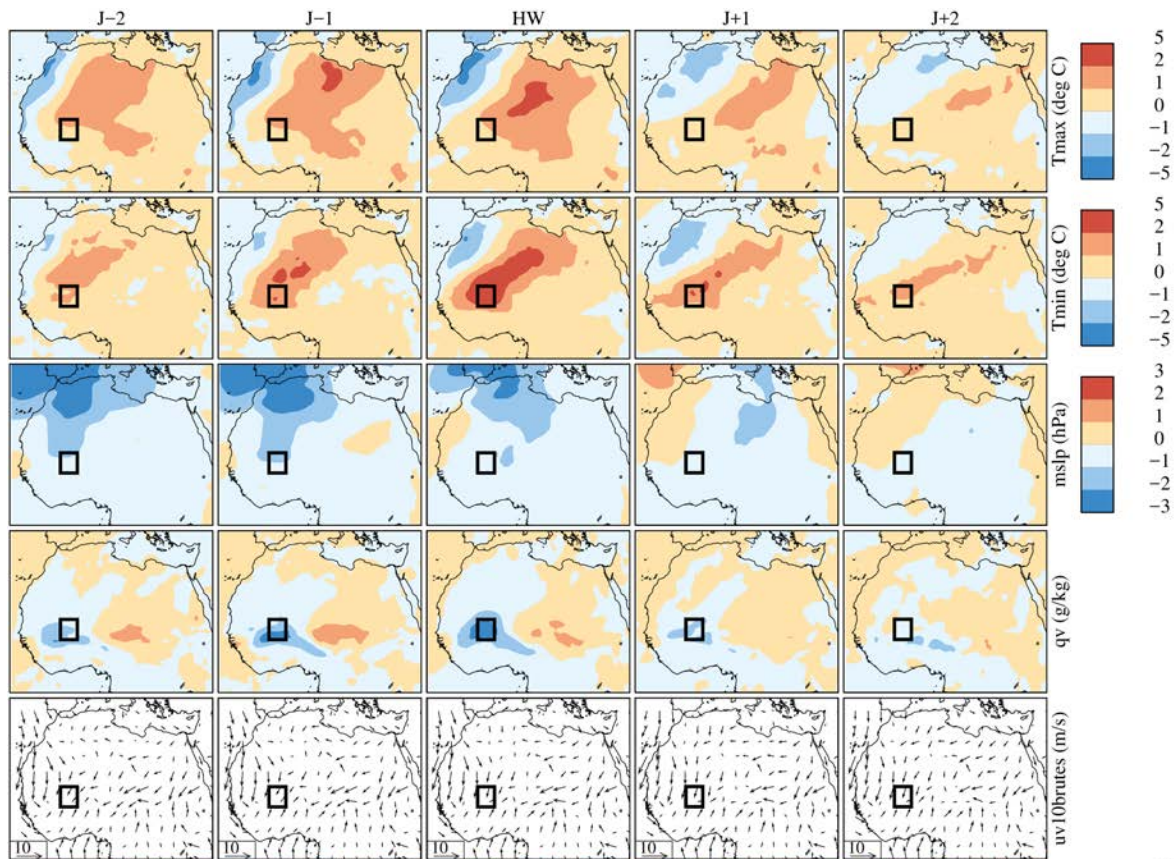


Figure 6.11 – Séquences temporelles et spatiales de plusieurs variables thermodynamiques et dynamiques (Tmax, Tmin, mslp, qv, vent à 10m) à 06h en moyenne sur les deux jours avant les HWmin (J-2, J-1), sur tous les jours en HWmin (HW) et sur les deux jours après (J+1, J+2) pour les HWmin de la boîte Hombori, sur avril-mai, ERA-Interim. Les variables sont en anomalie à l'exception du vent à 10m (panel bas) qui est en données brutes

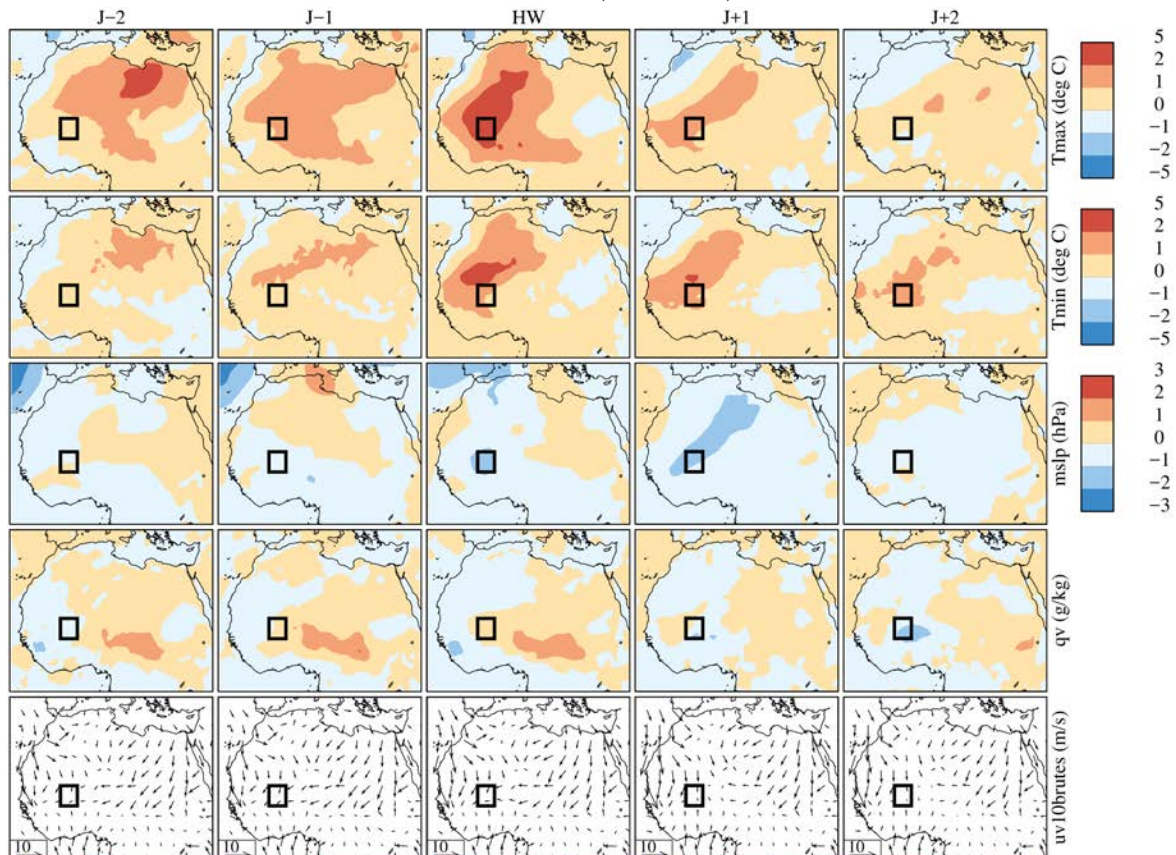


Figure 6.12 – Idem que 6.11 mais à 18h et pour les HWmax

petite. La zone autour de Hombori est anormalement sèche pendant les vagues de chaleur, mais le maximum d'anomalie est situé plus à l'est depuis deux jours avant les événements. Une dépression est visible sur les côtes marocaines sur les deux jours avant et pendant les vagues de chaleur : les valeurs sont nettement plus faibles que pendant les HWmin. Une autre dépression est localisée en plein sur Hombori pendant les HWmax. Les vents entourent cette dépression dans le sens trigonométrique, entraînant donc un vent de nord-est sec et chaud sur Hombori pendant l'événement. L'Harmattan est particulièrement marqué sur la Libye, le Tchad et le Niger.

Au final, la position de la dépression semble être un élément clé entre les deux types de vagues de chaleur : pour les HWmin, la dépression est de grande échelle et est située au nord de la zone en vague de chaleur ; pour les HWmax, la dépression est de plus petite échelle et centrée sur la zone impactée. Les vents engendrés sont des vents d'Harmattan asséchant la zone pour les HWmax ou des vents de flux de mousson et Atlantique humidifiant la région impactée pour les HWmin.

6.5.2 Synthèse des situations météorologiques

Afin de réaliser un graphe de synthèse de la séquence temporelle des vagues de chaleur et des situations météorologiques associées, les anomalies de température (Tmax pour les HWmax et Tmin pour les HWmin), de pression au niveau de la mer, d'humidité spécifique et les données brutes du vent à 10 m ont été rassemblées sur un seul graphe (Figure 6.13). Ces cartes de synthèse soulignent bien les éléments précédemment notés.

Ce graphe de synthèse a également été réalisé sur les sous-groupes de vagues de chaleur de 1, 2 et 3 jours, afin de s'assurer que les résultats étaient similaires au groupe entier des vagues de chaleur (non montré). Au final, les séquences temporelles et situations météorologiques sont similaires sur les sous-groupes avec les éléments majeurs plus marqués sur les vagues de chaleur de 3 jours.

Les cartes de synthèse pour les 15 autres boîtes 5x5 sont disponibles en Annexe C. Pour les HWmin, les situations météorologiques associées aux vagues de chaleur des 12 boîtes numérotées divisant le domaine sahélien en 12 régions de même taille sont similaires à celles de la boîte Hombori, à quelques variations près :

- la dépression est moins marquée pour les boîtes proches des côtes (boîtes 1, 2 et 7) ;
- la zone anormalement sèche située à l'est de la boîte étudiée n'apparaît que pour ces mêmes boîtes 1, 2 et 7 ;

La boîte centrée sur le Sénégal quant à elle se différencie : une anomalie anticyclonique est visible au nord de la boîte à J-1, pendant les HWmin et jusqu'à J+1. L'anomalie positive d'humidité spécifique n'est pas située directement sur la boîte mais à l'est de celle-ci : l'anomalie de vent est de nord-ouest, poussant cette zone plus humide ainsi que des anomalies positives de Tmin vers la boîte Sénégal.

Concernant les HWmax, les situations météorologiques associées sont différentes selon la localisation de la boîte 5x5 considérée. Un point commun cependant est la présence d'une anomalie dépressionnaire sur la boîte 5x5 dans chaque cas. Chaque boîte correspond à deux des caractéristiques présentées ci-après, ou est située dans une zone de transition entre deux cas :

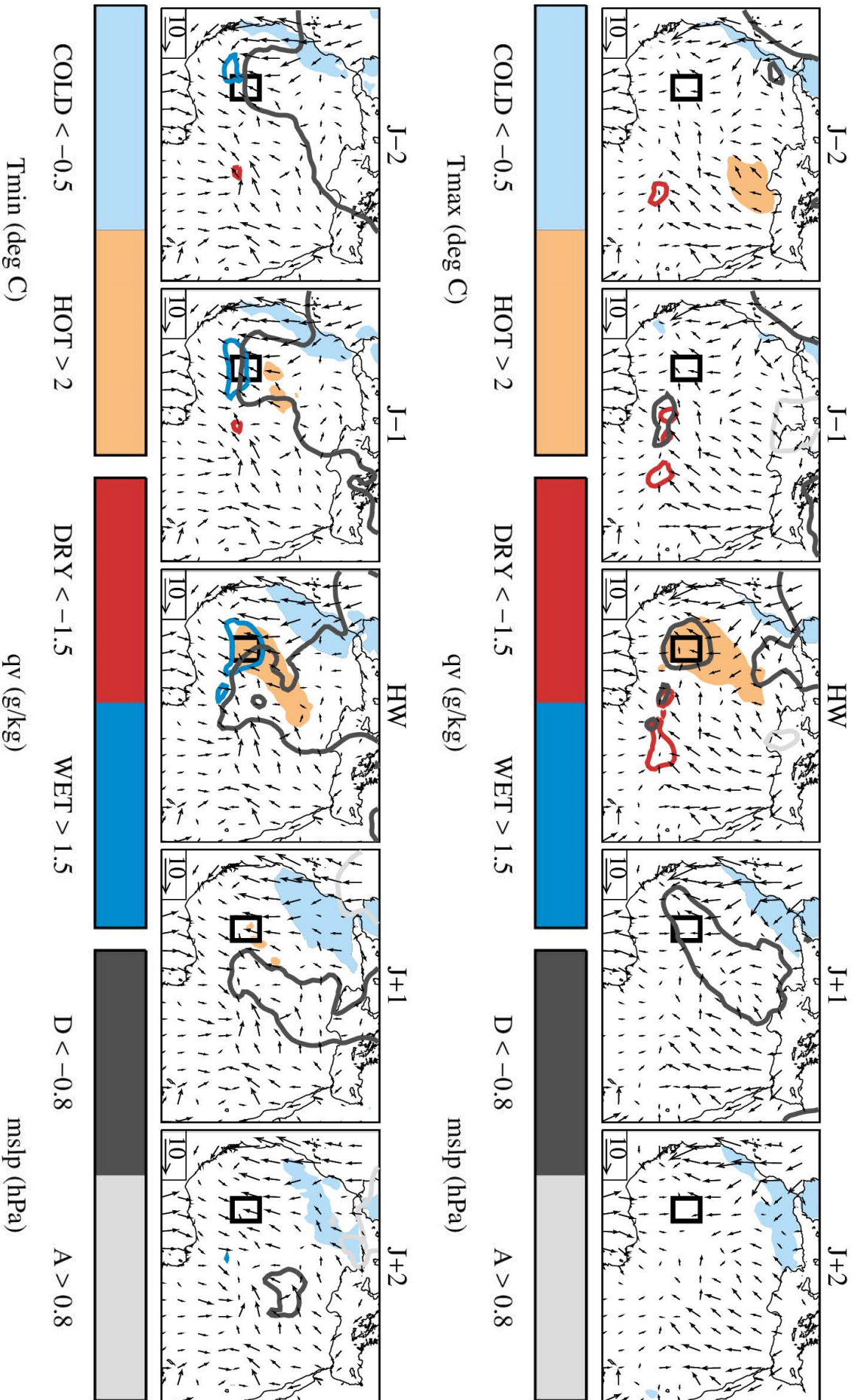


Figure 6.13 – Cartes de synthèse des situations météorologiques pendant les HWmax (haut) et pendant les HWmin (bas), avec les intensités de température, les anomalies de qv et de mslp et les données brutes du vent à 10m. La boîte Hombori est représentée par un carré noir

- **boîtes nord 1-6** : ces boîtes ne présentent pas d'anomalie marquée d'humidité spécifique. Les boîtes les plus à l'ouest (boîtes 1, 2 et 3) ont une anomalie négative de q_v vers leur sud-est. Au contraire pour les vagues de chaleur des boîtes à l'est du domaine sahélien (boîtes 4, 5 et 6), une anomalie positive d'humidité spécifique se distingue au sud des boîtes ;
- **boîtes sud 7-12** : ces boîtes sont anormalement sèches ;
- **boîtes ouest 1-3 et 7-9** : une anomalie anticyclonique est visible au nord de ces boîtes aux jours J-2 et J-1, favorisant l'Harmattan ;
- **boîtes est 4-6 et 10-12** : une anomalie dépressionnaire se déplace d'ouest en est sur le domaine africain, descendant jusqu'à ces boîtes. Une anomalie négative de T_{max} se distingue sur les côtes marocaines, rappelant les situations météorologiques des HWmin.

Les situations météorologiques des boîtes 4, 5 et 6 ressemblent aux situations des HWmin : l'humidité spécifique au sud des boîtes est anormalement positive, associée à une anomalie dépressionnaire avec un Maroc anormalement froid. Il est fort possible qu'au sud de ces boîtes, des HWmin soient détectées. La boîte Hombori est plutôt une boîte du nord-ouest, la boîte Niamey du sud-est, et la boîte Ouagadougou est une boîte du sud-ouest ; la boîte Sénégal rentre dans la catégorie des boîtes du nord-ouest.

6.6 Processus de surface et couches limites

En Europe, les vagues de chaleur sont souvent associées à la présence d'un anticyclone, une augmentation du flux sensible H (en relation avec un assèchement des sols) et des hauteurs de couches limites qui augmentent (cf. Paragraphe 2.3). Au Sahel, nous avons déjà vu que les vagues de chaleur étaient associées à une situation dépressionnaire et non à un anticyclone. Quelques premiers résultats sur les bilans radiatifs et énergétiques ainsi que sur les couches limites pendant les vagues de chaleur sont maintenant présentés.

6.6.1 Bilan énergétique à la surface

En Afrique et en particulier au printemps, un réchauffement via une rétroaction entre l'humidité du sol et l'atmosphère n'est pas un mécanisme pertinent car les sols sont encore très secs. [Largerone et al. \[2017\]](#) montrent que la vague de chaleur d'avril 2010 sur le Sahel est associée à une forte anomalie positive du flux infrarouge incident L_{Win} et négative du flux solaire incident S_{Win} . L'anomalie de L_{Win} est majoritairement expliquée par une augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique pilotée par l'advection, alors que l'anomalie de S_{Win} est expliquée par l'impact radiatif des nuages et des poussières. Ces conclusions sont cohérentes avec les résultats du stage de Master de B. Vincent et de N. Mari encadré par D. Bouniol réalisé avec des données issues de satellites. Plus précisément, ils ont utilisé des estimations satellitaires journalières de flux radiatif, d'eau précipitable et d'épaisseur optique des aérosols sur la période 2002-2012 et réalisé une analyse statistique de la signature des vagues de chaleur détectées sur ces variables.

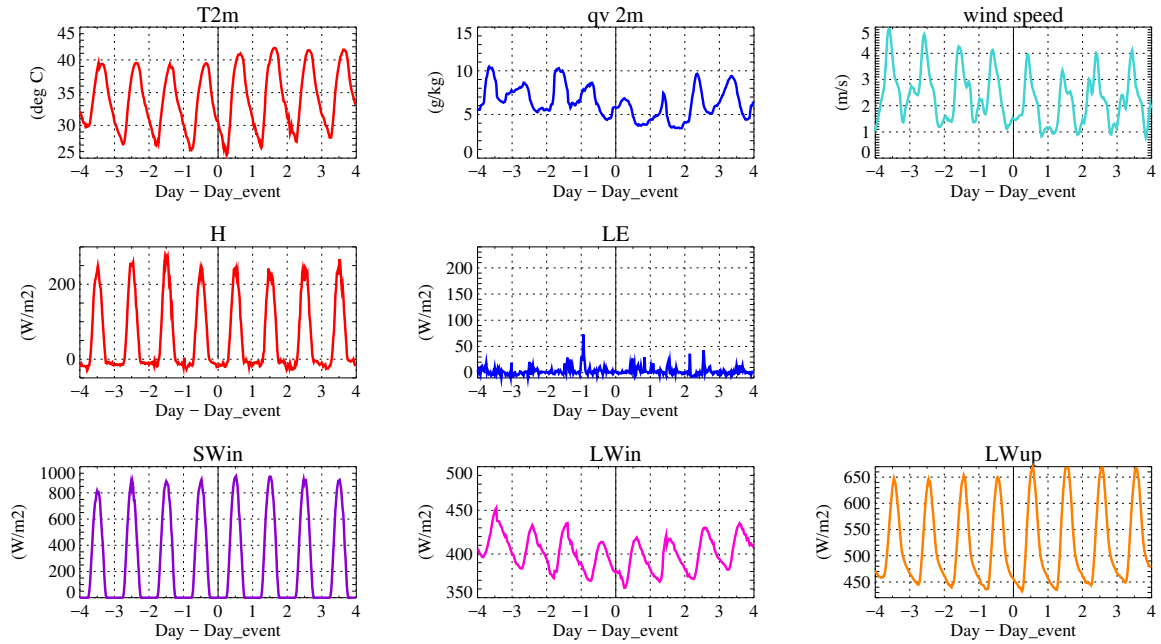
Nous avons aussi utilisé la station météorologique automatique de Wankama, proche de Niamey, qui donne accès à un certain nombre de variables sur la période 2006-2011 à un pas de temps de 30 minutes ([Ramier et al. \[2009\]](#); [Velluet et al. \[2014\]](#)) dont la température à 2m (T_{2m}), l'humidité spécifique à 2m (q_v), le vent moyen (*wind speed*)

ainsi que des flux radiatifs (SW_{in} , LW_{in} , LW_{up}) et les flux de chaleur sensible et latente (H , LE). Nous avons retenu ici les vagues de chaleur du point de ERA-Interim le plus proche de Wankama, et avons composité ces variables sur les HW_{max} (Figure 6.14a) et les HW_{min} (Figure 6.14b) de ce point de grille pour réaliser des séquences temporelles commençant 4 jours avant le premier jour de chacune de ces vagues de chaleur. Nous avons considéré la période allant de mars à juillet, et retenus les vagues de chaleur pour lesquelles la série de données est complète sur toute la séquence et n'inclue pas de précipitations. Cela conduit à un nombre de séquences temporelles de 10 HW_{min} et de 9 HW_{max} .

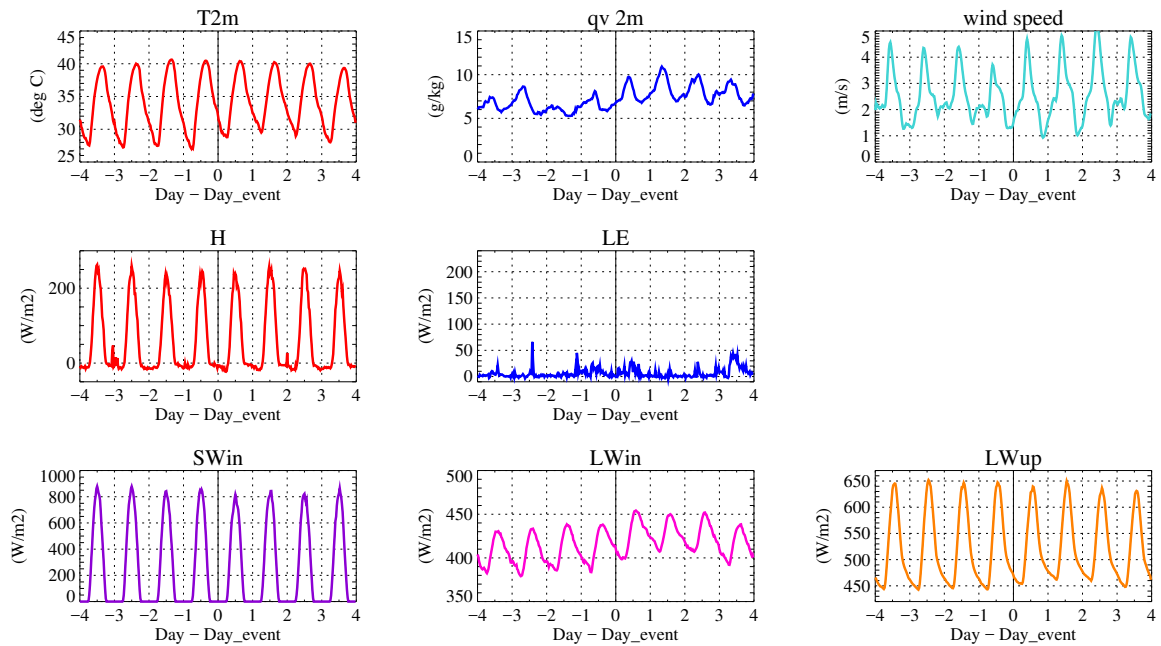
Lors des HW_{max} (Figure 6.14a), T_{max} augmente à partir du premier jour des vagues de chaleur et reste supérieure à $40^{\circ}C$ sur quatre jours au moins. T_{min} augmente également progressivement. L'humidité spécifique et le vent diminuent pendant les événements, ce qui est cohérent avec les résultats trouvés. Comme attendu, le flux de chaleur sensible H n'augmente pas et est même un peu plus faible pendant les HW_{max} que juste avant, et le flux de chaleur latente LE est bien quasiment nul durant toute la séquence. Une anomalie négative du flux LW_{in} est visible pendant les vagues de chaleur, de même qu'une légère augmentation du SW_{in} . Les fluctuations de la température à 2m sont fortement couplées à celles du flux solaire sortant LW_{up} .

Lors des HW_{min} (Figure 6.14b), T_{min} augmente de 2 à $3^{\circ}C$ alors que T_{max} diminue très légèrement. L'humidité spécifique augmente également, avec des maxima prononcés en fin de nuit qui s'accompagnent de vents plus forts. Le flux infrarouge incident LW_{in} augmente, ce qui est cohérent avec les résultats de [Largerone et al. \[2017\]](#). Le flux solaire incident SW_{in} comme le flux de chaleur sensible H varient peu : de très légères diminutions du SW_{in} et augmentations de H sont visibles pendant les vagues de chaleur.

Ces données n'ont permis d'échantillonner qu'un petit nombre d'événements. Cependant, elles indiquent des fluctuations des variables météorologiques très cohérentes avec celles des données ERA-Interim. De plus, les fluctuations des flux radiatifs et turbulents pendant les vagues de chaleur sont également en accord avec celles fournies par un composite réalisé très récemment avec le jeu de données de [Leauthaud et al. \[2016\]](#) à Niamey qui estiment ces flux avec un modèle de surface sur la période 1950-2010.



(a) HWmax



(b) HWmin

Figure 6.14 – Séries temporelles des cycles diurnes composées sur les jours en vague de chaleur en avril-mai d'après les données issues de la station automatique de Wankama sur 1979-2010 pour les HWmax (a) et les HWmin (b)

6.6.2 Couches limites

Pour compléter cette étude, nous avons utilisé des sondages à haute résolution verticale réalisés à Niamey issus de la campagne de mesure *African Monsoon Multi-disciplinary Analyses* (AMMA) à 1200 UTC. Il s'agit ici d'analyser les variations de hauteur de couche limite diurne lors des HWmax. Les sondages réalisés en fin de nuit sont trop peu nombreux pour analyser de la même manière les couches limites lors des HWmin. La température potentielle θ permet d'identifier la hauteur de la couche limite convective diurne, qui correspond à une inflexion de la courbe θ . Elle est présentée en moyenne sur les HWmax impactant la boîte Niamey sur avril-mai, et la séquence temporelle est tracée sur la Figure 6.15 en notant *Day event D* le premier jour de la vague de chaleur. Dix séquences ont été utilisées. Sur une séquence temporelle de 5 jours commençant deux jours avant (D-2) le premier jour de chacune des vagues de chaleur, la température potentielle augmente d'environ 2°K de D-2 à D, de manière homogène sur toute l'épaisseur de couche limite soit jusqu'à environ 900 hPa. En revanche, la hauteur de couche limite ne croît pas sur les 5 jours, avec peu de variations. Au-dessus, la troposphère est également un peu plus chaude entre 900 et 600 hPa. Ces fluctuations restent beaucoup plus faibles que celles observées lors de la vague de chaleur de 2003 en Europe (Miralles et al. [2014]), et sont cohérentes avec le fait que le flux de chaleur sensible n'augmente pas.

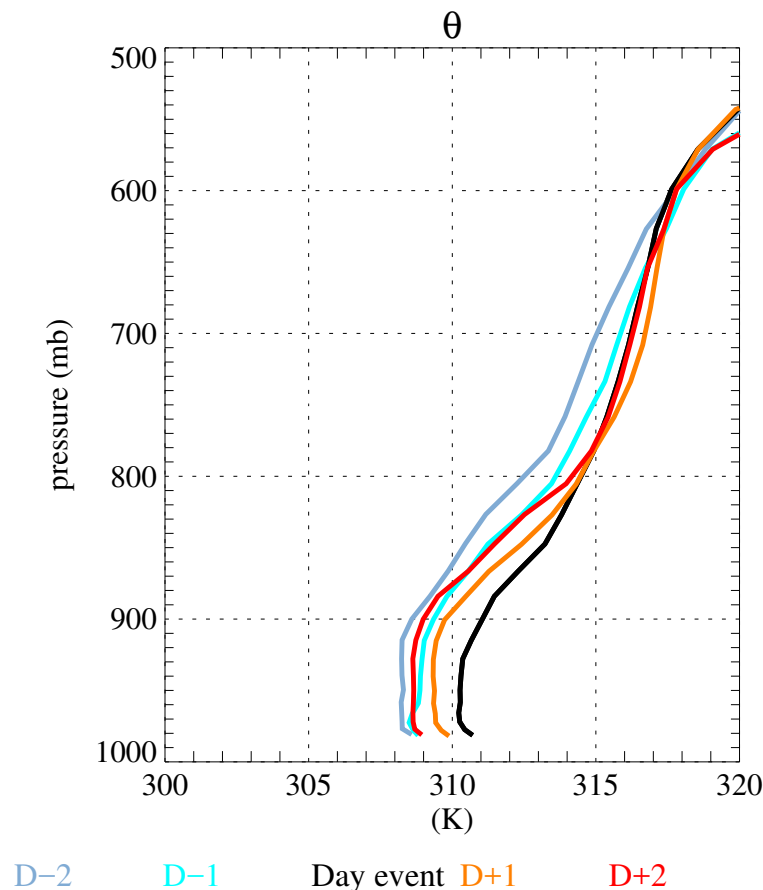


Figure 6.15 – Séquence temporelle de la température potentielle en moyenne sur les HWmax de Niamey sur avril-mai. Les données sont issues des sondages à haute résolution à Niamey de la campagne de mesures AMMA de 2006 à 2008

Au final, les processus et mécanismes physiques mis en jeu lors des vagues de chaleur

au Sahel sont différents de ceux des latitudes tempérées : une dépression au lieu d'un anticyclone, pas d'augmentation du flux de chaleur sensible ni de la hauteur de la couche limite lors des HWmax, et un rôle majeur de la vapeur d'eau pour les HWmin.

6.7 Lien avec les types de temps

Il est possible d'aborder l'étude des situations météorologiques associées aux extrêmes de température de plusieurs manières. La méthode présentée les parties précédentes consiste à détecter des événements extrêmes puis à faire une analyse composite des situations météorologiques sur ces événements. En prenant le problème dans l'autre sens, la méthode des types de temps étudie les types de situations météorologiques survenant sur le lieu d'étude pour ensuite faire une analyse composite des températures extrêmes sur ces types de temps.

Moron et al. [2016b] ont classifié la dynamique atmosphérique africaine selon sept types de temps sur la période de février à juin. Cette classification a été réalisée à partir de la réanalyse NCEP1 sur 1967-2014 : les différentes classes ont été identifiées sur des anomalies¹ de vent à 925 hPa et de pression réduite au niveau de la mer sur la zone [00°N 30°N][40°W 40°E]. Le vent et la pression réduite au niveau de la mer des sept types de temps, en anomalie par rapport au cycle annuel moyen, sont tracés Figure 6.16.

Un éphéméride des types de temps a été fourni par V. Moron, nous permettant de relier les HWmax et les HWmin à ces différents types de temps. Les nombres de jours en vague de chaleur appartenant à chacun des types de temps sont rassemblés dans le Tableau 6.3 pour les vagues de chaleur impactant le domaine sahélien et celles touchant Hombori.

		Nombre de jours par type de temps							
	Type de temps	1	2	3	4	5	6	7	Total
HWmax	Hombori	20	21	14	5	18	20	14	113
	Sahel	20	84	59	82	32	76	65	418
HWmin	Hombori	7	28	16	12	6	17	23	110
	Sahel	14	102	58	125	39	94	90	522

Tableau 6.3 – Nombre de jours par type de temps en HWmax et HWmin sur la boîte Hombori sur avril-mai et sur le domaine sahélien sur MAMJJ

Il est rare qu'une vague de chaleur soit dans un seul type de temps sur toute sa durée. Les types de temps passent de l'une à l'autre, par exemple le type de temps 2 aura une bonne probabilité d'enchaîner sur un type de temps 4 (voir Figure 6.16).

Sur les vagues de chaleur de la boîte Hombori, les HWmax sont rarement en type de temps 4, qui correspond à une anomalie dépressionnaire sur la Libye et l'Égypte et une anomalie anticyclonique près des côtes marocaines. Sur le graphe de synthèse des situations météorologiques des HWmax pendant les événements (HW sur la Figure 6.13), une anomalie dépressionnaire est visible près des côtes marocaines : les situations météorologiques du type de temps 4 et des HWmax sont donc opposées, d'où la faible occurrence de ce type de temps dans les HWmax (mais occurrence néanmoins). Les occurrences des six autres types de temps sont globalement du même ordre.

1. Le cycle annuel moyen est retiré puis les valeurs sont divisées par l'écart-type quotidien moyen

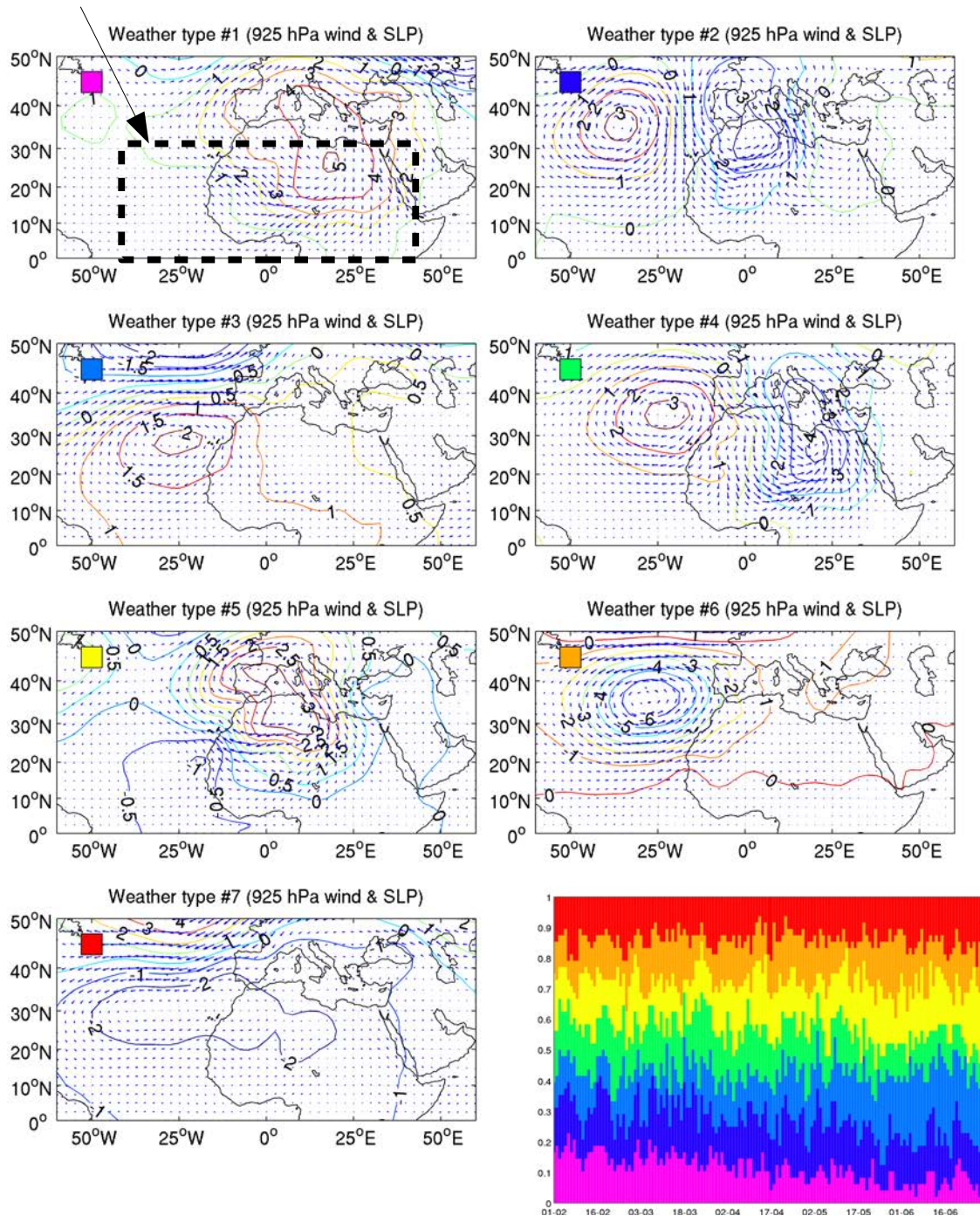


Figure 6.16 – Classification en types de temps de la dynamique atmosphérique africaine sur février-juin 1967-2014. Chaque type de temps est associé à une couleur et symbolisé par un carré de couleur. Les contours en couleur correspondent à la pression réduite au niveau de la mer en anomalie par rapport au cycle annuel moyen, les flèches aux vents à 925 hPa également en anomalie. Le panel en bas à droite correspond à la fréquence journalière de chaque type de temps. Le rectangle noir en pointillé correspond à la zone sur laquelle sont calculées les classes de types de temps. Source : présentation de V. Moron durant l’atelier ACASIS des 6-8 juin 2016, [Moron et al. \[2016b\]](#)

Les HWmin de la boîte Hombori sont particulièrement concomitantes aux types de temps 2 et 7. Les anomalies de pression au niveau de la mer (mslp) étant proches sur les HWmax et les HWmin (HW sur la Figure 6.13), les mêmes constatations que pour les HWmax s'appliquent et les deux types de temps 2 et 7 sont ainsi favorables aux HWmin de Hombori.

Les vagues de chaleur détectées sur le domaine entier sont particulièrement présentes pendant les types de temps 2 et 4 avec une faible présence pendant les types de temps 1 et 5. La Figure 6.17 montre les anomalies de température associées aux situations météorologiques de chaque type de temps de la Figure 6.16. Les types de temps 2 et 4 correspondent à des anomalies de température (Tmax comme Tmin) fortement positives sur une partie du domaine sahélien, alors que les types de temps 1 et 5 sont associés à des anomalies de température négatives, ce qui explique les fréquences d'occurrence des vagues de chaleur selon ces types de temps.

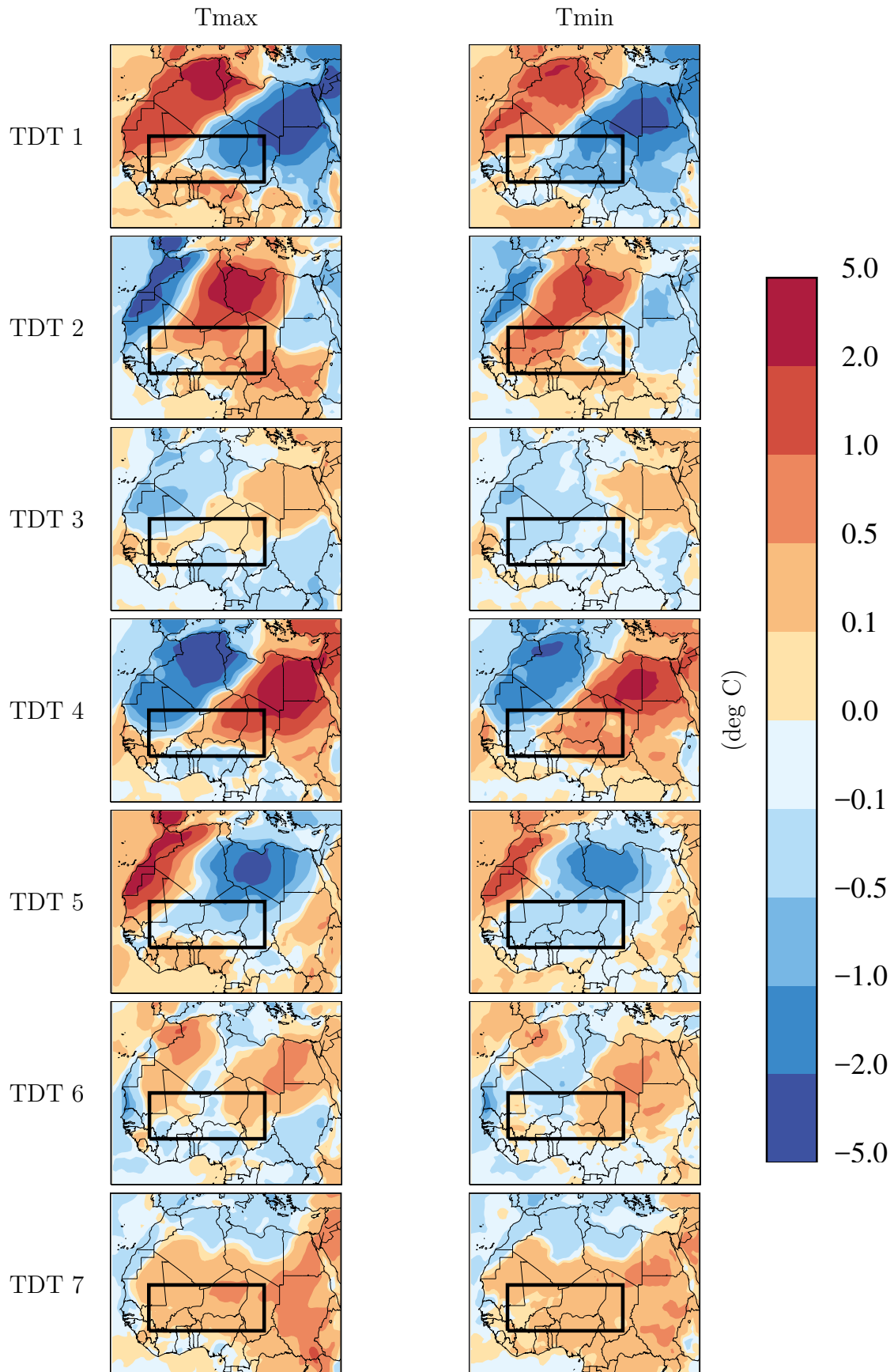


Figure 6.17 – Idem que la Figure 6.16 mais avec les anomalies de Tmax et Tmin, filtrées par le passe-haut à 90 jours (TDT pour type de temps). Le rectangle noir correspond au domaine sahélien

Conclusion

Les processus et mécanismes physiques mis en jeu dans les vagues de chaleur ont été analysés dans ce chapitre via l'étude de variables dynamiques et thermodynamiques.

L'analyse des caractéristiques moyennes des vagues de chaleur de référence sur la période entière MAMJJ a permis d'identifier des variables susceptibles de jouer un rôle dans la formation, la persistance et la disparition des vagues de chaleur : la pression au niveau de la mer, l'humidité spécifique, les vents à 10 m.

Sur douze boîtes de 5° par 5° (5×5) réparties sur le domaine sahélien sur lesquelles sont détectées les vagues de chaleur, les HWmin sont anormalement humides sur la zone impactée par les événements. Les intensités (anomalies de Tmin) positives s'étalent au nord de la zone, avec une anomalie négative sur les côtes marocaines. Une dépression de grande échelle se déplace d'ouest en est sur le nord de l'Afrique et impacte le nord de la zone touchée par les vagues de chaleur. Les vents en surface suivent la dépression et renforcent le flux de mousson pendant la vague de chaleur et une brise marine venant de l'Atlantique pour les zones les plus au nord-ouest, amenant ainsi le surplus d'humidité.

Les HWmax présentent un panel de situations météorologiques plus variées que les HWmin, avec cependant un trait commun à toutes les vagues de chaleur des douze boîtes : une anomalie dépressionnaire se situe sur chaque boîte 5×5 , d'une taille plus ou moins grande selon les cas. Ensuite, les situations peuvent être classées selon la position géographique de la boîte analysée. Concernant l'humidité spécifique, une anomalie négative d'humidité spécifique se situe sur les boîtes au sud du domaine sahélien pendant les HWmax. Au contraire, l'humidité spécifique ne présente pas de signe particulier sur la partie nord du domaine sahélien : une zone anormalement sèche se distingue cependant à l'est des boîtes se situant les plus à l'ouest du domaine sahélien. Au contraire des boîtes du nord-est, une anomalie positive d'humidité spécifique est visible au sud. À propos de la pression au niveau de la mer, les vagues de chaleur des boîtes situées à l'ouest du domaine sahélien sont associées à une anomalie anticyclonique visible au nord de la boîte sur les deux jours précédant les HWmax, favorisant ainsi l'Harmattan sur ces boîtes. Une anomalie dépressionnaire se déplace d'ouest en est sur le nord du domaine africain jusqu'aux boîtes les plus à l'est.

Les situations météorologiques associées aux boîtes du nord-est du domaine sahélien sont très similaires aux situations des HWmin : il est possible qu'au sud de ces boîtes, des vagues de chaleur nocturne soient détectées.

Les processus et mécanismes physiques associés aux vagues de chaleur identifiées dans les latitudes tempérées, c'est-à-dire un anticyclone, un flux sensible H qui augmente en relation avec un assèchement des sols et des couches limites qui croissent, sont différents de ceux sahéliens. Des résultats récents montrent en effet que le H n'augmente pas pendant les vagues de chaleur et que les couches limites ne croissent pas. Le flux infrarouge incident LWin augmente fortement pendant les HWmin, en relation avec une advection d'air humide. Des résultats préliminaires suggèrent également une influence des latitudes tempérées pour les HWmin et des interactions avec les tropiques pour les HWmax.

Enfin, les HWmax et les HWmin peuvent survenir sur chacun des sept types de temps identifiés par [Moron et al. \[2016b\]](#) sur l'Afrique tropicale, avec une préférence pour les types de temps 2 et 4 pour l'ensemble des vagues de chaleur sahéliennes.

Chapitre 7

Vagues de chaleur et modèles de climat

*« Malgré tout je vous dis que
cette vie fut telle
Qu'à qui voudra m'entendre à
qui je parle ici
N'ayant plus sur la lèvre un seul
mot que merci
Je dirai malgré tout que cette
vie fut belle. »*

Louis Aragon

Sommaire

7.1 Climat moyen	132
7.2 Caractéristiques moyennes des vagues de chaleur	135
Conclusion	138

La sensibilité des caractéristiques des vagues de chaleur détectées au jeu de données utilisé a fait l'objet de l'étude du Paragraphe 5.5.

Des différences marquées existent entre les caractéristiques des vagues de chaleur détectées par BEST et par les trois réanalyses ERA-Interim, NCEP2 et MERRA. En particulier, les différences sur les caractéristiques thermiques des événements proviennent en grande partie des biais moyens dans les réanalyses. Les vagues de chaleur sont également plus petites dans les réanalyses que dans le produit basé sur les observations.

Le présent chapitre analyse les caractéristiques des vagues de chaleur simulées par les modèles de climat du projet CMIP5 (Taylor et al. [2011], voir Paragraphe 3.2).

Étant donné que nous avons montré précédemment que les biais des réanalyses ont un grand impact sur les caractéristiques de vagues de chaleur, avant d'analyser les vagues de chaleur dans les modèles nous allons d'abord étudier les climats moyens simulés par ces modèles ainsi que leurs tendances de température.

Dans un deuxième temps, les caractéristiques moyennes des vagues de chaleur des modèles de climat sont étudiées, avec un accent sur les liens avec le climat moyen des modèles.

7.1 Climat moyen

Deux types de simulations sont étudiés dans le cadre du projet CMIP5 (cf. Paragraphe 3.2) : 21 simulations AMIP sur la période 1979-2008 et 29 simulations historiques (noté HIST) sur la période 1979-2005. La différence entre les deux types de simulations réside dans les conditions à la surface des océans. Dans le premier cas, elles sont imposées à partir des observations alors que dans le second elles sont interactives, simulées par un modèle d'océan. Les simulations HIST prévoient donc leurs propres températures de surface de la mer. Les résultats sont présentés en majorité pour les simulations AMIP.

Les cycles annuels moyens des Tmax et des Tmin des 21 simulations AMIP sur le domaine sahélien sont tracés Figure 7.1.

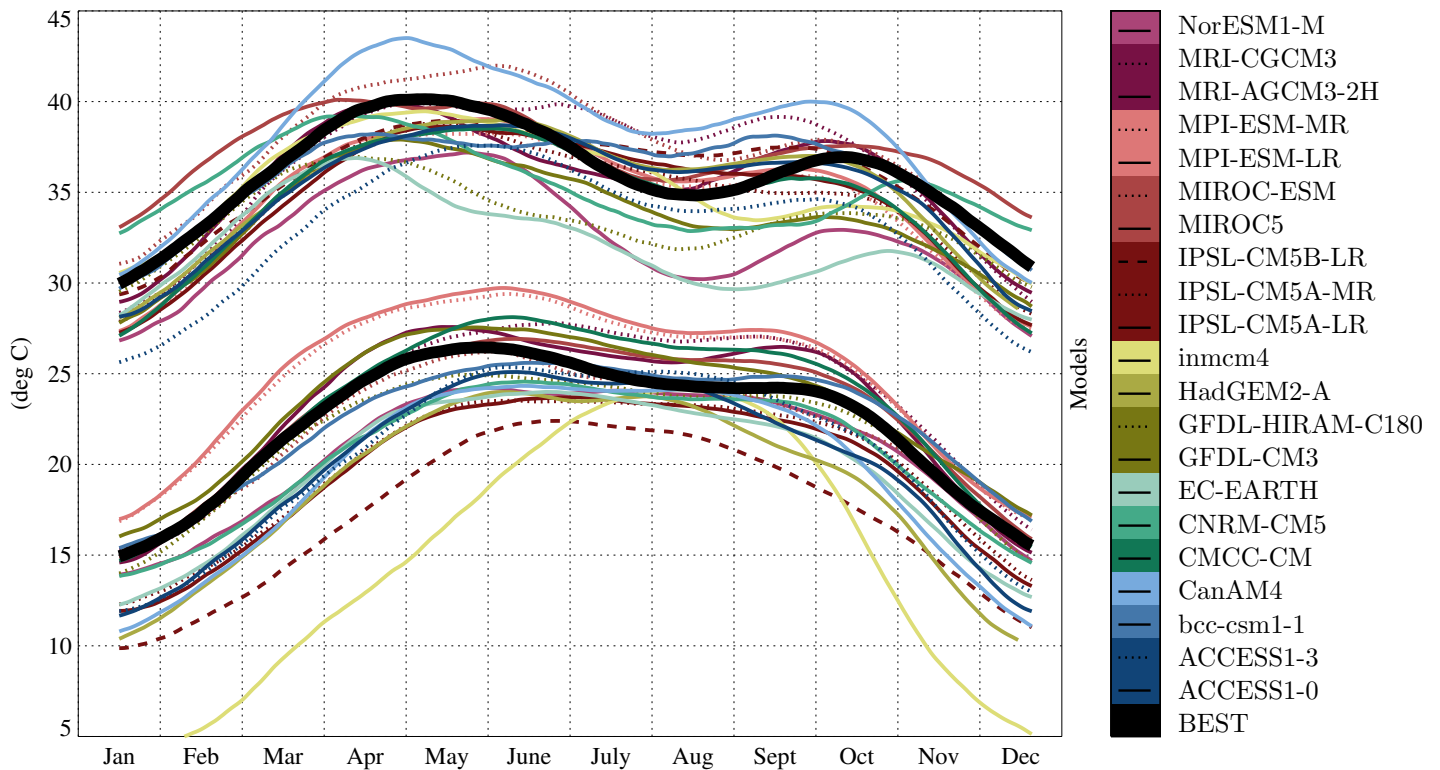


Figure 7.1 – Cycles annuels moyens des simulations AMIP et de BEST sur 1979-2008 pour les Tmax et les Tmin sur le domaine sahélien. Les températures sont lissées par une moyenne glissante sur 31 jours. Chaque couleur correspond à un modèle de climat ; les styles de traits par couleur (continu, pointillé puis tireté) représentent différentes versions d'un même modèle

Des disparités importantes sont visibles entre les simulations et BEST : certains modèles ne simulent pas les deux extrema caractéristiques du climat sahélien en particulier sur les Tmin (e.g. Can-AM4, inmcm4, IPSL-CM5B-LR), d'autres ont trois extrema pour les Tmax (e.g. EC-EARTH). Des décalages temporels pouvant aller jusqu'au mois apparaissent également sur l'occurrence de ces extrema : par exemple, CNRM-CM5 a tendance à placer le premier maximum de Tmax plus tôt que BEST et le deuxième extremum plus tard. Ces différences pourraient s'expliquer par un décalage sur l'arrivée de la mousson. Les simulations ont également des biais sur les valeurs de température : les deux versions du modèle du Max Planck Institute (MPI-ESM-MR et MPI-ESM-LR) présentent un biais chaud constant des Tmin par rapport aux températures de BEST, alors que IPSL-CM5B-LR a un biais froid récurrent. La simulation bcc-csm1-1

est plus froide que BEST sur les Tmin au printemps mais plus chaude à l'automne. Les différences sur les Tmax sont très marquées en été, ce qui rappelle la forte dispersion des modèles à cette période de l'année en termes de précipitations (Roehrig et al. [2013]). De manière plus générale, les Tmax et les Tmin des modèles en moyenne sur avril-mai ne sont pas significativement corrélées (non montré) : les défauts des modèles pour l'une des deux températures ne seront donc pas les mêmes que pour l'autre.

Pour les mois de mars à juin, environ 75% des simulations AMIP et HIST sont plus froides que BEST sur les Tmax et les Tmin (voir Figure 7.2). Les biais froids sur cette période temporelle sont plus importants sur les températures des simulations HIST que sur celles des simulations AMIP. En juillet, le comportement est différent : les Tmax de BEST correspondent à la médiane des températures des deux types de simulations, de même que les Tmin des simulations HIST. Au contraire, les valeurs mensuelles de Tmin en juillet des simulations AMIP sont plutôt plus froides que les Tmin de BEST.

Entre les simulations AMIP et HIST, les distributions mensuelles des températures sont relativement similaires (Figure 7.2), alors que sur les Tmax en juillet les simulations HIST ont tendance à être plus chaudes que les simulations AMIP. Cette différence s'explique par un déficit de pluie sur le Sahel des simulations HIST : pendant la mousson (juillet-septembre), Roehrig et al. [2013] ont montré que les simulations HIST ont des biais importants de précipitation par rapport aux simulations AMIP, avec moins de pluie sur le Sahel en relation avec un biais chaud des températures sur l'océan Atlantique près des côtes guinéennes. La pluie a un impact fort sur les Tmax pendant la mousson (Douville [2006]), un déficit de pluie ayant pour conséquence une

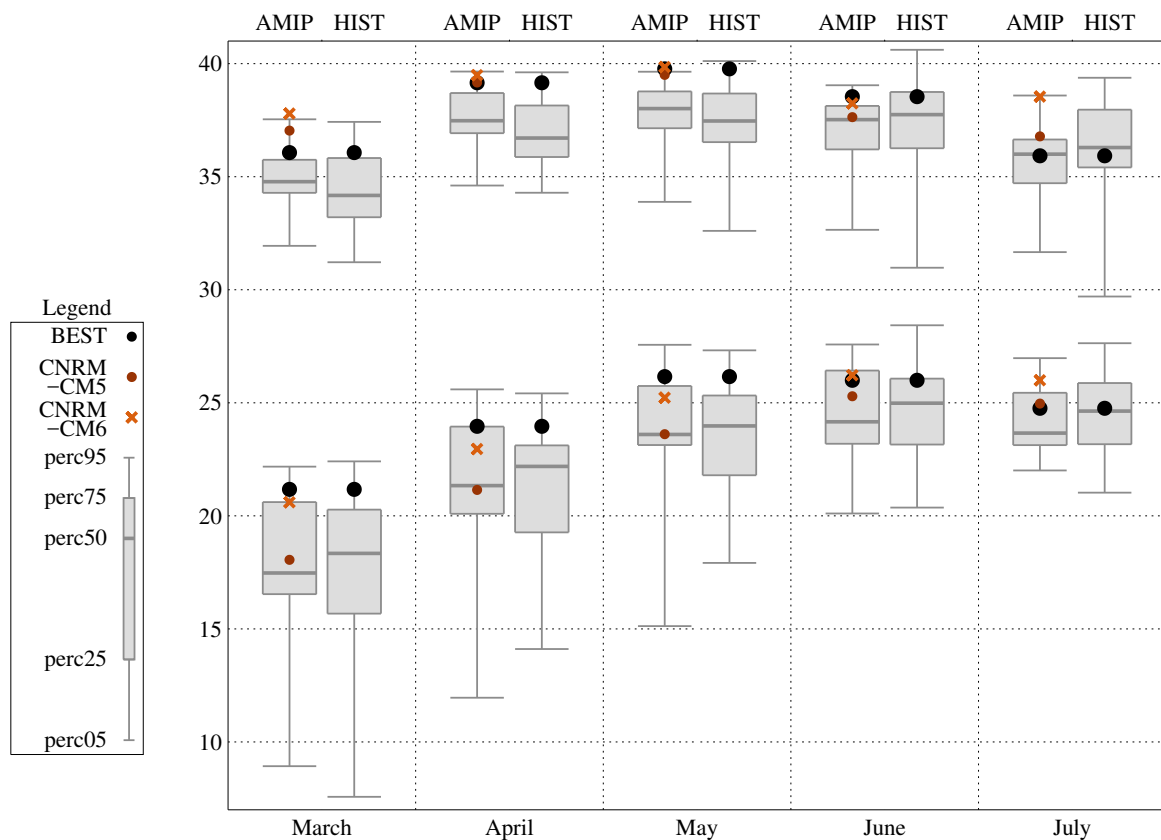


Figure 7.2 – Évolution des distributions mensuelles sur le domaine sahélien de Tmax et de Tmin de mars à juillet sur 1979-2005 des simulations AMIP et HIST (boîtes à moustaches), de BEST, du modèle climatique ARPEGE-Climat de Météo-France en version CMIP5 (CNRM-CM5) et en version pré-CMIP6 (CNRM-CM6)

augmentation des Tmax.

Le modèle ARPEGE-Climat de Météo-France en mode AMIP version CMIP5 (CNRM-CM) et version pré-CMIP6 (CNRM-CM6) est également représenté sur la Figure 7.2 : il y a peu de changements entre les deux versions pour les Tmax de mars à juin qui sont proches des valeurs de BEST, et un biais chaud aggravé dans la nouvelle version en juillet, cohérent avec une sous-estimation des précipitations (Martin et al. [2017]). Pour les Tmin, la version CMIP5 était systématiquement plus froide que BEST sur mars-mai ; ce biais est corrigé en grande partie dans la nouvelle version.

La variabilité inter-annuelle des simulations AMIP est très disparate (Figure 7.3), avec des corrélations avec les valeurs de BEST inférieures à 0.6 ou non significatives pour la plupart des simulations, à l'exception des Tmax de GFDL-CM3. Pour rappel, les corrélations des réanalyses variaient entre 0.6 et 0.9 (cf. Figure 5.6). L'impact de l'événement El Niño des années 1997-1998 est globalement bien vu par les simulations. Les tendances des températures des simulations sont positives dans la grande majorité des cas et vont du simple au double des tendances de BEST. Les températures de la moyenne d'ensemble des modèles AMIP sont corrélées à celles de BEST à 0.45 pour les Tmax et 0.65 pour les Tmin. Ainsi, les Tmax des modèles sont moins contrôlés par les forçages imposés aux simulations (température de surface de la mer, gaz à effet de serre, aérosol) que les Tmin. La variabilité interne de l'atmosphère ou les erreurs dans les modèles semblent limiter la prévisibilité des Tmax à l'échelle interannuelle. C'est un peu moins le cas pour les Tmin.

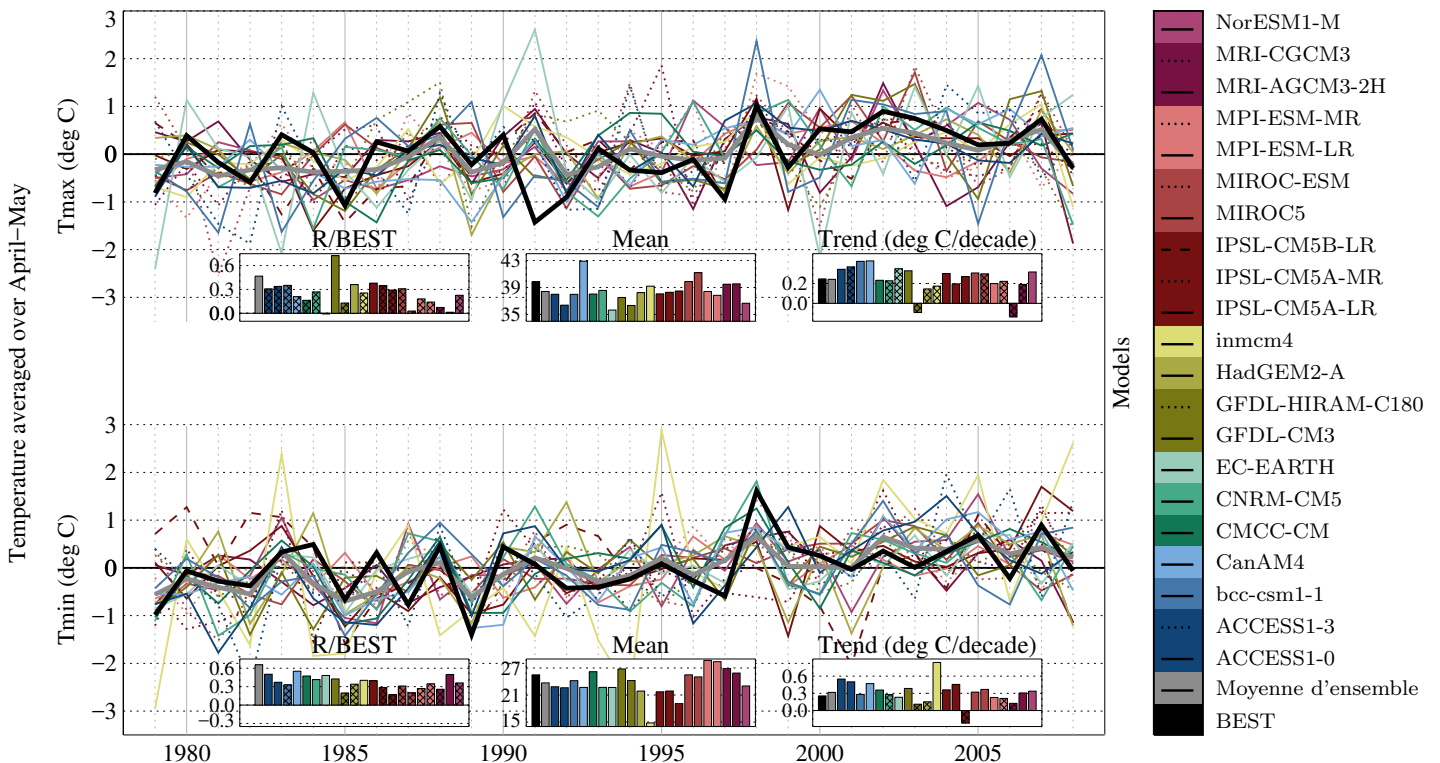


Figure 7.3 – Idem que la Figure 5.6 pour les simulations AMIP et BEST : séries temporelles des Tmax et des Tmin en moyenne sur le domaine sahélien sur avril-mai de 1979 à 2008. Les corrélations R entre BEST et les modèles, les moyennes et les tendances linéaires sur avril-mai sur 1979-2012 sont tracées dans les sous-boîtes. Les corrélations et tendances non significatives à 95% sont grillagées

Les conclusions pour les simulations HIST sont semblables à celles des simulations

AMIP (non montré), avec cependant une plus faible corrélation des Tmin des simulations HIST avec BEST par rapport aux simulations AMIP.

Dans l'ensemble, les simulations HIST sont plus éloignées de BEST que les simulations AMIP : pour cette raison, l'analyse des vagues de chaleur est réalisée sur les simulations AMIP.

7.2 Caractéristiques moyennes des vagues de chaleur

Les séries temporelles des caractéristiques moyennes sur le domaine sahélien sur 1979-2008 des vagues de chaleur des simulations AMIP et de BEST sont tracées Figure 7.4.

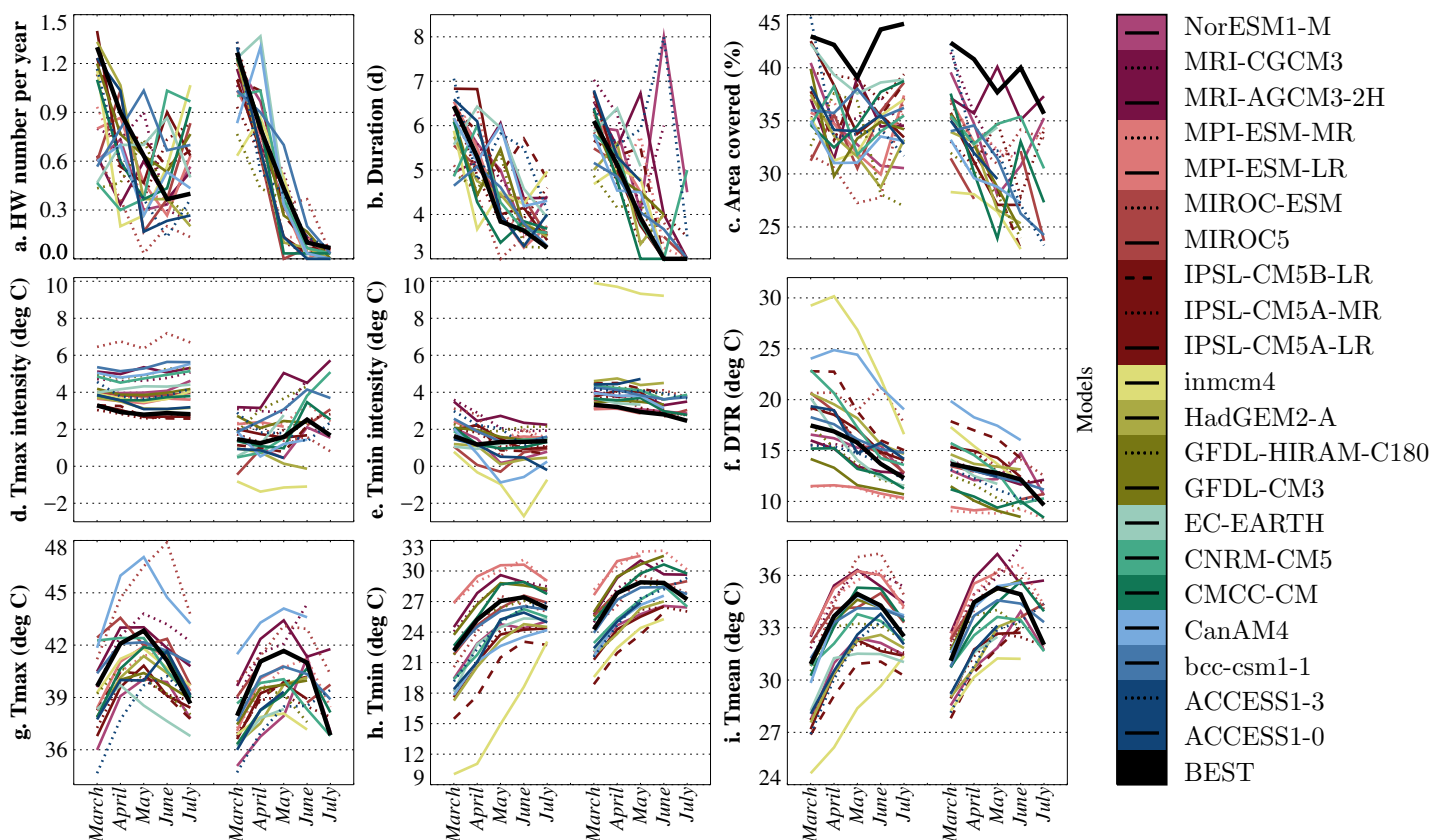


Figure 7.4 – Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax (gauche) et des HWmin (droite) :s pour des caractéristiques moyennes sur 1979-2008 sur les vagues de chaleur identifiées par les simulations AMIP et par BEST. Les moyennes mensuelles calculées sur moins de 5 vagues de chaleur ne sont pas tracées (voir Figure 5.2 pour les détails des sous-figures)

Les fréquences d'occurrence des HWmin suivent le comportement de celles de BEST, avec une diminution du nombre de HWmin au cours de la saison. Les variations pour les HWmax sont plus éloignées de celles de BEST, avec une augmentation du nombre d'événements en juillet pour un certain nombre de simulations, de la même manière que le comportement des HWmax de ERA-Interim. Les durées des vagues de chaleur diminuent de mars à juillet pour la plupart des simulations, avec cependant des exceptions : par exemple, les HWmax de ACCESS1-3 et CanAM4 sont les plus longues en

mai, tandis que les HWmin de ACCESS1-3 et MPI-ESM-LR le sont en juin. Les surfaces recouvertes de toutes les simulations AMIP sont inférieures aux surfaces de BEST, de la même manière que les réanalyses. Le réseau d'observations interpolées de BEST, peu dense, lisse probablement les températures et est à l'origine de ces différences.

Les intensités¹ des vagues de chaleur des simulations AMIP sont systématiquement supérieures ou égales aux intensités des événements de BEST : les vagues de chaleur des réanalyses présentaient le même comportement, en relation avec leurs variances plus élevées que celles de BEST. De manière similaire, les simulations AMIP ont des variances de température plus élevées que celles de BEST (cf. Annexe A, Figure A.3). Les Tmax brutes des HWmax sont en moyenne plus faibles que les valeurs pour les vagues de chaleur de BEST, de même que les Tmin des HWmin (une quinzaine de simulations sur les 21 étudiées).

Afin de comprendre les liens entre les biais de température des vagues de chaleur et les biais de l'état moyen des modèles par rapport à BEST, les températures moyennes climatiques et dans les vagues de chaleur sur le domaine sahélien sont confrontées les unes aux autres pour la période avril-mai (HWmax sur les Tmax et HWmin sur les Tmin, Figure 7.5a). Les températures dans les vagues de chaleur sont supérieures aux températures moyennes climatiques. Une corrélation significative entre l'ensemble des températures mensuelles des vagues de chaleur et celles climatiques de 0.91 pour les Tmax et de 0.92 pour les Tmin est trouvée : ainsi, plus une simulation a des températures élevées et plus les températures dans les vagues de chaleur le sont aussi. Au premier ordre, comme pour les réanalyses, les biais de température des événements des simulations AMIP par rapport à BEST sont donc expliqués par les biais de température moyens.

De la même manière, les liens entre intensités de température atteintes dans les vagues de chaleur et état moyen des modèles sont explorés sur la Figure 7.5b. Les anomalies de Tmax des HWmax ne sont pas du tout corrélées avec l'état moyen des modèles, alors qu'une corrélation à -0.55² est calculée pour les anomalies de Tmin des HWmin. Cela indique que plus le modèle est chaud, plus sa variabilité est faible. En raisonnant en termes d'humidité, un modèle en moyenne plus humide aura probablement des Tmin en moyenne plus fortes qu'un modèle sec. Or, une variation d'humidité dans une atmosphère déjà humide a moins d'impact sur les Tmin qu'une dans une atmosphère sèche (Slingo et al. [2009]; Stephens et al. [2012]), ce qui indique que le modèle plus chaud en Tmin, donc plus humide, aurait donc une variabilité moins forte qu'un modèle plus froid donc plus sec.

1. Anomalie de Tmax pour les HWmax et de Tmin pour les HWmin

2. Le modèle inmcm4 a été retiré du calcul de cette corrélation à cause de son comportement très différent des autres modèles

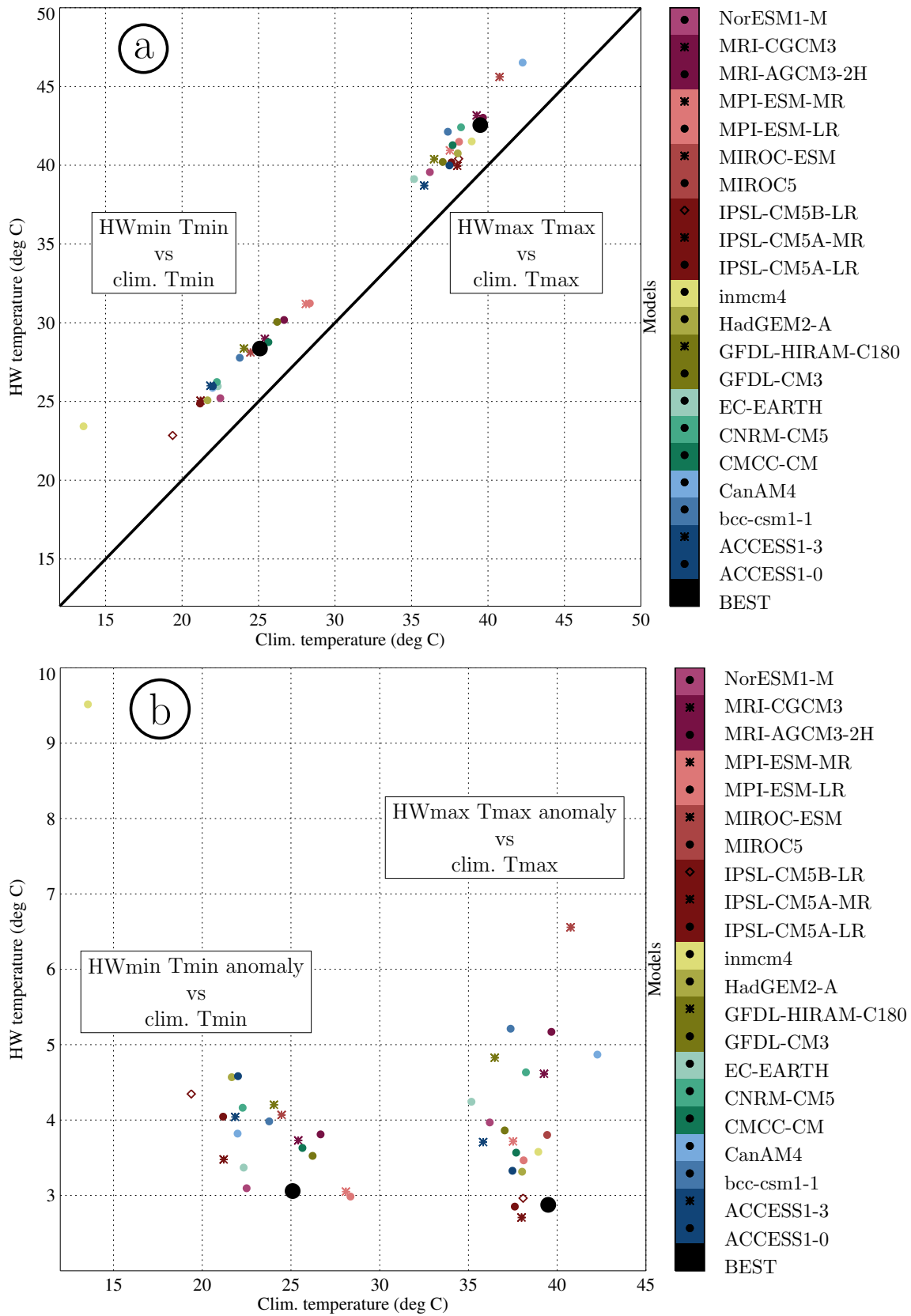


Figure 7.5 – (a) Diagramme de dispersion des températures moyennes sur le domaine sa-hélien et des températures des vagues de chaleur pour les simulations AMIP et BEST pour la période avril-mai et les années 1979-2008 (HWmax pour Tmax, HWmin pour Tmin). (b) Idem que (a) mais pour les anomalies de température sur l'axe des ordonnées

Conclusion

Le cycle annuel des températures a été évalué dans les simulations AMIP et historiques des modèles CMIP5. Les modèles présentent un biais froid par rapport à BEST de mars à juin, avec des valeurs T_{min} des modèles HIST plus basses que celles des modèles AMIP. La variabilité inter-annuelle des modèles est peu corrélée à celle de BEST, en particulier pour les T_{min} des modèles HIST.

Les caractéristiques moyennes des vagues de chaleur détectées dans les simulations AMIP de l'ensemble CMIP5 ont été analysées. Les HW_{min} ont une fréquence d'occurrence très similaire à celle de BEST, avec une diminution du nombre d'événements au cours de la saison. Les résultats pour les HW_{max} sont plus contrastés, avec un certain nombre de modèles ayant un deuxième maximum d'occurrence en juillet. Les durées des HW_{max} diminuent au cours de la saison dans la majorité des modèles, alors que pour les HW_{min} certains modèles présentent un maximum en fin de saison. Les surfaces recouvertes des vagues de chaleur des modèles sont toutes inférieures aux surfaces recouvertes des événements de BEST, avec probablement en jeu la faible densité du réseau d'observations interpolées de BEST.

Les intensités des vagues de chaleur des modèles sont toutes plus élevées que celles de BEST, en relation avec une variance des anomalies de température plus élevée. Les températures des événements sont majoritairement plus faibles que les températures des vagues de chaleur de BEST : cette différence s'explique au premier ordre par les biais des modèles, qui sont généralement plus froids que BEST. Au final, les biais moyens des modèles expliquent les différences de caractéristiques thermiques rencontrées au premier ordre dans les vagues de chaleur. L'amélioration du climat moyen des modèles est donc particulièrement important pour l'étude des vagues de chaleur et de leur évolution future.

Conclusions et perspectives

Le Sahel est une région où les vagues de chaleur sont encore peu étudiées. Or, les températures moyennes mensuelles sahéniennes sur avril-mai atteignent déjà typiquement 40°C durant le jour et 30°C la nuit, avec un réchauffement climatique de plus de +1.5°C sur les 60 dernières années (Guichard et al. [2015]). Le Sahel est d'ailleurs l'une des régions du monde les plus exposées aux conditions climatiques dangereuses selon les critères de Mora et al. [2017], avec un tiers de l'année concernée par des conditions thermiques mortelles pour l'Homme.

Une vague de chaleur est un extrême climatique de température, c'est-à-dire un événement rare qui se situe loin de l'état normal. Il n'existe pas de définition universelle mais bien une pléthore de définitions, chacune permettant l'identification d'individus différents. Il y a néanmoins des éléments communs à une grande majorité de la littérature, résumés par la conclusion de Perkins [2015] : une vague de chaleur est un événement survenant sur une période prolongée où les températures sont largement plus élevées que la normale. La définition retenue dépend typiquement de l'objectif visé, du secteur d'application et de la région géographique étudiée.

Les objectifs de cette thèse étaient de documenter les vagues de chaleur survenant au printemps sahélien grâce à des observations, des réanalyses météorologiques et des modèles de climat, et d'analyser les processus et mécanismes physiques mis en jeu lors de ces événements. Nous nous sommes focalisés sur les vagues de chaleur d'échelles synoptiques à intra-saisonnières, qui représentent un véritable enjeu pour la prévision météorologique.

Détection Afin de détecter ces événements, nous avons développé une méthode de détection permettant d'identifier des vagues de chaleur survenant à une échelle temporelle spécifique. Cette méthodologie repose sur trois étapes : tout d'abord (i) un filtrage permettant de récupérer les fluctuations de température aux échelles temporelles visées, soit ici les échelles synoptiques à intra-saisonnières, grâce à un filtre passe-haut à 90 jours ; puis (ii) la sélection des valeurs extrêmes sur les anomalies de température calculées grâce à un seuil limite fixe égal au quantile 90 sur la période estivale étendue à un mois autour Mars-Avril-Mai-Juin-Juillet (MAMJJ) pour les années 1950-2012 ; et finalement (iii) l'application d'une contrainte spatio-temporelle afin de sélectionner des objets d'une certaine durée et taille, ici 3 jours et 60×10^4 km² minimum. Par ailleurs, les températures maximales et minimales sont considérées séparément car leurs fluctuations résultent de processus distincts.

Un intérêt de cette méthode est qu'elle peut être appliquée à chaque région du monde. C'est notamment possible grâce à l'utilisation d'un quantile qui sélectionne les anomalies de température extrêmes associées à la région considérée. Nous nous sommes concentrés ici sur une certaine échelle spatio-temporelle, mais il serait possible d'adapter la méthode en changeant le filtre et les caractéristiques morphologiques afin d'étudier des événements survenant à d'autres échelles.

Le choix d'une échelle particulière permet de séparer les contributions des fluctuations se développant à des échelles différentes et ainsi de se concentrer sur le rôle des processus à l'échelle spatio-temporelle choisie, ici du synoptique à l'intra-saisonnier. L'analyse des résultats est plus directe, mais les vagues de chaleur faisant intervenir des imbrications d'échelles ne sont vues que partiellement selon l'échelle conservée. C'est par exemple le cas de la vague de chaleur d'avril 2010 lorsque la variabilité inter-annuelle est filtrée, car les températures étaient restées particulièrement élevées sur

une grande partie du printemps sahélien. En choisissant l'échelle météorologique, les fluctuations plus lentes ne sont pas prises en compte comme par exemple la variabilité interannuelle et la tendance climatique. L'utilisation de températures non filtrées pour détecter les vagues de chaleur sur les décennies passées tend à favoriser l'occurrence de jours en vague de chaleur dans les années les plus récentes à cause du réchauffement climatique : les vagues de chaleur détectées pendant ces années ne sont alors pas forcément reliées à des fluctuations intra-saisonnières.

Le corps humain met plusieurs semaines à s'adapter à des changements marqués de température, ce qui peut engendrer des stress thermiques (Nairn and Fawcett [2013]). Même si la définition choisie dans cette thèse ne se focalise pas sur les impacts sanitaires des vagues de chaleur, les événements détectés correspondent néanmoins à des situations pouvant entraîner des conséquences graves sur la santé. En outre, l'analyse des vagues de chaleur a montré que les températures atteintes pendant celles-ci dépassaient les seuils critiques pour le corps humain (i.e. 37°C).

L'utilisation d'un quantile constant sur toute la période étudiée a des conséquences. Il aurait également été possible d'utiliser un seuil dépendant du jour de la saison en calculant un quantile glissant centré sur 15 jours. Un seuil constant a tendance à uniformiser les intensités des vagues de chaleur détectées, alors qu'un seuil variable uniformise leur répartition temporelle au cours de la saison. Le filtrage des températures avec l'utilisation d'un seuil variable conduit à des vagues de chaleur plus étendues et plus longues qu'en utilisant un seuil constant, et avec des températures plus élevées mais des anomalies de température plus faibles. Les extrêmes de température brute ne surviennent pas forcément au même moment que les anomalies de température les plus hautes ; ainsi, il serait intéressant d'étudier les imbrications d'échelles dans les vagues de chaleur, par exemple les contributions des échelles synoptiques à intra-saisonnières et celles des fluctuations inter-annuelles pour la vague de chaleur sahélienne d'avril 2010. Il serait également intéressant d'appliquer la méthode de détection à d'autres régions du monde.

Caractéristiques morphologiques et thermiques La méthode de détection a tout d'abord été appliquée sur les températures maximales (Tmax) et minimales (Tmin) du jeu de données basé sur des observations BEST en considérant la période 1950-2012. Les Tmax et Tmin sont considérées séparément car certains processus contrôlant leurs variations sont différents : la Tmax est sensible au flux solaire incident (SWin) alors que la Tmin du printemps l'est plus à la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère (Gounou et al. [2012]; Guichard et al. [2009]; Largeron et al. [2017]; Slingo et al. [2009]). Les vagues de chaleur détectées à partir de Tmax sont appelées HWmax, et celles détectées à partir de Tmin HWmin. Enfin, le domaine d'étude étant le Sahel, nous avons retiré les événements n'impactant pas cette région suffisamment longtemps ou sur un domaine suffisamment grand de l'ensemble des vagues de chaleur détectées.

En moyenne sur MAMJJ, 3.3 HWmax et 2.9 HWmin sont détectées par an, d'une durée moyenne de 5 jours et recouvrant une surface d'environ 120×10^4 km². Les intensités de température des vagues de chaleur, soit les anomalies de Tmax pour les HWmax et celles de Tmin pour les HWmin, avoisinent les 3°C. Bien que la détection soit réalisée sur les anomalies de température, les températures brutes dans les vagues de chaleur sont élevées : en mai, plus de la moitié des Tmax dépassent 42°C et plus de la moitié des Tmin atteignent 28°C, créant ainsi des conditions d'excès de chaleur dangereuses pour le corps humain (Mora et al. [2017]). Les événements communs, dont les surfaces recouvertes concomitantes dépassent 60×10^4 km² pendant au moins 3

jours, surviennent seulement 20% du temps et sont plus petits en termes de surface bien que plus intenses. Cette distinction a priori entre vagues de chaleur diurnes et nocturnes (HWmax et HWmin) est très souvent considérée dans les travaux existants. Nos résultats indiquent qu'elle est particulièrement pertinente au Sahel.

D'un point de vue saisonnier, plus la saison avance et plus les vagues de chaleur se raréfient et raccourcissent. C'est le cas en particulier des HWmin qui sont quasiment inexistantes en juin-juillet. En avril-mai, les anomalies de température sont supérieures aux valeurs en juin-juillet, en accord avec la variance des anomalies de température qui diminue au cours de la saison. Le seuil étant fixe sur toute la période MAMJJ, cela explique également la diminution du nombre d'événements au cours de la saison.

Ces résultats sont peu sensibles à un changement dans le filtrage utilisé : les différences qui apparaissent en changeant les paramètres de seuil et de contraintes spatio-temporelles sont directement explicables par des changements dans la méthode de détection. Par exemple, diminuer la durée minimale des vagues de chaleur entraîne une diminution de leur durée moyenne.

Il serait intéressant d'ajouter de nouveaux diagnostics pour documenter encore plus les vagues de chaleur détectées, notamment la sévérité de la vague, qui combine la durée, l'intensité et la surface de l'événement (e.g. [Schoetter et al. \[2015\]](#)).

Dans cette étude, nous n'avons pas utilisé d'indice combinant température et humidité (e.g. [Steadman \[1979\]](#), voir aussi http://www.nws.noaa.gov/om/heat/heat_index.shtml). Ces indices ne sont pas directement utilisables au Sahel car les seuils limites sont adaptés aux États-Unis, mais il serait certainement utile de déterminer où se situent les vagues que nous avons détectées dans le cadre de ce type d'indice, et d'explorer plus avant des adaptations de ces indices combinant température et humidité, notamment en relation avec les questions de santé dans la partie sud du Sahel.

Mécanismes dynamiques et physiques L'étude des processus et mécanismes mis en jeu a été réalisée en se focalisant sur des zones plus petites que le Sahel d'une taille de $5^\circ \times 5^\circ$, afin de réaliser des analyses composites. Cette étude a été faite avec la réanalyse météorologique ERA-Interim qui était la plus proche de BEST en termes de climat moyen et caractéristiques des vagues de chaleur. Nous avons également restreint l'étude aux mois avril et mai, en plein cœur du printemps, période qui a un climat moyen relativement homogène. Les HWmax sont situées au milieu d'une dépression d'échelle plus ou moins grande selon les endroits : les dépressions des zones les plus continentales sont de plus grande échelle et s'étendent sur le nord de l'Afrique souvent depuis les latitudes tempérées. Celles des zones plus proches des côtes sont plus petites. Cette dépression favorise l'Harmattan ou inhibe le flux de mousson et assèche les zones étudiées. Pour les zones les plus continentales, une large dépression se propage d'ouest en est au moins depuis deux jours avant les HWmax jusqu'à deux jours après. Il est intéressant de noter que les Tmin sur la zone d'étude sont en augmentation pendant toute cette période temporelle.

Les HWmin sont également associées à des conditions dépressionnaires, celles-ci de grande échelle spatiale situées au nord de la zone d'étude. De la même manière que pour les HWmax des zones les plus continentales, ces dépressions se propagent vers l'est. Ces dépressions étant centrées légèrement au nord des zones étudiées, elles favorisent un vent de sud-est ce qui humidifie les zones en termes d'humidité spécifique. Les Tmax des HWmin diminuent quant à elles avant, pendant et après les événements. Au final, la position de la dépression semble donc primordiale dans la formation d'une HWmax ou d'une HWmin.

Les mécanismes présentés ici apparaissent bien distincts de ceux des latitudes tempérées : en Europe, les deux ingrédients majeurs des vagues de chaleur sont un anticyclone positionné sur la zone touchée et des sols qui s'assèchent. Au Sahel, c'est au contraire une dépression qui est associée aux anomalies de température. Les mécanismes de rétroaction entre l'humidité des sols et l'atmosphère n'entrent pas en ligne de compte pour les vagues de chaleur sahéliennes car le sol est essentiellement sec au printemps.

En Europe, la vague de chaleur de 2003 faisait intervenir une augmentation de l'épaisseur des couches limites en lien avec une augmentation du flux de chaleur sensible, or nos premiers travaux montrent que le flux de chaleur sensible et les hauteurs de couches limites pendant les vagues de chaleur sahéliennes varient peu tout au long de l'événement.

Par ailleurs, il est possible que certains de ces mécanismes soient reliés à des circulations particulières dans les moyennes latitudes telles que des ondes de Rossby, ainsi qu'à des interactions Tropiques-Extra Tropiques. Ces liens avec les circulations atmosphériques grande échelle restent cependant à être explorés en détail.

L'humidité de l'air joue un rôle majeur sur les vagues de chaleur nocturnes via l'effet de serre, avec une augmentation du flux infra-rouge incident. Il est possible que les modifications de la turbulence de couche limite joue également un rôle. L'advection d'air humide est donc un processus important via les modifications du champ de vapeur d'eau qu'elle induit (Larger et al. [2017]). Les éléments du bilan énergétique associés aux vagues de chaleur devraient être étudiés de manière plus approfondie, en analysant notamment les modifications des flux de surface et des hauteurs de couche limite.

Il serait aussi intéressant d'analyser si les mécanismes physiques particuliers identifiés ici se retrouvent dans d'autres régions du monde, notamment dans d'autres zones semi-arides.

Représentation dans les modèles Nous avons montré que les résultats sont sensibles au jeu de données utilisé : ainsi, les vagues de chaleur sont plus petites en utilisant les réanalyses météorologiques (ERA-Interim, NCEP2 et MERRA) et les modèles de climat du CMIP5 que les événements détectés par BEST. Les modèles sont généralement plus froids que BEST, avec au printemps des différences sur certains modèles de climat atteignant plus de 5°C en moyenne mensuelle. Les différences sur les caractéristiques thermiques des vagues de chaleur sont largement imputables à ces biais moyens. Les modèles ont aussi tendance à avoir des variances des anomalies de température plus élevées que celles de BEST, résultant en des intensités de vagues de chaleur plus élevées. Le climat moyen et la variabilité des modèles sont donc particulièrement importants pour l'analyse des vagues de chaleur.

Les simulations climatiques réalisées en mode AMIP, c'est-à-dire avec des températures de surface de la mer prescrites et communes à tous les modèles, et les simulations couplées atmosphère-océan, sont proches en termes de climat moyen au printemps. Il serait maintenant intéressant d'analyser les processus et mécanismes mis en jeu lors des vagues de chaleur simulées par les modèles de climat. Des premiers résultats obtenus avec le modèle ARPEGE-Climat de Météo-France indiquent un comportement dynamique assez similaire à celui trouvé avec ERA-Interim, avec des HWmax anormalement sèches et des HWmin anormalement humides ainsi qu'une circulation dépressionnaire sur les deux types de vagues de chaleur. Il en va de même de quelques autres modèles CMIP5 que nous avons analysés sur le site de Niamey et comparés au jeu de données de Leauthaud et al. [2016]. Cependant, comme pour la simulation des températures

climatologiques moyennes, une grande dispersion apparait dans la représentation des processus physiques. Typiquement les écarts entre les flux moyens des bilans énergétiques simulés dominant largement les fluctuations observées lors des vagues de chaleur. Les modèles pourraient être utilisés pour tester la sensibilité des vagues de chaleur à différentes variables et en particulier à celles en relation avec les mécanismes identifiés. Dans un premier temps, il semble cependant aussi important d'améliorer les paramétrisations afin de simuler de manière plus précise la température moyenne au Sahel comme celle des vagues de chaleur qui s'y développent, afin d'améliorer la capacité des modèles à prévoir ces événements.

Prévision La méthode a été adaptée à la prévision des vagues de chaleur en temps réel et implémentée sur le site acasis.sedoo.fr. Ce travail a été réalisé sur des prévisions de 10 jours, mais il serait intéressant d'étendre cette prévision à plus long terme, par exemple en utilisant les prévisions du projet S2S (*sub-seasonal to seasonal*, <http://s2sprediction.net/>) qui vise les échelles de deux semaines à plusieurs mois. Les premières études réalisées sur ce projet soulignent la capacité du modèle de prévision à détecter les vagues de chaleur à l'échelle de trois mois (Batté et al. [2017]), mais il existe néanmoins un besoin d'identifier les sources de prévisibilité de ces événements pour aller plus loin.

De manière plus générale, les liens entre vagues de chaleur et indices épidémiologiques seraient souhaitables, afin d'identifier les risques sanitaires. C'est d'ailleurs l'un des objectifs du projet ACASIS.

Tendances historiques et tendances futures Les tendances des vagues de chaleur ont été analysées sur la période temporelle 1950-2012 avec les données BEST : les HWmax sont légèrement plus fréquentes avec un événement en plus sur 50 ans mais ne sont par contre ni plus longues ni plus grandes. Les HWmin ne sont pas plus fréquentes ni plus longues ; elles sont en revanche un peu plus étendues de 3×10^4 km² tous les 10 ans et leurs intensités (anomalies de température) ont augmenté de $+0.3^\circ\text{C}$ sur 60 ans soit une augmentation d'intensité de 10%. Les températures brutes des vagues de chaleur ont quant à elles nettement augmentées avec sur 60 ans $+1.6^\circ\text{C}$ sur les Tmax des HWmax et $+2.6^\circ\text{C}$ sur les Tmin des HWmin. Cette tendance est expliquée au premier ordre par le réchauffement climatique moyen du climat sahélien : le changement majeur des distributions de température correspond donc à un décalage des distributions, ce qui est cohérent avec les conclusions de Argüeso et al. [2016] et Moron et al. [2016a].

Les vagues de chaleur du futur restent à étudier, exercice qui passe par l'utilisation de modèles de climat. L'augmentation de l'état moyen des températures induit un changement sur les extrêmes de température, et il est également possible que les processus et mécanismes physiques mis en jeu dans les vagues de chaleur en climat présent soient différents de ceux en climat futur. Il sera également intéressant d'analyser la version 6 du projet (CMIP6) afin d'identifier si la dispersion des modèles CMIP5 a été réduite. Compte tenu des capacités actuelles de ces modèles et de la dispersion des résultats qu'ils fournissent en climat présent, il semble nécessaire de les considérer dans leur diversité ainsi que de les améliorer pour explorer le futur des vagues de chaleur au Sahel.

Bibliographie

- Aguilar, E., Barry, A. A., Brunet, M., Ekan, L., Fernandes, A., Massoukina, M., Mbah, J., Mhanda, A., do Nascimento, D. J., Peterson, T. C., Umba, O. T., Tomou, M., and Zhang, X. (2009). Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955-2006. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114 :D02115. [20](#)
- Alexander, L. (2011). Climate science : Extreme heat rooted in dry soils. *Nature Geoscience*, 4 :12–13. [42](#)
- Alexander, L. V. and Arblaster, J. M. (2009). Assessing trends in observed and modelled climate extremes over Australia in relation to future projections. *International Journal of Climatology*, 29(3) :417–435. [20](#), [43](#)
- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., and Vazquez-Aguirre, J. L. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D5) :D05109. [19](#)
- Anderson, G. B. and Bell, M. L. (2011). Heat waves in the United States : Mortality risk during heat waves and effect modification by heat wave characteristics in 43 U.S. communities. *Environmental Health Perspectives*, 119(2) :210–218. [23](#), [30](#), [31](#)
- Arblaster, J. M. and Alexander, L. V. (2012). The impact of the El Niño-Southern Oscillation on maximum temperature extremes. *Geophysical Research Letters*, 39(20) :L20702. [43](#)
- Ardilouze, C., Batte, L., and Deque, M. (2017). Subseasonal-to-seasonal (S2s) forecasts with CNRM-CM : a case study on the July 2015 West-European heat wave. *Advances in Science and Research*, 10 :115–121. [46](#)
- Argüeso, D., Di Luca, A., Perkins-Kirkpatrick, S. E., and Evans, J. P. (2016). Seasonal mean temperature changes control future heat waves. *Geophysical Research Letters*, 43(14) :2016GL069408. [1](#), [12](#), [24](#), [30](#), [31](#), [33](#), [47](#), [80](#), [97](#), [143](#), [261](#)
- Aït-Mesbah, S., Dufresne, J. L., Cheruy, F., and Hourdin, F. (2015). The role of thermal inertia in the representation of mean and diurnal range of surface temperature in semiarid and arid regions. *Geophysical Research Letters*, 42(18) :2015GL065553. [15](#)
- Barbier, J., Guichard, F., Bouniol, D., Couvreur, F., and Roehrig, R. (2018). Detection of intraseasonal large-scale heat waves : Characteristics and historical trends during the Sahelian Spring. *Journal of Climate*, 31(1) :61–80. [23](#), [31](#), [64](#), [66](#), [75](#), [76](#), [79](#), [80](#), [81](#), [84](#), [86](#), [88](#), [90](#), [162](#), [163](#)
- Barriopedro, D., Fischer, E. M., Luterbacher, J., Trigo, R. M., and García-Herrera, R. (2011). The hot Summer of 2010 : Redrawing the temperature record map of Europe. *Science*, 332(6026) :220–224. [43](#), [44](#)

- Batte, L. and Deque, M. (2011). Seasonal predictions of precipitation over Africa using coupled ocean-atmosphere general circulation models : skill of the ENSEMBLES project multimodel ensemble forecasts. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(2) :283–299. [46](#)
- Batté, L., Ardilouze, C., and Déqué, M. (2017). Forecasting West African heat waves at sub-seasonal and seasonal time scales. *Monthly Weather Review*. [23](#), [30](#), [31](#), [46](#), [143](#)
- Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., and Methven, J. (2004). Factors contributing to the Summer 2003 European heatwave. *Weather*, 59(8) :217–223. [40](#), [43](#), [44](#)
- Boschat, G., Pezza, A., Simmonds, I., Perkins, S., Cowan, T., and Purich, A. (2015). Large scale and sub-regional connections in the lead up to Summer heat wave and extreme rainfall events in eastern Australia. *Climate Dynamics*, 44(7-8) :1823–1840. [23](#), [27](#), [32](#), [40](#)
- Bouniol, D., Couvreur, F., Kamsu-Tamo, P.-H., Leplay, M., Guichard, F., Favot, F., and O’Connor, E. J. (2012). Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types, and radiative impact over West Africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3) :534–553. [15](#)
- Bourgeois, E., Bouniol, D., Couvreur, F., Guichard, F., Marsham, J., Garcia-Carreras, L., Birch, C., and Doug, P. (2017). Characteristics of mid-level clouds over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. [15](#)
- Caesar, J., Alexander, L. V., Trewin, B., Tse-ring, K., Sorany, L., Vuniyayawa, V., Keosavang, N., Shimana, A., Htay, M. M., Karmacharya, J., Jayasinghearachchi, D. A., Sakkamart, J., Soares, E., Hung, L. T., Thuong, L. T., Hue, C. T., Dung, N. T. T., Hung, P. V., Cuong, H. D., Cuong, N. M., and Sirabaha, S. (2011). Changes in temperature and precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005. *International Journal of Climatology*, 31(6) :791–801. [20](#)
- Cassou, C. (2008). Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 455(7212) :523–527. [46](#)
- Cassou, C., Terray, L., and Phillips, A. S. (2005). Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of Climate*, 18(15) :2805–2811. [23](#), [30](#), [31](#), [40](#), [43](#), [46](#), [261](#)
- Ceccherini, G., Russo, S., Amezttoy, I., Marchese, A. F., and Carmona-Moreno, C. (2017). Heat waves in Africa 1981-2015, observations and reanalysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(1) :115–125. [23](#), [25](#), [30](#), [31](#), [37](#)
- Charney, J. G. and DeVore, J. G. (1979). Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(7) :1205–1216. [39](#)
- Chen, Y., Hu, Q., Yang, Y., and Qian, W. (2017). Anomaly based analysis of extreme heat waves in Eastern China during 1981–2013. *International Journal of Climatology*, 37(1) :509–523. [23](#), [25](#), [29](#), [30](#), [32](#), [37](#), [48](#), [70](#)
- Coughlan, M. (1983). A comparative climatology of blocking action in the two hemispheres. *Aust. Meteorol. Mag.* 31, 3–13. [39](#)

- Couvreux, F., Guichard, F., Bock, O., Campistron, B., Lafore, J.-P., and Redelsperger, J.-L. (2010). Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136 :159–173. [15](#)
- Cowan, T., Purich, A., Perkins, S., Pezza, A., Boschat, G., and Sadler, K. (2014). More frequent, longer, and hotter heat waves for Australia in the twenty-first century. *Journal of Climate*, 27(15) :5851–5871. [1](#), [23](#), [24](#), [27](#), [29](#), [30](#), [32](#), [34](#), [35](#), [48](#), [49](#), [89](#), [261](#)
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597. [54](#)
- Degirmendžić, J. and Wibig, J. (2007). Jet stream patterns over Europe in the period 1950–2001 – classification and basic statistical properties. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(3-4) :149–167. [40](#)
- Della-Marta, P. M., Luterbacher, J., Weissenfluh, H. v., Xoplaki, E., Brunet, M., and Wanner, H. (2007). Summer heat waves over western Europe 1880–2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, 29(2-3) :251–275. [43](#)
- Diallo, F. B., Hourdin, F., Rio, C., Traore, A.-K., Mellul, L., Guichard, F., and Kergoat, L. (2017). The surface energy budget of a climate model grid cell facing station data in West Africa. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. [14](#), [15](#)
- Diffenbaugh, N. S. (2005). Sensitivity of extreme climate events to CO₂-induced biophysical atmosphere-vegetation feedbacks in the western United States. *Geophysical Research Letters*, 32(7) :L07702. [43](#)
- Ding, T., Qian, W., and Yan, Z. (2010). Changes in hot days and heat waves in China during 1961–2007. *International Journal of Climatology*, 30(10) :1452–1462. [23](#), [29](#), [31](#)
- Dole, R. M. and Gordon, N. D. (1983). Persistent anomalies of the extratropical northern hemisphere wintertime circulation : Geographical distribution and regional persistence characteristics. *Monthly Weather Review*, 111(8) :1567–1586. [40](#)
- Donat, M. G., Alexander, L. V., Yang, H., Durre, I., Vose, R., Dunn, R. J. H., Willett, K. M., Aguilar, E., Brunet, M., Caesar, J., Hewitson, B., Jack, C., Klein Tank, A. M. G., Kruger, A. C., Marengo, J., Peterson, T. C., Renom, M., Oria Rojas, C., Rusticucci, M., Salinger, J., Elrayah, A. S., Sekele, S. S., Srivastava, A. K., Trewin, B., Villarroya, C., Vincent, L. A., Zhai, P., Zhang, X., and Kitching, S. (2013). Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century : The HadEX2 dataset. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(5) :2098–2118. [19](#), [20](#), [22](#)

- Douville, H. (2006). Detection-attribution of global warming at the regional scale : How to deal with precipitation variability? *Geophysical Research Letters*, 33(2). [10](#), [133](#)
- Déqué, M., Calmanti, S., Christensen, O. B., Dell'Aquila, A., Maule, C. F., Haensler, A., Nikulin, G., and Teichmann, C. (2016). A multi-model climate response over tropical Africa at +2°C. *Climate Services*. [23](#), [30](#), [31](#)
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R., and Mearns, L. O. (2000). Climate extremes : Observations, modeling, and impacts. *Science*, 289(5487) :2068–2074. [11](#), [79](#)
- Erdenebat, E. and Sato, T. (2016). Recent increase in heat wave frequency around Mongolia : role of atmospheric forcing and possible influence of soil moisture deficit. *Atmospheric Science Letters*, 17(2) :135–140. [30](#), [31](#)
- Evan, A. T., Flamant, C., Lavaysse, C., Kocha, C., and Saci, A. (2015). Water vapor-forced greenhouse warming over the Sahara desert and the recent recovery from the Sahelian drought. *Journal of Climate*, 28(1) :108–123. [11](#)
- FAO (2003). *The State of Food Insecurity in the World 2003*. Food and Agriculture Organization, Rome. [46](#)
- Fink, A. H., Engel, T., Ermert, V., van der Linden, R., Schneidewind, M., Redl, R., Afiesimama, E., Thiaw, W. M., Yorke, C., Evans, M., and Janicot, S. (2017). Mean Climate and Seasonal Cycle. In *Meteorology of Tropical West Africa*. John Wiley & Sons, Ltd. [8](#)
- Fischer, E. M. (2014). CLIMATE SCIENCE Autopsy of two mega-heatwaves. *Nature Geoscience*, 7(5) :332–333. [43](#), [47](#)
- Fischer, E. M. and Schaer, C. (2010). Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience*, 3(6) :398–403. [21](#), [23](#), [24](#), [29](#), [30](#), [31](#), [33](#), [89](#)
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D., and Schär, C. (2007a). Contribution of land-atmosphere coupling to recent European Summer heat waves. *Geophysical Research Letters*, 34(6) :L06707. [42](#)
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Vidale, P. L., Luethi, D., and Schaer, C. (2007b). Soil moisture - Atmosphere interactions during the 2003 European Summer heat wave. *Journal of Climate*, 20(20) :5081–5099. [42](#), [44](#)
- Fitzpatrick, R. G. J., Bain, C. L., Knippertz, P., Marsham, J. H., and Parker, D. J. (2015). The West African monsoon onset : A concise comparison of definitions. *Journal of Climate*, 28(22) :8673–8694. [75](#)
- Fontaine, B., Janicot, S., and Monerie, P.-A. (2013). Recent changes in air temperature, heat waves occurrences, and atmospheric circulation in Northern Africa. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 118(15) :8536–8552. [23](#), [25](#), [30](#), [31](#), [36](#), [40](#), [48](#), [81](#)
- Frappart, F., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Kergoat, L., Arjounin, M., Lavenue, F., Koite, M., Paturel, J.-E., and Lebel, T. (2009). Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :128–142. [75](#)

- Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Tank, A. K., and Peterson, T. (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate research*, 19(3) :193–212. [19](#)
- Garcia-Herrera, R., Diaz, J., Trigo, R. M., Luterbacher, J., and Fischer, E. M. (2010). A Review of the European Summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 40(4) :267–306. [43](#), [44](#)
- Garenne, M. and Ferdi, S. F. (2016). La pression de la population dans les pays sahéliens francophones : Analyse des estimations et projections de population 1950-2100. *Development*, 168. [6](#)
- Gershunov, A. and Guirguis, K. (2012). California heat waves in the present and future. *Geophysical Research Letters*, 39 :L18710. [21](#), [23](#), [25](#), [30](#), [31](#), [34](#), [47](#), [48](#), [82](#), [89](#)
- GIEC (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. IPCC, special report edition. [11](#), [13](#), [19](#)
- Gounou, A., Guichard, F., and Couvreur, F. (2012). Observations of diurnal cycles over a West African meridional transect : Pre-monsoon and full-monsoon seasons. *Boundary-Layer Meteorology*, 144(3) :329–357. [15](#), [64](#), [140](#)
- Grams, C. M., Jones, S. C., Marsham, J. H., Parker, D. J., Haywood, J. M., and Heuveline, V. (2010). The Atlantic inflow to the Saharan heat low : observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1) :125–140. [116](#)
- Grize, L., Huss, A., Thommen, O., Schindler, C., and Braun-Fahrlander, C. (2005). Heat wave 2003 and mortality in Switzerland. *Swiss Medical Weekly*, 135(13-14) :200–205. [29](#)
- Grumm, R. H. (2011). The Central European and Russian heat event of July–August 2010. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(10) :1285–1296. [43](#)
- Guichard, F., Kergoat, L., Hourdin, F., Léauthaud, C., Barbier, J., Mougin, E., and Diarra, B. (2015). Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel in "Evolutions récentes et futures du climat en Afrique de l'Ouest : Evidences, incertitudes et perceptions". In *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest*, pages 23–42. IRD. [2](#), [9](#), [11](#), [12](#), [52](#), [79](#), [81](#), [139](#)
- Guichard, F., Kergoat, L., Mougin, E., and Hourdin, F. (2012). The annual cycle of temperature in the Sahel and its climatic sensitivity. In *AGU Fall Meeting Abstracts GC33A-1004*. [81](#)
- Guichard, F., Kergoat, L., Mougin, E., Timouk, F., Baup, F., Hiernaux, P., and Lavenu, F. (2009). Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma : Seasonal and diurnal cycles. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :161–177. [15](#), [16](#), [64](#), [75](#), [77](#), [103](#), [140](#)
- Hartmann, D. L., Klein Tank, A. M. G., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F. J., Dlugokencky, E. J., Easterling, D. R., Kaplan, A.,

- Soden, B. J., Thorne, P. W., Wild, M., and Zhai, P. M. (2013). Observations : Atmosphere and surface. In *Climate change 2013 : The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press. 11, 79
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., and New, M. (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20). 34
- Hirschi, M., Seneviratne, S. I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O. B., Formayer, H., Orłowsky, B., and Stepanek, P. (2011). Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*, 4(1) :17–21. 42, 43
- Hudson, D., Alves, O., Hendon, H. H., and Marshall, A. G. (2011a). Bridging the gap between weather and seasonal forecasting : intraseasonal forecasting for Australia. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :673–689. 40
- Hudson, D., Marshall, A. G., and Alves, O. (2011b). Intraseasonal forecasting of the 2009 Summer and Winter Australian heat waves using POAMA. *Weather and Forecasting*, 26(3) :257–279. 40
- Hémon, D., Jouglu, E., Clavel, J., Laurent, F., Bellec, S., and Pavillon, G. (2003). Surmortalité liée à la canicule d’août 2003 en France. *Bull Épidémiol Hebdomad*, 45 :217. 1, 29, 43
- IPCC (2014). *Climate Change 2014 : Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC. Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.), Geneva, Switzerland. 10
- Janicot, S., Caniaux, G., Chauvin, F., de Coetlogon, G., Fontaine, B., Hall, N., Kiladis, G., Lafore, J.-P., Lavaysse, C., Lavender, S. L., Leroux, S., Marteau, R., Mounier, F., Philippon, N., Roehrig, R., Sultan, B., and Taylor, C. M. (2011). Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) :58–66. 65
- Jones, P., Briffa, K., Osborn, T., Lough, J., van Ommen, T., Vinther, B., Luterbacher, J., Wahl, E., Zwiers, F., Mann, M., Schmidt, G., Ammann, C., Buckley, B., Cobb, K., Esper, J., Goose, H., Graham, N., Jansen, E., Kiefer, T., Kull, C., Küttel, M., Mosley-Thompson, E., Overpeck, J., Riedwyl, N., Schulz, M., Tudhope, A., Villalba, R., Wanner, H., Wolff, E., and Xoplaki, E. (2009). High-resolution palaeoclimatology of the last millennium : a review of current status and future prospects. *The Holocene*, 19(1) :3–49. 35
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., and Potter, G. L. (2002). NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11) :1631–1643. 54

- Karl, T. R. and Knight, R. W. (1997). The 1995 Chicago heat wave : How likely is a recurrence? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6) :1107–1119. [11](#), [79](#)
- Karl, T. R., Nicholls, N., and Ghazi, A. (1999). CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes - Workshop summary. *Climatic Change*, 42(1) :3–7. [19](#)
- Kenyon, J. and Hegerl, G. C. (2008). Influence of modes of climate variability on global temperature extremes. *Journal of Climate*, 21(15) :3872–3889. [43](#)
- Laaidi, K., Pascal, M., Berat, B., Strauss, B., Ledrans, M., and Empereur Bissonnet, P. (2006). *Système d’alerte canicule et santé 2006. (Sacs 2006). Rapport opérationnel*. Institut de Veille Sanitaire. [27](#), [28](#)
- Largeroy, Y., Guichard, F., Roehrig, R., Couvreur, F., and Barbier, J. (2017). The April 2010 North African heatwave : when the water vapor greenhouse effect drives nighttime temperatures. *Climate Dynamics*, Submitted. [15](#), [23](#), [31](#), [46](#), [50](#), [64](#), [98](#), [122](#), [123](#), [140](#), [142](#)
- Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., Parker, D. J., Lafore, J.-P., Sultan, B., and Pelon, J. (2009). Seasonal evolution of the West African heat low : a climatological perspective. *Climate Dynamics*, 33(2-3) :313–330. [7](#), [102](#)
- Lazenby, M. J., Landman, W. A., Garland, R. M., and DeWitt, D. G. (2014). Seasonal temperature prediction skill over Southern Africa and human health. *Meteorological Applications*, 21(4) :963–974. [46](#)
- Leauthaud, C., Cappelaere, B., Demarty, J., Guichard, F., Velluet, C., Kergoat, L., Vischel, T., Grippa, M., Mouhaimouni, M., Bouzou Moussa, I., Mainassara, I., and Sultan, B. (2016). A 60-year reconstructed high-resolution local meteorological data set in Central Sahel (1950-2009) : evaluation, analysis and application to land surface modelling : Meteorological and land surface flux data set in central Sahel. *International Journal of Climatology*. [52](#), [123](#), [142](#)
- Lee, E., Bieda, R., Shanmugasundaram, J., and Richter, H. B. (2016). Land surface and atmospheric conditions associated with heat waves over the Chickasaw Nation in the South Central United States. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 121(11) :6284–6298. [23](#), [30](#), [31](#), [89](#)
- Lee, W.-S. and Lee, M.-I. (2016). Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 36(15) :4815–4830. [30](#), [31](#)
- Lee, Y.-Y. and Grotjahn, R. (2016). California Central Valley Summer heat waves form two ways. *Journal of Climate*, 29(3) :1201–1217. [23](#), [31](#)
- Lemonsu, A., Beaulant, A. L., Somot, S., and Masson, V. (2014). Evolution of heat wave occurrence over the Paris basin (France) in the 21st century. *Climate Research*, 61(1) :75–91. [23](#), [27](#), [32](#)
- Lorenz, R., Jaeger, E. B., and Seneviratne, S. I. (2010). Persistence of heat waves and its link to soil moisture memory. *Geophysical Research Letters*, 37(9) :L09703. [42](#)

- Lothon, M., Saïd, F., Lohou, F., and Campistron, B. (2008). Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa. *Monthly Weather Review*, 136(9) :3477–3500. [15](#), [16](#), [103](#)
- Luo, M. and Lau, N.-C. (2016). Heat waves in Southern China : Synoptic behavior, long-term change, and urbanization effects. *Journal of Climate*, 30(2) :703–720. [23](#), [29](#), [32](#)
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., and Wanner, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303(5663) :1499–1503. [1](#), [43](#), [44](#)
- Malardel, S. (2009). *Fondamentaux de météorologie, à l'école du temps*. Cépaduès, 2ème édition edition. [39](#), [70](#)
- Marshall, A. G., Hudson, D., Wheeler, M. C., Alves, O., Hendon, H. H., Pook, M. J., and Risbey, J. S. (2014). Intra-seasonal drivers of extreme heat over Australia in observations and POAMA-2. *Climate Dynamics*, 43(7-8) :1915–1937. [40](#)
- Marticorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Traoré, S., Coulibaly, M., Diallo, A., Koné, I., Maman, A., NDiaye, T., and Zakou, A. (2010). Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa : analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(18) :8899–8915. [15](#)
- Martin, G. M., Peyrillé, P., Roehrig, R., Rio, C., Caian, M., Bellon, G., Codron, F., Lafore, J.-P., Poan, D. E., and Idelkadi, A. (2017). Understanding the West African Monsoon from the analysis of diabatic heating distributions as simulated by climate models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(1) :239–270. [134](#)
- Masterton, J. M. and Richardson, F. A. (1979). *Humidex; a method of quantifying human discomfort due to excessive heat and humidity*. Environment Canada, Atmospheric Environment, Downsview, Ont. [26](#)
- Matsueda, M. (2011). Predictability of Euro-Russian blocking in Summer of 2010. *Geophysical Research Letters*, 38(6) :L06801. [39](#), [40](#), [44](#)
- Mayer, H. and Höppe, P. (1987). Thermal comfort of man in different urban environments. *Theoretical and Applied Climatology*, 38(1) :43–49. [27](#)
- McIlveen, R. (1992). *Fundamentals of Weather and Climate*. Chapman & Hall, 2 nd edition. [39](#), [69](#), [70](#)
- Meehl, G. A. and Tebaldi, C. (2004). More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 305(5686) :994–997. [23](#), [24](#), [25](#), [29](#), [32](#), [34](#), [40](#), [47](#)
- Min, S.-K., Cai, W., and Whetton, P. (2013). Influence of climate variability on seasonal extremes over Australia. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(2) :643–654. [43](#)
- Miralles, D. G., Teuling, A. J., van Heerwaarden, C. C., and de Arellano, J. V.-G. (2014). Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nature Geoscience*, 7(5) :345–349. [42](#), [44](#), [45](#), [125](#)

- Miralles, D. G., van den Berg, M. J., Teuling, A. J., and de Jeu, R. a. M. (2012). Soil moisture-temperature coupling : A multiscale observational analysis. *Geophysical Research Letters*, 39(21) :L21707. [43](#), [44](#)
- Mora, C., Dousset, B., Caldwell, I. R., Powell, F. E., Geronimo, R. C., Bielecki, C. R., Counsell, C. W. W., Dietrich, B. S., Johnston, E. T., Louis, L. V., Lucas, M. P., McKenzie, M. M., Shea, A. G., Tseng, H., Giambelluca, T. W., Leon, L. R., Hawkins, E., and Trauernicht, C. (2017). Global risk of deadly heat. *Nature Climate Change*, 7(7) :501–506. [2](#), [26](#), [76](#), [139](#), [140](#)
- Moron, V., Oueslati, B., Pohl, B., Rome, S., and Janicot, S. (2016a). Trends of mean temperatures and warm extremes in northern tropical Africa (1961-2014) from observed and PPCA-reconstructed time series. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 121(10) :5298–5319. [12](#), [20](#), [43](#), [80](#), [81](#), [97](#), [143](#)
- Moron, V., Oueslati, B., Pohl, B., Rome, S., Janicot, S., and Ullman, A. (2016b). Types de temps au printemps et variabilité des températures en Afrique tropicale. Atelier ACASIS. [100](#), [126](#), [127](#), [130](#), [263](#)
- Mougin, E., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., de Rosnay, P., Timouk, F., Le Dantec, V., Demarez, V., Lavenu, F., Arjounin, M., Lebel, T., Soumaguel, N., Ceschia, E., Mougénot, B., Baup, F., Frappart, F., Frison, P. L., Gardelle, J., Gruhier, C., Jarlan, L., Mangiarotti, S., Sanou, B., Tracol, Y., Guichard, F., Trichon, V., Diarra, L., Soumare, A., Koite, M., Dembele, F., Lloyd, C., Hanan, N. P., Damesin, C., Delon, C., Serca, D., Galy-Lacaux, C., Seghieri, J., Becerra, S., Dia, H., Gangneron, F., and Mazzega, P. (2009). The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali : Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :14–33. [9](#)
- Mueller, B. and Seneviratne, S. I. (2012). Hot days induced by precipitation deficits at the global scale. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(31) :12398–12403. [43](#)
- Nairn, J. R. and Fawcett, R. (2013). *Defining heatwaves : heatwave defined as a heat-impact event servicing all community and business sectors in Australia*. Centre for Australian Weather and Climate Research, cawcr technical report no :060 1835-9884 edition. [23](#), [24](#), [26](#), [29](#), [30](#), [32](#), [64](#), [77](#), [89](#), [140](#)
- Nicholls, N. (2012). Is Australia’s continued warming caused by drought ? *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 62(2) :93–96. [43](#)
- Nicholls, N. and Larsen, S. (2011). Impact of drought on temperature extremes in Melbourne, Australia. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 61(2) :113–116. [43](#)
- Nicholls, N., Lavery, B., Frederiksen, C., Drosowsky, W., and Torok, S. (1996). Recent apparent changes in relationships between the El Niño-Southern Oscillation and Australian rainfall and temperature. *Geophysical Research Letters*, 23(23) :3357–3360. [43](#)
- Nicholls, N. and Murray, W. (1999). Workshop on indices and indicators for climate extremes : Asheville, NC, USA, 3–6 June 1997 Breakout Group B : Precipitation. *Climatic Change*, 42(1) :23–29. [19](#)

- Oueslati, B., Pohl, B., Moron, V., Rome, S., and Janicot, S. (2017). Characterisation of heat waves in the sahel and associated physical mechanisms. *Journal of Climate*, 23, 25, 26, 32, 36, 43, 46, 48, 265
- Ouzeau, G., Soubeyroux, J. M., Schneider, M., Vautard, R., and Planton, S. (2016). Heat waves analysis over France in present and future climate : Application of a new method on the EURO-CORDEX ensemble. *Climate Services*, 4 :1–12. 23, 28, 29, 30, 32, 261
- Parker, D. J., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., Ellis, R. J., Felton, M., Taylor, C. M., Thorncroft, C. D., Bessemoulin, P., and Tompkins, A. M. (2005). The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(611) :2839–2860. 102, 103
- Parker, T. J., Berry, G. J., and Reeder, M. J. (2013). The influence of tropical cyclones on heat waves in Southeastern Australia. *Geophysical Research Letters*, 40(23) :6264–6270. 23, 27, 32
- Parker, T. J., Berry, G. J., and Reeder, M. J. (2014a). The structure and evolution of heat waves in Southeastern Australia. *Journal of Climate*, 27(15) :5768–5785. 23, 27, 32, 40
- Parker, T. J., Berry, G. J., Reeder, M. J., and Nicholls, N. (2014b). Modes of climate variability and heat waves in Victoria, southeastern Australia. *Geophysical Research Letters*, 41(19) :6926–6934. 23, 27, 32, 40, 43
- Pascal, M., Laaidi, K., Ledrans, M., Baffert, E., Caserio-Schönemann, C., Tertre, A. L., Manach, J., Medina, S., Rudant, J., and Empereur-Bissonnet, P. (2006). France’s heat health watch warning system. *International Journal of Biometeorology*, 50(3) :144–153. 27
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., and McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences discussions*, 4(2) :439–473. 5
- Pepler, A. S., Díaz, L. B., Prodhomme, C., Doblas-Reyes, F. J., and Kumar, A. (2015). The ability of a multi-model seasonal forecasting ensemble to forecast the frequency of warm, cold and wet extremes. *Weather and Climate Extremes*, 9 :68–77. 46
- Perkins, S. E. (2011). Biases and model agreement in projections of climate extremes over the Tropical Pacific. *Earth Interactions*, 15(24) :1–36. 20
- Perkins, S. E. (2015). A review on the scientific understanding of heatwaves—Their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. *Atmospheric Research*, 164–165 :242–267. 25, 139
- Perkins, S. E. and Alexander, L. V. (2013). On the measurement of heat waves. *Journal of Climate*, 26(13) :4500–4517. 23, 24, 29, 30, 31, 32, 34, 36, 48, 89, 265
- Perkins, S. E., Alexander, L. V., and Nairn, J. R. (2012). Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. *Geophysical Research Letters*, 39 :L20714. 23, 30, 31, 32, 89

- Perkins, S. E., Argueeso, D., and White, C. J. (2015). Relationships between climate variability, soil moisture, and Australian heatwaves. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 120(16) :8144–8164. [23](#), [29](#), [32](#), [43](#)
- Peterson, T., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., and Plummer, N. (2001). *Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs*. World Meteorological Organization Geneva. [19](#)
- Peterson, T. C., Zhang, X., Brunet-India, M., and Vázquez-Aguirre, J. L. (2008). Changes in North American extremes derived from daily weather data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D7) :D07113. [20](#)
- Pezza, A. B., Rensch, P. v., and Cai, W. (2012). Severe heat waves in Southern Australia : synoptic climatology and large scale connections. *Climate Dynamics*, 38(1-2) :209–224. [23](#), [24](#), [27](#), [30](#), [32](#), [40](#)
- Plavcova, E. and Kysely, J. (2016). Overly persistent circulation in climate models contributes to overestimated frequency and duration of heat waves and cold spells. *Climate Dynamics*, 46(9-10) :2805–2820. [23](#), [31](#)
- Poan, D. E., Roehrig, R., Couvreur, F., and Lafore, J.-P. (2013). West African monsoon intraseasonal variability : A precipitable water perspective. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(4) :1035–1052. [65](#)
- Qian, W., Wu, K., and Leung, J. C.-H. (2016). Three-dimensional structure and long-term trend of heat wave events in western Eurasia revealed with an anomaly-based approach. *International Journal of Climatology*, 36(13) :4315–4326. [23](#), [30](#), [31](#)
- Quesada, B., Vautard, R., Yiou, P., Hirschi, M., and Seneviratne, S. I. (2012). Asymmetric European summer heat predictability from wet and dry southern Winters and Springs. *Nature Climate Change*, 2(10) :736–741. [43](#), [46](#)
- Ramage, C. S. (1971). *Monsoon meteorology*. Academic Press, New York ; London. [7](#)
- Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C. R., Boubkraoui, S., Metayer, F., Descroix, L., and Wawrzyniak, V. (2009). Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel-1. Energy and water. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :204–216. [15](#), [122](#)
- Rienecker, M. M., Suarez, M. J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M. G., Schubert, S. D., Takacs, L., Kim, G.-K., Bloom, S., Chen, J., Collins, D., Conaty, A., da Silva, A., Gu, W., Joiner, J., Koster, R. D., Lucchesi, R., Molod, A., Owens, T., Pawson, S., Pegion, P., Redder, C. R., Reichle, R., Robertson, F. R., Ruddick, A. G., Sienkiewicz, M., and Woollen, J. (2011). MERRA : NASA’s Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *Journal of Climate*, 24(14) :3624–3648. [54](#)
- Robine, J.-M., Cheung, S. L. K., Le Roy, S., Van Oyen, H., Griffiths, C., Michel, J.-P., and Herrmann, F. R. (2008). Death toll exceeded 70,000 in Europe during the Summer of 2003. *Comptes Rendus Biologies*, 331(2) :171–178. [1](#)
- Robinson, P. J. (2001). On the definition of a heat wave. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4) :762–775. [23](#), [26](#), [29](#), [30](#), [32](#)

- Rodriguez-Fonseca, B., Mohino, E., Mechoso, C. R., Caminade, C., Biasutti, M., Gaetani, M., Garcia-Serrano, J., Vizzy, E. K., Cook, K., Xue, Y., Polo, I., Losada, T., Druyan, L., Fontaine, B., Bader, J., Doblas-Reyes, F. J., Goddard, L., Janicot, S., Arribas, A., Lau, W., Colman, A., Vellinga, M., Rowell, D. P., Kucharski, F., and Volz, A. (2015). Variability and predictability of West African droughts : A review on the role of sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 28(10) :4034–4060. [46](#)
- Roehrig, R. (2010). *Variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine : Caractérisation et modélisation*. Université Paris-Est. [58](#)
- Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., and Redelsperger, J.-L. (2013). 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. [10](#), [56](#), [57](#), [133](#)
- Roehrig, R., Chauvin, F., and Lafore, J.-P. (2011). 10-25-day intraseasonal variability of convection over the Sahel : A role of the Saharan heat low and midlatitudes. *Journal of Climate*, 24(22) :5863–5878. [65](#)
- Rohde, R., Muller, R., Jacobsen, R., Perlmutter, S., Rosenfeld, A., Wurtele, J., Curry, J., Wickhams, C., and Mosher, S. (2013). Berkeley Earth Temperature Averaging Process. *Geoinformatics and Geostatistics : An Overview*, 13 :20–100. [52](#), [86](#)
- Rohde, R., Muller, R. A., Jacobsen, R., Muller, E., Perlmutter, S., Rosenfeld, A., Wurtele, J., Groom, D., and Wickham, C. (2014). A new estimate of the average earth surface land temperature spanning 1753 to 2011. *Geoinformatics & Geostatistics : An Overview*, 2013. [52](#)
- Rothfus, L. P. (1990). *The heat index “equation” (or, more than you ever wanted to know about heat index)*. NOAA/ National Weather Service, national weather service (nws) technical attachment (sr 90-23) edition. [26](#), [29](#)
- Russo, S., Marchese, A. F., Sillmann, J., and Imme, G. (2016). When will unusual heat waves become normal in a warming Africa? *Environmental Research Letters*, 11(5) :054016. [23](#), [25](#), [30](#), [31](#), [36](#), [37](#), [38](#), [43](#), [48](#), [265](#)
- Russo, S., Sillmann, J., and Fischer, E. M. (2015). Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades. *Environmental Research Letters*, 10(12) :124003. [25](#), [30](#), [31](#), [36](#), [37](#)
- Rusticucci, M., Kysely, J., Almeida, G., and Lhotka, O. (2016). Long-term variability of heat waves in Argentina and recurrence probability of the severe 2008 heat wave in Buenos Aires. *Theoretical and Applied Climatology*, 124(3-4) :679–689. [27](#), [31](#), [32](#)
- Schoetter, R., Cattiaux, J., and Douville, H. (2015). Changes of western European heat wave characteristics projected by the CMIP5 ensemble. *Climate Dynamics*, 45(5/6) :1601–1616. [1](#), [21](#), [23](#), [24](#), [30](#), [31](#), [33](#), [34](#), [37](#), [47](#), [70](#), [89](#), [141](#), [261](#)
- Schwendike, J., Kalthoff, N., and Kohler, M. (2010). The impact of mesoscale convective systems on the surface and boundary-layer structure in West Africa : Case-studies from the AMMA campaign 2006. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(648) :566–582. [75](#)

- Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M. A., and Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European Summer heatwaves. *Nature*, 427(6972) :332–336. [43](#)
- Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., and Schär, C. (2006). Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108) :205–209. [43](#)
- Sherwood, S. C. and Huber, M. (2010). An adaptability limit to climate change due to heat stress. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107(21) :9552–9555. [1](#), [26](#), [76](#)
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zhang, X., Zwiers, F. W., and Bronaugh, D. (2013a). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 1. Model evaluation in the present climate. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(4) :1716–1733. [20](#)
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., and Bronaugh, D. (2013b). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 2. Future climate projections. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(6) :2473–2493. [20](#)
- Sivakumar, M. (1992). Empirical-analysis of dry spells for agricultural applications in West Africa. *Journal of Climate*, 5(5) :532–539. [75](#)
- Slingo, A., White, H. E., Bharmal, N. A., and Robinson, G. J. (2009). Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger : 2. Radiative fluxes and divergences. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114 :D00E04. [15](#), [64](#), [75](#), [136](#), [140](#)
- Smith, T. T., Zaitchik, B. F., and Gohlke, J. M. (2013). Heat waves in the United States : definitions, patterns and trends. *Climatic Change*, 118(3-4) :811–825. [30](#)
- Steadman, R. G. (1979). The assessment of sultriness. Part I : A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *Journal of Applied Meteorology*. [25](#), [26](#), [141](#)
- Stefanon, M., D’Andrea, F., and Drobinski, P. (2012). Heatwave classification over Europe and the Mediterranean region. *Environmental Research Letters*, 7(1) :014023. [23](#), [24](#), [30](#), [31](#), [40](#), [41](#), [43](#), [261](#)
- Stephens, G. L., Wild, M., Stackhouse, P. W., L’Ecuyer, T., Kato, S., and Henderson, D. S. (2012). The global character of the flux of downward longwave radiation. *Journal of Climate*, 25(7) :2329–2340. [15](#), [136](#)
- Sultan, B., Janicot, S., and Diedhiou, A. (2003). The West African monsoon dynamics. Part I : Documentation of intraseasonal variability. *Journal of Climate*, 16(21) :3389–3406. [7](#)
- Tan, J., Zheng, Y., Song, G., Kalkstein, L. S., Kalkstein, A. J., and Tang, X. (2007). Heat wave impacts on mortality in Shanghai, 1998 and 2003. *International Journal of Biometeorology*, 51(3) :193–200. [23](#), [29](#), [31](#)
- Taylor, C. M., Belušić, D., Guichard, F., Parker, D. J., Vischel, T., Bock, O., Harris, P. P., Janicot, S., Klein, C., and Panthou, G. (2017). Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature*, 544(7651) :475–478. [11](#)

- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2011). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) :485–498. [33](#), [35](#), [47](#), [56](#), [131](#)
- Timouk, F., Kergoat, L., Mougou, E., Lloyd, C. R., Ceschia, E., Cohard, J.-M., de Rosnay, P., Hiernaux, P., Demarez, V., and Taylor, C. M. (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :178–189. [15](#)
- Tomczyk, A. M. and Bednorz, E. (2016). Heat waves in Central Europe and their circulation conditions. *International Journal of Climatology*, 36(2) :770–782. [23](#), [30](#), [31](#)
- Tompkins, A. M. and Feudale, L. (2010). Seasonal ensemble predictions of West African monsoon precipitation in the ECMWF System 3 with a focus on the AMMA special observing period in 2006. *Weather and Forecasting*, 25(2) :768–788. [46](#)
- United Nations Department of Economic and Social Affairs/Population Division (2017). *World Population Prospects : The 2017 Revision, Key Findings and Advance Tables. Working Paper No. ESA/P/WP/248*. United Nations, New York. [6](#)
- Vaidyanathan, A., Kegler, S. R., Saha, S. S., and Mulholland, J. A. (2016). A statistical framework to evaluate extreme weather definitions from a health perspective : A demonstration based on extreme heat events. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(10) :1817–1830. [1](#), [91](#)
- Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., Fernández, J., García-Díez, M., Goergen, K., Güttler, I., Halenka, T., Karacostas, T., Katragkou, E., Keuler, K., Kotlarski, S., Mayer, S., Meijgaard, E. v., Nikulin, G., Patarčić, M., Scinocca, J., Sobolowski, S., Suklitsch, M., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., Wulfmeyer, V., and Yiou, P. (2013). The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics*, 41(9-10) :2555–2575. [23](#), [31](#), [40](#), [43](#)
- Vautard, R., Yiou, P., D’Andrea, F., de Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., Polcher, J., Ciais, P., Kageyama, M., and Fan, Y. (2007). Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, 34(7) :L07711. [43](#), [44](#)
- Velluet, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Braud, I., Issoufou, H. B. A., Boulain, N., Ramier, D., Mainassara, I., Charvet, G., and Boucher, M. (2014). Building a field- and model-based climatology of surface energy and water cycles for dominant land cover types in the cultivated Sahel. Annual budgets and seasonality. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18 :5001–5024. [122](#)
- Vincent, L. A., Aguilar, E., Saindou, M., Hassane, A. F., Jumaux, G., Roy, D., Booneedy, P., Virasami, R., Randriamarolaza, L. Y. A., Faniriantsoa, F. R., Amelie, V., Seeward, H., and Montfraix, B. (2011). Observed trends in indices of daily and extreme temperature and precipitation for the countries of the western Indian Ocean, 1961–2008. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D10) :D10108. [20](#)

- White, C. J., Carlsen, H., Robertson, A. W., Klein, R. J. T., Lazo, J. K., Kumar, A., Vitart, F., de Perez, E. C., Ray, A. J., Murray, V., Bharwani, S., MacLeod, D., James, R., Fleming, L., Morse, A. P., Eggen, B., Graham, R., Kjellstrom, E., Becker, E., Pegion, K. V., Holbrook, N. J., McEvoy, D., Depledge, M., Perkins-Kirkpatrick, S., Brown, T. J., Street, R., Jones, L., Remenyi, T. A., Hodgson-Johnston, I., Buontempo, C., Lamb, R., Meinke, H., Arheimer, B., and Zebiak, S. E. (2017). Potential applications of subseasonal-to-seasonal (S2s) predictions. *Meteorological Applications*, 24(3) :315–325. [46](#)
- Willett, K. M. and Sherwood, S. (2012). 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. [26](#)
- Xia, J., Tu, K., Yan, Z., and Qi, Y. (2016). The super-heat wave in eastern China during July-August 2013 : a perspective of climate change. *International Journal of Climatology*, 36(3) :1291–1298. [23](#), [31](#)
- You, Q., Kang, S., Aguilar, E., Pepin, N., Flügel, W.-A., Yan, Y., Xu, Y., Zhang, Y., and Huang, J. (2011). Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961–2003. *Climate Dynamics*, 36(11-12) :2399–2417. [20](#)
- Zampieri, M., D’Andrea, F., Vautard, R., Ciais, P., de Noblet-Ducoudré, N., and Yiou, P. (2009). Hot European Summers and the role of soil moisture in the propagation of Mediterranean drought. *Journal of Climate*, 22(18) :4747–4758. [43](#)
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., Trewin, B., and Zwiers, F. W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews-Climate Change*, 2(6) :851–870. [20](#)

Annexe A

Comparaisons des distributions de température

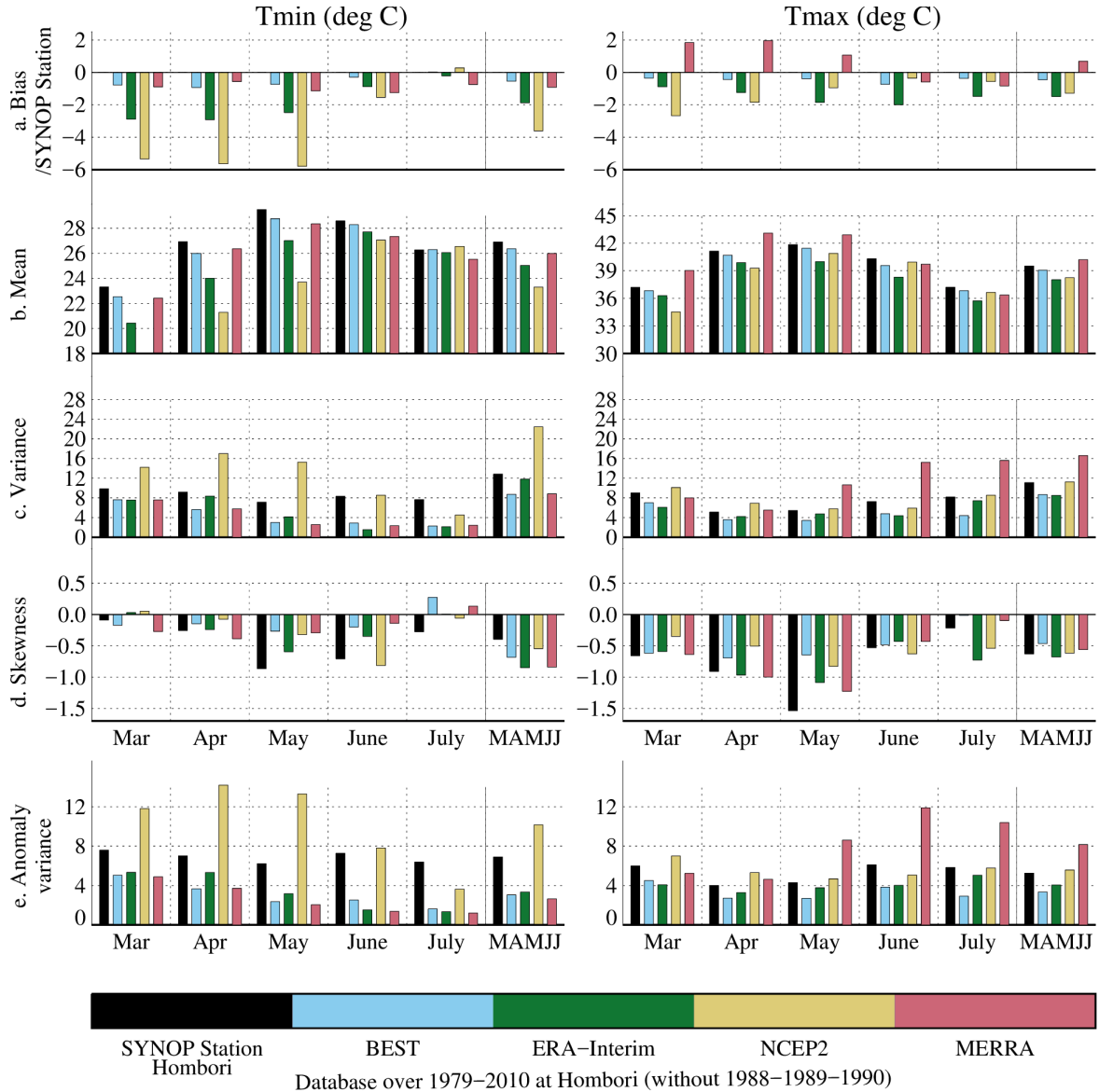


Figure A.1 – Moments statistiques des distributions de T_{min} (gauche) et des T_{max} (droite) sur 1979-2010 par mois et sur la période MAMJJ entière de la station SYNOP de Hombori et du point de grille le plus proche de Hombori pour le produit grillé issu d'observations BEST et pour les réanalyses ERA-Interim, NCEP2 et MERRA. Les tendances climatiques sont retirées avant de calculer les moments. Les variances des anomalies de température filtrées par un passe-haut à 90 jours sont également tracées (e). Les années 1988, 1989 et 1990 ont été enlevées pour cause d'incohérence dans les T_{min} de la station SYNOP de Hombori. Source : Figure A1 de [Barbier et al. \[2018\]](#)

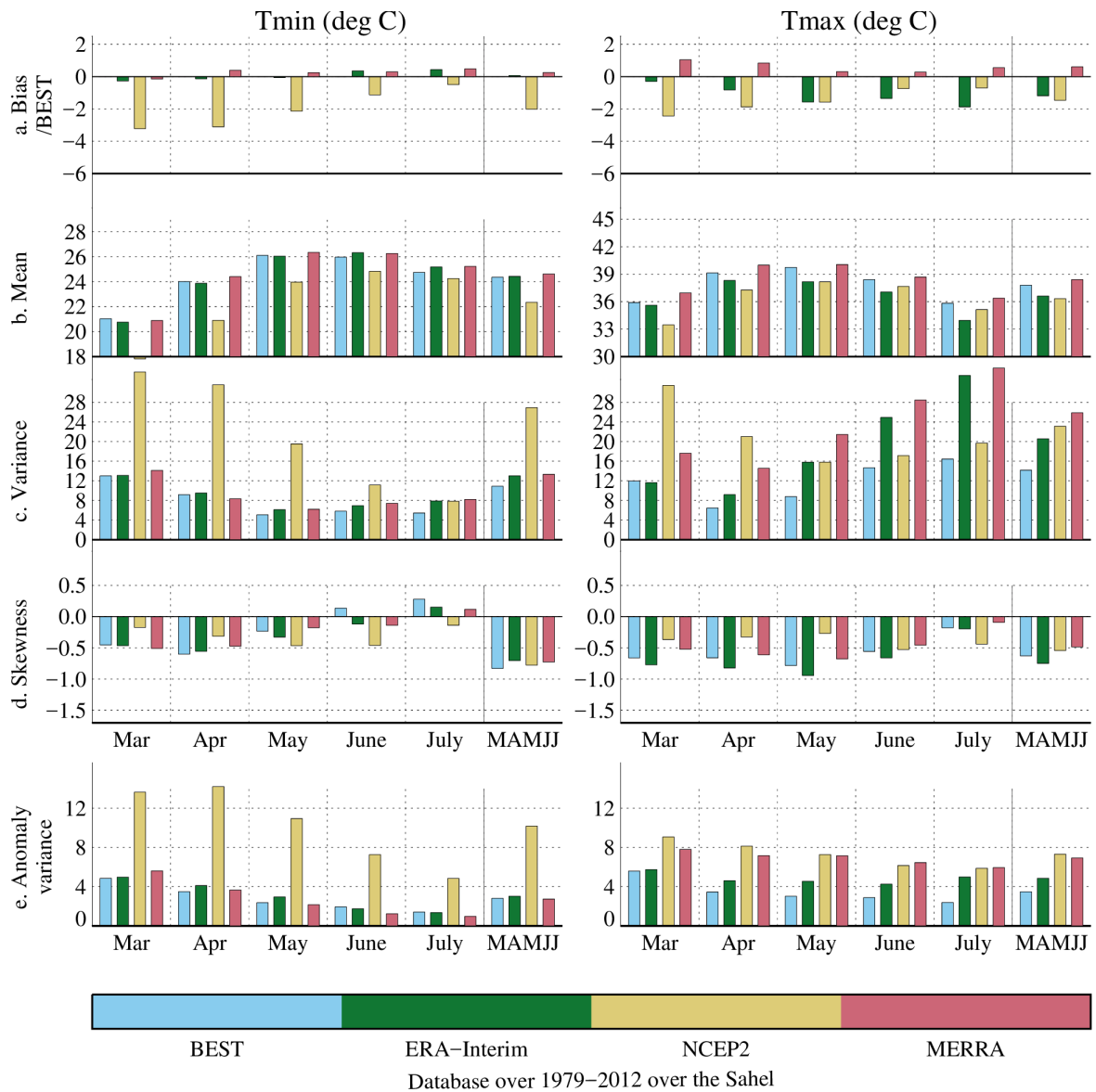


Figure A.2 – Idem que la Figure A.1 mais pour BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA sur le domaine sahélien sur 1979-2012. Les tendances climatiques sont retirées avant de calculer les moments. Source : Figure A2 de [Barbier et al. \[2018\]](#)

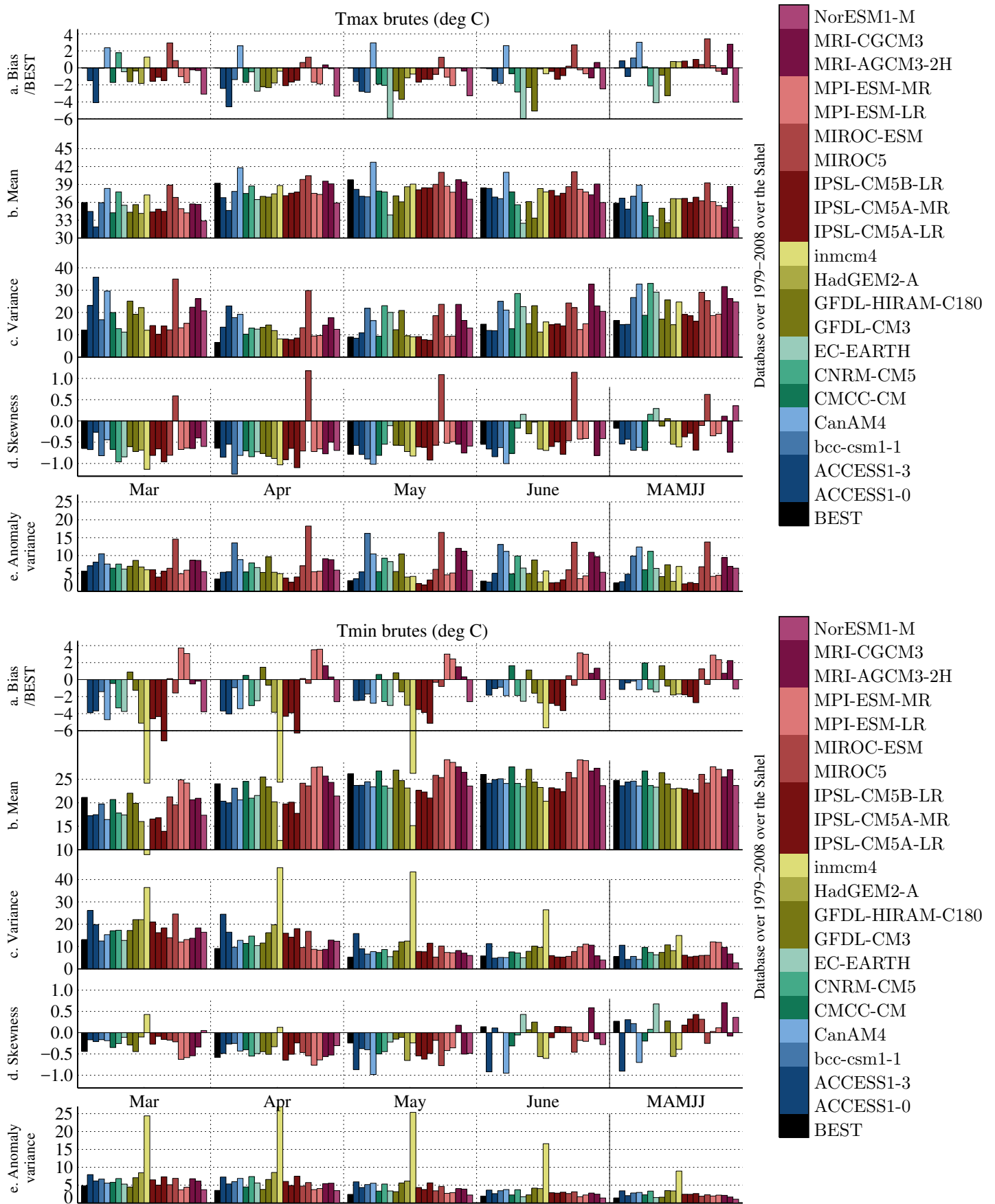


Figure A.3 – Idem que la Figure A.1 mais pour BEST et les 21 modèles AMIP du CMIP5 sur le domaine sahélien sur 1979-2008 avec Tmax (haut) et Tmin (bas)

Annexe B

Enquête personnelle : « c'est quoi, une vague de chaleur ? »

C'est quoi, une vague de chaleur ?

- « c'est quand il fait chaud » ;
- « c'est quand il fait chaud et humide en même temps » ;
- « c'est quand il fait chaud par rapport aux jours d'avant » ;
- « c'est quand il est impossible de dormir le soir » ;
- « c'est quand tout mouvement devient insupportable » ;
- « c'est pendant l'été » ;
- « ça doit durer quelques jours » ;
- « c'est éphémère, ça ne peut pas être trop long » ;
- « ça doit être assez grand, au moins un département français » ;
- « c'est un pic relatif de température qui traverse une zone géographique. Relatif car ce ne sera pas le même à Toulouse et à Saint-Malo » ;
- « c'est une masse d'air chaud qui déferle sur une région » ;
- « c'est les étés trop chauds où on étouffe dans un mini studio sous les toits de Paris, aux transports en commun bondés de gens moites, ou aux joints des rails du tram qui fondent à cause de la chaleur (survenu il y a quelques années à Strasbourg) » ;
- « c'est relié au changement climatique, on en entend de plus en plus parler » ;
- « on n'en a pas l'habitude, la vague nous surprend » ;
- « c'est difficilement prévisible » ;
- « c'est quand les personnes âgées et les enfants sont en danger » ;
- « on ne sait pas quand ça va s'arrêter » ;
- « c'est quand il y a plein de moustiques » ;
- « c'est quand on se sent oppressé comme dans un four » ;
- « c'est quand on répète partout qu'il faut bien s'hydrater » ;
- « c'est quand j'ai envie d'une bière » ;
- « c'est un bon prétexte pour manger de la glace » ;
- « c'est quand, dans mon bureau, mon cerveau ne travaille plus qu'à 1% de ses capacités pour cause de surchauffe ! »

Annexe C

Cartes de synthèse des situations météorologiques

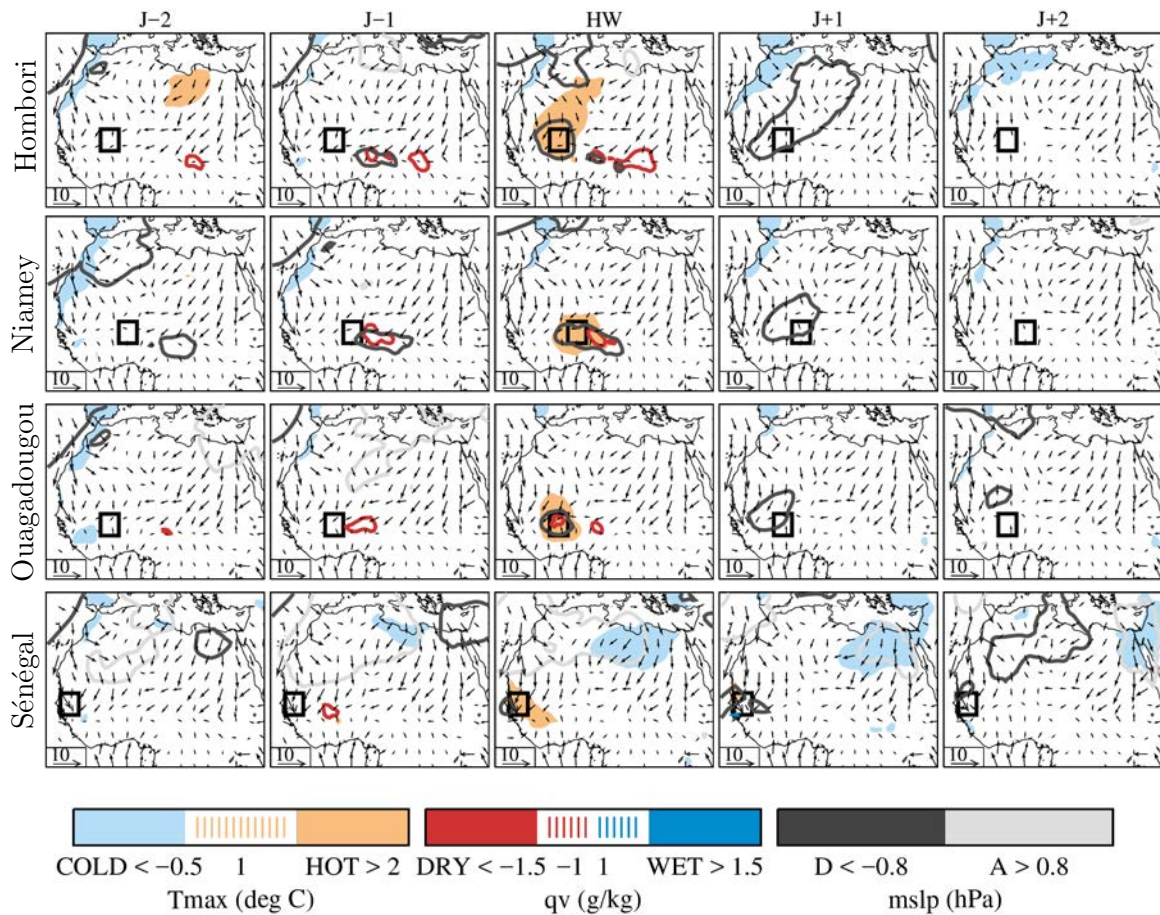


Figure C.1 – Cartes de synthèse des situations météorologiques pendant les HWmax des boîtes 5x5 centrées sur Hombori, Niamey, Ouagadougou et sur le Sénégal, avec les intensités de température (anomalies de Tmax pour HWmax et anomalies de Tmin pour HWmin), les anomalies d’humidité spécifique (qv) et de pression au niveau de la mer (mslp) et les données brutes du vent à 10m. Chaque boîte est représentée par un carré noir. J-2 = deuxième jour avant les vagues de chaleur, J-1 = un jour avant, HW = jours en vague de chaleur, J+1 = un jour après, J+2 = deuxième jour après

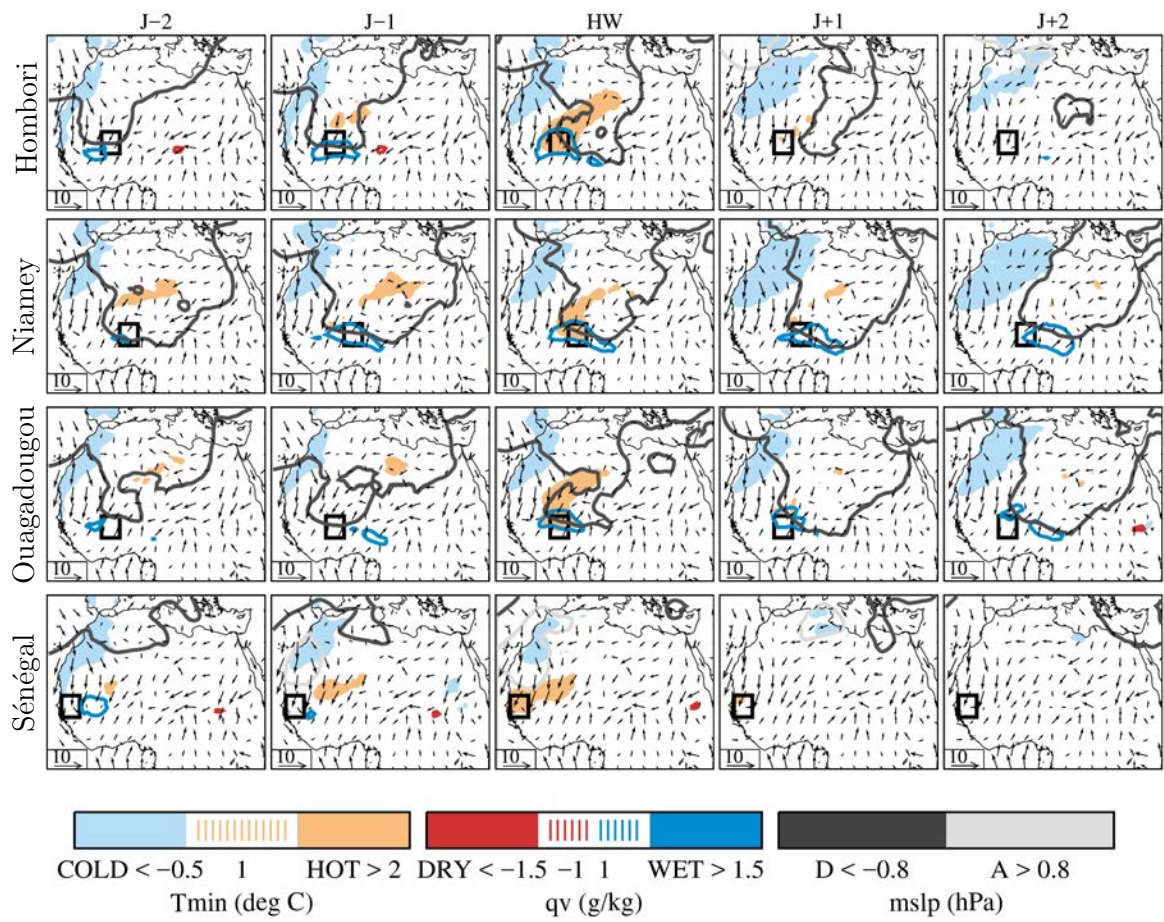


Figure C.2 – Idem que la Figure C.1 mais pour les HWmin

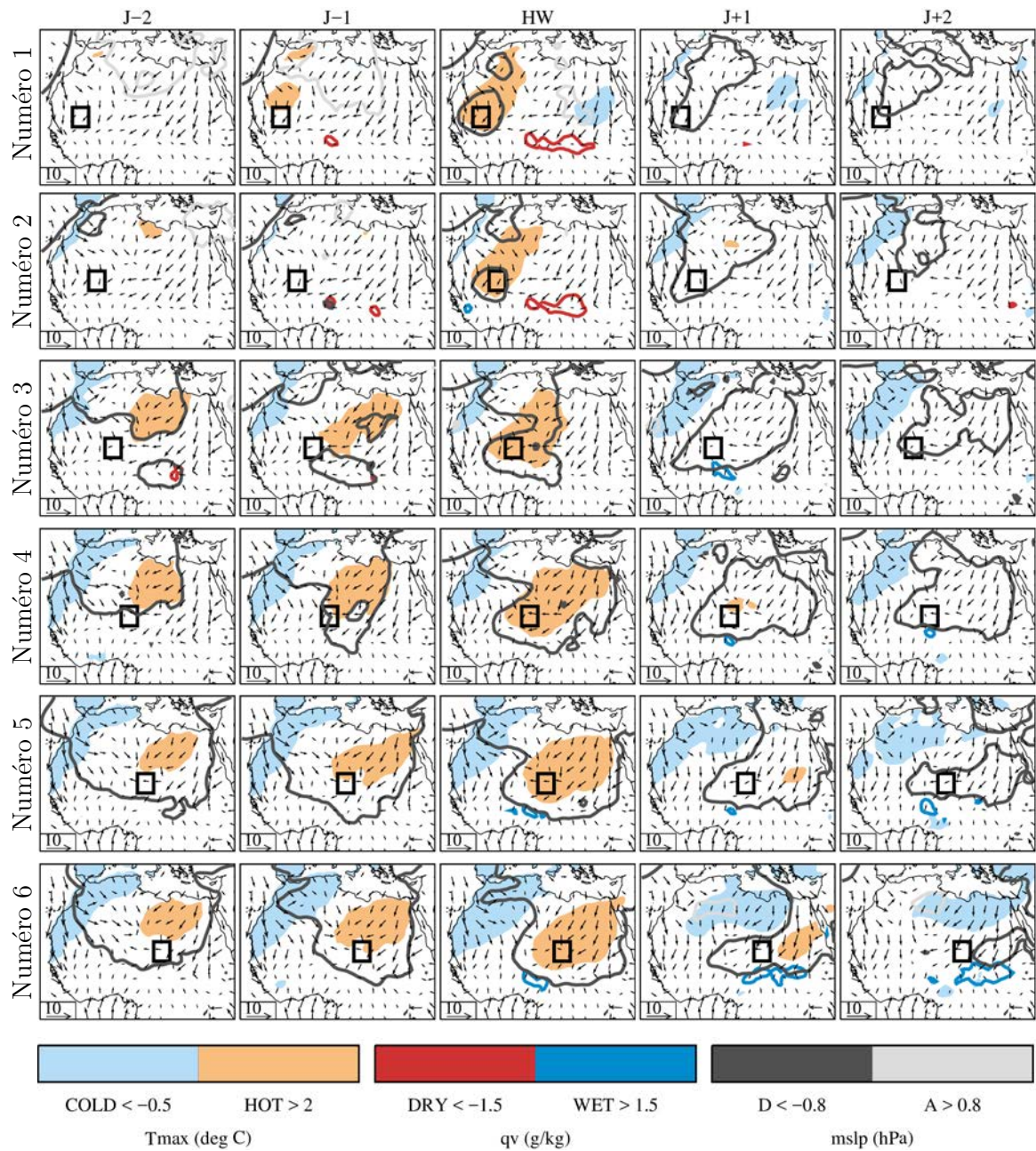


Figure C.3 – Idem que la Figure C.1 pour les HWmax des six boîtes numérotées au nord du domaine sahélien (1-6). Chaque boîte est représentée par un carré noir (cf. Figure 6.4 pour la répartition des boîtes)

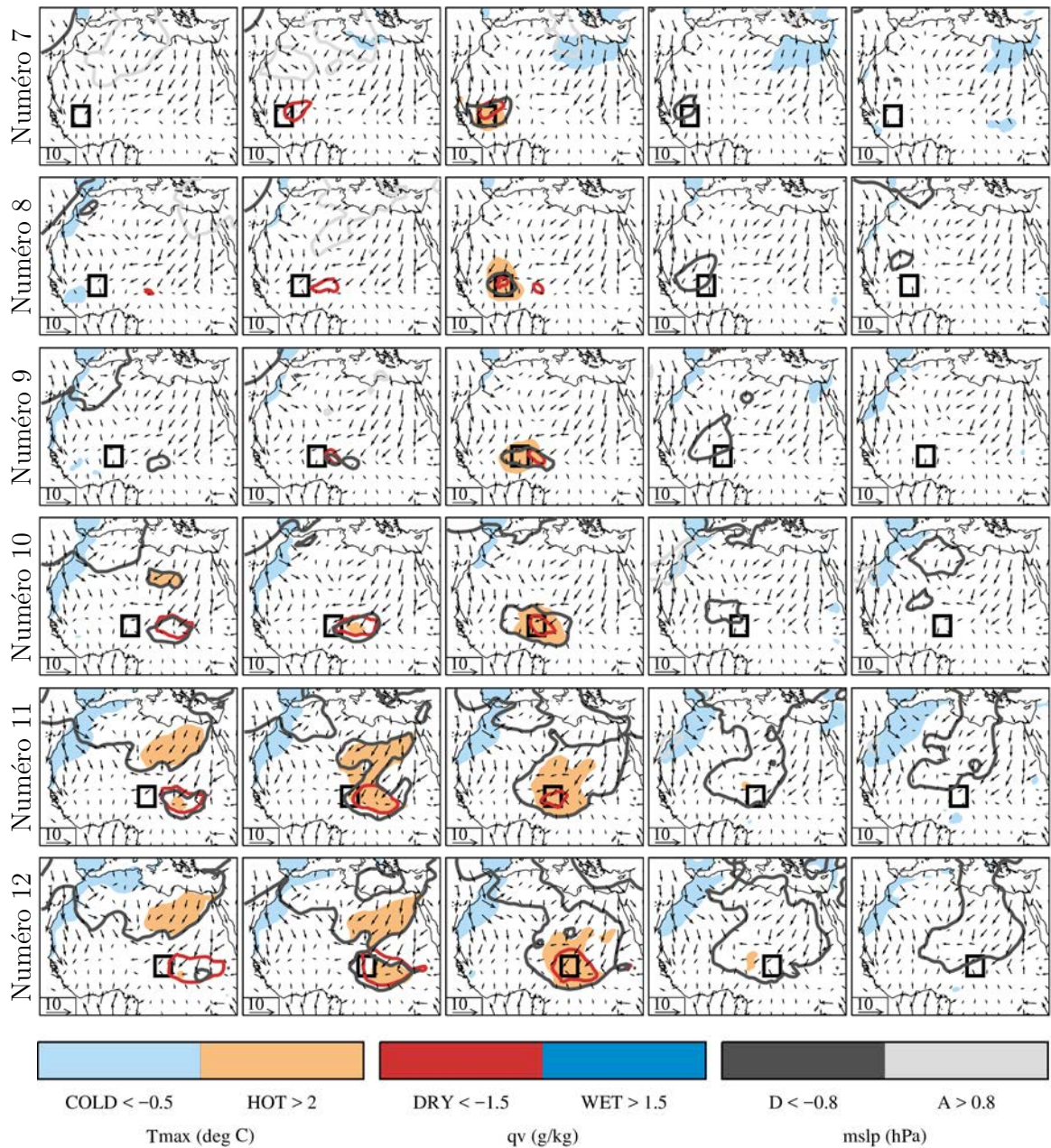


Figure C.4 – Idem que la Figure C.1 pour les HWmax des six boîtes numérotées au sud du domaine sahélien (7-12). Chaque boîte est représentée par un carré noir (cf. Figure 6.4 pour la répartition des boîtes)

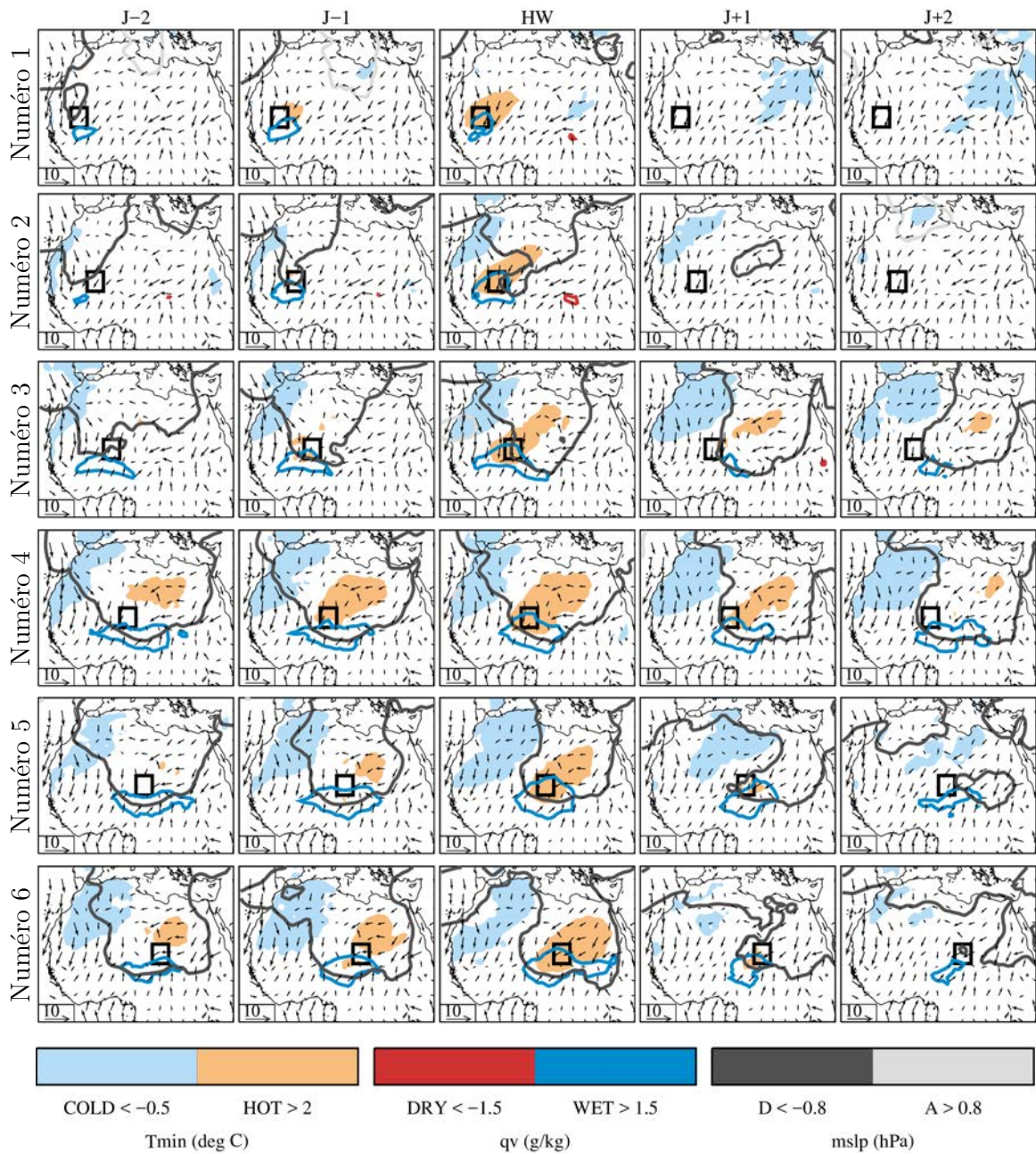


Figure C.5 – Idem que la Figure C.1 pour les HWmin des six boîtes numérotées au nord du domaine sahélien (1-6). Chaque boîte est représentée par un carré noir (cf. Figure 6.4 pour la répartition des boîtes)

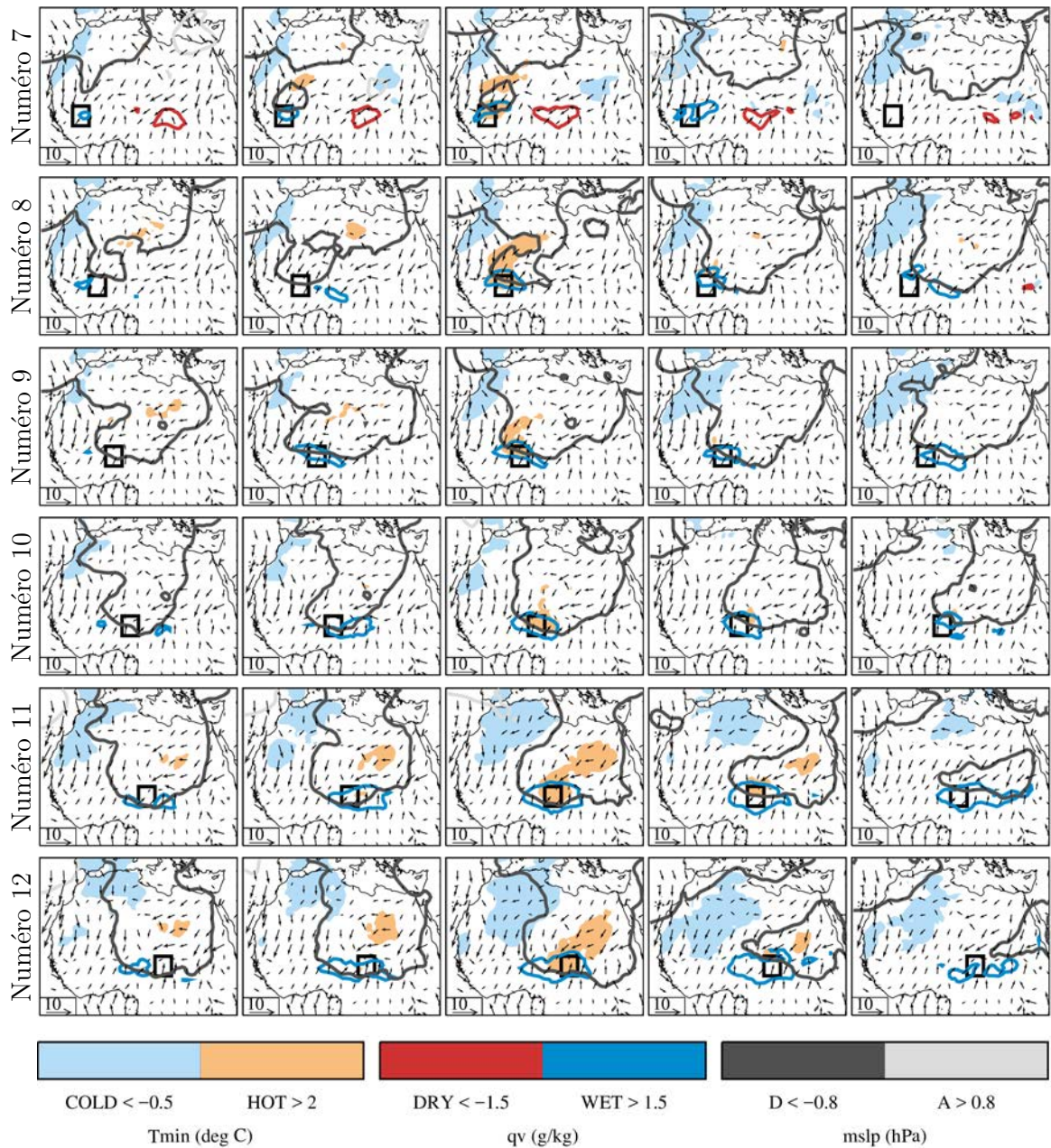


Figure C.6 – Idem que la Figure C.1 pour les HWmin des six boîtes numérotées au sud du domaine sahélien (7-12). Chaque boîte est représentée par un carré noir (cf. Figure 6.4 pour la répartition des boîtes)

Annexe D

Guichard et al. 2015

Guichard, F., Kergoat, L., Hourdin, F., Léauthaud, C., Barbier, J., Mougin, E., and Diarra, B. (2015). Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel in "Evolutions récentes et futures du climat en Afrique de l'Ouest : Evidences, incertitudes et perceptions". In *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest*, pages 23–42. IRD

Texte initialement publié sous le titre «Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel » (chapitre 1), in Sultan B., Lalou R. et al., *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest*, IRD Editions, 2015.

Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel

*Françoise GUICHARD, Laurent KERGOAT,
Frédéric HOURDIN, Crystèle LÉAUTHAUD,
Jessica BARBIER, Éric MOUGIN,
Birama DIARRA*

Introduction

Depuis une trentaine d'années, le réchauffement climatique fait l'objet de travaux de plus en plus nombreux. Cependant, en Afrique de l'Ouest, les études existantes se sont principalement intéressées aux évolutions des précipitations, très peu à celles des températures. Le réchauffement climatique observé au cours des soixante dernières années se décline de manière contrastée suivant les régions du globe. Il est plus marqué sur les zones continentales, et plus important la nuit que le jour (IPCC, 2013). Jusqu'à présent, l'attention s'est surtout portée sur les zones boréales et tempérées, délaissant quelque peu les zones tropicales et semi-arides. En ce qui concerne l'Afrique de l'Ouest, les quelques travaux, pour la plupart récents, qui abordent cette question ne se basent pas directement sur les observations, mais sur des produits satellitaires, des jeux de données spatialisées, c'est-à-dire interpolées sur une grille régulière, et des ré-analyses météorologiques (COLLINS, 2011 ; FONTAINE *et al.*, 2013).

Or, les produits satellitaires ne renseignent pas directement sur l'évolution de la température près de la surface, qui est celle qui nous intéresse ici, mais sur celle de toute une couche atmosphérique. Le lien entre ces deux températures est loin d'être trivial. De plus, l'archive satellitaire ne permet de renseigner cette question qu'à partir de 1980, ce qui est court au regard des échelles de fluctuations climatiques : une moyenne climatique est typiquement réalisée sur 30 ans. De même, les ré-analyses météorologiques correspondent à des résultats de modèles physiques contraints par des observations ; la qualité des résultats fournis est donc fortement dépendante du

nombre et de la qualité des observations utilisées. C'est une question particulièrement cruciale en Afrique de l'Ouest, car les données collectées au cours des dernières décennies y sont peu nombreuses. Il s'y ajoute les imperfections de ces modèles, qui peinent à simuler correctement les températures près de la surface, notamment la nuit (SANDU *et al.*, 2013). Les rares comparaisons de température à la surface fournies par les ré-analyses météorologiques montrent d'ailleurs qu'il existe des différences notables d'une ré-analyse à l'autre, en particulier sur le Sahel et le Sahara (ROEHRIG *et al.*, 2013).

Via l'utilisation de plusieurs jeux de données, nous présentons ici comment ce réchauffement multi-décennal affecte considérablement l'Afrique de l'Ouest, et comment en particulier les températures les plus élevées, susceptibles d'avoir le plus fort impact environnemental, ont évolué. Pour ce faire, nous analysons comment ces tendances se superposent au cycle annuel et aussi, comment elles se manifestent sur les températures minimales et maximales. Nous présentons aussi brièvement les évolutions et tendances fournies par les ré-analyses météorologiques et les modèles de climat.

Un réchauffement multi-décennal fort et contrasté suivant les saisons

Notre analyse se base sur des jeux de données, incluant des observations locales disponibles au pas de temps journalier et des données spatialisées disponibles au pas de temps mensuel. Nous utilisons en particulier, pour illustrer notre propos, les résultats fournis par les données locales de la station météorologique d'Hombori au Mali (données dites « SYNOP » dans le vocabulaire météorologique, fournies par la Direction nationale de la météorologie du Mali).

La figure 1a illustre avec ces données la tendance observée sur les soixante dernières années, mois par mois au Sahel (elle est proche des tendances estimées avec les autres types de données disponibles sur cette région, comme on le verra par la suite). Cette figure montre effectivement une augmentation forte des températures, mais surtout elle indique que le réchauffement observé n'est pas homogène sur toute l'année, il est particulièrement important au printemps et en automne, supérieur à 1 °C de mars à octobre (contre environ 0,5 °C en moyenne globale).

La figure 1b montre avec les données spatialisées du CRU (CRU TS3.10 ; MITCHELL et JONES, 2005 ; HARRIS *et al.*, 2013) que ce réchauffement concerne toute la bande sahélienne. Il est plus modéré lorsqu'on se rapproche de l'équateur et plus fort au Sahara et sur le Sahel ouest.

Dans la suite ce chapitre, nous analysons plus en détail cette tendance, en particulier sa structure annuelle complexe qui émerge d'un cycle annuel de la température lui-même bimodal, caractéristique des régions continentales tropicales.

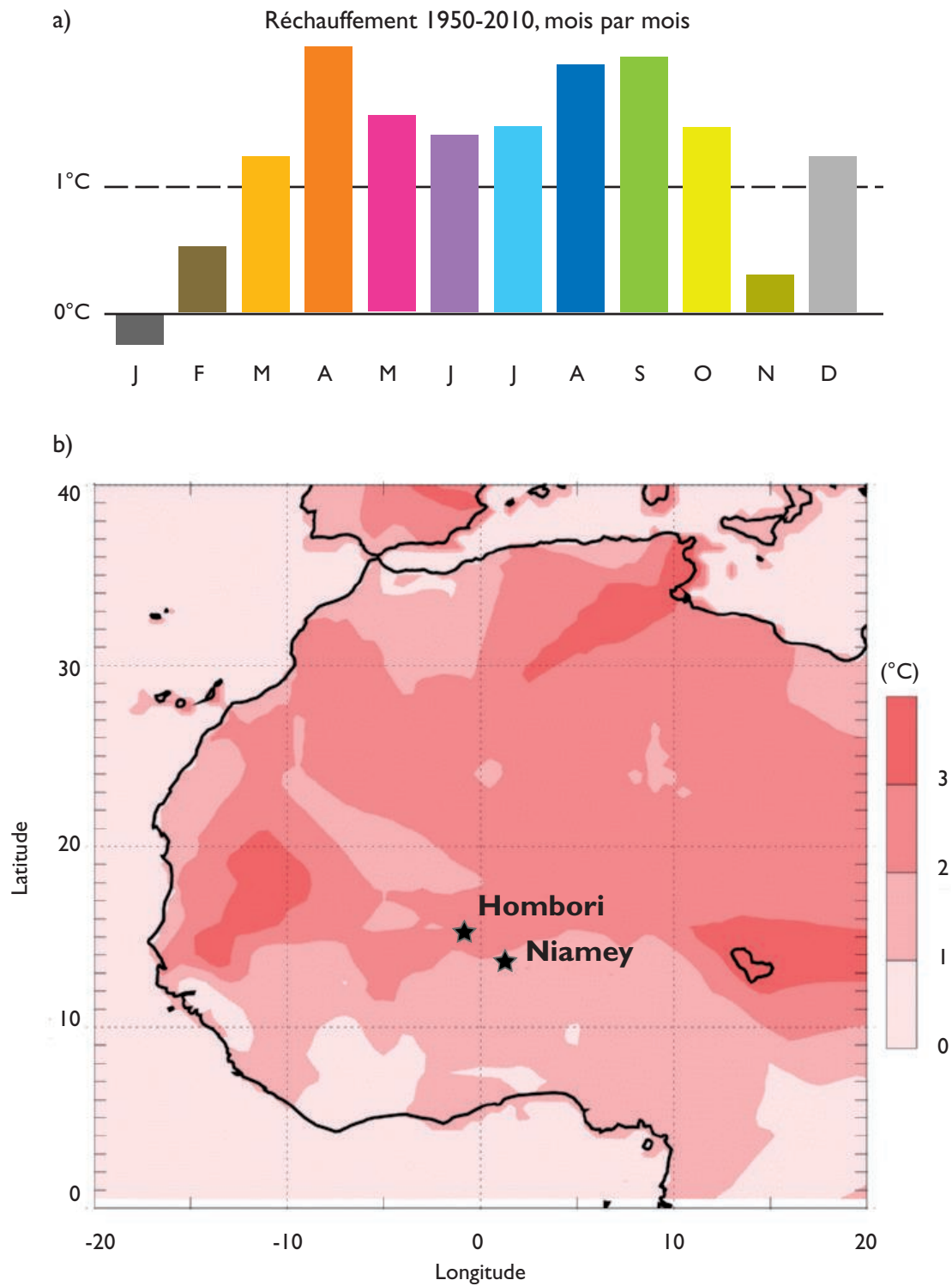


Figure 1.
Réchauffement multi-décennal au Sahel, structure annuelle et spatiale :
(a) augmentation de la température mensuelle de 1950 à 2010, calculée avec les données de la station météorologique d'Hombori au Sahel, en utilisant une régression linéaire ;
(b) augmentation maximum de la température mensuelle de 1950 à 2010 en utilisant les données CRU (on considère ici le mois pour lequel la tendance est maximale).

Le climat sahélien : température, humidité et pluies de mousson

Le climat sahélien, tropical semi-aride, est très chaud. La figure 2 en montre un exemple, avec les données de la station météo automatique d'Agoufou (MOUGIN *et al.*, 2009), en plein cœur du Sahel, située à quelques dizaines de kilomètres de la station SYNOP d'Hombori. Les données de plusieurs années sont superposées et lissées pour présenter le cycle annuel de la température et de l'humidité spécifique de l'air à la surface, et des précipitations.

En moyenne sur 10 jours, la température oscille entre 20 °C en hiver et 35 °C au printemps. Cette période chaude du printemps est particulièrement marquée et longue, avec des températures qui évoluent relativement peu au cours du mois de mai. Ce maximum se situe un peu après le premier maximum de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère (fig. 2), et coïncide avec les premières incursions du flux de mousson, tracées ici par les fluctuations de l'humidité spécifique, qui précèdent l'arrivée des pluies de plusieurs semaines. Le sol est alors sec et chaud. La température de l'air

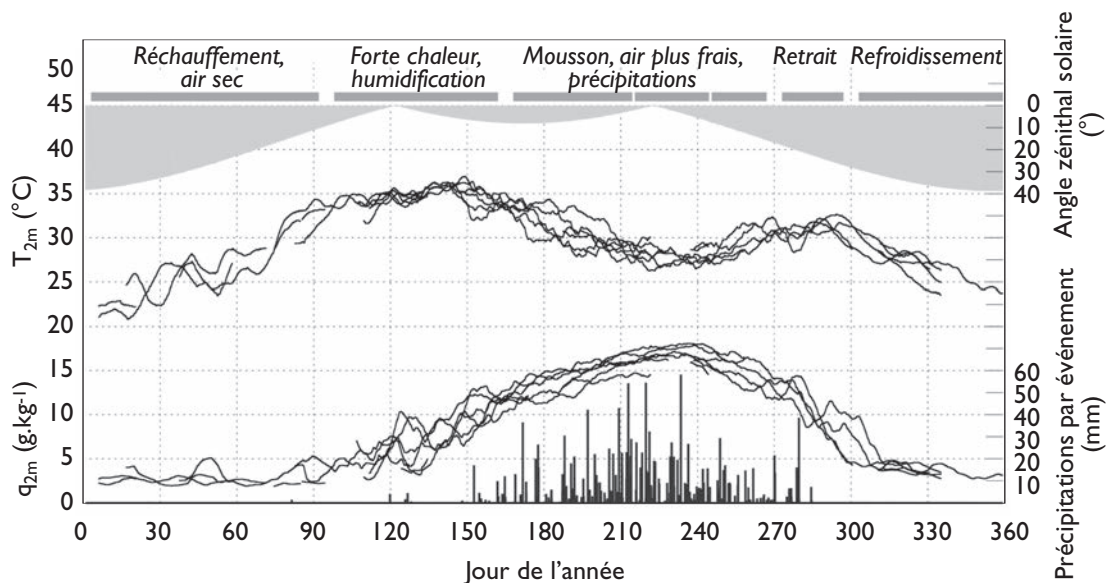


Figure 2.

Cycle annuel de la température (courbes du haut) et de l'humidité spécifique (courbe du milieu) à 2 m au-dessus de la surface mesurée par la station météorologique installée à Agoufou (données du service d'observations Amma-Catch). Les observations de plusieurs années sont superposées et présentées en moyenne glissante sur 10 jours. Chacune des barres noires (en bas du graphe) correspond à la pluie cumulée au cours d'un événement de pluie (de 2002 à 2007). Leur ensemble permet de délimiter la période de la saison des pluies (de juin à septembre). La succession des saisons est indiquée par les segments gris foncé en haut du graphe ; les plages plus claires en dessous montrent les variations de l'angle zénithal solaire ; ce dernier explique la majeure partie des fluctuations de l'insolation au sommet de l'atmosphère à cette latitude (15,3° N).

diminue ensuite progressivement tout au long de la saison des pluies, de juin à août, pour atteindre un minimum en août, autour du second maximum de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère. Cette chute de la température pendant la mousson fait notamment intervenir un fort refroidissement de la surface causé par les précipitations et leur évaporation. La température remonte à nouveau lors du retrait du flux de mousson après l'arrêt des pluies pour atteindre son second maximum annuel, moins marqué, typiquement en octobre plusieurs semaines après le second maximum de l'ensoleillement au sommet de l'atmosphère. Elle commence à redescendre en novembre seulement, suivant en cela la baisse de l'ensoleillement.

Ce cycle annuel de la température au Sahel est bien plus complexe que celui observé dans les latitudes tempérées qui est monomodal. Il ne peut s'expliquer que si l'on considère ensemble la position géographique du Sahel, les circulations atmosphériques de grande échelle, mousson et Harmattan, et toute la série de processus physiques et biologiques distincts qui se succèdent au cours de l'année. Il s'agit des précipitations, mais aussi du transfert radiatif et de sa forte sensibilité à l'humidité de l'atmosphère, de la croissance de la végétation... Chacun de ces phénomènes imprime tour à tour sa marque sur le bilan énergétique de la surface, bilan qui exerce une influence majeure et directe sur la température de l'air à la surface (pour plus de détails, voir GUICHARD *et al.*, 2009).

Cycle annuel du réchauffement observé sur les soixante dernières années

Les informations précédentes indiquent donc que le réchauffement climatique est maximum au printemps (fig. 1 et 2), soit le moment de l'année pendant lequel les températures sont déjà excessivement élevées. Ce résultat est discuté ci-dessous en s'appuyant sur la figure 3 qui montre comment les évolutions de la température au cours des soixante dernières années se superposent sur le cycle annuel moyen. On utilise ici encore les données de la station SYNOP d'Hombori, mais les conclusions restent les mêmes lorsqu'on analyse les autres stations SYNOP existantes au Sahel, dès lors qu'elles sont suffisamment éloignées de l'océan Atlantique. À Dakar, par exemple, ville située sur le littoral, le cycle annuel de la température se différencie de celui discuté ici, car il ne présente pas un maximum au printemps.

La figure 3 montre les séries temporelles de température moyenne mensuelle pour tous les mois de l'année. On peut voir que non seulement la tendance, mais aussi la dispersion de ces séries sur les soixante dernières années varient pour les différents mois. Pendant la saison sèche et froide, de novembre à mars, on n'observe pas de tendances nettes sur 60 ans. En revanche, durant les mois de janvier et février en particulier, les fluctuations interannuelles courtes sont prédominantes, avec des températures mensuelles qui varient de plus de 5 °C d'une année à l'autre. Au

printemps (avril, mai), ces fluctuations interannuelles courtes diminuent et une tendance climatique plus marquée, linéaire apparaît (les courbes superposées aux séries de point correspondent à un ajustement à l'ordre 2). Le réchauffement multi-décennal reste important pendant les quatre mois de mousson qui suivent. Cependant, il est de moins en moins linéaire et l'ajustement devient concave. On distingue notamment aux mois d'août et septembre la signature des sécheresses des décennies de 1970 et 1980 qui sont associées à une augmentation de la température. L'inverse prévaut pour les années 1950, qui correspondent à la décennie la plus pluvieuse, et la plus fraîche pendant la mousson. Précipitations et températures sont fortement corrélées pendant cette période de l'année, et leurs co-fluctuations multi-décennales expliquent une grande part des variations de température observées depuis 60 ans au mois d'août et septembre, un résultat en accord avec l'analyse à plus grande échelle de DOUVILLE (2006). Finalement, la tendance devient à nouveau plus linéaire au moment du retrait de la mousson, après la fin des pluies, en octobre.

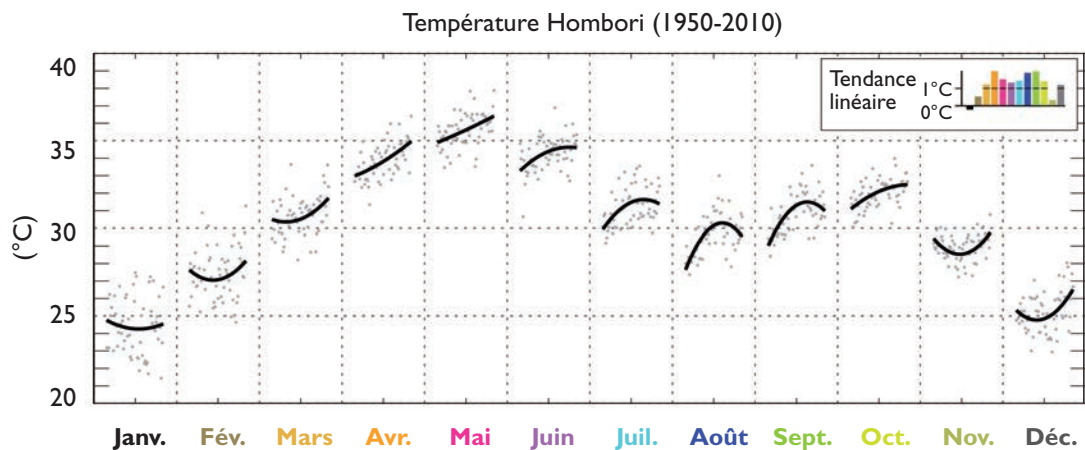


Figure 3.

Réchauffement observé au cours des soixante dernières années (1950 à 2010) à Hombori (données SYNOP) en fonction du mois de l'année.

Pour chacun des mois, la série de points gris correspond à la série temporelle des valeurs moyennes mensuelles.

Un ajustement quadratique est surajouté (lignes noires).

La tendance linéaire par mois est indiquée en haut à droite du graphe avec des barres colorées.

Le réchauffement observé ne concerne que très peu les mois d'hiver, plus frais, mais affecte le printemps, l'été et l'automne. L'augmentation est particulièrement forte au printemps, sans relation apparente avec les fluctuations des précipitations, puisqu'il ne pleut pas à cette période de l'année au Sahel. On observe donc une augmentation de l'amplitude du cycle annuel de la température, les périodes fraîches varient peu, tandis que les périodes chaudes se réchauffent.

Les données CRU, un jeu de données interpolées sur une grille régulière, communément utilisé pour les études climatiques, n'intègrent qu'une partie des données de la

station d'Hombori utilisées ici. Cependant, lorsqu'on considère le point du CRU le plus proche de cette station, les résultats obtenus sont semblables, même si la tendance est alors un peu plus forte, de quelques dixièmes de degrés, avec un réchauffement sur 60 ans qui dépasse 2 °C pendant un tiers de l'année. Plus généralement, on observe que les différents jeux de données que nous avons comparés sur le Sahel fournissent des résultats concordants. La figure 4 montre le même graphique construit avec les données CRU pour une zone plus large du Sahel. Là encore, les conclusions sont assez similaires. Cependant, la tendance est maintenant dominée par le réchauffement au printemps et le second pic de réchauffement observé à l'automne n'apparaît plus.

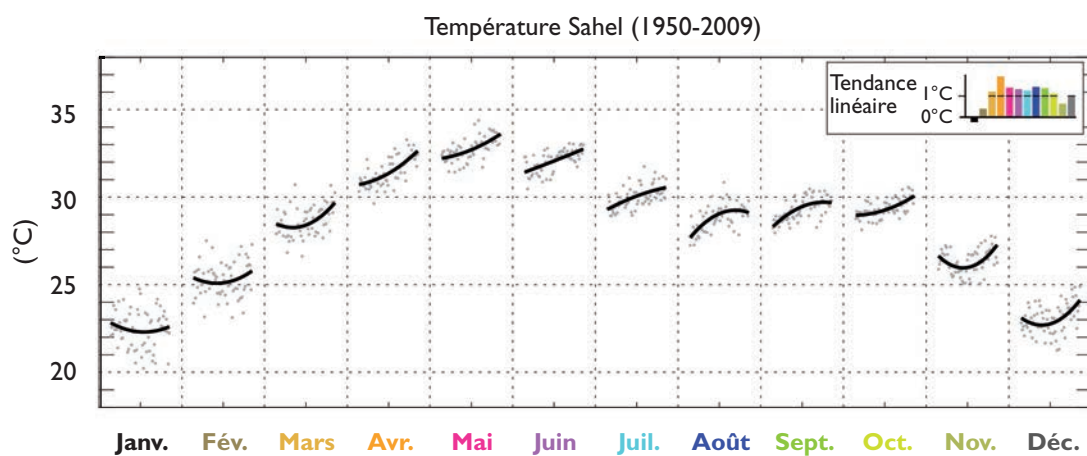


Figure 4.
Réchauffement observé en fonction du mois de l'année avec les données CRU, en moyenne sur (10° W-10° E, 10° N-20° N) de 1950 à 2009 (on utilise ici une représentation graphique semblable à celle de la fig. 3).

Comment ont évolué les températures journalières minimales et maximales ?

À grande échelle, de nombreux travaux ont montré que le réchauffement climatique est généralement plus fort la nuit que le jour (KARL *et al.*, 1991, 1993 ; EASTERLING *et al.*, 1997). On utilise généralement les températures journalières maximales (T_{max}) et minimales (T_{min}) pour étudier ce cycle diurne, ainsi que leur différence, $T_{max}-T_{min}$, notée DTR (pour *Diurnal Temperature Range*). Le DTR est une variable importante, qui soulève de nombreuses questions quant aux mécanismes responsables de ces différences jour-nuit. Elle importe aussi au regard de ses répercussions sociétales : des températures minimales excessivement élevées ont notamment des conséquences sur la santé, car elles empêchent le corps de se reposer et de récupérer ; elles sont aussi potentiellement néfastes pour l'agriculture *via* la respiration de maintenance qui augmente lors des nuits plus chaudes (PENG *et al.*, 2004).

La figure 5 montre, suivant le même principe que la figure 3, l'évolution de ces températures journalières maximales (T_{max}) et minimales (T_{min}), ainsi que celle du DTR, de 1950 à 2010. La tendance de T_{max} est nettement moins forte que celle de la température moyenne journalière discutée ci-dessus. De plus, cette augmentation de T_{max} concerne surtout les deux derniers mois de mousson (août et septembre), beaucoup moins le printemps. Pendant la mousson, on retrouve cette forme concave de

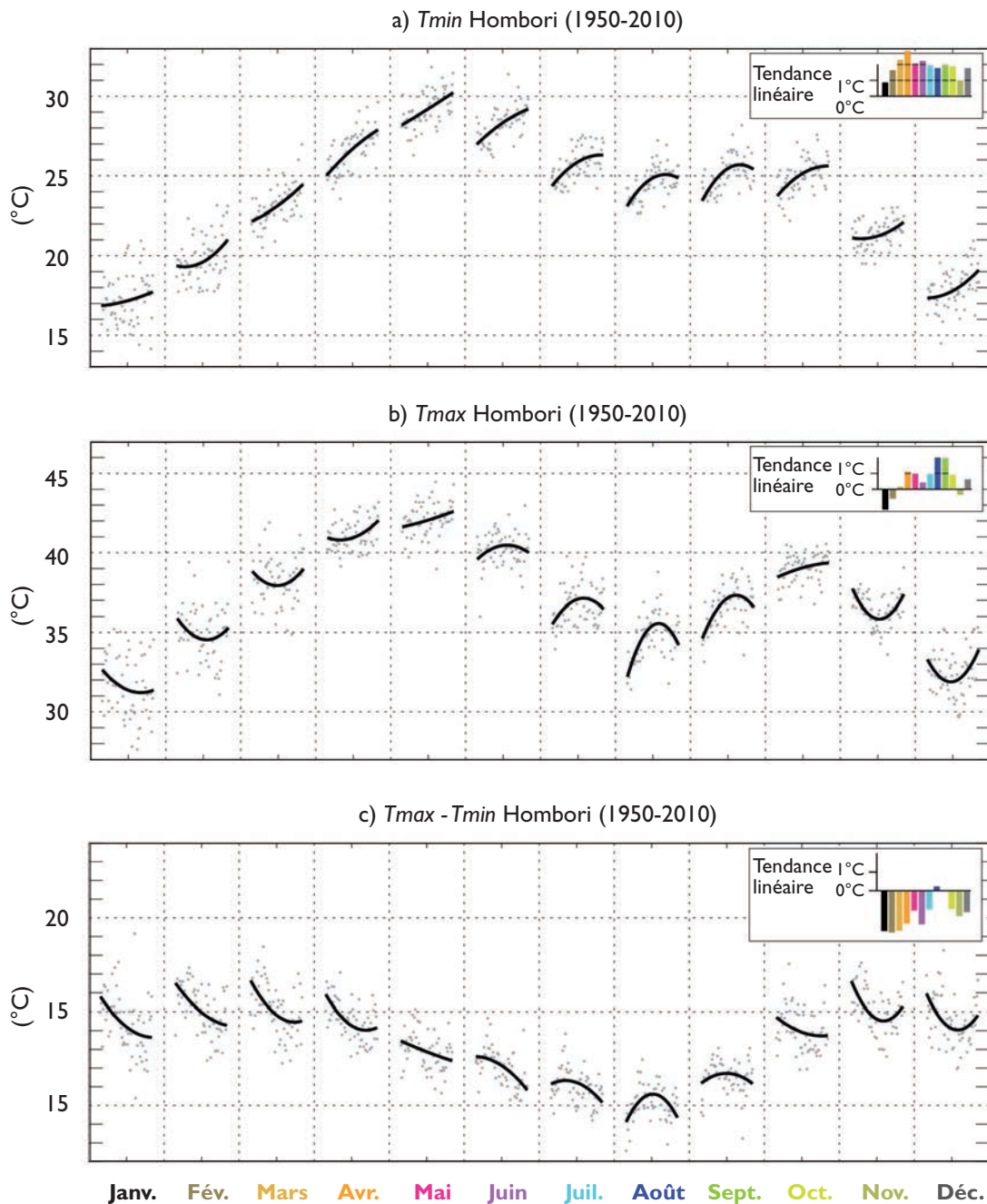


Figure 5.

Fluctuations multidécennales observées en fonction du mois de l'année de la température journalière minimale T_{min} (a), la température journalière maximale T_{max} (b) et $T_{max}-T_{min}$, à savoir le "diurnal temperature range" DTR (c) à Hombori (données SYNOP) (on utilise ici une représentation graphique semblable à celle de la fig. 3).

l'ajustement, encore plus prononcée, qui souligne l'importance des couplages entre température et pluie pendant la mousson. La tendance est plus linéaire au printemps, mais presque deux fois plus faible. La tendance forte au printemps résulte principalement d'une augmentation des températures minimales, T_{min} , qui dépasse 2 °C d'avril à juin. La tendance de T_{min} est positive pour chacun des mois de l'année ; elle est maximale au printemps, et généralement plus bruitée, moins significative, pendant les mois d'hiver. La signature des fluctuations multi-décennales des précipitations est aussi nettement moins marquée sur T_{min} que sur T_{max} .

Cette structure différente des cycles annuels du réchauffement diurne et nocturne conduit à une tendance de DTR qui diminue pendant la mousson. Elle reste cependant forte, en hiver comme au printemps. Les évolutions multi-décennales du DTR sont significatives et plusieurs interprétations de cette signature du réchauffement climatique ont été proposées. DAI *et al.* (1999) ont analysé les corrélations entre l'évolution du DTR et les changements d'humidité du sol, la vapeur d'eau et les nuages. Au Sahel, il est possible que les changements d'humidité du sol participent à l'évolution du DTR. On observe notamment une augmentation du DTR pendant les décennies plus sèches 1970 et 1980, qui serait cohérente avec une diminution de l'humidité du sol accompagnant des pluies plus rares, et peut-être aussi avec une diminution de la couverture nuageuse, qui renforcerait l'augmentation des T_{max} . Cependant, c'est justement à ce moment de l'année que la tendance du DTR est la plus faible, ce qui suggère que cet effet n'est pas dominant (fig. 5). Au printemps, il semble très peu probable que l'humidité du sol, contrairement à la vapeur d'eau et aux nuages, joue un quelconque rôle, dans la mesure où le sol superficiel est alors généralement sec. Finalement, au Sahel, il est possible que les aérosols désertiques, dont le contenu semble avoir évolué au cours des dernières décennies (PROSPERO et LAMB, 2003) participent au même titre que la vapeur d'eau et les nuages à cette tendance du DTR, en particulier pendant la saison sèche, lorsque l'effet de serre de l'eau atmosphérique (sous forme de vapeur d'eau et de nuages) est minimal. Cependant, la connaissance des évolutions multi-décennales de la vapeur d'eau, des nuages et des aérosols est encore trop partielle au Sahel pour déterminer précisément les mécanismes responsables de la diminution du DTR observée sur les soixante dernières années.

L'importance des différences entre températures diurnes et nocturnes

Des cycles annuels de T_{min} et T_{max} distincts

Nous avons vu que les évolutions climatiques observées de la température s'expriment très différemment suivant les saisons, et suivant la période de la journée (jour/nuit). Elles s'inscrivent aussi dans un cycle annuel complexe, dont l'analyse, présentée ici, permet de mieux comprendre pourquoi la signature observée au printemps est particulièrement marquée.

La comparaison des figures 5a et 5b montre que les cycles annuels de T_{max} et T_{min} sont distincts au Sahel. Ces différences entre T_{min} et T_{max} sont encore plus évidentes lorsqu'on analyse des données à plus haute fréquence temporelle (par exemple, les données SYNOP journalières), comme illustré avec la figure 6. En particulier, l'augmentation de T_{min} de l'hiver au printemps est plus marquée que celle de T_{max} , et le minimum de T_{min} pendant la mousson est moins prononcé que celui de T_{max} . Finalement, le maximum annuel de T_{min} ne coïncide pas avec celui de T_{max} , il est observé un peu plus tard, typiquement quelques semaines après. Inversement, le second

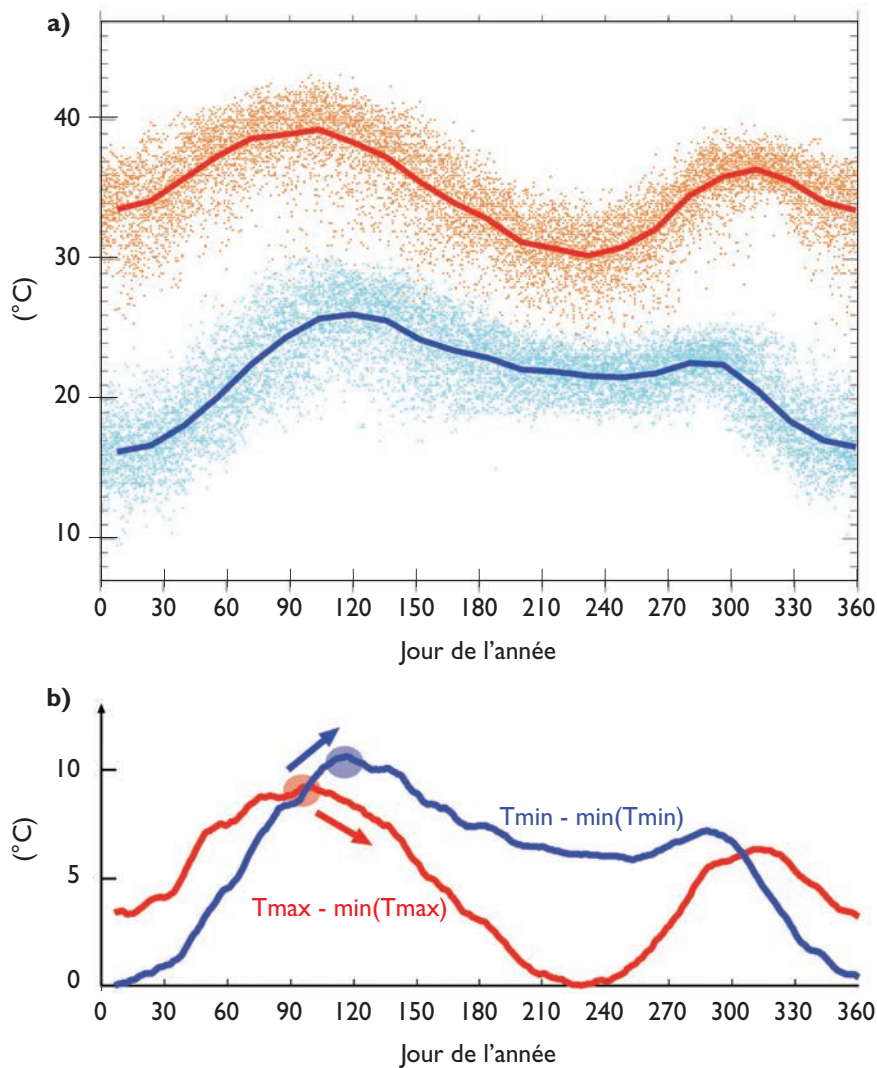


Figure 6.

Cycles annuels de T_{min} et T_{max} , l'exemple de Ouagadougou (utilisation de 30 ans de données SYNOP).

(a) Cycle annuel de T_{min} (bleu) et T_{max} (orange).

Les points correspondent aux données journalières, les courbes à des moyennes glissantes sur 15 jours, intégrant les données de toute la période.

(b) Cycle annuel de T_{min} et T_{max} après soustraction du minimum annuel afin de montrer plus précisément les différences d'amplitude des cycles de T_{min} et T_{max} . Le disque rouge (bleu) indique le maximum annuel de T_{max} (T_{min}).

maximum de T_{min} , au moment du retrait de la mousson, vers septembre-octobre, est observé plus tôt que celui de T_{max} , en octobre-novembre. La figure 5c montre aussi que le DTR atteint son maximum en hiver et diminue pendant la mousson. L'ensoleillement au sommet de l'atmosphère est moindre en hiver, ce qui tend à limiter T_{max} , cependant, son opacité (qui augmente avec le contenu en vapeur d'eau et en aérosols) est aussi généralement plus faible, car l'air est alors sec, et donc plus propice à la chute des températures nocturnes.

Zoom sur le printemps

La conséquence directe de ces différences des cycles annuels de T_{min} et T_{max} est qu'il existe une période au printemps au cours de laquelle T_{max} commence à diminuer alors que T_{min} augmente encore (fig. 6b). Cette période dure typiquement quelques semaines. L'augmentation des températures minimales est la plupart du temps causée par les premières incursions du flux de mousson. Plus généralement, les arrivées de masses d'air plus humides sont la plupart du temps associées à une forte augmentation de la température nocturne en dehors de la saison de pleine mousson (GUICHARD *et al.*, 2009).

La figure 7 montre un exemple de ces événements récurrents au printemps. Les températures nocturnes (T_{min}) augmentent brusquement de 5 à 10 °C et on observe une augmentation simultanée du flux infrarouge descendant cohérent avec le passage d'un air sec à humide. Ces événements s'accompagnent souvent d'une diminution des températures diurnes (T_{max}), car l'humidité, les nuages et les soulèvements de poussières qui les accompagnent limitent le rayonnement solaire à la surface.

Ainsi, les effets opposés des processus diurnes et nocturnes ont tendance à réduire considérablement l'influence des circulations atmosphériques sur la température moyenne journalière au printemps, même si elles s'accompagnent de variations importantes des températures diurnes et nocturnes, puisqu'elles ont tendance à se

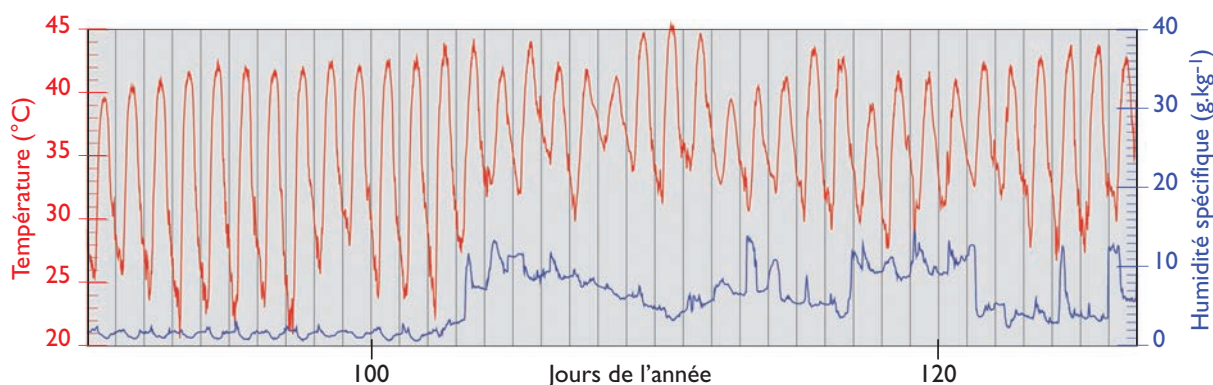


Figure 7.
Série temporelle à haute résolution (15 minutes) de la température (courbe rouge)
et de l'humidité spécifique (courbe bleue)
de l'air à la surface pendant le printemps 2010.
Les jours sont séparés par des traits verticaux.
Données de la station météorologique d'Agoufou.

compenser. Le maximum de température observé au printemps est ainsi relativement « plat », avec des températures moyennes journalières qui restent élevées pendant plusieurs semaines (fig. 2).

Gradient méridional

Les conclusions précédentes sont corroborées par une analyse systématique des données SYNOP issues de plusieurs dizaines de stations météorologiques (fig. 8).

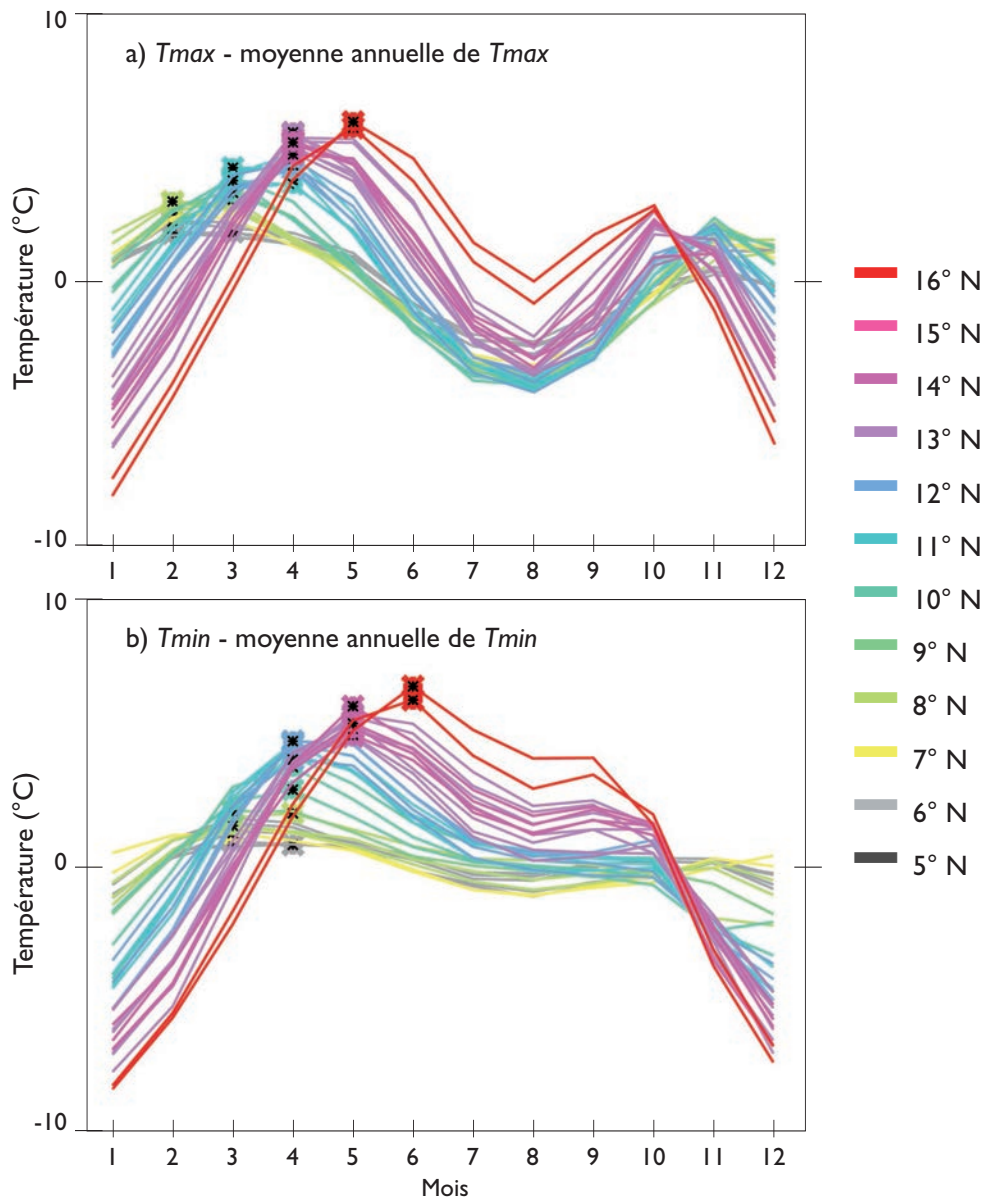


Figure 8.

Fluctuations annuelles de la température en fonction de la latitude (code couleur) à 12 h (a) et 6 h (b).

Les symboles indiquent les maxima annuels.

Les données SYNOP d'une vingtaine de stations sont utilisées ici sur la période 1980-2010.

Ces stations s'étagent de 5° N à 16° N et sont situées à l'est de 10° W, excluant ainsi toutes les stations proches de l'Atlantique et dont le cycle annuel est distinct.

Les données sont présentées en anomalie par rapport à leur moyenne annuelle.

On montre ici le cycle annuel des températures relevées à 6 h et à 12 h. La première est un bon proxy de T_{min} , tandis que la seconde est généralement légèrement inférieure à T_{max} . Cette analyse permet aussi de renseigner les variations de la structure du cycle annuel avec la latitude. Les premiers maxima de température (T_{min} et T_{max}) sont atteints plus tard dans l'année au nord du Sahel, le refroidissement pendant la mousson est moins marqué. En revanche, le refroidissement hivernal y est plus marqué. Ces résultats montrent aussi qu'une analyse qui considère un « Sahel moyen » sans distinction des latitudes tend à gommer les extrema observés à plus petite échelle.

Conséquences sur les tendances au printemps

Finalement, cet équilibre particulier entre températures diurne et nocturne qui contraint les fluctuations des températures moyennes au printemps conduit à une sensibilité aux circulations atmosphériques d'échelle synoptique ou intra-saisonnière amoindrie. Il explique probablement en partie que la variabilité interannuelle courte (inférieure à 10 ans) soit relativement faible au printemps, en comparaison de l'hiver notamment (fig. 2). L'absence de précipitations pendant cette période conduit également à un signal plus linéaire au printemps que pendant la mousson, car la variabilité multi-décennale de la pluie affecte l'évolution climatique des températures en été. Par conséquent, les tendances à plus long terme apparaissent plus clairement, et conduisent au Sahel à une signature du réchauffement multi-décennal au printemps particulièrement nette.

Que peut-on attendre des ré-analyses météorologiques ?

Ces ré-analyses fournissent des jeux de données particulièrement utiles pour les études climatiques. Cependant, comme évoqué dans l'introduction, ce ne sont pas des observations. La comparaison des trois ré-analyses météorologiques récentes et beaucoup utilisées, ERA-Interim (DEE *et al.*, 2011), MERRA (RIENECKER *et al.*, 2011) et NCEP-CFSR (SAHA *et al.*, 2010) avec le jeu de données du CRU indiquent en effet des différences notables au Sahel (fig. 9). De plus, les ré-analyses retenues ici ne couvrent que les trente dernières années, ce qui est court pour calculer et identifier des tendances climatiques. Néanmoins, la comparaison reste instructive.

Les données du CRU indiquent en moyenne sur le cycle annuel un réchauffement sur les trente dernières années, mais moins important sur cette période deux fois plus courte. Elles indiquent également un léger refroidissement pendant les deux derniers mois de mousson (août et septembre). Ce refroidissement est probablement lié en partie à la transition des années 1980, caractérisées par des sécheresses récurrentes,

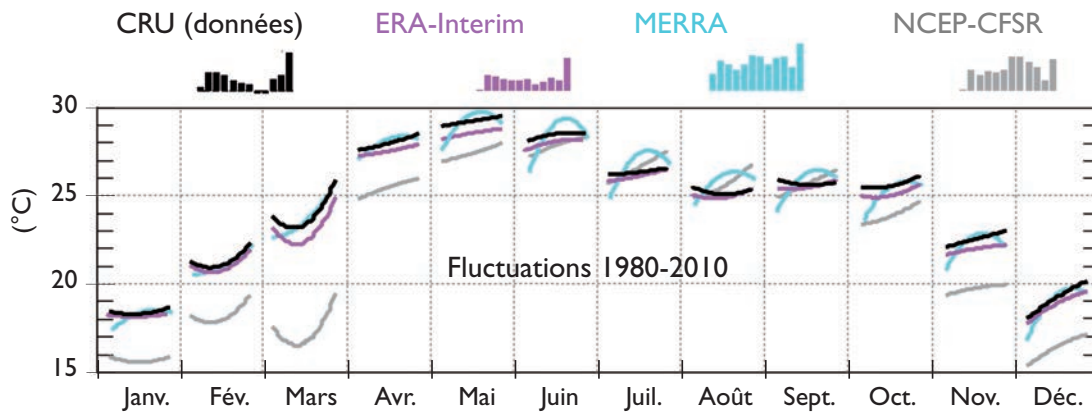


Figure 9.

Comparaison des évolutions de température entre 1980 et 2010 en moyenne sur (10° W-10° E, 10° N-20° N) fournies par le CRU (noir) et les ré-analyses ERA-Interim (violet), MERRA (cyan) et NCEP-CFSR (gris). On ne montre ici que l'ajustement quadratique pour des raisons de clarté. Les tendances obtenues via un ajustement linéaire sont indiquées en haut du graphique, pour comparaison. Elles ne peuvent pas être interprétées comme des tendances climatiques compte tenu de la courte durée de la période utilisée ici (30 ans).

aux années plus récentes, plus pluvieuses (fig. 9, encart du haut). On observe également un fort réchauffement au mois de décembre.

ERA-Interim est généralement en bon accord avec le CRU, en termes de cycle annuel moyen comme de tendances. Il est légèrement plus froid en moyenne (différence des courbes noires et violettes) et fournit une tendance non pas négative, mais positive pendant la mousson. La combinaison des ré-analyses ERA40 et ERA-Interim, qui permet de couvrir une période plus longue, est également en bon accord avec les données du CRU (GUICHARD *et al.*, 2012).

En revanche, MERRA et NCEP-CFSR s'écartent beaucoup plus du CRU qu'ERA-Interim. Elles surestiment toutes les deux le réchauffement, à toutes les saisons. De plus, les fluctuations de température sur les 30 ans fournies par MERRA ne correspondent pas aux observations, ce qui se traduit ici par une structure concave de l'ajustement quadratique irréaliste d'avril à janvier (courbes vertes). Dans NCEP-CFSR, cette évolution est dominée de mars à octobre par une tendance au réchauffement surestimée. Enfin, cette ré-analyse présente un biais froid de quelques degrés sur la majorité des mois, en particulier l'hiver. Ce résultat qui peut surprendre est cependant en accord avec ceux de BAO et ZHANG (2012).

En conclusion, cette comparaison indique que l'utilisation des ré-analyses météorologiques pour étudier les évolutions de température est délicate. ERA-Interim semble fournir la meilleure chronologie des trois décennies passées sur le Sahel, mais il reste important de croiser les informations fournies par ce type de produits avec les différents jeux de données disponibles afin d'arriver à des conclusions plus robustes.

Comment les modèles de climat simulent-ils le réchauffement observé ?

La question mérite d'être posée, d'autant plus que les modèles de climat sont utilisés pour élaborer les projections climatiques. Comme indiqué en introduction, la modélisation climatique en Afrique de l'Ouest reste un défi (HOURDIN *et al.*, 2010 ; ROEHRIG *et al.*, 2013), en particulier parce que les processus physiques y jouent un rôle important et qu'il est encore difficile de les modéliser avec suffisamment de précision (voir aussi chapitre 3 par Gaye *et al.*).

Nous utilisons ici les résultats des modèles de climat ayant participé à l'exercice du GIEC CMIP5, et plus précisément les simulations dites « historical » qui permettent d'évaluer les modèles sur la période 1950-2010. La figure 10 illustre les tendances simulées avec une comparaison aux données d'Hombori. Cinq des huit modèles utilisés ici indiquent un réchauffement moyen relativement proche des observations, au-delà de différences dans la structure annuelle générale. Les tendances de DTR varient, quant à elles, beaucoup plus d'un modèle à l'autre, ce qui traduit des tendances de T_{min} et T_{max} bien différentes. La comparaison d'autres variables telles que l'humidité indique également des différences notables entre modèles, ce qui suggère que les mécanismes à l'œuvre dans les réchauffements simulés ne sont pas forcément identiques (par exemple, un réchauffement diurne renforcé par une diminution des nuages pendant la journée *versus* un réchauffement nocturne faisant intervenir une augmentation de la vapeur d'eau). Il est cependant difficile d'interpréter trop directement ces résultats dans la mesure où le cycle annuel de la température est souvent approximativement simulé par ces modèles, comme illustré sur la figure 11, en moyenne (10° W-10° E, 10° N-20° N). La plupart des modèles reproduisent effectivement un cycle annuel bimodal, mais qui s'écarte considérablement de l'observation avec des décalages temporels atteignant parfois plus de 2 mois. Les biais de la température moyenne mensuelle atteignent plus de 5 °C pour certains modèles, et ceux de T_{min} et T_{max} sont généralement encore plus importants. L'intérêt de distinguer températures diurne et nocturne pour analyser le cycle annuel et les tendances observées suggère aussi qu'il est important de corriger ces biais. Des travaux récents montrent d'ailleurs que les différences des projections climatiques fournies par les modèles de climat sont reliées aux différences de leur simulation du climat moyen (CHRISTENSEN et BOBERG, 2012).

Conclusion

Les travaux présentés ici montrent que la température a beaucoup augmenté au Sahel depuis 1950. Le réchauffement observé est particulièrement marqué et régulier au printemps, alors que les températures sont déjà très élevées durant cette période de

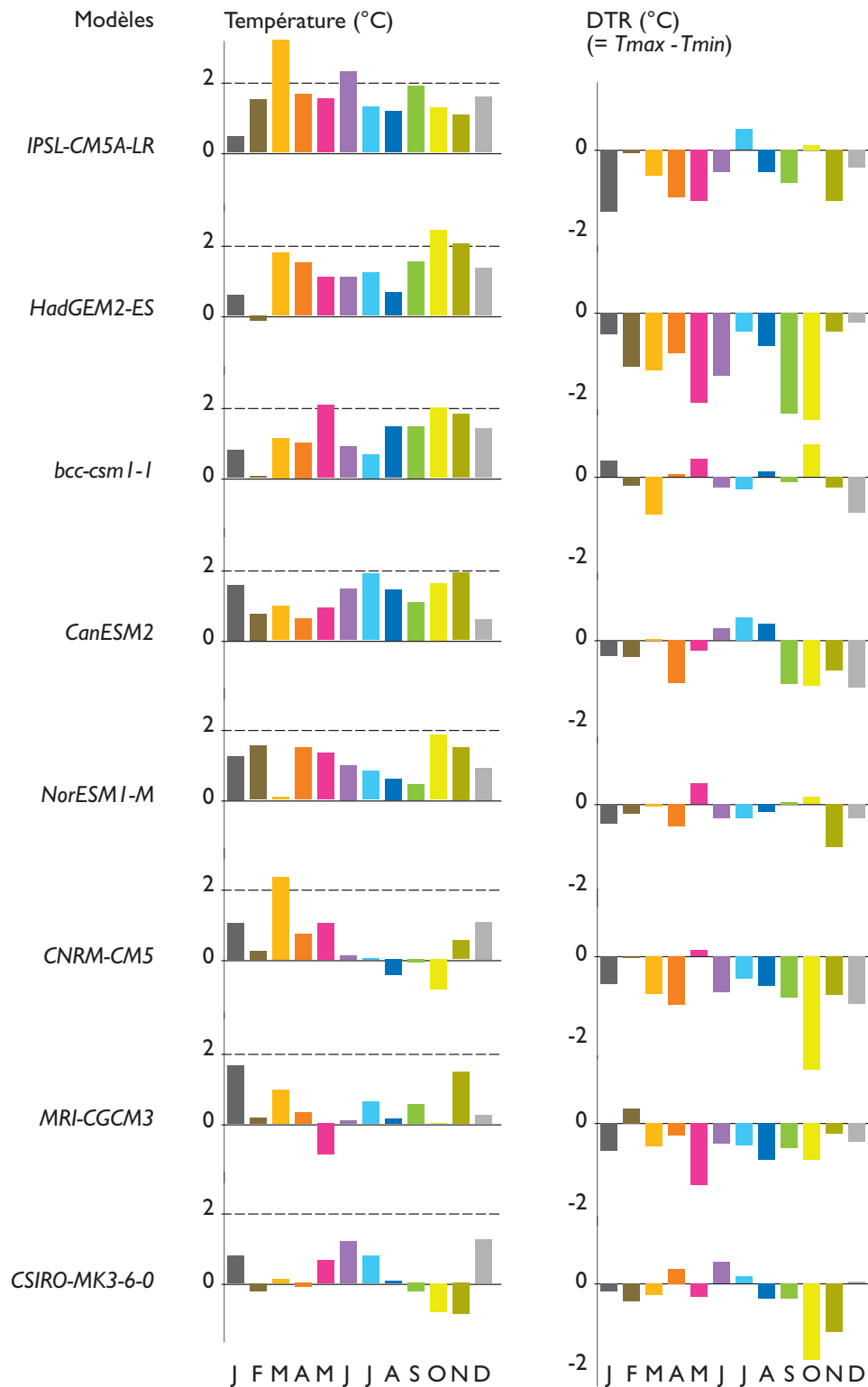


Figure 10.

Réchauffement (à gauche) et tendance de DTR ($T_{max} - T_{min}$) (à droite) obtenus avec 8 modèles de climat sur la période 1950-2010.

Ces tendances linéaires sont calculées séparément pour chacun des mois de l'année.

On utilise ici les simulations de l'exercice CMIP5 du GIEC dites "historical" et le point du modèle le plus proche d'Hombori ($1^{\circ} W, 15^{\circ} N$).

Le nom de chaque modèle est indiqué à gauche de la figure.

Les modèles sont ordonnés par réchauffement décroissant.

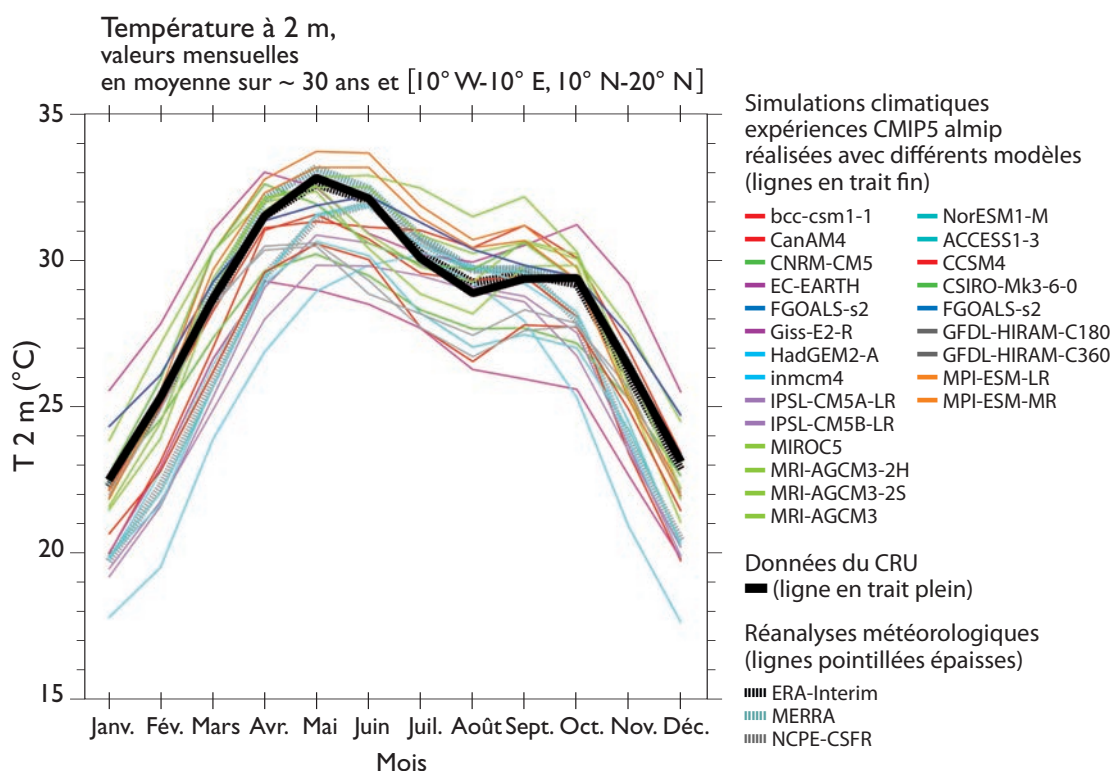


Figure 11.
 Cycle annuel de la température simulée par plusieurs modèles de climat, présenté à partir de moyennes mensuelles sur 30 ans et moyennées sur (10° W-10° E, 10° N-20° N). Les couleurs correspondent à différents modèles. Les cycles annuels du CRU, d'ERA-Interim, MERRA et NCEP-CFSR sont également indiqués en traits épais (voir légende).

l'année. Il est aussi nettement plus fort la nuit que le jour (supérieur à 2 °C). Une telle régularité du réchauffement n'est pas observée en hiver, car l'évolution multi-décennale de la température est alors dominée par une forte variabilité interannuelle courte. Elle n'est pas observée non plus pendant la mousson, une période de l'année qui a été surtout affectée par un fort réchauffement lors des sécheresses des décennies 1970 et 1980 (réchauffement qui se manifeste principalement sur les températures diurnes). L'amplitude et la structure annuelle du réchauffement observé au Sahel sont aussi plus marquées que plus au sud, dans les zones soudanienne et guinéenne.

Le cycle annuel de la température est la résultante de cycles annuels distincts des températures diurne et nocturne, qui sont régis par des mécanismes différents. Le réchauffement multi-décennal se caractérise lui aussi par des différences entre réchauffements diurne et nocturne. Cependant, les mécanismes responsables de ce réchauffement, et de sa signature diurne/nocturne, ne sont pas encore clairs. Au printemps, on s'attend à des mécanismes radicalement différents de ceux opérant pendant la mousson, en particulier du fait de l'absence de précipitations. Font-ils intervenir des changements du flux de mousson déjà présent au printemps, *via*

l'impact radiatif de la vapeur d'eau particulièrement fort à cette période de l'année ? Ou encore *via* celui des nuages et des aérosols ? De nouvelles études sont indispensables pour répondre à toutes les questions soulevées. Des travaux à plus fine échelle temporelle sont nécessaires pour déterminer si cette augmentation des températures mensuelles résulte d'un réchauffement réparti de manière homogène, ou bien s'il s'accompagne d'une augmentation des journées et/ou nuits plus chaudes. Des travaux récents indiquent une augmentation de la fréquence des vagues de chaleur au Sahel (FONTAINE *et al.*, 2013), faisant intervenir des circulations grande échelle entre tropiques et extra-tropiques. Des vagues de chaleurs sévères, telles que celle survenue au Sahel en 2010, vont-elles devenir plus fréquentes dans un climat plus chaud ? L'impact de l'augmentation des températures sur l'agriculture soulève aussi de nouvelles questions et inquiétudes (SHEEHY *et al.*, 2005, voir aussi Chapitre 9 par Sultan *et al.*).

Les ré-analyses météorologiques existantes ne semblent pas toutes capables de reproduire fidèlement les évolutions observées au cours des dernières décennies au Sahel. Les résultats fournis par les modèles de climat actuels sont entachés d'erreurs qui rendent leur utilisation délicate. Ils suggèrent cependant une forte augmentation des températures dans les régions semi-arides des tropiques (IPCC). Or, les répercussions sociétales potentielles du réchauffement climatique au Sahel sont nombreuses, notamment au printemps, en fin de saison sèche. Elles sont susceptibles de toucher tout autant la santé que l'agriculture pour ne citer qu'elles. Pour avancer sur ces questions, il est donc important de renouveler nos connaissances et notre compréhension des mécanismes pilotant les températures observées et leurs fluctuations à de multiples échelles, depuis le jour et la nuit, lors des épisodes de vagues de chaleur ou plus généralement au printemps, jusqu'à leurs évolutions sur quelques décennies, voire plus longtemps. Des travaux dédiés sur les données, les modèles de processus et les nouveaux développements des modèles de climat seront probablement des éléments clefs pour répondre aux nombreuses questions soulevées par le réchauffement observé au Sahel depuis 1950.

Références

- BAO X., ZHANG F., 2012**
Evaluation of NCEP/CFSR, NCEP/NCAR, ERA-Interim and ERA-40 reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. *J. Climate*, 26 : 206-214.
- CHRISTENSEN J. H., BOBERG F., 2012**
Temperature-dependent climate projection deficiencies in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39 (24) : L24 705.
- COLLINS J. M., 2011**
Temperature Variability over Africa. *J. Climate*, 24 : 3649-3666.
- DAI A., TRENBERTH K.E., KARL T. R., 1999**
Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Climate*, 12 : 2451-2473.
- DEE D. P. et al., 2011**
The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J.R. Meteorol. Soc.*, 137 : 553-597.

- DOUVILLE H., 2006**
Detection-attribution of global warming at the regional scale: How to deal with precipitation variability? *Geophys. Res. Lett.*, 33 : L02701.
- EASTERLING D. R. et al., 1997**
Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277 : 364-367.
- FONTAINE B., JANICOT S., MONERIE P.-A., 2013**
Recent changes in air temperature, heat waves occurrences, and atmospheric circulation in Northern Africa. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118 : 8536-8552.
- GUICHARD F., KERGOAT L., MOUGIN E., TIMOUK F., BAUP F., HIERNAUX P., LAVENU F., 2009**
Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.*, 375 : 161-177.
- GUICHARD F., KERGOAT L., MOUGIN E., HOURDIN F., 2012**
The annual cycle of temperature in the Sahel and its climatic sensitivity. AGU 2012. GC33A-1004. (<http://fallmeeting.agu.org/2012/eposters/eposter/gc33a-1004/>)
- HARRIS I., JONES P. D., OSBORN T. J., LISTER D. H., 2013**
Updated high-resolution grids of monthly climatic observations-the CRU TS3.10 Dataset. *Int. J. Climatol.*, 34 : 623-642.
- IPCC, 2013**
Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley eds). Cambridge, Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA, 1 535 p., doi:10.1017/CBO9781107415324.
- HOURDIN F. et al., 2010**
AMMA-Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91 : 95-104.
- KARL T. R. et al., 1991**
Global warming: evidence for asymmetric diurnal temperature change. *Geophys. Res. Lett.*, 18 : 2253-2256.
- KARL T. R. et al., 1993**
A New Perspective on Recent Global Warming: Asymmetric Trends of Daily Maximum and Minimum Temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74 : 1007-1023.
- MITCHELL T. D., JONES P. D., 2005**
An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25 : 693-712.
- MOUGIN E. et al., 2009**
The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *J. Hydrol.*, 375 : 14-33.
- PENG S. B., HUANG J. L., SHEEHY J. E., LAZA R. C., VISPERAS R. M., ZHONG X. H., CENTENO G. S., KHUSH G. S., CASSMAN K. G., 2004**
Rice yields decline with higher night temperature from global warming. *Proc. Natl. Academy of Science*, 101 : 9971-9975.
- PROSPERO J. M., LAMB P. J., 2003**
African Droughts and Dust Transport to the Caribbean: Climate Change Implications. *Science*, 302 : 1024-1027.
- RIENECKER M. M. et al., 2011**
MERRA-NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, 24 : 3624-3648.
- ROEHRIG R., BOUNIOL D., GUICHARD F., HOURDIN F., REDELSPERGER J.-L., 2013**
The present and future of the West African monsoon: a process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *J. Climate*, 26 : 6471-6505.

SAHA S. *et al.*, 2010

The NCEP Climate Forecast System Reanalysis.
Bull. Amer. Meteor. Soc., 91 : 1015-1057.

SANDU I., BELJAARS A., BECHTOLD P.,

MAURITSEN T., BALSAMO G., 2003

Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models?

J. Adv. Model. Earth Syst., 5 : 117-133.

SHEEHY J. E., ELMIDO A.,

CENTENO G., PABLICO P.,

2005

Searching for new plants for climate change.

International Rice Commission Newsletter

(FAO) 0538-9550, v. 54 : 40-46.

UPPALA S. M. *et al.*, 2005

The ERA-40 re-analysis.

Q. J. R. Meteorol. Soc., 131 : 2961-3012.

Annexe E

Barbier et al. 2018

Barbier, J., Guichard, F., Bouniol, D., Couvreur, F., and Roehrig, R. (2018). Detection of intraseasonal large-scale heat waves: Characteristics and historical trends during the Sahelian Spring. *Journal of Climate*, 31(1):61–80

© American Meteorological Society. Used with permission.

Detection of Intraseasonal Large-Scale Heat Waves: Characteristics and Historical Trends during the Sahelian Spring

J. BARBIER, F. GUICHARD, D. BOUNIOL, F. COUVREUX, AND R. ROEHRIG

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589 CNRS and Météo-France), Toulouse, France

(Manuscript received 13 April 2017, in final form 13 September 2017)

ABSTRACT

In the Sahel very high temperatures prevail in spring, but little is known about heat waves in this region at that time of year. This study documents Sahelian heat waves with a new methodology that allows selecting heat waves at specific spatiotemporal scales and can be used in other parts of the world. It is applied separately to daily maximum and minimum temperatures, as they lead to the identification of distinct events. Synoptic–intraseasonal Sahelian heat waves are characterized from March to July over the period 1950–2012 with the Berkeley Earth Surface Temperature (BEST) gridded dataset. Morphological and temperature-related characteristics of the selected heat waves are presented. From March to July, the further into the season, the shorter and the less frequent the heat waves become. From 1950 to 2012, these synoptic–intraseasonal heat waves do not tend to be more frequent; however, they become warmer, and this trend follows the Sahelian climatic trend. Compared to other commonly used indices, the present index tends to select heat waves with more uniform intensities. This comparison of indices also underlined the importance of the heat index definition on the estimated climatic heat wave trends in a changing climate. Finally, heat waves were identified with data from three meteorological reanalyses: ERA-Interim, MERRA, and NCEP-2. The spreads in temperature variabilities, seasonal cycles, and trends among reanalyses lead to differences in the characteristics, interannual variability, and climatic trends of heat waves, with fewer departures from BEST for ERA-Interim.

1. Introduction

From April to June, the subtropical Sahelian region experiences very high temperature during both nighttime and daytime, when monthly mean temperatures can range up to 30° and 40°C respectively. Furthermore, regional warming over the Sahel during the past 60 years has reached +1.5°C over the April–May period (Guichard et al. 2015). In April 2010, a huge heat wave hit the Sahel resulting in numerous deaths, mostly among children and the elderly (Azongo et al. 2012; Diboulo et al. 2012). According to Mora et al. (2017), the Sahel is exposed to deadly temperature conditions around one-third of the year, making it one of the regions with the most severe temperature conditions. The risk of these temperature hazards is enhanced by the fact that the Sahelian population is increasing very quickly: Nigeria should become the third largest country in the world by 2050, reaching 410 million, and by 2100 the population of Niger is projected to increase by at least a factor of 9, from

21 million in 2017 to 192 million in 2100 (Garenne 2016; United Nations Department of Economic and Social Affairs: Population Division 2017). Superimposed on this hot climate, heat wave events in this region at this time of the year may have particularly severe impacts on health, and also potentially on ecosystems, transportation, or agriculture (Sheehy et al. 2005; Sultan et al. 2013).

Impactful heat waves have been reported across the globe, from Chicago in 1995 to southeastern Australia in 2009. Western Europe suffered heavy human losses during the 2003 heat wave event to which 70 000 deaths are attributed (Coumou and Rahmstorf 2012); Russia's death toll reached more than 50 000 during the 2010 heat wave (McMichael and Lindgren 2011). In recent years, these events led to an increasing number of studies on how to define, characterize, understand, and predict heat waves. Because of climatic trends toward higher temperatures, their observed and future changes were also discussed: heat waves are expected to be more frequent, longer, and hotter, and cover a larger area (Cowan et al. 2014; Russo et al. 2014; Schoetter et al. 2015). Climate and heat wave temperature trends do not

Corresponding author: J. Barbier, jessica.barbier@meteo.fr

DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0244.1

© 2018 American Meteorological Society. For information regarding reuse of this content and general copyright information, consult the AMS Copyright Policy (www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses).

necessarily increase at the same rate: in their analysis of the heat waves in a changing climate, Gershunov and Guirguis (2012) pointed out that the ratio between the temperature mean and extremes of California's inlands decreased over the period 1850–2010. In this case, the climatic trend is thus stronger than the heat wave trend. Argüeso et al. (2016) showed that the climatic change in temperature variability has a major influence on the heat wave changes over some parts of Europe and the United States. However, they also emphasize that this finding is not valid in tropical regions where the mean seasonal warming explains most of these changes.

To date, most climatological heat wave studies have focused on Europe (e.g., Meehl and Tebaldi 2004; Fischer and Schär 2010; Stefanon et al. 2012; Schoetter et al. 2015), Australia (e.g., Perkins et al. 2012; Nairn and Fawcett 2013; Perkins and Alexander 2013; Cowan et al. 2014), the United States (e.g., Robinson 2001; Meehl and Tebaldi 2004; Gershunov and Guirguis 2012; Mutiibwa et al. 2015), or Asia (e.g., Ito et al. 2013; Lee and Lee 2016) while only very few concern the Sahel (e.g., Fontaine et al. 2013; Déqué et al. 2017). Some studies assess heat waves from a global perspective; however, they often do not show any results for West Africa (Zhang et al. 2011; Russo et al. 2014), partly because of the scarcity of in situ observations. Thus Sahelian heat waves still need to be further documented and explained; the present paper addresses this overall objective.

To be able to identify meteorological situations associated with such events, the first question that arises is how to define and detect a heat wave. A heat wave generally corresponds to a prolonged period of particularly high or extreme temperatures. The Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) published a list of core indices (http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml) to measure temperature extremes based on a single characteristic, for instance a frequency of occurrence of warm nights or an intensity of the maximum daily maximum temperature across the year. Every metric is relevant to particular applications. Other studies make use of indices that detect “heat wave objects” in space and time, and analyze the characteristics of these objects. Each of these studies generally develops its own specific definition. However, as highlighted by Perkins (2015), these definitions have some common features: temperature is always used in a raw or processed form, most of the times combined with a percentile-type threshold, and a minimum duration of the heat wave is often considered. Most studies use the daily maximum temperature (Fischer and Schär 2010; Stefanon et al. 2012; Schoetter et al. 2015) or separately analyze daily minimum and maximum temperatures, hereafter referred to as T_{min} and T_{max} (Gershunov and Guirguis 2012;

Perkins et al. 2012; Fontaine et al. 2013; Perkins and Alexander 2013; Mutiibwa et al. 2015). Robinson (2001) and Willett and Sherwood (2012) use a heat index accounting for both temperature and humidity effects (respectively relative humidity and vapor pressure). The vast majority of the studies use a percentile, very often the 90th percentile, as the lower limit over a moving time window. By design, the methods using a moving time window detect heat waves throughout the year in a uniform way. The minimum duration of heat waves is also often defined to be 3 days.

In this study, we will define a heat index that follows the basic metrics described above in order to identify Sahelian heat waves from March to July (i.e., during the hottest months of the year). We also aim at defining Sahelian heat waves as large-scale meteorological events, coherent in space and time, arising as strong and rapid departures of temperature at synoptic–intraseasonal scales. We then predominantly focus on meteorological scales rather than other signals such as interannual fluctuations, annual cycles and climatic trends. In other words, as in Gershunov and Guirguis (2012) and Stefanon et al. (2012), we consider heat waves as occurring in a nonstationary climate. One more motivation to remove the climatic trends is that thresholds based directly on temperatures are expected to be exceeded more often due to the mean climatic warming. The heat wave detection is based either on T_{max} or T_{min} because processes controlling daytime and nighttime temperatures in the Sahel are likely to be distinct: for instance, maximum temperature is often influenced by the incoming surface shortwave radiation whereas the minimum temperature is very sensitive to the amount of water vapor during this time of the year (Guichard et al. 2009; Slingo et al. 2009; Gounou et al. 2012; Largeron et al. 2017, manuscript submitted to *Climate Dyn.*). Another noteworthy difference for this heat index is that the percentile is fixed over the whole March–July period instead of over a moving window: it enables a seasonal analysis of the heat wave occurrence. Although large-scale atmospheric phenomena or modes of climatic variability are not studied in this paper, our results should be valuable for further studies addressing this topic, in the Sahel as well as in other regions.

The methodology used to build our heat index and to study meteorological heat waves over the Sahel in spring is explained in section 2. Section 3 presents the climatological characteristics of these heat waves, including their frequency, duration, intensity, and spatial extent. Benefits and limits of the present heat wave definition are further discussed in section 4, via a comparison with other definitions. An assessment of the sensitivity of the results across different temperature datasets (including three meteorological reanalyses) is also presented. Finally,

section 5 emphasizes the evolution of heat wave properties over the recent historical period and compares it to regional warming. Conclusions are given in section 6.

2. Datasets and methodology

a. Datasets

We use daily minimum and maximum temperature datasets provided by one observationally based gridded product and retrieved from three meteorological reanalyses over 0°–40°N, 20°W–40°E, hereinafter referred to as the African domain. These datasets are the following:

- The Berkeley Earth Surface Temperature (BEST; Rohde et al. 2013a,b), which provides data on a 1° × 1° grid from 1880 until recent years. We consider the period 1950–2012 because observations in the Sahel are very sparse prior to 1950.
- The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) interim reanalysis (ERA-Interim; Dee et al. 2011) over 1979–2012 on a 1° × 1° grid.
- The National Centers for Environmental Prediction (NCEP)–U.S. Department of Energy (DOE) AMIP-II reanalysis (NCEP-2; Kanamitsu et al. 2002) over 1979–2012 on a 2° × 2° grid.
- The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA; Rienecker et al. 2011) from the National Aeronautics and Space Administration's Global Modeling and Assimilation Office over 1979–2012 on a 0.5° × 0.66° grid.

The use of several datasets is motivated by the fact that data are sparse in the Sahel. The Berkeley Earth website provides historical values of the number of stations used in their dataset at regional, national, and local scales. For instance, in Mali (<http://berkeleyearth.lbl.gov/regions/mali>), around 10 stations from inside the country and 100 stations from neighborhood regions are used. The numbers of stations used are not constant in time, with fewer stations prior to 1950. Thus the influences of distinct physical parameterizations and assimilation procedures in the three reanalyses, as well as the interpolation method used in BEST, are all likely to induce differences in surface temperatures. The main differences are documented in the appendix and briefly summarized below.

BEST and the three reanalyses were compared over 1979–2010 to two surface synoptic observation (SYNOP) stations with consistent long-time temperature series: Hombori, Mali (15.33°N, 1.8°E) (Guichard et al. 2015; see Fig. A1 in the appendix), and Niamey, Niger (13.48°N, 2.17°W) (Leauthaud et al. 2017; not shown). Observations from both stations are included in BEST, but the

time series of Hombori used by BEST has many gaps, especially over the recent years. The dataset we used was enhanced and quality checked by Mougin and collaborators from the Mali Meteorological Agency from paper archives (Guichard et al. 2015). In addition, BEST, ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA were compared over 10°–20°N, 10°W–20°E, hereinafter referred to as the Sahelian domain (Fig. A2). Numerous differences are found between datasets; their magnitudes fluctuate from month to month. As may be expected from its construction, BEST is the closest to these two SYNOP stations in terms of monthly and seasonal mean. BEST is constructed by kriging (interpolating) in situ data, notably including SYNOP stations. Away from the observations, BEST might be less accurate. On average, in NCEP-2 Tmax and Tmin are both too low (e.g., by more than 3°C in April for Tmin), whereas Tmax is too high in MERRA and too low in ERA-Interim (Figs. A1a and A2a). In NCEP-2, the seasonal cycle is shifted by about one month (Figs. A1b and A2b) and the Tmin variance is largely overestimated (Figs. A1c and A2c). The Tmax variance is generally higher in the three reanalyses than in BEST, without any clear link between the grid size of the reanalysis and the magnitude of the variance (Figs. A1c and A2c). The distributions are most of the time skewed to the left, especially for Tmax in April and May (Figs. A1d and A2d); this negative skewness highlights the predominance of time sequences of relatively similar warmer days, interrupted by less frequent but much cooler days. It also suggests that physical and dynamical mechanisms constrain Tmax upper extrema.

Following these comparisons, BEST is hereinafter set as the reference. Furthermore, its historical depth, going back to 1950, enables trend computation over longer time periods than 1979–2012. Differences between the various databases go further than a mean shift, and therefore one may expect differences between detected heat waves (see section 4b).

b. Heat wave detection

Temperature fluctuates at climatic, multidecadal, and annual time scales as well as at intraseasonal and synoptic scales, and also within the diurnal cycle. We focus on heat waves corresponding to intraseasonal fluctuations of temperature, which can be defined as strong and rapid temperature departures from its annual cycle.

Following approaches that are commonly used to detect and document the synoptic and intraseasonal variability of the West African monsoon (Janicot et al. 2011; Roehrig et al. 2011; Poan et al. 2013), our heat wave detection is based on temperature anomalies from the slow variations of the annual cycle—variations that are

modulated by interannual, multidecadal, or longer-term variabilities. These anomalies are computed using a 90-day high-pass spectral filter applied on the 1950–2012 temperature time series. A spectral analysis of Tmin and Tmax time series over the Sahelian domain (not shown) revealed three peaks of energy at the periods 365, 185, and 123 days, consistent with the shape of the mean annual cycle over the region having two maxima, one in spring and one in autumn in relation with the annual cycle of the insolation and monsoon precipitation (Guichard et al. 2009). The 90-day filter allows removing the annual cycle of temperature, as well as its modulation at longer time scales. The diurnal cycle is dealt with by studying maximum and minimum temperatures separately.

The heat wave detection includes four distinct operations: 1) a filtering of the low frequencies; 2) a selection of the strongest temperature anomalies; 3) a removal of the short-lived, small, and scattered heat waves because we want to focus on relatively large-scale events; and 4) a geographical selection of the heat waves by keeping only those found in the Sahel. The different steps are detailed below and illustrated with the results obtained for the year 1992 with Tmax at a grid point roughly located at the center of the Sahelian domain (Fig. 1).

- 1) Filtering: At each grid point on the African domain for the total period, Tmax and Tmin anomalies are computed using a 90-day high-pass filter (Figs. 1a,b).
- 2) Selection of hottest days: For each grid point, a day is considered “hot” if the local temperature anomaly exceeds the 90th percentile of the distribution over 1950–2010 for March–July (red shading). Such days are identified with a binary heat index (depicted by red dots in Fig. 1c).
- 3) Removal of small and short heat waves: This is done via the sequential application of spatial and temporal constraints. The running order of the spatiotemporal constraint matters, as emphasized by Schoetter et al. (2015). Here, we chose to apply the spatial constraint before the temporal one as this is more suitable for studying propagating heat waves.
 - (i) Spatial constraint: A connectedness constraint based on a region growing technique (Petrou and Bosdogianni 2004; Fiolleau and Roca 2013) is applied to identify and label each connected element, which is discarded when its area covers less than $60 \times 10^4 \text{ km}^2$. This constraint removes numerous small-scale events. This surface threshold corresponds to approximately 20% of the Sahelian domain. For each day, the occurrence of a heat wave in the Sahelian domain is indicated by a black dot in Fig. 1d.

- (ii) Temporal constraint: The minimum duration of the heat waves is set to 3 days. The impact of this constraint is illustrated in Fig. 1e with several heat waves removed in July and a few in March, May, and June (cf. Figs. 1d and 1e).
- 4) Sahel domain selection: Finally, we only keep heat waves occurring over the Sahelian domain via the labeling done by the connectedness constraint (Fig. 1f) and define the month a heat wave belongs to by its median date. An example of the spatial structure and time evolution of a detected heat wave is given at the bottom of Fig. 1.

The final binary heat wave index is called HI_{max} (HI_{min}) for Tmax (Tmin), while the heat waves finally detected are generically referred to as HW_{max} (HW_{min}). The results are not very sensitive to small changes in the prescribed criteria (not shown). Note that this methodology can be applied to any region in the world simply by changing the selected domain on the final step.

The spatial constraint corresponds to approximately 2.5% of the large African domain, and for both heat wave types, 55% of all the March–July periods studied from 1950–2012 were affected. In other words, an HW_{max} (HW_{min}) event happens every two days on average somewhere in Africa. In theory, there can be more than one heat wave simultaneously present in different regions on a given day. In practice, over the African domain, around 20% of heat wave days are affected by two geographically distinct heat waves, and around 2.5% by three or more events. The numbers of time-overlapping heat waves are reduced substantially when selecting heat waves over the smaller Sahelian domain: among the total number of days during which a heat wave was present (1007 days for HW_{max} and 871 for HW_{min}), only a very few of them were affected by two heat waves (7 for HW_{max} and 4 for HW_{min}).

c. Other heat wave indices

To analyze the impact of the heat wave definition and to compare our results with those obtained with indices commonly found in the literature, three other heat wave indices are considered. These indices differ in the first two steps of the methodology presented above, namely the temperature filtering and the selection of the hottest days (definition of the 90th percentile).

- 15DW: Many heat wave studies use a relatively shorter moving window to compute a seasonally dependent threshold for their detection algorithm: a 5-day window (e.g., Fontaine et al. 2013; Mutiibwa et al. 2015), a 15-day window (e.g., Fischer and Schär 2010; Perkins et al. 2012; Perkins and Alexander 2013; Cowan et al. 2014),

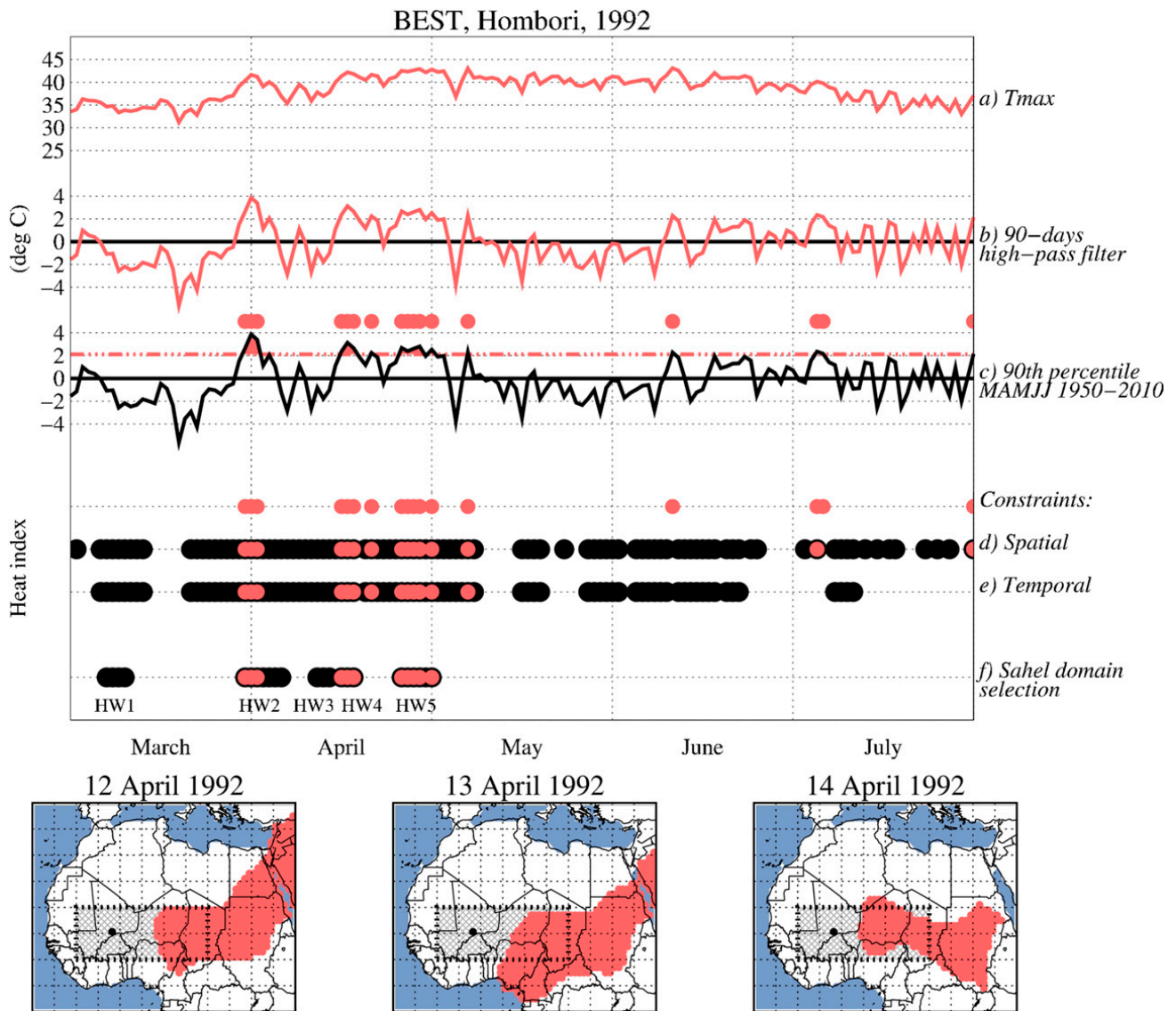


FIG. 1. Illustration of the methodology used to define the heat index using the example of the HImax in 1992 at Hombori (its geographic position is indicated with a black dot in the bottom set of panels). (top) The first three lines represent time series of (a) T_{max} , (b) T_{max} anomalies, and (c) with the 90th quantile superimposed (red dashed-dotted line) and the days whose temperatures exceed this quantile (red dots). The red dots indicate the detection of heat waves at Hombori, black dots the detection of heat waves within the African domain after (d) the spatial constraint and (e) the temporal constraint, and finally (f) the heat waves over the Sahelian domain. Each numbered line in (top) represents a step from the initial temperature to the final heat index. There are five heat waves in 1992 over the Sahelian domain; (bottom) the spatial extend of the third heat wave (HW3) is represented in the maps (red-colored area) and the gray hatched boxes indicate the Sahelian domain.

or a 31-day window (e.g., Russo et al. 2014). We test the impact of a 15-day moving window to define a seasonal-dependent 90th percentile instead of our constant 90th percentile. The 90-day high-pass filter is kept.

- NoFilter_15DW: As in most heat wave detection algorithms, we use unfiltered raw temperatures and a threshold based on the 90th percentile computed using a 15-day moving window centered on the current calendar day (Fischer and Schär 2010; Perkins et al. 2012; Perkins and Alexander 2013; Cowan et al. 2014).

- NoFilter: This uses raw temperatures and a fixed-percentile threshold for the whole period (March–July), as in Schoetter et al. (2015) and Ouzau et al. (2016).

d. Heat wave metrics

Heat wave studies commonly focus on three main features: intensity, duration, and frequency (Perkins 2015), which can be computed based at the event scale or for each grid point. Here we use the event-based

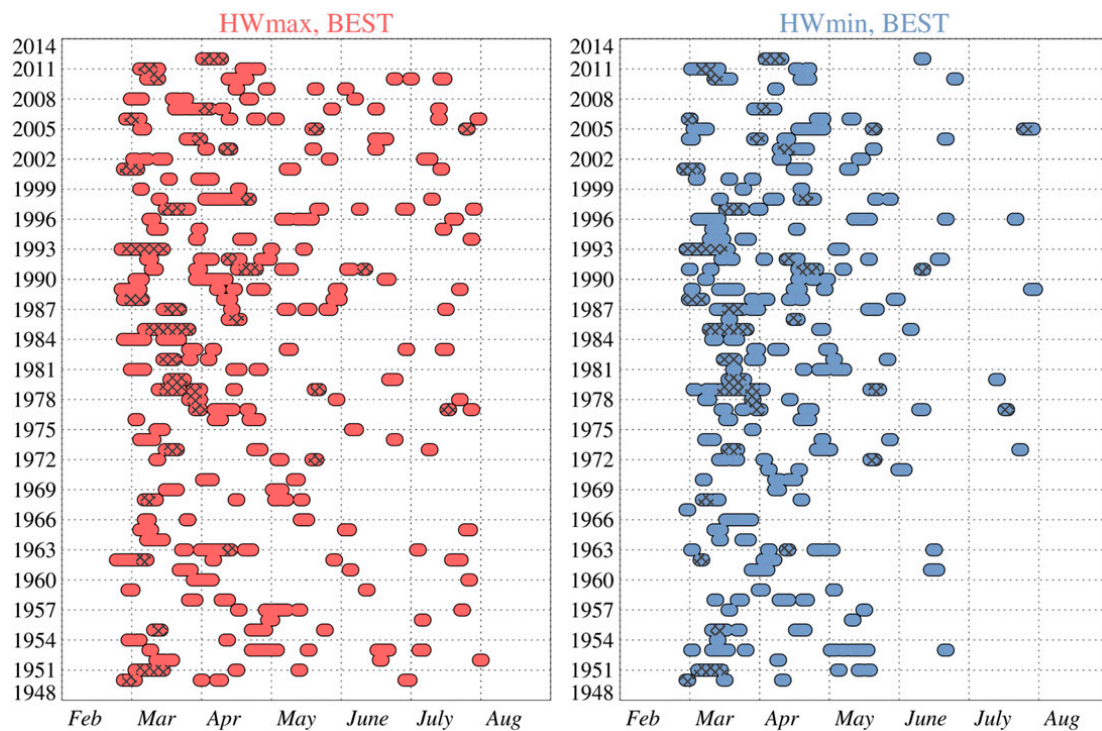


FIG. 2. Chronology of the heat waves for the heat index using (left) HWmax (red) and (right) HWmin (blue), using the BEST dataset from 1950 to 2012. Each point indicates the occurrence of a heat wave for the corresponding day and year. The hatched areas indicate heat waves that are shared by both HWmax and HWmin, cover an area of at least 20% of the Sahelian domain and last at least 3 days.

approach. We also add the spatial extension to these usual features. Besides the frequency of events per year, we grouped the features into two different types of characteristics: the first one relates to morphological properties while the other gathers the temperature-related characteristics.

Morphological characteristics are the following:

- 1) duration of the heat wave in days and
- 2) mean area covered in the Sahelian domain, expressed as a percentage relative to this domain. It is computed for each day of the heat wave and averaged over these days.

Temperature variables are the following:

- 1) Tmax, Tmin, and daily mean temperature Tmean, defined as $T_{\text{mean}} = (T_{\text{max}} + T_{\text{min}})/2$,
- 2) Tmax and Tmin anomalies (i.e., the 90-day high-pass-filtered temperatures), and
- 3) the diurnal temperature range (DTR) = $T_{\text{max}} - T_{\text{min}}$.

Each of these variables is averaged over the heat wave space and time dimensions.

Trends of the heat waves' characteristics are computed by first averaging the heat wave characteristics each year, either over the whole period (March–July) or over the core hottest spring months (April–May). The yearly mean

temperature-related characteristics of heat waves correspond to weighted averages. More precisely, for each heat wave we weighted the averaged value by the area and the duration of the heat wave so that the contribution of heat waves is proportional to their size and duration. Then a linear regression analysis of the yearly mean series is performed and the retrieved multidecadal trend is considered significant if the associated p value is lower than 0.05. For comparison with changes occurring at larger scales, climatic trends of Tmin and Tmax are computed similarly over the Sahelian domain.

3. Morphology and intensity of Sahelian heat waves

A chronology of the Sahelian heat waves detected as described in section 2 (HWmax and HWmin) is shown in Fig. 2 from March to July for the period 1950–2012. About 3.3 HWmax and 2.9 HWmin per year are detected. Only 20% of them occur simultaneously (crosses in Fig. 2), meaning that in terms of Tmin and Tmax they impact a region larger than 20% of the Sahelian domain for more than 3 consecutive days. This underlines the importance of distinguishing heat waves characterized by high Tmin from heat wave characterized by high Tmax in the Sahel. On average, HWmax events cover 42% of the Sahelian domain or $126 \times 10^4 \text{ km}^2$, last 5 days, and reach a

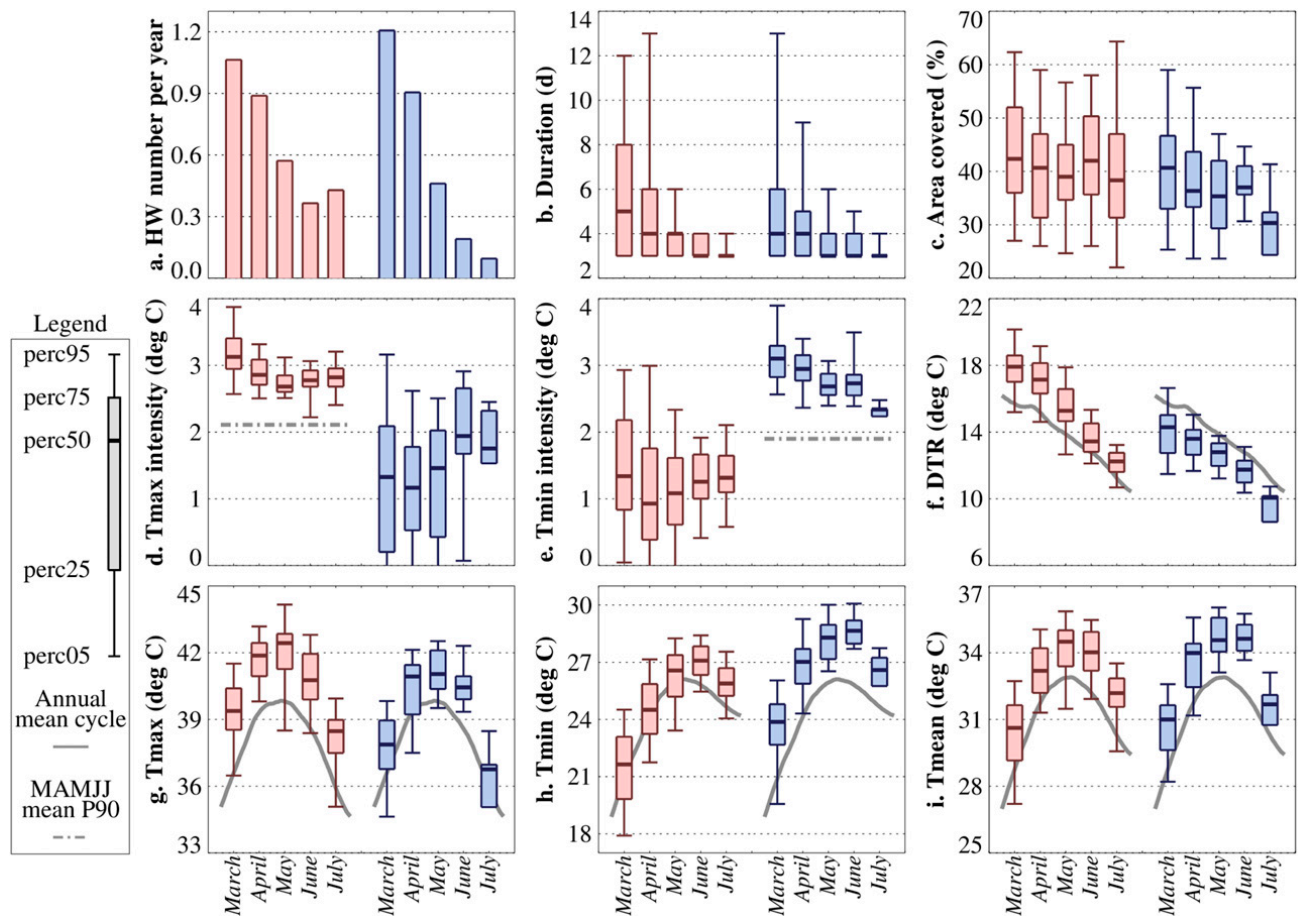


FIG. 3. Evolution of the morphological and thermodynamical characteristics of HWmax (red) and HWmin (blue) from March to July for the period 1950–2012 represented by percentile box plots: (a) number of heat waves per year, (b) duration, (c) area covered, (d) Tmax intensity, (e) Tmin intensity, (f) diurnal temperature range, (g) Tmax, (h) Tmin, and (i) Tmean. In (f)–(i) climatological values smoothed by a moving average over 21 days are shown with gray lines.

mean temperature anomaly of 3°C . HWmin have similar mean characteristics except for a slightly smaller area of $118 \times 10^4 \text{ km}^2$. HWmin and HWmax events are evenly distributed across the 1950–2012 period, with no evident trend of their frequency of occurrence (see section 5 for more details) as expected from the filtering process, which notably induces a detrending of the data. Moreover, these frequencies of occurrence display a strong interannual variability, up to sixfold (see, e.g., the differences between years 1986 and 1987 for HWmax in Fig. 2).

From a seasonal point of view, the further into the season, the shorter and the less frequent the heat waves become (Figs. 2 and 3a,b). This result is consistent for both heat wave types, but slightly more pronounced for HWmin during the end of spring, in June and July. There is on average less than one HWmin every five years in these two months, whereas HWmax events are twice as frequent in this period of the year even though they are quite rare compared to early spring (Fig. 3a). In both cases, their mean temperature anomaly is also

weaker than in March (Figs. 3d,e), consistent with lower variability of temperatures anomalies in June–July than in March–April (Fig. A1e and A2e).

In early spring, midlatitude synoptic disturbances, such as cold surges (Knippertz and Fink 2006; Vizy and Cook 2009) and the northward progression of the intertropical discontinuity (ITD)—which corresponds to the narrow interface at the surface between warm moist southwesterly monsoon flow and the much hotter and drier northeasterly wind from the Sahara Desert; L  le and Lamb 2010)—strongly modulate the amplitude of surface air temperatures fluctuations over the Sahel (Largeron et al. 2017, manuscript submitted to *Climate Dyn.*). The decrease of Tmin anomalies during HWmin events further continues until July (Fig. 3e), when the ITD is generally located north of the Sahel. This is possibly related to the establishment of a steady monsoon flow, as the presence of water vapor prevents strong nighttime cooling and tends to dampen nighttime temperature fluctuations (Guichard et al. 2009; Slingo

et al. 2009). By contrast, Tmax anomalies during an HWmax (Fig. 3d) are slightly higher in June and July, around the West African monsoon onset (Ali et al. 2003; Sultan et al. 2003), than in May. This is consistent with the increasing Tmax variability during the early monsoon. Indeed, in the early monsoon phase, rain events cause sharp drops in Tmax (Guichard et al. 2009; Schwendike et al. 2010). These Tmax drops last for several days after the rain and are mainly due to jumps in surface evaporative fraction (Kohler et al. 2010; Lohou et al. 2014). Such Tmax fluctuations at that time are probably favored by heterogeneous rain events (Fitzpatrick et al. 2015) and frequent dry spells (Sivakumar 1992; Frappart et al. 2009). The impact of rain on the surface energy budget is thus likely to increase Tmax variability in the early monsoon phase.

The seasonal fluctuations of Tmax, Tmin, Tmean, and DTR averaged over HWmin and HWmax events are relatively close to their respective mean annual cycles (Figs. 3f–i). The hottest (highest Tmax) HWmax occur in May, around the Tmax annual cycle peak in April–May, with 50% of HWmax having Tmax above 42°C. Likewise, the hottest (highest Tmin) HWmin occur in June, concomitant with the Tmin annual cycle peak in May–June, with 50% of HWmin having Tmin greater than 28.5°C. Note, however, that the occurrence of HWmax (HWmin) events does not systematically imply that Tmin (Tmax) is higher than its climatic value (Figs. 3g,h). As a result, the DTR tends to be well above its climatic value during HWmax events, and well below it during HWmin (Fig. 3f). Finally, Tmax remains above the human body temperature of 37°C during the core spring months April–June for both HWmax and HWmin (Fig. 3g): above this threshold, the human body cannot dissipate heat with its environment and cool down (Basu and Samet 2002; Kovats and Hajat 2008; Mora et al. 2017). Thus, even if this detection method is not specifically designed for health impacts, the detected heat waves are expected to be dangerous for the population health.

The impact of the criteria used for the detection of heat waves can be seen in Fig. 3: the 3-day criterion strongly shapes the heat wave duration (Fig. 3b), with many only just passing this value (47% of HWmin and 44% of HWmax last 3 days). On the contrary, the detection method is qualitatively less sensitive to the spatial criterion (Fig. 3c) and to the 90th percentile threshold (Fig. 3d,e) as the two associated characteristics are far above the chosen thresholds. This indicates that Sahelian heat waves tend by essence to be large-scale events corresponding to large deviations from the mean annual cycle of temperature.

On average over March–July, heat wave characteristics are generally not very strongly coupled. However, the

correlations R between Tmax and Tmin and between DTR and Tmin are significant at the 95% level, being respectively for HWmax (HWmin) 0.53 (0.78) and -0.72 (-0.55). A significant correlation between the area covered by heat waves and the duration of heat waves is also found in March: for both HWmax and HWmin, the correlation is close to 0.5. Note that over the Sahelian domain, the correlations between monthly mean values of Tmax and Tmin and between monthly mean values of DTR and Tmin are also significantly correlated for each month ($R > 0.5$). This indicates that these couplings between Tmax and Tmin and between DTR and Tmin remain valid from the smaller scale of heat wave events to monthly time scales.

As previously discussed, very few HWmax and HWmin events overlap in space and time. Nevertheless, about 20% of concomitant HWmax and HWmin events are larger than 20% of the Sahelian domain for more than 3 days. These events lead to particularly stressful periods for Sahelian societies. Such heat wave events occur about once every two years over the region, last 4.8 days on average, are slightly smaller in extent than their parent HWmin and HWmax event ($110 \times 10^4 \text{ km}^2$ vs 118 and $126 \times 10^4 \text{ km}^2$, respectively) and reach a mean value of 3.5 (3.4)°C for Tmax (Tmin) anomalies, compared with 3°C for HWmax (HWmin). Tmax (Tmin) values of the overlapping heat waves are not significantly different from the HWmax (HWmin) values at the 95% level.

4. Sensitivity of heat wave characteristics to the definition and dataset

a. Impact of the heat wave definition

We assess the sensitivity of our heat wave definition by comparing our results (section 3) with those obtained with definitions that are often used in the literature (section 2c). The heat wave characteristics obtained with each definition are summarized in Fig. 4 and Table 1.

The 15DW set tests the impact of taking a 15-day moving window to define a seasonally dependent temperature anomaly threshold, instead of a constant percentile over March–July. 15DW heat wave frequency of occurrence is now fairly constant throughout the season (Fig. 4a): indeed, the use of a moving window for the determination of the 90th percentile causes a fixed number of days to be extreme for each calendar day. Otherwise, other heat wave properties are not significantly modified, except for a small difference in the anomaly amplitudes (Figs. 4d,e): the temperature anomalies are now higher in March–April and then lower in June–July. This is related to the stronger temperature variability in the early months, resulting

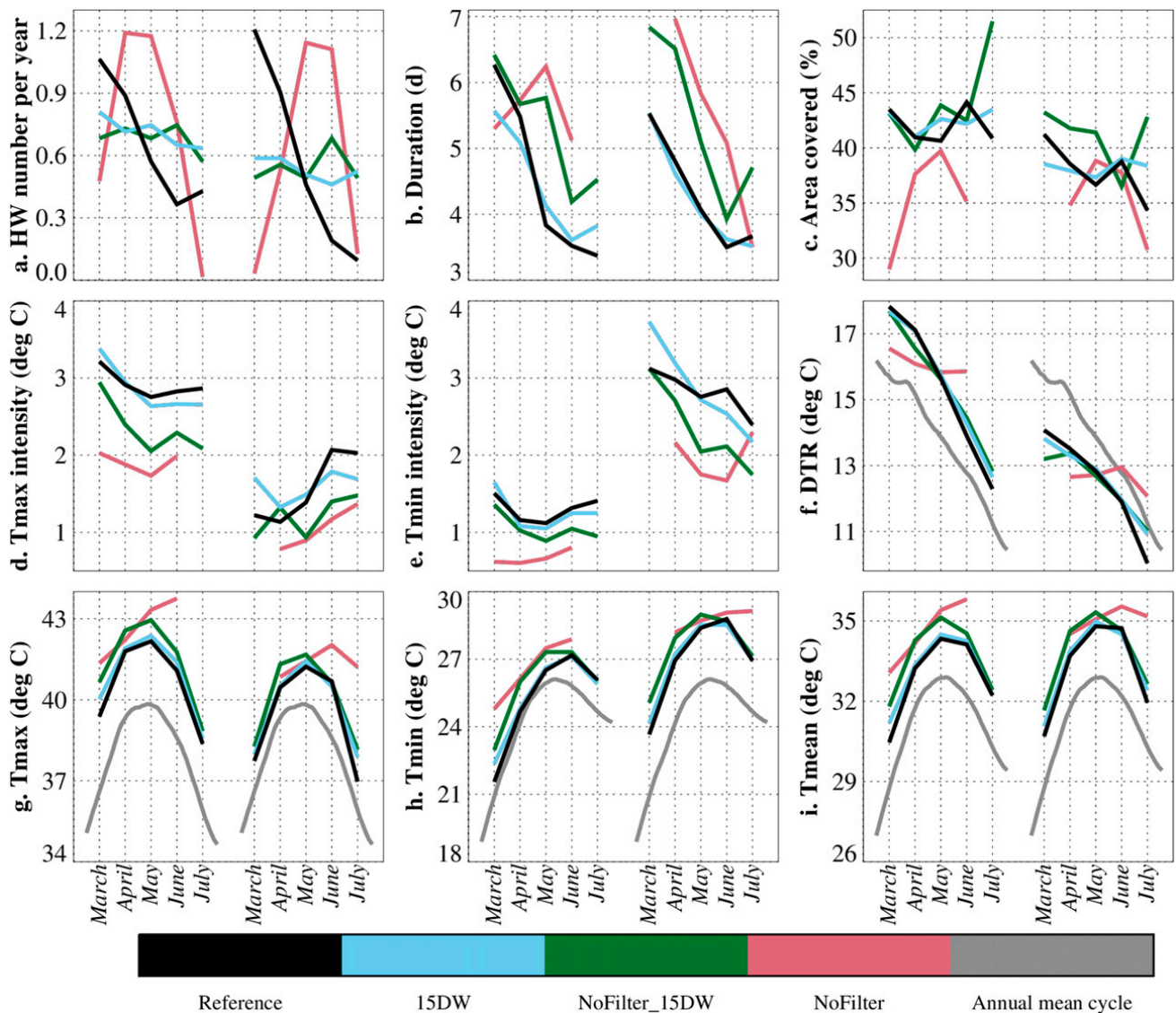


FIG. 4. As in Fig. 3, but for averaged characteristics of heat waves identified with different methodologies: Reference data (black line), 15DW (light blue line), NoFilter_15DW (green line), and NoFilter (red line). Monthly characteristics computed over less than five heat waves are not plotted. In each panel, the curves on the left-hand side refer to HWmax and those on the right-hand side to HWmin.

in more heat waves found in these months with our own definition.

The NoFilter_15DW is often used in the literature. As for 15DW, the frequency of occurrence of heat waves is almost constant throughout March–July. The NoFilter_15DW heat waves last longer, are overall larger, and their temperature anomalies are smaller, while their mean Tmax, Tmin, and Tmean are higher (Fig. 4). Finally, as for 15DW and the reference dataset, the duration of both HWmin and HWmax also decreases markedly from March to June.

The NoFilter heat wave set is mainly driven by the annual temperature cycle and most heat waves occur near its marked peak, in April–May for Tmax and in May–June for Tmin, with very few heat waves in March and July.

Essentially, using filtered temperatures tends to increase the heat wave temperature anomalies while using raw temperatures tends to increase the heat wave temperatures (see 15DW compared to NoFilter_15DW and the reference data compared to NoFilter in Figs. 4d,e,g,h); this demonstrates the result that there is no direct correspondence between the strongest intraseasonal and synoptic temperature fluctuations and the highest temperatures, the latter being more controlled by longer-term variability.

On average over the whole spring extended period, heat wave properties are not significantly sensitive to the chosen approach (see Table 1), except for temperature-related differences that are directly linked to the approach. Finally, the percentile based on a long fixed-window results

TABLE 1. Average heat wave properties obtained with our heat wave index using the BEST dataset over 1950–2012 (the reference data, first row), with other heat wave indices, and with our heat wave index using BEST, ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA over 1979–2012. The first and second values in each cell correspond respectively to HWmax and HWmin properties. Boldface values indicate that they are significantly different (Student's t test at the 95% level) from those obtained in the reference; boldface and italic values indicate that they are significantly different from BEST over 1979–2012 and are used when comparing to various reanalyses (ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA).

HWmax/HWmin	No. per year	Duration (day)	Area covered (%)	Tmax intensity (°C)	Tmin intensity (°C)	DTR (°C)	Tmax (°C)	Tmin (°C)
Reference	3.3/2.9	5.0/4.9	42.1/39.2	3.0/1.3	1.3/3.0	16.1/13.4	40.6/39.3	24.4/25.9
Comparison to other heat indices								
15DW	3.6/2.7	4.5/4.3	42.5/38.2	2.9/1.6	1.3/2.9	15.6/12.6	40.9/39.6	25.2/27.0
NoFilter_15DW	3.4/2.7	5.3/5.3	43.8/40.8	2.4/1.2	1.1/2.3	15.5/12.4	41.5/40.1	25.9/27.7
noFilter	3.6/2.9	5.7/5.6	36.6/37.2	1.9/1.0	0.7/1.8	16.0/12.8	42.8/41.5	26.8/28.8
Impact of the meteorological dataset on the detection								
BEST 1979–2012	3.5/2.5	5.1/5.4	41.9/40.9	3.0/1.5	1.5/3.2	16.0/13.3	41.0/39.7	25.0/26.4
ERA-Interim	2.8/2.2	5.0/6.3	35.2/34.9	3.6/1.3	1.5/3.3	14.9/12.8	40.0/38.8	25.1/26.0
NCEP-2	2.1/1.6	5.0/5.9	31.1/32.4	4.6/0.5	0.4/6.2	19.1/10.3	39.6/37.5	20.5/26.9
MERRA	1.4/2.4	5.1/6.8	33.3/36.9	4.4/2.2	2.9/3.2	17.3/15.4	42.9/41.6	25.5/26.2

in a steady seasonal distribution over the intensities, while the percentile based on a short moving window causes a steady seasonal distribution over the occurrence, with the possibility of having a wide range of heat wave intensities from extreme heat waves to less extreme warm spells. Thus the choice of approach used to detect a heat wave is important, and ideally it should be driven by the targeted questions and applications. For instance, our “meteorological” approach favors the selection of heat waves of close intensities (in terms of temperature anomaly), and this choice is well suited for further composite studies (Roehrig et al. 2011; Poan et al. 2013). The connectedness constraint should also be helpful for heat wave tracking analyses. More broadly, some applications in agricultural and health sectors may require additional information in the heat wave detection, for instance soil moisture, atmospheric humidity or apparent temperature [such as in the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) heat index, http://www.nws.noaa.gov/om/heat/heat_index.shtml], which are currently not taken into account in the indices discussed above.

b. Sensitivity to the meteorological dataset

For this study BEST is our reference dataset. In this section, the sensitivity of heat wave properties to the dataset is explored by applying the same methodology to three meteorological reanalyses, ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA.

As the meteorological reanalyses only cover 1979–present, heat wave detection is restricted to their common period 1979–2012. BEST heat wave characteristics are very similar when detected over this shorter period (Fig. 5), with overall no significant difference at the 95% level for the mean morphological and temperature-related

characteristics (except for a small increase of 0.2°C for HWmin Tmin anomalies).

The four products have distinct temperature distributions and annual cycles (see the appendix), which induces differences between heat wave properties detected with one or the other dataset. Their average properties are summarized in Table 1.

For HWmax events, the frequency of occurrence is slightly lower in ERA-Interim compared to BEST, and much lower in NCEP-2 and MERRA, by 40% and 60% respectively (Fig. 5a). In contrast, the frequency of occurrence of HWmin events is not significantly different between BEST, ERA-Interim, and MERRA. Nevertheless, all datasets capture the annual cycle of BEST heat wave frequency of occurrence documented above (i.e., that the further into the spring season, the smaller the probability of heat wave occurrence and the shorter these heat waves; not shown). Only ERA-Interim has a different behavior for HWmax events, which are most frequent in July. This appears to be linked to monthly differences in the temperature anomaly variances: indeed, for BEST, NCEP-2, and MERRA they slowly decrease from March to July whereas the ERA-Interim variances increase from June on (see the appendix).

The mean duration of HWmax events is similar in all reanalyses compared to BEST, in terms of distribution (Fig. 5b) and on average at the 95% level. HWmin events have a similar behavior except for MERRA events, which are overall longer.

Heat waves in the reanalyses cover smaller areas than in BEST by approximately 22×10^4 km² (Fig. 5c). BEST temperatures are constructed using a kriging regression method over station observations and are therefore quite sensitive to the density of the observational network.

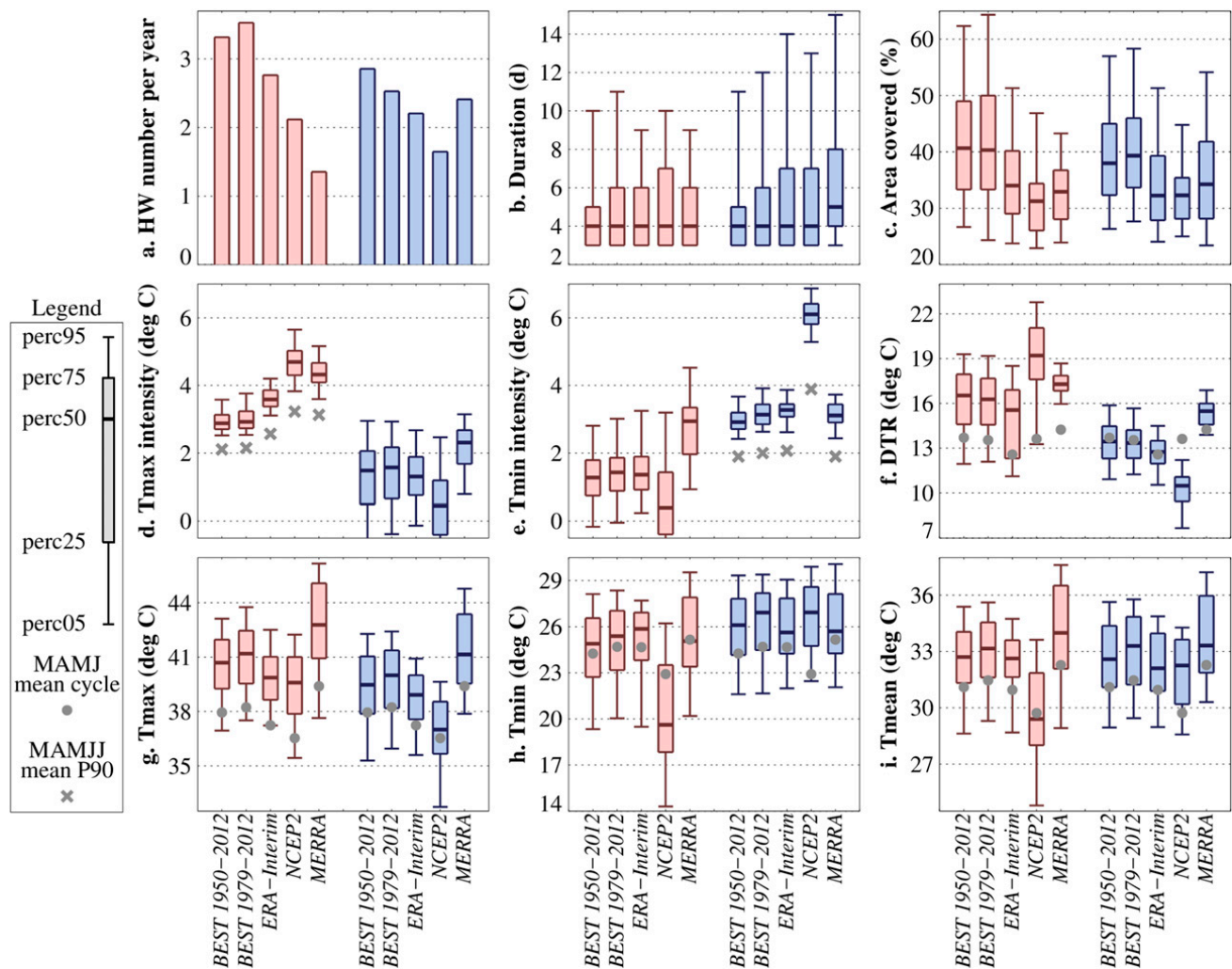


FIG. 5. As in Fig. 3, but over the whole period March–July for different meteorological products: BEST, ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA over the period 1979–2012 unless indicated.

It is possible that the weak density of stations over the Sahel tends to smooth BEST temperatures (Rohde et al. 2013a). In contrast, reanalyses with their higher-resolution grids can generate smaller-scale structures, which are more likely to produce spatially smaller heat waves.

All reanalyses also simulate stronger HWmax events than BEST (Fig. 5d). Tmax anomalies of HWmax are 0.6°C higher in ERA-Interim and 1.5°C higher in NCEP-2 and MERRA. By contrast, Tmin anomalies of HWmin are rather consistent across the datasets, except for NCEP-2, which strongly overestimates their intensity (on average 6.2°C compared to roughly 3°C). This shift is in direct relation with the Tmin anomaly variance of NCEP-2, which reaches more than twice the variance of the other datasets (Figs. A1e and A2e).

The analysis of the temperature distribution discussed in the appendix indicates that NCEP-2 and ERA-Interim have a cold bias in Tmax while MERRA has a warm bias. NCEP-2 has a very strong Tmin bias (up

to -3°C). As a result, heat wave temperatures mostly follow the dataset mean temperature biases (Figs. 5g–i), except for HWmin Tmin in NCEP-2 for which the cold bias is compensated by an overly strong high-frequency variability of Tmin.

In summary, heat wave characteristics are quite sensitive to the meteorological product used to detect them. The main differences seem to arise from the nature of the dataset considered (model versus interpolated local observations) and from the differently biased temperature background. The former affects heat wave size and duration while the latter drives differences in heat wave temperatures. Both the synoptic and intraseasonal variability of reanalyzed temperatures, especially for NCEP-2, affect the occurrence of the heat waves. Finally, our results show that care should be taken when choosing a dataset for heat wave studies, especially over regions where in situ observations are scarce, because differences between some basic heat waves

TABLE 2. As in Table 1, but for trends of the heat wave characteristics over March–July. A trend is considered nonsignificant (NS) if the p value is larger than 0.05.

		Number per year per decade	Duration (day decade ⁻¹)	Area covered (% decade ⁻¹)	Tmax intensity (°C decade ⁻¹)	Tmin intensity (°C decade ⁻¹)	DTR (°C decade ⁻¹)	Tmax (°C decade ⁻¹)	Tmin (°C decade ⁻¹)
Reference 1950–2012	HWmax	+0.22	NS	NS	NS	+0.13	-0.23	+0.27	+0.5
	HWmin	NS	NS	+0.98	+0.16	+0.05	NS	+0.35	+0.44
Comparison to other heat indices									
30Filter	HWmax	NS	NS	+1.1	+0.04	NS	NS	+0.23	+0.25
	HWmin	NS	NS	NS	NS	NS	NS	+0.28	+0.38
15DW	HWmax	NS	NS	NS	NS	+0.13	NS	+0.27	+0.35
	HWmin	NS	NS	NS	NS	NS	NS	+0.25	+0.28
NoFilter_15DW	HWmax	+0.92	+0.42	+1.37	NS	NS	-0.25	NS	+0.35
	HWmin	+1.12	NS	NS	NS	-0.16	NS	+0.30	+0.31
NoFilter	HWmax	+0.90	+0.42	NS	NS	NS	-0.28	NS	+0.33
	HWmin	+1.16	NS	+2.49	NS	-0.15	+0.15	NS	NS
Impact of the meteorological dataset on the detection									
BEST 1979–2012	HWmax	NS	NS	NS	NS	NS	NS	+0.40	NS
	HWmin	NS	NS	NS	NS	NS	NS	+0.55	NS
ERA-Interim	HWmax	-0.59	NS	NS	-0.12	NS	NS	NS	NS
	HWmin	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
NCEP-2	HWmax	NS	-0.89	NS	NS	NS	NS	+0.66	NS
	HWmin	NS	NS	-2.13	NS	NS	NS	NS	+0.78
MERRA	HWmax	NS	NS	NS	NS	-0.49	NS	+0.90	NS
	HWmin	NS	NS	-3.39	NS	-0.13	+0.26	+0.86	+0.60

characteristics can be quite large. Overall, ERA-Interim appears to be the best suited meteorological reanalysis to study heat waves when compared with local and gridded observations over the Sahel.

5. Long-term evolution of heat waves since 1950

Since 1950, temperatures have strongly increased in spring over the Sahel. In this section, we analyze the links between this climatic trend and heat wave trends, with two complementary approaches.

a. Event-based approach

The long-term linear trends (1950–2012) of the various heat wave properties are summarized in Table 2. HWmax event duration and area do not show any significant trend over the period, while their frequency of occurrence has slightly increased by 0.22 heat waves per decade. The area covered by HWmin events has significantly increased by 1% ($3 \times 10^4 \text{ km}^2$) per decade since 1950, while there are no significant trends for their frequency of occurrence and their duration. The HWmax and HWmin intensity, as measured by their respective temperature anomalies, do not show any significant or strong trend either. In contrast, heat wave mean minimum, maximum, and daily averaged temperatures significantly increased between 1950 and 2010, from 0.27° to 0.5°C decade⁻¹ depending on the heat wave

type or the considered temperature variable. Heat wave Tmin increased faster than the corresponding Tmax, about 0.5°C decade⁻¹ for Tmin compared to roughly 0.3°C decade⁻¹ for Tmax. The fact that Tmin increased faster than Tmax is consistent with the trends found by Guichard et al. (2015) in the Sahel. More broadly, this result has been highlighted worldwide and might be related for a part to an increase in the cloud cover (Karl et al. 1993; Easterling et al. 1997).

From 1950 to 2010, the long-term temperature trend over the Sahel is highly variable from month to month (Guichard et al. 2015). In April and May, monthly mean temperatures exhibit the most robust linear trend of around +0.3°C decade⁻¹, and these are also the hottest months of the year. Therefore, only April and May are considered here to compare heat wave temperature trends to the mean Sahelian trend. Figure 6 shows the time series of April–May minimum and maximum temperature trends over the Sahel domain and their counterparts for the detected heat waves. A linear regression indicates that Sahel April–May mean maximum temperatures trends are equal to $+0.25^\circ \pm 0.09^\circ \text{C decade}^{-1}$ (95% confidence level), while the minimum temperature trend reaches $+0.32^\circ \pm 0.08^\circ \text{C decade}^{-1}$. Even though this is consistent with a mean temperature trend in April–May of 0.3°C decade⁻¹, this emphasizes different rates of increase for minimum and maximum temperature. HWmax event maximum temperatures mostly follow the

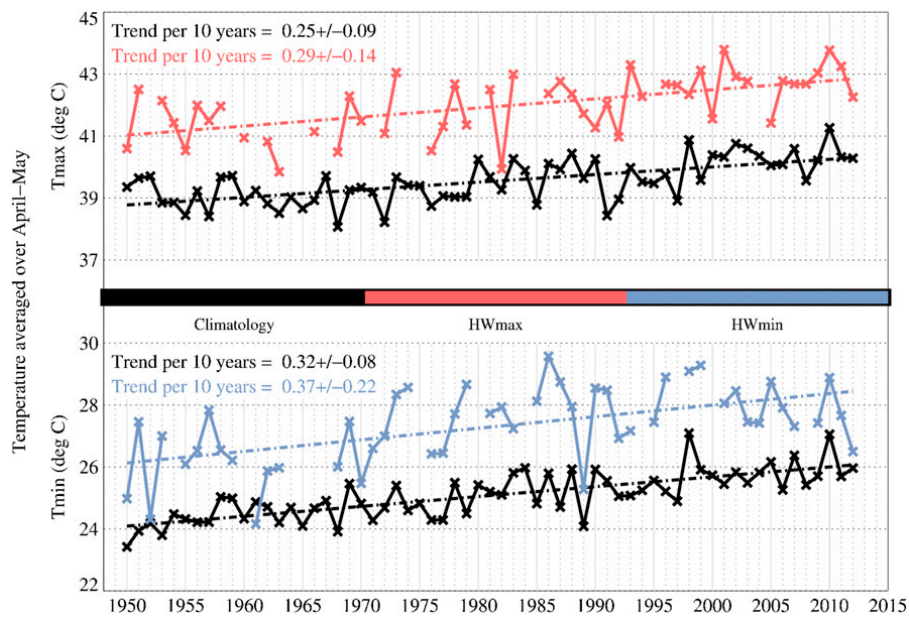


FIG. 6. Time series of April–May mean (top) Tmax and (bottom) Tmin for each year from 1950 to 2012 on average over the Sahelian domain (solid black) and over heat waves, namely (top) Tmax of HWmax (solid red) and (bottom) Tmin of Hwmin (solid blue); dotted–dashed lines correspond to the associated linear trends. Heat wave curves are discontinuous since heat waves do not occur every year. The Lagrangian approach is used to compute the heat wave trends.

increase of mean maximum temperature with a trend of $0.29^{\circ} \pm 0.14^{\circ}\text{C decade}^{-1}$, and HWmin event minimum temperatures evolve approximately at the same rate as mean minimum temperatures ($+0.37^{\circ} \pm 0.22^{\circ}\text{C decade}^{-1}$). Thus the long-term evolution of heat waves over the Sahel appears to be mainly driven by the background temperature trend. Changes in synoptic and intraseasonal variability, if any, do not significantly impact heat wave temperature trends.

The link between heat wave trends and regional or global temperature trends has been largely addressed in the literature. For instance, [Russo et al. \(2014\)](#) argued that the global surface area impacted by heat waves significantly increased in the last decades. [Gershunov and Guirguis \(2012\)](#) found positive trends of heat wave magnitudes over 1950–2012. They also reported that the California inland desert heat wave temperatures are increasing less rapidly than the mean temperature. [Argüeso et al. \(2016\)](#) showed that globally the mean climate warming is responsible for most of the heat wave changes in the next century except for Europe and North America, in agreement with [Schoetter et al. \(2015\)](#) for Europe. In the tropics, the climate warming is associated with a shift of the temperature distribution ([Argüeso et al. 2016](#); [Déqué et al. 2017](#)), which is consistent with our results.

The linear trends over 1979–2012 of the four datasets (section 4b) are displayed in Table 2. The smaller number of heat waves, in addition to the reduced time period, is likely to increase the odds of a nonsignificant value,

and the results must be taken with care. The main result is that, when significant, the Tmax, Tmean, and Tmin show a positive trend. Conversely, for HWmin, there is a significant diminution of the area covered when using NCEP-2 and MERRA. The spread of climatological trends estimated with these reanalyses is likely to be at play in the heat wave trends: Tmax climatological trends range from $+0.3^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ in ERA-Interim to $+0.55^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ in MERRA and Tmin trends from $+0.3^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ in MERRA to $+0.55^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ in NCEP-2 (Fig. A3).

The heat waves detected in the present work are Lagrangian objects and therefore the analysis of the trends of some of their properties raises some questions. In an environment with spatial temperature gradients, heat wave temperature trends could involve shifts in the areas impacted by the heat wave in association with possibly different climatological trends over these areas. It would thus depend on the spatial pattern of the mean Tmin and Tmax long-term changes, which are shown in Figs. 7a and 7b. Indeed, those climatological trends are spatially dependent ([Guichard et al. 2012](#); [Fontaine et al. 2013](#); [Guichard et al. 2015](#); [Moron et al. 2016](#)): both Tmin and Tmax linear trends are higher over Mauritania, Mali, and northern and western Niger, and decrease to the south toward the Guinean coast and to the very east over Chad. Hence the spatial and temporal distribution of the heat waves can influence the above heat wave trends. To better assess the role of

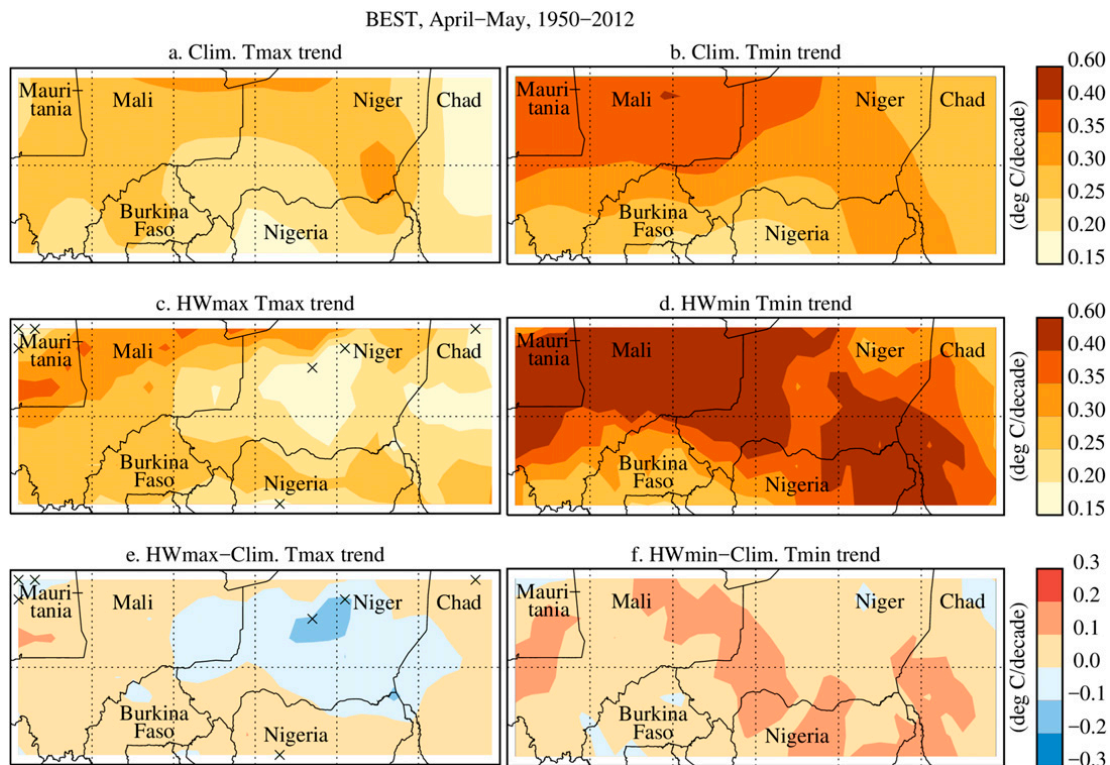


FIG. 7. Maps of climatological trends of (a) Tmax and (b) Tmin computed over April–May for 1950–2012; (c), (d) As in (a), (b), but for Tmax of HWmax heat waves and Tmin of HWmin heat waves, and (e), (f) the difference between climatological and heat wave trends [i.e., (e) = (c) – (a); (f) = (d) – (b)]. Crosses indicate grid points where differences are not significant at the 95% level.

these distributions, we weighted the climatological trend by the total number of heat wave days for each grid point (not shown): thus an area that is affected by a great number of heat wave days will contribute more than an area affected by a lower number. In practice HWmax and HWmin are located mostly in the eastern part of the Sahelian domain; however, the weighted climatological trends are unchanged. This nonhomogeneous spatial distribution of the heat waves can also be time dependent, so that heat wave temperature trends are then computed over slightly different climates. To avoid the issues linked to the Lagrangian approach, in the next section we investigate another option that uses a Eulerian approach to study the trends.

b. Local Eulerian approach

Trends can also be computed for each grid point, by considering the annual mean temperature for the days when heat waves occur at that grid point. The selection of heat waves over the Sahelian domain leads to retaining fewer heat waves at the edge of the Sahelian domain and thus the sample is substantially reduced. To avoid these edge effects, all heat waves detected over the whole African domain are accounted for, not only those overlapping over 20% of the Sahel domain.

The maps of significant linear trends are shown in Figs. 7c and 7d.

The Tmin trend of HWmin events is mostly uniform over the Sahel, reaching $+0.4^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ (Fig. 7d). It is slightly lower over Burkina Faso and southern Mali as well as over northern Chad, where the trends there are below $+0.3^{\circ}\text{C decade}^{-1}$. Overall Tmin trends of HWmin events are close to the climatological April–May trends, or slightly stronger, particularly over the southeast part of the Sahel (Fig. 7f): HWmin are thus warming at the same rate or slightly faster than the mean regional climate. The Tmax trend of HWmax events is maximum over Mauritania, northern Mali, and northern Niger, reaching $+0.4^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ (Fig. 7c). It is minimum over central Niger and central Chad. There the trend is slightly weaker than the mean long-term warming (Fig. 7e), which indicates that HWmax events intensify less quickly than the mean climate. This could be interpreted as a saturation effect for maximum temperatures whose distributions are negatively skewed (Figs. A1d and A2d) and that are already very high over the region during HWmax events (e.g., it could involve physical mechanisms operating in the surface energy balance at high temperature). Interestingly, a similar result was noted by Gershunov and Guirguis (2012) over the California desert.

The differences between heat wave and climate trends range between -0.2° and $0.2^\circ\text{C decade}^{-1}$, which is close to the confidence interval of the trends themselves. Therefore, temperature trends at the climate and heat wave scales over the Sahel are mostly similar, with some spatial particularities that need to be further assessed.

6. Conclusions

This paper introduces a new heat wave detection methodology that comprises four different steps: a temperature filtering to focus on specific temporal scales, the determination of a temperature extreme threshold based on a March–July window 90th percentile, the application of a spatiotemporal constraint, and finally the selection of a particular geographic domain.

The filtering process enables us to focus on a specific type of heat waves, without mixing different temporal scales. Here, we focused on heat waves of synoptic to intraseasonal scales and thus we decoupled heat wave events from the annual cycle and long-term temperature variabilities. The use of a fixed window provides information on the seasonal evolution of the heat wave occurrences. The spatiotemporal constraint selects spatially and temporally coherent heat waves (here they last at least 3 days and cover more than $60 \times 10^4 \text{ km}^2$). The final step of selecting a particular domain allows this heat index to be used over any region.

This heat index was applied separately to daily maximum and minimum temperatures (Tmax and Tmin) of the observational-based BEST dataset. We found an average of 3.3 “Tmax heat waves” (HWmax) and 2.9 “Tmin heat waves” (HWmin) per year. Both types of heat waves last on average around 5 days, cover roughly $120 \times 10^4 \text{ km}^2$ with a temperature anomaly of $+3^\circ\text{C}$. In May, the mean Tmax (Tmin) of HWmax (HWmin) reaches up to 42°C (28°C) or more. The HWmin areas are slightly smaller than the HWmax. Concomitant HWmax and HWmin events happened only one-fifth of the time. This result supports the decision to separately analyze maximum and minimum temperatures in the Sahelian region.

Heat waves also become shorter and less frequent from March to July. HWmin events are particularly rare in June–July. In March–April, heat wave temperature anomalies are stronger than those in June–July, a consequence of the temperature anomaly variance distribution of BEST.

There was no strong climatological trend of heat wave occurrences over 1950–2012. However, their Tmax (Tmin) significantly increased from 1950 to 2012, by 1.6°C for HWmax (2.6°C for HWmin). This warming is consistent with a mean shift of the temperature distribution, in line with the results of Argüeso et al. (2016) in the tropics; the heat waves are not intrinsically hotter, but

rather they reflect the warming climate. In the northern Sahel, however, we found that the climatic warming trend is stronger than the heat wave trend for the Tmax, as also highlighted by Gershunov and Guirguis (2012) over California deserts.

The results are quite similar when the percentile is computed over a 15-day moving window, except for differences over the seasonal occurrences that are directly linked to methodological choices. The constant percentile led to a steady temperature anomaly distribution throughout the season while the moving-window produced a steady seasonal occurrence distribution, leading to a wide range of heat wave intensities. Over a moving window without the filtering process, we found that heat waves were longer and larger. As expected, heat waves are also becoming more frequent by one per decade when raw instead of filtered temperature are used.

The heat index was also computed similarly with temperatures from three meteorological reanalyses, namely ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA, over 1979–2012. The heat waves were smaller than for BEST; this could be related to the different nature of the datasets (observationally based versus model); the heat wave sizes in reanalyses are not smaller for the finer grid though. Inherent biases between the distributions of climatological means and variances resulted in significant differences in temperature-related heat wave characteristics. This notably affects Tmin anomalies in NCEP-2 HWmin (they are 3°C higher on average) and to a lesser extent Tmax in MERRA HWmax, while temperature and temperature anomalies in both heat wave types are much closer to BEST in ERA-Interim.

Perkins (2015) identified three potential drivers of heat waves: synoptic systems, soil moisture–atmosphere feedbacks, and larger-scale dynamics. Fontaine et al. (2013) studied the latter and suggested that Rossby waves may play a role in the forcing heat waves. The second potential driver is unlikely here since soil moisture is very low during springtime in the Sahel. However, this does not preclude the significance of other mechanisms of surface–atmosphere interaction in this region. For instance, LARGERON et al. (2017, manuscript submitted to *Climate Dyn.*) recently described a major water vapor impact on nighttime temperature in a Sahelian heat wave case study.

More generally, further studies are necessary to analyze the meteorological situations associated with Sahelian heat waves and to understand how physical processes distinctly shape nighttime and daytime temperatures during these events. The present set of detected heat waves, combined with observations and dynamical fields from reanalyses, should be useful for such purpose. This would allow for studying composites of these events; for instance, at a given location we could

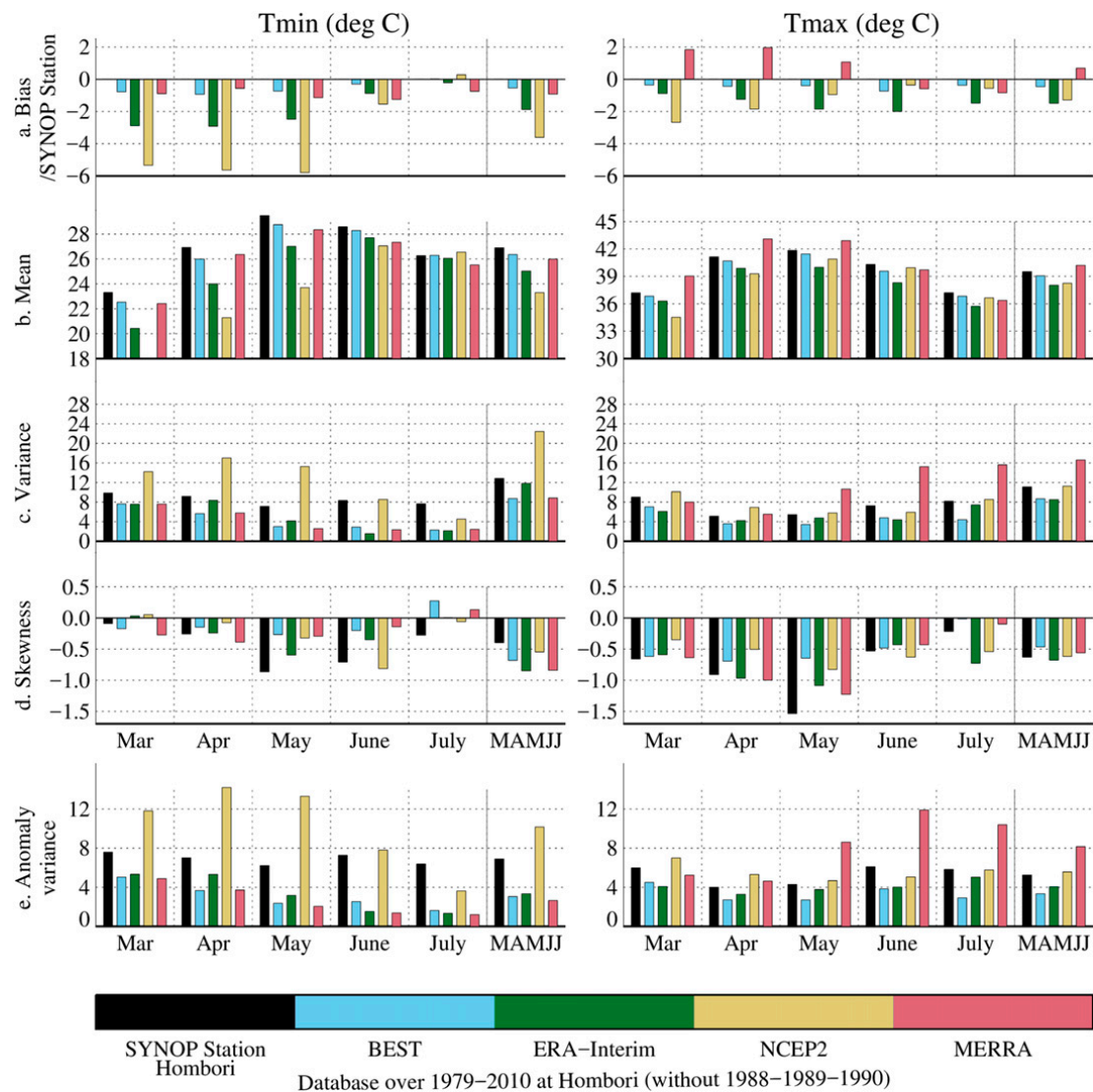


FIG. A1. Statistical moments of the (left) minimum and (right) maximum temperature distributions of the observationally gridded dataset BEST, the reanalyses ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA, and the SYNOP station Hombori, Mali (15.33°N, 1.8°E), over 1979–2010 by month and over the March–July (MAMJJ) period: the differences between the mean of the gridded dataset and (a) the SYNOP observations, (b) the mean of the gridded dataset, (c) the variance, (d) the skewness, and (e) the anomaly variance. The climatic trends are removed before computing the moments. The anomaly variances in (e) correspond to the variance of the anomaly temperatures computed with the 90-day high-pass filter. The years 1988, 1989, and 1990 have been removed because of inconsistencies in the Tmin of Hombori.

define composites from the time sequences associated with the passages of heat waves. For the locations where in situ data are available [e.g., those from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis–Couplage de l’Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique (AMMA-CATCH) network; Lebel et al. 2009], observations might also be used to analyze the dynamic and thermodynamic characteristics of the events at small scale.

Further studies should also investigate the causes behind the distinct trends in Tmax for HWmax and Tmin for HWmin. In particular, the strong Tmin trend raises questions about its potential links with changes in

atmospheric water vapor or cloud cover (Karl et al. 1993; Easterling et al. 1997). Although observations are scarce, they are valuable for exploring relationships between water vapor and nighttime temperature during heat waves in a more systematic way (Evan et al. 2015).

Finally, from a modeling perspective, previous studies (e.g., Roehrig et al. 2013) point to a large spread in CMIP5 simulations of annual cycles and mean trends of temperatures over the Sahel. For heat waves specifically, our methodology applied to these simulations could document their ability to simulate heat waves. Moreover, as heat wave characteristics and trends may not be independent

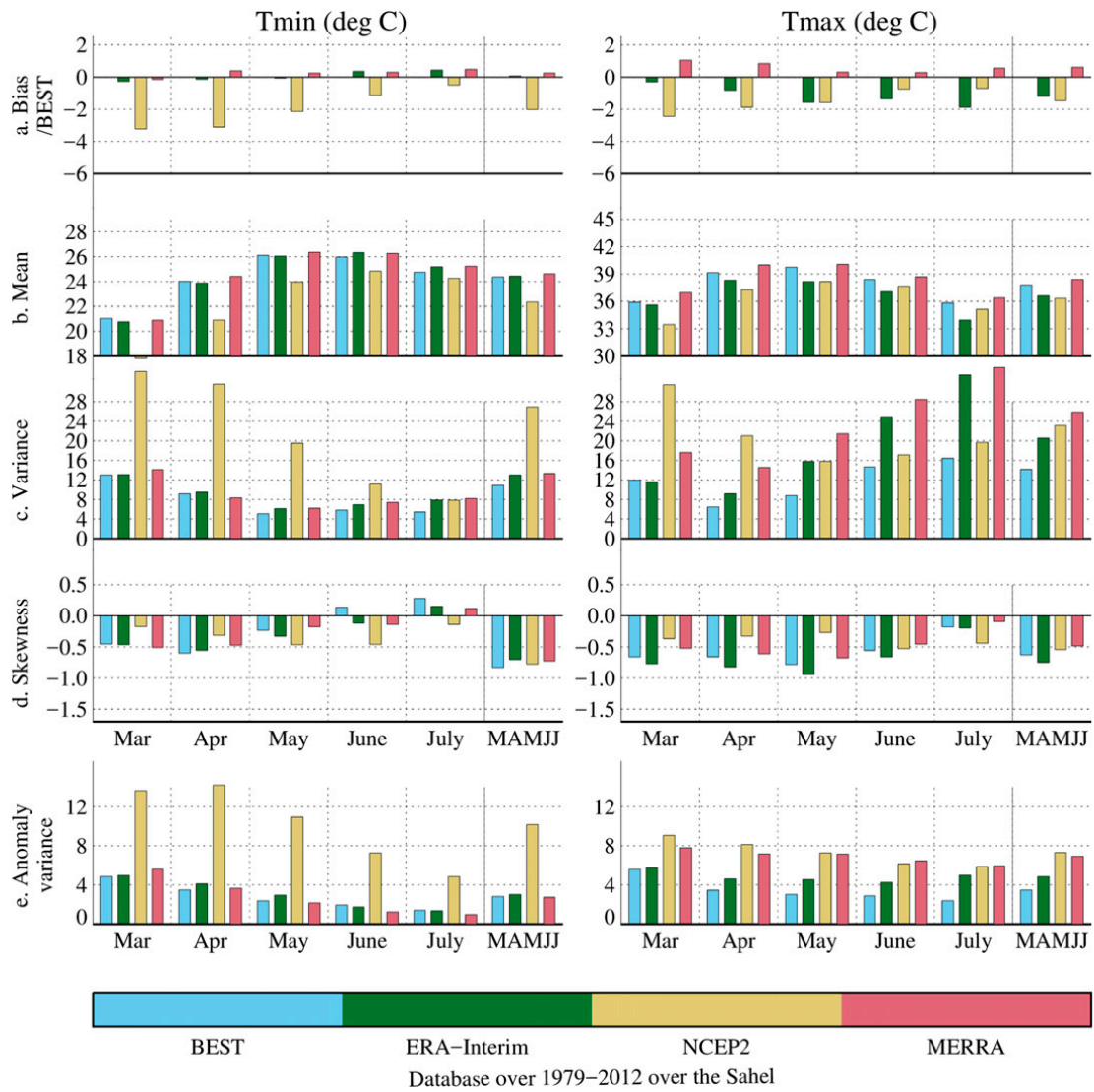


FIG. A2. As in Fig. A1, but for BEST, ERA-Interim, NCEP-2, and MERRA over the Sahelian domain (10°–20°N, 10°W–20°E) over 1979–2012. The climatological trends are removed before computing the moments.

from the simulated mean climate and climatological trends in the Sahel, it would be valuable to analyze their links.

Acknowledgments. This study is part of ANR project ACASIS (2014–2017, Grant ANR-13-SENV-0007). We thank the reviewers for their constructive comments and suggestions.

APPENDIX

Temperature Statistics and Climatological Trends among Datasets

The observational gridded product BEST and the three reanalyses ERA-Interim, NCEP-2 and MERRA

were compared over 1979–2010 to two SYNOP stations with consistent temperature time series: Hombori (Guichard et al. 2015) and Niamey (Leauthaud et al. 2017). Figure A1 summarizes the main statistical characteristics of temperature distributions at Hombori or at the closest geographical point to this site for the datasets: the mean (Fig. A1b), the variance (Fig. A1c) and the skewness (Fig. A1d), as well as the differences between the mean of the gridded datasets and the SYNOP observations (Fig. A1a) for the maximum and minimum temperatures. The variance of the temperature anomalies are also displayed (Fig. A1e). The climatological trends were removed before computing those statistics.

First we compared their monthly values from March to July and their March–July average (Figs. A1a,b). BEST closely follows SYNOP data for both maximum and

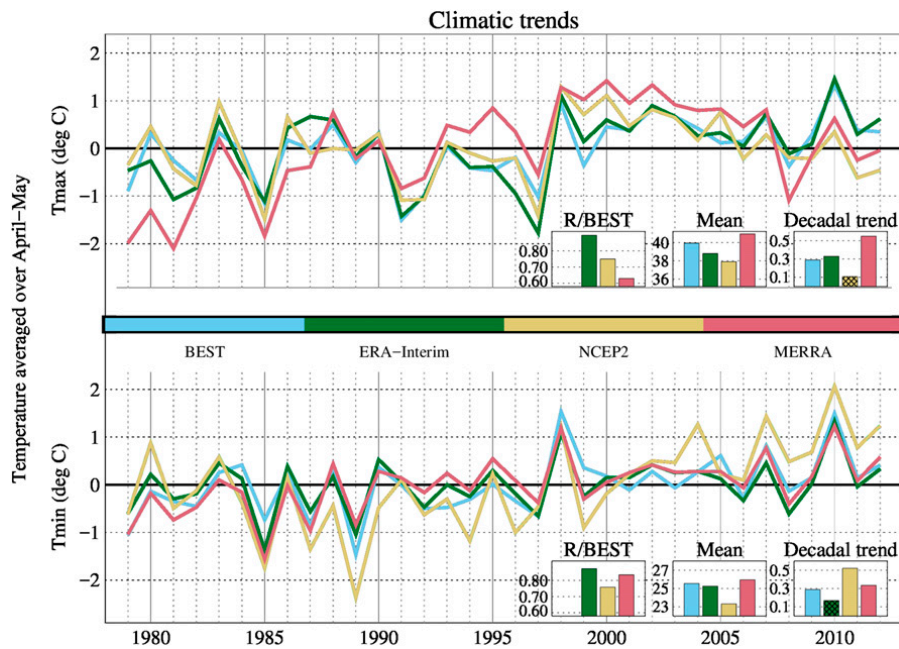


FIG. A3. Time series of Sahelian-mean Tmax and Tmin averaged over April–May. The correlation R between BEST and the datasets and the means ($^{\circ}\text{C}$) and the linear trends ($^{\circ}\text{C decade}^{-1}$) of the four datasets over April–May 1979–2012 are shown in the insets. Crosses indicate trends that are not significant at the 95% level.

minimum temperatures (Tmin and Tmax) whereas NCEP-2 displays a cold bias, more pronounced in the early season and much stronger for Tmin (reaching up to -6°C in May). The same behaviour is observed for ERA-Interim but to a lesser extent, with biases ranging from -1° to -3°C . On the contrary, in MERRA, while Tmin is close to SYNOP data, Tmax is globally higher by around $+2^{\circ}\text{C}$ in the early season. Figure A1b shows the seasonal cycle of temperature: the maxima of Tmax are in April and May for the SYNOP station, BEST, ERA-Interim and MERRA while they are shifted to May and June for NCEP-2. The maxima of Tmin are in May and June for all except NCEP-2 which are again shifted later in the season, over June–July. The spreads of the distributions are quantified in Figs A1c,e with the variance. Overall the reanalyses and BEST display a lower variance values than the SYNOP data. However, NCEP-2 stands out for the Tmin anomalies with variances that are up to twice higher than in SYNOP data, and MERRA for the Tmax with also twice the variance of SYNOP data over May, June, and July (Fig. A1e). The seasonal-mean variance is also higher due to this behavior during these last three months. The skewness, which measures asymmetry of the distribution, is shown in Fig. A1d. Overall the skewness of all distributions are negative, i.e. the distribution are skewed to the left, more strongly for Tmax than for Tmin, and more so for SYNOP data.

A similar analysis has been performed over Niamey (not shown) and over the Sahelian domain (Fig. A2). The bias of the latter are computed as differences from BEST temperatures which were the closest to SYNOP temperatures. The conclusions are similar except for the biases and the Tmax anomaly variances: for Tmin, the biases of ERA-Interim are closer to -1°C than -3°C at Niamey and there are no biases on average over the Sahel (Fig. A2a). The variance of Tmax anomalies on average over the Sahel are decreasing from March to July, except for ERA-Interim values that are higher in July than in May–June (Fig. A2e). Finally, as may be expected BEST is the closest to SYNOP data in terms of mean, seasonal cycle, variance and skewness. On average, NCEP-2 temperature is too low (for both Tmin and Tmax), this is also the case for Tmax in ERA-Interim while MERRA Tmax is too high. NCEP-2 seasonal maximum occurs one month too late and it exhibits a much higher variance of Tmin anomalies. The same applies for Tmax anomalies in MERRA.

The time series of Tmax and Tmin on average over the Sahel over April–May from 1979 to 2012 are displayed in Fig. A3 for BEST and the three reanalyses. Correlations R between BEST and the datasets, the means and the linear trends ($^{\circ}\text{C decade}^{-1}$) are shown in the insets. Overall, ERA-Interim values are the closest to BEST values, with correlations R higher than 0.8 for both Tmax and Tmin. The reanalyses reproduce relatively

well the distinct year-to-year fluctuations of T_{min} and T_{max}, but the trends in T_{min} and T_{max}, both on the order of 0.3°C decade⁻¹ are not as well captured. In particular, the trend in T_{min} is too low in ERA-Interim, and strongly overestimated in NCEP-2, while the trend in T_{max} is too high in MERRA and too low in NCEP-2.

REFERENCES

- Ali, A., T. Lebel, and A. Amani, 2003: Invariance in the spatial structure of Sahelian rain fields at climatological scales. *J. Hydrometeorol.*, **4**, 996–1011, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<0996:IITSSO>2.0.CO;2.
- Argüeso, D., A. Di Luca, S. E. Perkins-Kirkpatrick, and J. P. Evans, 2016: Seasonal mean temperature changes control future heat waves. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 7653–7660, doi:10.1002/2016GL069408.
- Azongo, D. K., T. Awine, G. Wak, F. N. Binka, and A. R. Oduro, 2012: A time series analysis of weather variability and all-cause mortality in the Kasena-Nankana districts of northern Ghana, 1995–2010. *Global Health Action*, **5**, 14–22, doi:10.3402/gha.v5i0.19073.
- Basu, R., and J. M. Samet, 2002: Relation between elevated ambient temperature and mortality: A review of the epidemiologic evidence. *Epidemiol. Rev.*, **24**, 190–202, doi:10.1093/epirev/mxf007.
- Coumou, D., and S. Rahmstorf, 2012: A decade of weather extremes. *Nat. Climate Change*, **2**, 491–496, doi:10.1038/nclimate1452.
- Cowan, T., A. Purich, S. Perkins, A. Pezza, G. Boschat, and K. Sadler, 2014: More frequent, longer, and hotter heat waves for Australia in the twenty-first century. *J. Climate*, **27**, 5851–5871, doi:10.1175/JCLI-D-14-00092.1.
- Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Déqué, M., S. Calmanti, O. B. Christensen, A. Dell'Aquila, C. F. Maule, A. Haensler, G. Nikulin, and C. Teichmann, 2017: A multi-model climate response over tropical Africa at +2°C. *Climate Serv.*, **7**, 87–95, doi:10.1016/j.cliser.2016.06.002.
- Diboulo, E., A. Sié, J. Rocklöv, L. Niamba, M. Yé, C. Bagagnan, and R. Sauerborn, 2012: Weather and mortality: A 10 year retrospective analysis of the Nouna Health and Demographic Surveillance System, Burkina Faso. *Global Health Action*, **5**, 6–13, doi:10.3402/gha.v5i0.19078.
- Easterling, D. R., and Coauthors, 1997: Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, **277**, 364–367, doi:10.1126/science.277.5324.364.
- Evan, A. T., C. Flamant, C. Lavaysse, C. Kocha, and A. Saci, 2015: Water vapor–forced greenhouse warming over the Sahara Desert and the recent recovery from the Sahelian drought. *J. Climate*, **28**, 108–123, doi:10.1175/JCLI-D-14-00039.1.
- Fiolleau, T., and R. Roca, 2013: An algorithm for the detection and tracking of tropical mesoscale convective systems using infrared images from geostationary satellite. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **51**, 4302–4315, doi:10.1109/TGRS.2012.2227762.
- Fischer, E. M., and C. Schär, 2010: Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nat. Geosci.*, **3**, 398–403, doi:10.1038/ngeo866.
- Fitzpatrick, R. G. J., C. L. Bain, P. Knippertz, J. H. Marsham, and D. J. Parker, 2015: The West African monsoon onset: A concise comparison of definitions. *J. Climate*, **28**, 8673–8694, doi:10.1175/JCLI-D-15-0265.1.
- Fontaine, B., S. Janicot, and P.-A. Monerie, 2013: Recent changes in air temperature, heat waves occurrences, and atmospheric circulation in northern Africa. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 8536–8552, doi:10.1002/jgrd.50667.
- Frappart, F., and Coauthors, 2009: Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.*, **375**, 128–142, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.007.
- Garenne, M., 2016: La pression de la population dans les Pays Sahéliens Francophones: Analyse des estimations et projections de population 1950–2100. Ferdi Working Paper 168, 26 pp., http://www.ferdi.fr/sites/www.ferdi.fr/files/publication/fichiers/p168_-ferdi_michel_garenne.pdf.
- Gershunov, A., and K. Guirguis, 2012: California heat waves in the present and future. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L18710, doi:10.1029/2012GL052979.
- Gounou, A., F. Guichard, and F. Couvreur, 2012: Observations of diurnal cycles over a West African meridional transect: Pre-monsoon and full-monsoon seasons. *Bound.-Layer Meteorol.*, **144**, 329–357, doi:10.1007/s10546-012-9723-8.
- Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux, and F. Lavenu, 2009: Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: Seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.*, **375**, 161–177, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.09.007.
- , —, —, and F. Hourdin, 2012: The annual cycle of temperature in the Sahel and its climatic sensitivity. *2012 Fall Meeting*, San Francisco, CA, Amer. Geophys. Union, Abstract GC33A-1004.
- , —, F. Hourdin, C. Léauthaud, J. Barbier, E. Mougin, and B. Diarra, 2015: Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel in “Evolutions récentes et futures du climat en Afrique de l’Ouest: Evidences, incertitudes et perceptions.” *Les Sociétés Rurales Face aux Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l’Ouest*, B. Sultan et al., Eds., IRD, 23–42.
- Ito, H., N. C. Johnson, and S.-P. Xie, 2013: Subseasonal and interannual temperature variability in relation to extreme temperature occurrence over East Asia. *J. Climate*, **26**, 9026–9042, doi:10.1175/JCLI-D-12-00676.1.
- Janicot, S., and Coauthors, 2011: Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmos. Sci. Lett.*, **12**, 58–66, doi:10.1002/asl.280.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Karl, T. R., and Coauthors, 1993: A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1007–1023, doi:10.1175/1520-0477(1993)074<1007:ANPORG>2.0.CO;2.
- Knippertz, P., and A. H. Fink, 2006: Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1153–1177, doi:10.1256/qj.05.109.
- Kohler, M., N. Kalthoff, and C. Kottmeier, 2010: The impact of soil moisture modifications on CBL characteristics in West Africa: A case-study from the AMMA campaign. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 442–455, doi:10.1002/qj.430.
- Kovats, R. S., and S. Hajat, 2008: Heat stress and public health: A critical review. *Annu. Rev. Public Health*, **29**, 41–55, doi:10.1146/annurev.publhealth.29.020907.090843.
- Leauthaud, C., and Coauthors, 2017: A 60-year reconstructed high-resolution local meteorological data set in central Sahel (1950–2009): Evaluation, analysis and application to land surface modelling. *Int. J. Climatol.*, **37**, 2699–2718, doi:10.1002/joc.4874.

- Lebel, T., and Coauthors, 2009: AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *J. Hydrol.*, **375**, 3–13, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020.
- Lee, W.-S., and M.-I. Lee, 2016: Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *Int. J. Climatol.*, **36**, 4815–4830, doi:10.1002/joc.4671.
- Lélé, M. I., and P. J. Lamb, 2010: Variability of the Intertropical Front (ITF) and rainfall over the West African Sudan–Sahel zone. *J. Climate*, **23**, 3984–4004, doi:10.1175/2010JCLI3277.1.
- Lohou, F., and Coauthors, 2014: Surface response to rain events throughout the West African monsoon. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 3883–3898, doi:10.5194/acp-14-3883-2014.
- McMichael, A. J., and E. Lindgren, 2011: Climate change: Present and future risks to health, and necessary responses. *J. Intern. Med.*, **270**, 401–413, doi:10.1111/j.1365-2796.2011.02415.x.
- Meehl, G. A., and C. Tebaldi, 2004: More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, **305**, 994–997, doi:10.1126/science.1098704.
- Mora, C., and Coauthors, 2017: Global risk of deadly heat. *Nat. Climate Change*, **7**, 501–506, doi:10.1038/nclimate3322.
- Moron, V., B. Oueslati, B. Pohl, S. Rome, and S. Janicot, 2016: Trends of mean temperatures and warm extremes in northern tropical Africa (1961–2014) from observed and PPCA-reconstructed time series. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 5298–5319, doi:10.1002/2015JD024303.
- Mutiibwa, D., S. J. Vavrus, S. A. McAfee, and T. P. Albright, 2015: Recent spatiotemporal patterns in temperature extremes across conterminous United States. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 7378–7392, doi:10.1002/2015JD023598.
- Nairn, J. R., and R. Fawcett, 2013: Defining heatwaves: Heatwave defined as a heat-impact event servicing all community and business sectors in Australia. Centre for Australian Weather and Climate Research Tech. Rep. CAWCR/TR-60, 85 pp., http://cawcr.gov.au/technical-reports/CTR_060.pdf.
- Ouzeau, G., J.-M. Soubeyroux, M. Schneider, R. Vautard, and S. Planton, 2016: Heat waves analysis over France in present and future climate: Application of a new method on the EURO-CORDEX ensemble. *Climate Serv.*, **4**, 1–12, doi:10.1016/j.cliser.2016.09.002.
- Perkins, S. E., 2015: A review on the scientific understanding of heatwaves—Their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. *Atmos. Res.*, **164–165**, 242–267, doi:10.1016/j.atmosres.2015.05.014.
- , and L. V. Alexander, 2013: On the measurement of heat waves. *J. Climate*, **26**, 4500–4517, doi:10.1175/JCLI-D-12-00383.1.
- , —, and J. R. Nairn, 2012: Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L20714, doi:10.1029/2012GL053361.
- Petrou, M., and P. Bosdogianni, 2004: *Image Processing: The Fundamentals*. John Wiley and Sons, 333 pp.
- Poan, D. E., R. Roehrig, F. Couvreur, and J.-P. Lafore, 2013: West African monsoon intraseasonal variability: A precipitable water perspective. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1035–1052, doi:10.1175/JAS-D-12-087.1.
- Rienecker, M. M., and Coauthors, 2011: MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, **24**, 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- Robinson, P. J., 2001: On the definition of a heat wave. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 762–775, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<0762:OTDOAH>2.0.CO;2.
- Roehrig, R., F. Chauvin, and J.-P. Lafore, 2011: 10–25-day intraseasonal variability of convection over the Sahel: A role of the Saharan heat low and midlatitudes. *J. Climate*, **24**, 5863–5878, doi:10.1175/2011JCLI3960.1.
- , D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin, and J.-L. Redelsperger, 2013: The present and future of the West African monsoon: A process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *J. Climate*, **26**, 6471–6505, doi:10.1175/JCLI-D-12-00505.1.
- Rohde, R., and Coauthors, 2013a: Berkeley Earth temperature averaging process. *Geoinf. Geostat. Overview*, **1**, doi:10.4172/2327-4581.1000103.
- , and Coauthors, 2013b: A new estimate of the average Earth surface land temperature spanning 1753 to 2011. *Geoinf. Geostat. Overview*, **1**, doi:10.4172/2327-4581.1000101.
- Russo, S., and Coauthors, 2014: Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 12 500–12 512, doi:10.1002/2014JD022098.
- Schoetter, R., J. Cattiaux, and H. Douville, 2015: Changes of western European heat wave characteristics projected by the CMIP5 ensemble. *Climate Dyn.*, **45**, 1601–1616, doi:10.1007/s00382-014-2434-8.
- Schwendike, J., N. Kalthoff, and M. Kohler, 2010: The impact of mesoscale convective systems on the surface and boundary-layer structure in West Africa: Case-studies from the AMMA campaign 2006. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 566–582, doi:10.1002/qj.599.
- Sheehy, J. E., A. Elmido, G. Centeno, and P. Pablico, 2005: Searching for new plants for climate change. *J. Agric. Meteor.*, **60**, 463–468, doi:10.2480/agrmet.463.
- Sivakumar, M. V. K., 1992: Empirical analysis of dry spells for agricultural applications in West Africa. *J. Climate*, **5**, 532–539, doi:10.1175/1520-0442(1992)005<0532:EAODSF>2.0.CO;2.
- Slingo, A., H. E. White, N. A. Bharmal, and G. J. Robinson, 2009: Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: 2. Radiative fluxes and divergences. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00E04, doi:10.1029/2008JD010497.
- Stefanon, M., F. D'Andrea, and P. Drobinski, 2012: Heatwave classification over Europe and the Mediterranean region. *Environ. Res. Lett.*, **7**, 014023, doi:10.1088/1748-9326/7/1/014023.
- Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou, 2003: The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, **16**, 3389–3406, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3389:TWAMDP>2.0.CO;2.
- , and Coauthors, 2013: Assessing climate change impacts on sorghum and millet yields in the Sudanian and Sahelian savannas of West Africa. *Environ. Res. Lett.*, **8**, 014040, doi:10.1088/1748-9326/8/1/014040.
- United Nations Department of Economic and Social Affairs: Population Division, 2017: World population prospects: The 2017 revision, key findings and advance tables. UN Working Paper ESA/P/WP/248, 53 pp., https://esa.un.org/unpd/wpp/Publications/Files/WPP2017_KeyFindings.pdf.
- Vizy, E. K., and K. H. Cook, 2009: A mechanism for African monsoon breaks: Mediterranean cold air surges. *J. Geophys. Res.*, **114**, D01104, doi:10.1029/2008JD010654.
- Willett, K. M., and S. Sherwood, 2012: Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature. *Int. J. Climatol.*, **32**, 161–177, doi:10.1002/joc.2257.
- Zhang, X., L. Alexander, G. C. Hegerl, P. Jones, A. K. Tank, T. C. Peterson, B. Trewin, and F. W. Zwiers, 2011: Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdiscip. Rev.: Climate Change*, **2**, 851–870, doi:10.1002/wcc.147.

Annexe F

Largeron et al. 2017

Largeron, Y., Guichard, F., Roehrig, R., Couvreux, F., and Barbier, J. (2017). The April 2010 North African heatwave: when the water vapor greenhouse effect drives nighttime temperatures. *Climate Dynamics*, Submitted

The April 2010 North African heatwave: when the water vapor greenhouse effect drives nighttime temperatures

Yann Largeron · Françoise Guichard · Romain
Roehrig · Fleur Couvreur · Jessica Barbier

Received: date / Accepted: date

Abstract North Africa experienced a severe heatwave in April 2010 with daily maximum temperatures (T_{max}) frequently exceeding $40^{\circ}C$ and daily minimum temperatures (T_{min}) over $27^{\circ}C$ for more than five consecutive days in extended Saharan and Sahelian areas. Observations show that areas and periods affected by the heatwave correspond to strong positive anomalies of surface incoming longwave fluxes (LW_{in}) and negative anomalies of incoming shortwave fluxes (SW_{in}). The latter are explained by clouds in the Sahara, and by both clouds and dust loadings in the Sahel. However, the strong positive anomalies of LW_{in} are hardly related to cloud or aerosol radiative effects.

An analysis based on climate-model simulations (CNRM-AM) complemented by a conceptual soil-atmospheric surface layer model (SARAWI) shows that this positive anomaly of LW_{in} is mainly due to a water vapor greenhouse effect. SARAWI, which represents the two processes driving temperatures, namely turbulence and longwave radiative transfer between the soil and the atmospheric surface layer, points to the crucial impact of synoptic low-level advection of water vapor on T_{min} . By increasing the atmospheric infrared emissivity, the advected water vapor dramatically increases the nocturnal radiative warming of the soil surface, then in turn reducing the nocturnal cooling of the atmospheric surface layer, which remains warm throughout the night. Over Western Sahel, this advection is related to an early northward incursion of the monsoon flow. Over Sahara, the anomalously high precipitable water is due to a tropical plume event. Both observations and simulations support this major influence of the low-level water vapor radiative effect on T_{min} during this Spring heatwave.

Keywords Heatwave · Radiative physics · Greenhouse effect · North Africa

1 Introduction

Heatwaves and their impacts over Europe or Western countries have been widely studied (e.g. [Beniston, 2004], [Black et al., 2004], [Perkins, 2015] for a review). They received much less attention elsewhere, especially in North Africa. However, climate projections indicate that North Africa, where climate is among the warmest and driest on Earth, will be particularly affected by climate changes in a near future [Roehrig et al., 2013, Deme and Hourdin, 2015]. Furthermore, heatwaves have become more frequent and severe in the past three decades [Fontaine et al., 2013, Moron et al., 2016] and these trends are projected to continue [IPCC, 2013]. This could become an exacerbating factor of vulnerability of North African societies whose adaptation strategies appear limited, due to their low hydrological resources and agricultural productivity [IPCC, 2014, Sultan and Gaetani, 2016].

In the Sahel, Springtime has exhibited a strong trend of climate warming since 1950 [Guichard et al., 2012, Guichard et al., 2015], up to twice the corresponding trend observed over Europe. This strong warming more significantly occurs during the hottest months of the year (April, May), at the end of the dry season, before the onset of the West African monsoon. This combination leads to heatwaves of unprecedented strong magnitude, an example of which occurred in Spring 2010, where temperature peaks higher than 50°C were recorded in Niamey (the warmest temperature ever recorded in Niger). Similar records were reached in Senegal, Mali, Burkina Faso and Chad. These very high temperatures had strong impacts on morbidity and mortality (e.g. [Honda et al., 2014]).

Progressive multi-day soil desiccation has been recently pointed out as a major process operating during mid-latitude mega-heatwaves, like those who took place in Europe in 2003 or in Russia in 2010 ([Miralles et al., 2014], [Fischer, 2014]). However, this process is unlikely to operate over North Africa during Springtime since soils are mostly dry at this period of the year and remain so until the arrival of the monsoon rain (e.g. [Baup et al., 2007]). In contrast, Sahelian heatwaves appear to be frequently associated with an increase of moisture ([Guichard et al., 2009] and further evidences in the present study). Physical mechanisms operating during these heatwaves therefore still need to be identified.

Using in-situ observations in the central Sahel, [Guichard et al., 2009] show that nighttime minimum temperatures increase by several degrees during the first incursions of the moist monsoon flow in Spring, while the incoming longwave flux at the surface varies accordingly. Therefore, couplings between surface air temperature, humidity and radiative fluxes are expected, particularly during nighttime. On the other hand, Springtime in the Sahel is often associated with high dust loadings [Brooks and Legrand, 2000, Basart et al., 2009], mid-level clouds and cirrus having a radiative impact both in the longwave and shortwave bands [Bouniol et al., 2012]. These processes are likely to limit daytime incoming fluxes, boundary layer growth and therefore daytime warming. This suggests a strong diurnal cycle of the physical processes acting during these Springtime heatwaves with partly compensating impacts on daily-average temperatures in unknown proportions.

The present study aims at filling this gap by investigating processes that control near surface temperature during Springtime with a particular focus on the strong heatwave of April 2010. It makes use of several long-term observational datasets (satellite-based products and ground-stations, described in section 2) to explore the radiative impacts of clouds and aerosols on 2m-temperatures (section 3 and 4). Boundary-layer physics is further explored with climate simulations performed with the atmospheric component of the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) climate model, using a configuration in which the dynamics is nudged towards a reanalysis (section 5). Finally, a new and specially designed prognostic model of surface-atmosphere radiative exchanges (hereafter

called SARAWI) is presented, and used to explore and quantify the impact of the radiative greenhouse effect of water vapor on surface air temperature (section 6). Conclusions are given in the final section.

2 Data and methods

2.1 The Berkeley Earth Surface Temperature (BEST) database

This study makes use of the Berkeley Earth Surface Temperature gridded dataset, hereafter referred to as BEST. This ground-based product uses a Kriging method to interpolate data from stations on a regular $1^\circ \times 1^\circ$ grid [Rohde et al., 2013]. The dataset uses 2m-temperatures from an ensemble of weather stations compiled from 16 preexisting data archives, among which the Global Historical Climatology Network (GHCN).

In the following, we use daily-minimum, daily-maximum and daily-average temperatures T_{min} , T_{max} and T_{avg} which are available from 1880 to 2013, at a daily time scale.

For each grid point, we compute daily climatological values over the 2000-2013 period (using a 21-days running-mean) for T_{min} , T_{max} and T_{avg} . Hereafter, daily anomalies for 2010 are estimated from this 2000-2013 climatology (this relatively short period, 2000-2013, was chosen for consistency with the analysis of the satellite data presented below). We also compute, at each grid point, the daily 90% quantile values of the temperature distributions built with the $21 \times 14 = 294$ values of the 21 calendar days centered on the considered day and the 14 years of the 2000-2013 period.

2.2 The Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) database

We also use data from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) database, developed by NASA [Wielicki et al., 1996, Wielicki et al., 1998]. We use the SYN1DEG dataset, which is a level 3 satellite product that combines spatially and temporally averaged fluxes, and the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) estimates for the cloud and aerosols properties. This dataset provides daily average $1^\circ \times 1^\circ$ gridded data of cloud cover, total Aerosol Optical Depth at $0.55 \mu m$ (hereafter AOD), and total column Precipitable Water (hereafter PW) estimated by MODIS.

We also use the Earth's surface computed upwelling and incoming shortwave (hereafter SW_{in} and SW_{up}) and longwave (LW_{in} and LW_{up}) fluxes, for all-sky, clear-sky (cloud free) and pristine (cloud and aerosol free, hereafter referred to as clean-sky) conditions. These data are available from 2000 to 2016.

We compute local daily climatological values for all these fields over 2000-2013 in the same way as done for BEST temperatures.

2.3 Automatic weather stations observations in the Sahelian Gourma (AMMA-CATCH)

The present study also uses ground-station measurements made in the Sahelian Gourma (Mali), deployed at a site which belongs to the African Monsoon Multi-disciplinary Analysis (AMMA)-CATCH network [Mougin et al., 2009].

In the following, we mostly focus on the measurement site of Agoufou, located in central Sahel, at $15^\circ 20' 40'' N$ and $1^\circ 28' 45'' W$. Instruments are deployed in grassland, over sandy

soil, which is the dominant surface type in the Malian Gourma. An automatic weather station (AWS) acquires data at a 15-min time step since April 2002, and provides air temperature, relative humidity, rainfall, wind speed and direction as well as surface radiative and turbulent fluxes.

The site is homogeneous over several kilometers, which allows a good estimate of the radiative fluxes. These data have already been used for thermodynamic and climate analyses by [Guichard et al., 2009], [Timouk et al., 2009], [Roehrig et al., 2013] and [Lohou et al., 2014] among others.

2.4 CNRM-AM nudged simulation

In the present study, we use a simulation based on the atmospheric component of a prototype of the new CNRM climate model, hereafter referred to as CNRM-AM. This model is based on the version 6.2.1 of the ARPEGE-Climat atmospheric model [Déqué et al., 1994, Voltaire et al., 2013] and benefits from several significant and recently-implemented developments of the model physics parameterizations. This prototype version is similar to that used in the recent studies of [Michou et al., 2015, Leroux et al., 2016, Martin et al., 2017].

CNRM-AM is a major update of the CNRM-CM5 atmospheric component [Voldoire et al., 2013]. It contains a prognostic turbulent kinetic energy (TKE) scheme [Cuxart et al., 2000] that improves the representation of the dry boundary layer. The new convection scheme represents in a unified way the dry, shallow and deep convective regimes, following [Guérémy, 2011] and [Piriou et al., 2007]. The convection scheme microphysics prognostically describes cloud liquid and ice water, as well as rain and snow specific masses following the work of [Lopez, 2002]. It is also fully consistent with the microphysics scheme used for the large-scale condensation and precipitation. Cloud macrophysics is handled by the [Ricard and Royer, 1993] scheme. The radiation scheme is based on the shortwave scheme of [Fouquart and Bonnel, 1980] and on the longwave Rapid Radiation Transfer Model (RRTM, [Mlawer et al., 1997]). An overview of the land surface model SURFEX can be found in [Masson et al., 2013] and more details on the physical content used in the present study is described in [Decharme et al., 2013, Decharme et al., 2016]. SURFEX makes use of the ECOCLIMAP database for surface parameters [Masson et al., 2003].

CNRM-AM is a spectral model with a truncature T127 (about 1.4° resolution at the Equator). It has 91 vertical hybrid levels up to 80 km. The first model level is near 12 m and the model has about 10 levels in the first atmospheric kilometer. It is run in an Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) configuration, in which monthly-mean sea surface temperatures are prescribed and interpolated at each time step of the model. Monthly aerosol loadings are also prescribed and constant across each month. A climatological annual cycle is used, which is computed from the 1990-1999 period of a nudged AMIP simulation of CNRM-AM with the prognostic aerosol scheme described in [Michou et al., 2015]. Note that aerosol optical properties were updated according to [Nabat et al., 2013], compared to those used in CNRM-CM5.

Here, the main objective is to analyze the effects of the physical processes during the April 2010 Sahelian heatwave, without the additional complexity induced by their interactions with the large-scale dynamics. Therefore, a dynamical spectral nudging towards the 6-hourly ERA-interim reanalyzed fields [Dee et al., 2011] is applied to the wind vorticity and divergence as well as to the surface pressure, which constrains the model to follow the observed large-scale dynamical sequence [Coindreau et al., 2007]. The relaxation timescale is 12h for the vorticity and 24h for the divergence and surface pressure. To let the model

physics adjusts in the surface layer, the nudging is weakened at the first four model levels (approximately up to 400 m above the ground), with no nudging at all at the first model level. Note also that the simulation started on 1 January 1979, so that the atmospheric and land-surface model spin-up can be neglected when focusing on April 2010.

2.5 A conceptual prognostic model: The Surface-Atmosphere RAdiative Water vapor Impact (SARAWI) model

A conceptual prognostic model has been designed to investigate in more details the processes involved in the temperature fluctuations: The Surface-Atmosphere RAdiative Water vapor Impact model (SARAWI).

2.5.1 Basic concepts and hypotheses

SARAWI consists in a simple model of the soil and lower atmosphere. It aims at investigating the interactions at play between physical processes and the impact of their parameterizations on the evolution of the soil surface temperature T_s and of the surface-layer air temperature T_a .

SARAWI assumes that turbulence and radiative transfer are the dominant terms explaining the evolution of T_s and T_a . The model solves local physical processes acting in the boundary-layer (turbulence and radiation transfer) by decoupling them from the regional and synoptic atmospheric processes that are either prescribed analytically or solved by an external GCM-type model and prescribed into the SARAWI model. As shown in sections 5 and 6, these hypotheses are supported by the results given by the CNRM-AM simulation, and our results suggest that this approach is sufficient to reproduce the spatial structure and temporal evolution of the 2m-air temperature T_{2M} , at least over North Africa during Springtime 2010. The model can therefore be used to analyze the relative contributions of regional-scale circulations versus local-scale processes.

In the SARAWI model, the soil and lower atmosphere are represented with two soil layers and one atmospheric layer, with the mass point of the atmospheric layer located at $\delta z/2$ above the ground, δz being the atmospheric layer depth. It can be used in a one dimensional (1D) mode at a selected location, or over a given domain (hereafter all North Africa), as a light 3D model, with vertical transfers only, explicitly represented across its three layers.

SARAWI solves three prognostic equations (one for the temperatures of each of the three layers), together with a diagnostic equation for T_{2M} (details are given below). It makes uses of four additional equations for the physical parameterization of fluxes and tendencies, combined with nine tuned or statistically-fitted parameterizations that account for physical properties. Finally, simulations are performed with four external input fields.

2.5.2 Inputs

The four input fields needed in SARAWI are :

- The net shortwave flux SW_{net} at the surface
- The specific humidity at the atmospheric level hus
- The wind speed at the atmospheric level V_a
- The temperature of the air above the SARAWI atmospheric layer T_{2a} (used in the parameterization of turbulence only).

They can be prescribed analytically or from an atmospheric model.

2.5.3 Prognostic equations

SARAWI solves three prognostic equations for T_a , T_s and T_{2s} respectively the temperatures of the atmospheric layer, the soil surface layer and the deep soil layer, as follows :

$$\frac{\partial T_a}{\partial t} = \frac{\partial T_a}{\partial t}_{rlw} + \frac{\partial T_a}{\partial t}_{pbl} \quad (1)$$

where $\frac{\partial T_a}{\partial t}_{rlw}$ and $\frac{\partial T_a}{\partial t}_{pbl}$ are the longwave and turbulent tendencies respectively. In this equation, we assume that the effects of shortwave radiation, parameterized convection, large-scale condensation and precipitation, and advection are negligible in the atmospheric surface layer. We will show in section 5 that this hypothesis is supported by climate-model simulation.

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_s \cdot (SW_{net} + LW_{net} - H) - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_{2s}) \quad (2)$$

where SW_{net} , LW_{net} and H are the net shortwave, the net longwave and the sensible heat fluxes at the surface. The last term on the right-hand side is proportional to a diffusive heat flux into the deep soil layer respectively and tends to restore T_s to the mean soil temperature T_{2s} . C_s is the inverse of the soil heat capacity. In this equation, we assume that the latent heat flux is negligible (which is a realistic assumption over North Africa at the end of the dry season, cf section 5).

$$\frac{\partial T_{2s}}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_{2s}) \quad (3)$$

where τ is a time constant fixed at $\tau = 24\text{h}$. Thus, the soil representation in the model follows the force-restore approach of [Noilhan and Planton, 1989].

2.5.4 Physical parameterizations

In equation 2, H and LW_{net} are expressed with the following parameterizations:

$$H = \rho \cdot C_p \cdot C_h \cdot V_a \cdot (T_s - T_a) \quad (4)$$

where ρ and C_p are the density and volumic heat capacity of the air; and C_h a drag coefficient.

$$LW_{net} = \sigma \cdot (\epsilon_a \cdot T_a^4 - \epsilon_s \cdot T_s^4) \quad (5)$$

where σ is the Stefan-Boltzman constant, ϵ_a and ϵ_s the total infrared emissivities of the air and the soil surface respectively.

In equation 1, the longwave radiation warming is parameterized with:

$$\frac{\partial T_a}{\partial t}_{rlw} = \frac{\sigma}{\rho \cdot C_p \cdot h_{rad}} \cdot \{ \epsilon_a \cdot \epsilon_s \cdot T_s^4 - [1 - \epsilon_a(1 - \epsilon_s)] \cdot \epsilon_a \cdot T_a^4 \} \quad (6)$$

where the first term corresponds to the infrared absorption by the atmospheric layer of the emitted infrared flux from the surface, and the second corresponds to the emitted infrared flux toward the surface combined with the absorbed part of that same flux reflected over the soil surface. The coefficient h_{rad} is a radiative scale height (see next section), which represents the height of the layer radiatively affected by the surface, in the sense that the

upwelling longwave at the surface LW_{up} is absorbed within the layer of height h_{rad} , and respectively that no longwave radiation emitted from above that layer reaches the soil surface without being absorbed. Then, it allows to neglect the transmitted incoming longwave radiation at the surface issued from above h_{rad} , what is done in equation 6.

The turbulent processes are parameterized with:

$$\frac{\partial T_a}{\partial t}_{pbl} = K_s \frac{V_a(T_s - T_a)}{\delta z} + K_h \frac{T_{2a} - T_a}{\delta z \cdot h_{turb}} \quad (7)$$

where the first term corresponds to a turbulent exchange with the soil surface and the second to a turbulent exchange with the air above the atmospheric layer. Here, K_s is a turbulent drag coefficient, K_h a turbulent diffusivity, and h_{turb} a turbulent scale height for the exchange with the air above the atmospheric layer.

2.5.5 Diagnostic equation for T_{2m}

The 2m-air temperature T_{2m} is diagnosed with a linear interpolation between the soil surface temperature T_s and the air layer temperature T_a :

$$T_{2m} = T_s + c_{t2m} \cdot T_a \quad (8)$$

with c_{t2m} depending on the static stability of the atmosphere.

2.5.6 Physiographic and physical parameters

In equations 3 to 8, nine coefficients have to be tuned, prescribed or parameterized: ϵ_a , ϵ_s , C_s , h_{rad} , h_{turb} , C_h , K_s , K_h and c_{t2m} .

While longwave radiative fluxes directly depends on temperature through the Stefan-Boltzman's law, longwave emissivity ϵ_a (and fluxes) also varies with atmospheric water vapor (e.g. [Prata, 1996]). Since the SARAWI model has been mainly designed (and will be used hereafter) to evaluate the radiative impacts of water vapor, it appears crucial that the parameterized infrared emissivity be sensitive to its variations. Similarly to [Herrero and Polo, 2012], we propose a simple parameterization based on a multiple linear regression:

$$\epsilon_a = a_1 + a_2 \cdot h_{us} + a_3 \cdot T_a \quad (9)$$

ϵ_s and C_s are local physiographic properties dependent on ground cover and soil texture. They have to be prescribed using soil surface characteristics databases (see section 2.5.7). C_s has a major importance since it strongly modulates the diurnal soil and air temperature ranges. ϵ_s is typically very close to 1.

h_{rad} , h_{turb} , C_h , K_s and K_h have to be tuned or statistically fitted, and c_{t2m} required a parameterization (see section 2.5.7).

2.5.7 Configuration of the simulation and tuned coefficients

In the present study, SARAWI simulations are made for April 2010 over North Africa, between 0° and 30° N in latitude and between -20° E and 20° E in longitude. The depth of the atmospheric layer is $\delta z = 25$ m, the horizontal resolution is fixed to $1.4^\circ \times 1.4^\circ$ and the time step is 15-min, in order to compare results to CNRM-AM simulations.

Finally, physiographic and physical parameters are statistically tuned using the monthly-average values resolved by CNRM-AM. We also differentiate nighttime and daytime conditions when the considered parameter physically depends on static stability. This leads to:

ε_a

Coefficients a_i of equation 9 are estimated using longwave fluxes simulated by CNRM-AM which are regressed with the atmospheric specific humidity and air temperature. We can consider a_i coefficients obtained from a regression that include all points in North Africa, or alternatively use a_i coefficients which vary depending on the climate zone (Sahara, Sahel, Guinea). Both approaches lead to similar results (with a 5.3 W/m^2 or 1.3% uncertainty on LW_{in} and a 0.28°C uncertainty on T_{2m}). A regional fitting over North Africa gives $a_1 = 0.667$, $a_2 = 1.17 \cdot 10^{-2}$ with hus in g/kg and $a_3 = 4.55 \cdot 10^{-4}$ with T_a in $^\circ\text{C}$.

 ε_s

As for ε_a , we use CNRM-AM longwave fluxes to estimate ε_s . It is almost constant and equal to 0.9946 ± 0.0065 over all North Africa in CNRM-AM. We take this mean-value as a constant for all continental grid points (this leads to a 0.11 W/m^2 or 0.03% uncertainty on LW_{in} and a 0.08°C uncertainty on T_{2m}).

 C_s

In order to correctly fit C_s , we use equation 2 with the resolved fluxes and temperatures given by CNRM-AM, which takes its soil physiographic characteristics from the ECO-CLIMAP database [Champeaux et al., 2005, Faroux et al., 2013]. We average the different terms for each grid point separately over daytime and nighttime, from which we estimate two physiographic 2D fields $C_s^{night}(lon, lat)$ and $C_s^{day}(lon, lat)$.

 h_{rad}

We compute $h_{rad} = c_{rad} \cdot \delta z$ at each grid point by determining the value of h_{rad} that minimizes the root mean square error between the CNRM-AM values of $\frac{\partial T_a}{\partial t}_{rlw}$ and the estimated values of that tendency according to equation 6. Results show that the value of c_{rad} is very homogeneous over all continental North Africa, so we choose to keep one constant value in SARAWI equal to the average over the continental area : $h_{rad} = 4.74 \cdot \delta z$. Physically, h_{rad} corresponds to a characteristic penetration depth of the upwelling longwave flux emitted by the surface, or alternatively to the depth of the layer radiatively warmed (or cooled) by the surface.

 h_{turb}

It is fixed equal to the height between the first and the second layers of the CNRM-AM simulation (35m).

 c_{12m}

The parameterization available in CNRM-AM [Mahfouf et al., 1995] is used here to prescribe c_{12m} , in order to facilitate comparison with the diagnosed T_{2m} in CNRM-AM simulation.

C_h, K_s, K_h

In coupled soil-atmospheric models, the drag coefficient C_h usually depends on the static stability (see [Noilhan and Mahfouf, 1996] for the ISBA model used in CNRM-AM). Similarly, the turbulent diffusivity in low-layers also strongly varies with the static stability (e.g. [Yasuda, 1988, Largeron et al., 2010]).

Here, we choose to use constant daytime values: $C_h = 4.10^{-3}$, $K_s = 1.6.10^{-4}$, $K_h = 0.94 m^2.s^{-1}$; and constant nighttime values about 8 times lower: $C_h = 5.10^{-4}$, $K_s = 2.10^{-5}$, $K_h = 0.08 m^2.s^{-1}$. Values are tuned to recover the heat fluxes given by the CNRM-AM simulation.

3 Observed large-scale features on Spring 2010

3.1 Maps of April 2010 anomalies

Figure 1 shows April 2010 monthly means and monthly anomalies of BEST T_{min} and T_{max} , CERES LW_{in} , SW_{in} , cloud cover fraction, AOD and PW.

In April 2010, T_{min} and T_{max} exhibit a springtime pattern with a maximum temperatures latitudinal band centered on the Sahel (hereafter defined as the area between $14^\circ N$ and $18^\circ N$, see Figure 1a). Similarly, the maximum of LW_{in} is localized over the Sahel. SW_{in} , cloud cover and PW exhibit distinct patterns characterized by strong meridional gradients. This highlights the contrast between the Sudano-Guinean region (south to $14^\circ N$) affected by the moist monsoon flow associated with clouds and reduced SW_{in} ; and North Africa (including the Sahel and the Sahara, the latter being hereafter defined between 18° and $30^\circ N$, see Figure 1a) with stronger SW_{in} , reduced cloud cover and enhanced dryness (low PW). The AOD pattern emphasizes a maximum over Mali, Niger and South Algeria, which are dominantly affected by dust events due to the combination of strong winds, low surface roughness and sporadic vegetation in Springtime.

Strong positive temperatures anomalies (up to 3 or $4^\circ C$) are observed in the Sahel and Sahara, particularly strong over Mauritania, Algeria and Mali. T_{min} anomalies are stronger and impact a wide area, covering the western and central Sahel and Sahara (Figure 1b,d). These regions corresponds to enhanced LW_{in} in April 2010, strong compared to the climatology, reaching anomalies of about 30 to $40 W/m^2$ (Figure 1h). A strong negative SW_{in} anomaly is also observed in the Sahel and Sahara, with a similar pattern to that of the LW_{in} positive anomaly (Figure 1f).

Strong positive anomalies of cloud cover, AOD and PW also occur over the Sahel and Sahara in April 2010 (Figure 1j,l,n). The cloud cover increase mainly concerns the northern Sahara and is mostly related to enhanced high-level clouds (not shown). These anomalies are due to a tropical plume event, common in North Africa during Spring [Knippertz and Martin, 2005, Fröhlich et al., 2013]. The tropical plume enhanced PW over Mauritania, Algeria and Libya and favored the occurrence of high clouds and low-level water vapor. PW is also increased over Mali and Burkina Faso, as the monsoon flow is anomalously north during this period. Strong AOD anomalies are located over Mali and Niger and are caused by several dust events.

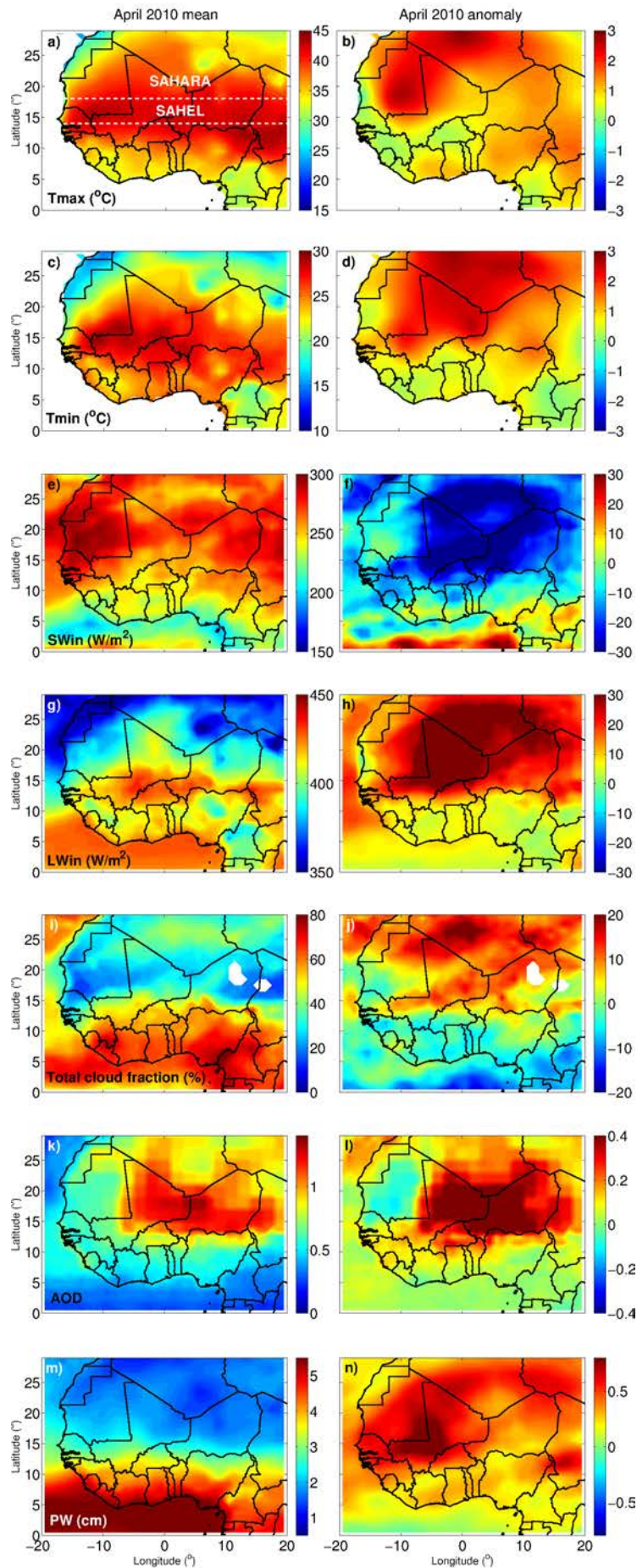


Fig. 1 Monthly-mean (left) and climatological anomalies (right) for April 2010 of T_{min} (a,b), T_{max} (c,d), SW_{in} (e,f) and LW_{in} (g,h) total cloud cover fraction (i,j), Aerosol Optical Depth (k,l) and Precipitable Water (m,n). White dotted lines in panel a) delimitates Sahel and Sahara as defined in this study.

3.2 Climatological and 2010 Springtime evolution

In the following, two main climatological areas are considered: The Sahara and the Sahel, defined in the previous section. They both extend over the longitude band $[20^{\circ}W, 20^{\circ}E]$ and only account for land pixels (Figure 1a).

Figure 2a,b presents the climatological and 2010 time series of T_{min} , T_{avg} and T_{max} given by BEST and averaged over each of these two areas. The 2010 Springtime (March-April-May) exhibits significant positive temperature anomalies, reaching $1.29^{\circ}C$ and $1.25^{\circ}C$ for T_{min} and T_{max} respectively, on average over the Sahara; and $1.27^{\circ}C$ and $0.96^{\circ}C$ on average over the Sahel. Over the Sahel, they occur at the same time as their climatological annual maximum, which leads to particularly high raw temperatures.

CERES incoming radiation fluxes SW_{in} and LW_{in} are averaged over each domain (Figure 2c,d,e,f). Daily incoming longwave fluxes are significantly higher than shortwave fluxes (about $120W/m^2$ on average over the period). The variability of SW_{in} is driven by cloud cover fluctuations, which leads to strong synoptic and day-to-day modulations in the Sahel (Fig. 2d) whereas LW_{in} corresponding variability is weaker (Fig. 2f).

SW_{in} anomalies, are persistently negative, near $-15 W/m^2$ on average over Springtime for both domains. In contrast, LW_{in} anomalies are mostly positive during the period, reaching about $+18.5W/m^2$ on average over Springtime for both domains.

These anomalies are consistent with the increased cloud cover, AOD and PW observed during the period (Figure 2g,h). Variations of SW_{in} are strongly coupled with the variations of cloud cover. Likewise, $SW_{in}^{clear-sky}$ is strongly related to AOD. By contrast, the fluctuations of LW_{in} appear more strongly related to those of PW. These correlations are even more pronounced when restricted to the heatwave period (grey shading on Figure 2) that is further discussed in the next subsection.

3.3 Focus on the heatwave period

Recently, [Barbier et al., 2017] developed a methodology to detect and track heatwaves over West Africa as intraseasonal events. They detect heatwaves when temperature intraseasonal anomalies exceed the 90% percentile of their local climatological distribution over a sufficiently extended area (greater than $6.10^5 km^2$) for at least 3 consecutive days. When applying this methodology over the domain considered in the present study ($[20^{\circ}W, 20^{\circ}E]$, $[0^{\circ}N, 30^{\circ}N]$), we find that a significant part of the domain (about $24.10^5 km^2$, i.e. 20% of the domain) was affected by a heatwave between 10 and 25 April, i.e. Day Of Year (DOY) 100 and 115, hereafter referred to as the heatwave period (HW, grey shading in Figures). Increased T_{min} and T_{max} (and therefore T_{avg}) anomalies occur during this heatwave period, up to $4^{\circ}C$ over both the Sahel and Sahara. They coincide with reduced SW_{in} (anomalies up to $-49W/m^2$) and strongly enhanced LW_{in} (anomalies up to $+44W/m^2$). Note that the heatwave more strongly affects T_{min} , and is slightly stronger over the Sahara.

Temporal correlation coefficients during the heatwave period between all the fields shown in Figure 2 are indicated in table 1. Whereas they all display marked anomalies during the heatwave, day-to-day fluctuations are strongly positively correlated ($r > 0.8$ on both the Sahel and Sahara) only between T_{min} and LW_{in} , T_{min} and PW, LW_{in} and PW; (see bold values in table 1). This suggests a tight link between nighttime temperatures, incoming longwave fluxes and precipitable water, both over the Sahel and Sahara, while every other covariations are less relevant. This link will be further explored with the CNRM-AM and

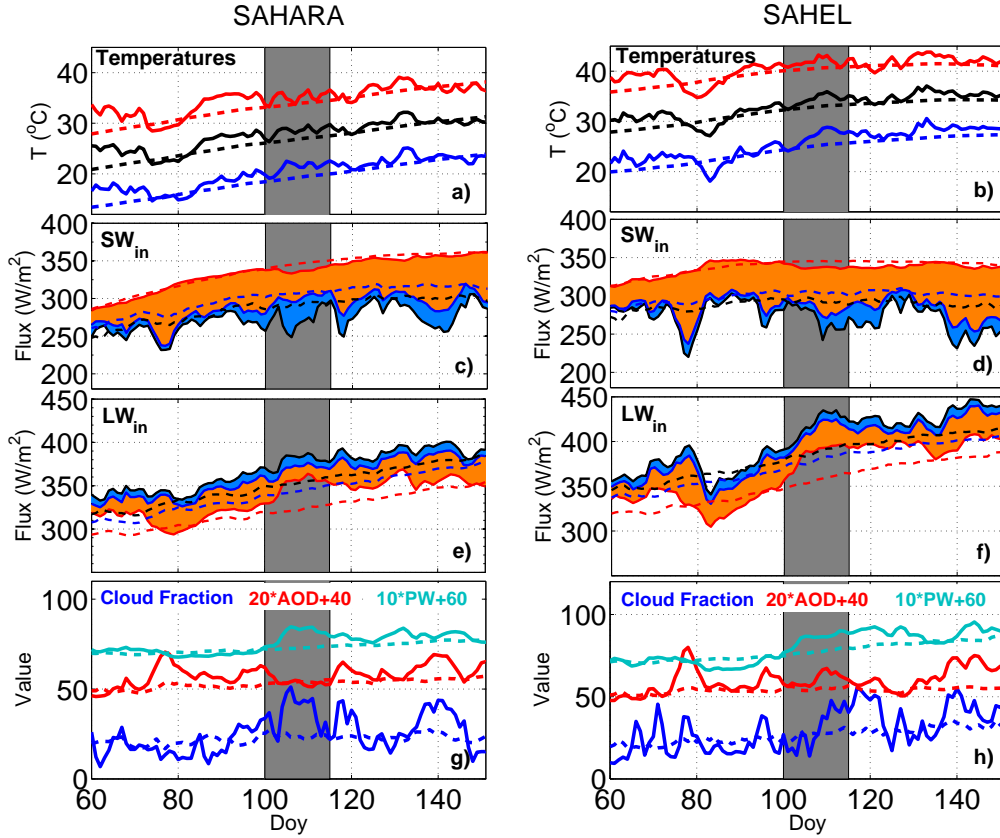


Fig. 2 Springtime time series of (a,b) T_{min} (blue), T_{avg} (black) and T_{max} (red); (c,d) daily-average SW_{in} (black), clear-sky SW_{in}^{clean} (blue), clean-sky SW_{in}^{clean} (red); blue shading corresponds to CRE and orange shading to ARE (see section 4.1); (e,f) same as (c,d) for incoming longwave fluxes; and (g,h) Cloud fraction (in %, blue), 20*AOD+40 (red), 10*PW+60 (in cm, light blue). All values correspond to the average over the Sahara (left) or the Sahel (right). Solid lines : 2010 time series. Dashed lines : climatological time series. Grey shading : April 2010 Heatwave period.

SARAWI models in section 5 and 6. Table 1 also highlights that cloud cover has a direct influence on the fluctuations of SW_{in} , as expected.

Note that significant positive correlations are also found between cloud cover and LW_{in} (or T_{min}), on average over both the Sahel and Sahara. Similarly, a significant positive correlation is found between AOD and LW_{in} (or T_{min}), but only over the Sahel (the correlation being negative over Sahara). However, these correlations should be interpreted with care. Indeed, cloud and aerosol longwave effects, that will be further explored in section 4, will be shown to be unable to explain LW_{in} anomalies. Rather, these correlations are explained by covariations between PW and cloud cover (correlation of about 0.65), and between AOD and cloud cover over the Sahel (correlation of 0.74, due to the occurrence of dust events in Eastern Sahel and cloud intrusions in Western Sahel at the same time, not shown).

T_{max} fluctuations are not easily related to either incoming radiation fluxes, clouds, PW or aerosols. They are positively correlated with SW_{in} over the Sahara, while - surprisingly - negatively correlated over the Sahel. T_{max} fluctuations are also negatively correlated with cloud

cover and AOD over Sahara, but positively over the Sahel. This suggests that T_{max} variations are probably explained by a complex interplay between various processes operating at different scales.

In summary, the April 2010 heatwave emerges from the climatology mainly because of the very high T_{min} prevailing during this 15-day period, while high T_{max} are restricted to a shorter duration (10 days) with weaker departure from the 90% percentile threshold. In the following, we focus mainly on the understanding of T_{min} anomalies.

Couples of variables / Domain	SAHEL	SAHARA
T_{min} and LW_{in}	0.97 (0.94)	0.85 (0.74)
T_{min} and SW_{in}	-0.84 (-0.86)	0.01 (-0.46)
T_{min} and AOD	0.82 (0.87)	-0.73 (-0.57)
T_{min} and Cloud cover	0.77 (0.64)	0.37 (0.62)
T_{min} and PW	0.84 (0.74)	0.85 (0.76)
T_{max} and LW_{in}	0.62 (0.47)	0.22 (-0.09)
T_{max} and SW_{in}	-0.43 (-0.23)	0.53 (0.30)
T_{max} and AOD	0.59 (-0.39)	-0.69 (-0.45)
T_{max} and Cloud cover	0.25 (-0.03)	-0.30 (-0.24)
T_{max} and PW	0.36 (0.15)	0.25 (-0.04)
LW_{in} and AOD	0.82 (0.85)	-0.62 (-0.31)
LW_{in} and Cloud cover	0.75 (0.49)	0.70 (0.93)
LW_{in} and PW	0.87 (0.82)	0.95 (0.86)
SW_{in} and AOD	-0.91 (-0.92)	-0.31 (-0.24)
SW_{in} and Cloud cover	-0.82 (-0.72)	-0.82 (-0.87)
SW_{in} and PW	-0.66 (-0.61)	-0.16 (-0.44)

Table 1 Correlation coefficient (r) between two fields given in the left column over the Sahel (second column) and the Sahara (third column) during the heatwave period (10 to 25 April). Values in parentheses are the correlation coefficient in terms of anomalies instead of raw values. Strongest correlations ($|r| > 0.8$ on both domains) are underlined with bold characters.

3.4 Significant LW_{in} positive anomalies in T_{min} heatwave areas

The previously described strong positive correlation between daily-mean values of LW_{in} and T_{min} (or their anomalies, cf Table 1) remains true at different time scales: spatially-averaged over the Sahel and Sahara, the correlation coefficient reaches $r = 0.99$ over the annual cycle, 0.96 over Springtime and 0.90 over April 2010. This correlation can be further analyzed in space with Figure 3, which shows contours of LW_{in} anomalies for each days of the heatwave, overlaid by areas affected by the T_{min} -heatwave (in black shading). Strong T_{min} positive anomalies overlay strong LW_{in} positive anomalies (up to $44W/m^2$), both over the Sahel and Sahara.

This relationship is however weaker over the Sudano-Guinean area, south to 12°N , which is the approximate location of the InterTropical Discontinuity (ITD) during Springtime. There, T_{min} can reach anomalously-high values, with moderate LW_{in} anomalies (despite high LW_{in} raw values). This suggests that surface incoming longwave fluxes in the moister and wetter April Sudano-Guinean climate are less sensitive to fluctuations of water vapor and cloud cover than the driest April climate of Sahel and Sahara, in agreement with e.g. [Stephens et al., 2012].

This also points out to distinct processes and mechanisms leading to heatwaves in the Sudano-Guinea region, while the link with LW_{in} clearly dominates in the Sahel and Sahara. Hereafter, we focus on the Sahel and Sahara.

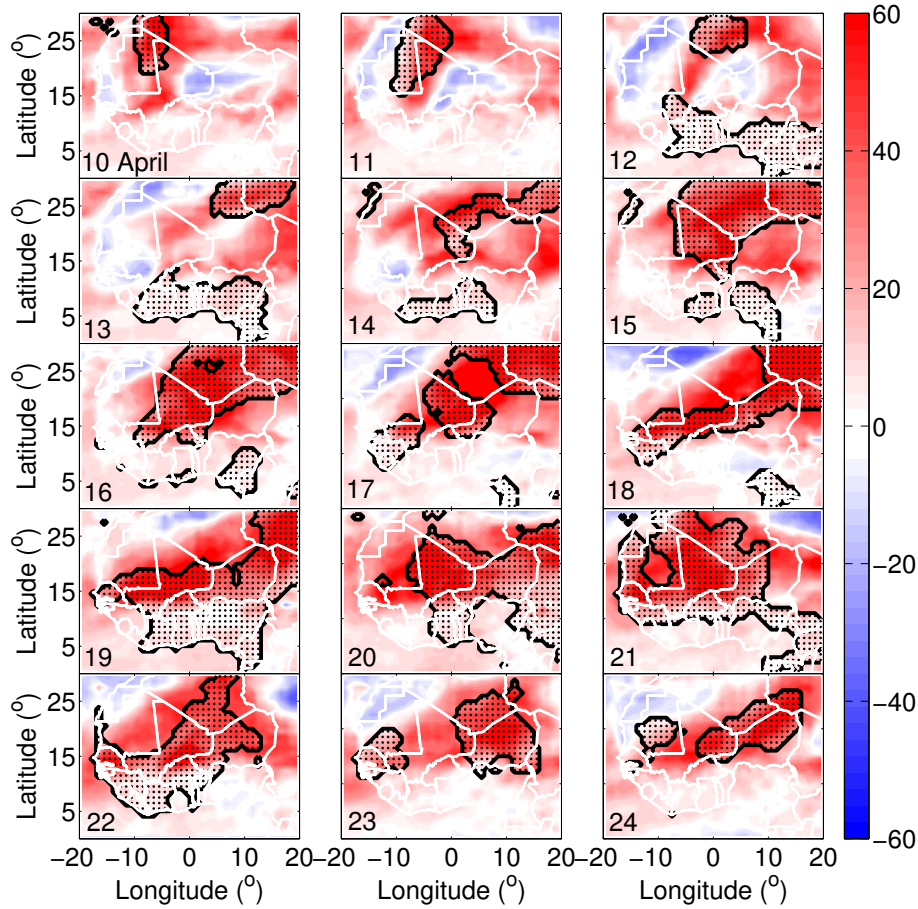


Fig. 3 Maps of the anomalies of the CERES daily incoming longwave flux, LW_{in} (color shading) superimposed with the areas affected by the heatwave, i.e. where T_{min} exceeds its local daily 90% percentile threshold (black dots), from 10 to 24 April 2010.

4 Cloud and aerosol radiative effects

4.1 Quantification of the Cloud Radiative Effect (CRE) and Aerosol Radiative Effect (ARE)

For any radiative flux F , the CERES database provides an estimate of the corresponding clear-sky (ie cloud free) $F_{clear-sky}$ and clean-sky (ie cloud and aerosol free) $F_{clean-sky}$ computed fluxes.

Following the definition of [Ramanathan et al., 1989], the Cloud Radiative Effect (CRE) can be expressed as:

$$CRE = F - F_{clear-sky} \quad (10)$$

and similarly for the Aerosol Radiative Effect (ARE):

$$ARE = F_{clear-sky} - F_{clean-sky} \quad (11)$$

The Total Radiative Effect (TRE) is then:

$$TRE = CRE + ARE \quad (12)$$

4.2 Daily Radiative Effects during the heatwave

Figure 4 illustrates the daily-mean CRE and ARE in both the shortwave and longwave bands for 15 April 2010.

That day, the total cloud fraction is high over the northern Sahara, and the AOD is particularly strong over Niger, Eastern Mali and Southern Algeria (Figure 4a,b).

Cloud cover and dust loadings both reduce incoming shortwave radiative fluxes at the surface, leading to negative shortwave CRE and ARE (Figure 4c,d). In contrast, the incoming longwave radiative flux at the surface is increase below clouds and high dust loadings, leading to positive CRE and ARE, up to several tens of W/m^2 in these areas (Figure 4e,f). This emphasizes how both aerosols and clouds can have a strong radiative impact over West Africa in Spring.

4.3 Day-to-day evolution of ARE and CRE during the heatwave

On average over both the Sahel and the Sahara, raw values of ARE are stronger than CRE both in the shortwave and longwave bands (Figure 5). SW_{in} is reduced by about $20W/m^2$ with clouds and by another $50W/m^2$ with dust loadings. Conversely, LW_{in} is increased by about $10W/m^2$ with clouds and by another $25W/m^2$ with dust loadings.

During the whole Spring 2010, large negative anomalies of shortwave ARE and positive anomalies of longwave ARE are observed, both over the Sahel and Sahara (Figure 5). This is consistent with the positive anomaly of AOD (red curves in Figure 2g,h) that increases both shortwave cooling and longwave warming. A few strong dust events occur during this period, for instance between DOY 75 and 80, when ARE reduces SW_{in} by $-90W/m^2$ and increases LW_{in} by $+55W/m^2$ over the Sahel. The heatwave period (grey shading in Figure 5) is however less affected by the ARE over the Sahara (with anomalously low values in the longwave) and only slightly affected by a positive ARE anomaly over the Sahel, at the end of the period, between DOY 110 and 115.

Clouds have a lower radiative impact, both on longwave and shortwave fluxes, and the only significant CRE negative anomaly is observed in the shortwave over Sahara during the heatwave (where it is driven by the tropical plume event) and over the Sahel at the end of the heatwave period. The longwave CRE remains close to its climatological values, without any notable anomaly during the heatwave.

4.4 Cloud and Aerosol contributions to radiative anomalies

The ARE and CRE anomalies, together with the resulting TRE anomalies are compared to the incoming radiative flux anomalies in Figure 6. For each region, the fraction of the incoming flux anomalies explained by either clouds or aerosols or the combination of the two is analyzed.

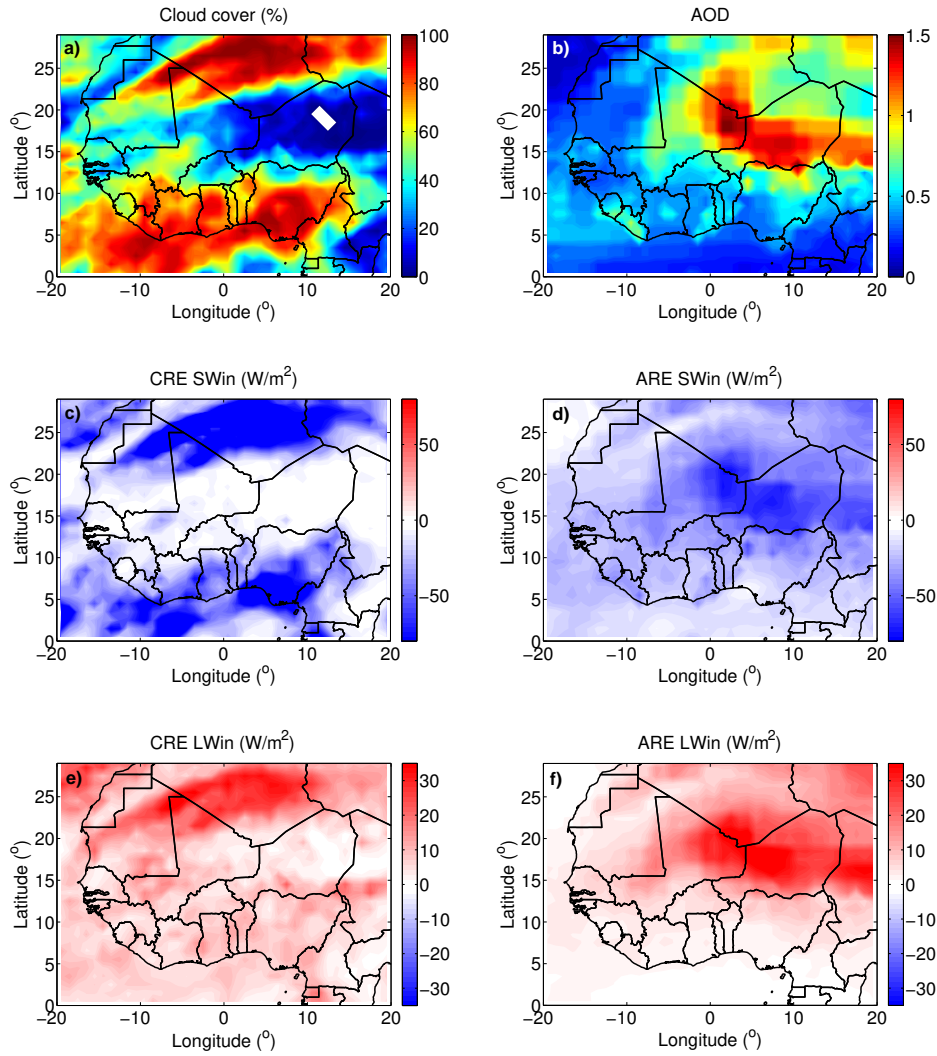


Fig. 4 Cloud cover area (%) (a) and AOD (b), CRE (c) and ARE (d) for SW_{in} (in W/m^2), CRE (e) and ARE (f) for LW_{in} (in W/m^2), over North Africa given by CERES on 15 April 2010.

During the heatwave, a strong negative anomaly of SW_{in} is observed (Figure 6a,b). It is almost entirely explained by clouds over the Sahara, and by a combined effect of clouds and aerosols in the Sahel (with a larger contribution from aerosols though). Note that the 15-day period following the heatwave is also marked by a strong negative anomaly of SW_{in} , which, in contrast, is almost entirely explained by aerosols in the Sahara.

The heatwave is characterized by a wide and strong positive anomaly of LW_{in} (about $25W/m^2$ in the Sahara and $30W/m^2$ in the Sahel, cf Figure 6c,d). CERES surface radiative fluxes estimates do not support that clouds and aerosols might drive this positive anomaly, as they even contribute to a negative anomaly over the Sahara and to a very weak ARE positive anomaly of $1.5W/m^2$ over the Sahel, which roughly corresponds to only 5% of the total LW_{in} anomaly. Conversely, this anomaly of LW_{in} is strongly correlated to that of PW

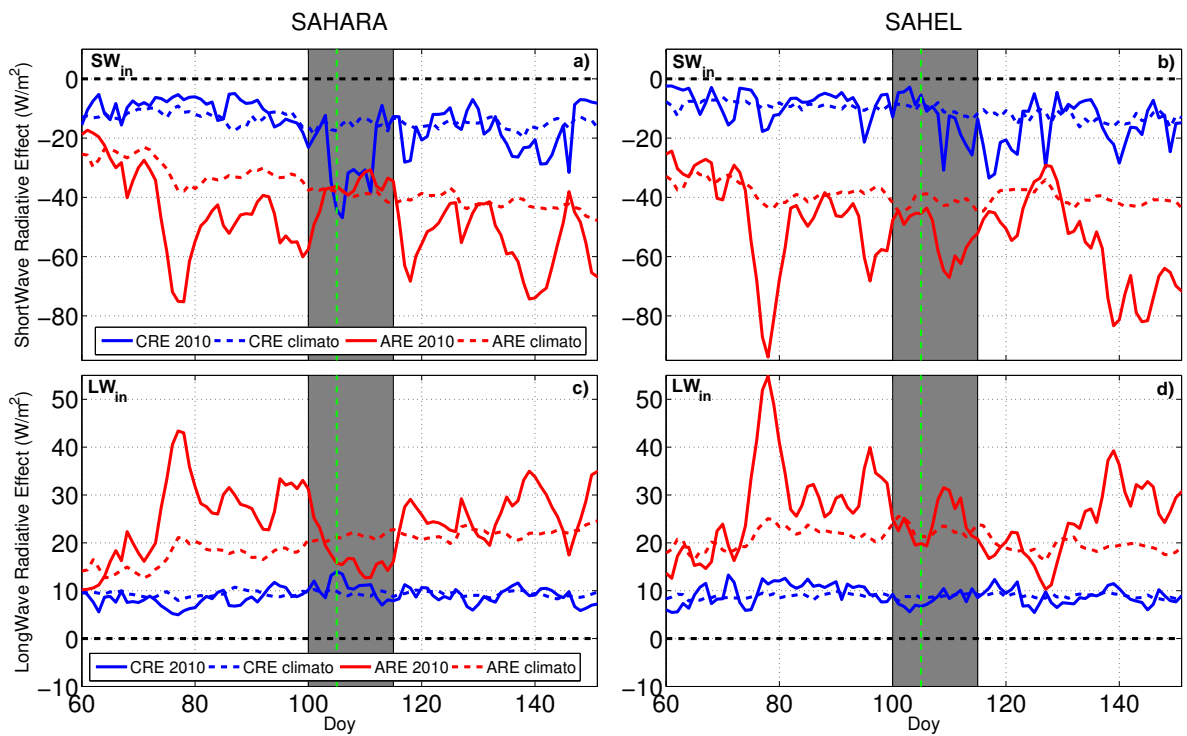


Fig. 5 Springtime time series of incoming shortwave (a,b) and longwave (c,d) ARE (red) and CRE (blue), spatially averaged over the Sahara (left) and the Sahel (right). Solid lines: 2010. Dashed lines: climatology. The vertical dashed green line indicates 15 April 2010, shown in Figure 4.

(Table 1 and Figure 6e,f), which suggests that the radiative effect of water vapor contributes to the emergence of this LW_{in} anomaly. This water vapor radiative effect will be further investigated in details with the SARAWI model in section 6.

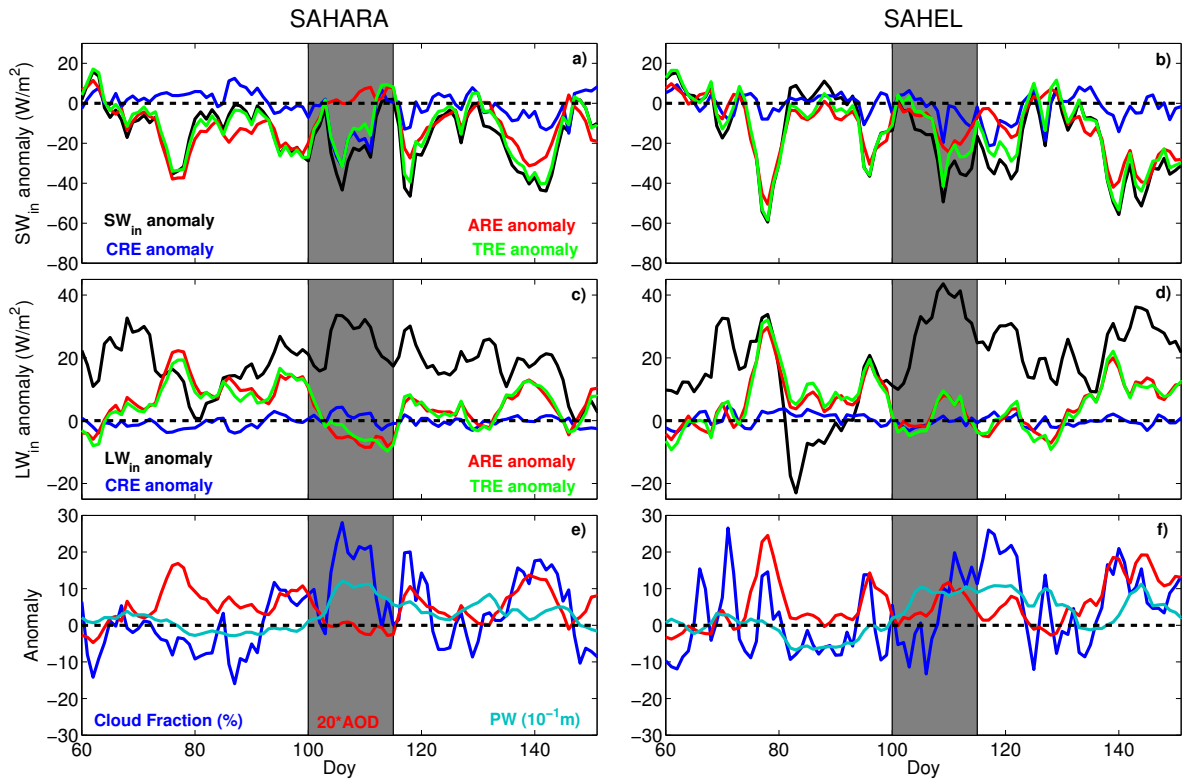


Fig. 6 Springtime time series of anomalies of: shortwave fluxes and shortwave ARE, CRE, TRE (a,b), long-wave fluxes and longwave ARE, CRE, TRE (c,d), cloud fraction, AOD and PW (e,f), averaged over the Sahara (left) and the Sahel (right).

5 Nudged climate model simulation results

5.1 Maps of fluxes and temperature during the heatwave

The dynamical nudging towards ERA-interim fields prevents strong departures of the CNRM-AM simulation from observations and allows to follow the realistic chronology of the heatwaves events. Indeed, the annual cycles of T_{min} and T_{max} and their spatial variability over North Africa are well correlated to observed values. The mean correlation coefficient over the 222 SYNOP ground-stations included in the considered domain reaches 0.74 and 0.78 for T_{min} and T_{max} respectively. The annual averaged bias over these stations remains also small, $-0.06^{\circ}C$ for T_{min} and $-0.4^{\circ}C$ for T_{max} . Note that, at smaller-scale, biases nevertheless become larger. For instance, in the Sahelian belt during the heatwave, T_{min} is underestimated (up to $2.5^{\circ}C$) at some ground-stations.

In line with the results of [Sane et al., 2012, Hourdin et al., 2015, Diallo et al., 2017] which also constrained the atmospheric dynamics of their GCM simulations by a high-frequency nudging of the wind towards meteorological reanalyses, our CNRM-AM nudged simulation is also able to capture the main observed spatial patterns at a daily time scale. A typical comparison between the observed and simulated daily-mean SW_{in} and LW_{in} fluxes, T_{max} and T_{min} temperatures is shown in Figure 7, for 15 April 2010 (same day as Figure 4).

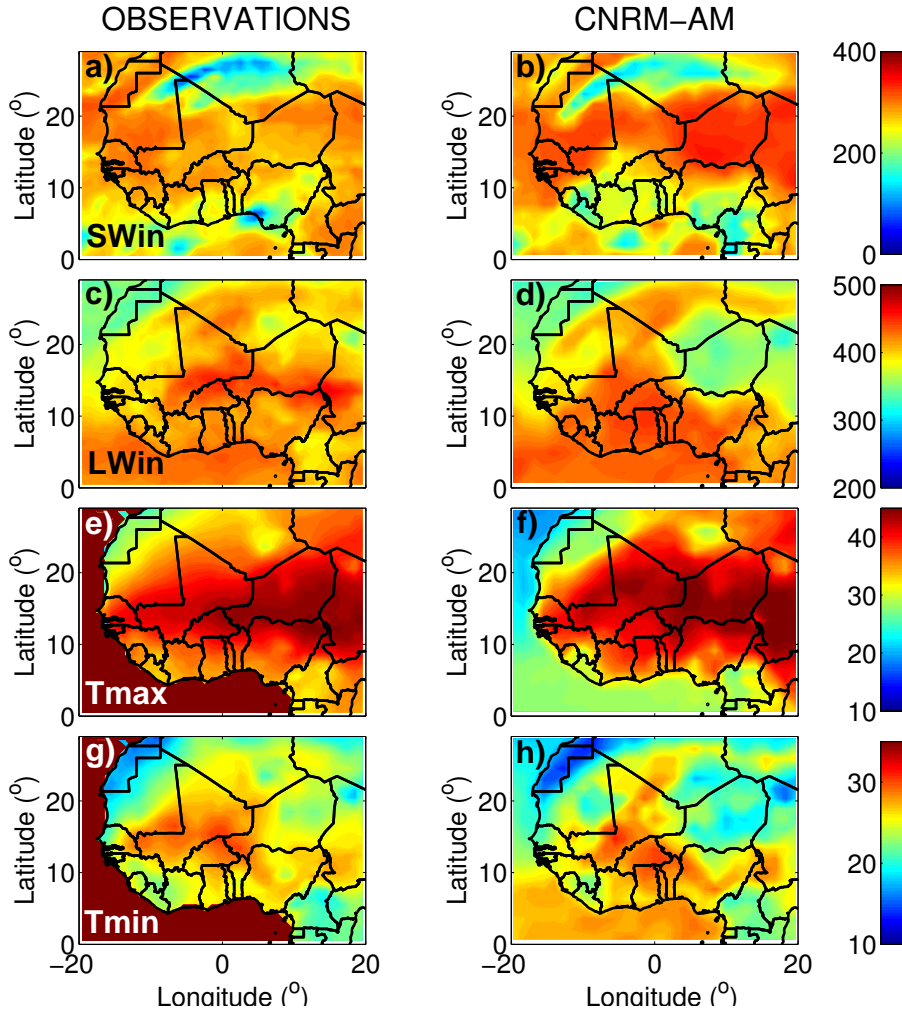


Fig. 7 Incoming shortwave flux SW_{in} (a,b) and longwave flux LW_{in} (c,d) at the surface in W/m^2 ; T_{max} (e,f) and T_{min} (g,h) in $^{\circ}C$ over North Africa given by CERES or BEST observations (left) and CNRM-AM simulation (right) on 15 April 2010.

The main features of the incoming fluxes and radiative effects of clouds (dominantly present in Northern Sahara, Figure 7) are well-captured by CNRM-AM (Figure 7a,b,c,d), both in terms of spatial patterns and order of magnitude. Similarly, T_{max} patterns are well reproduced, with the hottest areas located in the Sahel and southern Sahara and the colder area near the western Saharan coast (Figure 7e,f). The strong T_{min} values are also reasonably simulated, both over Mali and the northern Sahara, consistently with the realistic simulation of the strong nighttime LW_{in} (partly due to the high-level clouds present that day, Figure 4a).

However, some biases can be noticed, mainly located in Niger and Chad, where SW_{in} is overestimated and LW_{in} underestimated. These biases could be related to AOD differences. Indeed, CNRM-AM uses a climatological monthly-mean AOD, whereas AOD on that day (15 April 2010) exhibits a strong anomaly over these areas (Figure 4b). As a consequence, the strong observed longwave and shortwave ARE are most likely missed by the model on

this day, which leads to overestimated T_{max} and underestimated T_{min} over Niger and Chad (Figure 7f,h).

5.2 Fluctuations of temperature, humidity and fluxes in the Sahel during the heatwave: comparison with in-situ data

A comparison between simulated and observed time series of temperature, specific humidity and radiative fluxes is presented in Figure 8, at Agoufou (Mali), within the Sahelian area significantly affected by the heatwave (Figure 3). Here, we used the simulated fields at the closest grid point to the observational site ($15^{\circ}20'40''\text{N}$ and $1^{\circ}28'45''\text{W}$).

Before DOY 103, Agoufou is located north of the ITD, the low-atmospheric layers are dry ($q_v < 3\text{g/kg}$) and the surface air temperature is high during daytime ($> 40^{\circ}\text{C}$) but sharply drops at night, down to 23°C . (Figure 8a). SW_{in} is strong during daytime while LW_{in} (and LW_{net}) decreases to relatively low values during nighttime (Figure 8b,d,e). The Diurnal Temperature Range (DTR) is large, around 20°C before DOY 103.

At Agoufou in 2010, the first incursion of the monsoon flow (which migrates northward during Springtime [Couvreur et al., 2010]) occurs on DOY 103. Once this flow has reached the site, atmospheric water vapor increases, and simultaneously, nighttime temperatures, LW_{in} and LW_{net} increases, with T_{min} reaching values above 30°C . The following 12 days match the local heatwave period, during which daytime SW_{in} is reduced, and displays a much stronger day-to-day variability due to cloud intrusions. DTR is significantly reduced compared to the pre-heatwave period while T_{max} remains close to its pre-heatwave values, between 40 to 45°C . The day-to-day variability of SW_{in} affects DTR and T_{max} and leads to much lower T_{max} and DTR during cloudy days. This time series illustrates that the daily-average temperature increase is dominantly driven by that of T_{min} during this heatwave, whereas T_{max} seems weakly affected by the change of environmental air masses.

CNRM-AM time series (dotted lines in Figure 8) show that the incursions of the monsoon flow, as seen by the increase of 2-m specific humidity are remarkably well simulated (Figure 8a). The dynamical nudging thus allows to well constrain the location of the ITD, at least around Agoufou. Consistently, the increase of T_{min} concomitant with this moistening is also realistically captured, with T_{min} increasing by about 10°C between the pre-heatwave and the heatwave periods. The simulated diurnal fluctuations of radiative fluxes, specific humidity and temperatures are also close to observations, despite some biases, most likely due to the representation of clouds and can be summarized as follows:

1. Day-to-day variability of SW_{in} is underestimated during the heatwave period (Figure 8b). Since cloud shortwave radiative cooling seems correctly reproduced (Figure 7a,b and further evidences not shown), this suggests either an underestimation of cloud cover fraction at this site, or an incorrect phasing in the diurnal cycle of cloud cover.
2. Consistently, the DTR is overestimated during the heatwaves cloudy days.
3. Finally, LW_{in} is underestimated throughout the diurnal cycle, while LW_{up} is closer to observations, except for cloudy days for which the simulated SW_{in} leads to an overestimation of the land surface temperature and LW_{up} . Their combination induces an underestimated LW_{net} , more pronounced during cloudy days.

Even though it remains difficult to draw firm conclusions regarding the role of cloud during the heatwave, especially because of the shortcomings resulting from the comparison between local measurements and a model grid pixel of 1.4° , CNRM-AM is able to capture the major observed characteristics of the T_{min} and LW_{in} evolutions, especially their

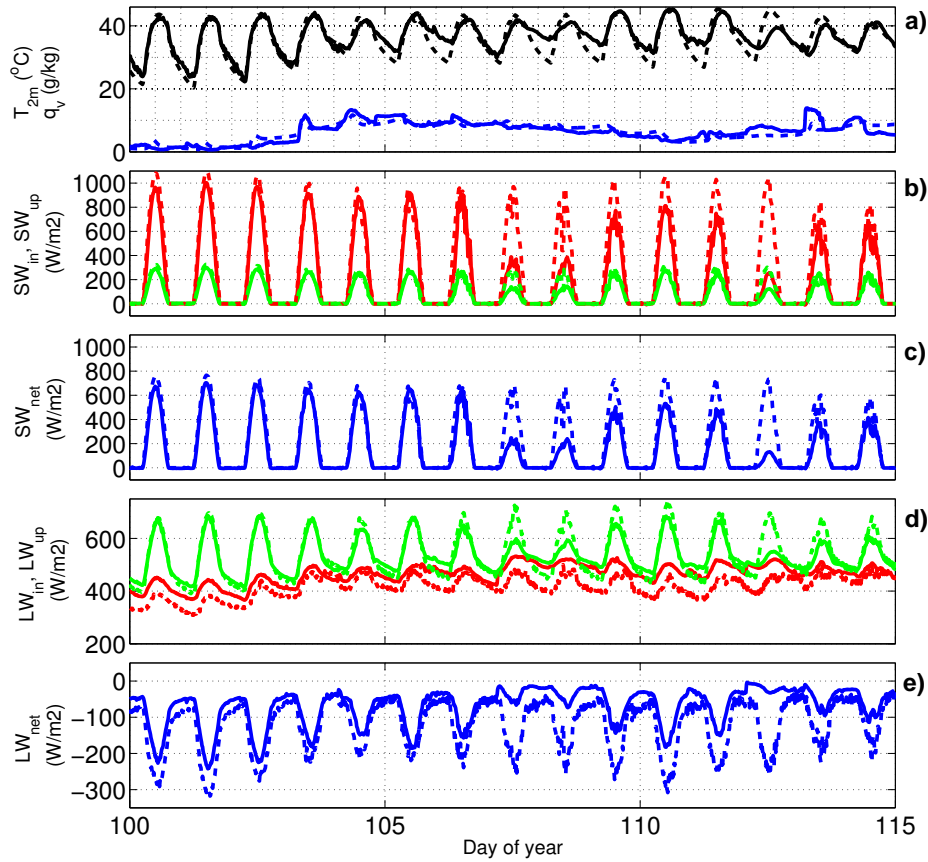


Fig. 8 Time series of: a) 2-m air temperature (black) and specific humidity (blue); b) SW_{in} (red) and SW_{up} (green); c) SW_{net} (blue); d) LW_{in} (red) and LW_{up} (green); e) LW_{net} (blue) at Agoufou during the heatwave. Solid lines: Local ground observations. Dotted lines: CNRM-AM simulation.

synchronous increase when the monsoon flow reaches Agoufou. CNRM-AM can thus be used to further understand the role of water vapor in the T_{min} evolution.

5.3 Physical processes acting at local scale : the impacts of turbulence and longwave radiation

In order to investigate the processes at play in the low atmospheric layers, we analyze the daytime and nighttime temperature budgets in the first atmospheric layer of the CNRM-AM simulation. Figure 9 shows the daytime and nighttime variations of temperatures for each day of April 2010 (purple) at Agoufou, together with the contribution of each physical process (boundary-layer turbulence, longwave and shortwave radiation, large-scale precipitation and condensation, parameterized deep and shallow convection and advection).

The CNRM-AM nocturnal cooling is almost entirely due to longwave radiation (Figure 9b), whereas its daytime warming mainly results from the balance between the longwave

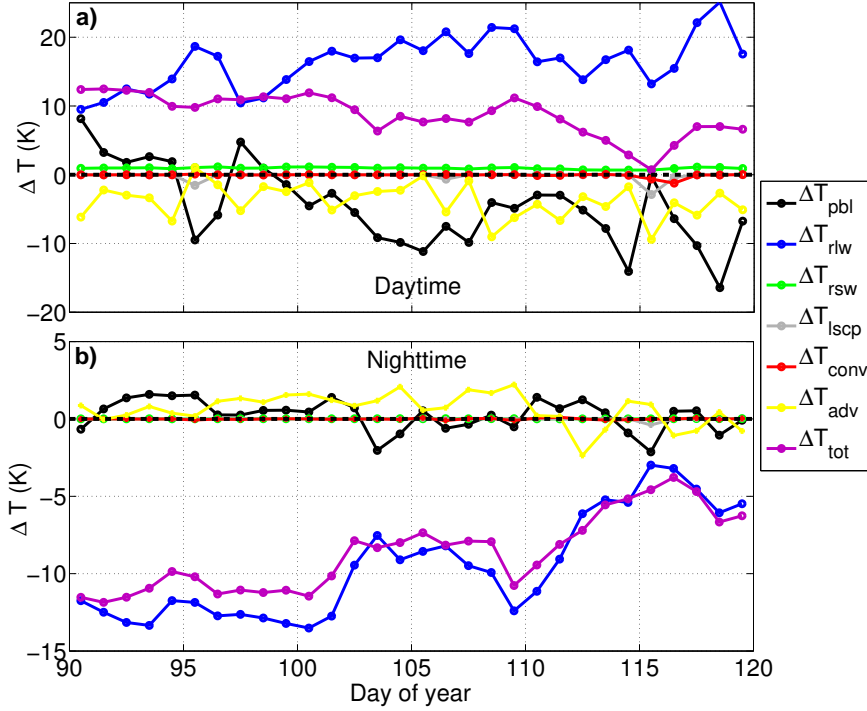


Fig. 9 Time series of daytime (a) and nighttime (b) ΔT temperature variation (purple) and the corresponding contribution of each physical parameterization during April 2010 at Agoufou, in CNRM-AM simulation. Black: planetary boundary layer (pbl); blue: radiative longwave (rlw); green: radiative shortwave (rsw); grey: large-scale condensation and precipitation (lscp); red: deep and shallow convection (conv); yellow: advection (adv).

radiative warming and the turbulent cooling (Figure 9a). The latter mainly acts in the afternoon and cools the first layer by vertical mixing with the colder layers above (not shown). The temperature advection only plays a minor role in the evolution of the first air layer temperature. Therefore, the fluctuations of surface air temperature during the heatwave episode are dominantly driven by longwave radiative and turbulent processes.

Figure 10a,b illustrates the evolution of the nighttime surface energy budget. This nighttime budget is dominated by the net radiative cooling $R_{net} = LW_{net}$, and very slightly compensated with a weak warming from the surface by the sensible heat flux (Figure 10a). Note that, after DOY 103, when the ITD overpasses Agoufou, the nighttime net cooling R_{net} weakens, compared to the pre-heatwave period. Both LW_{in} and LW_{up} increase, but LW_{in} increases more than LW_{up} , which leads to an increase in LW_{net} and enhances the radiative coupling between the surface and the lower troposphere. This further induces a weaker nighttime cooling of the lower atmospheric layer (Figure 9b).

5.4 Impact of water vapor on atmospheric longwave emissivity

The land surface longwave emissivities ϵ_s can be retrieved from:

$$LW_{up} = \sigma \cdot \epsilon_s \cdot T_s^4 \quad (13)$$

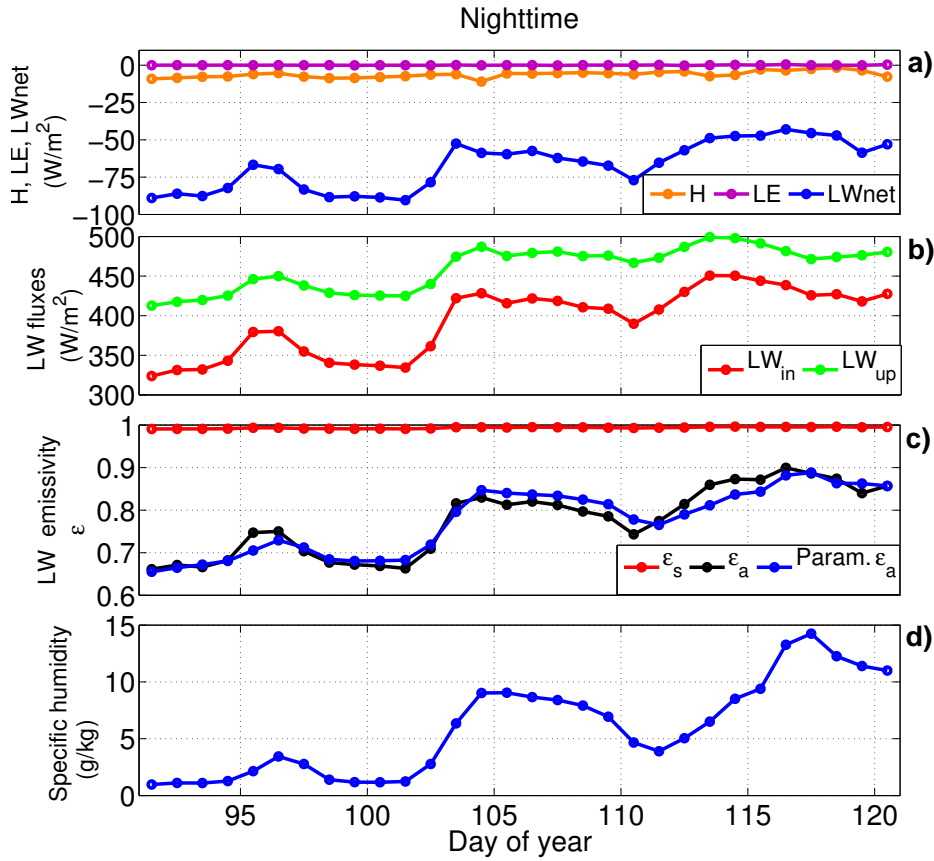


Fig. 10 Time series of nighttime surface fluxes H , LE and LW_{net} (a), LW_{in} and LW_{up} (b), ϵ_s , ϵ_a and parameterized ϵ_a , cf section 5.4 (c), and 2m specific humidity (d) in April 2010 at Agoufou, in the CNRM-AM simulation.

We can also estimate an atmospheric “effective” longwave emissivity ϵ_a from LW_{in} and the temperature of the lower layer (e.g. [Prata, 1996] among others), using:

$$LW_{in} = \sigma \cdot \epsilon_a \cdot T_a^4 \quad (14)$$

Figure 10c illustrates the April 2010 time series of the nighttime values of ϵ_s (red) and ϵ_a (black), computed from CNRM-AM fields. The evolution of this air longwave emissivity ϵ_a at Agoufou is strongly correlated ($r = 0.94$) with the nighttime average 2m specific humidity (Figure 10c,d). Note that this correlation still holds at smaller time-scales (not shown). It illustrates the increase of longwave emissivity associated with an increase of the amount of water vapor. The time series of ϵ_a is well-approximated by the linear regression using 2m specific humidity and 2m air temperature presented in equation 9 (with values of a_i fitted at Agoufou, blue curve in Figure 10c).

6 Insights from a conceptual prognostic model : on the Humidity Radiative Effect (HRE)

Here, the SARAWI model presented in section 2.5 is used to investigate further the Humidity Radiative Effect (HRE). SARAWI explicitly parameterizes the effect of water vapor on the air longwave emissivity (equation 9).

This model assumes that synoptic and regional scale motions associated with the monsoon flow and the tropical plume can be decoupled from physical processes operating at local scale, and therefore the CNRM-AM wind and specific humidity fields are used as inputs to the SARAWI model. Then, the model directly solves the effects of turbulence and radiative transfer between the soil and the atmospheric surface layer, as these two processes have been identified as the major drivers of the temperature fluctuations (section 5).

Simulations are performed with SARAWI over April 2010, either in 1D at the site of Agoufou, and in 3D over North Africa.

6.1 Evaluation of the representation of turbulence and longwave radiation

Figure 11 presents a comparison of the time evolution of $\frac{\partial T_a}{\partial t}_{rlw}$, $\frac{\partial T_a}{\partial t}_{pbl}$, LW_{net} and H simulated by CNRM-AM and SARAWI at Agoufou, zoomed over a 5-day window during the heatwave period. This period is centered around DOY 103, which corresponds to the first incursion of the monsoon flow at the site. It is chosen to point out the evolution of the diurnal cycles during the transition from the pre-heatwave towards the heatwave period, but a similar good match between SARAWI and CNRM-AM outputs is found throughout April 2010 (see Figure 13 detailed in the following sections).

Indeed, SARAWI faithfully replicates the diurnal fluctuations simulated by CNRM-AM, for the four parameterized fluxes and temperature tendencies. Similarly, time series of T_s , T_{2m} and T_a given by SARAWI are very close to those computed by CNRM-AM (Figure 11e,f), with only minor deviations (the mean biases over April 2010 are $0.15^\circ C$, $0.5^\circ C$ and $0.9^\circ C$ respectively for T_a , T_{2m} and T_s , with $r > 0.98$ for all three temperatures).

SARAWI also reproduces quite well the transition between the pre-heatwave regime (higher DTR, stronger nighttime air radiative cooling, lower daily-mean LW_{net}) and the heatwave regime (lower DTR, lower nighttime air radiative cooling, higher LW_{net}). This ability of SARAWI to reproduce this transition points out the crucial impact of atmospheric water vapor on longwave air emissivity, and thus on the increase of temperature and fluxes. From these results, the following scenario, which implies a water vapor greenhouse effect, can be formulated:

1. The increase of specific humidity associated with the monsoon flow increases ε_a , that in turn increases LW_{in} .
2. This increase of LW_{in} increases the radiative warming of the soil surface layer, and thus also T_s (Figure 11e)
3. Almost synchronously, the increase of T_s leads to an increase of LW_{up} .
4. LW_{in} however increases more than LW_{up} , which leads to an increase of LW_{net} (Figure 11c).
5. The increase of LW_{in} corresponds to a loss of energy for the air layer, but this loss is more than compensated by an increased infrared absorption of LW_{up} in this layer. Indeed, the latter is enhanced by both higher LW_{up} and air absorptivity (equal to ε_a); whereas the former is solely increased by higher ε_a .

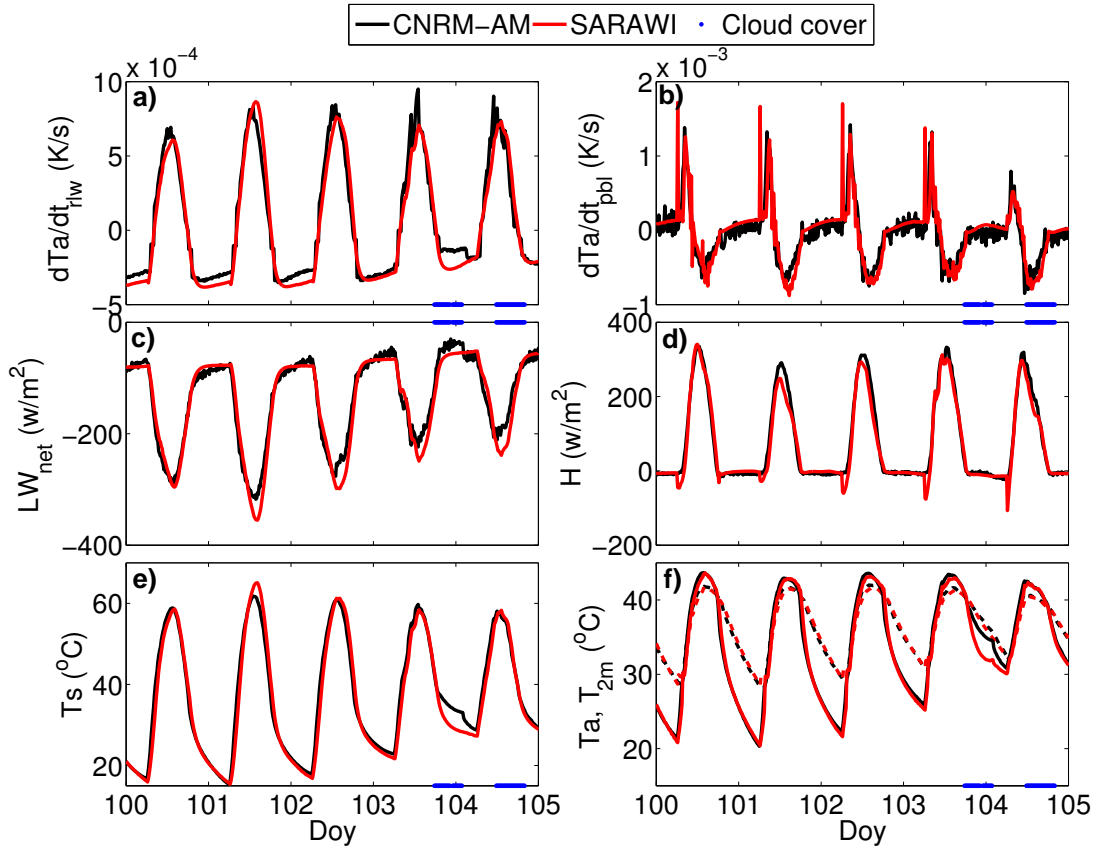


Fig. 11 Time series of $\frac{\partial T_a}{\partial t_{rlw}}$ (a), $\frac{\partial T_a}{\partial t_{pbl}}$ (b), LW_{net} (c), H (d), T_s (e) and T_a (f, dotted lines) and T_{2m} (f, solid lines) for 5 days of the heatwave at Agoufou, in SARAWI (red) and CNRM-AM simulation (black). Blue dots at the top or bottom of panels indicate the presence of clouds in CNRM-AM.

6. This finally results in less nighttime radiative cooling of the air layer and therefore in a higher T_a in the heatwave period than before.

This water vapor greenhouse effect involves a positive feedback: higher LW_{in} leads to a warmer surface, which in turns leads to a warmer air layer, and therefore higher LW_{in} . The magnitude of this feedback is limited as higher LW_{in} also means a loss of energy of the air layer, which negatively feeds back on T_a . The resulting heatwave equilibrium involves a balance between these two feedbacks, which happens on a very short timescale, during the first heatwave night.

SARAWI exhibits few departures from CNRM-AM, mainly during the night of DOY 104, due to the presence of clouds in the CNRM-AM simulation (cf blue dots in Figure 11). Cloud longwave radiative effects are not represented in the SARAWI model, and that night, the presence of clouds is associated with enhanced LW_{in} in CNRM-AM, which leads to higher T_s and T_{2m} than in SARAWI (the differences reaches up to $3^\circ C$). Interestingly, these SARAWI biases provide inferences on the longwave CRE both on fluxes and temperatures.

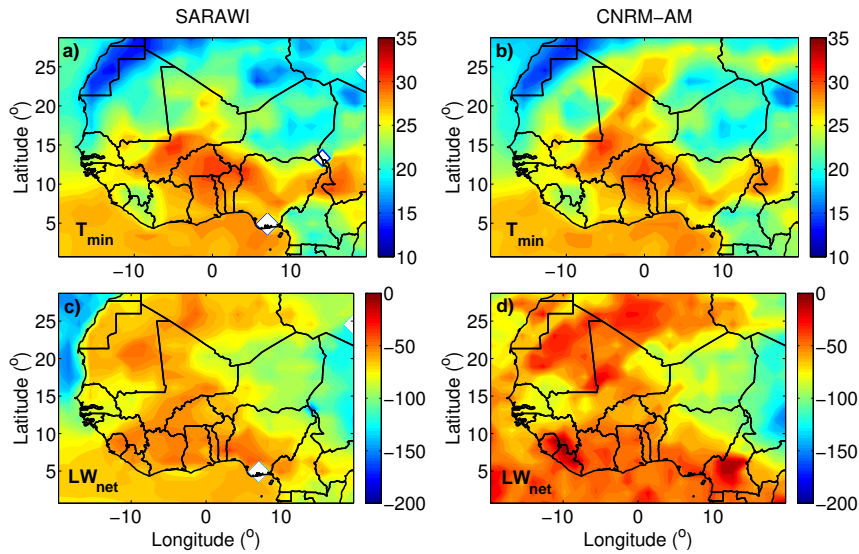


Fig. 12 T_{min} (a,b) and LW_{net} (c,d) fields given by SARAWI (left) and CNRM-AM (right) on 15 April 2010.

6.2 Maps of T_{min} and longwave fluxes over North Africa

SARAWI is further used in a 3D mode over North Africa. The main geographical patterns of T_{min} and LW_{net} given by CNRM-AM are well reproduced by SARAWI. An example is shown in Figure 12 for 15 April 2010. Similar results are found for every days of April.

The most notable biases are found in the northern Sahara for T_{min} and LW_{net} , which are most likely related to the neglect of longwave CRE in SARAWI. There, the cloud cover is high in both observations and CNRM-AM, and induces significant longwave CRE and nighttime warming (Figures 4 and 7).

Apart from those cloud-related impacts, the agreement between CNRM-AM and SARAWI over the region, both in terms of patterns and orders of magnitude, validates the hypotheses at the heart of the SARAWI model, and underlines the nature of the scale interactions between large-scale circulations and local physical processes: the dynamics of the monsoon flow and that of the tropical plume event over the Sahara, drive regional and synoptic-scale advection of atmospheric water vapor. From there, radiative and turbulent processes, which act at local and subdiurnal scales, subsequently drive the evolution of the longwave fluxes, soil and low-level air temperatures.

In summary, the strong nighttime temperatures observed during the heatwave do not result from some synoptic advection of warm air masses. Rather, the synoptic advection of water vapor is the most important component as it increases the low-level air opacity and emissivity. This results in an increase of T_{min} , which is dominantly controlled by atmospheric radiative transfer and boundary-layer turbulence.

6.3 Quantification of the Humidity Radiative Effect (HRE)

Figure 13 shows, for April 2010 at Agoufou, time series of LW_{in} (a), T_{2m} (b), T_{max} (c, dashed lines) and T_{min} (c, solid lines) computed by SARAWI (red), and CNRM-AM (black). The high correlation between the CNRM-AM and SARAWI time series echoes the results presented in the previous section. Differences between CNRM-AM and SARAWI only occur during the most heavily cloudy days (blue dots on Figure 13).

An additional 3D simulation is performed with SARAWI where specific humidity remains constant in time; for each grid point, it equals its nighttime average value on 1 April 2010 (hereafter referred to as hus_0). On 1 April 2010, the specific humidity field displays high values south of the ITD (around 12°N), within the monsoon flow, and much lower values north of the ITD. At Agoufou, located north of the ITD on 1 April, the specific humidity remains low, around 1 g/kg , which is close to its dry season average. The humidity radiative effect associated with the increase of ϵ_a during the heatwave is therefore discarded in this simulation, whose results are shown in blue in Figure 13.

LW_{in} and T_{2m} are very close to their values in the reference simulation until DOY 103. Afterwards, during the heatwave, the two simulations diverge. In the constant moisture simulation, little change in the diurnal fluctuations before and after DOY 103 is simulated, at least until DOY 115 (Figure 13). Overall, daily maxima are close to the reference SARAWI simulation, but the nighttime characteristics of the heatwave period are not reproduced in the constant moisture simulation; LW_{in} and T_{min} remain significantly lower, which reveals the strong sensitivity of the system to the specific humidity.

The temperature variation due to the Humidity Radiative Effect is further quantified with: $\Delta T_{min}^{HRE} = T_{min} - T_{min}^{hus_0}$ where $T_{min}^{hus_0}$ is the value of T_{min} in the constant humidity simulation. Similarly, we define $\Delta LW_{in}^{HRE} = LW_{in} - LW_{in}^{hus_0}$ for quantifying the HRE on the incoming longwave flux. At Agoufou, the averaged ΔLW_{in}^{HRE} during the heatwave reaches 59 W/m^2 , associated with an averaged ΔT_{min}^{HRE} of 4.75°C , that reaches values higher than 6.5°C between DOY 105 and 109.

When compared to the observed estimates of longwave CRE and ARE (Figure 5) which are respectively of 15 and 19 W/m^2 on average during the heatwave at Agoufou, the current estimate emphasizes that HRE stands as the dominant driver of the nighttime warming. According to those estimations, HRE explains 64% of the total radiative warming during the heatwave, while ARE explains 20% and CRE 16%, and HRE leads to a nighttime increase of 2m-temperature up to 6.5°C , at Agoufou.

6.4 Maps of the HRE over North Africa

The spatial structure of ΔLW_{in}^{HRE} and ΔT_{HRE} is shown in Figure 14a,b for the 15 April 2010 at 06 UTC, together with the specific humidity field (Figure 14d) and the difference between specific humidity on 15 April 2010 and the constant specific humidity field prescribed in the constant moisture simulation (Figure 14c). The location of the ITD is indicated with the white line.

ΔLW_{in}^{HRE} reaches strong values, up to 100 W/m^2 south of the ITD, leading to ΔT_{HRE} up to 13°C . In Figure 14, this strong HRE warming south of the ITD is associated with the northward progression of the monsoon flow in the previous days, and accounts for a specific humidity increase of about 10 g/kg (Figure 14c).

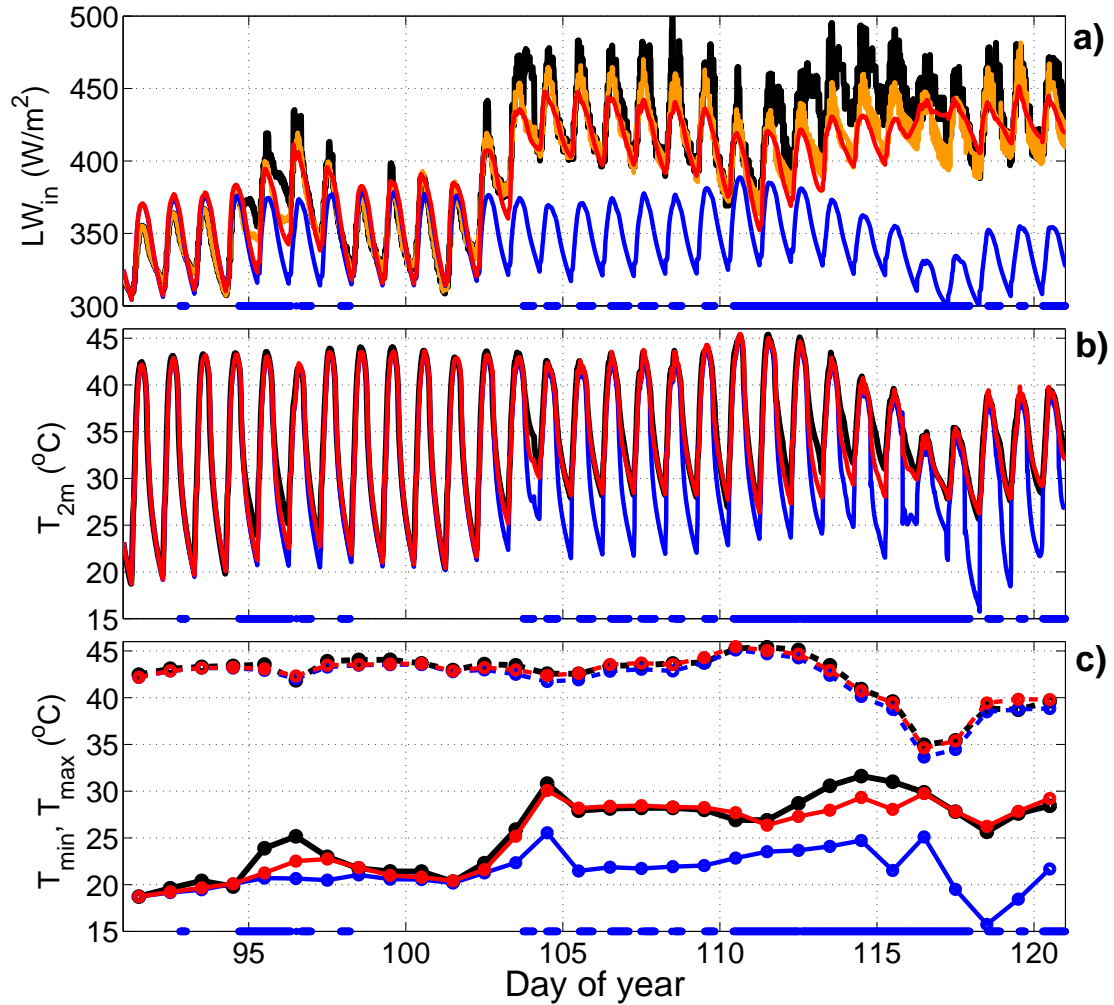


Fig. 13 Time series at Agoufou for April 2010 of: LW_{in} (a), T_{2m} (b), T_{max} (c, dashed lines) and T_{min} (c, full lines). Black: CNRM-AM. Red: SARAWI reference simulation. Blue: SARAWI simulation with constant humidity. Orange: clear-sky LW_{in} computed by CNRM-AM. Blue dots at the bottom of panels: cloud cover in CNRM-AM.

Over the Sahara and other areas north of the ITD, the high values of ΔLW_{in}^{HRE} and ΔT_{HRE} are associated with the tropical plume, which also enhances low-level humidity and reaches about $5^{\circ}C$ (Figure 14c,d).

Figure 14 also underlines that the western Sahel (west to $0^{\circ}E$) is more affected by HRE than the eastern Sahel (east to $0^{\circ}E$), consistently with an ITD that does not reach eastern Sahel in April 2010 (Figure 14d). The processes affecting the western and eastern Sahel are therefore distinct, which partly explains why T_{min} were lower in Eastern Sahel (Figure 7).

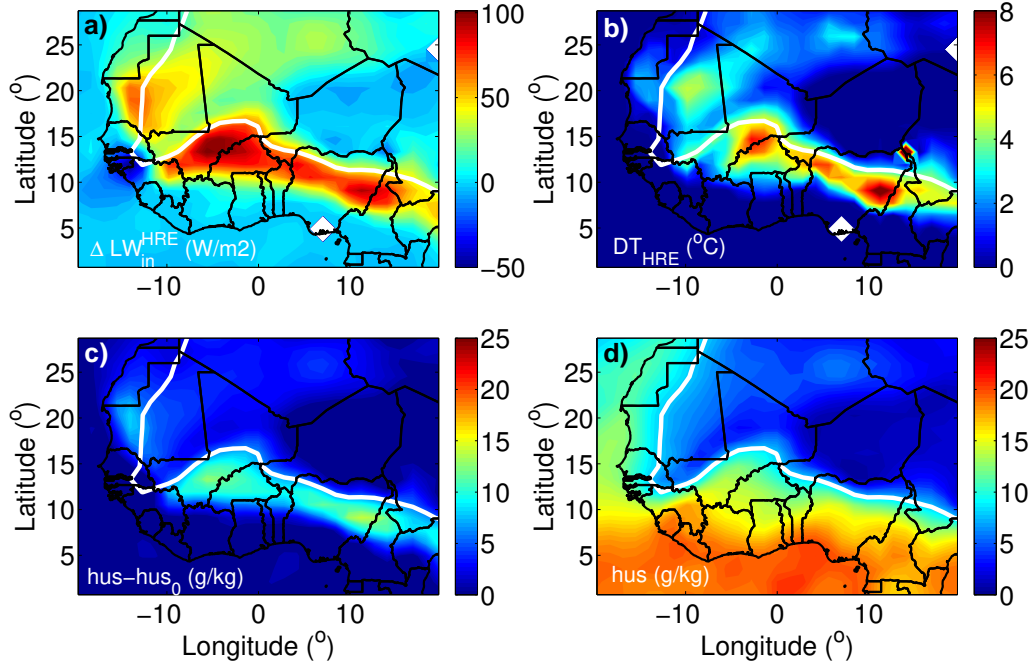


Fig. 14 ΔLW_{in}^{HRE} (a), ΔT_{HRE} (b), $hus - hus_0$ (c), hus (d) given by SARAWI on 15 April 2010 (see text for definitions). White line: ITD, defined with $hus = 8g/kg$.

However, HRE affects Nigeria and areas located to the east of $0^\circ E$ but south of $12^\circ N$, which could also partly explains why T_{min} are high in this area (Figure 7g,h).

6.5 Can we explain the observed LW_{in} anomalies with the SARAWI HRE estimate ?

On average over the Sahel and Sahara, ΔLW_{in}^{HRE} reaches high values. Since HRE is caused by moisture which is anomalously high in April 2010 over the Sahel and Sahara (Figure 6e,f), here we analyze whether the observed anomalies of LW_{in} that were explained neither by CRE nor ARE anomalies (section 4) can be better explained by HRE.

The HRE longwave anomaly HRE^{ano} is computed by assuming that the LW_{in} climatological anomaly on DOY 91 (1 April 2010) is the sum of the longwave CRE, ARE and HRE anomalies. Then, we compute $HRE^{ano} = \Delta LW_{in}^{HRE} + HRE_0^{ano}$, since, by construction, ΔLW_{in}^{HRE} represents the deviation from HRE_0^{ano} , i.e. from 1 April.

Figure 15 shows the April 2010 time series of longwave HRE^{ano} anomalies (light blue), together with the LW_{in} anomalies (black), longwave CRE (blue) and longwave ARE anomalies (red) observed with CERES, as well as the sum of the longwave anomalies CRE+ARE+HRE (orange), averaged over three areas: the Sahara (a), the western Sahel (b) and the eastern Sahel (c).

First, the order of magnitude of HRE^{ano} successfully matches that of the LW_{in} anomalies, particularly over the Sahara and the western Sahel. Secondly, when SARAWI estimates of

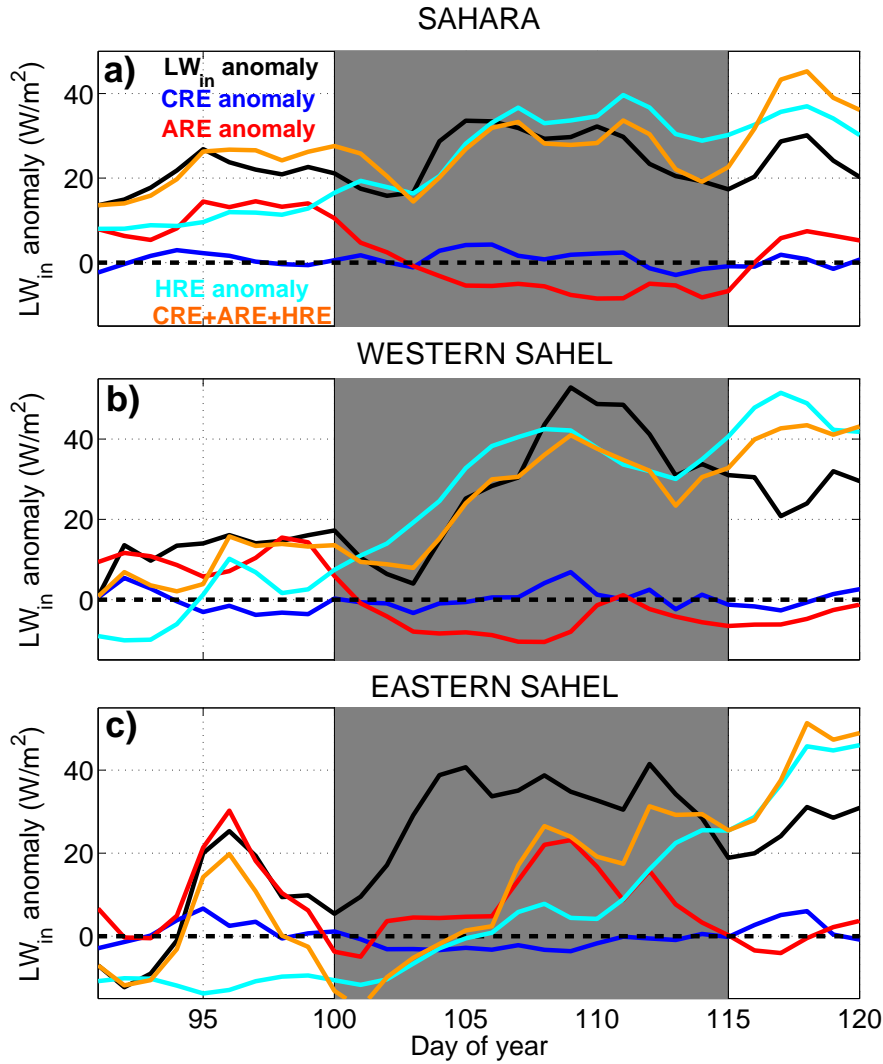


Fig. 15 April 2010 time series of anomalies of: LW_{in} (black), longwave CRE (blue), longwave ARE (red) observed by CERES, longwave HRE computed by SARAWI (light blue) longwave CRE+ARE+HRE (orange); averaged over the Sahara (c), the western Sahel (west to 0° , b), the eastern Sahel (east to 0° , c).

HRE anomalies are added with CRE and ARE anomalies from CERES (orange curves), the resulting time series follows rather closely the observed LW_{in} anomalies (black).

This result suggests that in the Sahara, the strong positive anomaly of LW_{in} , which was not related to cloud or aerosol anomalies between DOY 100 and 120 is largely explained by the evolution of the HRE induced by the low-level advection of humidity operated by the tropical plume event (Figure 15a). In the western Sahel (Figure 15b), this HRE also explains a major part of the observed anomaly, and is related to a northward penetration of the monsoon flow.

In the eastern Sahel, which is more affected by aerosols due to a strong dust episode after DOY 105, HRE remains weaker before DOY 105 (Figure 15c). It increases later, when the ITD migrates northward in the eastern Sahel, and can explain the increase of LW_{in} anomalies in late April. However, in this area, the high anomaly of LW_{in} between DOY 100 and 107 is neither explained by clouds or aerosols nor by humidity radiative effects, which suggests the possible influence of other physical processes.

7 Discussion and conclusion

North Africa experienced one of the most severe heatwaves in April 2010. The present study investigated physical processes acting during this major heatwave, using high frequency ground data (AMMA-CATCH), long-term gridded daily temperatures (BEST), satellite-based observations (CERES), climate model simulations (CNRM-AM), and a new soil-surface air layer prognostic model (SARAWI).

During Spring 2010, very strong positive climatological anomalies of T_{max} and T_{min} are observed above 14°N , over large parts of the Sahel and Sahara, notably in Mali, Mauritania, Algeria and South Libya, together with strong positive anomalies of LW_{in} and negative anomalies of SW_{in} at the surface. Strong positive anomalies of AOD, cloud cover and PW also affect this region. The cloud cover and PW anomalies are associated with two distinct synoptic events: a tropical plume that reached the northern Sahara, and a northward penetration of the monsoon flow in the western Sahel. The strong AOD anomaly that prevails during this period is centered on central Sahel and mostly affects Niger and Mali.

The methodology developed by [Barbier et al., 2017] to precisely delineate the spatial and temporal extend of this North African heatwave, indicates that this heatwave lasts from 10 to 25 April 2010. Nighttime temperatures are particularly affected. Strong positive correlations are found between PW, T_{min} and LW_{in} , both in space and time, particularly in the areas affected by the heatwave.

Cloud Radiative Effects (CRE) and Aerosol Radiative Effects (ARE) estimates provided by CERES show that, during the heatwave, ARE is stronger than CRE with values of $-50\text{W}/\text{m}^2$ compared to $-20\text{W}/\text{m}^2$ for SW_{in} , $+25\text{W}/\text{m}^2$ compared to $+10\text{W}/\text{m}^2$ for LW_{in} ; over both the Sahel and the Sahara. The strong negative anomaly of SW_{in} is almost entirely explained by CRE over the Sahara, while it involves a combination of both CRE and ARE, over the Sahel. In contrast, the strong positive anomaly of LW_{in} ($+25\text{W}/\text{m}^2$ in the Sahara, $+30\text{W}/\text{m}^2$ in the Sahel) is much higher than longwave CRE or ARE anomalies, which means that neither the cloud cover nor the AOD can explain the observed anomalies of incoming longwave fluxes. The strong correlation between observed LW_{in} and PW anomalies points to the significance of a Humidity Radiative Effect (HRE), and this question is further explored with a climate model and a conceptual soil-atmospheric surface layer model.

The climate-model simulation is performed with CNRM-AM, in which the dynamics is nudged towards the ERA-interim meteorological reanalysis. This approach allows the model to capture the chronology of the heatwave and thus helps in performing relevant quantitative comparisons with observations, down to sub-daily time scales [Diallo et al., 2017]. In the present case, CNRM-AM faithfully reproduces the Saharan tropical plume event and the Sahelian monsoon surge, as well as the spatial patterns of surface incoming fluxes and temperatures observed during the heatwave. The simulation exhibits some systematic biases though, such as too low LW_{in} , LW_{net} and T_{min} . Another limitation of the simulation comes from the representation of AOD which is based on a climatology, while the AOD

was anomalously high in April 2010 especially in Mali and Niger. One potential way to get more realistic ARE could be to prescribe the observed AOD in CNRM-AM.

However, those shortcomings do not affect the ability of the model to represent the sharp transition between the pre-heatwave and heatwave regime, closely associated with the arrival of the monsoon flow in the Sahel, whose main observed characteristics are well-reproduced. The pre-heatwave regime is dry with low nighttime temperatures, low LW_{in} and LW_{net} fluxes, and high Diurnal Temperature Range (DTR); while the heatwave regime is moister with higher nighttime temperatures, stronger LW_{in} and weaker DTR, both in observations and simulations.

According to CNRM-AM, the nocturnal cooling of the atmospheric surface layer is almost entirely due to longwave radiative transfer, whereas daytime evolution of the surface-layer air temperature results from the combination of two dominant processes: longwave radiation and turbulence. During the heatwave, nighttime air cooling by longwave radiation is lower. Similarly, the nighttime soil cooling is lower, because LW_{in} increases more than LW_{up} . The combination results in a stronger thermal coupling between soil and surface layer. The increase of LW_{in} is strongly correlated with the increase in humidity on areas where the monsoon flow (Western Sahel) or the tropical plume (Sahara) moistens the environment.

The new conceptual model SARAWI (described in details in section 2.5) is used to explore further the radiative greenhouse effect of water vapor (note that SARAWI incorporates a parameterization of the air emissivity that explicitly depends on the specific humidity). This model is based on the assumption that regional-scale processes can be decoupled from local physics, namely turbulence and longwave radiative transfer between the soil and the atmospheric surface layer. The former are prescribed (here from the CNRM-AM simulation) while the impact of the latter on temperatures are explicitly and prognostically computed. This approach allows to reproduce with a very good accuracy the surface energy budget, the radiative and turbulent warming of the atmospheric surface layer, LW_{in} fluxes, soil and air temperatures, and their diurnal cycles given by CNRM-AM. Unlike a complex 3D GCM, SARAWI is well-suited to perform and interpret sensitivity tests in simple and unambiguous ways. In the present study, such tests highlight the crucial impact of water vapor during the heatwave. Over the Sahel, the greenhouse effect of water vapor enhances LW_{in} and T_{min} up to $100W/m^2$ and $13^{\circ}C$ respectively during the heatwave.

In addition, a quantitative analysis shows that the sum of the HRE anomaly estimated using SARAWI, with the weaker CRE and ARE anomalies from CERES, explain the evolution of the observed LW_{in} anomaly over the Sahara and the western Sahel. This demonstrates that the increase of air emissivity due to the increase of moisture is the dominant driver of the heatwave nighttime temperatures; and that the severity of this heatwave can be explained by the increased greenhouse effect of water vapor.

Finally, the ability of the SARAWI model in reproducing the CNRM-AM results supports the underlying assumptions. This also gives insights into the interactions arising between processes operating at different scales: during the April 2010 heatwave, the synoptic-scale advection of warm air is negligible. However, the synoptic-scale advection of water vapor associated with either the monsoon flow or the tropical plume emerges as a fundamental driver. Indeed, the evolution of surface fluxes, soil and surface air temperatures are almost entirely explained by physical processes, among which longwave radiative transfers, which are very sensitive to water vapor variations. Such a flexible model can be useful for carrying sensitivity experiments at very low computation cost; e.g. for the implementation of new physical parameterizations. More broadly, such a modeling approach could also be useful for comparing the physical mechanisms operating in different climate models.

This study further raises several open questions:

- Physical processes and mechanisms driving nighttime temperatures have been highlighted, but the evolution of daytime T_{max} during this heatwave appeared complex, and seems to imply a balance between physical processes. To what extent do cloud, aerosol or humidity shortwave radiative effects lowers T_{max} ? To what extent can a heat accumulation phenomenon in the upper boundary-layer as described by [Miralles et al., 2014] warm the low-layers during daytime via the afternoon convective and turbulent mixing ?
- [Barbier et al., 2017] show that there is a strong climatologic nighttime warming trend during heatwaves. To what extent can this trend be related to a climatic increase of atmospheric water vapor content [IPCC, 2013] ?
- Finally, can this link between water vapor and T_{min} help to analyze climate projections and reduce uncertainties on extreme weather frequency and severity for the coming century ?

Acknowledgements This work has been done in the framework of the ACASIS project from the French national research agency (ANR). The authors acknowledge support from ANR ACASIS, grant ANR-13-487 SENV-0007. Authors also acknowledge NASA for the dissemination of the CERES satellite products through the website <https://ceres.larc.nasa.gov/>, the Berkeley Earth for their open global temperature database (berkeleyearth.org/), and the scientists and technicians who collected the AMMA-CATCH data in the Sahel. They also thank Mireille Tomasini for usefull discussions on heat budget analysis, and Clara Theeten for her careful proofreadings of the present paper.

References

- [Barbier et al., 2017] Barbier, J., Guichard, F., Bouniol, D., Couvreur, F., and Roehrig, R. (2017). Spring sahelian heatwaves : detection, characteristics and historical trend. *In preparation for Journal of Climate*.
- [Basart et al., 2009] Basart, S., Pérez García-Pando, C., Cuevas, E., Baldasano Recio, J. M., and Gobbi, P. (2009). Aerosol characterization in northern africa, northeastern atlantic, mediterranean basin and middle east from direct-sun aeronet observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(21):8265–8282.
- [Baup et al., 2007] Baup, F., Mougin, E., De Rosnay, P., Timouk, F., and Chênerie, I. (2007). Surface soil moisture estimation over the amma sahelian site in mali using envisat/asar data. *Remote Sensing of Environment*, 109(4):473–481.
- [Beniston, 2004] Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in europe: A shape of things to come? an analysis based on swiss climatological data and model simulations. *Geophysical Research Letters*, 31(2).
- [Black et al., 2004] Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., and Methven, J. (2004). Factors contributing to the summer 2003 european heatwave. *Weather*, 59(8):217–223.
- [Bouniol et al., 2012] Bouniol, D., Couvreur, F., Kamsu-Tamo, P.-H., Leplay, M., Guichard, F., Favot, F., and O’Connor, E. J. (2012). Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types, and radiative impact over west africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3):534–553.
- [Brooks and Legrand, 2000] Brooks, N. and Legrand, M. (2000). Dust variability over northern africa and rainfall in the sahel. In *Linking climate change to land surface change*, pages 1–25. Springer.
- [Champeaux et al., 2005] Champeaux, J., Masson, V., and Chauvin, F. (2005). Ecoclimap: a global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorological Applications*, 12(1):29–32.
- [Coindreau et al., 2007] Coindreau, O., Hourdin, F., Haeffelin, M., Mathieu, A., and Rio, C. (2007). Assessment of physical parameterizations using a global climate model with stretchable grid and nudging. *Monthly weather review*, 135(4):1474–1489.
- [Couvreur et al., 2010] Couvreur, F., Guichard, F., Bock, O., Campistron, B., Lafore, J.-P., and Redelsperger, J.-L. (2010). Synoptic variability of the monsoon flux over west africa prior to the onset. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1):159–173.
- [Cuxart et al., 2000] Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562):1–30.
- [Decharme et al., 2016] Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., and Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern eurasian soil temperature profiles simulated by the isba land surface model. *The Cryosphere*, 10(2):853–877.

- [Decharme et al., 2013] Decharme, B., Martin, E., and Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(14):7819–7834.
- [Dee et al., 2011] Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656):553–597.
- [Deme and Hourdin, 2015] Deme, A. A. T. G. and Hourdin, F. (2015). Les projections du climat en afrique de l'ouest. in "evolutions récentes et futures du climat en afrique de l'ouest.
- [Déqué et al., 1994] Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994). The arpege/ifs atmosphere model: a contribution to the french community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5):249–266.
- [Diallo et al., 2017] Diallo, B. et al. (2017). Nudged lmdz. *to be submitted*.
- [Faroux et al., 2013] Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Moigne, P. L. (2013). Ecolimap-ii/europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2):563–582.
- [Fischer, 2014] Fischer, E. M. (2014). Climate science: autopsy of two mega-heatwaves. *Nature Geoscience*, 7(5):332–333.
- [Fontaine et al., 2013] Fontaine, B., Janicot, S., and Monerie, P.-A. (2013). Recent changes in air temperature, heat waves occurrences, and atmospheric circulation in northern africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(15):8536–8552.
- [Fouquart and Bonnel, 1980] Fouquart, Y. and Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere- a new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53:35–62.
- [Fröhlich et al., 2013] Fröhlich, L., Knippertz, P., Fink, A. H., and Hohberger, E. (2013). An objective climatology of tropical plumes. *Journal of Climate*, 26(14):5044–5060.
- [Guérémy, 2011] Guérémy, J. (2011). A continuous buoyancy based convection scheme: one-and three-dimensional validation. *Tellus A*, 63(4):687–706.
- [Guichard et al., 2015] Guichard, F., Kergoat, L., Hourdin, F., Léauthaud, C., Barbier, J., Mougou, E., and Diarra, B. (2015). Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au sahel. in evolutions récentes et futures du climat en afrique de l'ouest : Evidences, incertitudes et perceptions.
- [Guichard et al., 2012] Guichard, F., Kergoat, L., Mougou, E., and Hourdin, F. (2012). The annual cycle of temperature in the sahel and its climatic sensitivity. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 1004.
- [Guichard et al., 2009] Guichard, F., Kergoat, L., Mougou, E., Timouk, F., Baup, F., Hiernaux, P., and Lavenu, F. (2009). Surface thermodynamics and radiative budget in the sahelian gourma: seasonal and diurnal cycles. *Journal of Hydrology*, 375(1):161–177.
- [Herrero and Polo, 2012] Herrero, J. and Polo, M. (2012). Parameterization of atmospheric longwave emissivity in a mountainous site for all sky conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9):3139–3147.
- [Honda et al., 2014] Honda, Y., Kondo, M., McGregor, G., Kim, H., Guo, Y.-L., Hijioaka, Y., Yoshikawa, M., Oka, K., Takano, S., Hales, S., et al. (2014). Heat-related mortality risk model for climate change impact projection. *Environmental health and preventive medicine*, 19(1):56–63.
- [Hourdin et al., 2015] Hourdin, F., Gueye, M., Diallo, B., Dufresne, J.-L., Escribano, J., Menut, L., Marticoréna, B., Siour, G., and Guichard, F. (2015). Parameterization of convective transport in the boundary layer and its impact on the representation of the diurnal cycle of wind and dust emissions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(12):6775–6788.
- [IPCC, 2013] IPCC (2013). *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- [IPCC, 2014] IPCC (2014). *Climate Change 2014–Impacts, Adaptation and Vulnerability: Regional Aspects*. Cambridge University Press.
- [Knippertz and Martin, 2005] Knippertz, P. and Martin, J. E. (2005). Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical west africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(610):2337–2365.
- [Largeron et al., 2010] Largeron, Y., Staquet, C., and Chemel, C. (2010). Turbulent mixing in a katabatic wind under stable conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(5):467–480.
- [Leroux et al., 2016] Leroux, S., Bellon, G., Roehrig, R., Caian, M., Klingaman, N. P., Lafore, J.-P., Musat, I., Rio, C., and Tyteca, S. (2016). Inter-model comparison of subseasonal tropical variability in aquaplanet experiments: Effect of a warm pool. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
- [Lohou et al., 2014] Lohou, F., Kergoat, L., Guichard, F., Boone, A., Cappelaere, B., Cohard, J.-M., Demarty, J., Galle, S., Grippa, M., Peugeot, C., et al. (2014). Surface response to rain events throughout the west african monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(8):3883–3898.

- [Lopez, 2002] Lopez, P. (2002). Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579):229–257.
- [Mahfouf et al., 1995] Mahfouf, J., Manzi, A., Noilhan, J., Giordani, H., and Déqué, M. (1995). The land surface scheme isba within the météo-france climate model arpege. part i. implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, 8(8):2039–2057.
- [Martin et al., 2017] Martin, G. M., Peyrillé, P., Roehrig, R., Rio, C., Caian, M., Bellon, G., Codron, F., Cheruy, F., Poan, D., Lafore, J.-P., and Idelkadi, A. (2017). Diabatic heating distributions in the west african monsoon as simulated by climate models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems (in press)*.
- [Masson et al., 2003] Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of climate*, 16(9):1261–1282.
- [Masson et al., 2013] Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., et al. (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6:929–960.
- [Michou et al., 2015] Michou, M., Nabat, P., and Saint-Martin, D. (2015). Development and basic evaluation of a prognostic aerosol scheme (v1) in the cnrm climate model cnrm-cm6. *Geoscientific Model Development*, 8(3).
- [Miralles et al., 2014] Miralles, D. G., Teuling, A. J., Van Heerwaarden, C. C., and de Arellano, J. V.-G. (2014). Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nature geoscience*, 7(5):345–349.
- [Mlawer et al., 1997] Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14):16663–16682.
- [Moron et al., 2016] Moron, V., Oueslati, B., Pohl, B., Rome, S., and Janicot, S. (2016). Trends of mean temperatures and warm extremes in northern tropical africa (1961–2014) from observed and ppca-reconstructed time series. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(10):5298–5319.
- [Mougin et al., 2009] Mougin, E., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., De Rosnay, P., Timouk, F., Le Dantec, V., Demarez, V., Lavenu, F., Arjounin, M., et al. (2009). The amma-catch gourma observatory site in mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1):14–33.
- [Nabat et al., 2013] Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J., Solmon, F., Szopa, S., Dulac, F., Collins, W., Ghan, S., et al. (2013). A 4-d climatology (1979–2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(5):1287.
- [Noilhan and Mahfouf, 1996] Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1–4):145–159.
- [Noilhan and Planton, 1989] Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3):536–549.
- [Perkins, 2015] Perkins, S. E. (2015). A review on the scientific understanding of heatwaves—their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. *Atmospheric Research*, 164:242–267.
- [Piriou et al., 2007] Piriou, J.-M., Redelsperger, J.-L., Geleyn, J.-F., Lafore, J.-P., and Guichard, F. (2007). An approach for convective parameterization with memory: Separating microphysics and transport in grid-scale equations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(11):4127–4139.
- [Prata, 1996] Prata, A. (1996). A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(533):1127–1151.
- [Ramanathan et al., 1989] Ramanathan, V., Cess, R., Harrison, E., Minnis, P., Barkstrom, B., et al. (1989). Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment. *Science*, 243(4887):57.
- [Ricard and Royer, 1993] Ricard, J. and Royer, J.-F. (1993). A statistical cloud scheme for use in an agcm. *Annales Geophysicae*, 11:1095–1115.
- [Roehrig et al., 2013] Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., and Redelsperger, J.-L. (2013). 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.
- [Rohde et al., 2013] Rohde, R., Muller, R., Jacobsen, R., Perlmutter, S., Rosenfeld, A., Wurtele, J., Curry, J., Wickhams, C., and Mosher, S. (2013). Berkeley earth temperature averaging process, geoinfor. geostat.: An overview 1 : 2. *of*, 13:20–100.
- [Sane et al., 2012] Sane, Y., Bonazzola, M., Rio, C., Chambon, P., Fiolleau, T., Musat, I., Hourdin, F., Roca, R., Grandpeix, J.-Y., and Diedhiou, A. (2012). An analysis of the diurnal cycle of precipitation over dakar

- using local rain-gauge data and a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(669):2182–2195.
- [Stephens et al., 2012] Stephens, G. L., Wild, M., Stackhouse, P. W. J., L'Ecuyer, T., Kato, S., and Henderson, D. S. (2012). The global character of the flux of downward longwave radiation. *Journal of Climate*, 25(7):2329–2340.
- [Sultan and Gaetani, 2016] Sultan, B. and Gaetani, M. (2016). Agriculture in west africa in the twenty-first century: climate change and impacts scenarios, and potential for adaptation. *Frontiers in Plant Science*, 7.
- [Timouk et al., 2009] Timouk, F., Kergoat, L., Mougin, E., Lloyd, C., Ceschia, E., Cohard, J.-M., De Rosnay, P., Hiernaux, P., Demarez, V., and Taylor, C. (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a sahelian landscape. *Journal of hydrology*, 375(1):178–189.
- [Voldoire et al., 2013] Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., y Méliá, D. S., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., et al. (2013). The cnrm-cm5. 1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10):2091–2121.
- [Wielicki et al., 1998] Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Baum, B. A., Charlock, T. P., Green, R. N., Kratz, D. P., Lee, R. B., Minnis, P., Smith, G. L., Wong, T., et al. (1998). Clouds and the earth's radiant energy system (ceres): algorithm overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4):1127–1141.
- [Wielicki et al., 1996] Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., Lee III, R. B., Louis Smith, G., and Cooper, J. E. (1996). Clouds and the earth's radiant energy system (ceres): An earth observing system experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(5):853–868.
- [Yasuda, 1988] Yasuda, N. (1988). Turbulent diffusivity and diurnal variations in the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 43(3):209–221.

Annexe G

Liste des acronymes

- ACASIS** Alerte aux Canicules Au Sahel et à leurs Impacts sur la Santé. [2](#), [64](#)
- AMIP** *Atmospheric Model Intercomparison Project*. [47](#), [56](#), [57](#), [132–138](#), [164](#), [264](#)
- AMMA** *African Monsoon Multidisciplinary Analyses*. [125](#)
- AMO** *Atlantic Multidecadal Oscillation*. [43](#)
- ANACIM** Agence Nationale de l'Aviation Civile et de la Météorologie, Sénégal. [92](#)
- BEST** *Berkeley Earth Surface Temperature*. [v](#), [11](#), [51–55](#), [62](#), [65](#), [67–69](#), [72](#), [75](#), [76](#), [79](#), [84–88](#), [90](#), [92](#), [93](#), [96](#), [97](#), [99](#), [101](#), [131–138](#), [140–143](#), [162–164](#), [262–265](#), [268](#)
- CERFACS** Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, France. [57](#)
- CMIP** *Coupled Model Intercomparison Project*. [56](#)
- CMIP5** *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*. [v](#), [10](#), [12](#), [33–35](#), [47](#), [48](#), [51](#), [56](#), [57](#), [62](#), [131–134](#), [138](#), [142](#), [143](#), [164](#), [264](#), [265](#), [268](#)
- CMIP6** *Coupled Model Intercomparison Project Phase 6*. [56](#), [57](#), [133](#), [134](#)
- CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques, France. [56](#), [57](#)
- ECMWF** *European Center for Medium-Range Weather Forecasts*, Europe. [92–94](#), [96](#), [97](#)
- EFI** *Extreme Forecast Index*. [94](#), [96](#)
- EHF** *Excess Heat Factor*. [24](#), [26](#), [34](#), [36](#)
- ENSO** *El Nino / Southern Oscillation*. [39](#), [43](#)
- ERA-Interim** *European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim Re-Analysis*. [v](#), [38](#), [54](#), [55](#), [62](#), [73](#), [79](#), [84–87](#), [92](#), [97](#), [99](#), [101](#), [102](#), [115](#), [119](#), [123](#), [131](#), [135](#), [141](#), [142](#), [162](#), [163](#), [262–265](#), [268](#)
- ETCCDI** *Expert Team on Climate Change Detection, monitoring and Indices*. [19–22](#), [261](#), [265](#)
- FFT** transformée de Fourier rapide. [58](#), [59](#)
- FIT** Front Inter-Tropical. [7](#), [8](#), [107](#), [116](#)
- GSOD** *Global Surface Summary of the Day*. [36](#), [52](#), [265](#)
- HadEX** *Hadley Extremes*. [19–21](#), [261](#)

- HI** *Heat Index*. 25–27, 29, 261
- Hombori** (15.33°N, -1.8°E), Mali. 9, 52–55, 65–69, 71, 79, 100, 105–108, 110, 114–116, 118–122, 126, 128, 162, 168, 262–265
- HWMI_d** *Heat Wave Magnitude Index daily*. 36–38, 48
- IOD** *Indian Ocean Dipole*. 43
- MERRA** *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications*. v, 54, 55, 62, 73, 79, 84–87, 97, 131, 142, 162, 163, 262, 264, 265, 268
- NAO** *North Atlantic Oscillation*. 43
- NCEP2** *National Centers for Environmental Prediction - Department of Energy AMIP-II*. v, 54, 55, 62, 73, 79, 84–87, 97, 131, 142, 162, 163, 262, 264, 265, 268
- Niamey** (13.48°N, 2.17°E), Niger. 52, 54, 55, 105, 116, 122, 123, 125, 168, 263, 264
- NOAA** *National Oceanic and Atmospheric Administration*, États-Unis. 36, 52, 57
- NWS/NOAA** *National Weather Service / National Oceanic and Atmospheric Administration*, États-Unis. 25–27, 30, 261
- Ouagadougou** (12.35°N, -2.52°E), Burkina Faso. 10, 11, 105, 116, 122, 168, 261, 264
- PDO** *Pacific Decadal Oscillation*. 43
- PET** *Physiological Equivalent Temperature*. 27
- SAM** *Southern Annular Mode*. 43
- SMC** Service Météorologique Canadien, Canada. 26
- SPF** Santé Public France. 1
- WCRP** *World Climate Research Programme*. 47, 56
- WMO CCI/CLIVAR** *World Meteorological Organization (WMO) Commission for Climatology (CCI) / World Climate Research Programme (WCRP) project on Climate Variability and Predictability (CLIVAR)*. 19
- ZCIT** *Zone de Convergence InterTropicale*. 7

Annexe H

Liste des notations

DTR amplitude thermique journalière ($^{\circ}\text{C}$). 74–77, 79, 83, 84

G flux de conduction ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14

H flux de chaleur sensible ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14, 15, 42, 44, 122, 123, 130

HWmax vague de chaleur détectée sur les Tmax. 66, 71, 72, 74–87, 90, 91, 96, 97, 100–102, 104–108, 112–121, 123–126, 128, 130, 135–138, 140–143, 168, 170, 171, 262–265

HWmin vague de chaleur détectée sur les Tmin. 71, 72, 74–87, 90, 91, 93, 96, 97, 100–108, 110, 114–126, 128, 130, 135–138, 140–143, 168, 169, 172, 173, 262–265

LE flux de chaleur latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 10, 14, 15, 42, 123

LWin flux infrarouge incident ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14, 15, 46, 122, 123, 130

LWnet flux infrarouge net ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14

LWup flux infrarouge sortant ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14, 123

MAMJJ Mars-Avril-Mai-Juin-Juillet. 67, 69, 71, 73, 76–79, 83–87, 90, 91, 96, 97, 100–103, 105, 126, 130, 139–141, 162, 262, 264, 265

mslp pression au niveau de la mer (hPa). 54, 102

PW eau précipitable ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$). 54, 102

qv humidité spécifique ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$). 54, 102

RH humidité relative (%). 25, 26, 29, 54, 102

Rnet flux radiatif net ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14, 42

SWin flux solaire incident ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14, 15, 46, 64, 103, 122, 123, 140

SWnet flux solaire net ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14

SWup flux solaire sortant ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). 14

Tmax température maximale ($^{\circ}\text{C}$). 10–12, 20, 21, 24–30, 34, 36, 37, 40, 41, 46, 52–55, 63–69, 71, 72, 74–85, 87, 88, 91–94, 96, 97, 101–103, 105, 107, 108, 114, 118–120, 122, 123, 128, 129, 132–134, 136, 137, 140, 141, 143, 162, 164, 168, 259, 261–264

Tmin température minimale ($^{\circ}\text{C}$). 10–12, 20, 21, 24–29, 34, 36, 46, 52–55, 63–65, 67–69, 71, 72, 74–85, 87, 88, 91–94, 96, 97, 101–103, 105, 107, 108, 114, 118–120, 123, 128–130, 132–138, 140, 141, 143, 162, 164, 168, 259, 261–264

Tmoy température moyenne ($^{\circ}\text{C}$). 9, 25, 26, 28–30, 40, 75, 261

u vent zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). 54, 102

v vent méridien ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). 54, 102

Liste des figures

1.1	Carte de l'Afrique. Le rectangle gris correspond au Sahel étudié dans cette thèse	6
1.2	Illustration schématique des structures atmosphérique et océanique caractéristiques du climat de l'Afrique de l'Ouest en janvier et en juillet	8
1.3	Cycle annuel de la température et de l'humidité spécifique à 2m de la station météorologique d'Agoufou de 2002 à 2007	9
1.4	Cycles annuels de Tmax et de Tmin à la station SYNOP de Ouagadougou et en moyenne sur le domaine sahélien	11
1.5	Réchauffement mensuel observé sur le Sahel, 1950-2012, BEST	12
1.6	Illustration des effets d'un changement des distributions des températures sur les extrêmes	13
1.7	Schéma de synthèse des grandeurs thermodynamiques, énergétiques et physiques qui interviennent dans les variations de la température à la surface	15
1.8	Séries temporelles moyennées sur 10 jours des flux radiatifs à la surface incidents et sortants et la pluie cumulée par événement	16
2.1	Moyennes en % de jours par année du nombre de nuits chaudes TN90p et de jours chauds TX90p sur 1950-2010 sur avril et mai issues des indices ETCCDI de la base de données HadEX2	21
2.2	Tendances en nombre de jours par décennie en anomalie par rapport à 1961-1990 des séries annuelles des indices ETCCDI du nombre de nuit chaude TN90p et du nombre de jours chauds TX90p sur 1901-2010 et 1950-2010, et séries temporelles des anomalies de valeurs globales moyennes en jours par an	22
2.3	Localisation des régions d'étude des articles travaillant sur les vagues de chaleur	23
2.4	Charte du HI du NWS/NOAA	27
2.5	Seuils utilisés pour chaque département français pour la Tmax moyennée sur 3 jours (IBMx) et la Tmin moyennée sur 3 jours (IBMn) par le Système d'Alerte Canicule et Santé (SACS) pour les alertes canicules de Météo-France	28
2.6	Illustration de la méthode de détection utilisée par Ouzeau et al. [2016] sur les Tmoy	28
2.7	Caractéristiques des vagues de chaleur australiennes de Argüeso et al. [2016] en climat présent (1979-2000) et futur (2071-2100) sur 27 simulations de modèles CMIP5	33
2.8	Caractéristiques des vagues de chaleur européennes détectées par Schoetter et al. [2015] sur plusieurs jeux de données et périodes temporelles	34
2.9	Caractéristiques des vagues de chaleur de Cowan et al. [2014] sur l'été australien de 1950 à 2005	35
2.10	Principales échelles spatio-temporelles des phénomènes météorologiques atmosphériques	39
2.11	Types de temps de l'été sur l'Atlantique Nord et l'Europe de 1950 à 2003 identifiés par Cassou et al. [2005]	40
2.12	Les six configurations associées aux vagues de chaleur de Stefanon et al. [2012] par méthode de clustering sur l'Euro-Méditerranée	41

2.13	Schéma de l'impact de l'humidité du sol sur le bilan radiatif à la surface dans le cas d'une zone avec une forte valeur d'humidité du sol ou une faible valeur	42
2.14	Distribution des anomalies de température estivales moyennes sur 1500-2010 par rapport à la période 1970-1999 en moyenne sur l'Europe [35°N 70°N][25°W 40°E], et fréquence décadaire lissée sur 10 ans des étés extrêmes	44
2.15	Représentation des mécanismes de développement des « méga » vagues de chaleur européennes	45
2.16	Tendances des caractéristiques des vagues de chaleur en Australie sur 2081-2100 par rapport à la climatologie de 1950-2005 pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5	49
3.1	Séries temporelles du nombre de stations utilisées par BEST sur la région du Mali	53
3.2	Cycles annuels des Tmax et Tmin en moyenne sur 1979-2010 à Hombori, Niamey et en moyenne sur le domaine sahélien pour les stations SYNOP, BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA	55
3.3	Exemple de <i>leakage</i> réduit par le <i>tapering</i>	59
3.4	Illustration de segmentation d'image par <i>region growing</i>	60
3.5	Exemple d'une série de données, de sa distribution et des quantiles	61
4.1	Illustration de la méthode de détection des vagues de chaleur sur les Tmax pour 1992 à Hombori	66
4.2	Densité spectrale d'énergie des Tmax et Tmin de BEST sur la période 1950-2012 en moyenne sur le domaine sahélien	67
4.3	Tmax et Tmin aux échelles temporelles supérieures et inférieures à l'intra-saisonnier, BEST, 1950-2012	68
4.4	Quantile 90 calculé sur MAMJJ sur 1950-2010 sur les anomalies de Tmax et de Tmin de BEST	69
4.5	Échelles recherchées superposées aux principales échelles spatio-temporelles des phénomènes météorologiques atmosphériques	70
4.6	Exemple d'identification de vagues de chaleur par l'application de la connexité regroupant les régions connexes et résultats de la contrainte minimale de surface recouverte et de la sélection géographique	71
4.7	Schéma de synthèse de la méthode de détection des vagues de chaleur	72
5.1	Chronologie des vagues de chaleur détectées, BEST, 1950-2012	75
5.2	Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax et des HWmin de BEST de mars à juillet sur 1950-2012	76
5.3	Séries temporelles des Tmax et des Tmin en moyenne sur avril-mai pour chaque année de 1950 à 2012 en moyenne sur le domaine sahélien et sur les vagues de chaleur	80
5.4	Cartes des tendances climatiques de Tmax et Tmin calculées sur avril-mai sur 1950-2012, et des Tmax des HWmax et des Tmin des HWmin	81
5.5	Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax et des HWmin : sur la période entière MAMJJ pour différents jeux de données météorologiques BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA sur 1979-2012 sauf indication contraire	86
5.6	Séries temporelles des Tmax et des Tmin en moyenne sur le domaine sahélien et sur avril-mai	88

5.7	Schéma de synthèse de la méthode de détection des vagues de chaleur de référence et des trois autres types d'indice choisis	89
5.8	Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax et des HWmin : caractéristiques moyennes sur les vagues de chaleur identifiées selon différentes méthodologies, sur BEST sur 1950-2012	90
5.9	Schéma de la période de données utilisée pour le filtrage par rapport à un jour J, avec une période temporelle de 1 an avant le jour J et une période de prévision disponible de 10 jours	92
5.10	Différence entre les températures filtrées sur la période totale 1950-2012 (<i>REF</i>) et celles filtrées sur les périodes temporelles 6 mois, 1 an, 2 ans et 3 ans	93
5.11	Exemples de diagnostics de vagues de chaleur implémentés sur le site <code>acasis.sedoo.fr</code> pour le 8 avril 2017	95
5.12	Comparaison de deux diagnostics sur les extrêmes de température du 26 avril 2016	96
6.1	Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax et des HWmin de ERA-Interim	101
6.2	Idem que la Figure 6.1 pour les variables dynamiques et thermodynamiques de ERA-Interim	103
6.3	Idem que la Figure 6.2 avec les variables en anomalies	104
6.4	Carte représentant les différentes zones géographiques utilisées pour sélectionner certaines vagues de chaleur détectées par la méthodologie de référence, dans le but d'étudier des processus physiques	106
6.5	Séquences temporelles et spatiales d'une HWmin pour plusieurs variables en données brutes	110
6.6	Idem que la Figure 6.5 mais avec les données en anomalie	111
6.7	Idem que la Figure 6.5 mais pour une HWmax	112
6.8	Idem que la Figure 6.5 mais pour une HWmax avec les données en anomalie	113
6.9	Séquence temporelle de plusieurs variables dynamiques et thermodynamiques en anomalie en moyenne sur la boîte Hombori sur les jours en vague de chaleur qui durent 1, 2 ou 3 jours sur avril-mai, ERA-Interim	115
6.10	Idem que Figure 6.9 mais pour les séries temporelles en moyenne sur chacune des boîtes 5x5 numérotées	117
6.11	Séquences temporelles et spatiales de plusieurs variables thermodynamiques et dynamiques à 06h des HWmin de la boîte Hombori, sur avril-mai, ERA-Interim	119
6.12	Idem que 6.11 mais à 18h et pour les HWmax	119
6.13	Cartes de synthèse des situations météorologiques pendant les HWmax et les HWmin	121
6.14	Séries temporelles des cycles diurnes composées sur les jours en vague de chaleur en avril-mai d'après les données issues de la station automatique de Wankama sur 1979-2010 pour les HWmax et les HWmin	124
6.15	Séquence temporelle de la température potentielle en moyenne sur les HWmax de Niamey sur avril-mai	125
6.16	Classification en types de temps de Moron et al. [2016b] de la dynamique atmosphérique africaine sur février-juin 1967-2014	127
6.17	Idem que la Figure 6.16 mais avec les anomalies de Tmax et Tmin, filtrées par le passe-haut à 90 jours	129

7.1	Cycles annuels moyens des simulations AMIP et de BEST sur 1979-2008 pour les Tmax (haut) et les Tmin (bas) sur le domaine sahélien	132
7.2	Évolution des distributions mensuelles sur le domaine sahélien de Tmax et de Tmin de mars à juillet sur 1979-2005 des simulations AMIP et HIST, de BEST, et du modèle climatique ARPEGE-Climat de Météo-France	133
7.3	Séries temporelles des Tmax et des Tmin en moyenne sur le domaine sahélien sur avril-mai de 1979 à 2008	134
7.4	Évolution des caractéristiques morphologiques et thermiques des HWmax et des HWmin des simulations AMIP et de BEST	135
7.5	Diagramme de dispersion des températures moyennes sur le domaine sahélien et des températures des vagues de chaleur pour les simulations AMIP et BEST pour la période avril-mai et les années 1979-2008. Idem mais pour les anomalies de température sur l'axe des ordonnées	137
A.1	Moments statistiques des distributions de Tmin et des Tmax sur 1979-2010 par mois et sur la période MAMJJ entière de la station SYNOP de Hombori et du point de grille le plus proche de Hombori pour le produit grillé issu d'observations BEST et pour les réanalyses ERA-Interim, NCEP2 et MERRA	162
A.2	Idem que la Figure A.1 mais pour BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA sur le domaine sahélien sur 1979-2012	163
A.3	Idem que la Figure A.1 mais pour BEST et les 21 modèles AMIP du CMIP5 sur le domaine sahélien sur 1979-2008	164
C.1	Cartes de synthèse des situations météorologiques pendant les HWmax des boîtes 5x5 centrées sur Hombori, Niamey, Ouagadougou et sur le Sénégal, avec les intensités de température, les anomalies d'humidité spécifique et de pression au niveau de la mer et les données brutes du vent à 10m	168
C.2	Idem que la Figure C.1 mais pour les HWmin	169
C.3	Idem que la Figure C.1 pour les HWmax des six boîtes numérotées au nord du domaine sahélien (1-6)	170
C.4	Idem que la Figure C.1 pour les HWmax des six boîtes numérotées au sud du domaine sahélien (7-12)	171
C.5	Idem que la Figure C.1 pour les HWmin des six boîtes numérotées au nord du domaine sahélien (1-6)	172
C.6	Idem que la Figure C.1 pour les HWmin des six boîtes numérotées au sud du domaine sahélien (7-12)	173

Liste des tableaux

2.1	Mesures d'extrêmes de température de l'ETCCDI	20
2.2	Synthèse des définitions utilisées dans la littérature, classées selon la variable simple utilisée, le seuil choisi et les contraintes spatio-temporelles définies	31
2.3	Idem que le Tableau 2.2 mais pour des variables multiples	32
2.4	Caractéristiques annuelles des vagues de chaleur de Perkins and Alexander [2013] atteintes sur l'Australie sur 1951-2008	36
2.5	Classifications des vagues de chaleur détectées par Oueslati et al. [2017] selon leur intensité avec les données GSOD	36
2.6	Classification de Russo et al. [2016] des vagues de chaleur les plus extrêmes d'Afrique sur 1979-2015 avec les données de la réanalyse ERA-Interim	38
3.1	Champs dynamique et thermodynamique utilisés, ERA-Interim, 1979-2015	54
3.2	Simulations CMIP5 utilisées dans cette thèse	57
5.1	Tableau des corrélations R entre les caractéristiques moyennes sur la période MAMJJ et de 1950 à 2012 des HWmax et des HWmin	77
5.2	Tendances linéaires sur MAMJJ des caractéristiques des vagues de chaleur détectées avec la méthode de référence sur BEST sur 1950-2012, sur d'autres jeux de données sur 1979-2012 (BEST, ERA-Interim, NCEP2 et MERRA) et sur BEST sur 1950-2012 avec des méthodes de détection différentes	79
5.3	Caractéristiques moyennes sur MAMJJ des vagues de chaleur détectées avec la méthode de référence sur BEST sur 1950-2012, avec de faibles variations des différents paramètres utilisés, sur d'autres jeux de données sur 1979-2012 et sur BEST sur 1950-2012 avec des méthodes de détection différentes	84
6.1	Champs dynamique et thermodynamique analysés, ERA-Interim, 1979-2015 (idem que le Tableau 3.1)	102
6.2	Nombre de vagues de chaleur HWmax et HWmin sélectionnées sur la boîte Hombori sur avril-mai et classées selon leur durée et le quantile utilisé pour définir le seuil de température utilisé	107
6.3	Nombre de jours par type de temps en HWmax et HWmin sur la boîte Hombori sur avril-mai et sur le domaine sahélien sur MAMJJ	126

Climate extremes: heat waves during the Sahelian Spring

Jessica BARBIER

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589)
Météo-France, CNRS
42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse, France

Abstract — Heat waves are still undocumented over the Sahel, despite great consequences over the population. This PhD aims at improving the knowledge of Spring Sahelian heat waves, together with a better understanding of the processes and mechanisms operating during those events. The work is organized in three parts: the first one on the heat waves detection, the second one on their morphological and thermodynamical characteristics as well as their climatological trends and the third one on the understanding of the processes and mechanisms involved in these events.

First, a new methodology has been developed to detect heat waves, defined as synoptic to intraseasonal fluctuations of temperature. This definition allows the identification of "meteorological" heat waves, which are an important issue for weather forecast. The new methodology involved three steps: (i) a temperature filtering to select specific temporal scales; (ii) the determination of a temperature thresholds (90th percentile) and (iii) finally the application of a morphological constraint. This methodology was applied separately to the maximum (Tmax) and minimum (Tmin) temperatures, as the mechanisms that drive their fluctuations are distinct.

The method was used with several types of datasets: one based on local observations (BEST), three meteorological reanalyses (ERA-Interim, NCEP2 and MERRA) and several climate model CMIP5 simulations. The detected heat waves are then documented in terms of morphological and thermodynamic characteristics and in terms of trends over the past sixty years. From March to July, the further into the season, the shorter and the less frequent the heat waves become, and from 1950 to 2012, these synoptic to intraseasonal heat waves do not tend to be more frequent but they become warmer. This trend follows the long-term trend of temperature over the Sahel. Simulation temperature biases, which can reach more than 5°C in some climate simulations, explain most of the spread in the temperatures of the detected heat waves. Finally, the method used to define heat waves has an impact on the events, thus a comparison with other methodologies was carried out.

Physical mechanisms involved in heat waves are then analyzed. During the Sahelian Spring, the soil is dry and the latent heat flux is very low. Daytime heat waves are abnormally dry, whereas nighttime events are abnormally humid. A depression is involved in both cases, located over the heat wave region for the Tmax heat waves and a larger-scale-northward depression for the Tmin heat waves. North-easterly winds are predominant for the Tmax events, while south-westerly winds prevail during the Tmin events thus strengthening the moist air advection from the monsoon flow. The water vapor plays a major role on the nighttime heat waves via an enhanced greenhouse effect. Observations also highlight that boundary layers are not deeper during daytime heat waves. In Europe, heat waves are often associated with anticyclonic conditions, stronger sensible heat fluxes and deeper boundary layers: Sahelian heat waves are then associated with different mechanisms.

The heat wave detection was adapted to numerical weather forecast and implemented on the website <http://acasis.sedoo.fr/>. It has allowed to monitor and forecast in real-time West Africa spring heat waves in 2016 and 2017.

Keywords — *Heat wave, Sahel, Spring, temperature, trend*

PhD delivered by Toulouse INP in December 2017

PhD supervisors – Françoise GUICHARD, Dominique BOUNIOL, Fleur COUVREUX, Romain ROEHRIG
Speciality – Ocean, Atmosphere, Climate

Extrêmes climatiques : les vagues de chaleur au printemps sahélien

Jessica BARBIER

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589)
Météo-France, CNRS
42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse, France

Résumé — Les vagues de chaleur sont encore peu documentées au Sahel, malgré un impact très fort sur les populations. L'objectif de cette thèse est d'apporter de nouvelles connaissances et une meilleure compréhension des processus et mécanismes mis en jeu dans les vagues de chaleur au Sahel au printemps. L'étude se structure autour de trois axes : (i) la détection des vagues de chaleur, (ii) la documentation de leurs caractéristiques morphologiques et thermodynamiques ainsi que leurs tendances climatiques et (iii) la compréhension des processus et mécanismes en jeu lors de ces événements.

Dans un premier temps, une nouvelle méthodologie d'identification des vagues de chaleur, définies ici comme une forte augmentation de la température à des échelles synoptiques à intra-saisonniers, a été développée. Cette définition permet de détecter des vagues de chaleur « météorologiques », associées au temps sensible et qui constituent un véritable enjeu pour la prévision. La détection repose sur trois étapes : (i) un filtrage sélectionne les échelles souhaitées, ici synoptiques à intra-saisonniers ; (ii) les valeurs extrêmes des anomalies de température ainsi calculées sont conservées, grâce à un seuil limite fixe égal au quantile 90 ; et (iii) une contrainte morphologique est finalement appliquée pour identifier les événements de grande échelle cohérents dans le temps et l'espace. Par ailleurs, les températures maximales (Tmax) et minimales (Tmin) sont considérées séparément car leurs fluctuations résultent de processus distincts.

Cette méthodologie a été appliquée à plusieurs types de jeux de données : un produit basé sur des observations locales (BEST), trois réanalyses météorologiques (ERA-Interim, NCEP2 et MERRA) et des simulations climatiques (CMIP5). Les vagues de chaleur détectées sont ensuite documentées en termes de caractéristiques morphologiques et thermodynamiques, et leurs tendances climatiques sont analysées. L'occurrence de ces événements se concentre particulièrement en début de printemps, et la tendance à la hausse de leurs températures s'explique principalement par le réchauffement moyen au Sahel. Les biais moyens de température dans les simulations, atteignant plus de 5°C dans certaines simulations climatiques, expliquent la plus grande partie des erreurs sur les températures des vagues de chaleur. Les événements détectés dépendent aussi de la méthodologie utilisée, c'est pourquoi nos résultats sont comparés avec ceux obtenus à partir d'autres méthodologies communément utilisées dans la littérature.

Les processus et mécanismes mis en jeu lors des vagues de chaleur sont ensuite étudiés. Au printemps, les sols sont secs et le flux de chaleur latente très faible. Les vagues de chaleur détectées sur les Tmax sont anormalement sèches, celles en Tmin anormalement humides. Une dépression est présente lors des deux types d'événements et centrée sur la zone impactée. Les vagues de chaleur diurnes sont associées à un vent de nord-ouest alors que les vagues de chaleur nocturnes correspondent à un vent de sud-ouest, qui favorise l'advection d'humidité par le flux de mousson. La vapeur d'eau joue un rôle majeur sur les vagues de chaleur nocturnes, amplifiant l'effet de serre de l'atmosphère. Une première analyse indique que les vagues de chaleur détectées en Tmax ne sont pas associées à des couches limites plus profondes. Ces résultats soulignent qu'au Sahel, les vagues de chaleur sont associées à des mécanismes différents de ceux observés dans d'autres régions du monde, comme en Europe, où les vagues de chaleur sont souvent reliées à des conditions anticycloniques et un assèchement des sols.

La méthodologie a été finalement adaptée à la prévision en temps réel des vagues de chaleur et implémentée sur le site Internet <http://acasis.sedoo.fr/>. Ce travail a permis de suivre et prévoir en temps réel les vagues de chaleur impactant l'Afrique de l'ouest pendant les printemps 2016 et 2017.

Mots clés — *Vague de chaleur, Sahel, printemps, température, tendance*

Doctorat délivré par Toulouse INP en décembre 2017

Directeurs de thèse – Françoise GUICHARD, Dominique BOUNIOL, Fleur COUVREUX, Romain ROEHRIG

Discipline – Océan, Atmosphère, Climat