



HAL
open science

Changements climatiques et évènements extrêmes dans les villes françaises par une approche de modélisation couplée à haute résolution

Yohanna Michau

► **To cite this version:**

Yohanna Michau. Changements climatiques et évènements extrêmes dans les villes françaises par une approche de modélisation couplée à haute résolution. Ecologie, Environnement. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2023. Français. NNT : 2023TOU30297 . tel-04642829

HAL Id: tel-04642829

<https://theses.hal.science/tel-04642829v1>

Submitted on 10 Jul 2024

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.



THÈSE

**En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE
Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier**

**Présentée et soutenue par
Yohanna MICHAU**

Le 15 décembre 2023

**Changements climatiques et événements extrêmes dans les villes
françaises par une approche de modélisation couplée à haute
résolution**

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace**

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Climat**

Unité de recherche :

CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

Thèse dirigée par

Aude LEMONSU et Philippe LUCAS-PICHER

Jury

M. Rafiq HAMDİ, Rapporteur

M. Sylvain BIGOT, Rapporteur

Mme Catherine LIOUSSE, Examinatrice

Mme Ségolène BERTHOU, Examinatrice

Mme Emilia SANCHEZ-GOMEZ, Examinatrice

Mme Sophie BASTIN, Examinatrice

Mme Aude LEMONSU, Directrice de thèse

M. Philippe LUCAS-PICHER, Co-directeur de thèse

Remerciements

Mes remerciements vont en premier lieu à mes encadrants, Aude Lemonsu et Philippe Lucas-Picher, dont les conseils éclairés et l'expertise ont joué un rôle crucial dans la réalisation de ce travail. Un merci tout particulier à toi, Aude, pour m'avoir fait confiance depuis le début malgré mon parcours peu conventionnel. Un grand merci également à toi, Philippe, pour avoir maintenu un grand intérêt pour mon travail malgré ta prise de poste à l'Université et le décalage horaire, qui ne facilitait pas nos échanges.

Je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont contribué à enrichir mes recherches. Merci à Samuel Somot pour le partage de ses idées et perspectives, ainsi que pour son soutien constant au cours de ces trois années. Mes remerciements vont également à Michel Schneider pour ses conseils précieux. Un grand merci aux membres de mon comité de thèse, Erwan Brisson, Sylvie Leroyer et Yann Seity, pour avoir suivi attentivement mes recherches et pour avoir considérablement enrichi mes réflexions. Je tiens aussi à remercier Antoinette Alias et Cécile Caillaud pour leur contribution exceptionnelle au développement de CNRM-AROME, sur lequel mes travaux ont presque entièrement reposé.

Je n'étais pas la plus assidue aux pauses-café, surtout ces derniers temps, mais je remercie les membres des équipes VEGEO, VILLE et SURFACE pour ces moments riches (en calorie). Vos "Café prêt" vont me manquer. Merci à l'équipe VILLE pour tous

les moments inoubliables que vous m'avez offerts. J'ai adoré nos soirées d'équipe au bar et nos week-ends. Merci à Valéry, Aude, Cécile, Benjamin, Émilie, Guillaume, Marine, Margot, Arnaud, Gabriel, Tiago, Thomas, Jean, Mélanie, Anthéa et à ceux que j'ai oubliés de citer. Mentions spéciales à Tim, qui doit espérer que je ne reviendrai jamais replacer le regard de Jean Cactus sur lui, et à Robert pour ses blagues loufoques, qui ont bien failli me faire fuir à mon premier jour !

Ces trois années au CNRM m'ont permis de rencontrer des personnes exceptionnelles. Mes pensées vont tout particulièrement à mes trois grandes copines de thèse, Eva, Margot et Anthéa. Je pense aussi aux Amphibiens Anonymes, qui n'ont heureusement pas arrêté de boire (de l'eau bien entendu). J'espère que nous aurons vite l'occasion de vivre de nouvelles Bamboulas dans les Pypy chez Kirk.

Enfin, je n'oublierai jamais le soutien indéfectible de ma famille et de mes proches. Leurs encouragements et leur soutien ont été les piliers sur lesquels reposait ma persévérance.

J'ai également une pensée très émue pour les centaines d'escargots (523 pour être précis) qui ont généreusement (ou pas) sacrifié leur vie à la science et m'ont amené à m'intéresser à l'écologie urbaine et au climat urbain, me conduisant à cette aventure hors du commun. Les petits gars, merci, je ne vous oublie pas !

Résumé

Les villes jouent un rôle crucial dans les études climatiques. D'une part, elles concentrent la majorité des biens et des populations, ce qui accroît leur vulnérabilité face aux changements climatiques et, en particulier, aux événements extrêmes associés. D'autre part, les villes contribuent de manière significative aux émissions mondiales de gaz à effet de serre, à l'origine des changements climatiques. Face à ces enjeux, de nouveaux outils de modélisation climatique sont utilisés pour prévoir les évolutions potentielles du climat urbain sous l'effet du changement climatique et évaluer les mesures d'adaptation. Ces modèles doivent prendre en compte le signal de fond des changements climatiques à l'échelle globale, les processus de surface spécifiques à l'environnement urbain et les interactions complexes entre l'atmosphère et la surface terrestre. Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), des études sur le climat urbain sont menées en couplant le modèle régional de climat à haute résolution AROME (maille à 2.5 km) avec le modèle de canopée urbaine TEB, afin de représenter de manière explicite les zones urbaines.

Dans ce travail de thèse, une étude climatologique portant sur la période 2000-2018 a montré que cette configuration est apte à reproduire les conditions climatiques régionales et le signal urbain des principales villes françaises. Cela a conduit à son utilisation pour étudier l'évolution future du climat urbain et l'exposition des villes aux événements météorologiques extrêmes. Les simulations basées sur le scénario RCP8.5 révèlent une augmentation des températures plus marquée dans les environnements naturels que dans les villes, réduisant l'intensité de l'îlot de chaleur urbain et les différences d'exposition aux conditions de canicule. De plus, les villes méditerranéennes, qui connaissent déjà une forte augmentation des températures extrêmes, pourraient voir une augmentation de la fréquence des précipitations journalières extrêmes en automne. L'analyse multi-modèles réalisée à partir des expériences du FPS Convection a confirmé certains de ces résultats sur Paris (France). En particulier, ces expériences s'accordent sur l'augmentation de la durée, de l'intensité et de la fréquence des canicules en réponse aux changements climatiques, ainsi que sur la diminution de l'îlot de chaleur urbain diurne en été.

Ce travail de thèse souligne la pertinence des configurations de modélisation climatique intégrant un modèle urbain spécifique. Les résultats ont permis d'identifier plusieurs axes d'amélioration et d'analyse, contribuant à enrichir les réflexions au sein de la communauté scientifique en vue de futures expériences coordonnées.

Abstract

Cities play a pivotal role in climate research. On one hand, they concentrate most of the goods and population, making them highly vulnerable to climate change, especially to associated extreme weather events. On the other hand, cities contribute significantly to global greenhouse gas emissions, which are the driving force behind climate change. Within this context, new climate modeling tools are used to project the evolution of urban climates in response to climate change and assess adaptation strategies. These models must consider the overarching global-scale climate change trends, the intricate urban physical processes, and the complex interactions between the atmosphere and the Earth's surface. At the National Centre for Meteorological Research (CNRM), urban-scale climate research is conducted by coupling the high-resolution regional climate model **AROME** (grid at 2.5 km resolution) with the urban canopy model **TEB** to explicitly represent urban areas.

In this thesis work, a climatological study covering the period from 2000 to 2018 demonstrated the ability of this configuration to reproduce regional climate conditions and the urban signals of major French cities. This has led to its use in investigating upcoming urban climate trends and the exposure of cities to extreme weather events. Simulations based on the RCP8.5 scenario reveal a more significant increase in rural temperatures compared to cities, reducing the intensity of the urban heat island effect and disparities in exposure to heatwaves. Furthermore, Mediterranean cities, which are already experiencing a strong increase in extreme heat, may see an increase in the frequency of extreme daily rainfall in autumn. A multi-model analysis, based on FPS Convection experiments, supports some of these findings for Paris, France. In particular, these simulations agree on the projected increase in the duration, intensity, and frequency of heatwaves in response to climate change, as well as the reduction of the diurnal urban heat island during the summer.

This thesis work underscores the relevance of climate modeling configurations that incorporate a dedicated urban model. The results have identified several areas for improvement and analysis, contributing to enrich discussions within the scientific community for future coordinated experiments.

À pari

Table des matières

Introduction générale	1
I Contexte scientifique	5
Chapitre 1 Modélisation du climat et des changements climatiques	7
1.1 Introduction au climat	8
1.1.1 Distinction entre la météo et le climat	8
1.1.2 Échelles pour l'étude du climat	9
1.2 Définition du climat urbain	11
1.2.1 Particularités du climat dans l'environnement urbain	11
1.2.2 Caractérisation de l'îlot de chaleur urbain	14
1.2.3 Autres effets de l'environnement urbain	19
1.3 Défis face aux changements climatiques	21
1.3.1 Origines des changements climatiques	21
1.3.2 Conséquences des changements climatiques	23
1.3.3 Voies d'adaptation aux changements climatiques	27
1.4 Modélisation numérique du climat	29
1.4.1 Introduction sur la modélisation du système Terre	29
1.4.2 Projections des changements climatiques	30
1.4.3 Méthodes de régionalisation en modélisation climatique	32
1.4.4 Expériences de coordination internationale	35
1.4.5 Modélisation climatique "urbanisée"	38
Chapitre 2 Observations et outils de modélisations numériques	45
2.1 Description du projet européen EUCP	46
2.2 Modèles climatiques du CNRM	48
2.2.1 Modèle climatique global CNRM-CM5	49
2.2.2 Modèle régional de climat CNRM-ALADIN	49
2.2.3 Modèle régional de climat à haute résolution CNRM-AROME	51
2.3 Système de modélisation SURFEX	53

2.3.1	Modèle de végétation ISBA	54
2.3.2	Modèle de canopée urbaine TEB	56
2.3.3	Caractéristiques de surface	58
2.4	Protocole des simulations climatiques	61
2.4.1	Domaines de simulation	64
2.4.2	Conditions aux frontières latérales	65
2.4.3	Forçages radiatifs	66
2.5	Base de données d’observations	67
2.5.1	Réanalyses globales ERA-Interim	68
2.5.2	Températures ANASTASIA	70
2.5.3	Précipitations COMEPHORE	70
2.5.4	Réseau RADOME	71
2.5.5	Réseau GEBA	71

II Climat urbain actuel et futur des villes françaises **73**

Chapitre 3 Évaluation du climat urbain simulé par AROME sur la France métropolitaine **75**

3.1	Définition de la méthode d’évaluation	76
3.1.1	Disponibilité des données d’observations	77
3.1.2	Variabilité géographique et climatique	78
3.1.3	Sélection des villes françaises	80
3.2	Présentation de l’article	85
3.2.1	Principe et objectifs	85
3.2.2	Simulation des conditions climatiques locales	86
3.2.3	Simulation de l’îlot de chaleur urbain	87
3.2.4	Article	89
3.3	Évaluations complémentaires du modèle AROME	110
3.3.1	Représentation des vents caractéristiques	110
3.3.2	Apport des réseaux d’observation urbains	114

Chapitre 4 Évolution des aléas climatiques sur les villes françaises à partir des projections AROME **121**

4.1	Définition des évènements climatiques extrêmes	122
4.2	Présentation de l’article	125
4.2.1	Principe et objectifs	125
4.2.2	Définition de l’indicateur sur les vagues de chaleur . . .	126
4.2.3	Exposition future des villes aux vagues de chaleur . . .	128
4.2.4	Article	129

4.3	Exposition future des villes méditerranéennes aux précipitations extrêmes	156
4.3.1	Contexte de l'étude	156
4.3.2	Sélection des villes	157
4.3.3	Stratégies de l'étude	160
4.3.4	Évolution future des précipitations extrêmes	166
4.3.5	Limites et perspectives de l'étude	169
Chapitre 5 Évolution projetée du climat urbain par un ensemble de modèles climatiques à haute résolution		173
5.1	Présentation du contexte	174
5.2	Stratégies de l'approche multi-modèles	178
5.2.1	Description des expériences et modèles	178
5.2.2	Choix des indicateurs climatiques	184
5.2.3	Définition des masques urbains et de nature	185
5.3	Résultats de l'approche multi-modèles	191
5.3.1	Températures minimales et maximales	191
5.3.2	Îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes	202
5.3.3	Vagues de chaleur	207
5.4	Synthèse de l'approche multi-modèles	212
Conclusions générales et perspective		217
Sigles et acronymes		221
Références bibliographiques		227
Liste des figures		262
Liste des tableaux		271

Introduction générale

Les changements climatiques représentent l'un des plus grands défis auxquels l'humanité doit faire face au XXI^e siècle. Face à la croissance alarmante des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, agissant comme un forçage climatique additionnel, des transformations significatives ont lieu à l'échelle mondiale, modifiant notamment les conditions météorologiques, en particulier les précipitations (Hodnebrog *et al.*, 2016 ; Li et Ting, 2016 ; Tian *et al.*, 2016 ; Richardson *et al.*, 2018). Ces modifications ont des répercussions à toutes les échelles spatiales, comme en atteste la canicule exceptionnelle et tardive survenue en août 2023 en France métropolitaine, rapidement attribuée aux changements climatiques d'origine humaine avec un niveau de confiance moyen à élevé (Faranda, 2023). Cette situation met en lumière l'influence des changements climatiques sur les événements climatiques extrêmes, qui devraient s'intensifier et devenir plus fréquents d'ici à la fin du siècle (GIEC, 2021). Ces événements climatiques extrêmes ont des répercussions considérables sur les écosystèmes, l'économie et les populations. Les zones urbaines, qui abritent plus de la moitié de la population mondiale, sont particulièrement vulnérables, en grande partie en raison de l'effet d'îlot de chaleur urbain, qui caractérise le climat local spécifique des zones urbaines et pourrait exacerber les effets des changements climatiques.

Pour étudier l'évolution du climat urbain face aux changements climatiques, il est essentiel de recourir à la modélisation numérique. Ces outils numériques doivent être en mesure de capturer divers éléments, notamment le signal de fond des changements climatiques à l'échelle globale, les processus physiques de surface spécifiques à l'environnement urbain, tels que les échanges radiatifs, thermiques, hydriques et turbulents (Oke *et al.*, 2017), ainsi que les interactions complexes entre l'atmosphère et la surface terrestre. Les avancées récentes en matière de capacité de calcul informatique ont ou-

vert la voie à la réalisation de modélisations climatiques à une échelle spatiale plus fine. Les modèles régionaux de climat permettant la convection, communément désignés sous l’acronyme CPRCM, représentent une avancée significative pour la compréhension des mécanismes climatiques complexes à l’échelle locale, en considérant les particularités topographiques du territoire (Woodhams *et al.*, 2018). Lorsqu’ils intègrent un modèle numérique spécifique à l’environnement urbain, ces modèles climatiques deviennent particulièrement efficaces pour prendre en compte les spécificités des zones urbaines, ce qui leur permet de mieux simuler les interactions entre les villes et le climat régional (Daniel *et al.*, 2018). Au sein du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) de Météo-France, une telle configuration de modélisation a été développée pour mener des études d’impact à l’échelle des villes. Cette approche novatrice consiste à coupler de manière explicite le CPRCM AROME (Lucas-Picher *et al.*, 2023) avec la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX (Masson *et al.*, 2013), qui inclut le modèle de canopée urbaine TEB (Masson, 2000). Elle a été utilisée pour la première fois dans une étude préliminaire visant à analyser le climat urbain de la ville de Toulouse (Daniel, 2017) et plus récemment dans le contexte de la région parisienne (Lemonsu *et al.*, 2019, 2023).

Cette thèse s’inscrit dans la continuité des recherches précédemment mentionnées et vise à enrichir notre compréhension du climat urbain actuel et de son évolution potentielle avec les changements climatiques, en se concentrant spécifiquement sur certaines grandes villes françaises. Elle s’inscrit également dans une démarche visant à évaluer la vulnérabilité des zones urbaines face à des aléas climatiques particuliers. À cette fin, une méthodologie générique pour l’étude du climat urbain a été développée, en s’appuyant sur l’approche originale de modélisation à haute résolution susmentionnée. Ce manuscrit est structuré en cinq chapitres distincts. Le premier chapitre offre une revue de la littérature dans laquelle sont définis les principaux axes de recherche abordés dans ce travail, à savoir le climat, les caractéristiques spécifiques du climat urbain, les changements climatiques et la modélisation numérique du climat. Le deuxième chapitre se penche sur les modèles numériques et les bases de données d’observation qui ont été utilisés pour ces travaux de thèse.

Le troisième chapitre se consacre à l'évaluation du climat urbain simulé avec la configuration de modélisation climatique, qui intègre le CPRCM AROME et le modèle de canopée urbaine TEB, pour un ensemble de villes de France métropolitaine sur la période passée allant de 2000 à 2018. Le quatrième chapitre présente l'étude de l'évolution des aléas climatiques (en particulier, les vagues de chaleur et les pluies extrêmes) qui touchent les villes de France métropolitaine, en utilisant les projections climatiques du CPRCM AROME couplé à TEB. Enfin, le cinquième chapitre revisite les sujets traités dans le CHAPITRE 4, sur l'évolution du climat urbain et des aléas climatiques, en adoptant pour la première fois une approche multi-modèles centrée sur la région parisienne, dans le but de renforcer les résultats précédemment obtenus.

Première partie
Contexte scientifique

Chapitre 1

Modélisation du climat et des changements climatiques

Sommaire

1.1	Introduction au climat	8
1.1.1	Distinction entre la météo et le climat	8
1.1.2	Échelles pour l'étude du climat	9
1.2	Définition du climat urbain	11
1.2.1	Particularités du climat dans l'environnement urbain	11
1.2.2	Caractérisation de l'îlot de chaleur urbain	14
1.2.3	Autres effets de l'environnement urbain	19
1.3	Défis face aux changements climatiques	21
1.3.1	Origines des changements climatiques	21
1.3.2	Conséquences des changements climatiques	23
1.3.3	Voies d'adaptation aux changements climatiques . . .	27
1.4	Modélisation numérique du climat	29
1.4.1	Introduction sur la modélisation du système Terre . .	29
1.4.2	Projections des changements climatiques	30
1.4.3	Méthodes de régionalisation en modélisation climatique	32
1.4.4	Expériences de coordination internationale	35
1.4.5	Modélisation climatique "urbanisée"	38

1.1 Introduction au climat

1.1.1 Distinction entre la météo et le climat

Les termes "météo" et "climat" décrivent tous deux l'évolution des variables météorologiques qui se produit dans l'atmosphère terrestre, mais leur distinction fondamentale réside dans la notion de temporalité. La météo fait référence à la description de l'état instantané de l'atmosphère, caractérisé par des variables telles que la température, les précipitations ou l'humidité, ainsi que par les fluctuations de ces paramètres sur une courte période, généralement de quelques jours (Schmittner, 2019). La prévision météorologique est, en effet, limitée à cette échéance courte en raison de la nature non linéaire et chaotique des équations dynamiques qui régissent l'évolution du système Terre (Royer et Nicolis, 1994). En revanche, le climat est la statistique des conditions météorologiques sur une longue période (Bothe, 2018). Il est généralement représenté en termes de moyennes, de variabilité et d'extrêmes (Moore *et al.*, 2010). Il caractérise une région donnée sur une période définie (Pasini, 2006).

La définition précise des états du climat, également connus sous le nom de "normales climatiques", est fournie par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Selon cette définition, la période de référence utilisée pour décrire la moyenne des paramètres météorologiques est de 30 ans (Organisation Météorologique Mondiale, 2017). Jusqu'à récemment, les normales climatiques étaient établies à partir des relevés météorologiques de la période 1981-2010. Cependant, afin de se conformer aux recommandations de l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale, 2017), qui préconise une mise à jour des périodes de référence standard de 30 ans tous les dix ans, elles ont été révisées récemment pour la période de référence 1991-2020. Cette actualisation vise à mieux refléter l'évolution du climat et son impact sur les conditions météorologiques quotidiennes (Organisation Météorologique Mondiale, 2021b). Les normales climatiques sont établies à partir de relevés climatologiques, comprenant des mesures issues de systèmes d'observation météorologiques à long terme, tels que les stations d'observation météorologiques de

surface, les radiosondages, les navires et avions instrumentés et les bouées ancrées ou dérivantes.

À partir des longues séries de mesures issues des réseaux d'observations météorologiques, des classifications climatiques ont été développées, en premier lieu, par des biologistes et des naturalistes pour comprendre notamment la répartition de la végétation sur Terre. C'est le cas de la classification globale de Köppen (1900, 1901) qui définit des zones de végétation en fonction de seuils en température et en précipitation. La littérature compte de nombreuses autres classifications climatiques qui se distinguent par les méthodes et métriques utilisées, ainsi que par les échelles spatiales considérées. Les classifications climatiques établissent des zones climatiques homogènes sur Terre en fonction de valeurs objectives, en fournissant une vision simplifiée et généralisée des conditions climatiques d'une zone donnée (Dubreuil, 2022). Dans le cadre de ces travaux de thèse, la classification de Joly *et al.* (2010) est utilisée afin de distinguer les types de climats à l'échelle de la France métropolitaine. Elle est décrite de manière synthétique en SECTION 3.1.1.

1.1.2 Échelles pour l'étude du climat

Les études en climat s'effectue à différentes échelles spatiales, allant de l'échelle planétaire à la micro-échelle en passant par la méso-échelle. À chacun de ces niveaux, le climat évolue en réponse à divers facteurs, appelés "forçages", qu'ils soient d'origine naturelle, comme nous le verrons par la suite, ou induits par l'activité humaine, comme cela sera expliqué dans la SECTION 1.3.

Le climat de l'ensemble de la Terre, dit "climat global", est soumis à diverses contraintes telles que les variations des paramètres de l'orbite terrestre autour du Soleil, les interactions complexes entre les différentes composantes du système Terre (à savoir, l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère, la lithosphère et la cryosphère), l'activité solaire, etc. Les contraintes majeures découlent de la forme sphérique de la Terre et de son inclinaison par rapport au Soleil, qui entraînent une distribution inégale de l'énergie solaire, responsable des différences de températures entre les régions équatoriales et

polaires (Stevens, 2010). L'inclinaison de l'axe terrestre implique également des changements dans les longueurs du jour et de la nuit au long de l'année, donnant lieu aux saisons. À des échelles de temps de l'ordre de 5 à 10 ans, le climat global fluctue selon des circulations atmosphériques et océaniques récurrentes, couramment désignés sous le terme "modes de variabilité" (Cassou et Guilyardi, 2007). Parmi ces modes de variabilité, les plus connues sont les phénomènes El Niño-Southern Oscillation (ENSO, Bjerknes, 1966, 1969)¹ et le North Atlantic Oscillation (NAO, Hurrell *et al.*, 2003)².

À des échelles spatiales de l'ordre de la dizaine de kilomètres, le climat régional est façonné en partie par les mécanismes à grandes échelles, tels que le positionnement des centres d'action (anticyclones et dépressions) ou les ondes de Rossby aux latitudes moyennes (Rossby, 1939)³. Il dépend aussi des conditions locales de latitude, de relief, ou de proximité avec la mer et/ou l'océan (Whiteman, 2000). Par exemple, la France bénéficie d'un climat tempéré en raison de sa latitude moyenne, de sa proximité avec l'océan Atlantique et de la circulation atmosphérique (généralement orientée d'ouest en est). Cependant, les caractéristiques géographiques spécifiques de certaines régions françaises, telles que la présence des massifs montagneux des Pyrénées, du Massif central et des Alpes, peuvent renforcer la récurrence de certaines conditions météorologiques à l'échelle régionale, donnant lieu à une variété de climats en métropole (Météo-France, 2022b). À l'échelle locale, les caractéristiques et les propriétés de surface, liées à l'occupation et l'usage des sols, exercent une forte influence sur les échanges énergétiques et turbulents à l'interface entre la surface et l'atmosphère (Yoshino, 2005). C'est notamment le cas des agglomérations urbaines, où se forme un climat local spécifique, caractérisé en particulier par le phénomène d'Îlot de Chaleur Urbain (ICU).

1. L'oscillation australe El Niño, en français, est une oscillation couplée océan-atmosphère. Elle se compose d'une phase chaude El Niño et d'une phase froide La Niña, caractérisée respectivement par un réchauffement et un refroidissement anormal des eaux de surface dans l'océan Pacifique à l'ouest de l'Amérique du Sud.

2. L'Oscillation Nord-Atlantique, en français, est une oscillation de masse/pression entre les latitudes tempérées et subpolaires. Elle mène à des changements des vents dominants d'ouest sur l'Atlantique Nord.

3. Les ondes de Rossby sont des oscillations de grandes amplitudes dans la circulation atmosphérique d'ouest, caractérisées par des alternances de thalwegs (oscillations descendantes) et de dorsales (oscillations montantes).

1.2 Définition du climat urbain

1.2.1 Particularités du climat dans l'environnement urbain

Le climat urbain résulte d'une modification du climat local engendrée par des changements dans les propriétés de la surface terrestre, ainsi que dans les modes d'occupation et d'usage des sols (Chandler, 1976). Plus précisément, la présence de surfaces hétérogènes, qui sont caractérisées par des propriétés radiatives et thermiques différentes de celles de l'environnement naturel, influence les caractéristiques de la masse d'air à proximité de la surface, en particulier au sein de la couche limite atmosphérique (CLA) (Najjar *et al.*, 2010). Celle-ci est définie comme la portion de l'atmosphère directement influencée par la surface terrestre. Dans un environnement urbain, la couche limite atmosphérique, appelée couche limite urbaine (CLU), est plus épaisse que celle de l'environnement rural (couche limite rurale, CLR), notamment en raison de l'importance des flux de chaleur sensible (Barlow, 2014). La couche limite urbaine, dont l'épaisseur totale peut atteindre plusieurs centaines de mètres (Dupont, 1999 ; Menut *et al.*, 1999), englobe la couche de canopée urbaine (CCU), qui s'étend depuis la surface du sol jusqu'à la hauteur moyenne des bâtiments (FIGURE 1.1).

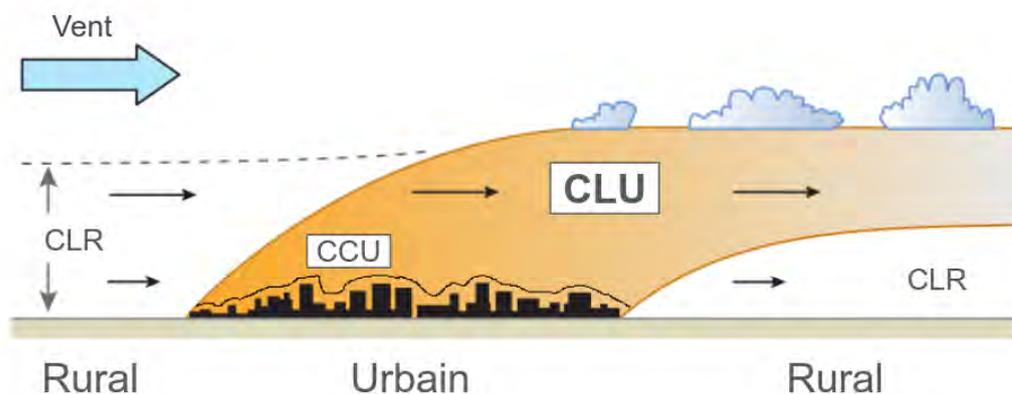


FIGURE 1.1 – Schématisation de la forme typique des couches atmosphériques à méso-échelle sous un vent modéré.

| Source : Figure adaptée de Oke *et al.* (2017).

La structure particulière des zones urbaines engendre également des modifications dans les bilans radiatifs et énergétiques en surface, ce qui a pour effet d'initier le phénomène d'îlot de chaleur urbain. Dans un environnement naturel (FIGURE 1.2), le bilan énergétique de surface s'exprime selon l'ÉQUATION 1.

$$Q^* = Q_H + Q_{LE} + Q_G \quad (W.m^{-2}) \quad (\text{Équation 1})$$

Q^* est le rayonnement net à la surface.

Q_H est le flux turbulent de chaleur sensible, c'est-à-dire le flux de chaleur transféré par la surface à l'atmosphère par convection.

Q_{LE} est le flux turbulent de chaleur latente, c'est-à-dire le flux de chaleur transféré par la surface à l'atmosphère par évaporation ou condensation de vapeur.

Q_G est le flux de chaleur du sol au substrat par conduction.

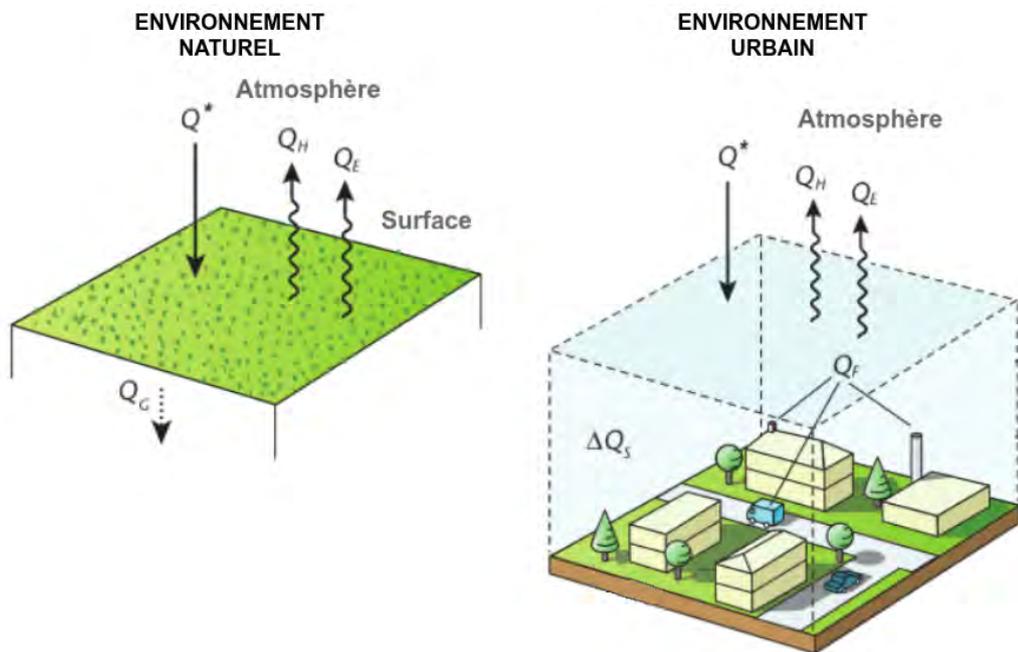


FIGURE 1.2 – Schématisation des flux intervenant dans le bilan énergétique de surface des environnements naturels (à gauche) et urbains (à droite).

| Source : Figure adaptée de Oke et al. (2017).

Le rayonnement net Q^* correspond également à la quantité d'énergie radiative disponible à la surface, c'est-à-dire au bilan entre les composantes entrantes et les composantes sortantes du rayonnement de courtes et de grandes longueurs d'onde. Il peut donc aussi s'exprimer en suivant l'ÉQUATION 2.

$$Q^* = (S \downarrow + L \downarrow) - (S \uparrow + L \uparrow) \quad (W.m^{-2}) \quad (\text{Équation 2})$$

$S \downarrow$ et $L \downarrow$ sont respectivement les rayonnements de courtes et longues longueurs d'onde reçus par la surface.

$S \uparrow$ et $L \uparrow$ sont respectivement les rayonnements de courtes et longues longueurs d'onde émis par la surface.

Par rapport au bilan énergétique des surfaces naturelles, le bilan qui concerne l'environnement urbain (ÉQUATION 3) tient compte d'une source additionnelle d'énergie correspondant aux émissions de chaleur anthropiques Q_F (Oke, 1988), qui proviennent des industries, de l'usage du chauffage et de la climatisation ou du trafic routier. Le bilan de l'ÉQUATION 3 intègre aussi le flux de stockage de chaleur ΔQ_S , correspondant à la chaleur stockée dans l'ensemble du tissu urbain.

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_{LE} + \Delta Q_S \quad (W.m^{-2}) \quad (\text{Équation 3})$$

Q_F est le flux de chaleur anthropique.

ΔQ_S est le flux de stockage de chaleur de l'environnement urbain.

Dans l'ÉQUATION 3, les flux turbulents de chaleur latente (Q_{LE}) et de chaleur sensible (Q_H), ainsi que le flux de stockage de chaleur (ΔQ_S) sont modifiés en réponse aux éléments suivants :

- La morphologie tridimensionnelle de la ville, notamment la compacité, la densité, la taille et la hauteur des bâtiments dans la rue, qui modifie les échanges radiatifs. En particulier, elle augmente les effets d'ombrage en journée et favorise les inter-réflexions du rayonnement à l'intérieur de la canopée urbaine, ainsi que le piégeage du rayonnement infrarouge émis par les surfaces.

- Les propriétés radiatives (dont l'albédo et l'émissivité) et les propriétés thermiques des matériaux des bâtiments, des infrastructures et des voies de circulation, qui favorisent le stockage de chaleur au cours de la journée.
- La plus faible proportion de végétation en ville, qui diminue le rafraîchissement de l'atmosphère par le phénomène d'évapotranspiration⁴.

1.2.2 Caractérisation de l'îlot de chaleur urbain

L'îlot de chaleur urbain a été étudié pour la première fois en 1818 par le biologiste britannique Luke Howard dans *The Climate of London, deduced from meteorological observations made in the metropolis and at various places around it* (Howard, 1818). Cet ouvrage contient les premières descriptions des caractéristiques du climat urbain de Londres par rapport aux campagnes alentours. D'après la littérature de l'époque, ce phénomène s'observe également dans d'autres grandes métropoles du monde. Par exemple, il est décrit par Guy de Maupassant dans *Bel-Ami* en 1855 : « Ils prirent un fiacre découvert, gagnèrent les Champs-Élysées, puis l'avenue du Bois de Boulogne. C'était une nuit sans vent, une de ces nuits d'étuve où l'air de Paris surchauffé entre dans la poitrine comme une vapeur de four ».

Ce phénomène d'îlot de chaleur urbain peut être étudié à différents niveaux, depuis la surface jusqu'au sommet de la couche limite urbaine. Ces travaux de thèse font référence uniquement à l'Îlot de Chaleur Urbain de Canopée Urbaine (ICU_{CU}), qui est très largement étudié dans la littérature, car il influence directement les conditions environnementales auxquelles sont exposées les populations urbaines (Jabbar *et al.*, 2023). Ainsi, dans la suite du manuscrit, la mention d'îlot de chaleur urbain, ainsi que l'acronyme ICU, seront utilisés en lieu et place. Selon la définition de l'Organisation Météorologique Mondiale (2023), cet îlot de chaleur urbain correspond à la différence de la température de l'air près de la surface (idéalement à 2 m) entre deux sites représentatifs des environnements urbains et naturels (FIGURE 1.3).

4. L'évapotranspiration désigne le processus par lequel l'eau liquide terrestre est renvoyée dans l'atmosphère environnant sous forme gazeuse (Office National des Forêts, 2022).

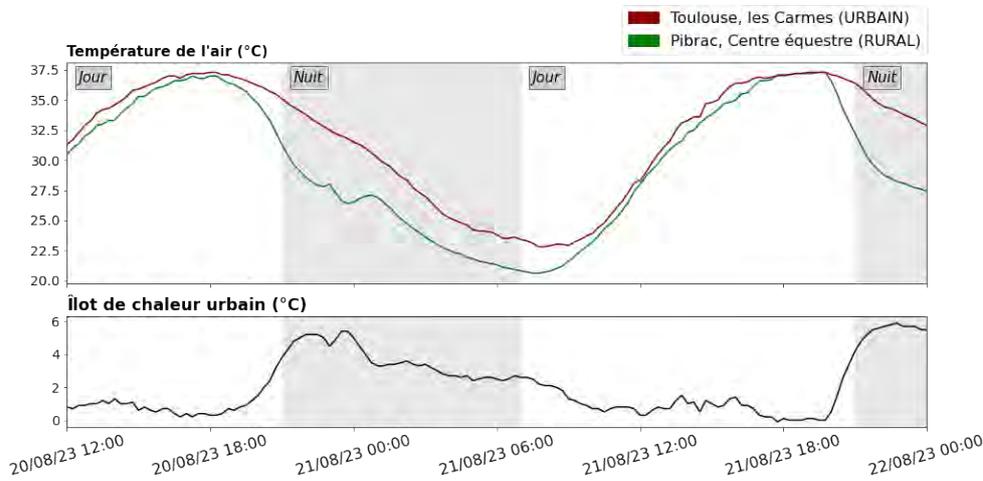


FIGURE 1.3 – (En haut) Température de l’air mesurée (en °C) par le réseau Clima-Tolosa à deux stations météorologiques : les Carmes (station de référence urbaine, en rouge) et le centre équestre de Pibrac (station de référence rurale, en vert). La station des Carmes est située en plein centre-ville de Toulouse (France), tandis que la station du centre équestre se trouve à environ 18 km à l’ouest du centre-ville de Toulouse (France). (En bas) Différence de température, représentant l’îlot de chaleur urbain (en °C), calculée à partir des mesures météorologiques de ces deux stations. Les données couvrent la période du 20/08/2023 à 12h00 (heure locale) au 22/08/2023 à 00h00 (heure locale).

| Source : Toulouse Métropole.

La différence de la température de l’air peut être observée et quantifiée par la mesure, à partir de capteurs de température fixes ou mobiles localisées dans la couche de canopée urbaine (Dumas *et al.*, 2021). Il est également possible de modéliser les îlots de chaleur urbains en utilisant des modèles de surface dédiés, capables de calculer les flux de surfaces à l’intérieur de la canopée urbaine et à l’interface avec les couches basses de l’atmosphère (Oke *et al.*, 2017). Parmi eux, les modèles de canopée urbaine sont les plus couramment employés dans les systèmes de modélisation météorologique de méso-échelle (par exemple, Masson, 2000 ; Kusaka *et al.*, 2001 ; Kounkou-Arnaud *et al.*, 2012 ; Martilli, 2014). Naturellement, la simulation de l’îlot de chaleur urbain à partir de ces modèles nécessite qu’ils soient couplés à un schéma de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT, Soil Vegetation Atmosphere Transfer) pour estimer les températures dans les zones naturelles environnantes.

1.2.2.1 Variabilité spatio-temporelle de l'îlot de chaleur urbain

L'îlot de chaleur urbain est un phénomène variable dans le temps. Il présente un cycle diurne marqué (FIGURE 1.3), caractérisé par une intensité minimale durant la journée et maximale durant la fin de nuit, selon les processus en jeu et le forçage radiatif (Basara *et al.*, 2008). En effet, pendant la journée, un couvert naturel emmagasine moins de chaleur qu'une rue, qui est caractérisée par des matériaux artificiels de forte effusivité thermique, une structure dimensionnelle complexe et une plus grande surface d'absorption. La nuit, l'environnement rural se refroidit rapidement dans les heures qui suivent le coucher du soleil comparativement au canyon urbain, qui dispose d'une vue réduite au ciel favorisant le piégeage radiatif et d'une importante réserve de chaleur emmagasinée en journée dans son tissu (Arnfield, 1990). L'établissement de l'îlot de chaleur urbain est influencé par les conditions météorologiques locales, en particulier l'ensoleillement (qui gouverne fortement la quantité d'énergie disponible), la force du vent, ainsi que les conditions d'enneigement (Kidder et Essenwanger, 1995). De manière générale, les conditions les plus favorables à son établissement sont les situations anti-cycloniques de ciel clair (Oke, 1987).

L'îlot de chaleur urbain présente aussi des variations spatiales importantes. Son intensité et son étendue peuvent varier d'une ville ou d'un quartier à l'autre en fonction de la taille et des caractéristiques structurelles de l'agglomération urbaine (Stewart, 2011) (FIGURE 1.4). Les différences intra-urbaines dans l'occupation et l'usage des sols, ainsi que dans les caractéristiques de surface, engendrent une variabilité de l'îlot de chaleur urbain (Hart et Sailor, 2008). van Hove *et al.* (2015) a mené une étude de cas portant sur l'agglomération de Rotterdam, mettant en évidence que la variabilité intra-urbaine de l'intensité maximale de l'îlot de chaleur urbain est significativement corrélée aux fractions de bâtiments, de surfaces imperméables et de surfaces vertes, ainsi qu'à la hauteur moyenne des bâtiments. Naturellement, l'îlot de chaleur urbain est également dépendant des types d'occupation et d'usage des sols autour de la ville, qui conditionnent la température rurale de référence (Martin-Vide *et al.*, 2015). Enfin, les conditions climatiques régio-

nales, associées aux caractéristiques topographiques (le relief, mais aussi la présence d'étendues d'eau ou de côtes), sont aussi des facteurs qui modulent l'intensité de l'îlot de chaleur urbain.

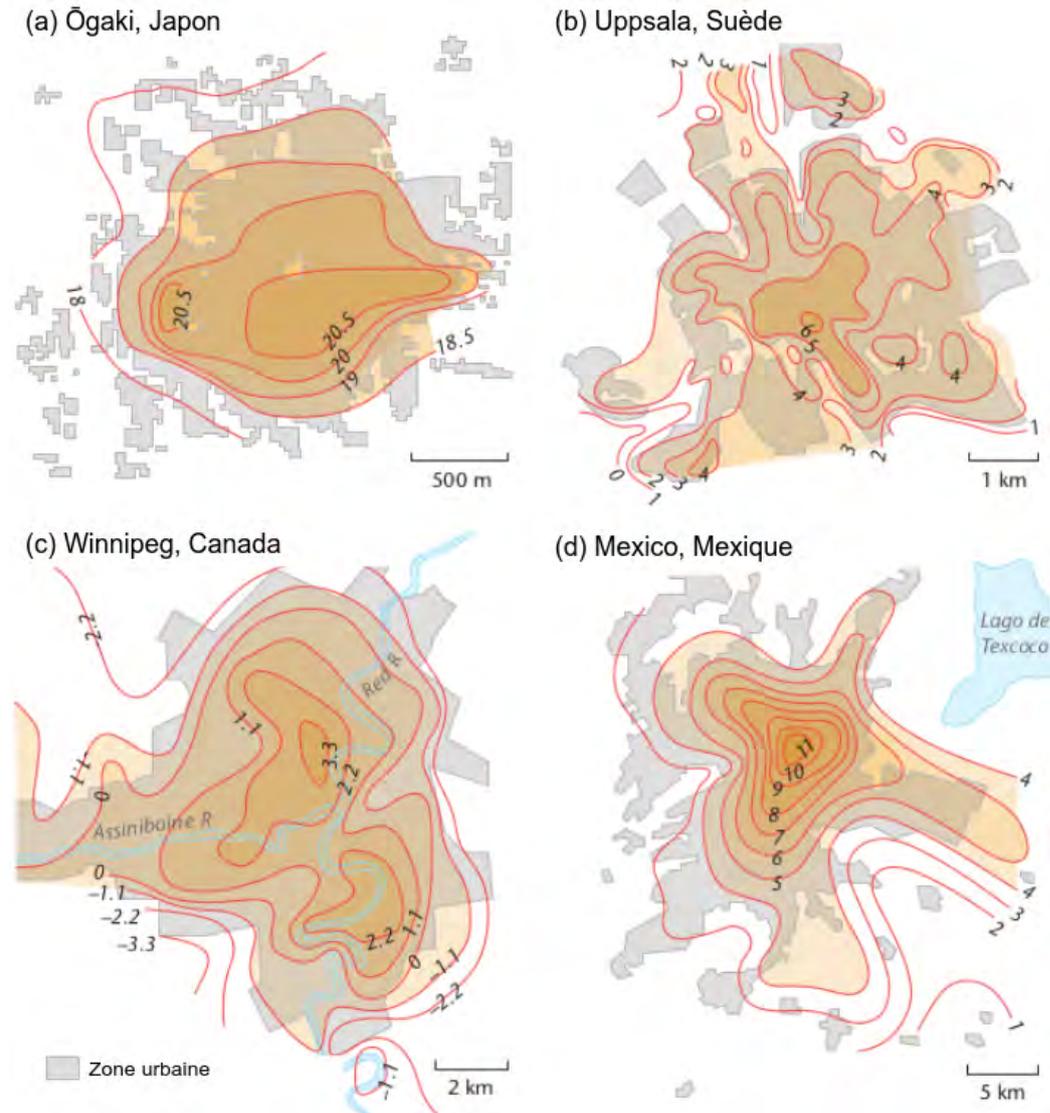


FIGURE 1.4 – Isothermes des températures (a) d'Ōgaki au Japon, (b) d'Uppsala en Suède, (c) de Winnipeg au Canada et (d) de Mexico au Mexique. L'emprise de la zone urbaine est indiquée par les polygones gris. Les isothermes indiquent un gradient de température sur quelques kilomètres, qui représente l'îlot de chaleur urbain de la ville considérée.

| Source : Figure adaptée de Oke et al. (2017).

1.2.2.2 Impacts associés à l'îlot de chaleur urbain

Les températures élevées dues aux îlots de chaleur urbains peuvent affecter de différentes façons l'environnement et la qualité de vie des populations urbaines. Les effets liés à ce phénomène sont déjà reconnus et observables aujourd'hui, et ils pourraient s'aggraver avec les évolutions climatiques futures.

- D'un point de vue énergétique, les îlots de chaleurs urbains augmentent la consommation d'énergie par l'utilisation de la climatisation pour refroidir les bâtiments. Cela impacte considérablement la demande en électricité, en particulier pendant les saisons chaudes durant lesquelles peuvent se produire des pics de consommation. À terme, cela peut soumettre les systèmes de productions d'électricité à de fortes contraintes (Santamouris, 2020). Outre les questions de gestion de l'énergie que soulève l'utilisation de la climatisation, celle-ci contribue à l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre (GES) et au réchauffement de l'air ambiant (Dong *et al.*, 2021).
- D'après la littérature, les conditions météorologiques peuvent moduler la concentration des polluants atmosphériques (Liu et Wang, 2020). Wang *et al.* (2021) ont montré qu'il existe de fortes similitudes entre les îlots de chaleur urbains et la pollution de l'air en termes de variations spatiales et temporelles, et en particulier, l'îlot de chaleur urbain nocturne est fortement corrélé avec le taux de formation de l'ozone (Swamy *et al.*, 2017). Dans les zones urbaines, les concentrations en polluants atmosphériques (dont les particules fines $PM_{2.5}$ et PM_{10} , l'ozone O_3 et le dioxyde d'azote NO_2) dépassent fréquemment les normes de qualité de l'air de l'Union Européenne (UE) et les dernières recommandations de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) (European Environment Agency, 2022). Le smog, composé de polluants tels que les oxydes d'azote (NO_x), les composés organiques volatils (COV), et les particules fines, est associé à l'apparition ou à l'aggravation d'allergies et d'asthme chez les enfants (Penard-Morand *et al.*, 2010).
- Au niveau sanitaire, l'îlot de chaleur urbain rend les populations urbaines particulièrement vulnérables, en particulier en période de ca-

nicules. Les chaleurs extrêmes contraignent les organismes et les limites physiologiques des populations sont plus régulièrement atteintes, comme la capacité des êtres vivants à récupérer de la chaleur diurne en dormant. Dans certains cas, l'exposition répétée et à long terme peut mener à une surmortalité. Par exemple, lors de la canicule de 2003, une surmortalité dans les villes européennes a été en partie attribuée à la chaleur extrême (Robine *et al.*, 2008), amplifiée localement par l'effet de l'îlot de chaleur urbain (Laaidi *et al.*, 2012).

Les autres organismes vivants subissent aussi les températures élevées, qui exercent une forte pression sélective sur leur comportement, leur métabolisme ou leur physiologie (Angilletta Jr., 2009).

1.2.3 Autres effets de l'environnement urbain

Le phénomène d'îlot de chaleur urbain est indéniablement l'impact le plus célèbre associé à la présence des zones urbaines, toutefois, il n'est pas le seul. Les changements apportés par l'activité humaine dans l'occupation et l'usage des sols ont des conséquences considérables sur les différentes composantes du système Terre, notamment la biosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère. En particulier, l'anthropisation des espaces naturels exerce une pression significative sur la biodiversité (Gaston, 2010). Elle augmente le risque d'extinction pour les espèces indigènes (Pimm *et al.*, 1995) et la colonisation par des espèces exotiques envahissantes (Marques *et al.*, 2020). D'après les travaux de Aronson *et al.* (2014), les zones urbaines présentent des densités d'espèces significativement inférieures à celles des zones non urbaines. L'urbanisation constitue un problème écologique majeur, qui induit des changements évolutifs rapides et prononcés chez de nombreuses espèces (Alberti *et al.*, 2017; Brans *et al.*, 2017a,b; Brans et Meester, 2018; Zhao *et al.*, 2020).

La présence des zones urbaines perturbe également le grand cycle de l'eau, qui décrit la circulation de celle-ci à travers les différentes composantes du système Terre. Ce cycle complexe se déroule de la sorte : l'eau précipitée ruisselle, s'infiltre pour rejoindre des milieux aquifères ou s'évapore pour retomber à nouveau sous forme de précipitations (Bernard, 2021).

Tout d’abord, l’anthropisation des espaces naturels réduit considérablement le phénomène d’évapotranspiration (Grimmond et Oke, 1991 ; Taha, 1997 ; Cong *et al.*, 2017 ; Liu *et al.*, 2022), ce qui impacte nécessairement le climat local (Ali et Ramahi, 2020). De plus, la présence des zones urbaines peut influencer les précipitations, bien que les effets ne se manifestent pas nécessairement directement au-dessus de la ville elle-même, mais plutôt à plusieurs kilomètres de distance en fonction des conditions météorologiques (Le Roy, 2021). Plus spécifiquement, des recherches récentes ont mis en évidence une augmentation des précipitations dans la région située sous le vent des zones urbaines (Thielen *et al.*, 2000 ; Shepherd *et al.*, 2002 ; Diem et Brown, 2003). Au contraire, dans certaines situations, sous l’influence des aérosols émis par les activités humaines, qui ont la capacité de réduire la taille des gouttelettes, les zones urbaines peuvent diminuer les précipitations (Oke *et al.*, 2017). Cependant, des incertitudes persistent quant à la contribution précise de l’environnement urbain à ce phénomène (Mote *et al.*, 2007) et pour mieux comprendre ces interactions, des améliorations sont nécessaires dans les systèmes de modélisation, notamment en ce qui concerne la prise en compte des aérosols atmosphériques (Shepherd, 2005). Enfin, d’autres facteurs liés à la présence des zones urbaines contribuent également à perturber le grand cycle de l’eau, parmi lesquels se distinguent deux aspects évidents. Tout d’abord, l’extraction d’eau du milieu naturel pour les activités humaines telles que l’irrigation, la production d’énergie ou la potabilisation de l’eau, peut induire un stress hydrique, ayant des conséquences majeures sur la composition chimique de l’eau, la biomasse algale, l’abondance, la densité et la diversité des invertébrés, ainsi que sur le fonctionnement global de l’écosystème (Sabater *et al.*, 2018). De plus, l’imperméabilisation des zones urbaines entraîne une réduction significative de l’infiltration de l’eau dans les sols (Gregory *et al.*, 2006), ce qui contribue à accroître le ruissellement (Leopold, 1968 ; Taha, 1997). Lors d’évènements de précipitations extrêmes, cela réduit le temps de réponse hydrologique des bassins versants et augmente le risque d’inondation (Feng *et al.*, 2021).

Par ailleurs, la littérature suggère que d’autres variables météorologiques sont susceptibles d’être affectées par la présence de la canopée urbaine. Par

exemple, selon Theeuwes *et al.* (2019), on observe un renforcement de la couverture nuageuse au-dessus de Paris (France) et de Londres (Angleterre) pendant la saison estivale en réponse à une convection accrue due à l'effet d'îlot de chaleur urbain. De plus, Droste *et al.* (2018) indiquent que des modifications dans la convection et la turbulence dans les couches basses de l'atmosphère peuvent entraîner une augmentation de la vitesse du vent au-dessus de la ville. En ce qui concerne l'humidité, Langendijk *et al.* (2019) ont constaté une diminution significative, principalement en été, à Berlin (Allemagne), ce qui est également attribué à la présence de la ville.

1.3 Défis face aux changements climatiques

1.3.1 Origines des changements climatiques

Les observations récentes du climat indiquent une évolution anormale des paramètres climatiques qui coïncide avec l'augmentation sans précédent de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis la révolution industrielle datée des années 1850 (FIGURE 1.5). Les gaz à effet de serre, tels que le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), la vapeur d'eau (H_2O) et le protoxyde d'azote (N_2O), ont un rôle essentiel dans les cycles naturels de régulation du climat. Ils absorbent, piègent et réémettent vers la Terre la plus grande partie du rayonnement infrarouge solaire. Cela contribue à maintenir le niveau moyen de la température à la surface de la planète à environ +15 °C (Organisation Météorologique Mondiale, 2022a).

Depuis la révolution industrielle, les activités humaines qui reposent sur la combustion des énergies fossiles (le transport, l'industrie, etc.) ont massivement émis du dioxyde carbone dans l'atmosphère. Ce carbone a créé un effet de serre additionnel, connu sous le nom de forçage climatique anthropique, qui a contribué au réchauffement de l'air à la surface de la Terre. Le terme "changement climatique" est couramment utilisé pour décrire ce réchauffement, les évolutions climatiques associées, et ses effets sur les écosystèmes naturels et humains. La communauté scientifique, et tout particulièrement le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC),

alerte massivement la société civile et les représentants politiques sur les causes et les conséquences du changement climatique.

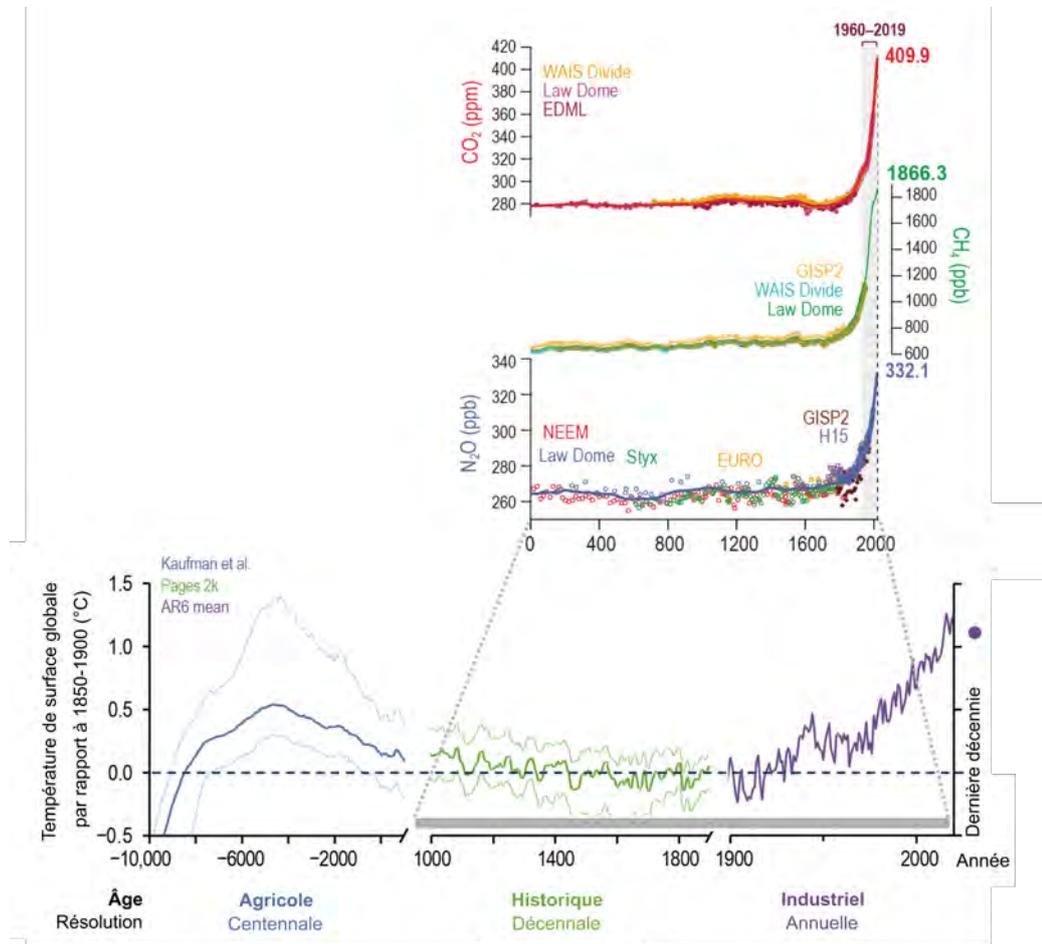


FIGURE 1.5 – (Haut) Évolution des concentrations de GES (en ppm pour le CO_2 et en ppb pour le CH_4 et le N_2O) mesurées dans des carottes de glace à partir de l'ère commune (CE). (Bas) Température de surface globale relative à 1850-1900 au cours de l'Holocène divisée en trois échelles temporelles : (i) -10 000 à 1 000 ans en pas de temps de 100 ans, (ii) 1000 à 1900 CE, lissé sur 10 ans, et (iii) 1900 à 2020 CE. Les lignes en gras montrent la médiane de la reconstruction multi-méthodes et les lignes fines correspondent aux quantiles 0.05 et 0.95 des membres de l'ensemble. | Source : Figure adaptée du sixième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2022).

1.3.2 Conséquences des changements climatiques

1.3.2.1 Impacts observés jusqu'à aujourd'hui

À l'échelle mondiale, plusieurs impacts des changements climatiques sont observés. En particulier, la littérature met en évidence un réchauffement de l'air à la surface d'environ 0.12 °C par décennie depuis l'an 2000 (Karl *et al.*, 2015), une réduction de l'étendue de la banquise au rythme de -2.7 à -13.2% par décennie (Perovich *et al.*, 2020) et une augmentation du niveau moyen de la mer légèrement supérieure à 3 mm par an en moyenne globale depuis 1993 (Nerem *et al.*, 2010 ; Cazenave et Cozannet, 2014 ; Ablain *et al.*, 2015).

Les effets des changements climatiques s'observent également aux échelles régionale et locale. En Europe, les températures montrent des tendances au réchauffement depuis quelques dizaines d'années, tant pour les moyennes annuelles que saisonnières (FIGURE 1.6). D'ailleurs, d'après l'Organisation Météorologique Mondiale (2022b), le réchauffement sur le continent européen est deux fois plus rapide que la moyenne du réchauffement planétaire.

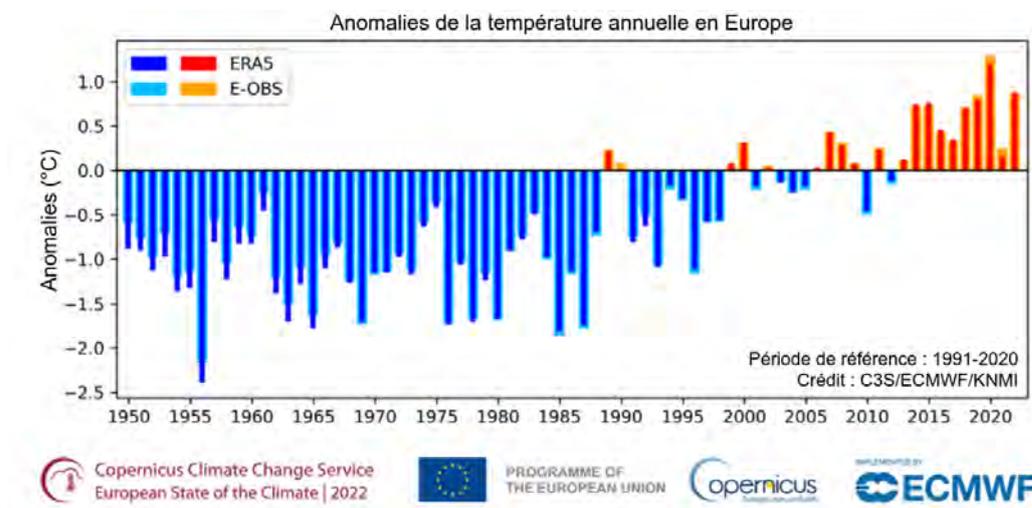


FIGURE 1.6 – Anomalies annuelles de la température de l'air à la surface en Europe pour la période 1950-2022 par rapport à la période de référence 1991-2020. Les données utilisées sont celles d'ERA5 et d'E-OBS.

| Source : Figure adaptée du rapport *ESOTC 2022 sur l'Europe* produit par C3S/ECMWF/KNMI.

Des études détaillées sur les conditions climatiques à l'échelle de l'Europe

sont fournies dans les différents rapports de l'ESOTC (European State of the Climate). Ces rapports sont produits chaque année depuis 2017 par le centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) pour le compte de la Commission européenne et sont compilés par le Copernicus Climate Change Service (C3S). Le rapport relatif à l'année 2022 (Copernicus Climate Change Service, 2023) montre que la moyenne des températures pour la période 2017-2022 était environ 2.2 °C au-dessus de celle de l'ère préindustrielle (1850-1900). Il précise également que l'année 2022 a été la deuxième année la plus chaude jamais enregistrée, dépassant d'environ 1 °C la moyenne sur la période de référence 1991-2020 (FIGURE 1.7).

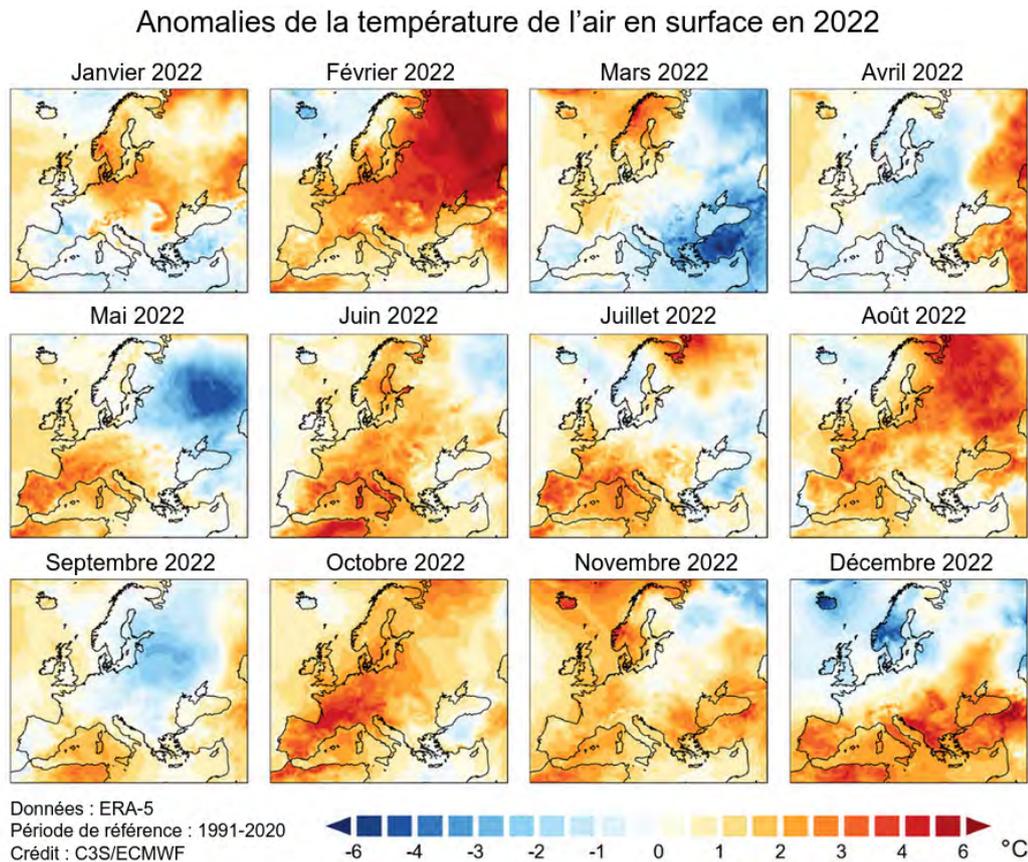


FIGURE 1.7 – Anomalies mensuelles de la température de l'air en surface en Europe pour l'année 2022 par rapport à la période de référence 1991-2020. Les données utilisées sont les celles d'ERA5.

| Source : Figure adaptée du rapport ESOTC 2022 sur l'Europe produit par C3S/ECMWF.

Selon ce rapport, l'année 2022 a également été marquée par d'autres événements attribués au changement climatique. En particulier, le manque de neige associé aux températures élevées en hiver a entraîné la perte de glace des glaciers alpins, et des précipitations inférieures à la moyenne, notamment au printemps, associées à des vagues de chaleur exceptionnelles tout au long de l'été, ont entraîné une sécheresse généralisée et prolongée, affectant plusieurs secteurs tels que l'agriculture, le transport fluvial et l'énergie. Les événements de température extrême et les caractéristiques associées (à savoir la fréquence, l'intensité, la durée et la gravité) évoluent également de manière significative, selon des observations récentes. En France métropolitaine plus spécifiquement, Météo-France indique que les vagues de chaleur ont été multipliées par 3 au cours des 35 dernières années : 9 épisodes ont été enregistrés avant 1989, contre 37 épisodes entre 1989 et 2022 (FIGURE 1.8, Météo-France, 2023c). L'augmentation du nombre d'événements s'accompagne également d'une augmentation du nombre de jours de canicule, qui a été multiplié par 9 entre les deux périodes précitées.

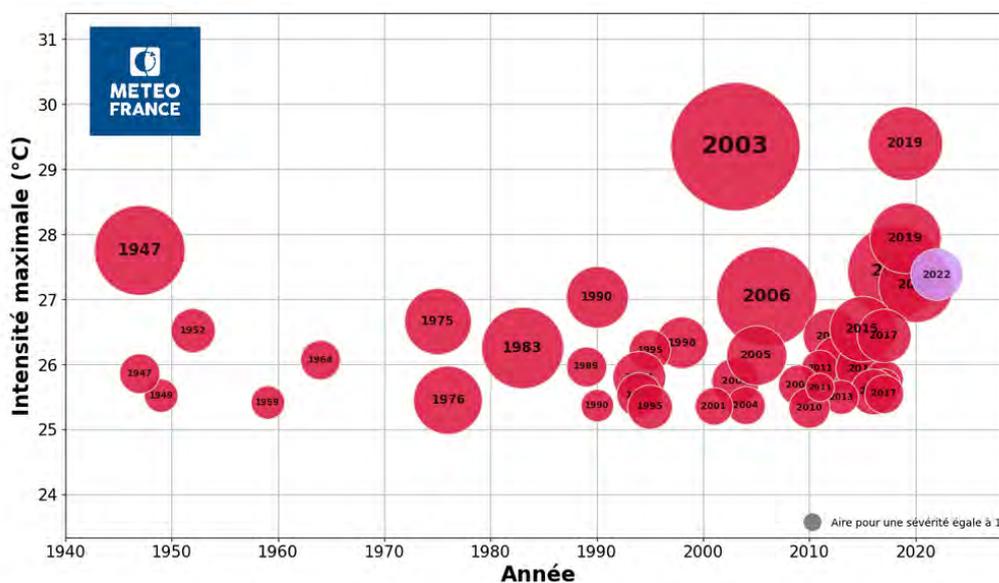


FIGURE 1.8 – Historique des vagues de chaleur observées en France métropolitaine sur la période allant de 1947 à 2022. Chaque bulle représente un événement de canicule. La canicule est caractérisée par une intensité maximale (en °C), représentée sur l'axe des y , et une sévérité, représentée par la taille de la bulle.
| Source : Figure adaptée de Météo-France.

Les impacts associés aux changements climatiques ont des effets significatifs dans de nombreux domaines. En particulier, les canicules ont des impacts sur les activités économiques (Allianz, 2023), la santé humaine (Ballester *et al.*, 2023), l’approvisionnement et la disponibilité des ressources (par exemple, pour l’électricité, van Vliet *et al.*, 2016), ainsi que sur les écosystèmes (Rutthof *et al.*, 2018). En l’absence de politiques climatiques appropriées, les changements climatiques et les risques qui y sont associés sont voués à se poursuivre.

1.3.2.2 Impacts projetés d’ici à 2100

Dans son dernier rapport d’évaluation, le GIEC projette différents changements d’ici à la fin de siècle (GIEC, 2022). Une synthèse des éléments qui concernent l’Europe est proposée par la suite.

- Indépendamment des niveaux futurs de réchauffement climatique, les températures augmenteront plus rapidement en Europe par rapport aux changements de la température moyenne planétaire, cela de manière similaire aux observations passées.
- La fréquence et l’intensité des extrêmes chauds, y compris les vagues de chaleur marine, devraient continuer à augmenter quel que soit le scénario d’émissions de gaz à effet de serre.
- Quel que soit le scénario d’émission de gaz à effet de serre et à l’instar des observations passées, la fréquence des vagues de froid et des jours de gel devrait diminuer.
- Quel que soit le niveau de réchauffement climatique, le niveau relatif de la mer devrait s’élever à un rythme proche ou supérieur au niveau moyen de la mer à l’échelle mondiale. Les changements devraient se poursuivre au-delà de 2100. Les phénomènes extrêmes associés à l’élévation du niveau de la mer deviendront plus fréquents et plus intenses, entraînant notamment une augmentation des inondations côtières.
- Une forte diminution des glaciers, du pergélisol, de l’étendue de la couverture neigeuse et de la durée de la saison des neiges aux lati-

tudes/altitudes élevées devrait se poursuivre avec le réchauffement climatique.

1.3.3 Voies d'adaptation aux changements climatiques

La hausse des températures, la diminution de la ressource en eau, l'augmentation de l'exposition aux phénomènes extrêmes (feux de forêts, orages violents, sécheresses, vagues de chaleur, etc.) sont autant d'éléments qui augmentent la vulnérabilité des populations, en particulier celles qui vivent en milieu urbain et qui sont déjà exposées aux risques associés à l'îlot de chaleur urbain. Celui-ci pourrait, en effet, exacerber les effets du changement climatique, en particulier la nuit où son intensité est maximale.

Les différents rapports du GIEC, dont le rapport spécial sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1.5 °C, mettent en avant les possibilités de gestion des risques liés aux changements climatiques grâce aux mesures d'atténuation et d'adaptation (GIEC, 2019). Les mesures d'atténuation sont nécessaires pour éviter une hausse additionnelle de la température sur Terre et les conséquences qui y sont associées. Elles passent par la réduction des émissions de gaz à effet de serre. Les mesures d'adaptation, qui font l'objet de cette partie, sont indispensables pour aider les populations et les représentants politiques à surmonter et à réduire les effets des changements climatiques déjà existants.

À l'échelle des zones urbaines, dans lesquelles vivent aujourd'hui la majorité de la population mondiale, plusieurs stratégies d'adaptation sont envisagées. En voici quelques exemples :

- Les mesures liées à la requalification des surfaces urbaines peuvent augmenter la part des espaces verts dans les espaces urbains. La végétation est, en effet, une mesure efficace pour améliorer les conditions climatiques extérieures à l'échelle locale (Gago *et al.*, 2013). La végétalisation des espaces urbains joue également un rôle dans la sauvegarde de la biodiversité (Clergeau, 2018), la séquestration du carbone et la limitation de la pollution avec la filtration de près de 85% des particules polluantes dans l'atmosphère (Johnston et Newton, 2004). Toutefois, la raréfac-

tion de la ressource en eau dans certaines régions interroge sur la place du végétal en ville (Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie, 2023). Des mesures supplémentaires de planification urbaine peuvent également avoir un impact positif sur le confort thermique des populations. Elles peuvent concerner l'application d'une urbanisation raisonnée en limitant l'anthropisation des sols et la compacité urbaine. Elles peuvent également concerner des mesures de désimperméabilisation et de renaturation (par exemple, les cours d'école OASIS à Paris, Mairie de Paris, 2023).

- Les mesures peuvent également concerner le bâti en améliorant leur performance thermique par l'isolation (Porritt *et al.*, 2012) ou en ayant recours à des matériaux réfléchissants. Les toits blancs sont un exemple de revêtements à albédo élevé, qui réfléchissent fortement la lumière du soleil et n'emmagasinent pas la chaleur comme une toiture foncée (Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie, 2023).
- Certains équipements sur les bâtiments et dans les logements, associés à des pratiques individuelles, peuvent permettre de préserver ou d'augmenter le confort thermique des habitants. Cela concerne principalement les protections solaires (brises-soleil, volets), la ventilation manuelle ou mécanique (ouverture de fenêtres aux heures les plus fraîches, brasseurs d'air), ou le rafraîchissement par la climatisation ou des puits canadiens. Cependant, concernant les systèmes de climatisation, qui tendent à se développer, leur utilisation rejette de la chaleur additionnelle dans l'air ambiant et cela peut augmenter l'îlot de chaleur urbain. En particulier, de Munck *et al.* (2013) ont mis en évidence une augmentation de +2 °C de la température de l'air dans la rue avec l'usage intensif de la climatisation en période de canicule à Paris (France).
- Les mesures de prévention jouent également un rôle essentiel dans la réduction des risques associés aux effets des changements climatiques. Par exemple, le Plan National Canicule (PNC), élaboré à la suite de la canicule de 2003, vise à anticiper les vagues de chaleur, à définir des actions à mettre en œuvre au niveau local et national pour prévenir et

atténuer leurs impacts sur la santé, et à adapter de manière optimale les mesures de prévention et de gestion à l'échelle territoriale (Ministère de la Transition écologique et de la Cohésion des Territoires, 2023).

1.4 Modélisation numérique du climat

1.4.1 Introduction sur la modélisation du système Terre

En science de la Terre et de l'atmosphère, la modélisation consiste à construire un modèle simplifié du comportement d'un système naturel. Ce modèle est décrit par une formulation mathématique possédant les caractéristiques essentielles du système observé dans la réalité. Par exemple, les modèles de prévision numérique du temps (PNT) reposent sur la connaissance de l'état de l'atmosphère à un instant t , et résolvent les équations qui régissent son évolution dans le temps et dans l'espace (Pasini, 2006).

Depuis les années 1950, les progrès technologiques ont permis de mettre en œuvre la modélisation numérique, où des supercalculateurs résolvent les équations physiques formant le modèle atmosphérique. Cette approche numérique nécessite une discrétisation de l'atmosphère, c'est-à-dire son découpage en une grille tridimensionnelle composée de cellules (FIGURE 1.9). Dans chaque cellule, les valeurs moyennes d'un champ physique (par exemple, la température de l'air ou le contenu en vapeur d'eau) sont calculées à partir des équations physiques simplifiées. Dans le cadre de la modélisation climatique, il est essentiel de représenter numériquement toutes les composantes du système Terre qui interagissent avec l'atmosphère (Houghton, 1992). Cela comprend la biosphère, la lithosphère, la cryosphère et l'hydrosphère. La prise en compte de toutes ces composantes et de leurs interactions complexes est réalisée à l'aide de modèles climatiques couplés. Chacune de ces composantes est représentée numériquement par un modèle spécifique qui évolue conjointement en échangeant des flux d'énergie, de matière et de quantité de mouvement. Par exemple, les flux de chaleur provenant de la composante atmosphérique constituent des conditions aux frontières pour la composante océanique et la température de surface de la mer est une condition aux fron-

tières pour l’atmosphère (Jeandel et Mosseri, 2011).

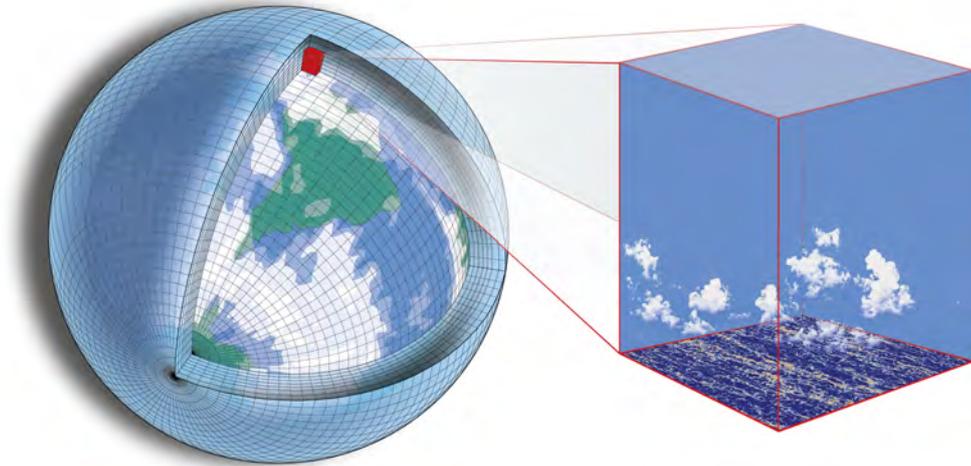


FIGURE 1.9 – Découpage de l’atmosphère selon une grille tridimensionnelle caractérisée par la taille des mailles sur un plan horizontal et le nombre de niveaux verticaux.

| Source : Caltech’s Climate Dynamics Group.

1.4.2 Projections des changements climatiques

Pour projeter les évolutions potentielles du climat, les chercheurs élaborent des scénarios de forçages additionnels qui servent de données d’entrée aux modèles climatiques (Reichle, 2023). Au fil du temps, plusieurs exercices de scénarisation ont été entrepris, comme le rapporte Guivarch et Rozenberg (2013). Le premier rapport d’évaluation du GIEC a utilisé quatre trajectoires d’émissions de gaz à effet de serre, dont l’une ne prévoyait pas de mesures politiques spécifiques, tandis que les trois autres reflétaient des politiques climatiques de plus en plus ambitieuses (GIEC, 1990). Par la suite, les 6 scénarios SRES (Special Report on Emissions Scenario) ont été développés, permettant notamment une meilleure compréhension de la gamme des incertitudes liées aux émissions futures de gaz à effet de serre (GIEC, 2000). Plus récemment, le cinquième rapport d’évaluation du GIEC (GIEC, 2014) s’est basé sur les scénarios RCP (Representative Concentration Pathways, FIGURE 1.10, Moss *et al.*, 2010).

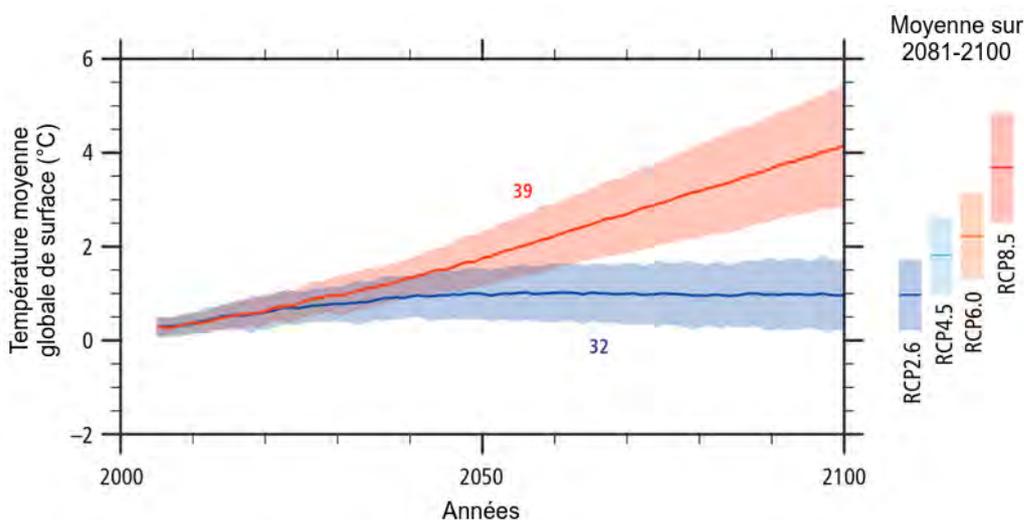


FIGURE 1.10 – Changement de la température moyenne à la surface sur la période allant de 2006 à 2100 par rapport à la période 1986-2005, déterminé par un ensemble de simulations multi-modèles. La moyenne de l'ensemble (en trait plein) et l'incertitude associée (en ombrage) sont présentées pour les scénarios RCP2.6 (bleu) et RCP8.5 (rouge). La moyenne de l'ensemble et les incertitudes associées, calculées sur la période 2081-2100, sont indiquées pour tous les scénarios RCP sous forme de barres verticales colorées à droite de chaque panneau. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multi-modèles est indiqué.

| Source : Figure adaptée du cinquième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2014).

L'un de ces scénarios RCP est utilisé dans le cadre de cette thèse, c'est pourquoi ils sont présentés plus en détails par la suite. Les scénarios RCP sont produits en fonction des évolutions projetées potentielles des concentrations de gaz à effet de serre, d'ozone et d'aérosols, ainsi que de l'occupation et l'usage des sols d'ici à 2100 par rapport à la période préindustrielle (1861-1880). Dans ces scénarios, les forçages radiatifs (exprimés $W.m^{-2}$) font référence au changement du bilan radiatif au sommet de la troposphère (entre 10 et 16 km d'altitude), c'est-à-dire à la différence entre le rayonnement entrant et le rayonnement sortant.

- Le scénario RCP8.5 correspond à un forçage radiatif supérieur à $8.5 W.m^{-2}$ en 2100. C'est le scénario le plus pessimiste puisqu'il impliquerait des températures moyennes globales durant la période 2081-2100 supérieures d'environ $4\text{ }^{\circ}C$ par rapport à la période 1986-2005. Dans

cette thèse, il est utilisé comme le scénario de référence.

- Le scénario RCP6.0 correspond à un forçage radiatif d'environ 6 W.m^{-2} en 2100, menant à un réchauffement moyen à l'échelle de la Terre d'environ 2.5°C durant la période 2081-2100 par rapport à la période 1986-2005.
- Le scénario RCP4.5 correspond à un forçage radiatif d'environ 4.5 W.m^{-2} en 2100, menant à un réchauffement moyen à l'échelle de la Terre d'environ 2°C durant la période 2081-2100 par rapport à la période 1986-2005.
- Le scénario RCP2.6 correspond à un forçage radiatif supérieur à 2.6 W.m^{-2} en 2100. C'est le scénario le plus optimiste puisqu'il impliquerait des températures moyennes globales supérieures d'environ 1°C durant la période 2081-2100 par rapport à la période 1986-2005.

Plus récemment, pour le sixième rapport d'évaluation du GIEC (AR6, GIEC, 2022), d'autres scénarios ont également été développés pour l'étude du changement climatique. Notamment, les scénarios SSP (Shared-Socioeconomic Pathways) permettent d'explorer l'ensemble des possibilités socio-économiques, technologiques et politiques qui pourraient conduire à une trajectoire spécifique de concentration de gaz à effet de serre et à un changement climatique particulier (Guivarch et Rozenberg, 2013).

1.4.3 Méthodes de régionalisation en modélisation climatique

La modélisation du climat peut être réalisée à différentes échelles spatiales, allant de l'échelle planétaire à l'échelle régionale. À l'échelle globale, la modélisation climatique est mise en œuvre au moyen de modèles de circulation générale, communément appelés GCM (General Circulation Model). Ces modèles permettent de simuler l'évolution du climat avec une résolution horizontale de l'ordre de la centaine de kilomètres. À l'échelle régionale, le climat est également influencé par des conditions plus locales, telles que la topographie ou les étendues d'eau (Whiteman, 2000). Avec une résolution

de maille de l'ordre de la centaine de kilomètres, le relief terrestre n'est pas suffisamment détaillé pour permettre la simulation de certains phénomènes météorologiques se produisant dans des régions spécifiques. C'est notamment le cas des vents régionaux en France métropolitaine, comme le Mistral dans la vallée du Rhône (Météo-France, 2021). Pour pallier cette limitation, des techniques de régionalisation sont développées. La régionalisation permet de raffiner la résolution spatiale des modèles de circulation générale de climat pour représenter avec plus de précision les phénomènes atmosphériques de plus fines échelles.

L'approche par descente d'échelle statistique établit des relations statistiques entre des variables à grande échelle à l'aide des simulations de GCM et ces mêmes variables observées à plus haute résolution (Le Roy, 2021). Ces relations sont ensuite appliquées pour transformer les sorties du GCM en produits à échelle réduite (Dixon *et al.*, 2016). Pour les périodes passées, la performance du produit issu de la descente d'échelle statistique peut être évaluée par validation croisée avec des observations (Wilks, 2011). Cependant, pour les périodes futures, l'évaluation du produit est plus délicate. Elle nécessite l'application d'une approche telle que celle décrite par Dixon *et al.* (2016), appelée approche par modèles parfaits, qui indique si la méthode de descente d'échelle statistique capture correctement les effets physiques non linéaires inhérents à un climat en évolution (Barsugli *et al.*, 2013).

La communauté scientifique s'oriente aujourd'hui davantage vers des approches de descente d'échelle dynamique. Cette approche repose sur des domaines à aire limitée qui permettent l'utilisation efficace de modèles climatiques à plus haute résolution spatiale (Giorgi, 1990). Ces modèles régionaux de climat (RCM, Regional Climate Model) sont forcés par des conditions atmosphériques aux limites latérales du domaine fournies par un GCM ou par des réanalyses météorologiques⁵. La force de ces approches réside dans le fait qu'elle s'appuie sur la représentation explicite des processus physiques, y compris en climat changeant (Barsugli *et al.*, 2013). Cela explique pourquoi ces approches sont relativement coûteuses en termes de temps de calcul. Un

5. La réanalyse météorologique est actuellement la meilleure reproduction des conditions météorologiques et climatiques passées (plus de détails disponibles en SECTION 2.5.1).

défaut de la descente d'échelle dynamique est qu'elle est très sensible aux biais du modèle de circulation générale qui force le modèle régional de climat à ses frontières latérales. Des applications de régionalisation par descente d'échelle dynamique réussies sont donc intrinsèquement liées aux efforts de développement des modèles globaux, comme ceux réalisés dans le cadre de l'exercice international d'intercomparaison de modèles climatiques couplés CMIP (Coupled Model Intercomparison Project, Meehl *et al.*, 2000).

Plus récemment, la descente d'échelle dynamique a permis d'obtenir des simulations climatiques à une résolution horizontale fine de quelques kilomètres. Ces nouvelles configurations de modèles régionaux de climat permettant de résoudre la convection profonde⁶ sont communément appelés CPRCM (Convection-Permitting Regional Climate Model). Les résolutions horizontales atteintes par les CPRCM permettent de ne plus reposer sur des schémas de paramétrisation de la convection sous maille, qui ont été identifiés comme une source majeure d'erreurs et d'incertitudes (Prein *et al.*, 2015). Ces paramétrisations engendraient notamment une mauvaise représentation des cycles diurnes des précipitations convectives (Dai *et al.*, 1999), une sous-estimation des jours secs et une surestimation de la fréquence des événements de faibles précipitations (Berg *et al.*, 2012). Les CPRCM apportent des améliorations significatives dans la représentation des paramètres géophysiques, notamment la topographie complexe (Woodhams *et al.*, 2018) et les caractéristiques et les hétérogénéités de surface. Ils permettent ainsi une meilleure simulation des phénomènes et processus météorologiques et climatiques tels que les précipitations extrêmes (Ban *et al.*, 2014; Fumière *et al.*, 2019; Caillaud *et al.*, 2021), les températures, le rayonnement global et l'humidité relative (Prein *et al.*, 2015; Lucas-Picher *et al.*, 2023), les vents locaux (Shu *et al.*, 2021) ou la couverture nuageuse (Brisson *et al.*, 2016).

Cependant, de nombreux questionnements et défis persistent en ce qui concerne les CPRCM, comme le souligne Kendon *et al.* (2021). Parmi ces défis,

6. Le terme convection désigne les transferts verticaux de chaleur, de quantités de mouvement et d'humidité dus à la différence de température entre une particule et son environnement proche. Ces instabilités de l'atmosphère, très ponctuelles, peuvent être prise en compte explicitement lorsque la maille horizontale du modèle de climat est inférieure à 4 km (Kendon *et al.*, 2021).

on note la tendance de ces modèles à surestimer les intensités des cyclones tropicaux, en partie due à un couplage insuffisant entre l’océan et l’atmosphère, et aussi à surestimer les précipitations extrêmes. Malgré ces défis, ces modèles suscitent de plus en plus d’intérêts, en particulier pour les études climatiques à l’échelle des environnements urbains (Masson *et al.*, 2020; Lucas-Picher *et al.*, 2021).

1.4.4 Expériences de coordination internationale

Les tendances potentielles des évolutions climatiques en réponse à divers forçages sont explorées à l’aide des modèles climatiques, dont les performances doivent être évaluées, à la fois de manière individuelle et collective (GIEC, 2013). Ces évaluations s’effectuent au travers de projets d’intercomparaison menés à l’échelle régionale ou mondiale par diverses institutions. Dans l’ensemble, ces initiatives de coordination internationale visent à quantifier et à réduire les incertitudes du climat simulé par les modèles de climat. Ces incertitudes peuvent découler de facteurs, tels que les caractéristiques intrinsèques des modèles, la complexité du système Terre ou les scénarios d’émissions anthropiques (Latif, 2011).

Le programme mondial de la recherche sur le climat CMIP est une expérience de coordination internationale des activités de recherche. Son objectif est de mieux comprendre les changements climatiques passés, présents et futurs, qui résultent de la variabilité naturelle du climat ou des changements dans le forçage radiatif à partir d’un ensemble de simulations multi-modèles coordonnées (World Climate Research Programme, *s. d.*). Le projet CMIP a connu plusieurs phases, dont la plus récente est la sixième, qui est communément appelée CMIP6 (Eyring *et al.*, 2016), et sur laquelle s’appuie le sixième rapport d’évaluation du GIEC (AR6, GIEC, 2022). Les RCM font également l’objet de projets d’intercomparaison. En particulier, plusieurs projets internationaux de descente d’échelle dynamique se sont succédés, aboutissant à une réduction de la grille horizontale des modèles régionaux de climat à 50 km dans le cadre du projet PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects,

Christensen et Christensen, 2007), puis à 25 km dans le cadre du projet ENSEMBLES (van der Linden et Mitchell, 2009), et enfin à 12 km dans le cadre du projet CORDEX (COordinated Regional Climate Downscaling Experiment, Giorgi *et al.*, 2009). Ce dernier programme coordonne les activités de recherche sur la descente d'échelle des projections climatiques régionales, à l'échelle de plusieurs domaines qui recouvrent l'ensemble des terres émergées (FIGURE 1.11).

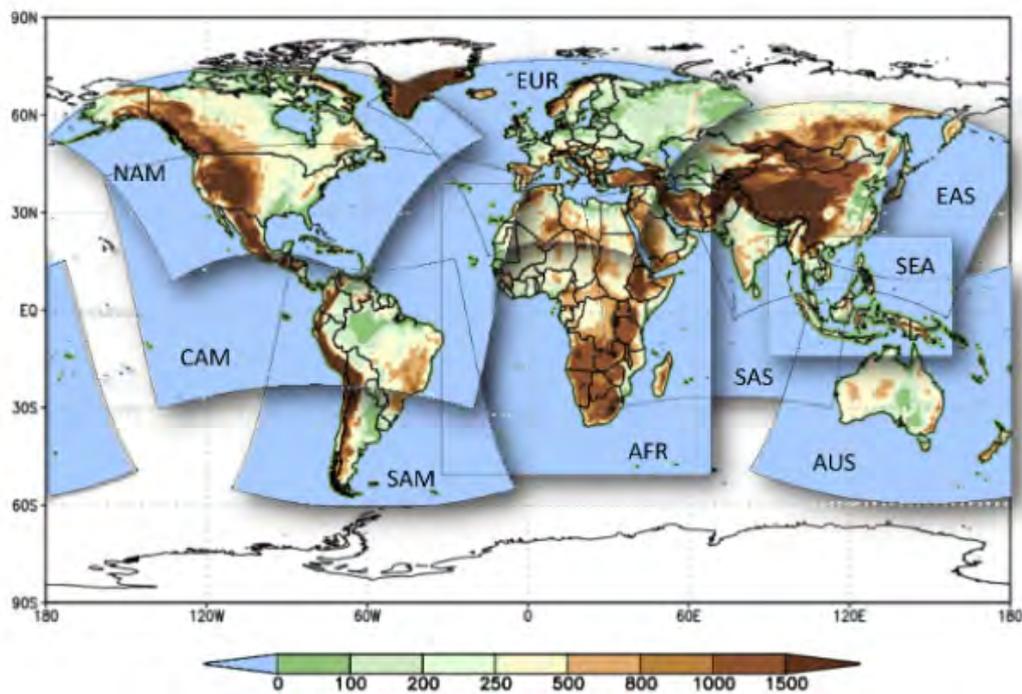


FIGURE 1.11 – Domaines CORDEX. Les lignes indiquent les limites des domaines. | Source : Figure de Giorgi *et al.* (2022).

Un des domaines CORDEX concerne spécifiquement l'Europe (EURO-CORDEX, Jacob *et al.*, 2013). Les ensembles de simulations climatiques réalisés sur le domaine européen ont notamment été utilisés (1) pour identifier le comportement des modèles régionaux de climat et les biais systématiques qui subsistent, (2) pour évaluer l'incertitude des projections fournies par ces derniers et (3) pour des études d'impact. Depuis son lancement en 2009, plusieurs défis scientifiques ont été identifiés par la communauté CORDEX,

donnant lieu à des initiatives plus ciblées appelées FPS (Flaship Pilot Study), parmi lesquelles le FPS Convection (Convective Phenomena over Europe and the Mediterranean, Coppola *et al.*, 2020) et le FPS URB-RCC (URBan environments and Regional Climate Change, Halenka et Langendijk, 2022), qui sont au centre du travail présenté dans le CHAPITRE 5. Le FPS Convection coordonne au niveau européen la réalisation de simulations climatiques à une résolution horizontale inférieure à 4 km permettant de s'affranchir de l'utilisation d'une paramétrisation de la convection profonde dans les modèles régionaux de climat. L'objectif de ce projet est d'explorer les capacités et les incertitudes de ces simulations climatiques à très haute résolution, en particulier sur les Alpes, qui ont été choisies comme zone cible pour cette expérience (Soares *et al.*, 2022). Une vingtaine de laboratoires internationaux sont impliqués, qui utilisent 6 CPRCM différents tels qu'AROME (Application of Research to Operational at Mesoscale), COSMO-CLM (CCLM, Consortium for Small-scale Modeling Community Land Model), RegCM (REGional Climate Model), REMO-NH (REgional climate MOdel-Non Hydrostatic), UM (Unified Model) et WRF (Weather Research and Forecasting) (Fumière, 2019). Le FPS Convection dispose de plusieurs séries de simulations qui suivent une configuration d'évaluation ou de scénarios. Les simulations d'évaluation permettent une évaluation de la capacité des CPRCM à représenter le climat passé. Ces simulations ont été réalisées sur la période 2000-2009 (variable pour certains modèles) qui chevauche la période couverte par des données d'observation à haute résolution. D'autres simulations forcées par le scénario RCP8.5 permettent d'étudier le signal du changement climatique, en couvrant la période historique 1996-2005 (variable pour certains modèles), la période 2041-2050 et la période 2090-2099 (les instituts n'ont pas tous simulé les deux périodes futures) (Pichelli *et al.*, 2021). Les nombreuses études réalisées dans le cadre du FPS Convection montrent notamment que la modélisation à l'échelle du kilomètre présente des avantages significatifs pour la représentation du climat (Ban *et al.*, 2021).

Le FPS URB-RCC, quant à lui, coordonne depuis 2021 au niveau européen la recherche sur les environnements urbains et les changements climatiques régionaux. L'objectif principal du FPS URB-RCC est de comprendre

l'effet des zones urbaines sur le climat régional, ainsi que l'impact du changement climatique régional sur les villes en utilisant des modèles climatiques à très haute résolution "urbanisés" (Halenka et Langendijk, 2021). La première phase du FPS URB-RCC, qui s'est terminée en début d'année 2022, a permis d'établir des protocoles et des critères pour l'analyse des simulations climatiques à haute résolution en contexte urbain. Les discussions ont notamment abouti au choix de Paris (France) comme ville de référence pour l'expérience coordonnée. À terme, les actions du FPS URB-RCC pourraient contribuer à un rapport spécial du GIEC qui devrait porter sur les villes et les changements climatiques.

1.4.5 Modélisation climatique "urbanisée"

1.4.5.1 Modèles pour la représentation de l'environnement urbain

Les échanges d'énergie, d'eau et de quantité de mouvement qui ont lieu à l'échelle de la canopée urbaine sont modifiés par les caractéristiques propres à la ville (voir la SECTION 1.2). Dans le domaine de la modélisation météorologique à méso-échelle, et désormais en modélisation climatique, ces processus peuvent être pris en compte à l'aide de modèles spécifiques à l'environnement urbain. La complexité de ces modèles varie en fonction des besoins et des applications. Il existe principalement deux types de modèles numériques dédiés à l'environnement urbain couramment utilisés en modélisation climatique : les modèles de type *slab* et les modèles de canopée urbaine.

Modèles de type *slab*

Les modèles de type *slab* adaptent le schéma de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT, Soil Vegetation Atmosphere Transfer), afin de représenter les paramètres physiques de l'environnement urbain plutôt que ceux de l'environnement naturel. Les modifications sont présentées en détails par Masson (2005). En général, ces modèles impliquent une ou plusieurs des adaptations suivantes :

- Une augmentation de la longueur de rugosité et/ou l'ajout d'un coeffi-

cient de traînée, afin de représenter les modifications des écoulements d'air sur les premières couches d'atmosphère.

- Une diminution du coefficient de disponibilité en eau et/ou de réserve d'eau dans les sols, ainsi qu'une augmentation du rapport de Bowen (correspondant à la part des flux de chaleur latente et sensible), afin de représenter la diminution du phénomène d'évapotranspiration dans la canopée urbaine par rapport au milieu naturel.
- Une augmentation de la conductivité thermique et/ou de la capacité calorifique des matériaux, associée à une diminution de l'albédo afin de prendre en compte le stockage de chaleur.
- L'ajout d'un coefficient relatif aux flux de chaleurs anthropiques, afin de représenter les rejets de chaleur par le chauffage ou la climatisation.

Modèles de canopée urbaine

Les modèles de canopée urbaine, appelés **UCM** pour Urban Canopy Model, permettent un calcul des échanges d'énergie et d'eau entre les villes et l'atmosphère basé sur une description plus réaliste de la géométrie urbaine, ce qui permet de mieux représenter les processus radiatifs, énergétiques et aérodynamiques en jeu. Le canyon urbain est représenté par une route et des bâtiments de forme tridimensionnelle, composés d'un toit et de murs. On distingue deux catégories de modèle de canopée urbaine plus ou moins sophistiquées (FIGURE 1.12) :

- Les modèles à couche simple pour lesquels le volume d'air au sein de la canopée urbaine est paramétré, et dans lesquels les échanges avec l'atmosphère ont lieu uniquement au sommet de la canopée urbaine. Ces modèles comptent notamment le Single-Layer Urban Canopy Model (SLUCM, Kusaka *et al.*, 2001) ou la version historique du Town Energy Balance (TEB) de Masson (2000), qui est utilisée dans le cadre de ces travaux et est présentée en SECTION 2.3.2.
- Les modèles à couches multiples, pour lesquels le volume d'air au sein de la canopée urbaine est discrétisé selon des niveaux verticaux d'atmosphère en interaction avec le bâti. Dans cette configuration, les niveaux

du modèle atmosphérique peuvent pénétrer à l'intérieur de la canopée urbaine (Martilli *et al.*, 2002) ou le modèle de canopée urbaine intègre un calcul simplifié des échanges verticaux dans la canopée urbaine entre le sol et le premier niveau du modèle atmosphérique situé au-dessus (Hamdi et Masson, 2008).

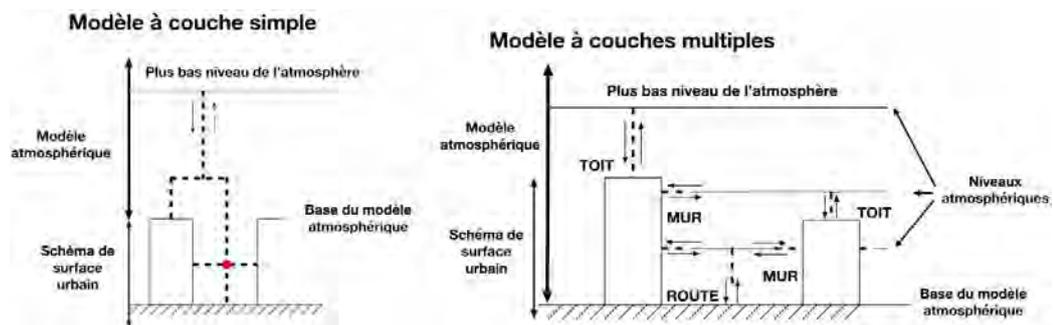


FIGURE 1.12 – Vue schématique des modèles de canopée urbaine à couche simple (à gauche) et à couches multiples (à droite). Les interactions entre la surface et l'atmosphère sont représentées à l'aide des flèches.

| Source : Figure adaptée de Masson (2005).

1.4.5.2 Application des modèles climatiques "urbanisées"

La configuration d'un modèle régional de climat à haute résolution couplée interactivement avec un modèle de canopée urbaine présente de nombreux avantages pour les études d'impacts en ville. Les RCM utilisés jusqu'à présent dans le cadre de ces études n'incluent pas systématiquement de paramétrisations explicites de l'environnement urbain. Dans la plupart des cas, ils représentent la ville par une surface végétalisée ou par de la roche, et ne permettent donc pas de prendre en compte la complexité de l'environnement urbain. Plusieurs travaux ont souligné que les modèles de canopée urbaine à couche simple permettent d'améliorer la modélisation des effets urbains à l'échelle régionale (Kusaka *et al.*, 2001 ; Hamdi *et al.*, 2013 ; Trusilova *et al.*, 2016). Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) de Météo-France, les travaux de Daniel *et al.* (2018) ont montré la pertinence d'une modélisation paramétrisée des processus urbains par une étude de sensibilité à l'échelle de la France métropolitaine, en comparant des simulations d'évaluation avec ou sans l'activation de TEB dans le RCM CNRM-ALADIN à 12.5

km de résolution horizontale. Plus précisément, cette dernière étude a montré que par rapport à l'approche standard appliquée dans les RCM, TEB permet de mieux traiter la rétroaction des villes sur le climat régional et de simuler des îlots de chaleur urbains nocturnes plus réalistes (FIGURE 1.13).

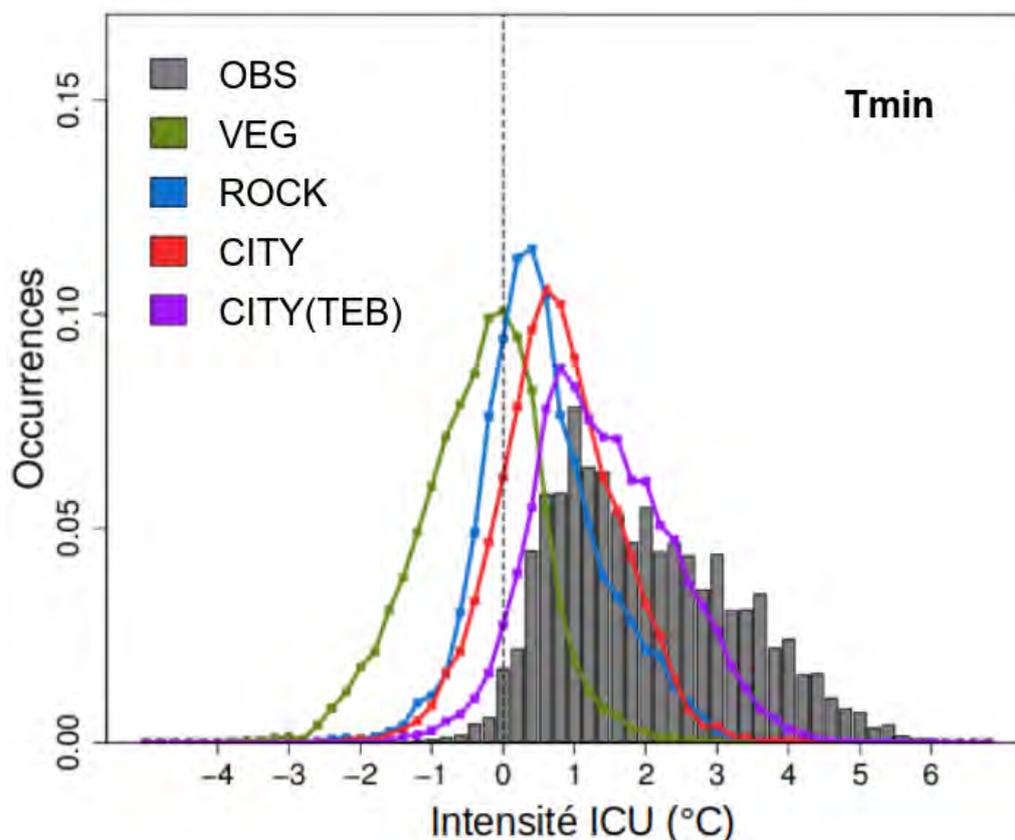


FIGURE 1.13 – Distribution de l'intensité de l'îlot de chaleur urbain nocturne (en °C) de Paris sur la période 1980-2009. La fonction de densité de probabilité est calculée pour les observations (en gris), la simulation VEG dans laquelle le couvert urbain est remplacé par le couvert naturel environnant, la simulation ROCK dans laquelle les couverts imperméables sont remplacés par de la roche, et la simulation CITY dans laquelle la paramétrisation du domaine urbain est prise en compte par le modèle de canopée urbaine TEB. L'expérience CITY est divisée en 2 sous expériences. Dans CITY, les modèles TEB et ISBA calculent les températures de l'air à l'intérieur du canyon indépendamment pour les couverts urbain et naturel respectivement. Dans CITY(TEB), le modèle TEB calcule la température de l'air à l'intérieur du canyon urbain (sans tenir compte du couvert naturel pris en compte par ISBA).

| Source : Figure de Daniel (2017).

Néanmoins, les RCM ont des résolutions maximales de l'ordre de la dizaine de kilomètres, qui restent trop grossières pour représenter les processus de petites échelles. Dans le cadre des études urbaines, plusieurs travaux ont examiné la valeur ajoutée des CPRCM par rapport aux modèles climatiques à résolutions plus grossières. Langendijk *et al.* (2021) ont montré que le contraste urbain-rural et les effets d'assèchement urbain à Berlin (Allemagne) sont mieux représentés à l'échelle d'un CPRCM qu'à celle d'un RCM, en utilisant une paramétrisation de l'environnement urbain de type *slab*. Aussi, Lemonsu *et al.* (2023) ont récemment mis en évidence la valeur ajoutée du CPRCM CNRM-AROME couplé au modèle TEB sur les conditions atmosphériques locales et la simulation de l'îlot de chaleur urbain au-dessus de Paris (France), notamment en été (FIGURE 1.14).

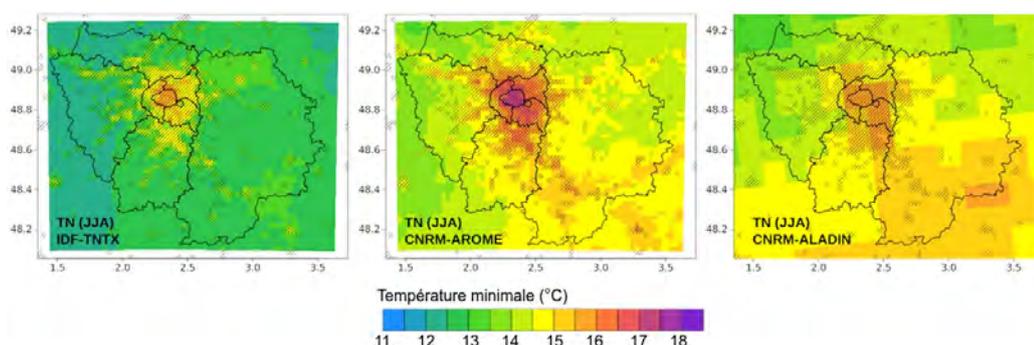


FIGURE 1.14 – Comparaison des températures minimales estivales moyennes calculées sur la période 2000-2017 à partir du jeu d'observation IDF-TNTX (à gauche, voir la description en SECTION 5.3.1.1), du CPRCM CNRM-AROME (au milieu) et du RCM CNRM-ALADIN (à droite). Les hachures représentent les points de grille où le taux d'urbanisation est supérieur à 10%.

| Source : Figure adaptée de Lemonsu *et al.* (2023).

De même, Keat *et al.* (2021) ont montré qu'un tel couplage permettait de mieux représenter les températures urbaines diurnes et nocturnes, ainsi que les îlots de chaleur urbains, à l'échelle des villes du Royaume-Uni. Dans l'ensemble, cette approche de modélisation climatique par descente d'échelle dynamique présente des avantages considérables, même si elle est relativement coûteuse en temps de calcul. Compte tenu de leurs avantages dans le cadre des études urbaines, les CPRCM sont de plus en plus utilisés pour évaluer

l'efficacité de diverses stratégies d'atténuation du stress thermique, ainsi que les effets de l'urbanisation ou du changement climatique dans les environnements urbains. En particulier, Argüeso *et al.* (2013) ont évalué les effets de l'étalement urbain et du changement climatique dans le cadre d'une étude de cas sur Sydney (Australie) en utilisant un CPRCM couplé à un modèle de canopée urbaine et un ensemble de données spécifiques sur l'utilisation des sols, y compris une projection de l'expansion urbaine. Ces travaux montrent que l'étalement urbain a un impact non négligeable sur la plupart des variables, en particulier sur les températures minimales. Cette étude conclut également que dans un contexte de changement climatique, l'augmentation des températures minimales au sein des régions nouvellement urbanisées pourrait doubler l'augmentation due au réchauffement climatique seulement d'ici à 2050. Une évaluation complémentaire sur la ville de Sydney (Australie) montre que l'étalement urbain pourrait aussi renforcer le stress thermique induit par les changements climatiques pendant la nuit, mais ses effets seraient partiellement compensés durant la journée (FIGURE 1.15, Argüeso *et al.*, 2015). Dans certaines évaluations, l'utilisation des CPRCM renforce les résultats obtenus à partir des RCM. En particulier, McCarthy *et al.* (2011) ont trouvé des taux de réchauffement équivalents dans les environnements urbains et naturels en réponse au changement climatique, ce qui a été corroboré par Keat *et al.* (2021) en utilisant un CPRCM couplé à un modèle de canopée urbaine. De manière similaire, les évaluations menées par Langendijk *et al.* (2019) avec un ensemble de RCM et par Langendijk *et al.* (2021) avec un CPRCM, incluant toutes deux une représentation de la ville par de la roche, indiquent des températures plus élevées et une diminution plus marquée de l'humidité en réponse au changement climatique.

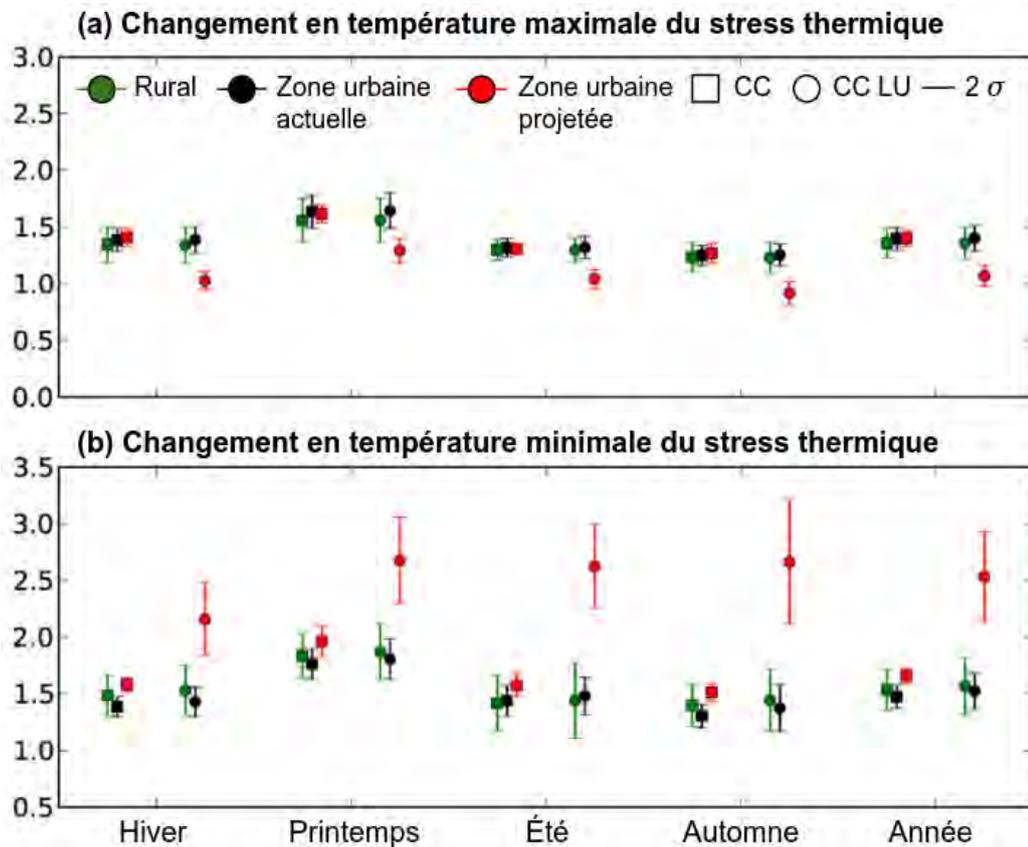


FIGURE 1.15 – Variations saisonnières et annuelles moyennes du stress thermique en température minimale (a) et maximale (b) dans l’environnement naturel (en vert), la zone urbaine actuelle (en noir) et la zone urbaine projetée (en rouge). La simulation incluant uniquement le changement climatique (CC) est représentée par des carrés, tandis que la simulation incluant le changement climatique et l’étalement urbain (CC-LU) est représentée par des cercles. Les barres d’erreur représentent deux fois les écarts types des variations calculés sur l’ensemble des points de grille dans chaque zone.

| Source : Figure adaptée de Argüeso et al. (2015).

Chapitre 2

Observations et outils de modélisations numériques

Sommaire

2.1	Description du projet européen EUCP	46
2.2	Modèles climatiques du CNRM	48
2.2.1	Modèle climatique global CNRM-CM5	49
2.2.2	Modèle régional de climat CNRM-ALADIN	49
2.2.3	Modèle régional de climat à haute résolution CNRM-AROME	51
2.3	Système de modélisation SURFEX	53
2.3.1	Modèle de végétation ISBA	54
2.3.2	Modèle de canopée urbaine TEB	56
2.3.3	Caractéristiques de surface	58
2.4	Protocole des simulations climatiques	61
2.4.1	Domaines de simulation	64
2.4.2	Conditions aux frontières latérales	65
2.4.3	Forçages radiatifs	66
2.5	Base de données d'observations	67
2.5.1	Réanalyses globales ERA-Interim	68
2.5.2	Températures ANASTASIA	70
2.5.3	Précipitations COMEPHORE	70
2.5.4	Réseau RADOME	71
2.5.5	Réseau GEBA	71

2.1 Description du projet européen EUCP

Les simulations climatiques analysées dans cette thèse ont été réalisées dans le cadre du projet européen EUCP (EUropean Climate Prediction system). L'objectif de ce projet de recherche était de développer un système de projections climatiques d'ensemble basé sur des modèles de climat à haute résolution sur l'Europe pour des échelles de temps allant de 1 à 40 ans (Hewitt et Lowe, 2018). À son échéance, le système de projection climatique d'ensemble devait fournir des informations climatiques cohérentes, faisant autorité, afin de faciliter l'évaluation des risques climatiques et la mise en place de programmes d'adaptation au changement climatique en Europe. Le projet EUCP a rassemblé de nombreux instituts de recherche européens et six CPRCM différents. Plusieurs domaines ont été définis dans le cadre du projet EUCP pour couvrir l'Europe (FIGURE 2.1).

- Sur l'Europe du nord (appelé NEU-3), afin de couvrir entièrement le Danemark, la Norvège, la Suède et la Finlande.
- Sur l'Europe de l'est (appelé CEE-3), afin de couvrir la Roumanie et une partie des pays adjacents.
- Sur la partie sud-est de l'Europe (appelé SEE-3), afin de couvrir une partie des Balkans.
- Sur la partie nord de l'Europe centrale (appelé CEU-3), afin de couvrir entièrement l'Allemagne, l'Autriche, le Luxembourg, les Pays-Bas et la Suisse.
- Sur la partie sud de l'Europe centrale (appelé ALP-3), afin de couvrir le nord de la Méditerranée (dont le golfe du Lion et la mer Ligurienne).
- Sur la partie sud-ouest de l'Europe (appelé SWE-3), afin de couvrir entièrement l'Espagne et le Portugal.
- Sur la partie nord-ouest de l'Europe (appelé NWE-3), afin de couvrir entièrement la France métropolitaine, ainsi qu'une grande partie du Royaume-Uni, de l'Allemagne, de la Suisse, du Danemark et de l'Espagne.

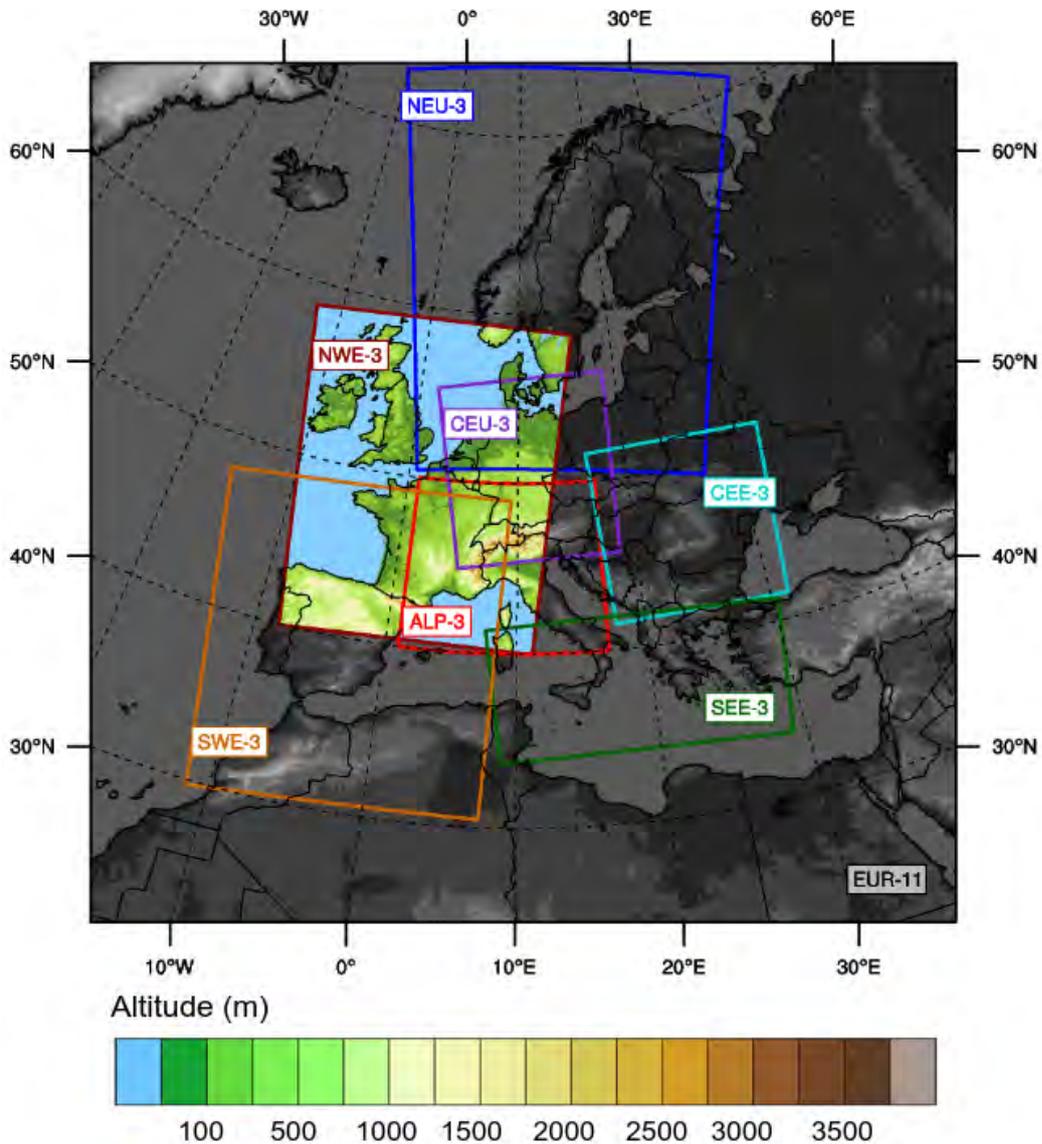


FIGURE 2.1 – Domaines de simulation utilisés dans le cadre du projet EUCP.
 | Source : Adaptation de la figure créée par l'équipe MOSCA (MODélisation du Système Climatique régional) du CNRM.

Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), le CPRCM CNRM-AROME a été utilisé sur les domaines ALP-3 et NWE-3. Les simulations sur le domaine ALP-3 ont permis d'étudier les précipitations extrêmes sur le sud-est de la France (Fumière *et al.*, 2019 ; Caillaud *et al.*, 2021) et les Alpes (Ban *et al.*, 2021 ; Pichelli *et al.*, 2021), tandis que sur le domaine NWE-3,

elles ont permis d'évaluer le modèle CNRM-AROME sur un certain nombre de variables climatiques (Lucas-Picher *et al.*, 2023). Ce sont les simulations sur le domaine NWE-3 qui sont exploitées dans le cadre de la présente thèse.

2.2 Modèles climatiques du CNRM

Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), la descente d'échelle dynamique est réalisée par une modélisation en cascade intégrant trois modèles climatiques imbriqués de manière successive. En configuration de scénario climatique (FIGURE 2.2), le modèle de circulation générale CNRM-CM5, avec une résolution horizontale de 1.4° , alimente le modèle régional de climat CNRM-ALADIN, avec une résolution horizontale de 12.5 km. En configuration d'évaluation, CNRM-ALADIN est alimenté par la réanalyse ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). Quelle que soit la configuration, CNRM-ALADIN force à son tour le CPRCM CNRM-AROME, qui atteint une résolution horizontale plus fine de 2.5 km permettant notamment la représentation explicite des phénomènes convectifs.

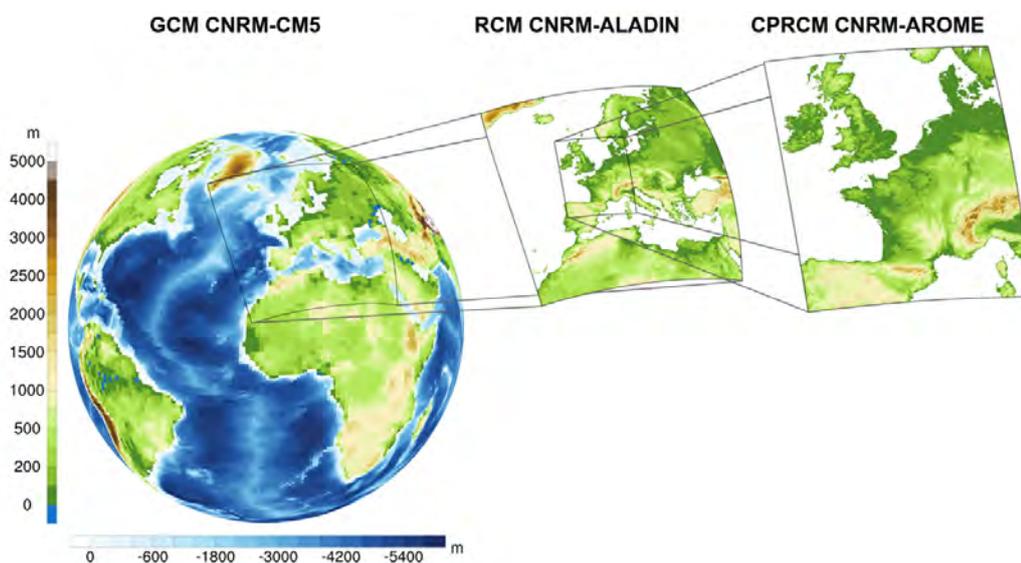


FIGURE 2.2 – Descente d'échelle dynamique à trois modèles imbriqués incluant le GCM CNRM-CM5, le RCM CNRM-ALADIN, et le CPRCM CNRM-AROME.

| Source : Adaptation de la figure créée par l'équipe MOSCA (MODélisation du Système Climatique régional) du CNRM.

2.2.1 Modèle climatique global CNRM-CM5

CNRM-CM5 est un modèle climatique global couplé issu de l'amélioration du GCM CNRM-CM dans le cadre de la phase 5 du projet CMIP (CMIP5). Il a été développé conjointement par le CNRM et le CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique). Ses principales caractéristiques et l'évaluation préliminaire de sa climatologie moyenne sont présentées par Voltaire *et al.* (2012). D'après ces auteurs, CNRM-CM5 inclut plusieurs modèles développés indépendamment et décrits par la suite.

- Le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat v5.2 (Action de Recherches Petite Echelle Grande Echelle) qui dérive du modèle de prévision numérique du temps ARPEGE/IFS (Déqué *et al.*, 1994).
- Le modèle océanique NEMO v3.2.1 (Nucleus for European Modelling of the Ocean, Madec, 2008).
- Le modèle GELATO v5 (Global Experimental Leads and ice for ATmosphere and Ocean, Salas y Méliá, 2002) qui représente la glace de mer.
- Le système OASIS v3 (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, Valcke, 2013) qui couple les modèles GELATO v5 et NEMO v3.2.1 au modèle atmosphérique ARPEGE-Climat v5.2.
- La plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX (SURFace EXternalisée, Masson *et al.*, 2013) qui comprend le schéma ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère, Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf, 1996) pour les couverts naturels.
- Le modèle de routage des rivières TRIP (Total Runoff Integrating Pathways, Oki et Sud, 1998) qui simule le débit des rivières vers la mer.

2.2.2 Modèle régional de climat CNRM-ALADIN

Le modèle régional de climat CNRM-ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) est dérivé du modèle de prévision numérique du temps ALADIN. Une description complète de celui-ci est donnée par Bubnová *et al.* (1995), dont les principaux aspects sont présentés ci-dessous. Bien qu'ALADIN soit la version à aire limitée du GCM ARPEGE/IFS,

il est caractérisé comme un modèle spectral. Par ailleurs, ALADIN est un modèle hydrostatique, c'est-à-dire que les accélérations verticales sont négligées par rapport à l'équilibre entre la pression et la pesanteur dans l'équation du mouvement sur la verticale. Pour cette raison, la convection profonde du modèle est paramétrée par un schéma de paramétrisation spécifique. Dans le modèle ALADIN, l'état de l'atmosphère est déterminé par l'évolution dans le temps et dans l'espace des variables pronostiques (température, divergence et rotationnel du vent, humidité spécifique, etc.) qui est calculée numériquement par des équations primitives utilisant les schémas semi-lagrangien et semi-implicite.

La version 6.3 de CNRM-ALADIN (Nabat *et al.*, 2020) est utilisée dans cette thèse, mais l'acronyme ALADIN sera utilisé en lieu et place. Cette version du modèle atmosphérique contient plusieurs schémas de paramétrisation (TABLEAU 2.1).

TABLEAU 2.1 – Listes des paramétrisations physiques du modèle ALADIN
| Source : Nabat *et al.* (2020).

Turbulence	Equations pronostiques ECT (Energie Cinétique Turbulente) (Bougeault et Lacarrere, 1989 ; Cuxart <i>et al.</i> , 2000)
Convection	Schéma PCMT (Prognostic Condensates, Microphysics and Transport) (Piriou <i>et al.</i> , 2007 ; Guérémy, 2011)
Microphysique	Schéma pronostique de (Lopez, 2002)
Nuage	Schéma de Bougeault (1981)
Rayonnement	Tranfert radiatif : Version de l'ECMWF IR : Schéma RRTMG avec 16 bandes (Rapid Radiative Transfer Model) (Mlawer <i>et al.</i> , 1997 ; Iacono <i>et al.</i> , 2008) Visible : Schéma FMR avec 6 bandes (Fouquart-Morcrette Radiation) (Fouquart et Bonnel, 1980 ; Morcrette, 2002)

Ils sont utilisés pour représenter des processus dynamiques importants dans le système climatique, qui ne peuvent pas être simulés explicitement en

raison de la résolution du modèle. En ce qui concerne la surface, **ALADIN** est couplé à la version 8 de la plateforme de modélisation **SURFEX**, qui inclut différents modèles indépendants. Les flux turbulents air-mer sont dérivés de l'approche itérative **ECUME** (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates, Belamari et Pirani, 2007). Les lacs sont représentés à l'aide du modèle **FLake** (Fresh water LAKE, Mironov, 2008) qui calcule l'évolution temporelle du profil vertical de la température du lac depuis la couche de mélange de surface jusqu'au fond. La surface naturelle est simulée à l'aide du schéma **ISBA-DIF** (Masson *et al.*, 2013) qui est une amélioration du schéma **ISBA**. Le modèle de routage **CTrip** (CNRM version of **TRIP**) simule le débit des rivières vers la mer en utilisant le ruissellement total calculé par **ISBA-DIF**. Un couplage explicite entre **ISBA-DIF** et **CTrip** est utilisé pour représenter les inondations fluviales et les nappes phréatiques (Decharme *et al.*, 2019).

2.2.3 Modèle régional de climat à haute résolution CNRM-AROME

Le modèle **AROME** (Application of Research to Operational at Mesoscale) est le modèle de prévision numérique du temps à Météo-France depuis 2008 (Seity *et al.*, 2011). Il est utilisé à haute résolution (2.5 km dans sa version d'origine et 1.3 km plus récemment) afin d'améliorer la prévision courte échéance des phénomènes météorologiques à risques, tels que les épisodes de fortes précipitations ayant lieu sur la côte méditerranéenne. Plus récemment, les améliorations technologiques ont rendu possible le développement d'une configuration d'**AROME** dédiée aux études climatiques. Dans la suite des travaux, le cycle 41t1 de **CNRM-AROME** a été utilisé, mais l'acronyme **AROME** sera employé en lieu et place. Une description détaillée du modèle est disponible dans les travaux de Caillaud *et al.* (2021) et Lucas-Picher *et al.* (2023), dont une synthèse est présentée par la suite.

AROME a hérité des paramétrisations physiques du modèle **Meso-NH** (Mesoscale Non-Hydrostatic model, Lac *et al.*, 2018) et d'une adaptation de la dynamique du modèle régional **ALADIN**. La paramétrisation physique d'**AROME** est caractérisée par l'absence de schéma pour la convection profonde. Dans le

modèle, ce phénomène est représenté explicitement grâce à la résolution fine de la maille horizontale et à la dynamique non-hydrostatique. Ces caractéristiques classent le modèle **AROME** dans la catégorie des modèles régionaux de climat à très haute résolution, dits **CPRCM**. La dynamique d'**AROME** correspond à celle d'un modèle bispectral, avec un schéma d'advection semi-lagrangien et un algorithme de discrétisation semi-implicite. Les principales paramétrisations physiques du cycle 41t1 du modèle **AROME**, dont les simulations ont été produites pour le projet EUCP et ont été exploitées dans cette thèse, sont listées dans le TABLEAU 2.2. À noter que pour ces simulations, le schéma **COMAD** (COntinuous MApping about Departure points, Malardel et Ricard, 2015) a été activé, afin de corriger la tendance du modèle **AROME** à simuler des précipitations trop fortes à proximité des nuages convectifs, associées à des vents divergents irréalistes (Lucas-Picher *et al.*, 2023).

TABLEAU 2.2 – Paramétrisations physiques du modèle **AROME**.
| Sources : Caillaud *et al.* (2021) et Lucas-Picher *et al.* (2023).

Turbulence	Schéma TKE (Turbulent Kinetic Energy) dérivé des équations pronostiques CBR (Cuxart, Bougeault et Redelsperger) (Bougeault et Lacarrere, 1989 ; Cuxart <i>et al.</i> , 2000)
Convection	Convection peu profonde : PMMC09 de (Pergaud <i>et al.</i> , 2009) basée sur une approche EDMF (Soares <i>et al.</i> , 2004) (Eddy-Diffusivity/Mass-Flux) Convection profonde : Aucune
Microphysique	ICE3 de Pinty et Jabouille (1998) et Bouteloup <i>et al.</i> (2011)
Nuage	Schéma de Bechtold <i>et al.</i> (1995) et Pergaud <i>et al.</i> (2009)
Rayonnement	Transfert radiatif : Version de l'ECMWF IR : Schéma RRMTG avec 16 bandes (Mlawer <i>et al.</i> , 1997 ; Iacono <i>et al.</i> , 2008) Visible : Schéma FMR avec 6 bandes (Fouquart et Bonnel, 1980 ; Morcrette, 2002)

Comme **ALADIN**, **AROME** est couplé au système de modélisation des surfaces **SURFEX**. Néanmoins, il est utilisé ici dans sa version 7.3, avec des options qui peuvent différer de celles activées dans **ALADIN**. Les surfaces naturelles sont

modélisées par la version 3L du schéma à trois couches de sol du modèle ISBA (ISBA 3-L, Boone *et al.*, 1999), les surfaces artificialisées par la version historique du modèle TEB (Masson, 2000), les flux air/mer par ECUME (Belamari et Pirani, 2007) ou COARE3 (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, Fairall *et al.*, 2003). AROME intègre également la formulation de Charnock (Charnock, 1955) pour le calcul des flux au-dessus des eaux intérieures. Le schéma CANOPY-SBL (CANOPY Surface Boundary Layer, Masson et Seity, 2009) a été activé pour les couverts naturels et urbains afin de discrétiser la couche d’atmosphère entre la surface et le premier niveau atmosphérique d’AROME situé à 10 m. En particulier, pour les zones urbaines, cette approche permet d’améliorer le calcul de la température à 2 mètres à l’intérieur de la rue-canyon (Hamdi et Masson, 2008).

2.3 Système de modélisation SURFEX

Les surfaces continentales (terres émergées) et leurs interactions avec l’atmosphère sont modélisées par les différents modèles de surface intégrés à la plateforme SURFEX (Masson *et al.*, 2013). Chaque maille de la grille du domaine de simulation est décrit comme la combinaison des quatre types de couverts, à savoir, les surfaces naturelles continentales, les zones urbaines, les eaux continentales (lacs, fleuves...) et les eaux océaniques (mer ou océan) (FIGURE 2.3). Les échanges entre la surface et l’atmosphère de chaque type de couverts sont calculés indépendamment par différents modèles de surface tels qu’ISBA et TEB décrits par la suite. SURFEX moyenne ensuite les flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente, ainsi que l’albédo, l’émissivité et la température de surface en fonction des fractions d’occupation respectives des types de couverts en chaque maille. Les variables pronostiques de surface issues de SURFEX sont ensuite utilisées comme conditions aux limites au premier niveau atmosphérique du modèle par les schémas de rayonnement et de turbulence.

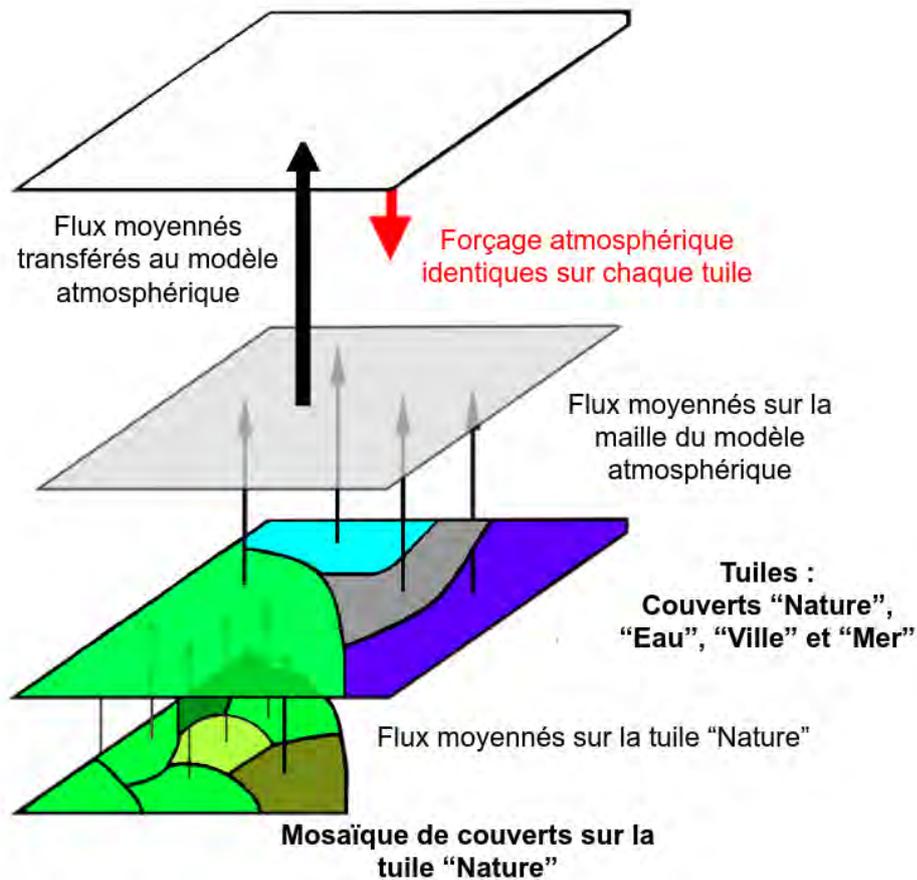


FIGURE 2.3 – Description des échanges entre le modèle atmosphérique et le modèle de surface SURFEX composé d’un ensemble de modèles physiques.
 | Source : Figure adaptée de Masson et al. (2013).

2.3.1 Modèle de végétation ISBA

Le modèle d’Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère (ISBA) est un modèle SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) qui décrit les échanges d’eau et d’énergie entre les sols naturels, la végétation et la première couche de l’atmosphère (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996). Il modélise des processus tels que la transpiration des plantes, l’évaporation de l’eau interceptée par le feuillage, l’évaporation du sol, la sublimation de la neige, et l’évolution des contenus en eau et des températures dans la colonne de sol. Le modèle ISBA fait l’objet de développements réguliers et un certain nombre de versions co-existent.

- La version initiale ISBA (Noilhan et Mahfouf, 1996) est composée de 2 couches de sol. Sur le haut de la colonne de sol, une fine couche interagit avec l’atmosphère, permettant le calcul des flux turbulents et du bilan radiatif. Elle agit également comme un réservoir, permettant la prise en compte de l’évaporation. Une couche de sol souterraine modélise le contenu moyen en eau disponible pour les racines. Dans cette version, le schéma Force-Restore (Deardorff, 1978) est utilisé pour fournir une approximation physique de la diffusion de l’humidité du sol en profondeur. ISBA inclut également une représentation spécifique du couvert neigeux (Douville *et al.*, 1995).
- Dans la version ISBA 3-L (Boone *et al.*, 1999), une couche de sol supplémentaire est ajoutée par rapport à la version précédente. L’ajout d’une couche racinaire entre la couche de surface et la couche profonde permet notamment de mieux modéliser le gradient vertical d’humidité dans le sol, l’évapotranspiration du sol et de la végétation, le ruissellement de surface et les infiltrations.
- La version ISBA-DIF (Decharme *et al.*, 2011) incorpore des couches de sol supplémentaires par rapport à la version ISBA 3-L. Elle discrétise le sol en n couches. Ce schéma de diffusion multicouche du sol permet de modéliser de façon plus physique les transferts verticaux de chaleur et d’eau dans toute la colonne de sol.
- Des paramétrisations plus spécifiques et intégrées au modèle ISBA se sont également complexifiées, comme le schéma de neige. Dans la version initiale de Douville *et al.* (1995), le manteau neigeux est représenté par un seul réservoir. La version ISBA-ES a évolué vers une représentation en 12 couches de neige (Decharme *et al.*, 2016), permettant de traiter des phénomènes d’accumulation, de fonte, de tassement ou de regel.

Dans le cadre des simulations AROME réalisées pour le projet EUCP, c’est la version ISBA 3-L qui a été utilisée, avec le schéma de neige original D95 (Douville *et al.*, 1995).

2.3.2 Modèle de canopée urbaine TEB

Le modèle TEB a été développé par Masson (2000) pour améliorer la représentation de la ville dans les modèles atmosphériques. Auparavant, les caractéristiques des surfaces urbaines étaient assimilées à celles des surfaces nues ou rocheuses, ce qui ne permettait pas de décrire correctement les échanges de rayonnement, d'énergie et d'eau entre l'environnement urbain et l'atmosphère. Dans la version historique TEB-HIST décrite par Masson (2000), le modèle est basé sur l'approche de rue canyon de Oke (1987). Dans chaque maille du modèle, la géométrie de la ville est représentée par un canyon idéalisé composé d'une rue de longueur infinie sans intersection ni orientation particulière et de deux murs opposés (FIGURE 2.4, à gauche). Des équations pronostiques permettent de résoudre, pour chaque surface, le bilan thermique, le bilan radiatif et le bilan de quantité de mouvements. Ces équations utilisent des paramètres relatifs à la géométrie du canyon (par exemple, la densité et la hauteur des bâtiments, etc.) et aux propriétés radiatives et énergétiques des matériaux qui composent celui-ci (par exemple, l'albédo, la conductivité thermique, etc.). Les quantités obtenues par les équations pronostiques sont ensuite utilisées par le modèle pour établir un diagnostic de l'humidité et la température de l'air dans le canyon à mi-hauteur des bâtiments.

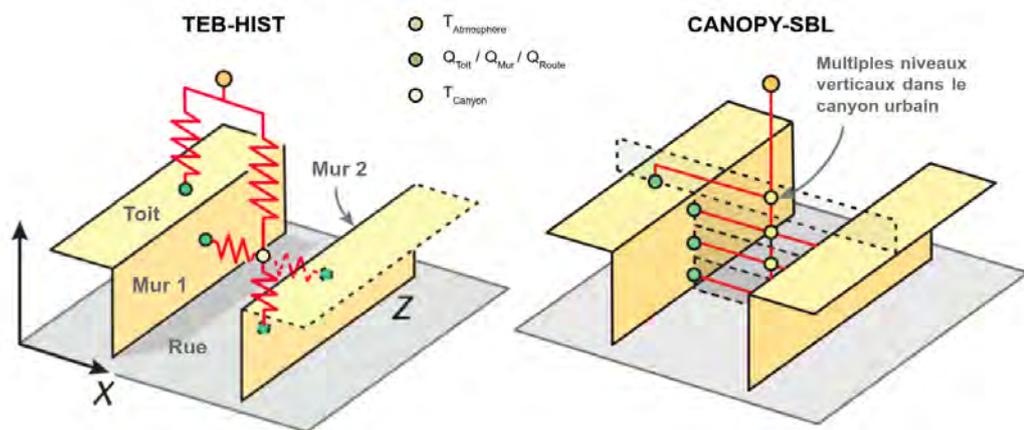


FIGURE 2.4 – Coupe transversale du canyon en 2D de la version historique TEB-HIST (à gauche) et de la version CANOPY-SBL (à droite).

| Source : Figure adaptée de Oke et al. (2017).

À l’instar du modèle ISBA, TEB-HIST a subi différents développements pour raffiner la description des processus en milieu urbain.

- L’option CANOPY-SBL (Masson et Seity, 2009) permet de détailler la couche limite de surface à l’intérieur du canyon et au-dessus de la canopée urbaine. Plus particulièrement, cette option consiste à discrétiser le canyon urbain selon un axe vertical afin de résoudre les profils verticaux des variables microclimatiques telles que la température, l’humidité ou le vent dans le canyon (FIGURE 2.4, à droite).
- Des développements dédiés à la description de la végétation urbaine, de l’hydrologie et du sous-sol ont également été réalisés. Les options GARDEN (Lemonsu *et al.*, 2012) et TREE (Redon, 2017; Redon *et al.*, 2020) intègrent un compartiment de végétation (ainsi qu’une strate arborée) directement au sein du canyon pour traiter les interactions énergétiques et radiatives entre le bâti et la végétation (en utilisant la physique du modèle ISBA). L’option complémentaire GREENROOF (de Munck *et al.*, 2013) permet de modéliser des toitures végétalisées. Plus récemment, l’option HYDRO (Stavropoulos-Laffaille *et al.*, 2017) a permis de décrire de façon plus réaliste le sous-sol et les transferts hydrologiques en ville.
- Un module de bâtiments a été développé avec l’option BEM (Building Energy Module, Bueno *et al.*, 2012) qui résout le bilan énergétique à l’intérieur des bâtiments, modélise le fonctionnement de systèmes de climatisation et de chauffage, et calcule la consommation d’énergie.

Les simulations AROME sont basées sur une version simple de TEB qui combine l’approche historique avec la version CANOPY-SBL. Ainsi, à l’échelle de chaque maille de surface, les zones urbaines sont représentées par un canyon urbain contenant exclusivement des surfaces artificialisées et la fraction de végétation est traitée indépendamment par le modèle ISBA. Les flux sont donc calculés pour chaque fraction par le modèle approprié, puis moyennés sur la maille.

2.3.3 Caractéristiques de surface

2.3.3.1 ECOCLIMAP-I et ECOCLIMAP-II

La description de l'occupation et de l'usage des sols s'appuie sur le produit global ECOCLIMAP-I (Masson *et al.*, 2003) pour AROME et ECOCLIMAP-II (Faroux *et al.*, 2013) pour ALADIN (FIGURE 2.5).

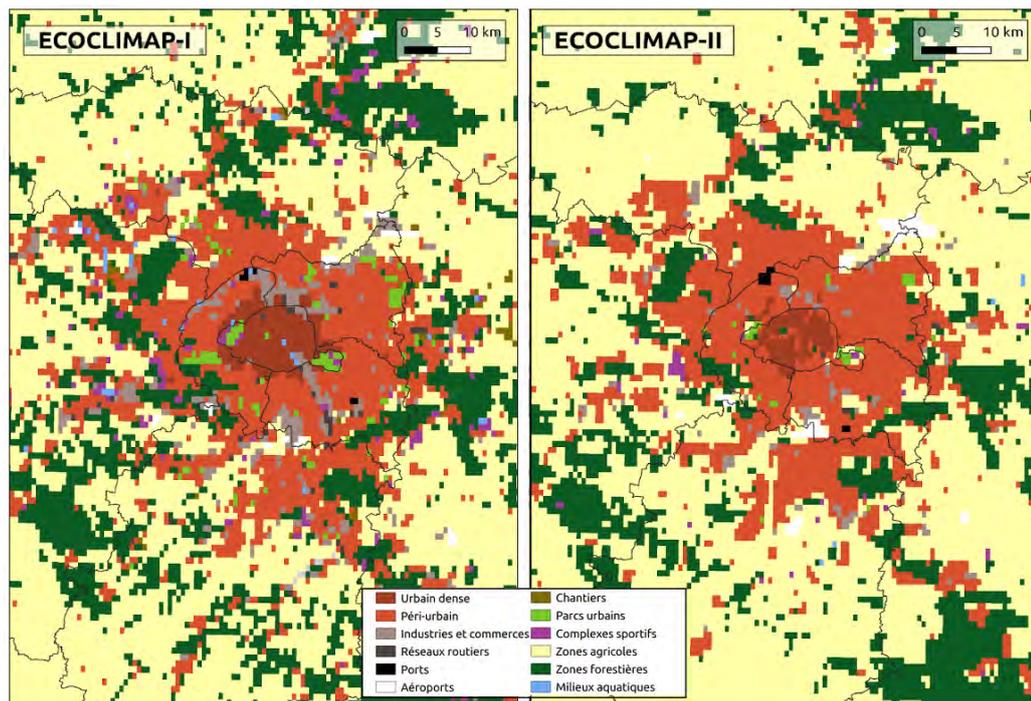


FIGURE 2.5 – Répartition des classes de surface à l'échelle de Paris (France) dans ECOCLIMAP-I (à gauche) et ECOCLIMAP-II (à droite).

ECOCLIMAP-I comprend 243 types d'occupation et d'usage des sols incluant des classes d'eau, de zones forestières, de cultures, de prairies, etc., mais aussi une dizaine de classes dédiée à la description des zones urbaines sur l'Europe (urbain dense, péri-urbain, zones industrielles et commerciales, réseau de transports, aéroports, parcs urbains, équipements sportifs, etc.). Il est produit à partir des bases de données d'occupation et d'usage des sols Corine Land Cover (Büttner, 2002) sur l'Europe et Global Land Cover (Bartholomé et Belward, 2005) sur le reste du globe, avec une résolution kilométrique.

ECOCLIMAP-II s'éloigne du produit initial en disposant de davantage de classes d'occupation et d'usage des sols, afin de mieux représenter les environnements régionaux, et en intégrant des produits satellitaires, afin de renforcer sa fiabilité (Mucia, 2021). Cette base de données est construite à partir des éléments listés dans le TABLEAU 2.3.

Les deux bases de données disposent d'une table de correspondance qui attribue des paramètres descriptifs à chaque classe d'occupation et d'usage des sols. Ces paramètres permettent de dériver en chaque maille (1) la fraction occupée par chaque type de couverts (nature, ville, mers, eaux intérieures) et (2) les données d'entrée requises par les modèles de surface (Champeaux *et al.*, 2005). Par exemple, la hauteur des arbres, l'indice de surface foliaire et l'albédo sont des paramètres descriptifs de la classe de végétation arborée. Des paramètres tels que la hauteur moyenne des bâtiments, la densité bâtie et les propriétés des matériaux décrivent, quant à eux, les classes urbaines.

2.3.3.2 Orographies et textures des sols

La topographie est définie à partir du produit GMTED2010 (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data, Carabajal *et al.*, 2011) à 250 m de résolution horizontale dans AROME et du produit GTOPO30 (Global 30 Arc-Second Elevation, Observation et Center, 2017) à 1 km de résolution horizontale dans ALADIN. Les textures des sols sont issues, pour les deux modèles, du produit HWSD (Harmonized World Soil Database, FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2008), disponible sur le globe à la résolution kilométrique. Toutes les bases de données sont interpolées sur la grille de chaque modèle atmosphérique.

TABLEAU 2.3 – Liste des produits utilisés pour constituer la base de données ECOCLIMAP-II.

Cartes d'occupation et d'usage des sols
Corine Land Cover (Büttner, 2002)
Global Land Cover (Bartholomé et Belward, 2005)
Observations satellitaires
NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) de SPOT/VEGETATION (Satellite pour l'observation de la Terre/Végétation, Maisongrande <i>et al.</i> , 2004)
LAI (Leaf Area Index) de MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer, Yang <i>et al.</i> , 2006)
CYCLOPES (Carbon cYcle and Change in Land Observational Products from an Ensemble of Satellites, Baret <i>et al.</i> , 2007)
Données climatiques
Classifications de Koeppe (Koeppe et De Long, 1958)
Classifications du projet FIRS (European Commission, 1995)

2.4 Protocole des simulations climatiques

Avant le début de la thèse et dans le cadre du projet EUCP (SECTION 2.1), des simulations climatiques suivant des configurations dites d'évaluation et de scénarios ont été réalisées par tranche par Antoinette Alias et Cécile Caillaud de l'équipe MOSCA (MODélisation du Système Climatique régional) du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). Le lancement de ces simulations climatiques a nécessité la définition de plusieurs éléments tels que le domaine de simulation, l'état initial de l'atmosphère, les conditions aux limites latérales et de surface, les champs de température de surface de la mer (SST, Sea Surface Temperature), les aérosols et la concentration des gaz à effet de serre. L'ensemble de ces éléments sont résumés dans le TABLEAU 2.4.

TABLEAU 2.4 – Spécificités des simulations ALADIN et AROME utilisées dans la thèse.

| Sources : Lucas-Picher et al. (2023) pour les simulations en configuration d'évaluation, Antoinette Alias et Cécile Caillaud pour les simulations en configuration de scénarios climatiques.

Configurations	Évaluation		Scénario	
	ALADIN	AROME	ALADIN	AROME
Modèles	ALADIN	AROME	ALADIN	AROME
Domaines	EUR-11	NWE-3	EUR-11	NWE-3
Résolutions horizontales	12.5 km	2.5 km	12.5 km	2.5 km
Niveaux verticaux	91 niveaux	61 niveaux	91 niveaux	61 niveaux
Pas de temps du modèle atmosphérique	450 secondes	60 secondes	450 secondes	60 secondes
Périodes de simulation	1984-2018	2000-2018	1951-2005 2006-2100	1986-2005 2041-2050 2080-2099
Spin-up	1979-1983	1998-1999	1949-1950 2004-2005	1984-1985 2039-2040 2078-2079
Système de modélisation des surfaces continentales	SURFEX v8	SURFEX v7.3	SURFEX v8	SURFEX v7.3
	Couplage à tous les pas de temps du modèle atmosphérique			
Conditions aux frontières latérales du domaine	ERA-Interim		CNRM-CM5	ALADIN
	Forçages toutes les 6h	Forçages toutes les 1h	Forçages toutes les 6h	Forçages toutes les 1h

Conditions aux frontières de surface océanique/mer)	ERA-Interim		CNRM-CM5	CNRM-CM5
		Forçages journaliers		
Aérosols	TACTIC v2 (Michou <i>et al.</i> , 2020)	Nabat <i>et al.</i> (2013)	Szopa <i>et al.</i> (2012)	
			<u>Évolutif</u> : Carbones suies Particules organiques Sulfates <u>Non évolutifs</u> : Sels marins Poussières désertiques	
	Forçages mensuels			
Gaz à effet de serre ⁷	Observations (avant 2005) Scénario RCP4.5 (après 2005)		Observations (avant 2000) Scénario RCP8.5 (après 2000)	

7. Des erreurs relatives aux concentrations de gaz à effet de serre prises en compte par le modèle AROME sont à signaler. Des détails sont donnés en SECTION 2.4.3

2.4.1 Domaines de simulation

La simulation avec le modèle ALADIN a une résolution horizontale de 12.5 km (en x) par 12.5 km (en y) avec un domaine de 480 points en x par 480 points en y (soit 230 400 points de grille au total), avec une projection conique conforme de Lambert (FIGURE 2.6, à gauche) couvrant le domaine EURO-CORDEX.

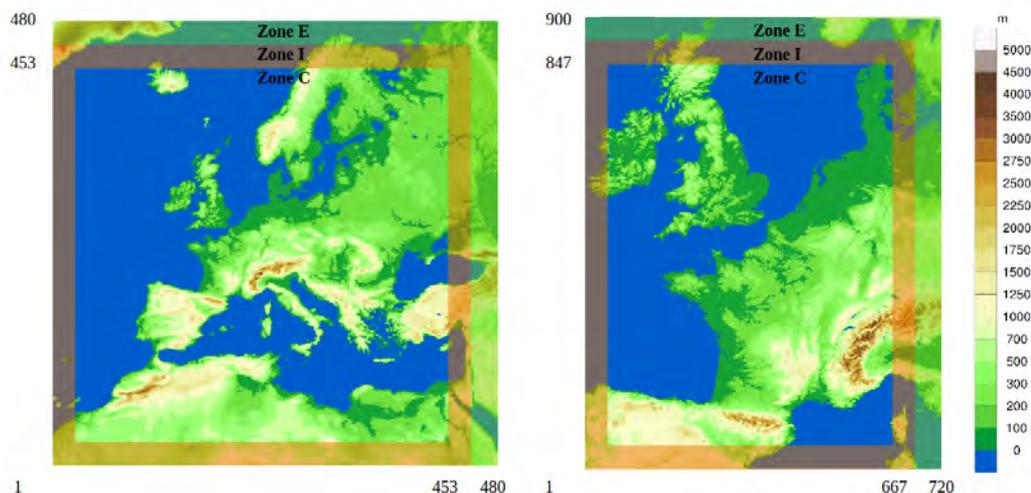


FIGURE 2.6 – Domaines de simulation ALADIN (à gauche) et AROME (à droite) intégrant les zones C, I et E. Le fond de carte représente le relief (en m) à 12.5 km (à gauche) et 2.5 km (à droite) de résolution horizontale.

| Source : Adaptation de la figure créée par l'équipe MOSCA (MODélisation du Système Climatique régionAl) du CNRM.

Aux limites nord et est du domaine, la zone d'extension (Zone E) s'étale sur 11 points de grille. Cette zone permet l'insertion des extensions périodiques artificielles des champs spectraux (Haugen et Machenhauer, 1993). Autour du domaine, la zone intermédiaire de relaxation (Zone I) comprend 8 points de grille. Cette zone permet d'assurer la transition entre les valeurs imposées dans la zone de relaxation par le modèle forceur et les valeurs simulées par le modèle imbriqué dans la partie centrale (Zone C, Zone centrale) (Marbaix *et al.*, 2003). La zone C se compose de 453×453 points de grille. Sur la verticale, ALADIN compte 91 niveaux, pour décrire l'atmosphère de 10 m au-dessus de la surface à 1 hPa.

AROME atteint une résolution horizontale plus fine de 2.5 km sur 648 000 points de grille (720 points en x et 900 en y) avec une projection conique conforme de Lambert (FIGURE 2.6, à droite). Aux limites nord et est du domaine, la Zone E s'étale sur 11 points de grille et autour du domaine, la Zone I comprend 21 points de grille. La Zone C se compose de 667×847 points. Sur la verticale, AROME compte 61 niveaux, pour décrire l'atmosphère de 10 m au-dessus de la surface à 1 hPa. Ces niveaux sont plus denses dans les basses couches pour bien décrire les processus ayant lieu dans la couche limite atmosphérique. À titre d'illustration, 27 des 61 niveaux verticaux sont situés dans les 3 premiers kilomètres au-dessus de la surface.

2.4.2 Conditions aux frontières latérales

Les conditions aux frontières latérales d'ALADIN sont interpolées spatialement du modèle forceur, au niveau de la zone I au premier pas de temps de la simulation, puis toutes les 6h. Dans la configuration d'évaluation, le modèle forceur correspond à la réanalyse globale ERA-Interim (voir la SECTION 2.5.1), tandis dans la configuration de scénarios climatiques, il correspond au modèle de circulation générale CNRM-CM5. Pour définir les champs atmosphériques à chaque pas de temps (450 s), ALADIN réalise une interpolation linéaire. Les champs de la simulation ALADIN alimentent de manière similaire la simulation AROME. Deux changements majeurs sont à noter, (1) la fréquence de couplage atmosphérique est réduite à 1h, et (2) le pas de temps du modèle est de 60 s.

Sur les surfaces continentales, les conditions aux limites de surface d'ALADIN sont calculées par SURFEX v8 et d'AROME par SURFEX v7.3. Sur la mer et les océans, la température de surface de la mer (SST, Sea Surface Temperature) est fournie par ERA-Interim dans la configuration d'évaluation et par CNRM-CM5 dans la configuration de scénario climatique. Dans les deux cas, les valeurs mensuelles transmises par le modèle forceur sont interpolées temporellement au pas de temps journaliers.

2.4.3 Forçages radiatifs

Les concentrations des aérosols troposphériques sont mises à jour mensuellement sur la base de la climatologie TACTIC v2 (Michou *et al.*, 2020) pour ALADIN et selon la base de données de Nabat *et al.* (2013) pour AROME. Dans la configuration de scénarios climatiques, les aérosols proviennent de la base de données de Szopa *et al.* (2012).

En ce qui concerne les concentrations des gaz à effet de serre (CO_2 , N_2O , CH_4 , $CFC11$ et $CFC12$), leurs niveaux évoluent annuellement en suivant :

- Les données observées jusqu'à 2005, puis les valeurs du scénario RCP4.5 après 2005 pour la configuration d'évaluation ;
- Les données observées jusqu'à 2000, puis les valeurs du scénario RCP8.5 après 2000 pour la configuration de scénarios climatiques.

Des erreurs relatives aux concentrations de gaz à effet de serre prises en compte par le modèle AROME sont à signaler. En effet, en raison d'un problème de clé dans la namelist atmosphérique, les valeurs utilisées en configuration d'évaluation étaient celles observées avant l'année 2000, suivies de celles du scénario A1B (scénario SRES). Toutefois, dans les travaux de thèse de Cécile Caillaud, il est estimé que l'impact de cette erreur demeure modéré, car il est très probable que le forçage aux frontières latérales transmis par ALADIN prédomine, et les valeurs de gaz à effet de serre utilisées dans ce modèle sont correctes. Aussi, une étude réalisée dans ce contexte a montré que les différences entre les valeurs de concentration en CO_2 des scénarios A1B et RCP4.5 sont très faibles (FIGURE 2.7). Cette erreur s'étend également aux simulations en configuration de scénarios climatiques. À l'intérieur du domaine AROME, les valeurs prescrites sont celles du scénario A1B à partir de l'an 2000. Ces valeurs sont proches de celles du scénario intermédiaire RCP6.0 et nécessairement inférieures à celles du scénario RCP8.5 (voir les concentrations en CO_2 en FIGURE 2.8). Pour les mêmes raisons que précédemment, il est estimé que l'impact de cette erreur est limité. Néanmoins, à ce stade, aucune simulation comparative prenant en compte les concentrations de gaz à effet de serre du scénario RCP8.5 n'a encore été effectuée pour confirmer cette supposition.

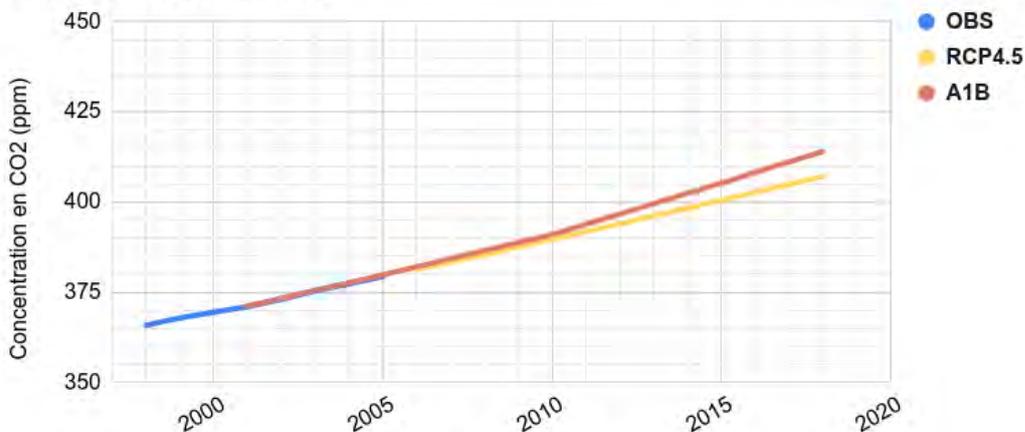
Configuration d'évaluation

FIGURE 2.7 – Concentrations en CO_2 observées (OBS, en bleu), du scénario RCP4.5 (RCP4.5, en jaune) et du scénario A1B (A1B, en rouge-orangée) de la configuration d'évaluation.

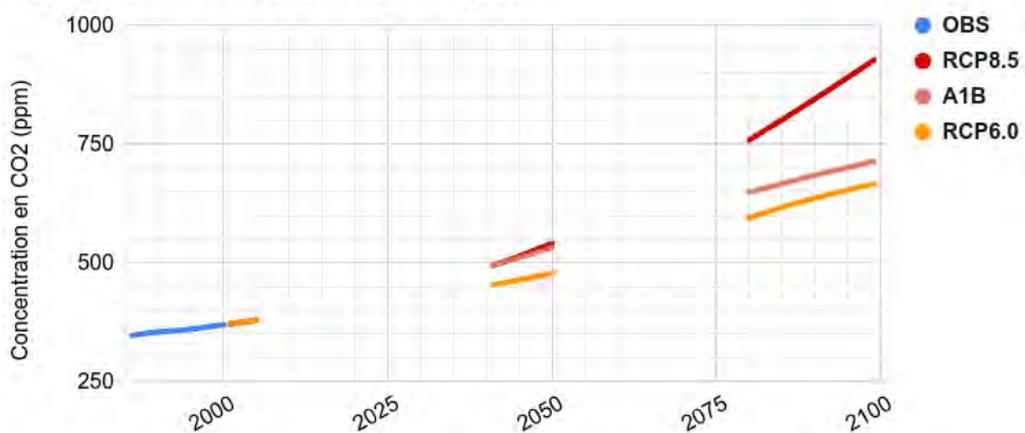
Configuration de scénarios climatiques

FIGURE 2.8 – Concentrations en CO_2 observées (OBS, en bleu), du scénario RCP6.0 (RCP6.0, en orange), du scénario 8.5 (RCP8.5, en rouge) et du scénario A1B (A1B, en rouge-orangée) de la configuration de scénarios climatiques.

2.5 Base de données d'observations

L'objectif du CHAPITRE 3 est d'évaluer la capacité du modèle AROME à simuler le climat urbain d'un grand nombre de villes françaises dans différents

contextes climatiques et géographiques. L'évaluation comprend l'étude des conditions climatiques régionales qui influencent le climat urbain et l'étude spécifique de l'îlot de chaleur urbain. Pour cette étape, les simulations **AROME** ont été utilisées dans leur configuration d'évaluation. Elles sont pilotées aux frontières par la réanalyse **ERA-Interim** présentées par la suite.

Aussi, les champs simulés par le modèle **AROME** ont été comparés à des bases de données d'observation. En particulier, les précipitations ont été analysées avec le produit **COMEPHORE** (COmbinaison en vue de la Meilleure Estimation de la Precipitation HOraire, Tabary *et al.*, 2012), les températures avec le produit **ANASTASIA** (Analyse Spatiale des Températures de Surface avec Initialisation **AURELHY**, Besson *et al.*, 2019) et les mesures du réseau **RADOME** (Réseau d'Acquisition des Données d'Observation Météorologique Étendue, Tardieu et Leroy, 2003) de Météo-France, et enfin le rayonnement solaire incident avec les mesures du réseau **GEBA** (Global Energy Balance Archive, Wild *et al.*, 2017) de l'ETH Zurich. Les bases de données d'observation susmentionnées sont présentées par la suite.

2.5.1 Réanalyses globales ERA-Interim

Les données de réanalyse fournissent une image la plus complète possible des conditions météorologiques et climatiques passées. Cette tâche est assurée, entre autres, par l'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) qui a publié un document de synthèse sur la création des réanalyses mondiales (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, 2023). Quelques éléments de cette synthèse sont présentés par la suite. Ces données résultent de la combinaison d'observations réelles et de prévisions météorologiques à court terme produites par des modèles de prévision numérique du temps, grâce à des techniques d'assimilation de données (FIGURE 2.9).

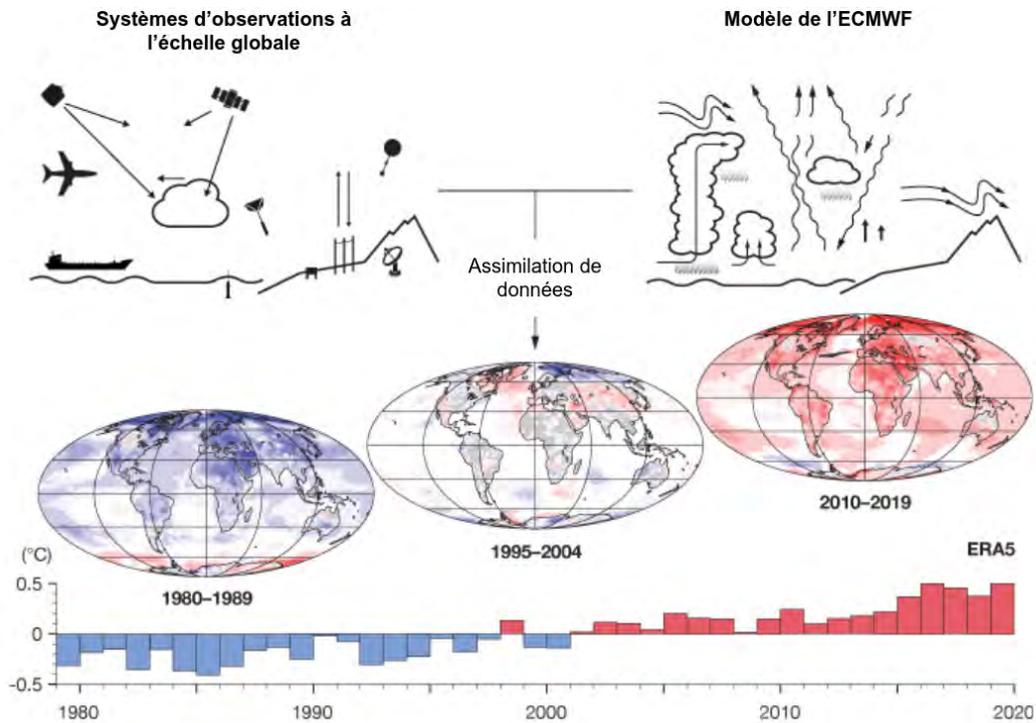


FIGURE 2.9 – Processus de développement de la réanalyse météorologique ERA5. | Source : Figure adaptée de la fiche d'information sur les réanalyses météorologiques de l'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, 2023).

Ce processus imite la production quotidienne de prévisions météorologiques basées sur une analyse de l'état actuel du système terrestre. Les réanalyses météorologiques font l'objet d'un contrôle qualité minutieux tout au long de leur production et leur fiabilité est évaluée par des comparaisons avec celles produites par d'autres instituts.

ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) est une réanalyse de l'atmosphère globale dont les premières données couvrent l'année 1979 (Berrisford *et al.*, 2011). Le projet ERA-Interim a été lancé en 2006 pour faire le lien entre la précédente réanalyse de l'ECMWF, ERA-40 qui couvre la période 1957-2002, et la nouvelle génération de réanalyse ERA5. Les principaux objectifs du projet étaient d'améliorer certains aspects clés d'ERA-40, tels que la représentation du cycle hydrologique, la qualité de la circulation atmosphérique et la gestion des changements dans le système d'observation. Le modèle atmosphérique

utilisé pour produire les réanalyses ERA-Interim utilisent le cycle 31r2 du système de prévision intégré de l'ECMWF qui est configuré avec 60 niveaux verticaux jusqu'à 0.1 hPa et une grille de résolution horizontale uniforme de 79 km.

2.5.2 Températures ANASTASIA

ANASTASIA est un produit maillé de températures minimales et maximales quotidiennes à 1 km de résolution horizontale sur la France métropolitaine couvrant la période 1947-2016 (Besson *et al.*, 2019). Ce jeu de donnée utilise une méthode de régression-krigeage (Hengl *et al.*, 2017) avec deux sources d'information : les observations *in situ* des températures minimales et maximales journalières enregistrées par les stations météorologiques du réseau opérationnel de Météo-France (principalement localisées en milieu rural ou périurbain) et un champ climatologique mensuel des températures minimales et maximales journalières défini sur la période 1982-2010 (Cannelas, 2014). Cette méthode inclut un modèle numérique de terrain qui prend en compte l'influence de la topographie sur la variabilité spatiale de la température.

Le produit ANASTASIA a été interpolé sur la grille AROME avec une résolution de 2.5 km en utilisant une méthode d'interpolation conservative du premier ordre.

2.5.3 Précipitations COMEPHORE

COMEPHORE est un jeu de données produit par Météo-France à partir des observations radars et pluviométriques (Tabary, 2007). Il fournit un produit grillé à 1 km de résolution horizontale sur la France métropolitaine. Les données COMEPHORE sont disponibles au pas de temps horaire pour la période allant de 1997 à 2018.

À l'instar du produit ANASTASIA, COMEPHORE a été interpolé sur la grille AROME avec une résolution de 2.5 km en utilisant une méthode d'interpolation conservative du premier ordre.

2.5.4 Réseau RADOME

Le réseau RADOME est un réseau d'observation au sol développé et maintenu par Météo-France depuis la Seconde Guerre Mondiale pour la surveillance en temps réel des conditions météorologiques de surface et pour l'assimilation de données dans les modèles de prévision numérique du temps (Tardieu et Leroy, 2003). Il regroupe des stations synoptiques intégrées au système mondial d'observation de l'Organisation Météorologique Mondiale, des stations complémentaires installées dans les aéroports, les sémaphores et les bases militaires, et des stations automatiques (Météo-France, s. d.[b]). Les stations météorologiques de ce réseau sont nombreuses et réparties de manière relativement homogène sur le territoire métropolitain (FIGURE 2.10). Elles mesurent la température de l'air à 2 m, l'humidité relative à 2 m, la vitesse et la direction du vent à 10 m, et les précipitations. D'autres paramètres tels que la pression atmosphérique, le rayonnement solaire global, la visibilité ou la hauteur des nuages, peuvent également être mesurés par certaines stations.

2.5.5 Réseau GEBA

Le réseau GEBA, géré par l'Université Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) de Zurich, rassemble des stations météorologiques qui mesurent les flux observés à la surface de la Terre (au total 20 composantes du bilan énergétique). D'après la description la plus récente de ce réseau, il comprend près de 2 500 stations dans le monde entier, dont les plus anciennes ont effectué leur première mesure en 1921 (Wild *et al.*, 2017). En particulier, les stations de ce réseau compile les moyennes mensuelles des flux comme le rayonnement global, le rayonnement direct et diffus, l'albédo, le rayonnement réfléchi de courte longueur d'onde, le rayonnement entrant/sortant de grande longueur d'onde, le rayonnement net de grande longueur d'onde, les flux de chaleur latents et sensibles, etc.

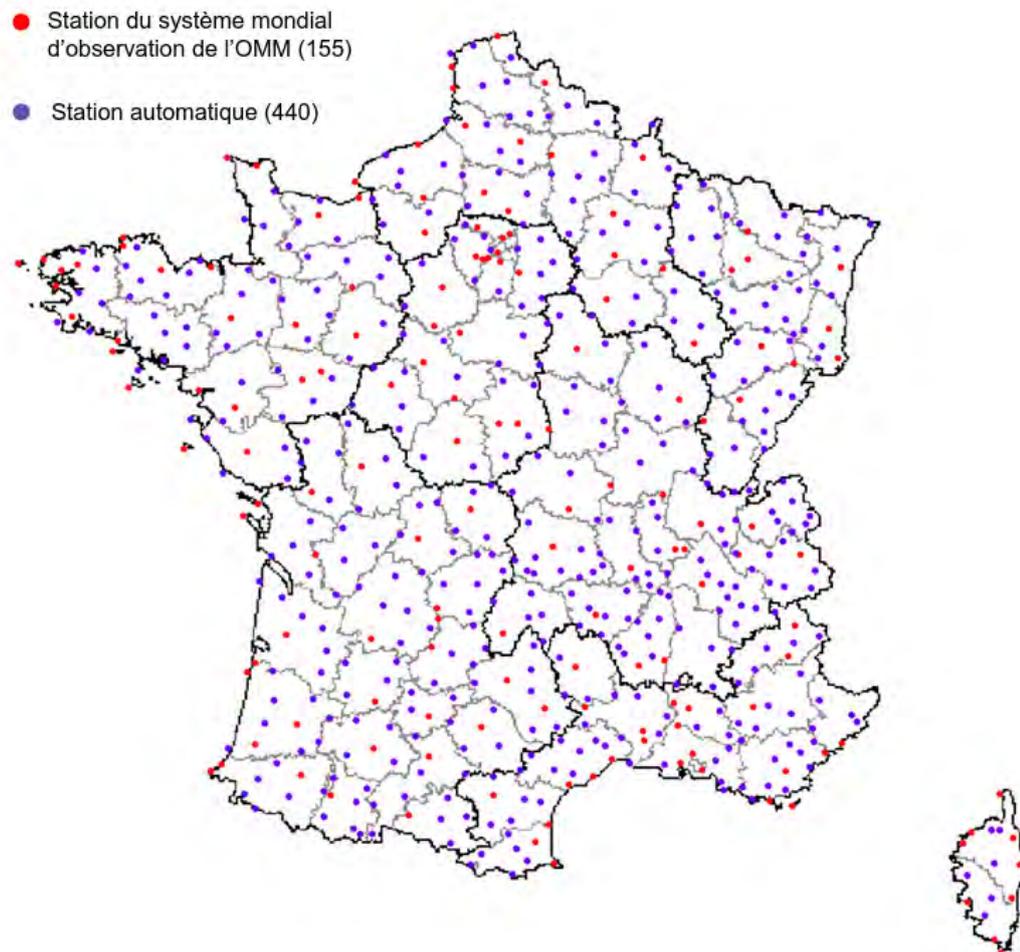


FIGURE 2.10 – Stations d’observations météorologiques du réseau RADOME de Météo-France installées sur le territoire métropolitain et opérationnelles au 28 juillet 2021.

| Source : Figure adaptée de la fiche sur les réseaux d’observation temps réel de Météo-France (Météo-France, *s. d.*[b]).

Deuxième partie

Climat urbain actuel et futur des villes françaises

Chapitre 3

Évaluation du climat urbain simulé par AROME sur la France métropolitaine

Sommaire

3.1	Définition de la méthode d'évaluation	76
3.1.1	Disponibilité des données d'observations	77
3.1.2	Variabilité géographique et climatique	78
3.1.3	Sélection des villes françaises	80
3.2	Présentation de l'article	85
3.2.1	Principe et objectifs	85
3.2.2	Simulation des conditions climatiques locales	86
3.2.3	Simulation de l'îlot de chaleur urbain	87
3.2.4	Article	89
3.3	Évaluations complémentaires du modèle AROME	110
3.3.1	Représentation des vents caractéristiques	110
3.3.2	Apport des réseaux d'observation urbains	114

Ce chapitre est consacré à un article d'évaluation de la capacité du modèle AROME à simuler les caractéristiques du climat urbain des villes de France métropolitaine. La SECTION 3.1 présente la méthodologie et la stratégie d'évaluation, notamment la phase de sélection des villes concernées par l'étude. La SECTION 3.2 fournit ensuite un résumé des objectifs et des principales conclusions de l'article d'évaluation publié dans la revue *Urban Climate*. Enfin, la SECTION 3.3 propose des évaluations supplémentaires pour approfondir certains points soulevés dans l'article. Cette SECTION est également l'occasion de discuter des forces et des limites des choix méthodologiques adoptés.

3.1 Définition de la méthode d'évaluation

Dans la littérature, les études sur le climat urbain, et en particulier sur les îlots de chaleur urbains, se concentrent principalement sur les villes densément peuplées, par exemple, Athènes en Grèce (Giannaros *et al.*, 2013), Delhi en Inde (Yadav et Sharma, 2018) ou Taïwan (Hwang *et al.*, 2017). Ce sont les lieux où les enjeux sont les plus importants (concentration d'activités, de biens et de population), où les modifications du climat par la ville sont les plus facilement mesurables et observables, et où, probablement, les effets du changement climatique auront le plus d'impacts. En France, c'est la ville de Paris qui a fait l'objet des études les plus approfondies. Les recherches ont permis notamment de mieux comprendre l'impact du climat régional sur la ville et sa rétroaction sur l'atmosphère. Néanmoins, pour obtenir une image plus réaliste et plus précise du climat urbain, notamment des îlots de chaleur urbains, il est essentiel de prendre en compte la variabilité régionale et les caractéristiques intrinsèques des zones urbaines (taille, typo-morphologie, propriétés de surface, etc.). L'objectif de ce travail a été d'élargir le champ des études sur le climat urbain à l'échelle de la France métropolitaine en analysant l'îlot de chaleur urbain de plusieurs villes - les plus étendues et/ou densément peuplées -, en tenant compte des spécificités de l'espace urbain, du climat régional et local, ainsi que de leur situation géographique.

Les villes de France métropolitaine étudiées dans ce chapitre ont été choisies pour représenter une variété de conditions climatiques et géographiques.

Elles devaient être suffisamment grandes pour que le modèle **AROME**, qui a une résolution horizontale de 2.5 km, puisse capturer un signal clair lié à la présence de la ville. La principale limitation rencontrée dans la sélection des villes pour l'étude est liée à la disponibilité des données d'observation dans les zones urbaines, qui sont nécessaires à l'évaluation du modèle. Cette limitation est discutée plus en détail par la suite.

3.1.1 Disponibilité des données d'observations

La principale contrainte a été la disponibilité des données d'observation permettant de caractériser l'îlot de chaleur urbain dans les villes françaises, sur une période couvrant plusieurs décennies, et d'évaluer les capacités du modèle **AROME** à le reproduire.

Les stations du réseau **RADOME** présentées en SECTION 2.5.4 respectent strictement les conditions d'installation et les normes fixées par l'Organisation Météorologique Mondiale (2021a). En particulier, cet organisme établit que les mesures de température de l'air doivent être effectuées sur un sol plat avec peu de végétation (moins de 10 cm), à une distance de plus de 100 m des sources de chaleur artificielles ou réfléchissantes, telles que les bâtiments et les parkings, et à une distance suffisante des étendues d'eau. Le capteur doit être placé sous un abri ventilé, protégé des précipitations et du rayonnement, et à une hauteur de 1.25 à 2 m. Les mesures du réseau **RADOME** présentent également l'avantage d'être continues, souvent disponibles sur de longues périodes, et soumises à un contrôle qualité rigoureux. Cependant, compte tenu des normes d'installation de l'Organisation Météorologique Mondiale et des objectifs initiaux d'observation, ces stations ne sont jamais déployées dans des environnements totalement urbains. Les stations **RADOME** situées en ville sont installées soit dans des parcs urbains (comme le parc Montsouris à Paris), soit sur des aéroports ou des aérodromes.

La mesure des paramètres météorologiques en ville nécessite des protocoles d'observation qui diffèrent des normes établies par l'Organisation Météorologique Mondiale. Pour formaliser ces protocoles, Oke (2006) a rédigé un rapport destiné à cet organisme sur la représentativité des mesures météoro-

logiques en milieu urbain, dans lequel il a développé notamment une première classification des sites en zones climatiques urbaines (UCZ, Urban Climate Zones). Ce concept a ensuite été étendu à la classification en Local Climate Zones (LCZ, Stewart et Oke, 2012), qui est désormais largement utilisée par la communauté scientifique pour caractériser les environnements urbains et non urbains sur la base de leurs caractéristiques typo-morphologiques et de leurs propriétés de surface (par exemple, Alexander et Mills, 2014; Leconte *et al.*, 2015; Bechtel *et al.*, 2019; Hidalgo *et al.*, 2019). Pour surveiller les conditions météorologiques et climatiques en ville et étudier l'îlot de chaleur urbain, certaines villes françaises ont développé leur propre réseau local de stations météorologiques en complément du réseau opérationnel de Météo-France. Ces observations urbaines sont un véritable atout pour étudier l'impact des environnements urbains, mais à l'heure actuelle, seules quelques villes en sont équipées, telles que Dijon (MustarDijon, Richard *et al.*, 2021) ou Toulouse (ClimaTolosa, Dumas *et al.*, 2021), et les périodes couvertes sont encore trop courtes pour permettre des études climatiques rigoureuses. Ces limites nous ont donc contraints à nous appuyer exclusivement sur les observations du réseau RADOME, même si des évaluations ponctuelles ont pu être réalisées à partir des mesures des réseaux météorologiques installés dans les villes.

3.1.2 Variabilité géographique et climatique

Un enjeu important de l'évaluation a été de couvrir et d'analyser un grand nombre de zones climatiques et géographiques en France métropolitaine. La classification climatique proposée par Joly *et al.* (2010) a été utilisée pour caractériser les différents types de climat de France continentale, c'est-à-dire du territoire métropolitain excluant la Corse. Cette classification est basée sur une approche géostatistique complexe qui combine des informations climatologiques et géographiques. Les données climatologiques comprennent des valeurs de température et de précipitations issues des normales climatiques sur la période 1971-2000 établies par Météo-France. Les caractéristiques de surface, telles que l'occupation et l'usage des sols et la topographie, proviennent

respectivement de la base de données **Corine Land Cover** (Büttner, 2002) et du modèle numérique de terrain de l'IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière). La délimitation des zones climatiques est réalisée en utilisant une technique d'interpolation spatiale appelée krigeage. Le krigeage est une méthode géostatistique permettant de prédire les valeurs d'une variable à des positions où aucune donnée n'est disponible.

La classification climatique de Joly *et al.* (2010) divise la France continentale en huit zones climatiques distinctes, comme illustré dans la FIGURE 3.1 : le type 1 pour le climat des montagnes, le type 2 pour le climat semi-continental, le type 3 pour le climat océanique dégradé des plaines du centre et du nord, le type 4 pour le climat océanique altéré, le type 5 pour le climat océanique franc, le type 6 pour le climat méditerranéen altéré, le type 7 pour le climat du bassin sud-ouest, et le type 8 pour le climat méditerranéen franc. Plus simplement, les types de climat de Joly *et al.* (2010) peuvent être regroupés selon quatre grandes zones climatiques décrites comme suit.

- Le climat continental (regroupant les types 1 et 2). Ce climat se caractérise par des étés chauds et des hivers plutôt froids avec un grand nombre de jours de neige ou de gel. La pluviométrie annuelle y est relativement élevée.
- Le climat méditerranéen (regroupant les types 6 et 8). Ce climat se caractérise par des températures annuelles élevées associées à des jours froids rares et à des jours chauds fréquents. Le nombre de jours de pluie est faible, mais les précipitations peuvent être intenses, conduisant à de forts cumuls de précipitations responsables de nombreuses inondations, principalement en automne.
- Le climat océanique (regroupant les types 4 et 5). Ce climat se caractérise par des températures douces et des précipitations pouvant être abondantes en réponse aux perturbations venant de l'Atlantique.
- Le climat océanique plus ou moins altéré (regroupant les types 3 et 7). Ce climat se caractérise par un écart de températures entre l'hiver et l'été plus élevé dû à l'éloignement de la mer. Les précipitations sont plus faibles qu'en climat océanique.

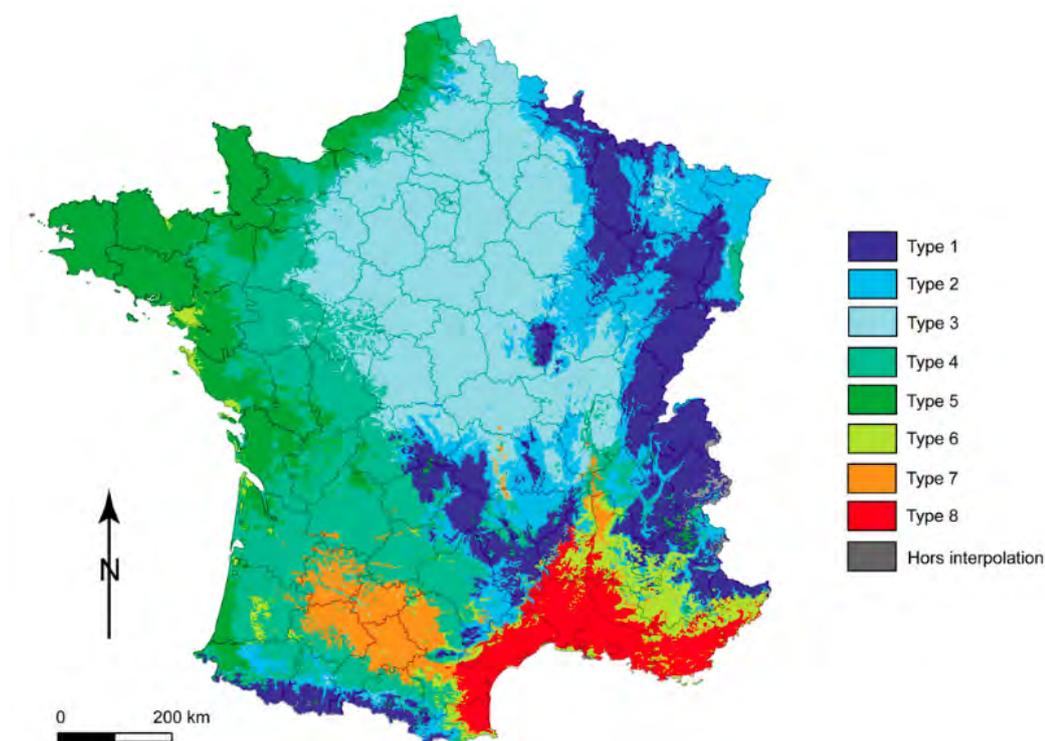


FIGURE 3.1 – Typologie climatique du territoire français en huit classes. Les types 1 à 8 correspondent respectivement au climat des montagnes, au climat semi-continental, au climat océanique dégradé des plaines du centre et du nord, au climat océanique altéré, au climat océanique franc, au climat méditerranéen altéré, au climat du bassin du sud-ouest et au climat méditerranéen franc.

| Source : Joly et al. (2010).

3.1.3 Sélection des villes françaises

Le recensement des populations par l’Institut National de la Statistique et des Études Économiques (INSEE, 2020) a permis de classer les aires urbaines en fonction du nombre d’habitants qu’elles comptent. Ce classement range les unités urbaines dans l’ordre suivant : Paris, Lyon, Marseille, Toulouse, Bordeaux, Lille, Nice, Nantes, Strasbourg, etc. Certaines de ces agglomérations ne disposent pas de données d’observation urbaine (par exemple, Marseille et Lyon). Elles n’ont donc pas été incluses dans la liste des villes à étudier. Néanmoins, l’étude a pu couvrir 12 des plus grandes aires urbaines françaises. Paris est la plus peuplée avec plus de 12 millions d’habitants, suivies par les

aires urbaines de Toulouse, Bordeaux, Lille, Nice et Nantes avec plus d'un million d'habitants, Strasbourg, Rennes et Montpellier avec entre 600 000 et 800 000 habitants, et enfin, Nancy, Dijon et Nîmes sont des aires urbaines de plus petites tailles avec des populations de l'ordre de 250 000 à 450 000 habitants (FIGURE 3.2).

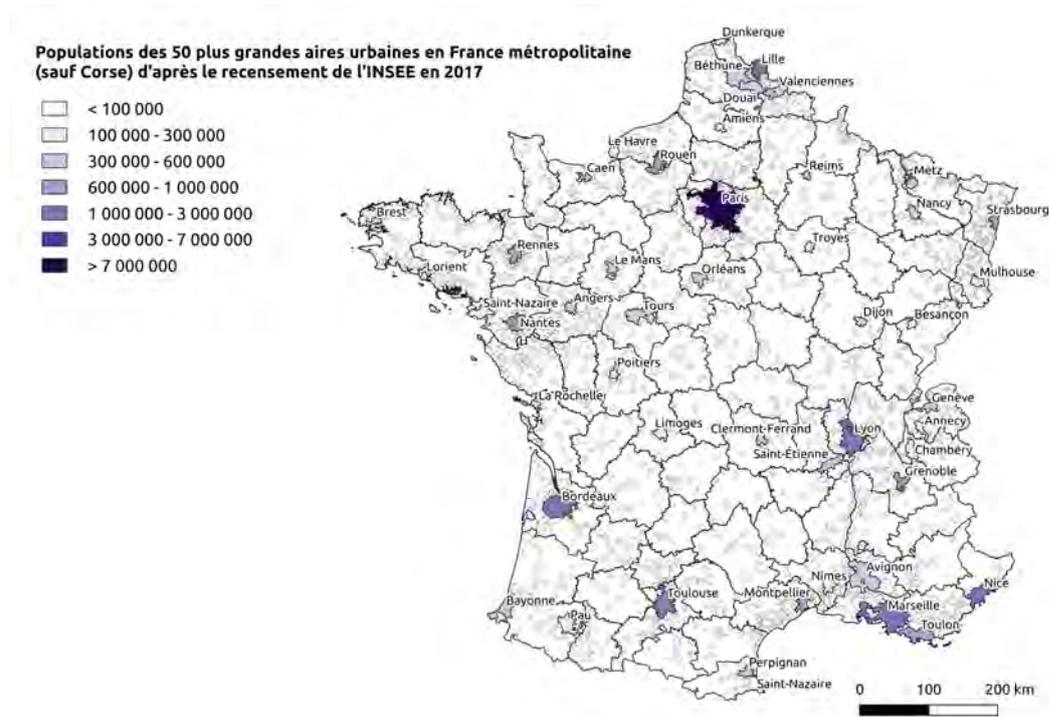


FIGURE 3.2 – Nombre d'habitants des principales aires urbaines en France métropolitaine (sauf Corse).

| Source : Recensement des populations réalisé par l'INSEE en 2017.

Pour chaque zone urbaine sélectionnée, des stations de référence ont été choisies pour représenter soit l'environnement urbain, soit l'environnement naturel environnant (TABLEAU 3.1). La station de référence urbaine est définie comme la station météorologique du réseau RADOME qui est la plus proche du centre de la zone urbaine et qui dispose d'une longue série de mesures météorologiques. La station de référence rurale, quant à elle, est située dans un environnement rural où l'occupation et l'usage des sols sont essentiellement naturels, reflétant les conditions climatiques régionales autour de la zone urbaine, et qui dispose d'une longue série de mesures météorologiques.

La conformité du type de station - urbaine ou rurale - avec le milieu environnant a été vérifiée par une analyse des informations et des photographies fournies dans la documentation de la station (FIGURE 3.3). Les mesures météorologiques de ces stations, telles que les températures horaires à 2 m, les températures minimales et maximales quotidiennes, ainsi que les vitesses et directions horaires du vent à 10 m, ont été extraites pour être utilisées dans les différentes analyses présentées ci-dessous.

TABLEAU 3.1 – Informations sur les villes et leurs stations météorologiques de référence. De gauche à droite : le nom de l'aire urbaine, le climat auquel elle est soumise (Joly *et al.*, 2010), le nombre d'habitants qu'elle compte d'après le relevé de l'INSEE de 2017 (Institut National de la Statistique et des Études Économiques, 2020), le nom de la station urbaine et sa distance par rapport au centre-ville (en km) indiqué entre parenthèses, le type d'environnement dans lequel se situe la station urbaine, le nom de la station rurale et sa distance par rapport au centre-ville (en km) indiqué entre parenthèses, le type d'environnement dans lequel se situe la station rurale.

Aire urbaine	Climat	Population	Station urbaine	Type	Station rurale	Type
Bordeaux	Océanique	1 247 977	Mérignac (7 km)	Aéroport	Saint-Emilion (40 km)	Vigne
Lille	Océanique	1 191 117	Lesquin (7 km)	Aéroport	Valenciennes (50 km)	Aérodrome
Nantes	Océanique	972 828	Bouguenais (10 km)	Aéroport	Nort sur Erdre (28 km)	Culture
Rennes	Océanique	733 320	St-Jacques (8 km)	Aéroport	La Noé-Blanche (39 km)	Culture
Dijon	Continental	387 382	Longvic (5 km)	Aéroport	Chamblanc (40 km)	Culture
Nancy	Continental	435 279	Essey (4 km)	Aéropôle	Ochey (24 km)	Base aérienne
Strasbourg	Continental	790 087	Entzheim (12 km)	Aéroport	Sélestat SA (44 km)	Culture
Montpellier	Méditerranéen	616 296	Aéroport (9 km)	Aéroport	Prades-le-Lez (11 km)	Vigne
Nice	Méditerranéen	1 006 201	Aéroport (8 km)	Aéroport	Cannes (38 km)	Pelouse
Nîmes	Méditerranéen	268 785	Courbessac (13 km)	Aérodrome	Pujaut (47 km)	Aérodrome
Paris	Océanique plus ou moins altéré	12 628 266	Montsouris (5 km)	Parc	Melun (45 km)	Aérodrome
Toulouse	Océanique plus ou moins altéré	1 360 829	Blagnac (9 km)	Aéroport	Muret-l'Herm (20 km)	Aérodrome

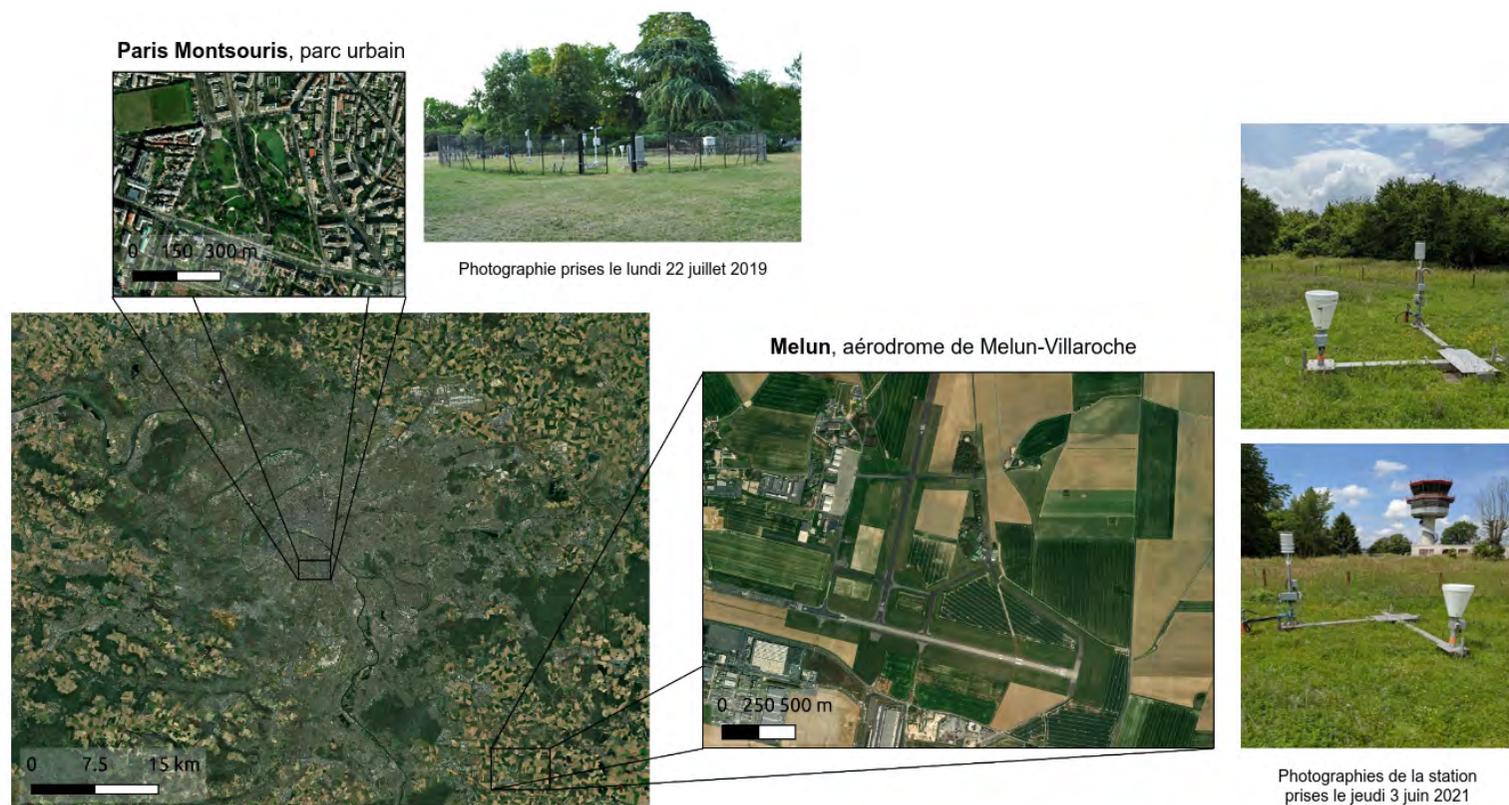


FIGURE 3.3 – Photographies fournies pour décrire l’environnement proche des stations météorologiques de Paris Montsouris (référence urbaine) et de Melun (référence rurale).

| Source : Fond de carte issu des images satellites ARCGis World Image et photographies des stations fournies par les documentations sur les stations de Météo-France.

3.2 Présentation de l'article

Michau Y, Lemonsu A, Lucas-Picher P, Caillaud C. Evaluation of the Urban Heat Island of 12 cities of France in a High-Resolution Regional Climate Model simulation. *Urban Climate*, Volume 47, 2023, 101386, DOI : 10.1016/j.uclim.2022.101386

3.2.1 Principe et objectifs

L'objectif général de cette étude est d'analyser la capacité du modèle climatique à haute résolution **AROME**, couplé au modèle de canopée urbaine **TEB**, à simuler les caractéristiques et la variabilité du climat urbain en France métropolitaine. L'article propose une méthodologie originale d'étude du climat urbain, notamment de l'îlot de chaleur urbain, et l'applique à un ensemble de villes françaises. L'originalité de la méthode réside dans sa capacité à être appliquée de manière générique, grâce à l'utilisation de simulations climatiques couvrant un large domaine - l'ensemble de la France métropolitaine - sur la période allant du 1er janvier 2000 au 31 décembre 2018. Il s'agit donc d'une évaluation multi-villes sur une échelle de temps climatologique.

La méthodologie de l'étude suit trois étapes principales. Tout d'abord, un ensemble de 12 villes françaises de taille moyenne à grande a été sélectionné sur la base de deux critères. Pour rappel, le premier critère est la disponibilité de longues séries d'observations de température provenant de stations météorologiques situées à proximité des centres-villes et couvrant la période étudiée. Le second critère est la sélection de villes présentant des contextes géographiques et climatiques contrastés. Le climat urbain, y compris l'îlot de chaleur urbain, évoluant quotidiennement en fonction des conditions météorologiques locales telles que l'ensoleillement, le vent, les précipitations, etc., il est essentiel que le modèle **AROME** simule des conditions météorologiques locales réalistes dans l'environnement des villes sélectionnées. La deuxième étape de l'évaluation consiste donc à évaluer la capacité du modèle à reproduire les paramètres climatiques clés, à savoir le rayonnement solaire incident global, les cumuls de précipitations quotidiens et les températures minimales (TN) et maximales (TX). La dernière étape de

l'évaluation porte sur la capacité du modèle climatique AROME à simuler l'Îlot de Chaleur Urbain Nocturne (ICUN) dans les villes étudiées, et à analyser ses variations spatiales et saisonnières en fonction des villes et des contextes climatiques.

3.2.2 Simulation des conditions climatiques locales

Le rayonnement solaire incident simulé par AROME et moyenné mensuellement a été évalué sur la période 2000-2018 par comparaison à des stations de flux situées à proximité de chaque ville d'étude. Les résultats montrent qu'il est surestimé à toutes les saisons et pour tous les climats. Les biais sont plus importants pour les villes continentales (Dijon, Nancy, Lyon et Strasbourg) que pour les autres, et particulièrement élevés en DJF (de décembre à février) et SON (de septembre à novembre, biais de +22 à +35%). Les biais varient de +4 à +15% pour les villes océaniques, de +6 à +23% pour les villes océaniques plus ou moins altéré et de +6 à +18% pour les villes méditerranéennes. Ces résultats sont en accord avec ceux de Lucas-Picher *et al.* (2023). Ce dernier article présente l'évaluation générale du modèle climatique AROME sur un domaine France élargie. Il met en évidence une surestimation systématique du rayonnement solaire global incident en réponse à un déficit en couverture nuageuse. Ce biais du modèle peut avoir d'importantes répercussions sur le bilan d'énergie de surface, en particulier en JJA (de juin à août), et par conséquent sur les températures de l'air près de la surface et sur la réponse du climat urbain.

Les cumuls quotidiens de précipitation simulés par AROME au voisinage des villes ont été comparés aux cumuls issus du produit d'observations spatialisées COMEPHORE. Les performances du modèle pour la simulation des précipitations dépendent du contexte géographique et des saisons. Pour la plupart des villes, les précipitations sont surestimées en DJF (biais de +20 à +33%), en MAM (de mars à mai, biais de +31 à +56%) et dans une moindre mesure en SON (biais inférieurs à +15%), tandis qu'elles sont sous-estimées en JJA (biais inférieurs à -21%). Le cas particulier des villes méditerranéennes met en évidence un déficit important en précipitation en DJF et en JJA (biais in-

férieurs à -45% à Nîmes en JJA), ainsi qu'une légère surestimation en MAM par rapport au reste du pays (biais inférieurs à +20%). Les surestimations soulignées dans cette étude pourraient être le résultat d'une surestimation des phénomènes convectifs dans le modèle, comme le suggèrent Lucas-Picher *et al.* (2023). Ces défauts, identifiés dans le modèle, ont nécessairement un impact sur les conditions atmosphériques auxquelles sont soumises les villes, et sur le réalisme de certains phénomènes convectifs à l'échelle événementielle. Les biais en cumuls de précipitation, relevés à l'échelle saisonnière, peuvent également influencer l'évolution de l'état hydrique des sols et, par conséquent, la réponse hydroclimatique des sols naturels et de la végétation.

Enfin, les températures simulées par AROME (toujours au voisinage des villes pour considérer les conditions locales, mais non urbaines) ont été comparées au produit d'observations grillées de température ANASTASIA. Le modèle surestime la température minimale et sous-estime la température maximale, de façon assez systématique, mais avec des variations géographiques et saisonnières. Les biais chauds en température minimale sont généralement plus forts en JJA (biais allant jusqu'à +4 °C pour les villes méditerranéennes), très probablement en raison de la surestimation du rayonnement solaire incident. Les biais froids en température maximale sont, quant à eux, systématiquement plus marqués en MAM (biais de -0.5 à -3 °C), probablement en réponse à l'excès en précipitation à cette même période qui favorise la recharge en eau des sols et donc le rafraîchissement de l'air ambiant sous l'effet du processus d'évapotranspiration. Enfin, au-delà de ces tendances générales, il convient de noter que le modèle climatique AROME montre des performances plus dégradées sur la région méditerranéenne, avec une surestimation des températures minimales quelle que soit la saison (biais supérieurs à +0.5 °C à toutes les saisons), et une variabilité spatiale des températures maximales mal reproduite.

3.2.3 Simulation de l'îlot de chaleur urbain

Les îlots de chaleur urbains nocturnes ont été calculés à partir des températures minimales quotidiennes issues des sorties AROME et des observations,

puis comparés en moyennes mensuelles (toujours sur la période 2000-2018). Malgré des biais dans la simulation des conditions climatiques à proximité des villes, l'analyse précédente a montré que le modèle AROME simule de façon réaliste la variabilité saisonnière et les intensités minimales et maximales de l'îlot de chaleur urbain nocturne sur la plupart des villes françaises. Le modèle reproduit un comportement similaire entre les villes situées dans une même zone climatique en réponse au forçage atmosphérique local, et cela, en accord avec les observations. L'îlot de chaleur urbain nocturne est correctement simulé à Paris et Toulouse (climat océanique plus ou moins altéré), à Dijon et Nancy (climat continental) et à Nîmes (climat méditerranéen) avec des biais inférieurs à plus ou moins 0.5 °C.

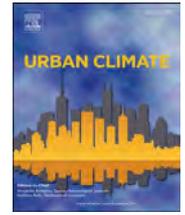
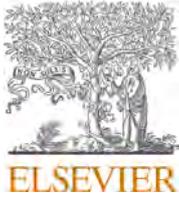
Les biais les plus importants sont relevés pour les villes côtières du sud de la France (biais inférieurs à -1.5 °C en MAM, JJA et SON à Montpellier et en JJA à Nice). Dans ces zones géographiques complexes, en raison du relief et de la présence de la mer, le modèle peine à représenter correctement les conditions climatiques régionales (surestimation du rayonnement solaire global incident, déficit en précipitations, sous-estimation des effets de brise). En conséquence, les zones naturelles autour des villes (situées plus dans les terres) se réchauffent plus fortement dans le modèle en MAM et en JJA, ce qui réduit considérablement la différence de température avec la ville.

Une autre limite est liée à la résolution horizontale de 2.5 km du modèle AROME, qui est encore trop faible pour capturer avec précision l'îlot de chaleur urbain des villes de petite taille. En effet, l'intensité de l'îlot de chaleur urbain est dans ce cas sous-estimée, car les paramètres urbains à l'échelle de la maille du modèle sont lissés. Au contraire, les performances du modèle sont bonnes pour les villes de tailles moyennes et grandes. Dans ce cas, le modèle de canopée urbaine TEB, implémenté dans le modèle de surface SURFEX, simule des températures urbaines réalistes avec une nette plus-value par rapport à l'utilisation d'un modèle régional de climat avec paramétrisation urbaine (apports de la résolution fine du CPRCM et de l'utilisation d'une paramétrisation urbaine, Lemonsu *et al.*, 2023).

En conclusion, cette évaluation multi-villes du modèle AROME démontre la valeur ajoutée d'une configuration couplée entre le CPRCM et le modèle de

canopée urbaine TEB pour étudier les conditions météorologiques à l'échelle urbaine en interaction avec le climat local et régional. Cela ouvre des perspectives intéressantes pour les études sur l'impact du changement climatique sur les villes françaises.

3.2.4 Article



Evaluation of the Urban Heat Island of 12 cities of France in a high-resolution regional climate model simulation

Y. Michau^{a,*}, A. Lemonsu^a, P. Lucas-Picher^b, C. Caillaud^a

^a Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

^b Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada

ARTICLE INFO

Keywords:

Convection-permitting regional climate model
CNRM-AROME
Urban canopy model
Town Energy Balance (TEB)
Multi-city Urban Heat Island evaluation

ABSTRACT

The evolution with climate change of local urban climate could exacerbate the environmental and health issues for populations. The CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model (CP-RCM) was coupled to the Town Energy Balance (TEB) urban canopy model at 2.5-km of horizontal resolution to explicitly account for the physical urban-climate processes in interaction with the regional climate conditions. A hindcast simulation over 2000-2018 was analyzed to investigate the potential of this new high-resolution configuration for urban-oriented studies. The simulated urban climate of twelve French cities located in contrasted geographic and climatic contexts was evaluated against observations on a climatological basis. The study of the local atmospheric conditions for each city shows that CNRM-AROME systematically overestimates the incoming solar radiation and precipitation (except in summer), explaining partially the warm (cold) biases in minimum(maximum) daily temperatures. Nevertheless, CNRM-AROME reproduces the UHIN seasonal variability and intensity over most cities, and the regional disparities related to the climatic zones to which the cities belong. The urban climate of coastal cities remains challenging to simulate due to complex local forcings and excessive warm and dry conditions simulated in summer. Overall, the coupling of CNRM-AROME with TEB stands as a relevant tool for studying city-scale weather conditions.

1. Introduction

Urban areas are highly artificial environments, with high 3-D structures (Kuttler, 2008), and few natural and plant-covered surfaces. These characteristics modify the surface radiation and energy exchanges, that especially increase heat storage (Oke, 2017) and initiate the well-known Urban Heat Island (UHI) phenomenon, resulting in higher temperatures in the city than in surrounding rural areas. Surface imperviousness, and urban infrastructures and networks modify local water flows, increase the surface runoff, and reduce evaporation. In addition, a combination of surface roughness and warming induce thermal and dynamic turbulence that disturbs the near-surface atmospheric circulation and dynamics of the atmospheric boundary layer.

The above urban characteristics give rise to a specific urban climate that changes the street-level environmental conditions, but also interact with meteorological and climatic phenomena at local and regional scale, and most of the time enhance high-impact weather hazards (Masson et al., 2020). Cities can influence wind speed and the direction of the atmospheric circulation, and sometimes

* Corresponding author at: Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Cedex 1 Toulouse, France.

E-mail address: yohanna.michau@meteo.fr (Y. Michau).

<https://doi.org/10.1016/j.uclim.2022.101386>

Received 23 July 2022; Received in revised form 3 November 2022; Accepted 9 December 2022

Available online 16 December 2022

2212-0955/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

modulate local atmospheric circulations (Childs and Raman, 2005; Lemonsu et al., 2009; Bauer, 2020). They may increase the persistence of cloud cover by advecting moisture (Theeuwes et al., 2019), and enhance the development of convective clouds (Shimadara et al., 2015). Studies have also shown a change in the frequency and intensity of thunderstorms (Kingfield et al., 2018; Ashley et al., 2011), and an increase of precipitation over urban areas during summer (Liu and Niyogi, 2019; Le Roy et al., 2020). In turn, the urban climate is influenced by regional weather and climate. Especially, even if UHI is strongly governed by the characteristics of the city (size, population, urban morphology, and materials), the UHI also depends on the geographical context and is modulated by the atmospheric conditions. Both daily variability and annual pattern of UHI are influenced by solar radiation, wind speed, cloud cover, and precipitation (Oke, 2017).

As a consequence of local urban climate and UHIs, cities are already facing environmental issues and causing health problems to their inhabitants. For instance, the excess of mortality recorded in Paris in 2003 has been partly attributed to the nocturnal UHI and extreme heat (Laaidi et al., 2012). In a changing climate context, these issues and related impacts could change and be enhanced. The anticipated evolution of temperature is expected to modify the energy consumption linked to the use of air conditioning in summer and heating in winter (Shourav et al., 2017). In addition, the increase in the occurrence of heatwaves and their intensification – known to be amplified in cities by UHI (Tan et al., 2009) – could affect more extensively the thermal comfort of urban populations, and lead to serious health effects.

The study of the urban climate of large cities and of its future evolution requires specific climate modeling tools and methodologies. As discussed, it is crucial to consider the surface characteristics of cities and the associated physical processes, and to deal with the complex interactions with local and regional atmospheric processes. However, the horizontal resolution of climate models is often a major limitation because it is too coarse to represent urban areas. Supercomputer performances now allow to perform decadal regional climate simulations using finer horizontal resolutions up to one or a few kilometers (Kendon et al., 2021). These configurations are based on Convection-Permitting Models (CPM), so called because the resolution makes it possible to explicitly resolve deep convection and associated precipitation (Prein et al., 2015). A scientific challenge of this new generation of climate model often based on numerical weather prediction models consist in reducing systematic biases, in preserving energy and water balance in long-term climate integrations, and in considering varying greenhouse gases (GHG) and aerosol concentrations (Lucas-Picher et al., 2021). The finer resolution of CPMs allows a more accurate discretization of equations, and thus, a better simulation of the atmospheric circulation and gradients (Lucas-Picher et al., 2017). In addition, CPMs provide a step change in the representation of complex orography (Woodhams et al., 2018), characteristics of surface fields (including coastal regions), and in the representation of small-scale phenomena such as sea breezes, local winds, and tropical cyclones (Shu et al., 2021). The dynamical downscaling offered by CPM is particularly appealing for city-scale effects and impact studies. Due to the distinctive characteristics of the urban environment, the simulation of urban climates can be done by coupling an atmospheric model with an Urban Canopy Model (UCM), such as the Town Energy Balance (TEB) (Masson, 2000). In the last decade, urban parameterizations in land surface schemes of regional climate models have been used to investigate the urban climate (Hamdi et al., 2020). McCarthy et al. (2011) studied the evolution of the UHI intensity under a changing climate with the regional climate model HadRM3 at 25 km of resolution coupled to a bulk parameterization. In the same way, Daniel et al. (2018) underlined the added value of modeling the urban climate by activating TEB in the RCM CNRM-ALADIN at 12.5 km over Paris, France. At a finer scale, Mussetti et al. (2020) investigated the potential of using COSMO-CLM coupled with the multi-layer UCM Double-Canyon Effect Parameterization (DCEP) to simulate the heat wave of June-July 2015 over the city of Zurich, Switzerland. Instead, other studies employed statistical and/or dynamical downscaling to explore urban climate. For instance, urban dynamical downscaling techniques have been applied by Lemonsu et al. (2013) and Hamdi et al. (2016) by running offline climate simulations.

In this study, the French numerical weather prediction model AROME adapted to long-term climate simulations (then called CNRM-AROME) and coupled with the TEB urban canopy model is used at 2.5 km of resolution. A simulation was performed on an extended France domain (northwest of Europe) as part of the European Climate Prediction system (EUCP) project for the period 2000-2018 (Lucas-Picher et al., 2022). Previous CNRM-AROME simulations centered over the Paris region allowed a specific analysis of the Parisian climate and an evaluation of the added value of this configuration compared to the regional climate model CNRM-ALADIN with a horizontal resolution of 12.5 km (Lemonsu et al., 2022). Here, the scientific interest consists in evaluating the UHI in the CNRM-AROME hindcast simulation over 12 large and medium-sized French cities located in contrasted climatic and geographic areas. The originality of this study relies on the multi-city analysis with a generic methodology. Section 2 presents the numerical models and observational databases used for this study, as well as the proposed methodology for city selection and model assessment. Section 3 presents the results, first the general evaluation of the climatic variables simulated in the vicinity of the cities, and then the evaluation of the modeled nighttime UHI. Section 4 provides a discussion of the chosen evaluation method, before conclusions in Section 5.

2. Material and methods

2.1. Model descriptions and configurations

2.1.1. Convection-permitting regional climate model CNRM-AROME

CNRM-AROME is a CP-RCM developed at the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). This model version is derived from the numerical weather prediction model AROME (Application of Research to Operations at Mesoscale) developed by Météo-France and running operationally since 2008 (Seity et al., 2011). CNRM-AROME is a non-hydrostatic, bi-spectral, and limited-area model using a 2.5 km horizontal resolution and 60 vertical levels to describe the atmosphere from 10 m to 1 hPa, with a higher density of levels in the atmospheric boundary layer. It has a semi-Lagrangian advection scheme and a semi-implicit temporal discretization algorithm.

This study is based on the CNRM-AROME simulations performed in the framework of the European research project EUCP (Hewitt and Lowe, 2018) on a northwestern European domain of 720×900 grid points. The simulations cover the period January 1, 2000, to December 31, 2018 (after a 2-year spin-up) following a hindcast configuration: the model is forced every hour at its lateral boundaries by the regional climate model CNRM-ALADIN (Aire Limitée Dynamic Adaptation International Development – Nabat et al., 2020) with a horizontal resolution of 12.5-km, which is itself driven by the ERA-Interim reanalysis with a horizontal resolution of 80-km.

2.1.2. Land surface modeling system

The CNRM-AROME is coupled with the SURFEX land surface modeling platform (Masson et al., 2013). Each cell of the simulation domain grid is described as the combination of the four cover types: natural surfaces (soils and vegetation), urban areas, continental waters (lakes, rivers, etc.) and ocean waters (sea or ocean). The functioning of these covers and their exchanges with the atmosphere are calculated independently by different and dedicated models integrated into the SURFEX platform.

More specifically, the Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere model (ISBA - Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) resolves the water and energy transfers between natural soils and vegetation and the atmosphere. For the CNRM-AROME configuration, the ISBA is used in its 3-L version (Boone et al., 1999) that discretizes the soil column with three hydrological layers *i.e.*, a surface layer, a root layer, and a deep layer. The vertical water exchanges between layers are calculated according to the Force-Restore Scheme (Deardorff, 1978).

The urban areas are treated by the Town Energy Balance model (TEB - Masson, 2000). It is based on the canyon concept developed by Oke (1987), in which the city is represented at each grid cell of the simulation domain by an average urban canyon composed by a flat roof, a road and two walls of the same height facing each other. TEB solves the radiation, energy and water balance for each urban canyon element, then the exchanges between the urban canopy layer and the atmosphere. As an urban canopy model, TEB addresses the main physical processes related to the urban geometry and to the thermal, radiative and water properties of artificial materials: shading effects in the canyon, solar and infrared radiation trapped by multiple reflections, large heat storage in urban infrastructure, drag effect of buildings on street-level airflow, soil sealing and surface runoff. The near-surface air temperature is diagnosed in TEB within the canyon at mid-height of buildings (see details in Masson, 2000).

2.1.3. Land use database

The surface description comes from the global ECOCLIMAP database, based on the Corine Land Cover database (Büttner, 2002) over Europe. ECOCLIMAP provides a map of the land use land cover classes with a 1-km horizontal resolution, as well as the associated surface properties as input to surface models (Champeaux et al., 2005). CNRM-AROME uses the version ECOCLIMAP-I (Masson et al., 2003) that consists in 243 classes, including many classes to describe areas of crops, grasslands, forests, as well as ten urban classes (*e.g.*, dense urban areas, peri-urban areas, industrial and commercial areas, airports, urban parks). For vegetation classes, the main descriptive parameters required by ISBA are the fraction of plant function types (PFT), leaf area index, tree height, stomatal resistance, root fraction profile *etc.* For urban classes, the main descriptive parameters are the impervious cover fraction, building density, wall surface density, mean building height, radiative and thermal material properties of roofs, roads, walls.

The ECOCLIMAP data is interpolated on the CNRM-AROME grid to obtain fractions of land use land cover classes in each grid cell. This makes it possible to determine the mask of the four main cover tiles, and to derive average surface parameters from the parameters of each class weighted according to their respective cover fraction.

2.2. Observational datasets

Several datasets based on observations were used for this study at different stages of the model evaluation. They include both gridded observation products and weather stations, with different time periods that are long enough to allow a robust comparison (at the climatological scale) of the modeling outputs.

2.2.1. Long time series of gridded weather data

The ANASTASIA (Analyse Spatiale des Températures de Surface avec Initialisation AURELHY) product is a gridded dataset of minimum (TN) and maximum (TX) daily temperature at 1-km horizontal resolution over Metropolitan France for the time period 1947-2016 (Besson et al., 2019). It uses a regression-kriging method (Hengl et al., 2017) with two sources of information: *in situ* observations of extreme daily TN and TX recorded by the weather stations of the operational Météo-France network and a monthly climatological field of daily TN and TX defined over the 1982-2010 period (Cannelas, 2014). This method includes a digital terrain elevation model that considers the influence of the topography on the spatial variability of temperature.

The COMEPHORE is a gridded precipitation dataset produced by merging radars and rain gauges from the French meteorological network (Tabary et al., 2012). It provides hourly cumulative precipitation at a 1-km horizontal resolution for the time period 1997-2021.

2.2.2. Weather stations

Given the substantial underestimation of the incoming solar radiation (bias of the order of -6 to -10 W.m^{-2}) underlined by Vidal et al. (2009), we decided to not use the conventional SAFRAN analysis product available over France on a regular 8-km resolution grid as a reference of this evaluation. Thus, the evaluation of incoming solar radiation was carried out using station data from the GEBA (Global Energy Balance Archive) network. The GEBA database produced by ETH Zurich, Switzerland (Wild et al., 2017) provides a long time series of monthly incoming radiation from station measurements on the Earth's surface. Eleven GEBA stations available on the

French territory were operated, each of them near one of the cities of interest. One station of the Météo-France operational network was used to complete the incoming solar radiation dataset for one of the cities not covered by the GEBA network.

The ANASTASIA method presented before under-estimates the spatial influence of cities on the retrieved TN/TX maps because few stations are truly located in urban areas. To complement the dataset and assess the UHI of each city, long time series of TN and TX were selected and extracted from weather stations of the French operational meteorological network that is the closest to each urban center.

2.3. Three-step methodology for the model evaluation

To address the general objective of analyzing the ability of the CNRM-AROME model to simulate the characteristics of the urban climate in the French Metropolitan territory, this study follows a three-step methodology. First, a set of 12 large and medium-sized French cities is selected. Then, the overall performances of the model are evaluated with respect to the local climate conditions of each area of interest *i.e.*, in the surrounding environment of the selected cities. Finally, the evaluation and comparison of the UHI simulated by the CNRM-AROME model for the different cities are performed.

2.3.1. Selection of the cities

The city selection is based on two main criteria, which are (1) the availability of long series of temperature measurements (TN and TX) for a weather station located in the urban area of each city and covering the time period 2000-2018; and (2) contrasting climatic and geographical contexts. Twelve French cities among the main cities of Metropolitan France were selected (Annex 1 and Fig. 1) and grouped according to their climatic zones (based on the description of Joly et al., 2010).

The Annex 1 presents, for the 12 cities, the 19-year climate normals of temperature, precipitation, and incoming solar radiation calculated using ANASTASIA, COMEPHORE, and GEBA or Météo-France weather stations, respectively.

- Lille, Nantes, and Rennes are located on the northern half of France, near the Atlantic coast. They are subject to an oceanic climate characterized by the lower annual thermal contrasts (less than 13C difference between January and July climate normals), and

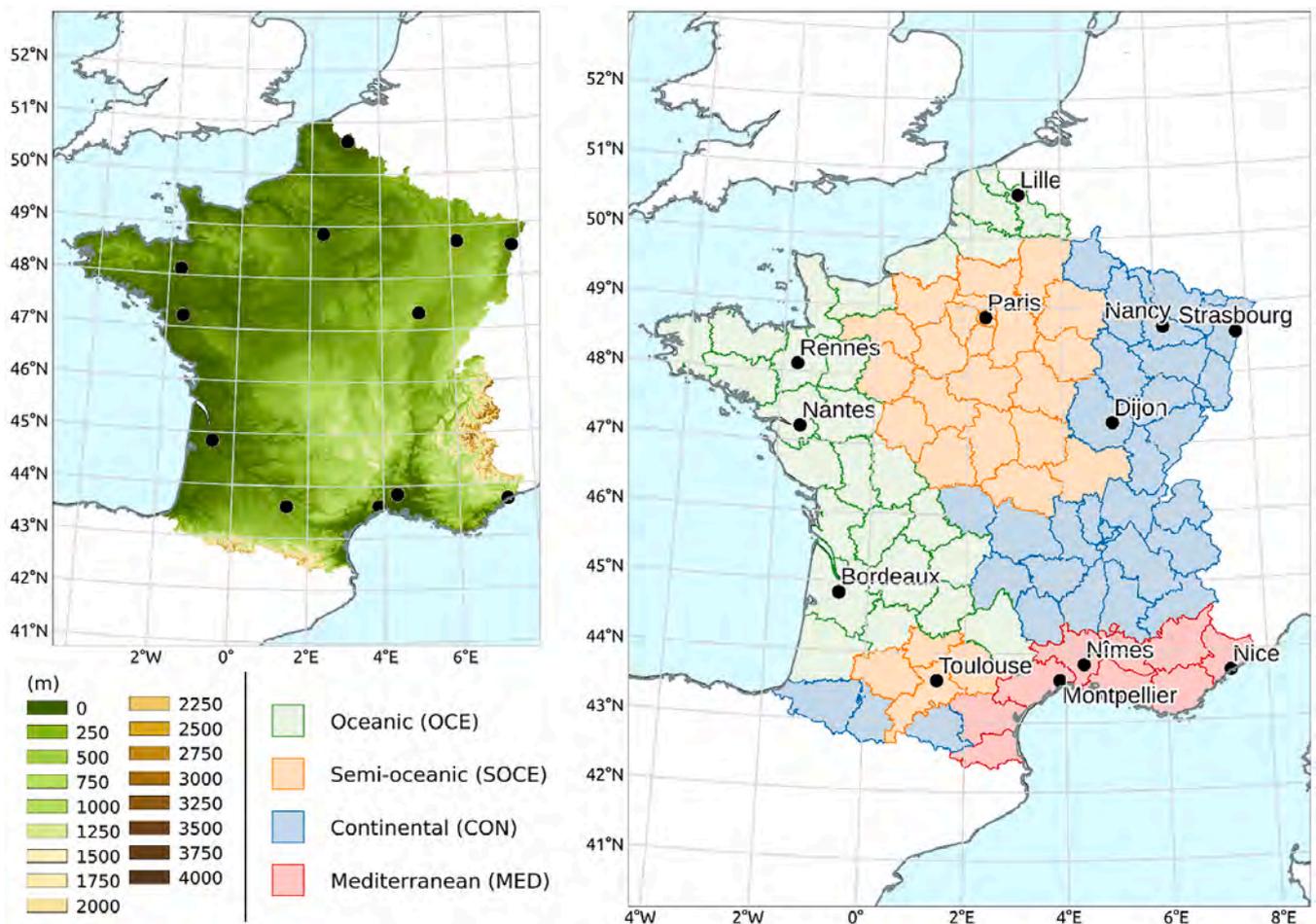


Fig. 1. Orography (in m) defined by the GMTED2010 (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data) elevation model interpolated on the CNRM-AROME 2.5- km horizontal resolution grid (left). Simplified climatic zones based on Joly et al. (2010) (right).

average annual temperature of 10.8 °C, 12.5 °C and 12.1 °C respectively. Moreover, climate normals over 1981-2010 highlight a small number of cold and hot days, and abundant precipitation of more than 690 mm per year.

- Bordeaux, also classified as an oceanic climate, is located on the southern half of the Atlantic coast. The average annual temperatures of about 13.8 °C and a cumulative rainfall of 944 mm per year.
- Paris and Toulouse are characterized by a degraded oceanic climate with warmer mean annual temperature of above 12 °C, hot summers and mild winters, and an average rainfall accumulation of less than 650 mm per year.
- Montpellier, Nice, and Nîmes are in southeastern France near the Mediterranean coast. They are characterized by a Mediterranean climate with high average annual temperatures (15.1 °C, 16 °C and 15.2 °C respectively), associated with few cold days and frequent hot days. Rainy episodes in this region are rare (around 60 days with precipitations over 1 mm per year), but very intense, responsible for frequent floods particularly in autumn. On average, total rainfall is quite high with around 700 mm per year.
- Located in eastern France, Nancy, Dijon, and Strasbourg are characterized by a continental climate with hot summers, and harsh winters with many days of snow or frost. The average annual temperature is less than 11 °C and total rainfall is between 665 and 846 mm per year.

Based on the analysis of climate normals in [Annex 1](#), similarities between cities are underlined. Cities are finally grouped according in four climate zones ([Fig. 1](#)), based on [Joly et al. \(2010\)](#): the continental climate (CON, Nancy, Dijon, Strasbourg), the Mediterranean climate (MED, Montpellier, Nice, Nîmes), the oceanic climate (OCE, Bordeaux, Lille, Nantes, Rennes), and the semi-oceanic climate (SOCE, Paris and Toulouse). [Fig. 1](#) shows the location of the 12 cities with the delimitation of the climatic zones and the orography. Additional information on cities is available in [Table 1](#).

2.3.2. General analysis of the CNRM-AROME for local climatic conditions

The urban climate, and in particular the UHI, evolves on a daily basis depending on local weather (sunlight, wind, precipitation etc.). The quality of UHI simulated by CNRM-AROME therefore depends (among other factors) on its ability to simulate realistic climate conditions in the vicinity of cities. The first objective of the general evaluation focuses on precipitation, incoming solar radiation, and temperature analysis.

Simulated precipitation and temperature are evaluated based on the gridded COMEPHORE and ANASTASIA datasets, respectively. These long time series of gridded data based on weather stations are interpolated on the CNRM-AROME 2.5-km grid using a first-order conservative remapping. For each city, the model outputs are compared to COMEPHORE and ANASTASIA over a reference geographical domain that is centered on the city with a spatial coverage including the urban area and the surrounding countryside. As Paris is a large-size city, the selected domain covers a 100 km radius around the city center, while the radius used for the other cities is 50 km. For each domain, a spatial average is calculated both for model outputs (x_{Mod}) and observations (x_{Obs}), with x the metric (TN, TX, daily precipitation).

The GEBA and the Météo-France weather stations are used for the evaluation of simulated incoming solar radiation using a grid point approach. The simulated global incoming radiation comes from the combination of the direct and diffuse components of the shortwave incoming radiation extracted from the CNRM-AROME outputs at the closest grid point to the location of the station selected for each city.

The comparison between the CNRM-AROME and observations is performed by calculating for each season the mean bias (Eq. (1) – for TN and TX, in °C) or the percent bias (Eq. (2) – for daily precipitation and incoming solar radiation, in %):

$$M_{bias} = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n (x_{Mod_i} - x_{Obs_i}) \quad (1)$$

Table 1

Additional information about cities. From left to right, the name of the city, the latitude and longitude of the very city center, the altitude (in m), the surface of the urban area (in km²), the population living within the agglomeration (x 1000 inhabitants), and the environment of the urban weather station and its distance to the city center (in km).

City	Location	Alt. (m)	Surf. (km ²)	Population (x1000)	Urban station	
					Environment	Distance to the city center (km)
BORDEAUX	44°51'49"N, 0°35'09"W	6	578	801	Airport	10
LILLE	50°37'51"N, 3°02'48"E	23	614	1174	Airport	8
NANTES	47°14'17"N, 1°33'37"W	21	523	657	Airport	10
RENNES	48°06'57"N, 1°41'18"W	24	705	451	Airport	7
DIJON	47°19'54"N, 5°01'55"E	267	240	253	Airport	6
NANCY	48°40'56"N, 6°11'29"E	205	142	257	Airport	6
STRASBOURG	48°34'08"N, 7°45'43"E	136	337	500	Airport	11
MONTPELLIER	43°36'36"N, 3°52'27"E	39	434	481	Airport	8
NICE	43°42'1"N, 7°15'10"E	13	1479	550	Airport	8
NÎMES	43°49'55"N, 4°20'34"E	76	790	257	Airfield	6
PARIS	48°51'31"N, 2°20'49"E	31	814	7075	Urban park	4
TOULOUSE	43°36'02"N, 1°25'58"E	144	460	783	Airport	7

$$p_{bias} = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_{Mod_i} - x_{Obs_i}}{x_{Obs_i}} \right) \times 100 \tag{2}$$

and the root-mean square error (Eq. (3), in the unit of the metric):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{Mod_i} - x_{Obs_i})^2}{n}} \tag{3}$$

x_{Mod} et x_{Obs} correspond either to the spatial average of temperature or precipitation, or to the closest grid point corresponding to the location of the GEBA station. The scores are calculated based on time series, with n the number of values over the period of interest (with of daily time step for all metrics, except radiation that is available monthly).

2.3.3. Multi-city evaluation of the Urban Heat Island

The second step of the evaluation addresses the urban aspects. The focus is on the climatological assessment of the nighttime UHIs simulated by the CNRM-AROME for the 12 selected cities (located in contrasting climatic zones). The Urban Heat Island Nighttime (UHIN, in °C) is calculated both for observations and model outputs according to:

$$UHIN = \Delta TN = TN_{URB} - TN_{RUR} \tag{4}$$

For each city, the urban temperature (TN_{URB}) refers to the minimum daily temperature (TN) time series recorded by the urban weather station or simulated by CNRM-AROME over the period 2000-2016 (cf. Section 2.2). A systematic check is done to ensure that the CNRM-AROME urban grid point is properly selected. The closest point to the station is chosen, with an urban fraction of the cell that is greater than 50% and a water fraction (sea, oceans, lake, river, etc.) lower than 5%.

The rural temperature (TN_{RUR}) is the observed or simulated spatial average of TN time series over the reference geographical domain centered over the city. A mask is used to identify all rural grid points of the domain *i.e.*, for which the fraction of natural covers in the cell is greater than 50% based on the ECOCLIMAP database (cf. Section 2.1.3). An additional check is implemented on elevation to make sure that the rural grid points for which the difference in altitude with the urban area greater than 750 m are excluded from spatial averaging.

This generic method is shown in a case study focusing on Nice, located in southeastern France. The local topography is very contrasted due to the proximity of the Mediterranean Sea (in the south) and the Mercantour Massif (in the north, ZS > 2500 m) (Fig. 2, left).

The topography increases quickly moving away from the Mediterranean coast, even at 2.5-km of horizontal resolution (Fig. 2, left). The check on elevation consists of hiding high altitude grid points in order to limit the temperature gradient in rural areas (between the sea front and the inland). TN_{RUR} is calculated using the remaining grid points composed by crops or forest (Fig. 2, right). Initially, the closest urban grid point to the urban station corresponds to water (station's grid point on Fig. 2). The land covers of the surrounding grid points are analyzed using the generic method to select the closest urbanized cover as the new urban grid point (selected grid point on Fig. 2, right).

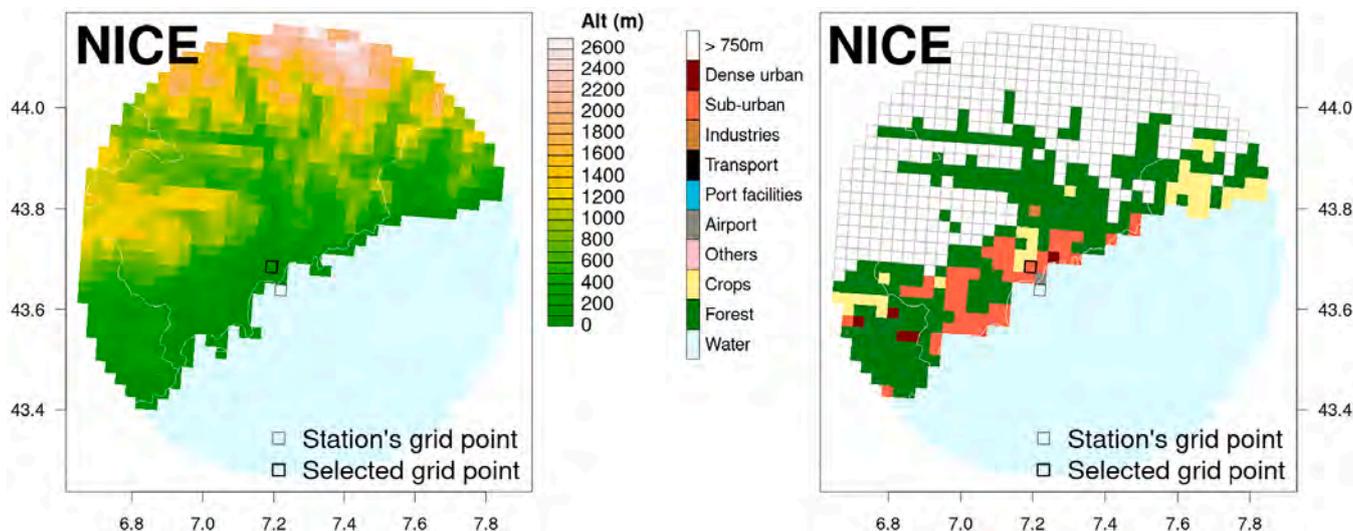


Fig. 2. Elevation (in m, left) and major land use (right) based on the ECOCLIMAP database, interpolated on the CNRM-AROME grid at 2.5-km horizontal resolution.

Table 2

Mean rainfall observed with COMEPHORE (in mm/day), seasonal mean bias (in %) and RMSE (in mm/day) calculated between the CNRM-AROME and COMEPHORE over the period 2000-2018. In bold, biases greater than $\pm 20\%$.

CITY	DJF			MAM			JJA			SON		
	Mean observed	Bias	RMSE									
	mm/day	%	mm/day									
BORDEAUX	2.70	+20.3	0.57	2.24	+31.0	0.70	1.74	-30.7	0.54	2.48	+7.6	0.23
LILLE	2.16	+32.9	0.69	1.76	+54.7	0.96	2.30	+1.1	0.11	2.27	+11.8	0.27
NANTES	2.79	+27.6	0.79	2.01	+35.5	0.73	1.59	-16.1	0.29	2.52	+12.5	0.33
RENNES	2.61	+26.2	0.72	2.02	+43.6	0.89	1.77	-10.3	0.20	2.42	+14.4	0.36
DIJON	2.32	+24.3	0.64	2.42	+35.1	0.87	2.51	-5.5	0.19	2.54	+0.58	0.10
NANCY	2.42	+24.4	0.65	2.07	+46.1	0.96	2.34	+4.4	0.16	2.36	-1.4	0.13
STRASBOURG	2.22	+63.5	1.46	2.16	+72.9	1.46	2.54	+22.3	0.57	2.27	+21.4	0.70
MONTPELLIER	1.98	-11.3	0.33	2.10	+15.0	0.45	1.07	-44.0	0.49	3.42	+1.8	0.34
NICE	2.64	-1.7	0.83	2.33	+18.8	1.33	1.26	-21.6	0.43	3.83	+0.1	1.01
NIMES	1.91	-12.1	0.28	2.08	+13.6	0.33	1.17	-45.5	0.56	3.67	-2.0	0.29
PARIS	1.99	+28.7	0.59	1.84	+52.8	0.98	2.02	+2.3	0.16	1.89	+10.7	0.23
TOULOUSE	1.87	+21.7	0.43	2.30	+37.9	0.89	1.72	-20.8	0.38	1.77	+14.8	0.28

Table 3
 Mean incoming solar radiation observed with GEBA (in W.m^{-2}), seasonal mean bias (in %) and RMSE (in W/m^2) calculated between the CNRM-AROME and the GEBA database over the period 2000-2018.
 In bold, biases greater than $\pm 20\%$.

CITY	DJF			MAM			JJA			SON		
	Mean observed	Bias	RMSE	Mean observed	Bias	RMSE	Mean observed	Bias	RMSE	Mean observed	Bias	RMSE
	W.m^{-2}	%	W.m^{-2}	W.m^{-2}	%	W.m^{-2}	W.m^{-2}	%	W.m^{-2}	W.m^{-2}	%	W.m^{-2}
BORDEAUX	64.7	+13.6	9.14	184.9	+9.8	18.82	241.6	+14.4	34.79	116.2	+15.0	18.00
LILLE	40.4	+10.9	4.52	162.6	+5.6	10.35	206.7	+14.3	29.56	86.2	+13.0	12.23
NANTES	54.2	+6.7	4.09	180.3	+3.9	7.50	234.4	+12.7	30.05	103.9	+12.2	13.49
RENNES	50.5	+6.7	4.17	170.7	+6.9	11.91	223.9	+14.0	32.30	99.6	+10.9	12.02
DIJON	49.5	+30.7	15.67	180.7	+12.5	23.79	236.7	+16.3	39.10	99.9	+21.8	22.67
NANCY	43.1	+27.1	12.75	165.1	+14.8	24.79	225.8	+15.9	37.39	88.5	+24.7	24.22
STRASBOURG	45.6	+35.5	16.67	168.6	+17.0	28.72	225.8	+16.7	32.20	90.5	+27.2	25.69
MONTPELLIER	82.7	+12.0	10.25	212.9	+10.1	22.16	280.6	+8.9	25.11	132.1	+6.7	9.03
NICE	81.2	+17.7	14.66	215.3	+11.2	24.44	287.5	+6.3	18.13	134.0	+10.6	14.40
NIMES	82.7	+11.5	9.98	212.9	+10.1	21.82	280.6	+9.1	25.90	132.1	+7.0	9.41
PARIS	41.6	+22.8	10.53	168.9	+6.0	12.85	217.2	+15.0	35.56	91.7	+17.0	16.59
TOULOUSE	70.0	+13.7	10.07	192.0	+9.3	20.90	244.6	+16.1	41.42	118.0	+18.4	22.18

3. Results

3.1. Model evaluation for local-scale climate conditions

3.1.1. Rainfall

Table 2 presents the 2000-2018 seasonal mean precipitation bias (in %) and RMSE of CNRM-AROME compared to COMEPHORE around the 12 French cities of interest.

The indicators of Table 2 underline a seasonal and geographical variability of model climatological performances. In general, for the oceanic, semi-oceanic, and continental cities, the precipitation is overestimated by CNRM-AROME, severely in DJF (winter, by 20-33%), more severely in MAM (spring, by 31-56%), and moderately in SON (autumn, up to 15% maximum), and they are underestimated in JJA (summer, down to -21% maximum). Note that the orders of magnitude given here do not include the results of Strasbourg, which show particularly degraded local performance, with precipitation overestimated throughout the year by 21 to 73%. These findings are in line with those obtained by Lemonsu et al. (2022) for the specific case of Paris. As suggested by Lucas-Picher et al. (2022), the rainfall overestimation found over most cities could be the result of overly active convection in CNRM-AROME. For the Mediterranean cities that experience a particular precipitation regional climatology, CNRM-AROME performs differently with a tendency to underestimate low rainfall. In DJF, and especially in JJA, a precipitation deficit simulated by CNRM-AROME is noted (down to -45% for Nîmes in JJA). The simulated precipitation is very similar to that observed in SON which is in agreement with the previous studies carried out with CNRM-AROME on heavy precipitation events affecting southeastern France (Fumière et al., 2019; Caillaud et al., 2021). However, the precipitation is overestimated in MAM as over the rest of the country, but with much smaller biases (< 20%). Bordeaux and Toulouse present similar findings with -30.7 and -20.8% respectively.

3.1.2. Incoming solar radiation

Table 3 shows the 2000-2018 seasonal mean bias and RMSE of incoming solar radiation simulated by CNRM-AROME compared to the GEBA and the Météo-France weather stations.

CNRM-AROME systematically overestimates the incoming solar radiation for all seasons and cities. Percent biases and RMSE are greater for continental cities (Dijon, Nancy, Lyon, and Strasbourg) than for the other ones, and particularly high in DJF and SON (biases of +22 to 35%). Percent biases range from +4 to 15% for oceanic cities, +6 to 23% for semi-oceanic cities, and +6 to 18% for Mediterranean cities. This overestimation was also indicated by Lucas-Picher et al. (2022) in a comparison with satellite radiation data. They found that this overestimation was associated with an underestimation of the cloud cover fraction in summer.

3.1.3. Near-surface temperature

Fig. 3 shows the 2000-2016 seasonal mean biases and RMSE of near-surface minimum and maximum daily temperature (TN and TX) simulated by CNRM-AROME in comparison to the ANASTASIA data.

CNRM-AROME simulates realistic seasonal mean TN for northwestern cities, especially in MAM and SON. For Lille and Rennes, seasonal biases are less than ± 0.5 °C for all seasons and RMSE does not exceed 1 °C. The model performs quite well for Nantes and

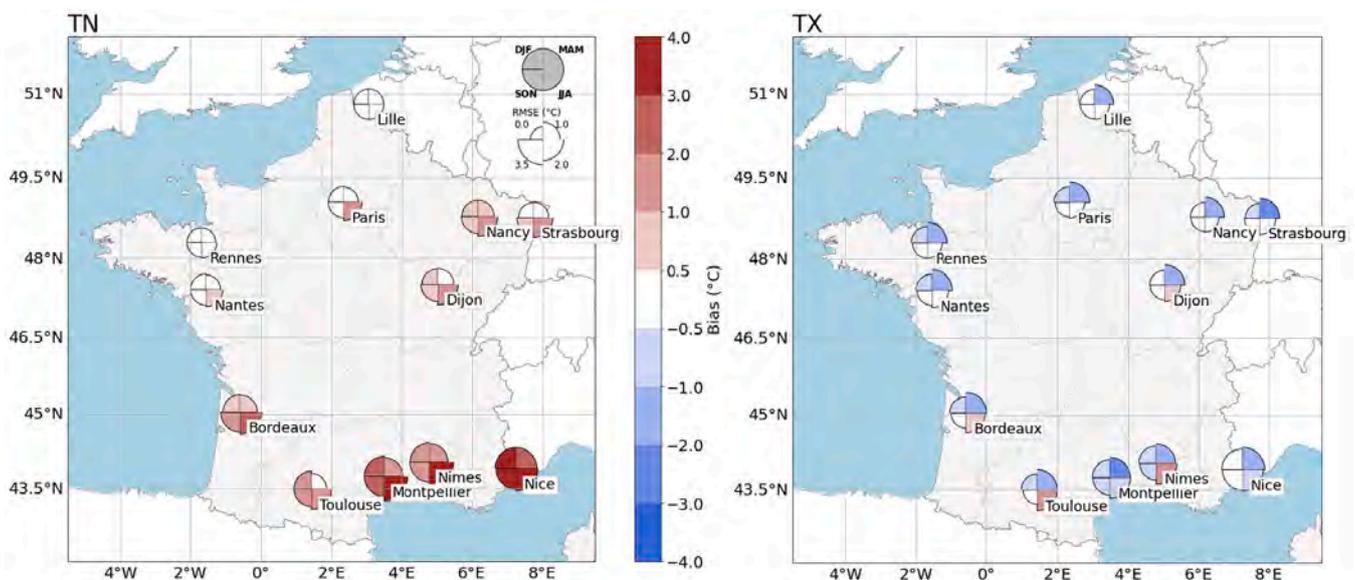


Fig. 3. 2000-2016 seasonal mean bias (in °C) and RMSE (in °C) calculated between CNRM-AROME and ANASTASIA period for TN (left) and TX (right). The different biases are indicated using pie quarters, while RMSE is indicated according to the size of the quarters (see details top right of the left figure). The associated mean TN and TX observed are available in Annex 2.

Paris, except in JJA when a little warm bias is noted. The model overestimates TN for the other cities for all seasons, but with geographical variability. Cities located on the Strasbourg-Toulouse diagonal (including Nancy and Dijon) have biases and RMSE less than 1 °C in DJF, MAM, SON, and higher bias in JJA (between +1 and + 3 °C). Biases and RMSE are maximum for Bordeaux, Montpellier, Nice and Nîmes (above +0.5 °C for all seasons). This overestimation of TN simulated by CNRM-AROME is particularly severe in summer where the biases exceed 3 °C, over the Mediterranean coastal areas. Regarding maximum temperature, southern cities such as Bordeaux, Nîmes, and Toulouse have severe positive biases in JJA (between +0.5 and + 2 °C). Otherwise, CNRM-AROME model tends to underestimate TX for other seasons. These cold biases are low in SON, slightly larger in winter (below -1 °C for all cities). In MAM, CNRM-AROME systematically underestimates TX (between -4 and - 2 °C).

The biases noted for the temperatures may result from some defects in the atmospheric forcings related to geographical and seasonal variations. The warm biases of TN are generally larger in summer due to the solar radiation overestimation, and the biases of TX are systematically smaller in spring in response to the excessive rainfalls.

3.2. Climate assessment of nighttime UHI

3.2.1. Comparison of observed nighttime UHI

This section aims to evaluate the ability of CNRM-AROME to simulate the urban climate characteristics for each city with a particular attention to the nighttime UHI (referred to as UHIN). First, the monthly climatology of UHIN determined for each city from observations over 2000-2016 are analyzed and compared (Fig. 4).

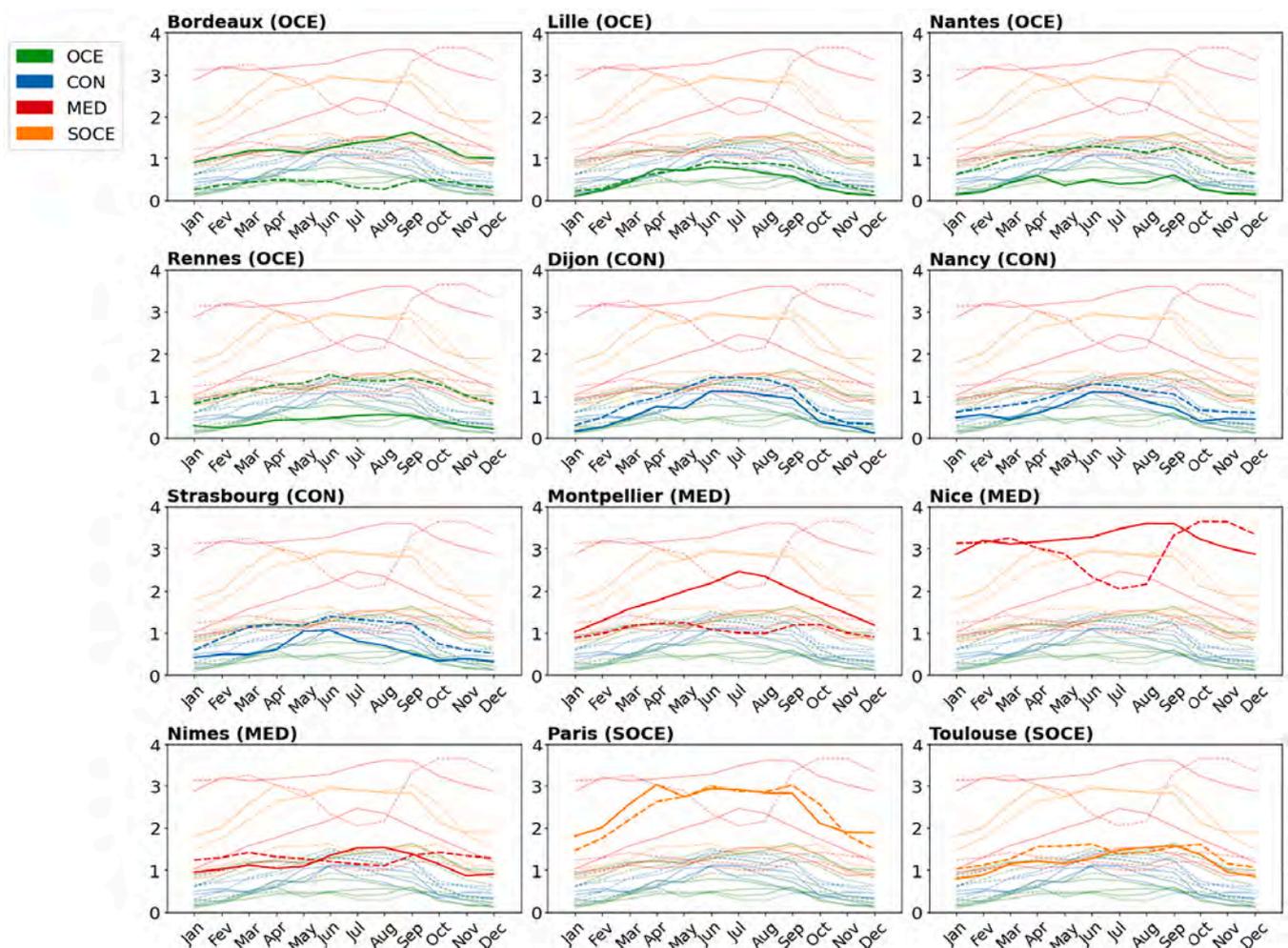


Fig. 4. Nighttime UHI (in °C) observed (solid line) and simulated by CNRM-AROME (dashed line) over the period 2000-2016. For each city, UHIN are calculated with the TN time series recorded by the urban weather station and the spatial average of TN time series over rural area or with the TN time series of the CNRM-AROME grid points corresponding to the urban station and the spatial average of TN time series over rural area. Colors indicate climate zones: green for OCEANIC, orange for SEMI-OCEANIC, blue for CONTINENTAL and red for MEDITERRANEAN. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

UHI intensities vary largely between the twelve cities of interest, from 0 to +2.8 °C for wintertime and from +0.6 to +3.6 °C for summertime. The UHI seasonal variability differs from one city to another, but mainly displays maximum intensities between April and September and minimum intensity between December and January. Similarities between UHI of some cities are underlined in relation to the climatic zones they belong to.

The three continental cities (Dijon, Nancy, and Strasbourg) show comparable UHI, with a weak range of intensities and nonetheless, a seasonal variability resulting in maximum intensities in JJA (+1 °C in June) and a minimum in DJF (around +0.4 °C). For the cities of Lille, Nantes, and Rennes (OCE), the oceanic influence limits annual temperature contrasts and gives rise to rainfall spread throughout the year. As a result, UHIs are low and have little seasonal variation (between +0.2 °C in DJF to +0.4/+0.6 °C in JJA). Although part of oceanic cities, Bordeaux displays greater values by 1 °C of UHI throughout the year. Its UHI climatology is more comparable to that of the cities of Toulouse (SOCE) and Nîmes (MED), with low seasonality and a range of variations between +1 and +1.5 °C, even if they are part of three different climatic zones. The two other Mediterranean cities of Montpellier and Nice show higher UHI, especially Nice that has the strongest intensities for all seasons varying between +2.8 and +3.6 °C. Paris (SOCE) is the city that exhibits the most contrasted climatology of UHI, with a maximum of +3 °C reached in April and a minimum of approximately +1.8 °C in January.

3.2.2. Assessment of simulated nighttime UHI

The monthly climatology of simulated UHI, calculated following the same method as observation, is presented in Fig. 4. In addition, Fig. 5 shows the seasonal biases computed for UHI over 2000-2016 for the 12 cities of interest.

For all continental (Dijon, Nancy and Strasbourg) and semi-oceanic cities (Paris and Toulouse), as well as for Lille (OCE) and Nîmes (MED), the UHI monthly climatology simulated by CNRM-AROME is close to that derived from observations (Fig. 4), even though the maximal intensity is slightly underestimated by the model in most of cities. The biases are less than ± 0.5 °C for all seasons for these cities (Fig. 5). For Nantes and Rennes (OCE), UHI is overestimated by +0.5/1 °C for all seasons (Fig. 5) but the seasonal variability is quite well reproduced (Fig. 4). Bordeaux, classified as oceanic but located more to the south than others, presents cold biases especially in JJA. The same is true for Montpellier and Nice (MED). More generally, for these three cities (and for Nîmes to a lesser extent), the monthly evolution of UHI (Fig. 4) shows a strong weakening in spring and summer, while it strengthens in observations.

In conclusion, for most of the cities of interest, CNRM-AROME correctly simulates both the intensity and seasonality of the UHI, and rather well captures the variations of UHI depending on the different climatic zones the cities belong to. Nevertheless, the comparisons highlight two defects of the model (1) regarding the simulation of summertime UHI for southern European coastal cities (Bordeaux, Montpellier and Nice), and (2) to a smaller extent regarding the simulation of the UHI's general intensity for Nantes and Rennes (OCE).

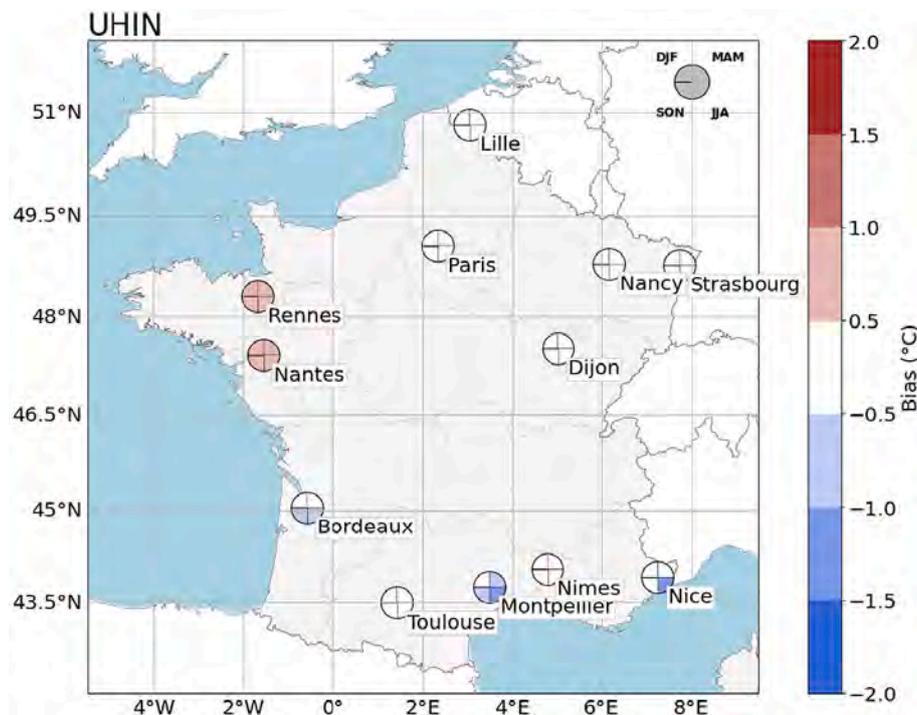


Fig. 5. 2000-2016 seasonal mean of nighttime UHI bias (in °C) calculated between CNRM-AROME and the observations. Seasons are presented using different pie quarters (see details on the top right corner of the figure).

4. Discussion

The various limitations of CNRM-AROME to simulate the urban climate characteristics identified in the multi-city analysis of UHINs may be related to the configuration of the model, the misrepresentation of some physical processes, or to the proposed methodology.

4.1. Specificities of southern coastal cities

For the coastal cities of Bordeaux, Montpellier, and Nice (as well as Nîmes to a lesser extent), a mitigation of UHIN is simulated in spring and summer, contrary to the observed seasonal trends. This results from a strengthening of the warm bias in the surroundings of the city from May to September (see TN_{RUR} in Fig. 6). The identified biases are investigated more in detail with Montpellier as a case study, using additional observations available for analysis in the vicinity. The Météo-France weather station of Prades-le-Lez (43°43'02"N, 3°51'28"E) provides long series of near-surface hourly wind speed and direction measurements, which makes it possible to study how local sea-breeze circulations are represented by CNRM-AROME. In addition, the Puéchabon flux station (43°44'29"N, 3°35'44"E), part of the international FLUXNET2015 database (Pastorello et al., 2020), located in a holm oak forest about 20-km northwest of Montpellier, provides a long-term time series of turbulent heat fluxes. This site is useful to investigate the land surface energy exchanges.

In coastal regions, land-breezes and sea-breezes can be established during the night and day, respectively, in response to temperature differential between the continental and maritime areas. Breeze systems can extend inland over a large horizontal range of 100-150 km (Drobinski et al., 2006). By transporting warmer or colder air masses depending on the direction, these local circulations play an important role in inland transport of moisture (Bastin et al., 2005, 2007). Moreover, they can influence the surface energy exchanges and therefore the near-surface temperatures. A wrong representation of coastal effects in CNRM-AROME could explain some biases.

Fig. 7 shows the observed and simulated summer wind rose at 18 UTC for Montpellier surroundings. A variable distribution of wind direction is noted in the observations with two predominant regimes: (1) a moderate north-westerly flow from the land, with speeds of 4 m/s or more; and (2) a weaker southerly flow corresponding to the sea breeze. In comparison, CNRM-AROME underestimates the occurrences of sea-breeze circulations until the end of the day. For instance, the observations indicate occurrences of southerly flows exceeding 25% against only 10% in the model. This suggests that inland areas are not cooled enough in the simulation by the penetration of the airflow coming from the sea. This could contribute to the warmer temperatures noted in the rural environment and consequently to the overestimation of nocturnal UHI. Note that the origin of this under-representation of breeze circulations in the model has not been explored in more detail. It could result from a bias in sea surface temperatures that are prescribed in CNRM-AROME from monthly averages of ERA-Interim data (80 km). A finer temporal and spatial description of SSTs is a prospect for improvements for CNRM-AROME (Caillaud et al., 2021). Sea breezes can bring added-value for local regional winds simulation in the northwestern Mediterranean region as shown by Drobinski et al. (2017).

In addition, the general evaluation of CNRM-AROME highlighted that the region was subject to a deficit of precipitation (Section 3.1.1) combined with an excess of incoming solar radiation (Section 3.1.2) in the summer period compared to what is observed. On the one hand, the land surface conditions (e.g. soil-moisture) have a significant effect on the surface fluxes, and then on the local and regional climate (Dirmeyer et al., 2013; Gómez et al., 2018; Stéfanon et al., 2013). On the other hand, we expect that the local climatic constraints influence the surface energy fluxes. This is investigated by comparing the evaporative fraction (EF, in %) calculated from

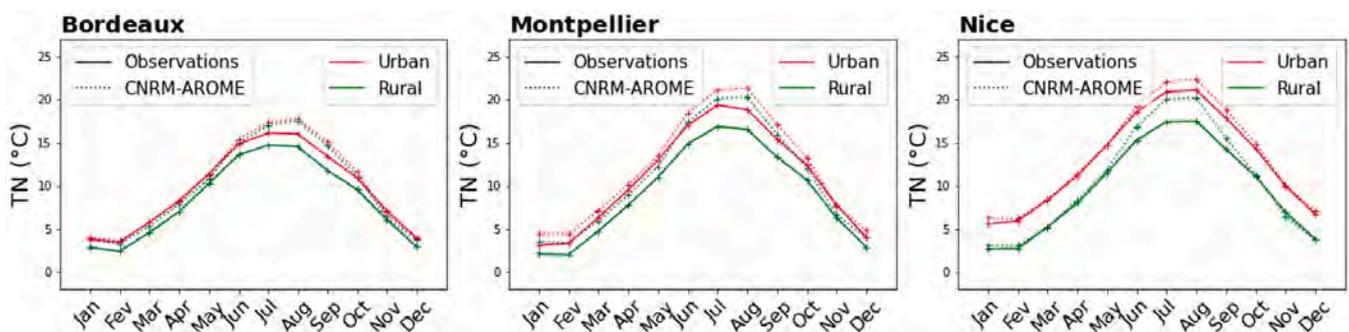


Fig. 6. Mean annual cycle of TN (in °C) observed (solid line) and simulated by CNRM-AROME (dashed line) in urban stations (in red) and rural environments (in green) in Bordeaux (left), Montpellier (middle) and Nice (right). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

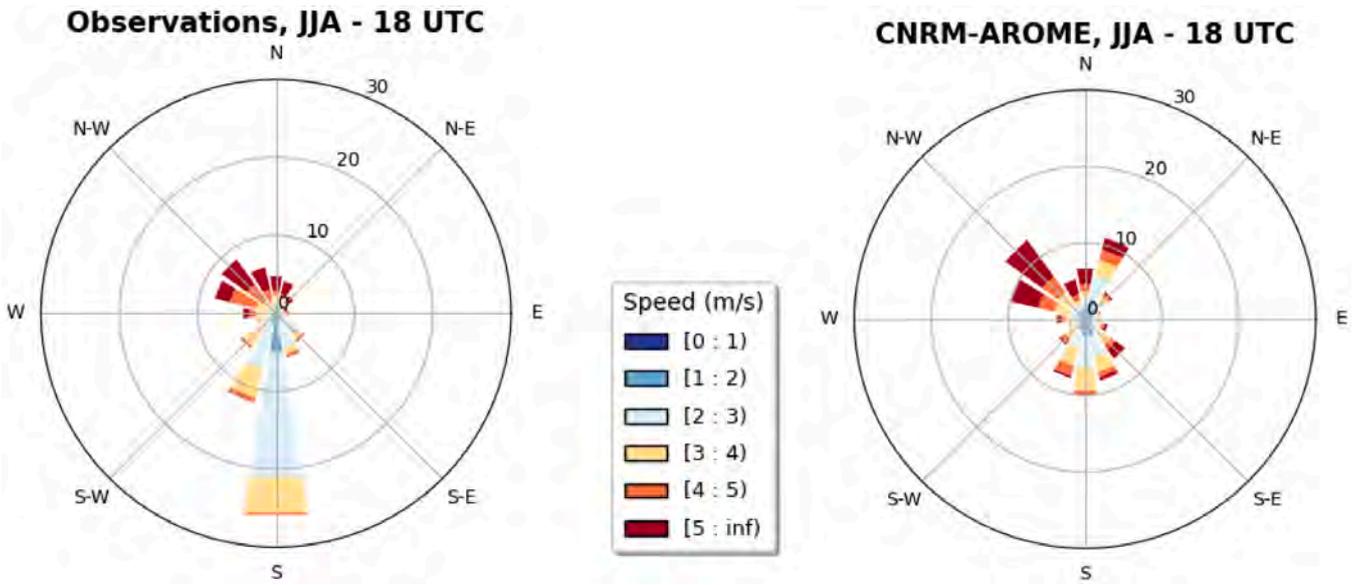


Fig. 7. Observed (left) and simulated (right) wind distributions for Montpellier in JJA at 18 UTC. Spoke indicates the frequency (in %) of winds blowing from and colour provides details on speed (in m/s).

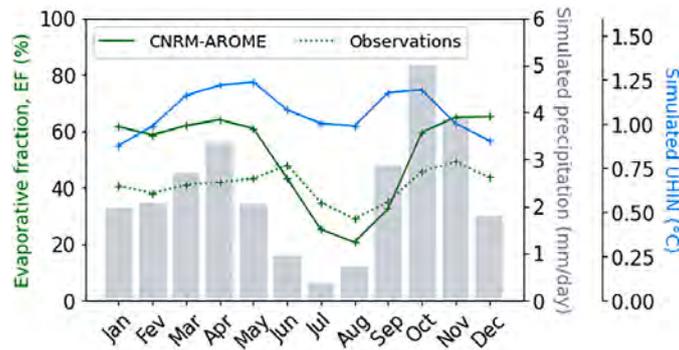


Fig. 8. Average annual cycle of EF (in %, green) simulated at the grid point corresponding to the Puéchabon station (solid line) and observed at the Puéchabon station (dashed line), precipitation (in mm/d, gray) and nighttime UHI (in °C, blue) over the period 2000-2018 in Montpellier. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

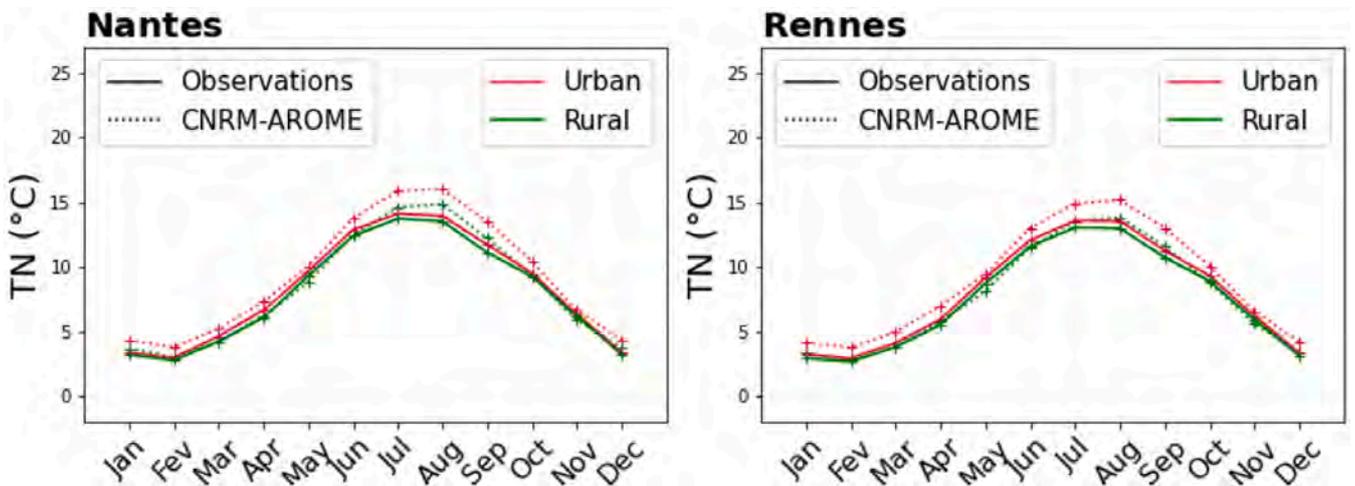


Fig. 9. Mean annual cycle of TN (in °C) observed (solid line) and simulated by CNRM-AROME (dashed line) at the urban stations (in red) and rural environment (in green) in Nantes (left) and Rennes (right). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the turbulent fluxes measured by the Puéchabon station (part of the ICOS database) and simulated at the corresponding grid point. This term reflects the fraction of available energy allocated to evapotranspiration and is calculated from the daytime values of sensible (Q_H) and latent (Q_E) turbulent heat fluxes according to:

$$EF = \frac{Q_E}{Q_E + Q_H} \quad (6)$$

Fig. 8 compares the observed and simulated monthly EF, averaged over 2000-2018. The simulated daily precipitation and UHIN are also displayed. The observed EF remains steady around 40% in winter, slightly increases until June to reach 45%, and then decreases during summer down to 30% in August, before increasing again until November. CNRM-AROME exhibits a larger range of monthly EF: between October and May, EF remains greater than 55%, and then decreases drastically from June to September with a minimum of 20% in August. This severe decrease in evapotranspiration in the rural environment is in line with the dry period indicated by the sharp decrease in rainfall simulated by CNRM-AROME (down to less than 0.5 mm per day in July) combined with a very high level of insolation. These conditions favor the soil drying, which could contribute to an excessive rise in rural temperature and result in a simultaneous decrease in the UHIN (as noted in Fig. 8). By the way, both modeling and observational studies have highlighted the influence of soil-moisture and drought on daytime temperature (Vautard et al., 2007), temperature extremes as heatwaves (Hirschi et al., 2011) and summer temperature variability (Seneviratne et al., 2006).

4.2. Methodological limitation

Fig. 9 compares observed and simulated urban (TN_{URB}) and rural (TN_{RUR}) temperatures, which are used to calculate UHIN of Nantes and Rennes. For both cities, observed TN_{URB} and TN_{RUR} are quite close throughout the year for both cities. CNRM-AROME simulates urban temperatures systematically higher than that observed, when rural temperatures are relatively close to observations, resulting in an overestimation of UHIN.

This warm bias can be partly attributed to the generic method for calculating and comparing observed and simulated UHIN, due to the potential bias in both the representativeness of the station chosen as the urban reference and the model grid point selected for the comparison. As a reminder (see Section 2.3.3), the CNRM-AROME grid cell selected as the urban reference is the closest one to the urban station, with at least 50% of urban coverage and less than 5% of water coverage. In the case of small and medium-sized cities, such as Nantes and Rennes, the whole urban area is covered by only a few CNRM-AROME grid cells. According to the method, the selected one is necessarily close to the most central and urbanized grid cell of the city. It is representative of the sub-urban area, whereas the grid cell corresponding to the actual location of the urban reference station is not very urbanized and mostly occupied by croplands in Rennes as shown in Fig. 10 (left), which may explain warmer modeled temperature than the observed one.

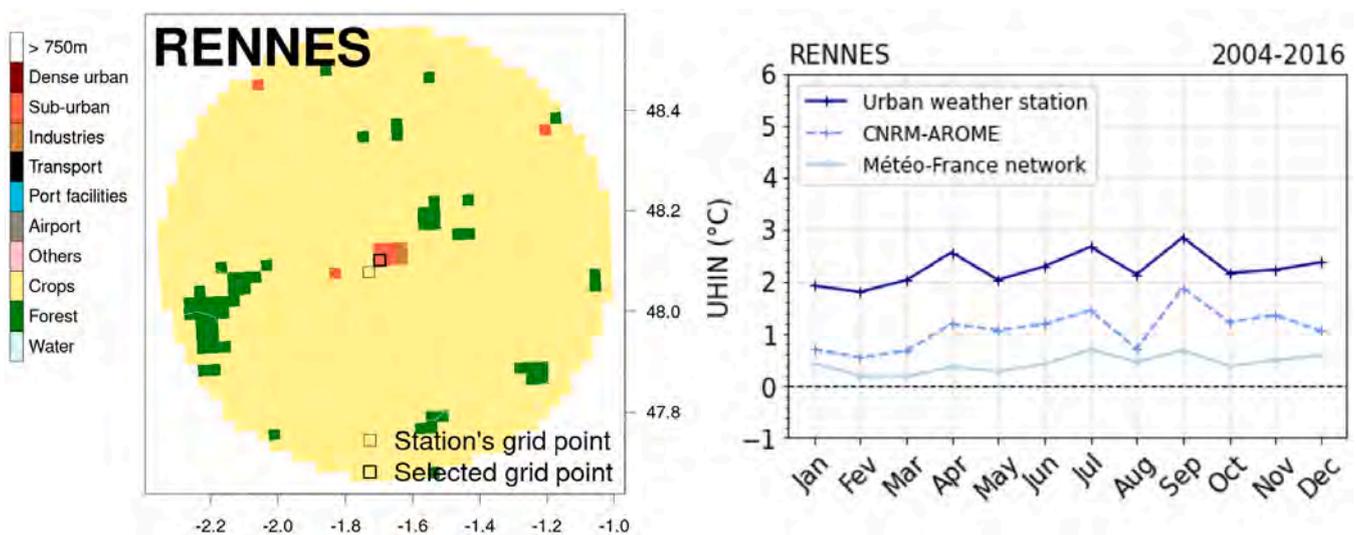


Fig. 10. Left: major land use based on ECOCLIMAP database, interpolated on the CNRM-AROME grid at 2.5 km of horizontal resolution. Right: nighttime UHI (in °C) observed at the urban weather station (dark blue), the Météo-France network (light blue) and simulated by CNRM-AROME (blue) for Rennes. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The low availability of long observation series, especially in urban areas where weather stations are scarce (Varentsov et al., 2019), is another limitation. The best compromise, for a common methodology for all cities, was to use weather stations of the Météo-France network, although those classified as urban are mostly located on the outskirts of the city center, on airports or airfields (Table 1) *i.e.*, in suburban areas. It suggests that the minimum temperature is lower there than in the very city center, and thus that UHIN is weaker than expected. For some years now, some French cities have been installing permanent urban networks for UHI monitoring, as in Toulouse (Dumas et al., 2021), Dijon (Richard et al., 2018), Rennes (Dubreuil et al., 2020).

To evaluate and discuss the relevance of our results and methodology, the data from the Rennes network (which is the oldest in operation) could be compared on a monthly basis with Météo-France and CNRM-AROME data over the common period 2004-2016. Fig. 10 (left) presents the mean annual cycle of UHIN calculated three ways: (1) from the city center station of the Rennes urban network (OBS-REN), (2) from the MétéoFrance station (OBS-MF) and (3) from the most urbanized grid cell of CNRM-AROME over Rennes (MOD-REN). As previously noted for Rennes and Nantes, even from the data of urban networks, the seasonality of UHIN is found weak due to oceanic conditions and UHIN is stable all over the year varying between 2 and 3 °C for the city center (OBS-REN). In comparison, both monthly variability and intensities of UHIN are significantly lower for OBS-MF, that is explained by the less urban local conditions of the Météo France station. Finally, CNRM-AROME compares well to OBS-REN in terms of variability but with slightly weaker intensities. For a small-sized city such as Rennes, the horizontal resolution of 2.5-km is somewhat loose to accurately capture the characteristics of the city center of Rennes which covers a smaller area. Conversely, the grid point considered is more urbanized than the environment of the Météo France station, hence an overestimation of the UHIN with MOD-REN when compared to OBS-MF. It can therefore be considered that CNRM-AROME gives an intermediate estimate of UHIN representative of the peri-urban areas.

4.3. City size and model resolution

Finally, the ability of the model to reproduce the intensity and spatial extent of the UHIN is also largely dependent on the size of the city at the 2.5-km horizontal resolution. For illustration purposes, Fig. 11 is a mapping of the mean summer UHIN over 2000-2016 over Dijon which is a small-sized city, Toulouse which is a medium-sized city, and Paris which is by far the largest urban area in Metropolitan France.

For Dijon (Fig. 11, left), the maximum intensity is reached in the historical center, varying between +2 and +2.5 °C, which is slightly lower than that found by Richard et al. (2018) based on local observations but over a shorter time period. In addition, the complex topography of the Dijon region results in a local temperature gradient that is superimposed on the urban effects. For Toulouse (Fig. 9, middle), the summertime UHIN intensity is quite small (around +1 and +1.5 °C) in the CNRM-AROME simulation but its spatial pattern is more extended and follows the shape of the city. These results are slightly higher than the findings of Houet and Pigeon (2011), which quantified a UHIN of 2 ± 0.3 °C between UCZ2 (*i.e.*, old city core) and UCZ6 (*i.e.*, airport) in Toulouse. Finally for Paris (Fig. 9, right), a more pronounced and extended UHIN is simulated (with maximum intensity between +3.5 and +4 °C in the very city center) since the urban area is larger and more densely built up. In this case, the horizontal resolution of 2.5 km is sufficient to describe the pattern of the UHI which covers Paris and its inner suburbs, but also follows the urbanized valleys to the southeast and northwest (as shown by Lemonsu et al., 2022).

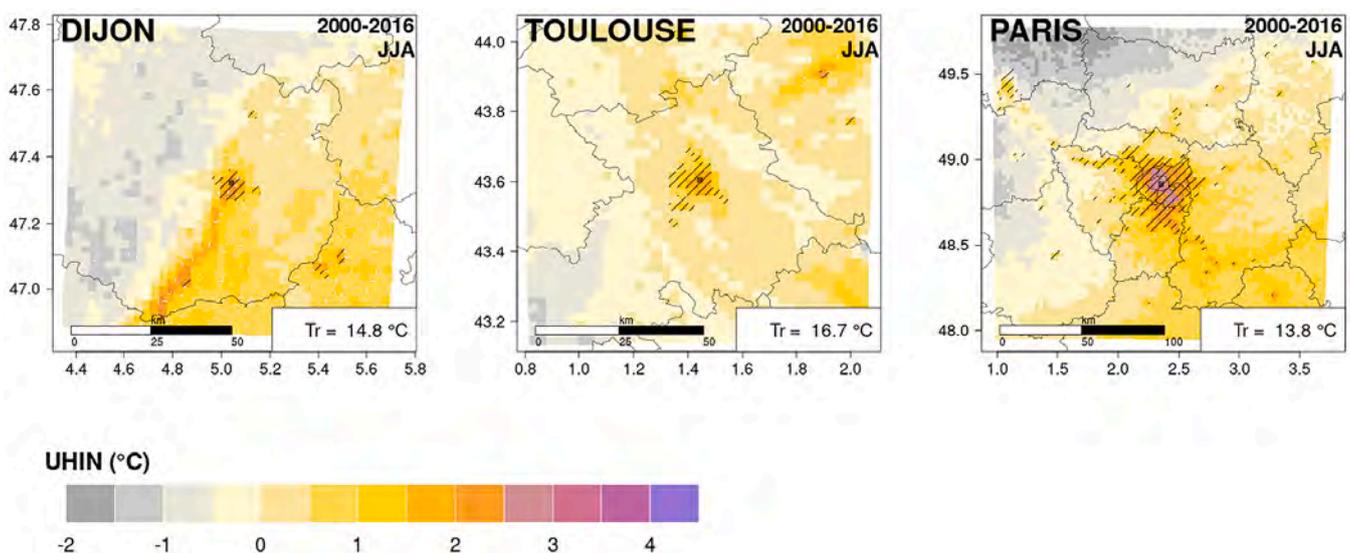


Fig. 11. Nighttime UHI (in °C) maps over Dijon (left), Toulouse (center) and Paris (right) for JJA. Urban areas are indicated by hatching.

5. Conclusion

A hindcast simulation performed with the CP-RCM CNRM-AROME with a 2.5-km horizontal resolution was analyzed to investigate the potential of this new generation of regional climate models for urban-oriented studies. We quantified for the first time the capacity of CNRM-AROME, coupled with the urban canopy model TEB, to simulate the UHI of an ensemble of French cities over a long past period (2000-2018). The large northwestern European domain of CNRM-AROME made possible the investigation of city-to-city differences according to their geographical and climatic contexts, as well as seasonal variability. The analysis also allowed us to identify some limitations or weaknesses in the simulations and configurations of the model.

In agreement with other studies on CNRM-AROME (Caillaud et al., 2021; Lemonsu et al., 2022; Lucas-Picher et al., 2022), the analysis of the local atmospheric conditions for each city showed that the model systematically overestimates incoming solar radiation and precipitation (except in summer), which could explain partially the warm(cold) biases in minimum(maximum) daily temperatures. Nevertheless, the CP-RCM CNRM-AROME realistically simulates the seasonal variability, minimum and maximum intensities of UHI over most French cities of interest and similarities between cities of the same climatic zones in response to the local atmospheric forcing. Even though CNRM-AROME has so far been applied mainly to study fall high-precipitation events in the Mediterranean region (Fumière et al., 2019; Reder et al., 2020; Caillaud et al., 2021), the model performs less satisfactorily for southern European coastal cities, especially in summer for Mediterranean cities that have complex geographical environments (coastline and relief). In this case, the misrepresentation of the UHI results from a general deficiency of CNRM-AROME in simulating the Mediterranean climate (too hot and dry conditions), a behavior shared with many RCMs (Boberg and Christensen, 2012), rather than a bad performance of the urban canopy model TEB to simulate the urban surface processes.

Overall, the temperatures simulated over the urban areas are realistic, confirming the potential of this CNRM-AROME configuration coupled to a dedicated urban canopy model for studying city-scale weather conditions in interaction with the local and regional climate. Lemonsu et al. (2022) recently underlined the added-value of the urban canopy model TEB, implemented in the land-surface module of CNRM-AROME, compared to the simple slab “bulk” parameterization classically applied in RCMs. Thanks to the generic approach proposed here, the study could be extended to additional cities (especially in Europe) to strengthen the findings.

Finally, this study is a first step to quantify some urban effects for the present climate using an evaluation hindcast CNRM-AROME simulation. This opens interesting research perspectives for conducting climate change impact studies focusing on the urban climate. In this context, work is underway to analyze the evolution of the urban climate of an ensemble of European cities by the middle and end of the 21st century.

Author's contributions

Yohanna Michau: Investigation, Methodology, Visualization, Writing -an original draft, Writing - review and editing.

Aude Lemonsu: Methodology, Supervision, Writing - review and editing.

Philippe Lucas-Picher: Methodology, Supervision, Writing - review and editing.

Cécile Caillaud: Data curation, Writing - review and editing.

Availability of data and materials

The datasets generated during and/or analyzed during the current study are available from the corresponding author on reasonable request.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgments

This work was supported by the French National Research Agency under the future investment program ANR-18-MPGA-0005 and by the EUCP (European Climate Prediction System, <https://www.eucp-project.eu>) project. The EUCP project has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under Grant Agreement No. 776613. The AROME model is developed from a collaboration between CNRM and CNRS laboratories involved in Meso-NH research, along with the international ACCORD consortium.

The author would like to thank Samuel Somot for his scientific advice and Antoinette Alias who played a key role in the development of CNRM-AROME and in performing several simulations of it. The author thanks Météo-France for providing the COMEPHORE database (available through AERIS platform: <https://radarsmf.aeris-data.fr/>), the ANASTASIA database and Météo-France weather stations data. Special thanks to Martin Wild from the ETH Zurich for his comments on the GEBA observational data (available through

GEBA platform <https://geba.ethz.ch/>), co-funded by the Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss within the framework of GCOS Switzerland. We thank Jean Kempf, Jean-Marc Limousin and Jean-Marc Ourcival from the Site Expérimental de Puéchabon for providing data (available through European Fluxes Database Cluster initiative platform <http://gaia.agraria.unitus.it/>). Finally, the author thanks three anonymous reviewers for their helpful suggestions.

Appendix 1. Annex

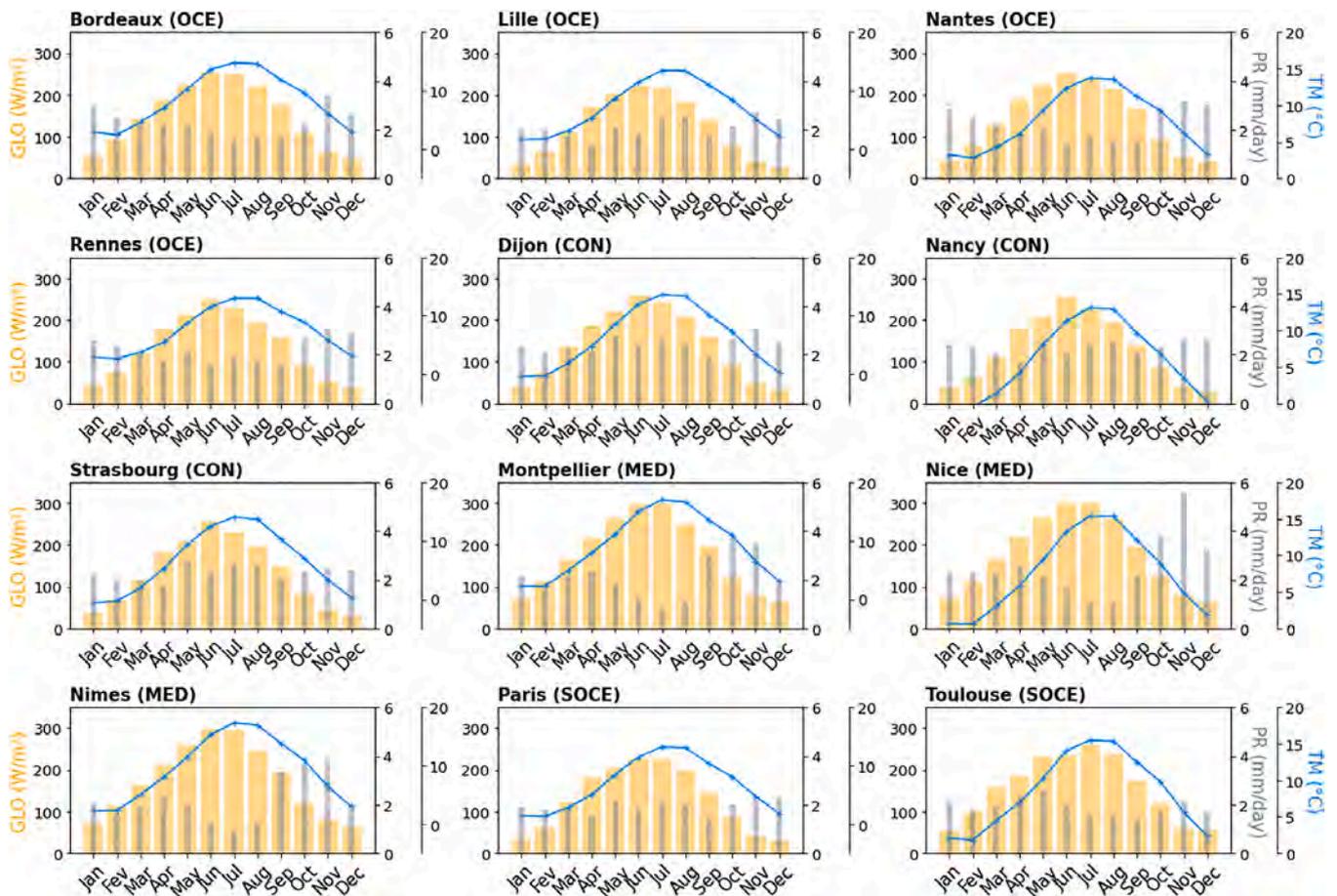


Fig. 12. Mean temperature (TM), precipitation (PR) and incoming solar radiation (GLO) normals plotted with ANASTASIA gridded product (blue, 2000-2016), COMEPHORE gridded product (gray, 2000-2018), and GEBA or Météo-France stations (orange), respectively. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Appendix 2. Annex

Table 4
Mean TN and TX observed in ANASTASIA (in °C).

CITY	DJF		MAM		JJA		SON	
	Mean TN observed	Mean TX observed						
	°C							
BORDEAUX	2.8	10.8	7.3	18.5	14.3	26.8	9.2	19.7
LILLE	1.9	7.1	5.7	14.8	12.8	22.7	8.2	15.6
NANTES	3.1	9.7	6.6	16.4	13.3	24.5	8.9	17.9
RENNES	2.9	9.2	6.0	15.7	12.5	23.5	8.5	17.1
DIJON	-0.1	6.1	5.1	15.8	13.0	25.0	7.0	15.8
NANCY	-0.3	5.5	4.6	15.2	12.5	24.2	6.6	15.0
STRASBOURG	-0.2	5.5	5.5	15.7	13.4	24.7	6.9	15.1
MONTPELLIER	2.5	11.3	8.0	18.7	16.2	28.7	10.3	20.0

(continued on next page)

Table 4 (continued)

CITY	DJF		MAM		JJA		SON	
	Mean TN observed	Mean TX observed						
	°C							
NICE	1.0	9.4	6.1	15.7	14.7	25.6	8.6	17.7
NÎMES	2.5	11.3	8.2	19.4	16.5	29.5	10.4	20.3
PARIS	1.5	7.3	5.5	15.7	12.6	24.3	7.7	16.2
TOULOUSE	2.1	10.1	7.3	18.0	15.0	27.5	9.3	19.6

References

- Ashley, W.S., Bentley, M.L., Stallins, J.A., 2011. Urban-Induced Thunderstorm Modification in the Southeast United States Climatic Change, 113. Springer, pp. 481–498. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0324-1>.
- Bastin, S., Drobinski, P., Dabas, A., Delville, P., Reitebuch, O., Werner, C., 2005. Impact of the Rhône and durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. *Atmos. Res. Elsevier BV* 74, 303–328. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.04.014>.
- Bastin, S., Champollion, C., Bock, O., Drobinski, P., Masson, F., 2007. Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE IOP2. *J. Appl. Meteorol. Climatol. Am. Meteorol. Soc.* 46, 167–182. <https://doi.org/10.1175/jam2450.1>.
- Bauer, T.J., 2020. Interaction of urban heat island effects and land–sea breezes during a New York City Heat Event. *J. Appl. Meteorol. Climatol. Am. Meteorol. Soc.* 59, 477–495. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-19-0061.1>.
- Besson, F., Dubuisson, B., Etchevers, P., Gibelin, A.L., Lassegues, P., Schneider, M., Vincendon, B., 2019. Climate monitoring and heat and cold waves detection over France using a new spatialization of daily temperature extremes from 1947 to present. *Adv. Sci. Res. Copernicus GmbH* 16, 149–156. <https://doi.org/10.5194/asr-16-149-2019>.
- Boberg, F., Christensen, J., 2012. Overestimation of Mediterranean summer temperature projections due to deficiencies. *Nat. Clim. Chang.* 2, 433–436. <https://doi.org/10.1038/nclimate1454>.
- Boone, A., Calvet, J.C., Noilhan, J., 1999. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method. *J. Appl. Meteorol. Am. Meteorol. Soc.* 38, 1611–1630. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<1611:ioatsl>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:ioatsl>2.0.co;2).
- Büttner, G., 2002. CORINE Land Cover Update, I&CLC2000 Project. Technical Guidelines, EEA-ETC/TE. <http://terrestrial.eionet.eu.int>.
- Caillaud, C., Somot, S., Alias, A., Bernard-Bouissières, I., Fumière, Q., Laurantin, O., Seity, Y., Ducrocq, V., 2021. Modeling Mediterranean heavy precipitation events at climate scale: an object-oriented evaluation of the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model. *Clim. Dyn.* 56, 1717–1752. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05558-y>.
- Cannelas, C., 2014. Les normales climatiques spatialisées Aurelhy 1981-2010: températures et précipitations. Direction de la Climatologie, Météo-France.
- Champeaux, J.L., Masson, V., Chauvin, F., 2005. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorol. Appl. Wiley* 12, 29–32. <https://doi.org/10.1017/s1350482705001519>.
- Childs, P.P., Raman, S., 2005. Observations and numerical simulations of urban Heat Island and sea breeze circulations over New York City. *Pure Appl. Geophys. Springer* 162, 1955–1980. <https://doi.org/10.1007/s00024-005-2700-0>.
- Daniel, M., Lemonsu, A., Déqué, M., Somot, S., Alias, A., Masson, V., 2018. Benefits of explicit urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interactions. *Clim. Dyn. Springer LLC* 52, 2745–2764. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4289-x>.
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res. Am. Geophys. Union (AGU)* 83, 1889. <https://doi.org/10.1029/jc083ic04p01889>.
- Dirmeyer, P., Jin, Y., Singh, B., Yan, X., 2013. Trends in land–atmosphere interactions from CMIP5 simulations. *J. Hydrometeorol.* 829–849.
- Drobinski, P., Bastin, S., Dabas, A., Delville, P., Reitebuch, O., 2006. Variability of three-dimensional sea breeze structure in southern France: observations and evaluation of empirical scaling laws. *Ann. Geophys. Eur. Geosci. Union* 24 (7), 1783–1799.
- Drobinski, P., Bastin, S., Arsouze, T., Béranger, K., Flaounas, E., Stéfanon, M., 2017. North-Western Mediterranean Sea-breeze circulation in a regional climate system model. *Clim. Dyn. Springer Science and Business Media LLC* 51, 1077–1093.
- Dubreuil, V., Foissard, X., Nabucet, J., Thomas, A., Quéno, H., 2020. Fréquence et intensité des îlots de chaleur à Rennes : bilan de 16 années d'observations (2004-2019). *Climatol. EDP Sci.* 17, 6. <https://doi.org/10.1051/climat/202017006>.
- Dumas, G., Masson, V., Hidalgo, J., Edouard, V., Hanna, A., Poujol, G., 2021. Co-construction of climate services based on a weather stations network: application in Toulouse agglomeration local authority. *Clim. Serv.* 24. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2021.100274>.
- Fumière, Q., Déqué, M., Nuissier, O., Somot, S., Alias, A., Caillaud, C., Laurantin, O., Seity, Y., 2019. Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall: added value of the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model, 55. Springer, pp. 77–91. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04898-8>.
- Gómez, I., Caselles, V., Estrela, M., Sánchez, J., Rubio, E., 2018. Simulation of surface energy fluxes and meteorological variables using the regional atmospheric Modeling system (RAMS): evaluating the impact of land-atmosphere coupling on short-term forecasts. *Agric. Forest Meteorol. Elsevier BV* 249, 319–334. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.10.027>.
- Hamdi, R., Duchêne, F., Berckmans, J., Delcloo, A., Vanpoucke, C., Termonia, P., 2016. Evolution of urban heat wave intensity for the Brussels capital region in the ARPEGE-climate A1B scenario, 17. Elsevier BV, pp. 176–195. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2016.08.001>.
- Hamdi, R., Kusaka, H., Doan, Q.V., Cai, P., He, H., Luo, G., Kuang, W., Caluwaerts, S., Duchêne, F., Schaeysbroek, B.V., Termonia, P., 2020. The state-of-the-art of urban climate change modeling and observations. *Earth Syst. Environ. Springer* 4, 631–646. <https://doi.org/10.1007/s41748-020-00193-3>.
- Hengl, T., de Jesus, J.M., Heuvelink, G.B.M., Gonzalez, M.R., Kilibarda, M., Blagotić, A., Shangguan, W., Wright, M.N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M.A., Vargas, R., MacMillan, R.A., Batjes, N.H., Leenaars, J.G.B., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S., Kempen, B., Bond-Lamberty, B., 2017. SoilGrids250m: global gridded soil information based on machine learning. *PLoS One* 12, e0169748. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>.
- Hewitt, C.D., Lowe, J.A., 2018. Toward a European climate prediction system. *Bull. Am. Meteorol. Soc. Am. Meteorol. Soc.* 99, 1997–2001. <https://doi.org/10.1175/bams-d-18-0022.1>.
- Hirschi, M., Seneviratne, S., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O., Formayer, H., Orlowsky, B., Stepanek, P., 2011. Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nat. Geosci.* 4, 17–21. <https://doi.org/10.1038/ngeo1032>.
- Houet, T., Pigeon, G., 2011. Mapping urban climate zones and quantifying climate behaviors - an application on Toulouse urban area (France). *Environ. Pollut. Elsevier BV* 159, 2180–2192. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2010.12.027>.
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailles, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale. Cybergeog OpenEdition. <https://doi.org/10.4000/cybergeog.23155>.
- Kendon, E.J., Prein, A.F., Senior, C.A., Stirling, A., 2021. Challenges and outlook for convection-permitting climate modeling. *Roy. Soc.* 379, 20190547. <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0547>.

- Kingfield, D.M., Calhoun, K.M., de Beurs, K.M., Henebry, G.M., 2018. Effects of City size on thunderstorm evolution revealed through a multiradar climatology of the Central United States. *J. Appl. Meteorol. Climatol. Am. Meteorol. Soc.* 57, 295–317. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-16-0341.1>.
- Kuttler, W., 2008. The urban climate – basic and applied aspects. In: *Urban Ecology*, 233–248. Springer US. https://doi.org/10.1007/978-0-387-73412-5_13.
- Laaidi, K., Zeghnoun, A., Dousset, B., Bretin, P., Vandentorren, S., Giraudet, E., Beauveau, P., 2012. The impact of Heat Islands on mortality in Paris during the august 2003 heat wave. *Environ. Health Perspect.* 120, 254–259. <https://doi.org/10.1289/ehp.1103532>.
- Le Roy, B., Lemonsu, A., Kounkou-Arnaud, R., Brion, D., Masson, V., 2020. Long time series spatialized data for urban climatological studies: a case study of Paris, France. *Int. J. Climatol.* Wiley 40, 3567–3584. <https://doi.org/10.1002/joc.6414>.
- Lemonsu, A., Belair, S., Mailhot, J., 2009. The new Canadian urban Modeling system: evaluation for two cases from the joint urban 2003 Oklahoma City experiment. *Bound. Layer Meteorol.* Springer 133, 47–70. <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9414-2>.
- Lemonsu, A., Kounkou-Arnaud, R., Desplat, J., Salagnac, J.L., Masson, V., 2013. Evolution of the Parisian urban climate under a global changing climate. *Clim. Change Springer* 116, 679–692. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0521-6>.
- Lemonsu, A., Caillaud, C., Alias, A., Riette, S., Seity, Y., Le Roy, B., Michau, Y., Lucas-Picher, P., 2022. What Added Value of CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model Compared to CNRM-ALADIN Regional Climate Model for Urban Climate Studies? *Climate Dynamics, Evaluation over Paris area (France)*. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1638408/v1>.
- Liu, J., Niyogi, D., 2019. Meta-analysis of urbanization impact on rainfall modification. *Sci. Rep. Springer Business Media LLC* 9. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-42494-2>.
- Lucas-Picher, P., Laprise, R., Winger, K., 2017. Evidence of added value in north American regional climate model hindcast simulations using ever-increasing horizontal resolutions. *Clim. Dyn.* 48, 2611–2633. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3227-z>.
- Lucas-Picher, P., Argüeso, D., Brisson, E., Trambly, Y., Berg, P., Lemonsu, A., Kotlarski, S., Caillaud, C., 2021. Convection-permitting modeling with regional climate models: latest developments and next steps. *Wiley Rev. Clim. Change* 12. <https://doi.org/10.1002/wcc.731>.
- Lucas-Picher, P., Brisson, E., Caillaud, C., Alias, A., Nabat, P., Lemonsu, A., Poncet, N., Hernandez, E., Michau, Y., Doury, A., Monteiro, D., Somot, S., 2022. Evaluation of the convection-permitting regional climate model CNRM-AROME41t1 over northwestern Europe. *Clim. Dyn.* <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1393181/v1> submitted.
- Masson, V., 2000. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound.-Layer Meteorol.* 94, 357–397. <https://doi.org/10.1023/a:1002463829265>.
- Masson, V., Champeaux, J.L., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2003. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Clim. Am. Meteorol. Soc.* 16, 1261–1282. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1261:agdols>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1261:agdols>2.0.co;2).
- Masson, V., Moigne, P.L., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essauini, K., Gibelin, A.L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdran, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Brossier, C.L., Lemonsu, A., Mahfouf, J.F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., Voltaire, A., 2013. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev. Copernicus GmbH* 6, 929–960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>.
- Masson, V., Lemonsu, A., Hidalgo, J., Voogt, J., 2020. Urban climates and climate change. *Annu. Rev. Environ. Resour. Annu. Rev.* 45 <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320-083623>.
- McCarthy, M.P., Harpham, C., Goodess, C.M., Jones, P.D., 2011. Simulating climate change in UK cities using a regional climate model, HadRM3. *Int. J. Climatol.* Wiley 32, 1875–1888. <https://doi.org/10.1002/joc.2402>.
- Mussetti, G., Brunner, D., Allegrini, J., Wicki, A., Schubert, S., Carmeliet, J., 2020. Simulating urban climate at sub-kilometer scale for representing the intra-urban variability of Zurich, Switzerland. *Int. J. Climatol.* Wiley 40, 458–476. <https://doi.org/10.1002/joc.6221>.
- Nabat, P., Somot, S., Cassou, C., Mallet, M., Michou, M., Bouniol, D., Decharme, B., Drugé, T., Roehrig, R., Saint-Martin, D., 2020. Modulation of radiative aerosols effects by atmospheric circulation over the Euro-Mediterranean region. *Atmos. Chem. Phys. Copernicus GmbH* 20, 8315–8349. <https://doi.org/10.5194/acp-20-8315-2020>.
- Noilhan, J., Mahfouf, J.F., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Glob. Planet. Change Elsevier BV* 13, 145–159. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7).
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Month. Weather Rev. Am. Meteorol. Soc.* 117, 536–549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:aspols>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:aspols>2.0.co;2).
- Oke, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Methuen & Co.
- Oke, T.R., 2017. *Urban Climates*. Cambridge University Press.
- Pastorello, G., Trotta, C., Canfora, E., et al., 2020. The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. *Sci. Data* 7, 225. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0534-3>.
- Prein, A.F., Langhans, W., Fossler, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., Lipzig, N.P.M., Leung, R., 2015. A review on regional convection-permitting climate modeling: demonstrations, prospects, and challenges. *Rev. Geophys. Am. Geophys. Union (AGU)* 53, 323–361. <https://doi.org/10.1002/2014rg000475>.
- Reder, A., Raffa, M., Montesarchio, M., Mercogliano, P., 2020. Performance evaluation of regional climate model simulations at different spatial and temporal scales over the complex orography area of the alpine region. *Nat. Hazards Springer* 102, 151–177. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-03916-x>.
- Richard, Y., Emery, J., Dudek, J., Pergaud, J., Chateau-Smith, C., Zito, S., Rega, M., Vairet, T., Castel, T., Thevenin, T., Pohl, B., 2018. How relevant are local climate zones and urban climate zones for urban climate research? Dijon (France) as a case study. *Urban Clim. Elsevier BV* 26, 258–274. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.10.002>.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., Masson, V., 2011. The AROME-France convective-scale operational model. *Month. Weather Rev. Am. Meteorol. Soc.* 139, 976–991. <https://doi.org/10.1175/2010mwr3425.1>.
- Seneviratne, S., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature* 443, 205–209. <https://doi.org/10.1038/nature05095>.
- Shimadera, H., Kondo, A., Shrestha, K.L., Kitaoka, K., Inoue, Y., 2015. Numerical evaluation of the impact of urbanization on summertime precipitation in Osaka. *Jpn. Adv. Meteorol. Hindawi Limited* 1–11. <https://doi.org/10.1155/2015/379361>.
- Shourav, M.S.A., Shahid, S., Singh, B., Mohsenipour, M., Chung, E.S., Wang, X.J., 2017. Potential impact of climate change on residential energy consumption in Dhaka City. *Environ. Model. Assess. Springer* 23, 131–140. <https://doi.org/10.1007/s10666-017-9571-5>.
- Shu, C., Gaur, A., Wang, L., Bartko, M., Laouadi, A., Ji, L., Lacasse, M., 2021. Added value of convection permitting climate modeling in urban overheating assessments. *Build. Environ. Elsevier BV* 207. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2021.108415>.
- Stéfanou, M., Drobinski, P., D'Andrea, F., Lebeaupin-Brossier, C., Bastin, S., 2013. Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. *Clim. Dyn. Springer Science and Business Media LLC* 42, 1309–1324. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1794-9>.
- Tabary, P., Laurantin, O., Dupuy, P., L'Henaff, G., Merlier, C., Soubeyroux, J.M., 2012. A 10-Year (1997–2006) Reanalysis of Quantitative Precipitation Estimation over France (The seventh European conference on radar in meteorology and hydrology).
- Tan, J., Zheng, Y., Tang, X., Guo, C., Li, L., Song, G., Zhen, X., Yuan, D., Kalkstein, A.J., Li, F., Chen, H., 2009. The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *Int. J. Biometeorol. Springer Science and Business Media LLC* 54, 75–84. <https://doi.org/10.1007/s00484-009-0256-x>.
- Theeuwes, N.E., Barlow, J.F., Teuling, A.J., Grimmond, C.S.B., Kotthaus, S., 2019. Persistent cloud cover over mega-cities linked to surface heat release. *Clim. Atmos. Sci. Springer* 2. <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0072-x>.
- Varentsov, M.I., Grishchenko, M.Y., Wouters, H., 2019. Simultaneous assessment of the summer urban heat island in Moscow megacity based on in situ observations, thermal satellite images and mesoscale modeling. *Geogr. Environ. Sustain. Russ. Geogr. Soc.* 12, 74–95. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2019-10>.
- Vautard, R., Yiou, P., D'Andrea, F., de Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., Polcher, J., Ciaï, P., Kageyama, M., Fan, Y., 2007. Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophys. Res. Lett. Am. Geophys. Union (AGU)* 34. <https://doi.org/10.1029/2006gl028001>.

- Vidal, J.P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.M., 2009. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.* Wiley 30, 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>.
- Wild, M., Ohmura, A., Schär, C., Müller, G., Folini, D., Schwarz, M., Hakuba, M.Z., Sanchez-Lorenzo, A., 2017. The global energy balance archive (GEBA) version 2017: a database for worldwide measured surface energy fluxes. *Earth Syst. Sci. Data Copernicus GmbH* 9, 601–613. <https://doi.org/10.5194/essd-9-601-2017>.
- Woodhams, B.J., Birch, C.E., Marsham, J.H., Bain, C.L., Roberts, N.M., Boyd, D.F.A., 2018. What is the added value of a convection-permitting model for forecasting extreme rainfall over tropical East Africa? *Am. Meteorol. Soc.* 146, 2757–2780. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-17-0396.1>.

3.3 Évaluations complémentaires du modèle AROME

3.3.1 Représentation des vents caractéristiques

Dans l'hémisphère nord, la circulation atmosphérique aux latitudes moyennes est généralement influencée par les systèmes de haute pression (anticyclone) et de basse pression (dépression) qui s'établissent respectivement en réponse à une descente d'air froid plus dense ou une ascendance d'air chaud moins dense. Sous l'effet du mouvement de rotation de la Terre, le vent souffle dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour d'une dépression, tandis qu'il souffle dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone (Millet, 2000). À des échelles plus locales, les écoulements des masses d'air peuvent être influencés par les caractéristiques de surface, notamment le relief (Yoshino, 2005). Celui-ci peut modifier l'écoulement et la direction du vent en créant des effets de canalisation ou de blocage. Le couloir rhodanien dans la Vallée du Rhône, par exemple, canalise et accélère les flux de nord-est pour former le vent violent communément appelé mistral (Corbel, 1962). Le mistral est un des vents récurrents (ou vents caractéristiques) de France métropolitaine, qui s'établit au niveau de la région méditerranéenne. Il en existe d'autres comme le montre la FIGURE 3.4.

Pour évaluer les capacités du modèle AROME à simuler les vents caractéristiques, une rose des vents établie à partir des vitesses et des directions de vent simulées par le modèle au pas de temps horaire est comparée à la rose des vents basée sur les observations. Pour minimiser les éventuelles influences ou perturbations urbaines sur les mesures du vent, les données d'observation proviennent, pour chaque ville, d'une station rurale de référence située à proximité (TABLEAU 3.1). Pour effectuer la comparaison entre les observations et les simulations du modèle AROME, les composantes zonales u et méridiennes v du vent ont été extraites à partir des sorties horaires du modèle. Afin d'obtenir une représentation statistiquement significative des fréquences d'apparition des directions et des vitesses de vent, les données sont extraites au point de grille correspondant à la station rurale et aux huit points de grille

environnants. Cela permet également de conserver un échantillon de données réalistes, puisque le vent est très variable spatialement.

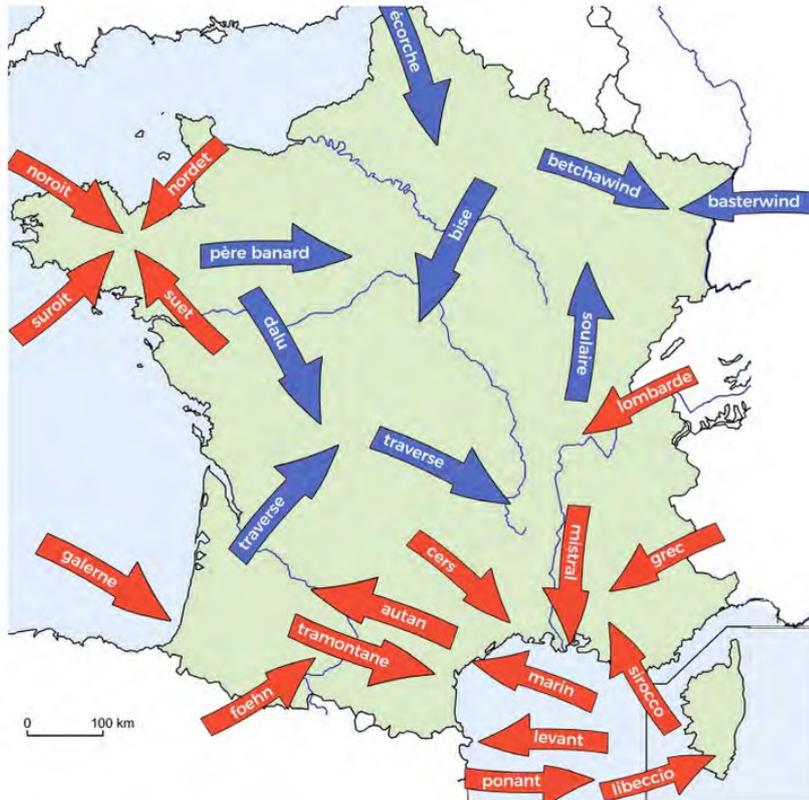


FIGURE 3.4 – Vents régionaux de France métropolitaine.
 | Source : Article en ligne "METEO EXTREME : Quels sont les record climatiques en France ?" publié par Météo-Paris (Météo-Paris, 2020).

À partir des composantes u et v du vent, la direction (DD , exprimée en $^\circ$) et la vitesse (FF , exprimée en $m.s^{-2}$) du vent sont calculées pour chaque pas de temps horaire.

$$FF = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (3.1)$$

$$DD = \arctan(u, v) \times \frac{180}{\pi} + 180 \quad (3.2)$$

Les roses des vents, basées sur les observations du réseau RADOME, montrent plusieurs vents régionaux sur la France métropolitaine (FIGURE 3.5).

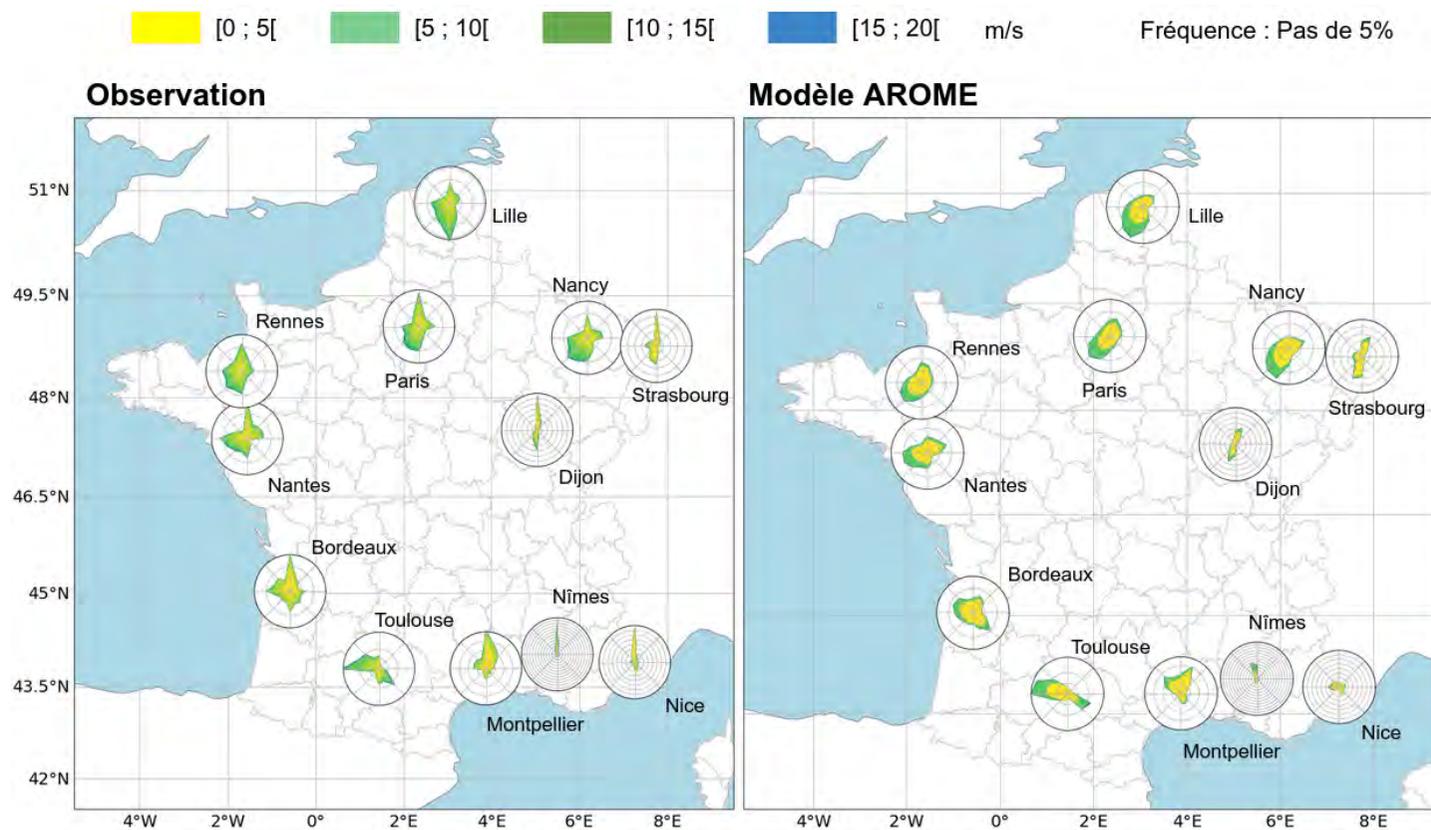


FIGURE 3.5 – Fréquences d'apparition des directions et des vitesses de vents observées aux stations du réseau RADOME (à gauche) et simulées par le modèle AROME (à droite) sur la période 2000-2018. Les cercles à l'intérieur des roses des vents représentent des paliers de 5%. Les gammes de vitesses sont représentées : en jaune pour les vitesses de 0 à 5 m.s^{-2} , en vert clair de 5 à 10 m.s^{-2} , en vert foncé de 10 à 15 m.s^{-2} et en bleu de 15 à 20 m.s^{-2} .

Certains de ces vents régionaux sont décrits par la suite, en s'appuyant principalement sur Météo-France (2020). Sur la côte méditerranéenne, près des villes de Montpellier, Nice et Nîmes, souffle le mistral, un vent du nord. Comme mentionné précédemment, le mistral est généralement associé à un flux de nord-ouest sur la Méditerranée en bordure d'un système de haute pression sur le proche Atlantique (Corbel, 1962). Sur la côte méditerranéenne, notamment près de Montpellier, souffle également le marin, un vent de sud-est qui accompagne les épisodes de fortes pluies. Météo-France souligne que le marin est lié à la présence d'un centre dépressionnaire sur l'ouest de la Méditerranée (îles Baléares, golfe du Lion) ou vers la péninsule ibérique, et d'un anticyclone vers les Alpes ou l'Europe centrale. Le relief canalise ce vent le long de la côte varoise et le renforce de l'estuaire du Rhône au Languedoc-Roussillon. La région de Montpellier est également touchée par la tramontane, un vent du nord-ouest. La tramontane se produit dans des conditions météorologiques similaires à celles du mistral. La rose des vents de la région toulousaine indique un vent de sud-est, l'autan, qui prolonge le marin. Il provient du contournement des Pyrénées par l'est et est canalisé par les vallées de l'Agout et du Tarn. Il s'accélère en passant entre la Montagne Noire et les Corbières/Pyrénées. La tramontane s'observe également dans la région toulousaine. Près des côtes bretonnes, à Nantes et à Rennes, s'observe des vents de sud-ouest (le suroît) et de nord-ouest (le noroît). Météo-France explique que ces vents sont provoqués par le déplacement d'ouest en est d'une dépression sur la Bretagne.

Les roses des vents simulées par le modèle **AROME** sont indiquées à droite de la **FIGURE 3.5**. Dans la région de Montpellier, le modèle **AROME** reproduit les vents de nord et de nord-ouest, correspondant au mistral et à la tramontane. Il reproduit correctement le mistral en termes d'intensité et d'occurrence, mais surestime la fréquence d'occurrence de la tramontane. Autour de Nîmes, le modèle simule correctement la prédominance du mistral, mais sous-estime sa fréquence. Les résultats sont plus mitigés pour la région niçoise, dans la mesure où le modèle ne semble pas reproduire le mistral. Plusieurs facteurs peuvent expliquer ce résultat, notamment la présence d'une topographie très prononcée et d'un trait de côte dont l'orientation varie fortement autour de

Nice. Les vents d'autan et de tramontane simulés par le modèle AROME sur les points de grille correspondant à la station rurale proche de la ville de Toulouse sont correctement reproduits, aussi bien en termes d'intensité que de fréquence. Les vents d'ouest et de nord-ouest en région bretonne (à Nantes et à Rennes) sont relativement bien simulés par le modèle AROME, bien que l'intensité des vents soit sous-estimée.

En conclusion, la résolution fine du modèle AROME semble pouvoir capturer correctement les vents régionaux sur les côtes atlantiques et méditerranéennes, qui s'établissent en réponse au relief. Le modèle rencontre cependant des difficultés dans la région de Nice, où la topographie locale est très contrastée en raison de la proximité de la mer Méditerranée (au sud) et du massif du Mercantour (au nord, au-dessus de 2500 m). Les observations des différentes stations météorologiques du réseau RADOME de la région de Nice montrent également des roses des vents très variables (avec ou sans représentation marquée du Mistral, non montré ici). Cela signifie que la méthodologie d'étude des vents doit être affinée pour une zone aussi spécifique. Une résolution horizontale plus fine du modèle AROME permettrait peut-être aussi de mieux représenter les effets locaux.

3.3.2 Apport des réseaux d'observation urbains

L'utilisation des données du réseau RADOME pour calculer et évaluer les îlots de chaleur urbains est certes motivée et justifiée par la volonté de développer une méthode générique pour toutes les villes, mais elle peut constituer une limitation quant à la représentativité de l'environnement urbain par la mesure. Bien que ces stations météorologiques soient généralement considérées comme des stations urbaines, elles sont plutôt situées en périphérie des centres-villes, principalement sur des aéroports ou des aérodromes (TABLEAU 3.1).

Dans l'article, une analyse spécifique a été réalisée sur la ville de Rennes, en exploitant les données de températures mesurées par le réseau urbain déployé sur la ville depuis 2004 (noté ici OBS-REN, Dubreuil *et al.*, 2020). Les îlots de chaleur urbains ont été calculés ($ICUN = TN_{URB} - TN_{RUR}$, en

°C), sur la période commune 2004-2016, (1) à partir des sorties du modèle **AROME** (en prenant le point de grille le plus urbain), (2) à partir de la station **RADOME** (station St-Jacques située à 8 km du centre-ville, OBS-MF), et (3) à partir du réseau OBS-REN. La température rurale de référence est calculée de la même façon pour les observations dans les cas (1) et (2) c'est-à-dire, en appliquant un masque rural sur le domaine qui couvre un rayon de 100 km autour du centre-ville, puis en calculant la moyenne spatiale des températures minimales rurales du produit spatialisé **ANASTASIA**. Pour la simulation, la température rurale de référence est moyennée sur le même masque rural à partir des températures minimales extraites du modèle **AROME** sur les mailles correspondantes. Dans les deux cas, les mailles sont considérées comme rurales lorsque l'occupation et l'usage des sols décrit par **ECOCLIMAP-I** indique une fraction de nature supérieure à 50% et une fraction d'eau inférieure à 5%. La comparaison de ces îlots de chaleur urbains a montré qu'OBS-MF sous-estime la température du centre-ville de Rennes. Par conséquent, la variabilité mensuelle et les intensités de l'îlot de chaleur urbain nocturne sont plus faibles que celles calculées par rapport aux observations du réseau urbain OBS-REN. Elles ont également souligné que le modèle **AROME** se compare bien à OBS-REN en termes de variabilité mensuelle, même s'il simule des intensités d'îlots de chaleur urbains nocturnes légèrement plus faibles.

Le réseau urbain rennais est le réseau d'observation le plus ancien installé dans une ville française pour le suivi du climat urbain. D'autres villes françaises ont également déployé ce type de réseau urbain de mesures météorologiques, soit de façon pérenne, soit de façon plus ponctuelle pour quelques années, en particulier les métropoles de Dijon et Nancy (FIGURE 3.6). Les observations météorologiques de ces réseaux couvrent les dernières années des simulations d'évaluation du modèle **AROME**. Ils sont présentés succinctement par la suite, ainsi que la station d'intérêt.

- Le réseau MustarDijon de Dijon Métropole (Richard *et al.*, 2018) compte 59 postes de mesures météorologiques. La station d'intérêt est la station localisée à l'hôtel de ville de Dijon (latitude, 47.32152 et longitude, 5.05125). Les températures y sont mesurées au pas de temps horaire depuis le 6 juin 2014.

- Le réseau de la Métropole du Grand Nancy compte 7 postes de mesures météorologiques. La station d'intérêt est la station localisée au siège de la Métropole à Nancy (latitude, 48.68586 et longitude, 6.17440). Les températures, l'humidité relative, le rayonnement solaire incident et la vitesse du vent y sont mesurées au pas de temps de 15 minutes, sur la période allant du 3 octobre 2015 au 31 décembre 2018.

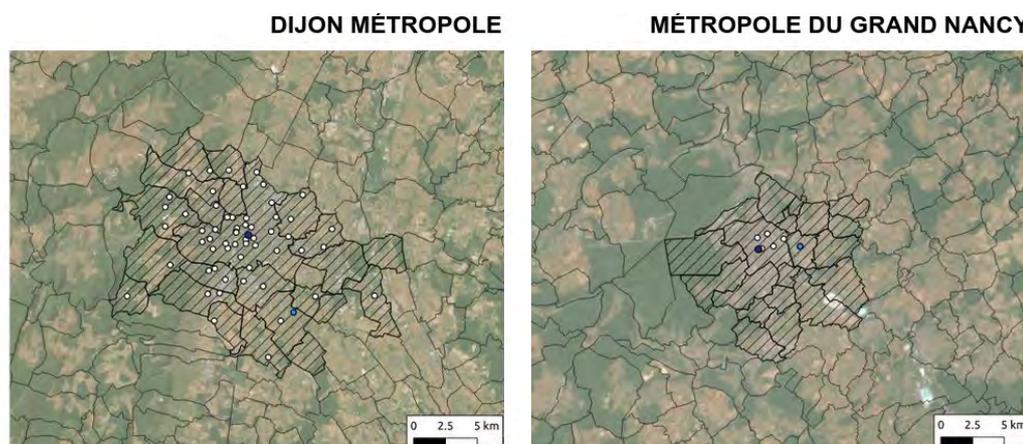
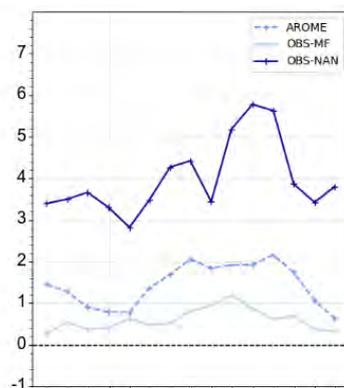


FIGURE 3.6 – Réseaux de stations météorologiques de Dijon Métropole (à gauche) et de la Métropole du Grand Nancy (à droite). En blanc, stations composant les réseaux de mesures météorologiques, en bleu marine, station urbaine d'intérêt, et en bleu clair, station du réseau RADOME.

L'objet de cette étude complémentaire est d'analyser les limites méthodologiques, déjà discutées dans l'article à partir du cas de la ville de Rennes, pour les villes de Dijon et Nancy, qui sont soumises à des conditions climatiques et géographiques différentes. Cette étude a aussi pour objectif de fournir une meilleure compréhension des performances du modèle AROME dans différents contextes urbains. Comme précédemment, le cycle annuel de l'îlot de chaleur urbain nocturne de Dijon et de Nancy est calculé de trois manières différentes sur les périodes disponibles : (1) à partir de la température minimale mesurée par la station du réseau urbain la plus représentative du centre-ville (respectivement OBS-DIJ et OBS-NAN), (2) à partir de la température minimale mesurée par la station urbaine de référence du réseau RADOME (TABLEAU 3.1, OBS-MF) et (3) à partir de la température minimale simulée par AROME au point de grille le plus urbanisé.

NANCY MÉTROPOLE
Période : 03/10/2015 - 31/12/2016



DIJON MÉTROPOLE
Période : 05/06/2014 - 31/12/2016

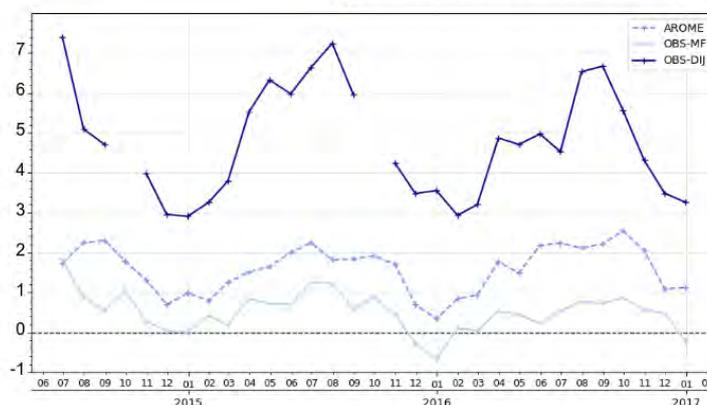


FIGURE 3.7 – Cycle annuel moyen de l'îlot de chaleur urbain nocturne sur la période allant du 5 juin 2014 au 31 décembre 2016 à Dijon (en bas) et sur la période allant du 3 octobre 2015 au 31 décembre 2016 à Nancy (en haut), observé à la station urbaine d'intérêt (en bleu marine), à la station du réseau RADOME (en bleu clair) ou simulé par le modèle AROME sur le point de grille le plus urbain (en bleu).

La FIGURE 3.7 présente les résultats obtenus. Le cycle nocturne de l'îlot de chaleur urbain de la ville de Nancy (ICUN-Nancy), soumise à un climat continental, présente une grande variabilité quelle que soit l'observation considérée. Selon OBS-MF, la valeur minimale de l'îlot de chaleur urbain, la nuit, est en octobre 2016 (avec 0.27 °C), alors que selon OBS-NAN, elle est en février 2016 (avec 2.82 °C). De même, OBS-MF montre une intensité de l'îlot de chaleur urbain maximale en juillet 2016 (avec 1.19 °C), alors que OBS-NAN l'observe en août 2016 (avec 5.78 °C). Comme attendu, l'intensité de l'îlot de chaleur urbain nocturne est systématiquement plus forte en se basant sur OBS-NAN que sur OBS-MF (par exemple, +3.12 °C en octobre 2015, +4.90 °C en août 2016, etc.). Le modèle reproduit de manière réa-

liste la variabilité de l'ICUN-Nancy. La variabilité de l'îlot de chaleur urbain nocturne que le modèle simule se compare relativement bien à celle des observations. À l'instar de l'îlot de chaleur urbain de Rennes, l'ICU-Nancy simulé par AROME montre des intensités plus fortes que celui observé par OBS-MF (+ 0.84 °C en moyenne sur la période), mais plus faible que celui observé par OBS-NAN (- 2.56 °C en moyenne sur la période).

Pour la ville de Dijon, qui est également soumise au climat continental, l'îlot de chaleur urbain nocturne (ICUN-Dijon), calculé à partir d'OBS-DIJ est systématiquement positif au cours de la période et présente une variabilité assez élevée, caractérisée par un maximum de 7.40 °C en juillet 2014 et un minimum de 2.91 °C en décembre 2014. OBS-MF montre un îlot de chaleur urbain nocturne variable, pouvant atteindre des valeurs négatives pendant l'hiver (minimum atteint en décembre 2015 avec -0.68 °C). OBS-DIJ a des intensités d'îlot de chaleur urbain nocturne plus élevées qu'OBS-MF, d'environ + 4.28°C, en particulier pendant les saisons estivales (en moyenne + 5.16 °C). Le modèle AROME se compare bien aux observations. Il présente un cycle proche de celui d'OBS-MF, même si les intensités de l'ICUN-Dijon simulées sont toujours positives (en moyenne 1.60 °C, avec un maximum en été). Une fois de plus, le modèle AROME présente des intensités de l'îlot de chaleur urbain la nuit plus fortes qu'OBS-MF (+1.08 °C en moyenne sur la période), mais plus faibles qu'OBS-DIJ (-3.18 °C en moyenne sur la période).

Les analyses complémentaires menées à l'échelle des villes de Dijon et de Nancy renforcent les conclusions déjà établies pour Rennes. Elles soulignent davantage l'importance des stations météorologiques urbaines pour l'étude du climat urbain et l'évaluation des modèles numériques. En effet, grâce à leur implantation au cœur du tissu urbain, ces stations capturent de manière précise les conditions thermiques locales. Bien que les intensités de l'îlot de chaleur urbain nocturne simulées par AROME soient inférieures à celles observées par les réseaux intra-urbains, le modèle parvient à reproduire de manière réaliste le cycle de l'îlot de chaleur urbain sur les périodes considérées. Malgré leurs perspectives intéressantes, il est important de noter que les observations *in situ* ont une portée temporelle encore limitée pour mener des études climatologiques robustes à l'échelle des aires urbaines.

Les point-clés du chapitre 3 :

- Le modèle AROME couplé à TEB simule la variabilité saisonnière et les contrastes géographiques des îlots de chaleur urbains nocturnes dans les 12 principales villes de France métropolitaine.
- La configuration de modélisation climatique couplée des modèles AROME et TEB est adaptée aux études du climat urbain pour les villes de taille moyenne ou grande.
- La résolution horizontale de 2.5 km de AROME reste néanmoins une limitation pour simuler le climat urbain des petites aires urbaines.
- Le climat urbain des villes côtières de la région méditerranéenne est difficile à simuler en raison de la complexité des forçages locaux.
- Le manque de stations météorologiques dans l'environnement urbain, capable de capturer avec précision les conditions thermiques locales, reste une contrainte majeure dans l'étude du climat urbain et dans l'évaluation des modèles numériques à des échelles climatologiques.

Chapitre 4

Évolution des aléas climatiques sur les villes françaises à partir des projections AROME

Sommaire

4.1	Définition des évènements climatiques extrêmes	122
4.2	Présentation de l'article	125
4.2.1	Principe et objectifs	125
4.2.2	Définition de l'indicateur sur les vagues de chaleur . .	126
4.2.3	Exposition future des villes aux vagues de chaleur . .	128
4.2.4	Article	129
4.3	Exposition future des villes méditerranéennes aux précipitations extrêmes	156
4.3.1	Contexte de l'étude	156
4.3.2	Sélection des villes	157
4.3.3	Stratégies de l'étude	160
4.3.4	Évolution future des précipitations extrêmes	166
4.3.5	Limites et perspectives de l'étude	169

Ce chapitre est consacré à l'étude de l'évolution des aléas climatiques dans les villes de France métropolitaine, en particulier les vagues de chaleur et les précipitations extrêmes. La SECTION 4.1 définit les événements climatiques extrêmes, les différents phénomènes qui peuvent être observés, notamment à l'échelle de la France métropolitaine, les enjeux liés à ces événements, ainsi que les méthodes employées par la communauté scientifique pour mieux les comprendre et étudier les moyens de s'adapter aux risques liés à ces événements. La SECTION 4.2 présente ensuite un résumé des objectifs et des principales conclusions de l'article sur les vagues de chaleur - un type d'évènement climatique extrêmes - soumis à la revue *Urban Climate*. Enfin, la SECTION 4.3 traite d'un autre type d'évènement climatique extrême, les précipitations extrêmes. L'objectif de cette étude complémentaire est d'analyser l'évolution future de cet aléa climatique, à l'échelle des villes méditerranéennes qui sont déjà extrêmement touchées par ce phénomène.

4.1 Définition des évènements climatiques extrêmes

Les aléas climatiques sont des évènements climatiques d'origine naturelle ou anthropique auxquels une probabilité de survenue a été attribuée et qui peuvent entraîner des dommages écologiques, humains ou matériels très importants (Demers-Bouffard, 2021). Les évènements climatiques (ou météorologiques) extrêmes constituent un des aléas climatiques majeurs. Au regard de la distribution statistique d'une variable climatique donnée, les évènements extrêmes sont ceux qui se produisent lorsque les valeurs de la variable climatique se situent aux extrêmes de cette distribution (Cattiaux *et al.*, 2018). Ces évènements sont qualifiés de rares en raison de leur fréquence d'occurrence, de leur intensité ou de leur durée, qui dépassent les valeurs normales pour une région donnée, des impacts socio-économiques qu'ils provoquent, ou d'une combinaison de plusieurs de ces critères. Les évènements climatiques extrêmes sont de diverses natures. Aux latitudes moyennes, et plus spécifiquement sur les villes du territoire métropolitain, les évènements

climatiques extrêmes les plus marquants - et à risques pour les populations et les infrastructures - sont les vagues de chaleur, la sécheresse, les précipitations extrêmes, les feux de forêts, les cyclones et les tempêtes.

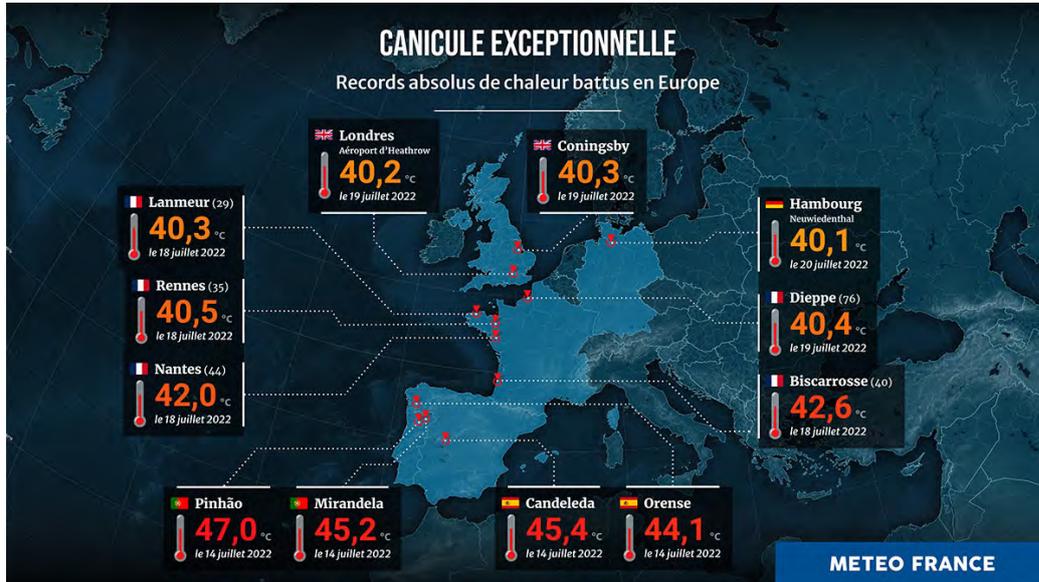


FIGURE 4.1 – Records de températures battus en Europe durant le mois de juillet 2022.

| Source : Météo-France (2022a).

Les vagues de chaleur constituent l'un des extrêmes climatiques les plus préoccupants en termes de vulnérabilité des sociétés et d'évolution attendue de leur fréquence et de leur intensité (GIEC, 2013, 2021). Les épisodes de chaleur extrême comme celui de l'été 2003 ont marqué les esprits, provoquant une surmortalité à l'échelle des villes de France métropolitaine, mais aussi d'Europe (Robine *et al.*, 2008), amplifiée localement par les effets de l'îlot de chaleur urbain (par exemple à Paris, Laaidi *et al.*, 2012). Des épisodes marquants de la sorte ont eu lieu plus récemment, comme les vagues de chaleur successives de l'été 2022 (juin, juillet et août) en France métropolitaine. Selon Météo-France (2022a), l'été 2022 a été classé comme le deuxième été le plus chaud enregistré en France depuis au moins 1900, avec un écart de +2.3 °C par rapport à la moyenne 1991-2020. La France n'a pas été le seul pays concerné en Europe et de nombreux records absolus de températures ont été

battus en Europe (FIGURE 4.1). La sécheresse est un autre phénomène météorologique extrême qui peut résulter d'un épisode de chaleur prolongé associé à un déficit en précipitations. En France métropolitaine, Météo-France indique que la ressource en eau renouvelable, c'est-à-dire l'eau des cours d'eau et l'eau fournie par les précipitations qui ne retournent pas à l'atmosphère, a baissé de 14% en moyenne annuelle entre les périodes 1990-2001 et 2002-2018 (Météo-France, 2023b). Cela conduit à des situations préoccupantes, avec de plus en plus de territoire contraint par des restrictions d'usage de l'eau, ce qui affecte l'agriculture, ou encore le secteur énergétique. La sécheresse peut également causer des désordres sur le bâti par le phénomène de retrait-gonflement des argiles, qui correspond à un assèchement important du sol en présence d'argile (ONERC, 2018). Ce phénomène fait l'objet de nombreuses études, notamment dans le secteur de l'assurance, dans la mesure où il provoque des dommages très coûteux sur les bâtiments et les infrastructures (Barthelemy *et al.*, 2023).

Une autre menace concerne les précipitations extrêmes. Ce terme définit des pluies qui apportent une importante quantité d'eau sur une courte durée (par exemple, une heure, Météo-France, 2023a). Ce phénomène peut être responsable de crues éclairs et dévastatrices, qui se produisent régulièrement dans des régions telles que l'est de l'Espagne, le sud de la France et l'Italie. D'autres événements extrêmes ont des conséquences graves pour la société en termes de dommages économiques, humains et matériels. Le rapport de l'ONERC (Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique, 2018) mentionne notamment les incendies de forêt, qui constituent un événement extrême à haut risque en France métropolitaine, comme en témoigne le renforcement récent du plan national d'intervention contre les incendies de forêt par le gouvernement français, les cyclones et tempêtes avec vents violents, vagues et submersions marines ou fortes précipitations, les avalanches, les laves torrentielles.

Dans la communauté scientifique, les extrêmes climatiques sont le plus souvent définis sur la base du dépassement d'un seuil par une variable climatique (GIEC, 2021). Ce seuil peut être défini par une valeur fixe ou par un quantile. Par exemple, dans le cas des vagues de chaleur, des seuils fixes basés

sur les limites physiologiques de la population (par exemple, la capacité des humains à récupérer de la chaleur diurne en dormant) ont été utilisés dans la littérature (Lemonsu *et al.*, 2013). En revanche, les études climatiques qui souhaitent projeter l'évolution des vagues de chaleur avec les changements climatiques utilisent plutôt des quantiles, qui se réfèrent aux valeurs extrêmes de la distribution des températures (par exemple, Fischer et Schär, 2010).

4.2 Présentation de l'article

Michau Y, Lemonsu A, Lucas-Picher P, Schneider M, Caillaud C. On the future evolution of heatwaves in French cities and associated rural areas : insights from a Convection-Permitting Model. *Urban Climate* (en révision).

4.2.1 Principe et objectifs

Cet article présente les résultats d'une étude d'impact sur l'exposition des villes de France métropolitaine et de leurs zones rurales aux vagues de chaleur futures. Au total, 14 villes françaises ont été analysées, dont les 12 villes étudiées dans la SECTION 3.2 (sur lesquelles le modèle **AROME** a été évalué), ainsi que les deux grandes métropoles de Lyon et de Marseille, qui sont soumises respectivement à des climats continentaux et méditerranéens. L'objectif principal de cette étude est d'évaluer les changements dans l'occurrence et les caractéristiques des vagues de chaleur dans le contexte du changement climatique. La comparaison des vagues de chaleur dans chaque ville et dans la zone rurale environnante permettra d'analyser les différences de tendances entre les deux environnements, ainsi qu'entre les différentes villes et régions étudiées.

L'analyse est basée sur des projections climatiques issues de simulations réalisées avec le modèle **AROME** à une résolution horizontale de 2.5 km, en utilisant le scénario de concentration de gaz à effet de serre RCP8.5. Comme les simulations d'évaluation présentées et utilisées précédemment, ces simulations ont été produites dans le cadre du projet européen EUCP (plus de détails en SECTION 2.1) et sont basées sur une descente d'échelle dynamique imbriquant

trois modèles climatiques. Le modèle climatique global CNRM-CM5 à une résolution horizontale de 1.4° (description complète en SECTION 2.2.1) force aux frontières latérales le modèle régional de climat intermédiaire ALADIN à une résolution horizontale de 12 km (description complète en SECTION 2.2.2), qui lui-même force le CPRCM AROME à 2.5 km de résolution horizontale (description complète en SECTION 2.2.3). Les projections climatiques couvrent deux périodes continues de 20 ans : la période historique 1986-2005 et la période future couvrant la fin de siècle 2080-2099. Cette période est choisie lointaine, afin d'obtenir un signal marqué des changements climatiques.

Dans un premier temps, la capacité du modèle AROME à simuler les événements de vagues de chaleur a été évaluée sur la période historique 1986-2005. La deuxième partie de l'étude se concentre sur l'évolution des vagues de chaleur entre 1986-2005 et 2080-2099 en utilisant le scénario RCP8.5. En particulier, les îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes, qui peuvent exacerber les conditions de vague de chaleur dans les zones urbaines, ont été étudiés. Par la suite, l'évolution de l'exposition de différentes villes aux vagues de chaleur dans le contexte du changement climatique a été analysée indépendamment pour les zones urbaines et rurales environnantes.

4.2.2 Définition de l'indicateur sur les vagues de chaleur

Une vague de chaleur est définie par l'Organisation Météorologique Mondiale (2022c) comme une période de chaleur inhabituelle et persistante pendant un certain nombre de jours et de nuits. Cependant, il n'y a pas de consensus dans la littérature sur une définition unique et des seuils fixes permettant de caractériser un épisode de vague de chaleur (Suli *et al.*, 2023). Comme le mentionne Schoetter *et al.* (2014), le choix de la méthodologie dépend principalement du contexte dans lequel l'étude est réalisée et des objectifs d'analyse (étude climatique, système d'alerte et santé humaine, gestion de la demande énergétique, impacts sur les transports, l'agriculture, etc.). Dans l'article qui suit, les seuils définis à l'échelle de la France métropolitaine pour la prévision numérique du temps à Météo-France ont été choisis pour la dé-

tection des vagues de chaleur. Cette approche utilise des seuils en quantile, ce qui permet de l'appliquer à différentes régions et/ou à des contextes climatiques et géographiques variés. Elle a notamment été utilisée par *Ouzeau et al. (2016)* sur un ensemble multi-modèles EURO-CORDEX à l'échelle de la France métropolitaine. La méthode est basée sur des dépassements de seuils appliqués sur une longue série temporelle de températures moyennes journalières (TM, calculée comme la moyenne des températures minimales et des températures maximales). Trois quantiles différents sont utilisés pour définir les valeurs seuils sur une période de référence. Un épisode de vague de chaleur est identifié lorsque la TM dépasse la valeur du quantile 99.5 (seuil S1). L'événement se prolonge avant et après le pic de chaleur tant que la TM ne tombe pas durablement (c'est-à-dire plus de deux jours consécutifs) en dessous de la valeur du quantile 97.5 (seuil S2) et ne tombe pas, même occasionnellement, en dessous de la valeur du quantile 95 (seuil S3). Lorsque la durée de la vague de chaleur est au minimum de 3 jours, alors l'épisode est comptabilisé comme tel et décrit par trois paramètres principaux : sa durée (en jours), son intensité maximale (pic de la TM atteint pendant l'évènement, en °C) et sa sévérité, calculée comme le nombre cumulé de degrés au-dessus du seuil S2 pendant la durée de l'évènement (en °C). Un exemple d'application de la méthode est présenté en [FIGURE 4.2](#) pour le cas de la vague de chaleur 2003 en région parisienne.

Les seuils ont été calculés à partir des observations **ANASTASIA** sur la période 2000-2016. Les TM correspondent à la moyenne spatiale des températures moyennes journalières sur les points de grille ruraux du domaine de diagonal 50 km centré sur Paris. Selon cette définition, la vague de chaleur de 2003 est caractérisée par une durée de 13 jours (du 2 au 14 août 2003), par une intensité maximale en TM de 29.71 °C et par une sévérité légèrement supérieure à 60 °C. Plus largement, la méthode de détection des vagues de chaleur a été appliquée sur l'ensemble de la période historique, simultanément sur les températures moyennes simulées par **AROME** et sur les températures moyennes observées. La comparaison des distributions en TM et des valeurs des seuils en quantile (S1, S2, S3) a mis en évidence un biais froid systématique dans les simulations **AROME** qui n'avait pas été relevé dans

les analyses de la configuration d'évaluation (SECTION 3), et qui est probablement attribuable au modèle climatique global CNRM-CM5 (Voldoire *et al.*, 2012; Lucas-Picher *et al.*, 2023). Malgré cela, AROME reproduit correctement le nombre de vagues de chaleur et de jours associés, ainsi que leur durée moyenne par an sur la période 1986-2005. La méthode a donc été appliquée aux projections climatiques à long terme (2080-2099) en utilisant les seuils définis pour la période historique, et de façon indépendante pour l'environnement urbain et l'environnement rural de chaque ville d'étude.

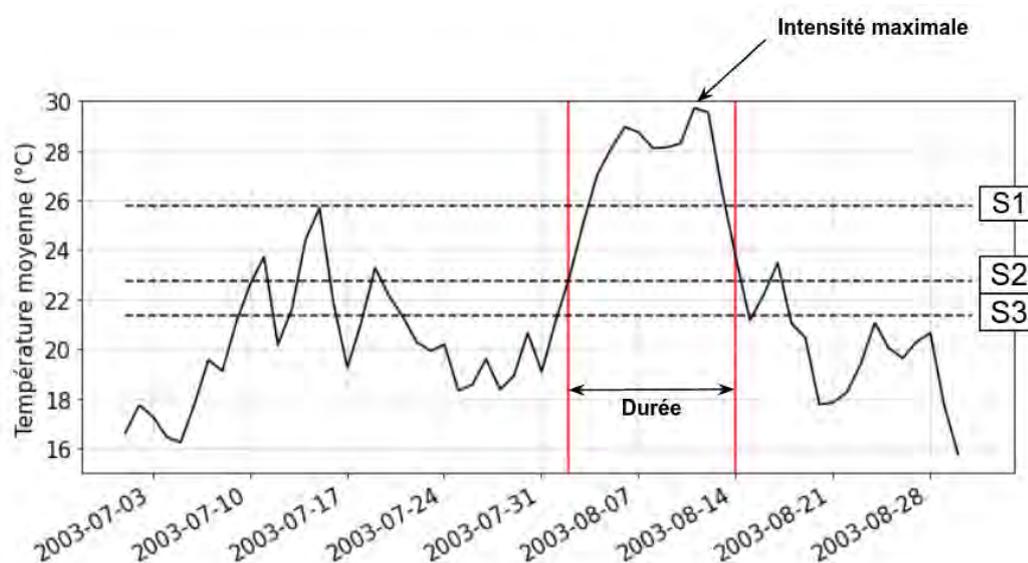


FIGURE 4.2 – Caractérisation de la vague de chaleur historique de 2003 sur la région parisienne, à partir de la base de données d'observation ANASTASIA. Les seuils S1, S2 et S3 correspondent aux valeurs des quantiles 99.5, 97.5, 95, respectivement.

4.2.3 Exposition future des villes aux vagues de chaleur

La première partie de l'article présente et discute les niveaux de réchauffement en température minimale et maximale projetés par le modèle AROME en fin de siècle pour le scénario RCP8.5. Les résultats soulignent une forte variabilité spatiale et saisonnière du réchauffement climatique sur le territoire français, qui suggère que les villes seront impactées de manière différente se-

lon leur localisation. La moitié nord de la France devrait se réchauffer moins que la moitié sud, en particulier pour les TX en JJA et en SON.

Dans la seconde partie, l'article met en évidence la réponse différenciée des zones urbaines et rurales face au changement climatique. Selon les projections du modèle **AROME** (toujours couplé au modèle urbain **TEB**), les îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes, calculés pour les jours de vague de chaleur, diminuent entre la période historique et la fin du siècle. Cette tendance est commune à toutes les villes étudiées, sauf Lille et Montpellier (pour l'îlot de chaleur urbain de jour). Cela suggère une augmentation des températures plus importante en milieu rural qu'en milieu urbain, qui pourrait résulter d'une modification des processus physiques dans les zones rurales. Un facteur explicatif est la diminution de l'humidité du sol, qui pourrait affecter les capacités de rafraîchissement de l'environnement rural. Malgré l'affaiblissement des îlots de chaleur urbains en fin de siècle, le modèle **AROME** projette que les vagues de chaleur deviendront beaucoup plus fréquentes, plus longues et plus intenses sur toutes les villes étudiées. Le nombre de jours de vague de chaleur augmente d'un facteur variant de 7 à 14 entre 1986-2005 et 2080-2099, avec des disparités géographiques cohérentes avec la variabilité des tendances au réchauffement sur la France métropolitaine. En outre, le calendrier d'occurrence des vagues de chaleur montre un élargissement très net de la saison de vagues de chaleur, de mai jusqu'à fin septembre, là encore avec des variations géographiques selon les villes.

4.2.4 Article

On the future evolution of heatwaves in French cities and associated rural areas: insights from a Convection-Permitting Model

MICHAU Y.¹, LEMONSU A.¹, LUCAS-PICHER P.^{1,2}, SCHNEIDER M.³, CAILLAUD C.¹

¹ Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

² Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada

³ Météo-France, Toulouse, France

Corresponding author: Yohanna MICHAU (yohanna.michau@meteo.fr)

ORCID:

Yohanna MICHAU (0000-0003-0781-9783)

Aude LEMONSU (0000-0001-8894-0088)

Philippe LUCAS-PICHER (0000-0001-8707-7745)

Michel SCHNEIDER (/)

Cécile CAILLAUD (0000-0003-2317-4129)

Abstract.

Urban areas are currently vulnerable to the effects of extreme weather events. Climate change is expected to increase such events, including heatwaves, on which we are focusing on. Our aim is to quantify how heatwave exposure will evolve with climate change and its impact on populations. We take advantage of the convection-permitting scale of CNRM-AROME (2.5-km) coupled with the urban canopy model TEB, to capture urban effects (in particular urban heat island, UHI) and their interactions with regional processes. The climate simulations cover an extended area of France for historical (1986-2005) and future (2080-2099) periods using the RCP8.5 emission scenario. The heatwave indicator (based on Ouzeau et al., 2016) is applied separately to assess the respective exposure of urban and associated rural areas. CNRM-AROME projects a strong shift in the minimum and maximum temperature distribution to warmer values in the future, especially in rural areas. Related to the stronger rural temperature increase, the model projects a diurnal and nocturnal UHI reduction. Nevertheless, heatwaves maximum intensity, duration and frequency are projected to increase in both urban and rural areas with climatic and geographical disparities. The results will soon be extended to a multi-model approach in the framework of CORDEX FPS URB-RCC.

Keywords.

Convection-Permitting Model, CNRM-AROME, Urban Climate, TEB, Climate change, Heatwaves

Highlights.

- The CPRCM AROME simulates the past heatwaves in a realistic way, both in terms of frequency and duration.
- Climate change is expected to lead to a strong shift towards warmer values and could exacerbate local climatic and geographical disparities.
- The nocturnal and diurnal UHI under heatwave conditions are expected to decrease by the end of the century in the 14 cities of metropolitan France.
- Urban and associated rural areas could be affected by an increase in the heatwaves duration, intensity and frequency, especially along the Atlantic and Mediterranean coasts.
- The countryside could become highly vulnerable to climate change due to changes in physical processes in the natural environment.

1. INTRODUCTION

The IPCC Fifth Assessment Report (IPCC AR5, 2014) unequivocally confirms the human impact on the climate system, causing an increase in global temperatures since the 1950s and consequent long-lasting changes in climate components and ecosystems. In European land areas, the average temperature has rapidly increased based on observations from 1970 to 2019 and will continue to rise under all assessed emission scenarios, at a rate surpassing global mean temperature changes (IPCC AR6, 2022). Since 1960, an increase was observed in the magnitude and frequency of the hottest extremes (IPCC AR6, 2022) that are projected to continue increasing in the coming decades (Russo et al., 2015). This increase is modulated with several climate conditions, such as anthropogenic forcing (Diffenbaugh et al., 2005), soil moisture (Fischer et al., 2007; Seneviratne et al., 2010), and the water surface temperature of the ocean (Schubert et al., 2016; Qasmi et al., 2021). According to the scientific community, a summer as hot as 2003 will likely become common in the future (Schär et al., 2004; Stott et al., 2004; Beniston, 2004; Christidis et al., 2015), resulting in health-related impacts, among others. For instance, during the infamous 2003 heatwave (HW, Fink et al., 2004), an excess of mortality in European cities was partially attributed to extreme heat (Robine et al., 2008), amplified locally by the Urban Heat Island (UHI) effect, such as in Paris, France (Laaidi et al., 2012). More recently, the extreme temperatures and dry conditions that hit European cities in the summer of 2022 had catastrophic impacts on human health and well-being, agriculture, food supply, energy prices and demand, and the natural ecosystem (Copernicus Climate Change Service, 2022).

The impacts of natural hazards are particularly significant in urban areas (Fallmann et al., 2015) due to the high population density and proximity assets (United Nations, Department of Economic and Social Affairs, 2019). Therefore, providing reliable information on climate change at the regional or urban scale is a major challenge for the scientific community to conduct vulnerability, impact, and adaptation studies. To achieve this, relevant climate indicators and methodologies specific to the type of extremes have to be evaluated, such as HW, which is the focus of this study. This will help the development of effective adaptation strategies and enhance the resilience against the impacts of climate change.

The World Meteorological Organization (WMO, 2022) defines a HW as a period of statistically unusual hot weather persisting for a number of days and nights. However, there is no consensus in the literature on the objective methodology and reliable thresholds for characterizing and reporting an HW (Suli et al., 2023). As mentioned for instance by Perkins & Alexander (2013) and Schoetter et al. (2015), it depends mainly on the context in which the study is performed (human health, electricity supply, transport, agriculture...).

Absolute thresholds are a useful tool for assessing the vulnerability and potential adaptation strategies of future HW. For example, biometeorological indices that refer to physiological limits of the population, such as the human capacity to recover from daytime heat by sleeping, have been applied in the framework of the French research project EPICEA (French acronym for *pluridisciplinary study of the impacts of climate change at the scale of Paris region*) by Lemonsu et al. (2013). These corresponding thresholds have been used in recent studies, in particular within the framework of the VURCA project (French acronym for *vulnerability of cities to future heatwaves and adaptation strategies*) by Lemonsu et al. (2014), and are also used in Daniel et al. (2018) or Vigiúí et al. (2020). These absolute thresholds are based on historical daily minimum and maximum temperature (TN/TX) by county, using excess mortality dataset collected by the Institute for Public Health Surveillance (InVS). Absolute thresholds are also appropriate for evaluating energy demand or mitigation temperatures strategies in buildings in the context of climate change. For instance, Baniassadi et al.

(2018) used the discomfort index (*i.e.*, indoor temperature > 26 °C) to evaluate indoor thermal conditions in warmer climates.

In addition, such thresholds have been used to analyze extreme heat events in weather monitoring. In the early years of development, the national operational warning system for extreme heat events in France was based on three absolute thresholds on daily mean temperature (TM), adjusted to clearly identified baseline events (*e.g.*, the HW events of 1947, 1976, 1983, 1994 and 2003). However, the HW detection method was improved in the last decade by using quantile thresholds, which allow for detection in varying climatic and geographical contexts (such as in coastal or mountainous areas), as described in Ouzeau et al. (2016). Most climate studies currently define extreme heat events by exceeding a quantile threshold, using the temperature distribution over a reference period (Machard et al., 2020). For instance, HWs are defined based on a single quantile threshold (*e.g.*, Fischer & Schär, 2010; D'Ippoliti et al., 2010; Perkins & Alexander, 2013; Russo et al., 2014, 2015), or on multiple quantile thresholds (*e.g.*, Ouzeau et al., 2016). These quantiles refer to the high extremes of the temperature distribution, as defined by the WMO. Quantile thresholds are primarily used to project the evolution of extreme heat events, including baseline events such as the hot and dry 2003 European summer in Fischer & Schär (2010), in the context of climate change. In Fischer & Schär (2010), for example, the 90th percentile threshold applied on daily maximum temperatures (TX) is used to characterize the meteorological and climatic aspects of extended hot episodes, including HW characteristics such as maximum duration, frequency, amplitude, and so on.

To study the vulnerability, impact, and adaptation of urban areas to climate change, advanced tools that consider the 3-D structures of cities, the complex interactions between global, regional, and local processes, and potential changes in urban areas (such as demographic trends and urban sprawl) and the urban climate (such as relevant climate projections) should be used. In recent years, convection-permitting regional climate models (CPRCM) with a horizontal resolution of less than 4 km (Kendon et al., 2021) have shown significant added value compared to coarser climate models (Soares et al., 2022). CPRCM could be coupled with dedicated urban canopy models to simulate urban areas for a range of urban-oriented studies (such as assessing day- and night-time urban heat islands in Keat et al., 2021; evaluating outdoor and indoor overheating in Shu et al., 2021; and simulating local atmospheric conditions and urban heat islands in Lemonsu et al., 2023). Such optimized models are increasingly used to evaluate the effectiveness of heat stress mitigation strategies and assess the effects of urbanization and climate change in urban areas (Argüeso et al., 2013; Keat et al., 2021).

In this study, we take advantage of the original configuration of Lemonsu et al. (2023) and Michau et al. (2023), based on a CPRCM coupled with a specific urban canopy model, to investigate the vulnerability of urban and rural areas to climate change. In Section 2, we present the numerical models used for our analysis, the selection of the cities, and the indicators and methodology implemented to assess the vulnerability of urban and rural areas to climate change. Section 3 is devoted to evaluating the ability of the CNRM-AROME CPRCM to simulate extreme heat events and to project the evolution of these events using the RCP8.5 scenario, which is the higher-end concentration greenhouse gas scenario. We analyze the evolution of urban climate, focusing on extreme heat events and the UHI during both day and nighttime periods (UHIN and UHIX respectively). These factors can exacerbate extreme heat events in urban areas (Tan et al., 2010). After this, we assess the vulnerability of both urban and rural areas and populations to climate change. Finally, in Section 4, we provide a summary and conclusion based on our findings.

2. MODELS AND METHODOLOGY

2.1. Modeling configuration

The CPRCM CNRM-AROME is a three-dimensional, non-hydrostatic, bi-spectral, and limited-area model, based on the numerical weather prediction model of Météo-France (Seity et al., 2011). Note that in the following paper, AROME will be used instead of CNRM-AROME. AROME operates for climate modeling applications at a high resolution of 2.5-km of horizontal resolution. It is coupled to the SURFEX land surface modeling system (Masson et al., 2013), which provides a suite of surface parametrization that can be activated based on the land use and land cover. More specifically, SURFEX includes the Town Energy Balance (TEB) urban canopy model in a configuration close to the historical version (Masson, 2000) for urban areas, and the Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) model in its version with three soil layers (3-L, Boone et al., 1999) for soils and vegetation. The model's physiographic description is based on the GMTED2010 (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data, Carabajal et al., 2011) which has a native horizontal resolution of 250-m, and the land-use mapping is sourced from the ECOCLIMAP-I database (Masson, 2003) at 1-km of horizontal resolution.

As part of the European research project EUCP (Hewitt and Lowe, 2018), AROME has been run over the northwestern part of Europe (see map in Figure 1). The model was first run in an evaluation configuration driven by ERA-Interim over the period 1998-2018, including two years of spin-up. The model setup and the simulation are described in detail in Caillaud et al. (2021), and a general evaluation of the performance of AROME is discussed in Lucas-Picher et al. (2023). The evaluation of AROME reveals systematic biases in the simulation of incident solar radiation, due to an underestimation of cloud cover by the model. As a result, AROME tends to be warmer in both minimum and maximum summer temperatures during summer. Furthermore, the evaluation of AROME shows a cold bias in spring maximum temperatures, which is related to an overestimation of precipitation.

In this study, AROME simulations were conducted over an historical time period ranging from January 1, 1984, to December 31, 2005, and a future period ranging from January 1, 2078, to December 31, 2099 (including two years of spin-up). In this configuration, AROME is forced every hour at its lateral boundaries by the Regional Climate Model (RCM) ALADIN (Nabat et al., 2020), operating at a 12-km horizontal resolution. In turn, ALADIN is driven by the Global Climate Model (GCM) ARPEGE-Climat (Déqué et al., 1994), also known as CNRM-CM5 as part of the CMIP5 initiative, with a horizontal resolution of 1.4° (Voldoire et al., 2013). The RCP8.5 greenhouse gas emission scenario is used for this analysis.

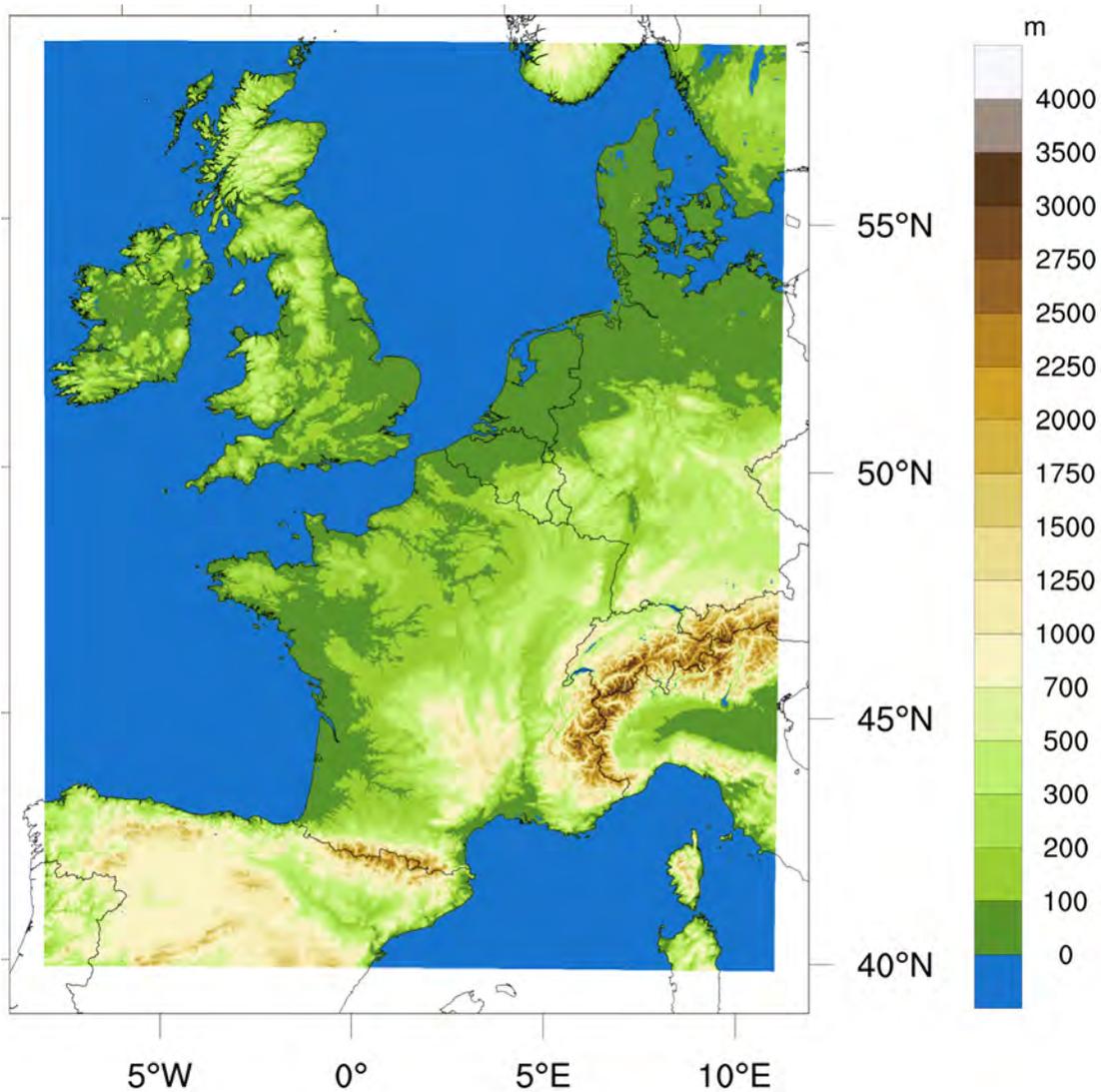


Figure 1. Simulation domain of AROME covering northwestern Europe with a 2.5-km horizontal resolution

2.2. Selection of cities

In this study, we focus on 14 cities within the French metropolitan territory, covered by the simulation domain, that have been studied in Michau et al. (2023). All the cities are among the most populated urban areas in France, and are spread across the region to represent various geographical and climatic conditions.

As the previous study of Michau et al. (2023), these cities were classified according to their climatic zones, following the methodology of Joly et al. (2010). The cities are grouped into four categories based on their climatic characteristics: continental climate cities (CON), including Lyon, Dijon, Nancy, Strasbourg; Mediterranean climate cities (MED), including Marseille, Montpellier, Nice, Nimes; oceanic climate cities (OCE), including Bordeaux, Lille, Nantes, Rennes; and semi-oceanic climate cities (SOCE), including Paris and Toulouse. Figure 2 provides a map of the 14 cities with their climatic zones and the orography shown as background data. Table 1 provides additional information on each of the cities. Note that the climatic zone characteristics are detailed in Michau et al. (2023).

Table 1. Additional information about the 14 selected cities.

| Sources: The population census and the size of metropolitan areas are from INSEE (the French National Institute for Statistics and Economic Research) in 2019. The altimetry information is extracted from the IGN (French National Geographic Institute) digital terrain model at the longitude and latitude coordinates of each city.

Climate zone	City	Altitude (m)	Size of the metropolitan area (km ²)	Population (x1000 inhabitants)
OCE	Bordeaux	6	578	814
	Lille	23	672	1 179
	Nantes	21	523	665
	Rennes	24	705	457
CON	Dijon	267	240	255
	Lyon	237	534	1 412
	Nancy	205	142	258
	Strasbourg	136	338	505
MED	Marseille	140	3 149	1 899
	Montpellier	39	422	491
	Nice	13	1 480	550
	Nîmes	76	791	258
SOCE	Paris	31	814	7 094
	Toulouse	144	458	796



Figure 2. Location of the 14 selected cities in the Metropolitan France area. The climatic zones, based on Joly et al. (2010), are simplified as proposed by Michau et al. (2023).

2.3. Climate indicators for urban vulnerability-oriented studies

2.3.1. Urban heat island intensity

The intensity of the urban heat island is calculated with a daily time step for both nighttime (UHIN) and daytime (UHIX) periods according to:

$$UHIN = TN_{URB} - TN_{RUR} \text{ and } UHIX = TX_{URB} - TX_{RUR} \text{ (in } ^\circ\text{C)}$$

In each city, TN_{URB} (TX_{URB}) refers to the minimum (maximum) daily temperatures of the most urban grid cell with the objective to calculate the maximum intensity of the UHI. The grid cell selection is done using a systematic check of the land-use fraction based on the ECOCLIMAP-I database (*cf.* Section 2.1) and the distance to the city center. The rural minimum and maximum daily temperatures (TN_{RUR} and TX_{RUR}) are calculated as a spatial average of minimum and maximum temperatures over a rural mask. The reference geographical domain is defined with a diagonal length of 50-km centered on the city (Figure 3, right). The rural mask is the set of grid cells within the domain whose fraction of town and water (based on the ECOCLIMAP-I database) are lower than or equal to 50% and 95% respectively. Additionally, rural grid points differing in altitude from the urban area by more than 750 m are excluded from the spatial average.

The UHIN indicator has been studied by Michau et al. (2023) for the same set of French cities using a retrospective evaluation simulation of AROME over the 2000-2018 period. The simulated UHIN has been compared with long term weather station data to determine the model's ability to reproduce the UHI. This related study concluded that AROME realistically simulates the seasonal variability, minimum and maximum intensities of the nocturnal UHI, and similarities between cities belonging to the same climatic zones.

2.3.2. Heatwaves definition and detection

The heatwave (HW) detection is performed following the methodology developed over metropolitan France and applied to the Euro-CORDEX multi-model ensemble by Ouzeau et al. (2016). This method has the advantage of being applicable to various datasets (observations or models), climatic and geographic context, and sectors. The method is based on threshold exceedances applied over a long time series of mean daily temperature (TM). Three different quantiles are used to define the threshold values over a past reference period of 30 years. A HW event is identified when TM exceeds the 99.5 percentile threshold (Th1). The event lasts before and after the HW peak as long as TM does not fall durably (*i.e.*, more than two consecutive days) below the 97.5 percentile (Th2) and does not fall even occasionally below the 95 percentile (Th3). A HW is described by three main parameters: its duration (in days), its maximum intensity (peak of TM reached during the event, in $^\circ\text{C}$), and its severity (in $^\circ\text{C}$) calculated as the cumulative degrees above Th2 over the duration of the event.

In this study, the past reference period for the quantiles calculation is the 20-year historical period 1986-2005, using the TM time series from the AROME simulation. The quantiles are defined separately for the urban and rural areas of each city. In each city, the urban and rural daily mean temperatures (TM_{URB} and TM_{RUR}) refer to the spatial average of daily temperature time series TM in the urban mask and the rural mask, respectively (Figure 3). The rural mask is defined as before for the calculation of UHIN and UHIX. The urban mask is the set of grid cells within the domain whose fraction of town (based on the ECOCLIMAP-I database) is higher than 50%.

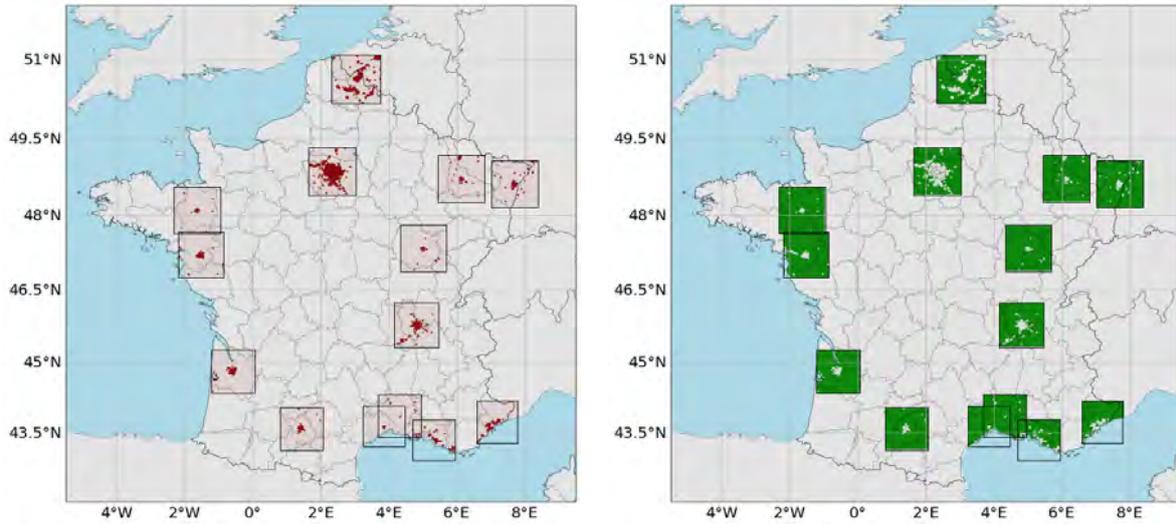


Figure 3. Urban [left] and rural [right] grid points located in the reference geographical area around the city centers.

2.3.3. Evaluation of heatwaves over the historical period

Using the proposed HW indicator, the modeled HWs over the historical period 1986-2005 were compared to the observed HWs with the objective to assess the capacity of AROME to simulate past events. For this purpose, the method was applied to the TM time series from the ANASTASIA gridded observation database in the same way as for the simulation data. The ANASTASIA product (Besson et al., 2019) is a gridded dataset of daily TN and TX daily at 1-km horizontal resolution over Metropolitan France for the time period 1947-2016 (detailed description in Michau et al., 2023). The extracted HWs are compared by limiting the analysis to the rural area to: (1) avoid urban influences which are not precisely represented in the ANASTASIA database since few urban stations were used to develop this observation database, and (2) focus on regional conditions.

We first compared the temperature quantile values (Th1, Th2, Th3) from the observed and simulated TM series used to identify HWs. Table 2 presents the biases between the modeled and the observed thresholds for each city. It shows that AROME systematically underestimates the three thresholds with a range from -1.6 °C to -4.3 °C depending on the city (except for Marseille which has a lower bias). There is no increase in cold bias for the more extreme threshold, the biases being very close for the three thresholds (if compared city by city).

Table 2. HW threshold values calculated on rural environment in AROME CPRCM simulations forced by CNRM-CM5 using RCP8.5 scenario, compared to ANASTASIA observations over 1986-2005.

		Th1	Th2	Th3
		Bias (°C)		
OCE	Bordeaux	-2,6	-2,6	-2,8
	Lille	-1,8	-1,6	-1,6
	Nantes	-3,3	-3,4	-3,1
	Rennes	-3,1	-3,0	-2,9
CON	Dijon	-3,2	-3,3	-3,1
	Lyon	-3,6	-4,0	-3,8

	Nancy	-2,6	-2,4	-2,3
	Strasbourg	-2,7	-2,6	-2,5
MED	Marseille	0,1	-1,4	-1,7
	Montpellier	-2,1	-2,3	-2,5
	Nice	-2,8	-4,0	-4,3
	Nimes	-1,7	-2,1	-2,4
SOCE	Paris	-2,7	-2,4	-2,3
	Toulouse	-3,2	-3,5	-3,6

Based on these thresholds that are defined in percentiles, the modeled and observed HWs can be compared without debiasing the model. Figure 4 provides a comparison between the modeled and observed number of HW days as an average per year over the 1986-2005 period for all studied cities, as well as the total number of events. Between 10 and 16 past observed HWs are extracted, with the lowest number occurring in Bordeaux (OCE), and the highest in Nimes (MED) and Toulouse (SOCE). In comparison, AROME simulates between 7 and 14 HWs depending on the climatic and geographical zone. With regard to the number of days, according to the observations, there are fewer days of HWs for cities in oceanic and continental climatic zones (except for the particular case of Lille) than for cities in semi-oceanic and especially Mediterranean climatic zones. These geographic contrasts are less clear in the AROME results. The model tends to slightly overestimate the number of HWs days for most OCE and CON cities and underestimate it for MED cities. Nevertheless, the range of variation obtained with AROME is consistent.

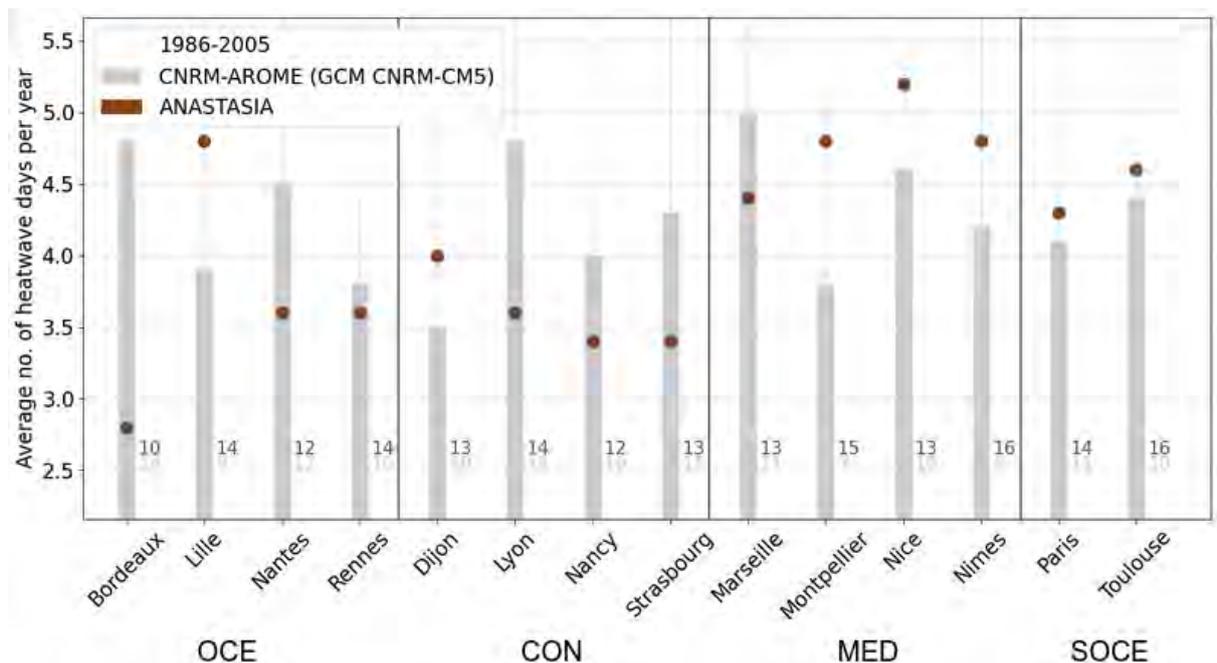


Figure 4. Average no. of HW days per year detected in the rural environment in AROME CPRCM simulation forced by CNRM-CM5 (light gray), compared to the ANASTASIA observation (dark red) over the period 1986-2005. The total number of observed or simulated HWs are noted at the bottom right of each bar of the bar plot.

The evaluation of the AROME's capacity to simulate extreme heat events underlines some cold biases in HW thresholds. A complementary analysis of the AROME simulation forced by ERA-Interim observations over 2000-2018 showed rather warm biases for HW thresholds (not shown here), suggesting that the reported biases do not come from the regional climate model. The cold biases are

likely to be attributed to CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2013; Lucas-Picher et al., 2023). Despite that, AROME performed well in simulating the number of HWs, as well as their average duration per year during the 1986-2005 period.

Subsequently, the method was applied to the longterm climate simulations using the thresholds defined for the historical period. The objective is to compare the evolution of the exposure of urban and rural environments to heat waves with climate change.

3. RESULTS

3.1. Temperature evolution with climate change

Before analyzing the results at the city-scale, the warming trends over France, and the spatial and seasonal variability of these trends, are studied. The Figure 5 displays seasonal maps of warming in daytime and nighttime temperatures between 1986-2005 and 2080-2099. In addition, seasonal maps of change in the 90th percentile of the diurnal and nighttime temperatures (called hereafter TX90p and TN90p respectively) are presented in Figure 6. The warming over the period 1986-2005 to 2080-2099 shows a significant seasonal variability (Figure 5). The temperature increase varies between +2 and +4 °C in DJF (from December to February) and MAM (from March to May), between +3 and +6 °C in JJA (from June to August), and between +4 and +7 °C in SON (from September to November). According to Michau et al. (2023), several French cities are currently experiencing local climatic and geographical variability. These local spatial disparities are projected to increase with climate change, with a strong shift towards warmer temperatures (Figure 5). The northern half of France is projected to warm less than the southern half of France, especially in TX in JJA. In addition, coastal and mountainous areas such as the Atlantic and Mediterranean coasts, and the Alps, are expected to become warmer than lowland areas (Figure 5).

The analysis of the change of the upper tail of the TN and TX spatial distribution (Figure 6) confirms this trend in a more pronounced way. TN90p and TX90p are projected to increase strongly in coastal and mountainous areas, especially in the diurnal temperature (*e.g.*, +9 on the southern half of the Atlantic coast). In the Mediterranean region, the projected increase in extreme warm temperatures is substantial, ranging from +5 to +9 °C in JJA (Figure 6). Our findings are consistent with Christidis et al. (2015), which shows using several CMIP5 models, covering a region including France, Germany and Italy, that RCP8.5 projects a warming from +8 to +10 °C for the upper tail of summer mean temperature by the end of the century. These results are also consistent with the work of Giorgi (2006) and Diffenbaugh and Giorgi (2012), which identified the Mediterranean region as a “hot spot” for climate change.

These results highlight that the warming resulting from climate change (according to RCP8.5 emission scenario) is marked by significant spatial and seasonal variability over the French territory, which suggests that cities depending on their location will be impacted in different ways. As part of the study, several perspectives concerning HWs will be investigated, both through a practical application to the city of Paris (SOCE), and through a generalization to the 13 other selected French cities. In Section 3.2.1, the aim is to analyze the characteristics of HW according to whether they are extracted for urban areas or surrounding rural areas. In Section 3.3.1, the aim is to analyze the differentiated exposure of urban and rural areas to HW with climate change.

$TN_{2080-2099} - TN_{1986-2005}$ (°C)

$TX_{2080-2099} - TX_{1986-2005}$ (°C)

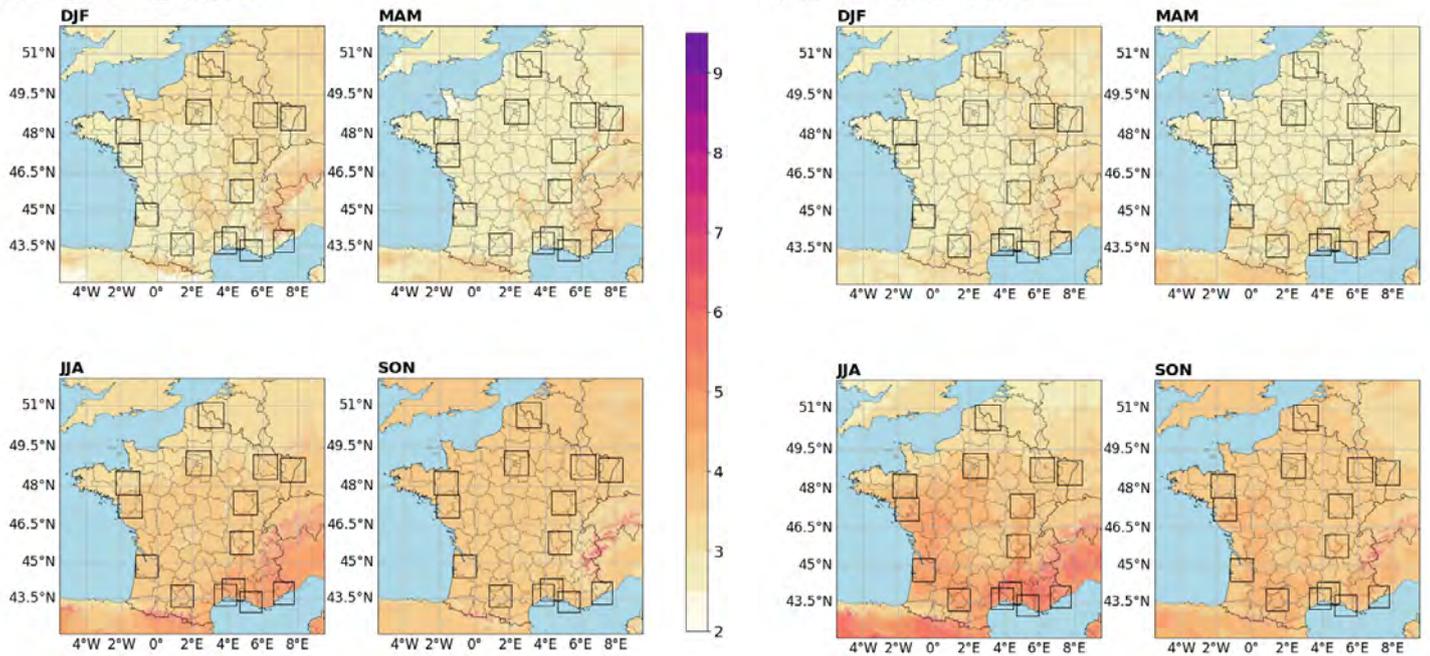
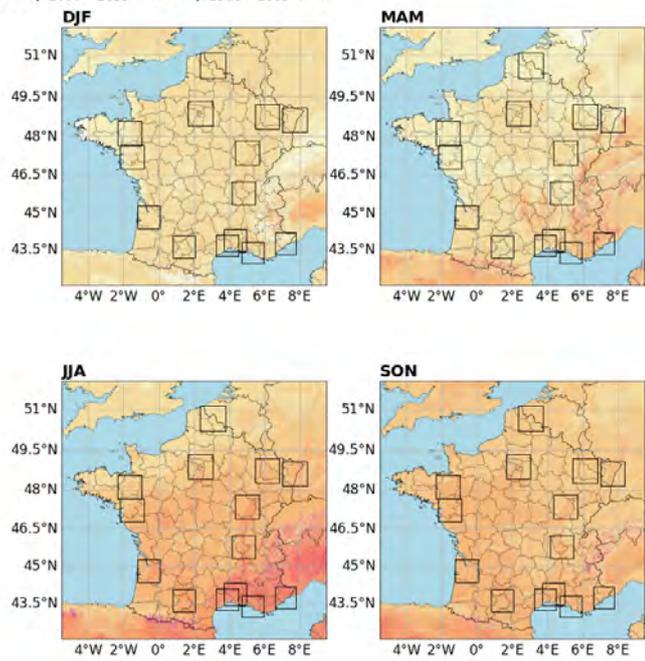


Figure 5. Multi-year seasonal minimum [left] and maximum [right] temperatures differences (in °C) between 1986-2005 and 2080-2099 over metropolitan France. The reference geographical domains for each city are shown with black squares.

$TN90p_{2080-2099} - TN90p_{1986-2005}$ (°C)



$TX90p_{2080-2099} - TX90p_{1986-2005}$ (°C)

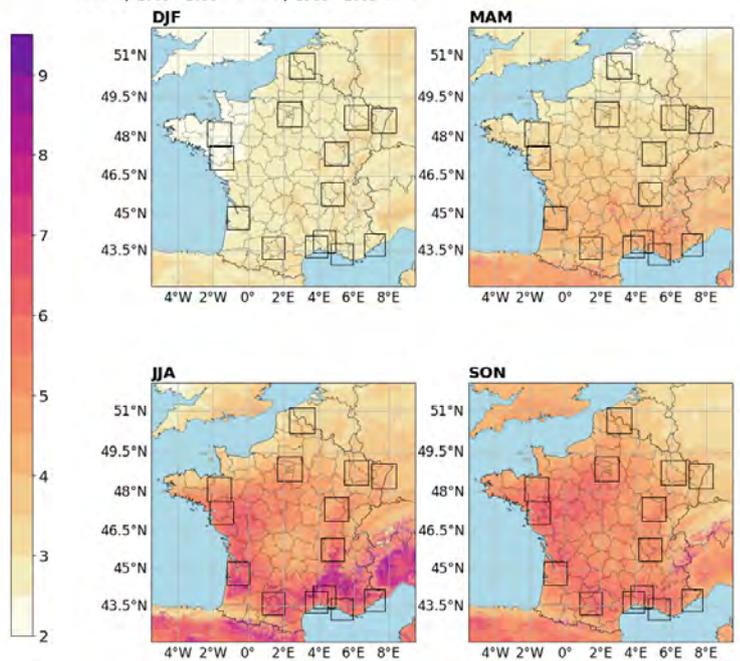


Figure 6. Multi-year seasonal 90th percentile minimum [left] and maximum [right] temperatures differences (in °C) between 1986-2006 and 2080-2099 over metropolitan France. The reference geographical domain is shown in black.

3.2. Urban-rural contrast in heatwaves exposure

3.2.1. Case study of the city of Paris (SOCE)

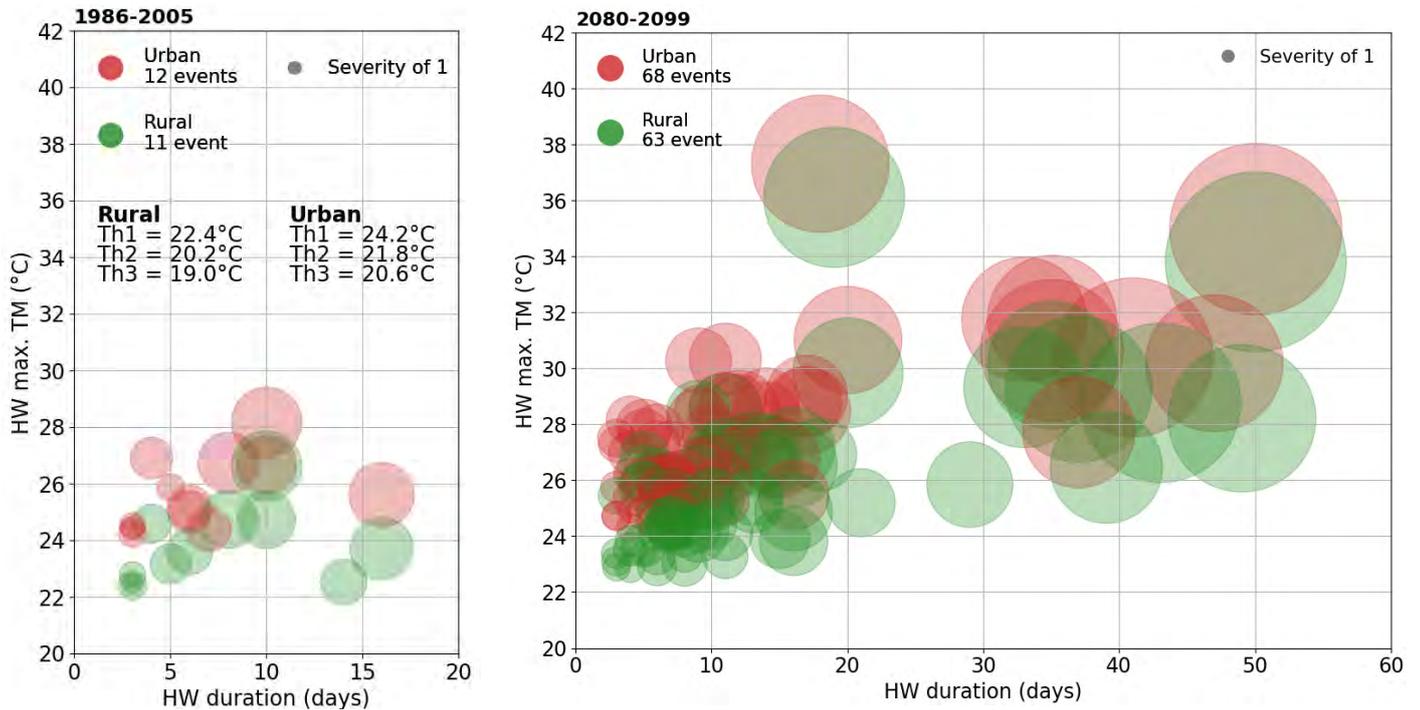


Figure 6. Simulated HWs (bubble) in Paris over 1986-2005 [left] and 2080-2099 [right] periods, in urban (red) and rural (green) areas. HWs are characterized by their maximum intensity (y -axis), duration (x -axis) and severity (bubble size). Remember that HW are detected using mean temperatures. The total number of HW for both environments and periods is specified at the top left, while the thresholds calculated over the 1986-2005 period are indicated at the bottom left.

With Paris as a case study, the HWs identified over the historical period for both urban and rural areas (with specific thresholds for each) are compared on the basis of a bubble chart (Figure 6, left). Over this period, 12 HWs (4 HW days per year according to further analysis) are simulated in urban areas compared to 11 HWs (4.1 HW days per year according to Figure 4) in rural areas. The contrast between urban and rural environments can be attributed to the lower day-night temperature variability in the city induced by the urban overheating, which prevents the temperature from falling down below the thresholds for a prolonged period. Both sets of HWs are very comparable in terms of number of occurrences and number of days. However, the maximum intensity of HWs is systematically higher in urban areas than in rural areas because the detection thresholds are higher (+0.8, +1.3 and +1.2 °C for Th1, Th2 and Th3, respectively). This results from the UHI effect that shifts the TM distribution over the historical period, which is used to calculate the percentile thresholds over urban areas, towards warmer temperatures.

In addition, the magnitude of both nighttime and daytime UHI was calculated and averaged for HW days, as illustrated in Figure 7. The UHI is maximum over the Paris city core where it reaches around +3 °C at night and during the day. If the UHI during HW is averaged spatially over the entire urban area (hatched area in Figure 7), its intensities are close to the shifts observed on the HW detection thresholds between urban and rural areas.

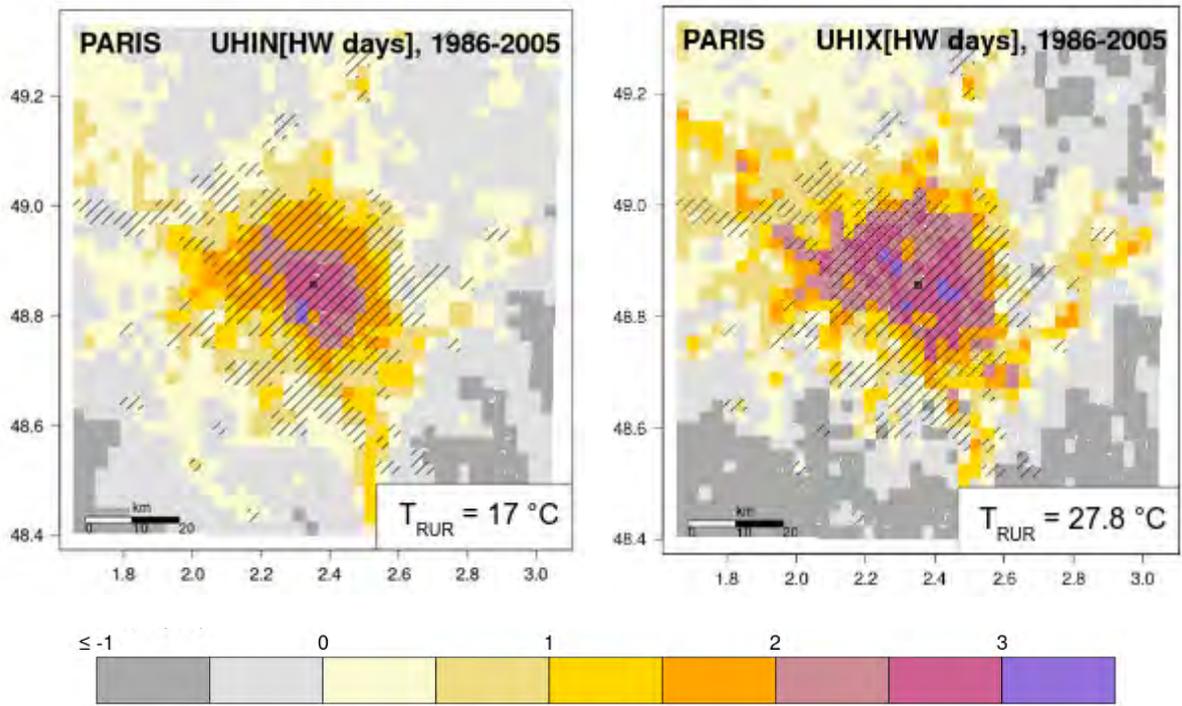
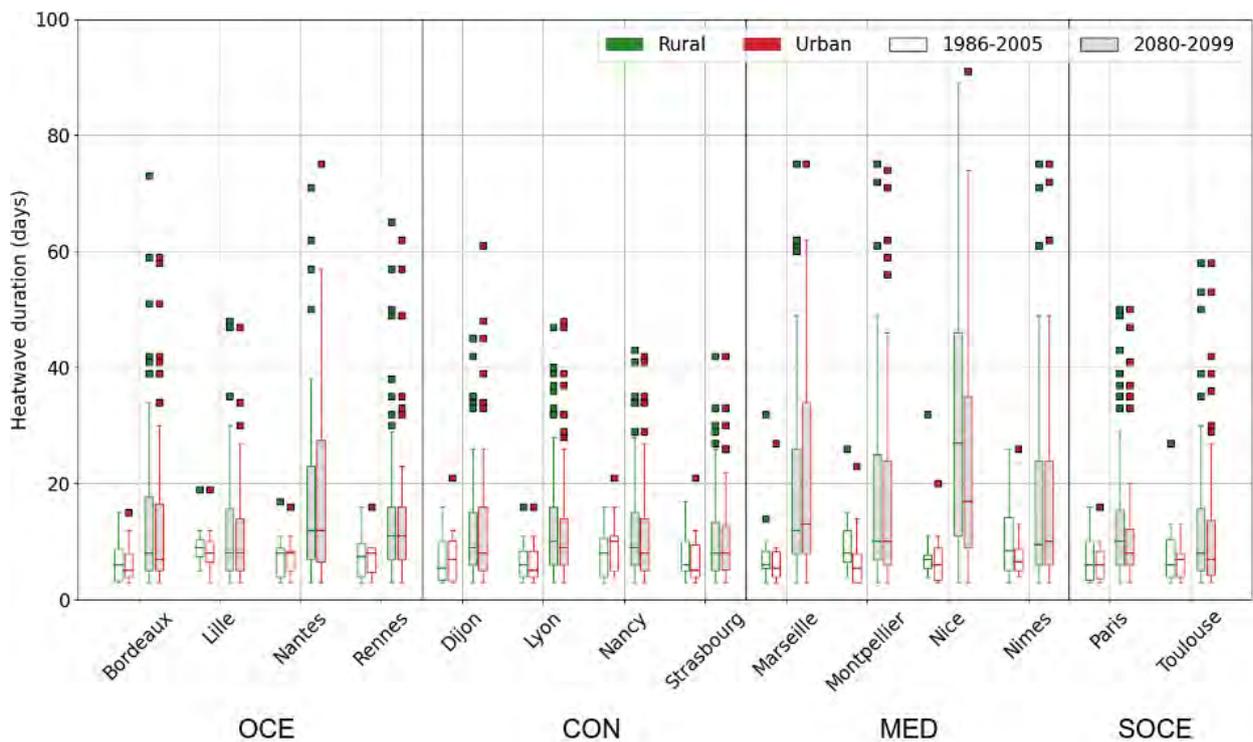


Figure 7. Nighttime [left] and daytime [right] UHI (in °C) during HW days over 1986-2005 period maps in Paris. Urban areas are indicated by hatching.

3.2.2. Results for the other cities

For each city of interest, the HW detection is performed and HWs are extracted for the urban area and the associated rural area. In this section, the characteristics of modelled HWs over the 1986-2005 period are analyzed. Figure 8 displays the distribution of HW duration and maximum intensity in the 1986-2005 and 2080-2099 periods.



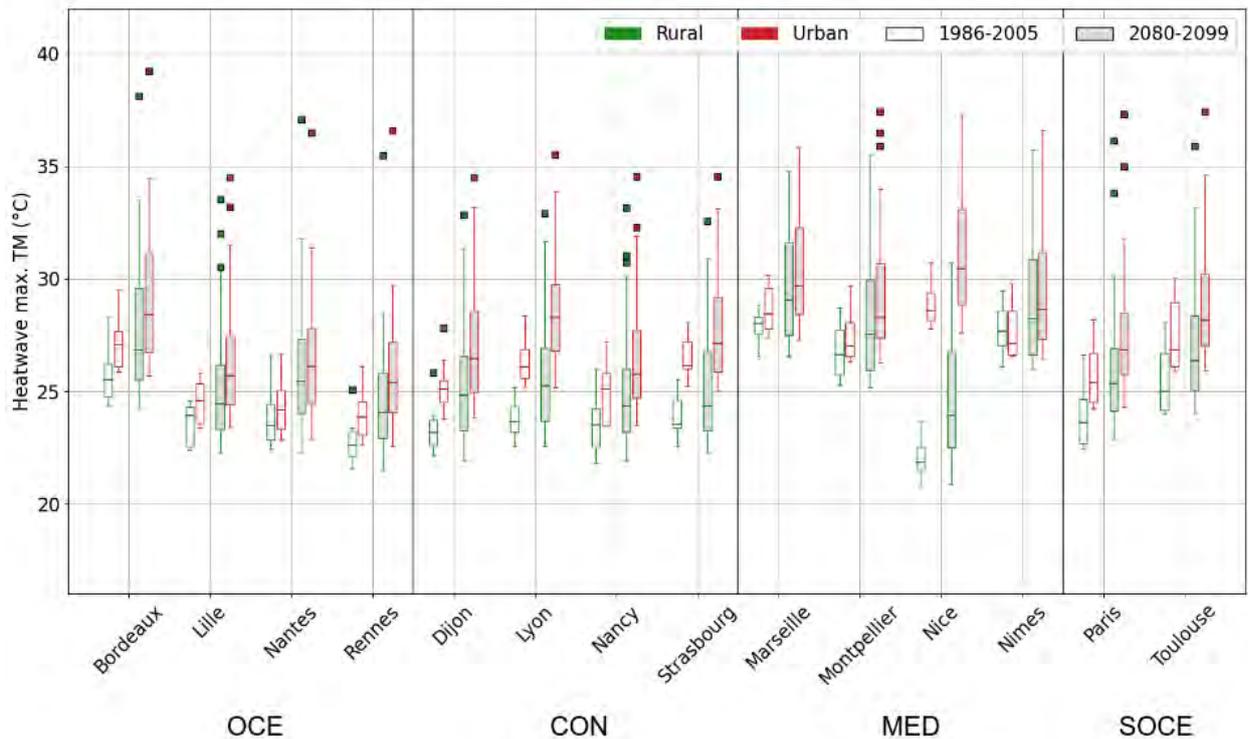


Figure 8. HW duration (in days) [top] and maximum intensity [bottom] in urban (red) and rural (green) areas over 1986-2005 (white background), and 2080-2099 (gray background) periods for each city. Remember that HW are detected using mean temperatures.

The duration of extreme heat events (Figure 8, top) varies between urban and rural areas over the period 1986-2005. The median duration is generally slightly higher in rural areas, with the exception of Rennes (OCE), Dijon (CON), and Nancy (CON). However, the distribution of the HW duration is relatively homogeneous in both areas, with events slightly scattered around the median, as observed in Nice (MED). It should be noted that the sample size consists only of the 20-year span of the period 1986-2005, which counts few extreme heat events (as shown using ANASTASIA observation database in Figure 4). The sample size is quite small for further discussion. Nevertheless, these results provide a useful basis for assessing changes in extreme heat events with climate change.

As for Paris, the median maximum intensities of HWs in the 1986-2005 period are systematically higher in urban areas than in rural areas for all cities. Again, this is caused by the daytime and nighttime UHI (as presented in Table 3). The UHIs calculated for HW days for all cities are systematically positive over the period 1986-2005, with Lyon (CON) having the highest daytime and nighttime UHI of 3.88 and 4.41 °C respectively. Figure 8 also shows a significant climatic and geographical variability, with higher maximum intensities in the southern part of France, such as in Bordeaux (OCE), Lyon (CON) or Marseille (MED), than in the northern part of France. This is consistent with the previous study by Soubeyroux et al. (2016), which found strong regional differences in HW maximum intensity over metropolitan France. The southern half of France, including the Mediterranean region, reflects typical climatic conditions characterized by a distribution of HW maximum intensity above 25 °C.

Table 3. Nocturnal and diurnal HW days UHI changes (in °C) for HIST and LONG periods. Biases are indicated by colors ranging from dark blue for negative biases to dark red for positive biases. Non-significant biases around 0 are indicated in white.

		UHIN (°C)			UHIX (°C)		
		1986-2005	2080-2099	2080-2099 - 1986-2005	1986-2005	2080-2099	2080-2099 - 1986-2005
OCE	Bordeaux	1,99	1,77	-0,21	2,05	1,72	-0,33
	Lille	1,96	1,99	0,03	1,75	1,82	0,07
	Nantes	1,28	1,20	-0,08	2,00	1,60	-0,40
	Rennes	1,36	1,18	-0,18	2,07	1,86	-0,20
CON	Dijon	2,43	2,15	-0,29	2,78	2,26	-0,51
	Lyon	3,88	3,73	-0,15	4,41	3,90	-0,52
	Nancy	1,54	1,56	0,02	2,08	2,00	-0,08
	Strasbourg	2,64	2,53	-0,11	3,77	3,64	-0,13
MED	Marseille	2,73	2,44	-0,29	0,94	0,56	-0,38
	Montpellier	2,07	2,01	-0,06	1,53	1,77	0,24
	Nice	8,94	8,35	-0,59	6,17	5,48	-0,69
	Nimes	1,42	1,32	-0,10	1,83	1,79	-0,04
SOCE	Paris	2,94	2,61	-0,33	2,40	1,93	-0,47
	Toulouse	2,12	1,97	-0,15	2,34	1,91	-0,43

3.3. Evolution of heatwaves exposure with climate change

3.3.1. Case study of the city of Paris (SOCE)

The comparison of HWs detected for the Paris region for the historical period 1985-2006 and the long-term period 2080-2099 with RCP8.5 shows an increase of the frequency of HWs in both urban and rural areas by about 6 times with climate change (Figure 6, right). Figure 6 also shows a significant increase in the duration of HWs, with several events lasting more than a month. This finding is in agreement with Brown (2020), who projected a 130% increase in the duration of HW in Paris based on a rate of about 10 days in the historical period, using an ensemble of GCM from CMIP5 forced with the RCP8.5 scenario. Finally, for a majority of HWs, the maximum intensity of the event increases at the end of the century.

For Paris, 68 events are reported in urban areas and 63 in rural areas for the last two decades of the 21st century, *i.e.* an average of 3.40 and 3.15 events per year. But while there are more HWs detected in urban areas, the events are rather longer in rural areas (see Paris' boxplot in Figure 8, top), so that the cumulative number of HW days is slightly higher (as shown in Figure 10). The bubble chart also shows that the differences in maximum intensity between urban and rural HWs appear to be narrowing for a number of late-century events. In conclusion, we can see that for Paris both the intensity and duration of HWs are increasing more in rural areas than in urban areas with climate change under the RCP8.5 scenario.

Temperatures remain higher overall in urban areas than in rural areas, with average UHIs at night and during the day of 2.61 °C and 1.93 °C, respectively (Table 3). Nevertheless, the intensity of UHIs decreases by -0.33 °C at night and -0.47 °C during the day between 1986-2005 and 2080-2099. The spatial evolution with climate change of the daytime and nighttime UHI during HW days is mapped in Figure 9. The UHIs decrease in response to an increase of background temperature T_{RUR} with spatial variation, by +0.6 and +1.2 °C during the day and night respectively.

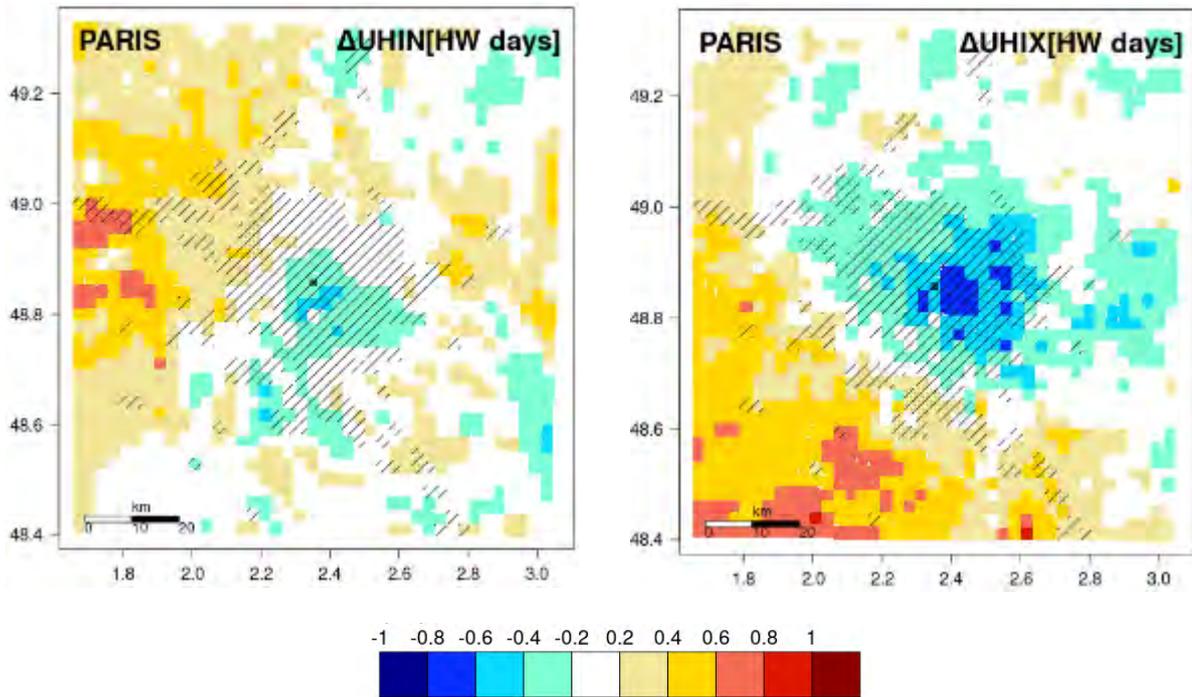


Figure 9. Nighttime [left] and daytime [right] UHI differences (in °C) during HW days between 1996-2005 and 2080-2099 periods maps in Paris. Urban areas are indicated by hatching.

3.3.2. Evolution of HW for the other cities

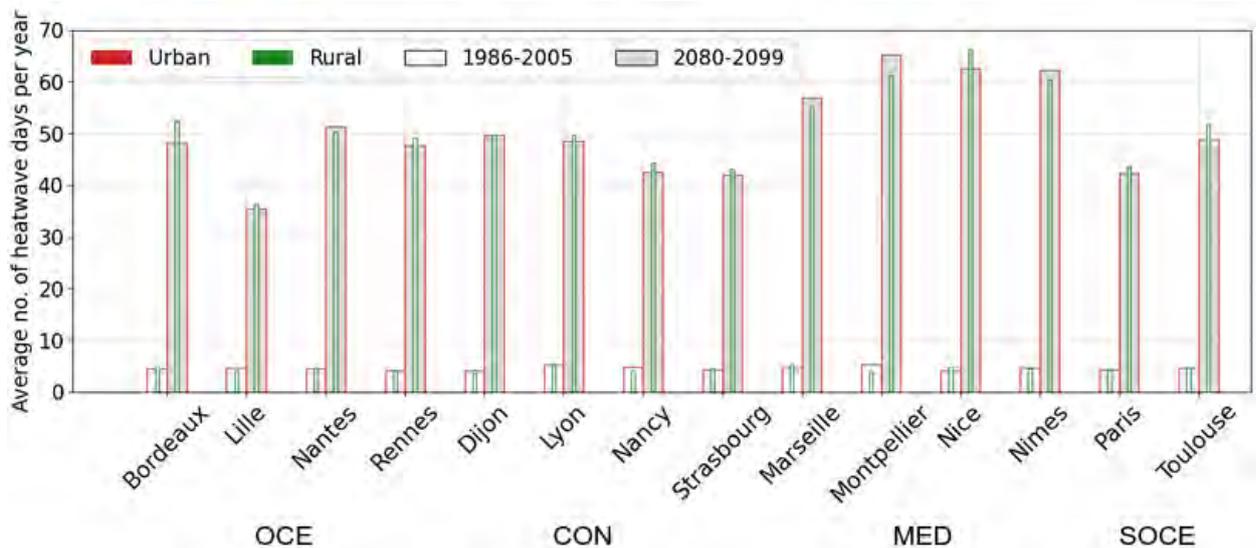


Figure 10. Average no. of heatwave days per year in urban (red) and rural (green) areas over 1986-2005 (white background), and 2080-2099 (gray background) periods for each city.

The analysis of the HW evolution is extended to all cities. The average number of HW days per year over the 1986-2005 period ranges between 3.5 and 5 days in both urban and rural areas (Figure 4), with no clear pattern emerging in relation to climate and geographical areas. With climate change, the number of HW days increases by a factor of 7 to 14 (Figure 10). These differences in the increase in the number of HW days are consistent with the variability of warming trends over the French metropolitan area (as discussed in Section 3.1). The smallest increase is observed for the northernmost cities, especially for Lille (OCE), but also Nancy, Strasbourg (both CON) and Paris (SOCE) that experience the smallest warming trends according to Section 3.1. On the contrary, the largest increase in HW days is observed for

the Mediterranean cities (Montpellier, Nice, Nîmes, and to a lesser extent, Marseille), that experience a strong warming between 1986-2005 and 2080-2099 (Section 3.1). Nantes, Rennes, and Bordeaux (all three in OCE), located close to the Atlantic coast, as well as Toulouse (SOCE), located in the south of France, also experience a significant increase in HW days until the end of the century, in response to a strong warming, especially in JJA (Section 3.1).

The results also provide clear evidence of a significant shift in the distribution of HW duration across in both urban and rural areas due to climate change for all cities (Figure 8, top). The most notable changes occur in the Mediterranean region, in accordance with Fischer and Schär (2010), where HWs lasting three weeks or more are becoming much more frequent. The median of HW duration increases slightly in both urban and rural areas, with the exception of the urban area of Nancy (CON) and the rural area of Nantes (OCE). The distribution of HW maximum intensity increases in both urban and rural areas of most cities (at the top of Figure 8). The median increases by between +0.6 and +2.2 °C in urban areas and by between +0.5 and +2.1 °C in rural areas. Again, the largest increases are seen in the Mediterranean cities. The behavior of Nice (MED) may not be well captured in both periods, possibly due to the complex topographic context previously highlighted in Michau et al. (2023).

The comparison between urban and rural areas highlights that the projected changes in HW days (Figure 10) are slightly greater in rural areas than in urban areas, for most cities (except for the Mediterranean cities of Montpellier, Nîmes, and Marseille). Additional analyses suggest that this is a response to a significant increase in rural temperatures in JJA (not shown here). Based on studies of historical extreme heat events, high temperatures in rural areas are mainly due to significant soil dryness (Beniston, 2004), which reduces evaporation from vegetation that cools the air (Zampieri et al., 2009). Several factors, depending mainly on large-scale dynamical processes (e.g., anomalous SST studied in Feudale and Shukla, 2010), could explain the dry conditions, such as record temperatures, below-normal precipitation (Ferranti and Viterbo, 2006), specific wind circulations, and more. Also, even if the maximum intensity of HWs remains generally more pronounced in urban areas than in rural areas in all cities (Figure 8, bottom), the gap between the two environments (urban and rural) is narrowing compared to the differences in maximum intensities noted over the historical period due to the general decrease of UHI for all cities (as shown in Table 3). By the end of the century, the UHIs calculated for HW days are projected to decrease by less than -1 °C, with climatic and geographical variation. The reduction of UHI intensities in JJA has already been projected in previous climate change studies. For example, in Europe, Lemonsu et al. (2013), Hamdi et al. (2013, 2016), and McCarthy et al. (2012) found a reduction in nighttime and daytime UHI intensities in Paris, Brussels, and London, respectively. Further analysis shows that urban temperatures warm slightly less than rural temperatures under climate, in line with Fischer et al. (2012) and Oleson et al. (2010). This could be caused by a lack of precipitation and/or a soil moisture depletion leading to a decrease in evapotranspiration as shown by several studies (Oleson, 2012; Mueller and Seneviratne, 2012; Miralles et al., 2014; Hamdi et al., 2015; Kong et al., 2021).

Finally, the evolution of the calendar range of occurrence of HWs between 1986-2005 and 2080-2099 is also analyzed for the different cities (Figure 11). In most cities, HWs start in June and end in September over the period 1986-2005. They are more common in August, with a maximum frequency of 20%. In most of the cities, HWs are simulated on an extended HW period at the end of the century in both urban and rural areas, ranging from early May to late September. There are climatic and geographical disparities, mainly in the length of time HWs last and in the frequency with which these phenomena occur. The calendar range of the occurrence of HWs is more extensive in Bordeaux, Nantes, Rennes and to a lesser extent in Lille (all four in OCE), where the first early HWs are simulated at the end of April. In other cities they appear later, especially in SOCE, where the first HW start in June. Mediterranean cities stand out with maximum HWs frequency around 90% in mid-July, while other cities are around 70% in

the same month. The results are particularly impressive in the cities belonging to the Mediterranean region, as the frequency of HWs is higher than 80% between the middle of July and the middle of August.

The difference between urban and rural areas in the calendar range of HW occurrence over the period 1986-2005 is relatively small (less than 2%). However, where it exists, the HWs frequency is highest in the rural area. By the end of the century, the urban and rural contrast is strengthening, especially between August and October. In Bordeaux and Lille (both OCE), Dijon and Nancy (both CON), and in Paris and Toulouse (both SOCE), Figure 11 shows that rural areas are more subject to late HWs than urban areas (by between +5 to +10%). The Mediterranean cities (except Nice) show a less marked urban/rural contrast.

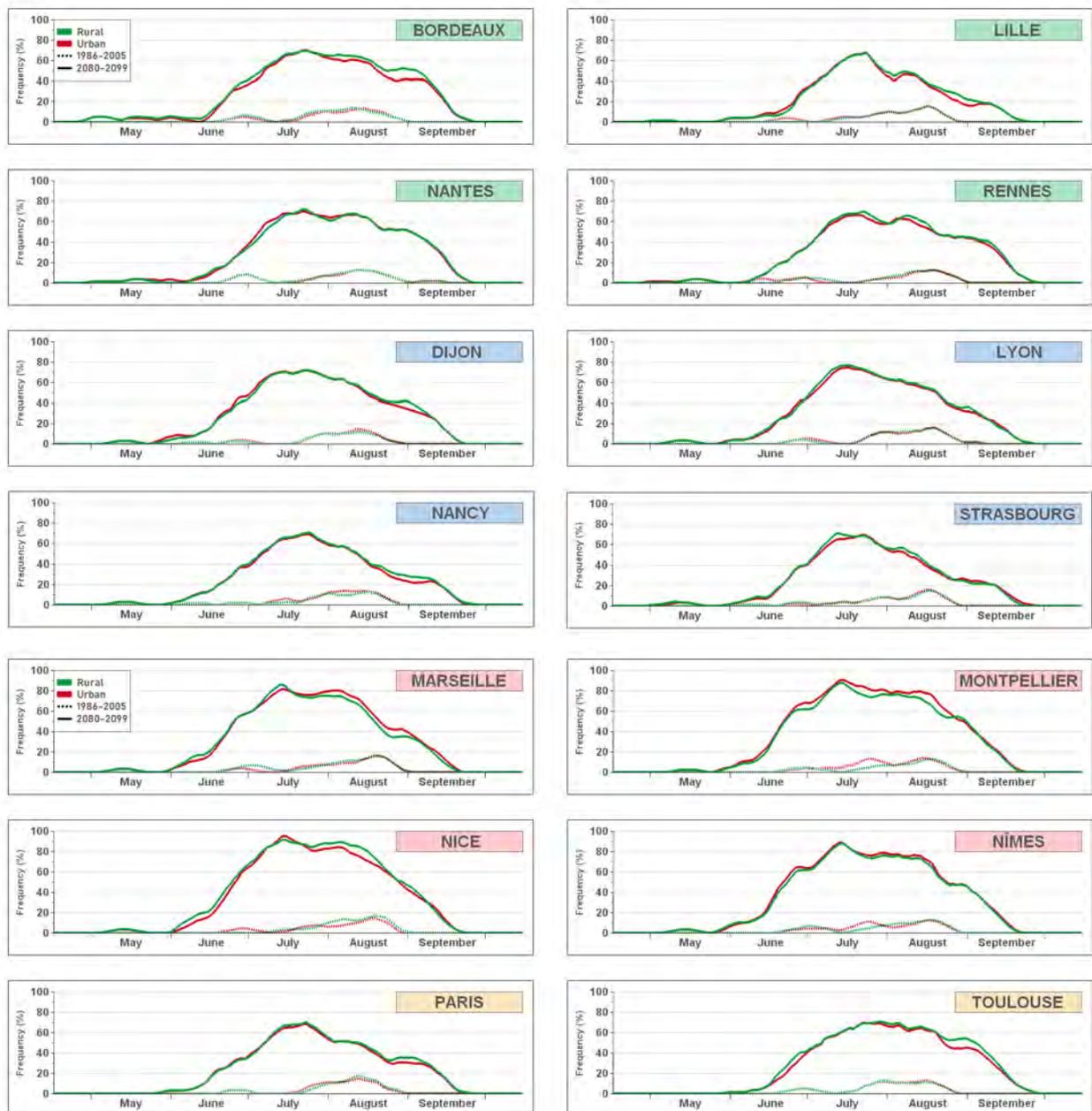


Figure 11. Heatwave days frequency (in %) between April to October in urban (in red) and rural (in green) areas over the periods 1986-2005 (in dotted line) and 2080-2099 (in solid line) for each city.

SUMMARY AND CONCLUSION

This study takes advantage of 20-years of the online coupling of the urban canopy model TEB with the high-resolution climate model AROME over ongoing 20-years periods to study the exposure of French cities to the evolution of HWs with climate change (under the RCP8.5 scenario). Our findings suggest that urban and rural areas will respond differently to climate change. More specifically, both UHIN and UHIX during heatwave conditions are decreasing by the end of the century with climatic and geographical variability responding to temperature changes in urban and rural areas. Rural areas are projected to experience greater temperature increases than urban areas probably due to changes in rural physical processes, such as soil moisture depletion, which could affect the cooling capabilities of the rural environment.

Despite the decrease in UHI until the end of the century, our study projects that HW will become more frequent, longer, and more intense in urban areas due to the pronounced increase in urban temperatures following global warming. Previous studies have also reported that urban areas will experience significantly more warm nights than rural areas by the end of the century (Oleson, 2012; McCarthy et al., 2010). Our findings show that hot weather events will become more frequent, more intense, and more persistent in the Mediterranean region in the context of climate change, in line with Perkins-Kirkpatrick and Gibson (2017). This region is already experiencing the impacts of extreme weather events, such as HW (Baccini et al., 2009), and the populations are highly vulnerable. As the climate continues to warm, this vulnerability will continue to increase. These findings have significant implications for urban planning, highlighting the urgent need to develop effective strategies to adapt to a changing climate and reduce the negative impacts of extreme hot events on human health and well-being.

While our study provides important insights into the potential impacts of climate change on heatwaves, it is important to acknowledge the uncertainty inherent in such projections. The complexity of the climate system, as well as the limitations in the numerical tools used and the difficulty of simulating local-scale processes contribute to this uncertainty.

It is worth noting that our study focused on the RCP8.5 scenario, which is considered the higher end greenhouse gas concentration scenario due to high CO₂ emissions, and not necessarily the most probable one. The plausibility of such a high CO₂ scenario is debated in the literature, but it is still valuable because of the uncertainty in carbon-cycle feedback. Therefore, it seems necessary to specify that the results are probably among the worst that could happen. Next, it would be interesting to apply our methodology to multiple greenhouse gas scenarios to assess the range of possible outcomes. Another approach would be to assess the impacts of climate change on the basis of specific global temperature changes (*e.g.*, +2, +4, or +6 °C).

Furthermore, it is important to note that our study uses a complex modelling chain including a global climate model, a regional climate model, and a very high-resolution climate model. While this configuration allows the investigation of meteorological and climatic conditions related to the urban climate, as well as the complex interaction between local and regional environments, it also introduces the possibility of bias transfer and inconsistencies (Boé et al., 2020). Although uncertainties were reduced through several improvements of individual models, there is still potential for errors associated with the model and the internal variability of the climate. Therefore, the methodology should be generalized to an ensemble of European CPRCMs within the framework of the CORDEX flagship pilot study URB-RCC (URBan environments and Regional Climate Change) in order to support the results obtained here and to reduce the errors associated with the model and the internal climate variability.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research has received support from the French National Agency under the future investment program ANR-18-MPGA-0005 and from the EUCP (European Climate Prediction System) project. The EUCP project has been funded by the European Union's Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement No. 776613.

The development of the AROME model is the result of a collaboration between CNRM and CNRS laboratories involved in Meso-NH research, along with the international ACCORD consortium. The author thanks Antoinette Alias for her valuable contributions to the development of CNRM-AROME and for conducting multiple simulations using the model. The author also thanks Météo-France for providing the ANASTASIA database.

AUTHOR'S CONTRIBUTIONS

Yohanna Michau: Data collection, Data analysis, Methodology, Visualization, Writing (an original draft), Writing-review and editing.

Aude Lemonsu: Methodology, Writing-review and editing.

Philippe Lucas-Picher: Methodology, Writing-review and editing.

Michel Schneider: Methodology, Visualization, Writing-review and editing.

Cécile Caillaud: Performing CNRM-AROME simulations, Writing-review and editing.

Availability of data and materials

The datasets generated during and/or analyzed during the current study are available from the corresponding author on reasonable request.

REFERENCES

- Argüeso D, Evans JP, Fita L, Bormann KJ, **2013**. Temperature response to future urbanization and climate change. *Climate Dynamics, Springer Science and Business Media LLC*, 42, 2183-2199. doi: 10.1007/s00382-013-1789-6.
- Baccini M, Kosatsky T, Analitis A, Anderson HR, D'Ovidio M, Menne B, Michelozzi P, Biggeri A, **2009**. Impact of heat on mortality in 15 European cities: attributable deaths under different weather scenarios. *Journal of Epidemiology Community Health, BMJ*, 65, 64-70. doi: 10.1136/jech.2008.085639.
- Baniassadi A, Heusinger J, Sailor DJ, **2018**. Energy efficiency vs resiliency to extreme heat and power outages: The role of evolving building energy codes. *Building and Environment, Elsevier BV*, 139, 86-94. doi: 10.1016/j.buildenv.2018.05.024.
- 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, American Geophysical Union (AGU)*, 31. doi: 10.1029/2003gl018857.
- Besson F, Dubuisson B, Etchevers P, Gibelin A-L, Lassegues P, Schneider M, Vincendon B, **2019**. Climate monitoring and heat and cold waves detection over France using a new spatialization of daily temperature extremes from 1947 to present. *Advances in Science and Research, Copernicus GmbH*, 16, 149-156. doi: 10.5194/asr-16-149-2019.

- Boé J, Somot S, Corre L, Nabat P, **2020**. Large discrepancies in summer climate change over Europe as projected by global and regional climate models: causes and consequences. *Clim Dyn* 54, 2981–3002. doi: 10.1007/s00382-020-05153-1.
- Boone A, Calvet J-C, Noilhan J, **1999**. Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method. *Journal of Applied Meteorology, American Meteorological Society*, 38, 1611-1630. doi: 10.1175/1520-0450(1999)038<1611:ioatsl>2.0.co;2.
- Brown SJ, **2020**. Future changes in heatwave severity, duration and frequency due to climate change for the most populous cities. *Weather and Climate Extremes, Elsevier BV*, 30. doi: 10.1016/j.wace.2020.100278.
- Caillaud C, Somot S, Alias A, Bernard-Bouissières I, Fumière Q, Laurantin O, Seity Y, Ducrocq V, **2021**. Modelling Mediterranean heavy precipitation events at climate scale: an object-oriented evaluation of the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model. *Clim Dyn* 56, 1717–1752. doi: 10.1007/s00382-020-05558-y.
- Carabajal CC, Harding D.J, Boy J-P, Danielson JJ, Gesch DB, Suchdeo VP, **2011**. Evaluation of the Global Multi-Resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010) using ICESat geodetic control. *International Symposium on Lidar and Radar Mapping 2011: Technologies and Applications, SPIE*. doi: 10.1117/12.912776.
- Christidis N, Jones GS, Stott PA, **2015**. Dramatically increasing chance of extremely hot summers since the 2003 European heatwave. *Nature Climate Change, Springer Science and Business Media LLC*, 5, 46-50. doi: 10.1038/nclimate2468.
- Copernicus Climate Change Service. OBSERVER: A wrap-up of Europe’s summer 2022 heatwave, <https://www.copernicus.eu/en/news/news/observer-wrap-europes-summer-2022-heatwave>. (22/09/2022)
- Daniel M, Lemonsu A, Viguié V, **2018**. Role of watering practices in large-scale urban planning strategies to face the heat-wave risk in future climate. *Urban Climate, Elsevier BV*, 23, 287-308. doi: 10.1016/j.uclim.2016.11.001.
- Déqué M & Somot S, **2008**. Analysis of heavy precipitation for France using high resolution ALADIN RCM simulations. *Időjárás Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 112, 179-190.
- Diffenbaugh NS & Giorgi F, **2012**. Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic Change, Springer Science and Business Media LLC*, 114, 813-822. doi: 10.1007/s10584-012-0570-x.
- Diffenbaugh NS, Pal JS, Trapp RJ, Giorgi F, **2005**. Fine-scale processes regulate the response of extreme events to global climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences, Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102, 15774-15778. doi: 10.1073/pnas.0506042102.
- D'Ippoliti D, Michelozzi P, Marino C, de'Donato F, Menne B, Katsouyanni K, Kirchmayer U, Analitis A, Medina-Ramón M, Paldy A, Atkinson R, Kovats S, Bisanti L, Schneider A, Lefranc A, Iñiguez C, Perucci CA, **2010**. The impact of heat waves on mortality in 9 European cities: results from the EuroHEAT project. *Environmental Research*. doi: 10.1186/1476-069X-9-37.
- Fallmann J, Wagner S, Emeis S, **2015**. High resolution climate projections to assess the future vulnerability of European urban areas to climatological extreme events. *Theoretical and Applied Climatology, Springer Science and Business Media LLC*, 127, 667-683. doi: 10.1007/s00704-015-1658-9.
- Feudale and Shukla, **2010**. Influence of sea surface temperature on the European heat wave of 2003 summer. Part I: an observational study. *Climate Dynamics, Springer Science and Business Media LLC*, 36, 1691-1703. doi: 10.1007/s00382-010-0788-0.
- Ferranti L & Viterbo P, **2006**. The European Summer of 2003: Sensitivity to Soil Water Initial Conditions. *American Meteorological Society*. doi: 10.1175/JCLI3810.1.
- Fink AH, Brücher T, Krüger A, Leckebusch GC, Pinto JG, Ulbrich U, **2004**. The 2003 European summer heatwaves and drought -synoptic diagnosis and impacts. *Weather, Wiley*, 59, 209-216. doi: 10.1256/wea.73.04.
- Fischer EM, Oleson KW, Lawrence DM, **2012**. Contrasting urban and rural heat stress responses to climate change. *Geophysical Research Letters, American Geophysical Union (AGU)*, 39. doi: 10.1029/2011gl050576.

- Fischer EM & Schär C, **2010**. Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience, Springer Science and Business Media LLC*, 3, 398-403. doi: 10.1038/ngeo866.
- Fischer EM, Seneviratne SI, Vidale PL, Lüthi D, Schär C, **2007**. Soil Moisture–Atmosphere Interactions during the 2003 European Summer Heat Wave. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 20, 5081-5099. doi: 10.1175/jcli4288.1.
- Giorgi F, **2006**. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters, American Geophysical Union (AGU)*, 33. doi: 10.1029/2006gl025734.
- Hamdi R, Duchêne F, Berckmans J, Delcloo A, Vanpoucke C, Termonia P, **2016**. Evolution of urban heat wave intensity for the Brussels Capital Region in the ARPEGE-Climat A1B scenario. *Elsevier BV*, 17, 176-195. doi: 10.1016/j.uclim.2016.08.001.
- Hamdi R, de Vyver HV, Troch RD, Termonia P, **2013**. Assessment of three dynamical urban climate downscaling methods: Brussels's future urban heat island under an A1B emission scenario. *International Journal of Climatology, Wiley*, 34, 978-999. doi: 10.1002/joc.3734.
- Hewitt CD & Lowe JA, **2018**. Toward a European Climate Prediction System. *Bulletin of the American Meteorological Society, American Meteorological Society*, 99, 1997-2001. doi: 10.1175/bams-d-18-0022.1.
- IPCC, **2022**: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H-O Pörtner, DC Roberts, M Tignor, ES Poloczanska, K Mintenbeck, A Alegria, M Craig, S Langsdorf, S Löschke, V Möller, A Okem, B Rama (eds)]. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 pp. doi:10.1017/9781009325844.
- IPCC, **2014**: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, CB, VR Barros, DJ Dokken, KJ Mach, MD Mastrandrea, TE Bilir, M Chatterjee, KL Ebi, YO Estrada, RC Genova, B Girma, ES Kissel, AN Levy, S MacCracken, PR Mastrandrea, and LL White (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1132 pp. ISBN 978-92-9169-143-2.
- Joly D, Brossard T, Cardot H, Cavailles J, Hilal M, & Wavresky P, **2010**. Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo, OpenEdition*. doi: 10.4000/cybergeo.23155.
- Keat WJ, Kendon EJ, Bohnenstengel SI, **2021**. Climate change over UK cities: the urban influence on extreme temperatures in the UK climate projections. *Climate Dynamics, Springer Science and Business Media LLC*, 57, 3583-3597. doi: 10.1007/s00382-021-05883-w.
- Kendon EJ, Prein AF, Senior CA, Stirling A, **2021**. Challenges and outlook for convection-permitting climate modelling. *The Royal Society*, 379, 20190547. doi: 10.1098/rsta.2019.0547.
- Kong J, Zhao Y, Carmeliet J, Lei C, **2021**. Urban Heat Island and Its Interaction with Heatwaves: A Review of Studies on Mesoscale. *Sustainability, MDPI AG*, 13, 10923. doi: 10.3390/su131910923.
- Laaïdi K, Zeghnoun A, Dousset B, Bretin P, Vandentorren S, Giraudet E, Beaudeau P, **2012**. The Impact of Heat Islands on Mortality in Paris during the August 2003 Heat Wave. *Environmental Health Perspectives, Environmental Health Perspectives*, 120, 254-259. doi: 10.1289/ehp.1103532.
- Lemonsu A, Caillaud C, Alias A, Riette S, Seity Y, Le Roy B, Michau Y, Lucas-Picher P, **2023**. What added value of CNRM-AROME convection-permitting regional climate model compared to CNRM-ALADIN regional climate model for urban climate studies ? Evaluation over Paris area (France). *Clim Dyn*. doi: 10.1007/s00382-022-06647-w.
- Lemonsu A, Beaulant A, Somot S, Masson V, **2014**. Evolution of heat wave occurrence over the Paris basin (France) in the 21st century. *Climate Research, Inter-Research Science Center*, 61, 75-91. doi: 10.3354/cr01235.
- Lemonsu A, Koukou-Arnaud R, Desplat J, Salagnac JL, Masson V, **2013**. Evolution of the Parisian urban climate under a global changing climate. *Climatic Change, Springer Science and Business Media LLC*, 116, 679-692. doi: 10.1007/s10584-012-0521-6.

- Lucas-Picher P, Argüeso D, Brisson E, Trambly Y, Berg P, Lemonsu A, Kotlarski S, Caillaud C, **2021**. Convection-permitting modelling with regional climate models: Latest developments and further steps. *Wiley Interdisciplinary Reviews Climate Change*, *12*(6), e731. doi: 10.1002/wcc.731
- Lucas-Picher P, Brisson E, Caillaud C, Alias A, Nabat P, Lemonsu A, Poncet N, Hernandez VEC, Michau Y, Doury A, Monteiro D, Somot S, **2023**. Evaluation of the convection-permitting regional climate model CNRM-AROME41t1 over northwestern Europe. *Clim Dyn*. doi: 10.1007/s00382-022-06637-y.
- Machard A, Inard C, Alessandrini J-M, Pelé C, Ribéron J, **2020**. A Methodology for Assembling Future Weather Files Including Heatwaves for Building Thermal Simulations from the European Coordinated Regional Downscaling Experiment (EURO-CORDEX) Climate Data. *Energies, MDPI AG*, *13*, 3424. doi: 10.3390/en13133424.
- Masson V, Moigne PL, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, Barbu A, Boone A, Bouysse F, Brousseau P, Brun E, Calvet J-C, Carrer D, Decharme B, Delire C, Donier S, Essaouini K, Gibelin A-L, Giordani H, Habets F, Jidane M, Kerdraon G, Kourzeneva E, Lafaysse M, Lafont S, Brossier CL, Lemonsu A, Mahfouf J-F, Marguinaud P, Mokhtari M, Morin S, Pigeon G, Salgado R, Seity Y, Taillefer F, Tanguy G, Tulet P, Vincendon B, Vionnet V, Voldoire A, **2013**. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development, Copernicus GmbH*, *6*, 929-960. doi: 10.5194/gmd-6-929-2013.
- Masson V, Champeaux J-L, Chauvin F, Meriguet C, Lacaze R, **2003**. A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, *16*, 1261-1282. doi: 10.1175/1520-0442(2003)16<1261:agdols>2.0.co;2.
- Masson V, **2000**. A Physically-Based Scheme For The Urban Energy Budget In Atmospheric Models. *Boundary-Layer Meteorology, Springer Science and Business Media LLC*, *94*, 357-397. doi: 10.1023/a:1002463829265.
- McCarthy MP, Harpham C, Goodess CM, Jones PD, **2012**. Simulating climate change in UK cities using a regional climate model, HadRM3. *International Journal of Climatology, Wiley*, *32*, 1875-1888. doi: 10.1002/joc.2402.
- McCarthy MP, Best MJ, Betts RA, **2010**. Climate change in cities due to global warming and urban effects. *Geophysical Research Letters, American Geophysical Union (AGU)*, *37*. doi: 10.1029/2010gl042845.
- Michau Y, Lemonsu A, Lucas-Picher P, Caillaud C, **2023**. Evaluation of the Urban Heat Island of 12 cities of France in a high-resolution regional climate model simulation. *Urban Climate, Elsevier BV*, *47*, 101386. doi: 10.1016/j.uclim.2022.101386.
- Miralles DG, Teuling AJ, van Heerwaarden CC, de Arellano JVG, **2014**. Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nature Geoscience, Springer Science and Business Media LLC*, *7*, 345-349. doi: 10.1038/ngeo2141.
- Mueller B & Seneviratne SI, **2012**. Hot days induced by precipitation deficits at the global scale. *Proceedings of the National Academy of Sciences, Proceedings of the National Academy of Sciences*, *109*, 12398-12403. doi: 10.1073/pnas.1204330109.
- Nabat P, Somot S, Cassou C, Mallet M, Michou M, Bouniol D, Decharme B, Drugé T, Roehrig R, Saint-Martin D, **2020**. Modulation of radiative aerosols effects by atmospheric circulation over the Euro-Mediterranean region. *Atmospheric Chemistry and Physics, Copernicus GmbH*, *20*, 8315-8349. doi: 10.5194/acp-20-8315-2020.
- Oleson KW, **2012**. Contrasts between Urban and Rural Climate in CCSM4 CMIP5 Climate Change Scenarios. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, *25*, 1390-1412. doi: 10.1175/jcli-d-11-00098.1.
- Oleson KW, Bonan GB, Feddema J, Jackson T, **2010**. An examination of urban heat island characteristics in a global climate model. *International Journal of Climatology, Wiley*, *31*, 1848-1865. doi: 10.1002/joc.2201.
- Ouzeau G, Soubeyroux J-M, Schneider M, Vautard R, 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, Elsevier BV*, *4*, 1-12. doi: 10.1016/j.cliser.2016.09.002.
- Perkins-Kirkpatrick SE & Lewis SC, **2020**. Increasing trends in regional heatwaves. *Nature Communications, Springer Science and Business Media LLC*, *11*. doi: 10.1038/s41467-020-16970-7.

- Perkins SE & Alexander LV, **2013**. On the Measurement of Heat Waves. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 26, 4500-4517. doi: 10.1175/jcli-d-12-00383.1.
- Qasmi S, Sanchez-Gomez E, Ruprich-Robert Y, Boé J, Cassou C, **2021**. Modulation of the Occurrence of Heatwaves over the Euro-Mediterranean Region by the Intensity of the Atlantic Multidecadal Variability. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 34, 1099-1114. doi: 10.1175/jcli-d-19-0982.1.
- Robine J-M, Cheung SLK, Roy SL, Oyen HV, Griffiths C, Michel J-P, Herrmann FR, **2008**. Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. *Comptes Rendus Biologies, Elsevier BV*, 331, 171-178. doi: 10.1016/j.crv.2007.12.001.
- Russo S, Sillmann J, Fischer EM, **2015**. Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades. *Environmental Research Letters, IOP Publishing*, 10, 124003. doi:10.1088/1748-9326/10/12/124003.
- Russo S, Dosio A, Graversen RG, Sillmann J, Carrao H, Dunbar MB, Singleton A, Montagna P, Barbola P, Vogt JV, **2014**. Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, American Geophysical Union (AGU)*, 119. doi: 10.1002/2014jd022098.
- Schär C, Vidale PL, Lüthi D, Frei C, Häberli C, Liniger MA, Appenzeller C, **2004**. The role of increasing temperature variability in European summer heatwave. *Nature, Springer Science and Business Media LLC*, 427, 332-336. doi: 10.1038/nature02300.
- Schoetter R, Cattiaux J, Douville H, **2015**. Changes of western European heat wave characteristics projected by the CMIP5 ensemble. *Climate Dynamics, Springer Science and Business Media LLC*, 45, 1601-1616. doi: 10.1007/s00382-014-2434-8.
- Schubert SD, Stewart RE, Wang H, Barlow M, Berbery EH, Cai W, Hoerling MP, Kanikicharla KK, Koster RD, Lyon B, Mariotti A, Mechoso CR, Müller OV, Rodriguez-Fonseca B, Seager R, Seneviratne SI, Zhang L, Zhou T, **2016**. Global Meteorological Drought: A Synthesis of Current Understanding with a Focus on SST Drivers of Precipitation Deficits. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 29, 3989-4019. doi: 10.1175/jcli-d-15-0452.1.
- Stott P, Stone D, Allen M, **2004**. Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature* 432, 610–614. <https://doi.org/10.1038/nature03089>
- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V, **2011**. The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review, American Meteorological Society*, 139, 976-991. doi: 10.1175/2010mwr3425.1.
- Seneviratne SI, Corti T, Davin EL, Hirschi M, Jaeger EB, Lehner I, Orlowsky B, Teuling AJ, **2010**. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews, Elsevier BV*, 99, 125-161. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.02.004.
- Shu C, Gaur A, Wang LL, Bartko M, Laouadi A, Ji L, Lacasse M, **2021**. Added value of convection permitting climate modelling in urban overheating assessments. *Building and Environment, Elsevier BV*, 207, 108415. doi: 10.1016/j.buildenv.2021.108415.
- Soares PMM, Careto JAM, Cardoso RM, Goergen K, Katragkou E, Sobolowski S, Coppola E, Ban N, Belušić D, Berthou S, Caillaud C, Dobler A, Hodnebrog Ø, Kartsios S, Lenderink G, Lorenz T, Milovac J, Feldmann H, Pichelli E, Truhetz H, Demory ME, de Vries H, Warrach-Sagi K, Keuler K, Raffa M, Tölle M, Sieck K, Bastin S, **2022**. The added value of km-scale simulations to describe temperature over complex orography: the CORDEX FPS-Convection multi-model ensemble runs over the Alps. *Climate Dynamics, Springer Science and Business Media LLC*. doi: 10.1007/s00382-022-06593-7.
- Soubeyroux JM, Ouzeau G, Schneider M, Cabanes O, Kounkou R, **2016**. Les vagues de chaleur en France : analyse de l'été 2015 et évolutions attendues en climat futur. *La Météorologie*, 94, 45-51. doi: 10.4267/2042/60704.
- Suli S, Barriopedro D, García-Herrera G, Rusticucci M, **2023**. Regionalisation of heat waves in southern South America. *Weather and Climate Extremes*, 40, (100569). doi: 10.1016/j.wace.2023.100569.
- Tan J, Zheng Y, Tang X, Guo C, Li L, Song G, Zhen X, Yuan D, Kalkstein AJ, Li F, Chen H, **2009**. The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *International Journal of Biometeorology, Springer Science and Business Media LLC*, 54, 75-84. doi: 10.1007/s00484-009-0256-x.
- United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, **2019**. World Urbanization Prospects: The 2018 Revision (ST/ESA/SER.A/420). New York: United Nations. ISBN: 978-92-1-148319-2.

Viguié V, Lemonsu A, Hallegatte S, Beaulant A-L, Marchadier C, Masson V, Pigeon G, Salagnac J-L, **2020**. Early adaptation to heat waves and future reduction of air-conditioning energy use in Paris. *Environmental Research Letters*, IOP Publishing, 15, 075006. doi: 10.1088/1748-9326/ab6a24.

Voltaire A, Sanchez-Gomez E, Salas y Méria D, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Beau I, Alias A, Chevallier M, Déqué M, Deshayes J, Douville H, Fernandez E, Madec G, Maisonnave E, Moine M-P, Planton S, Saint-Martin D, Szopa S, Tyteca S, Alkama R, Belamari S, Braun A, Coquart L, Chauvin F, **2012**. The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, Springer Science and Business Media LLC, 40, 2091-2121. doi: 10.1007/s00382-011-1259-y.

World Meteorological Organization. WMO has no immediate plans to name heatwaves, <https://public.wmo.int/en/media/news/wmo-has-no-immediate-plans-name-heatwaves> (19/07/2022)

Zampieri M, D'Andrea F, Vautard R, Ciais P, de Noblet-Ducoudré N, Yiou P, **2009**. Hot European Summers and the Role of Soil Moisture in the Propagation of Mediterranean Drought. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 22, 4747-4758. doi: 10.1175/2009jcli2568.1.

4.3 Exposition future des villes méditerranéennes aux précipitations extrêmes

4.3.1 Contexte de l'étude

Les précipitations extrêmes sont l'un des phénomènes les plus menaçants, en particulier dans la région méditerranéenne (Khodayar *et al.*, 2015), en raison de leur fréquence et de la grande vulnérabilité des zones densément peuplées (Llasat *et al.*, 2013). La proximité de la mer Méditerranée favorise, en effet, la formation d'événements pluvieux fréquents et intenses dans cette région, surtout en automne (Ducrocq *et al.*, 2008). Une description détaillée des mécanismes à l'origine des pluies extrêmes dans le sud-est de la France est donnée par Fumière (2019), dont voici les éléments principaux. Les précipitations extrêmes résultent de différents mécanismes de soulèvement à l'origine d'une convection profonde intense généralement associée à des systèmes convectifs quasi stationnaires. Dans le cas des épisodes cévenols (pluies intenses qui affectent les Cévennes et le piémont cévenol), l'air chaud, humide et instable en provenance de la Méditerranée se heurte au relief des Cévennes et s'élève localement. Cela provoque la condensation de l'air humide, qui est à l'origine des pluies. La topographie étant fixe, elle agit comme un système de forçage stationnaire, se faisant la pluie continue à tomber tant que le flux d'air humide en provenance de la mer se heurte à la barrière montagneuse. Ces épisodes de pluies intenses peuvent être responsables d'inondations soudaines et dévastatrices, ce qui a notamment été le cas à Montpellier, Nîmes ou Perpignan, entraînant des dégâts matériels, la destruction d'infrastructures et des pertes de vies humaines (Romero *et al.*, 2000 ; Ricard *et al.*, 2012). Les dégâts provoqués dépendent principalement des caractéristiques du territoire touché, à savoir le relief, l'état de saturation en eau du sol, l'anthropisation de la zone, le dimensionnement du réseau d'évacuation des eaux pluviales, etc (Météo-France, s. d.[a]).

La région méditerranéenne est considérée comme l'une des régions les plus sensibles au changement climatique et aux phénomènes extrêmes dans les projections (Giorgi, 2006 ; Diffenbaugh et Giorgi, 2012). D'ici à la fin du

siècle, le climat pourrait y devenir nettement plus chaud et sec (Lionello *et al.*, 2012). Selon la relation de Clausius-Clapeyron, qui relie la température de l'atmosphère à sa capacité à contenir de la vapeur d'eau, une augmentation significative des précipitations est prévue dans cette région, en particulier les précipitations extrêmes qui pourraient être plus fréquentes (Müller *et al.*, 2023). Dans les zones où les sols sont imperméabilisés, comme les agglomérations urbaines, les précipitations extrêmes pourraient accroître le risque inondation et les conséquences associées pour les populations. Cependant, il existe des incertitudes quant à l'impact de l'augmentation des précipitations extrêmes sur la vulnérabilité des régions aux inondations, car ces impacts sont fortement modulés par l'occupation et l'utilisation des sols (Llasat *et al.*, 2014), en particulier par l'anthropisation croissante.

4.3.2 Sélection des villes

Dans cette seconde partie du chapitre, l'attention est portée sur l'évolution future des précipitations extrêmes dans les villes méditerranéennes. Pour cette étude, six villes situées le long de la côte méditerranéenne (en France, en Espagne et en Italie) ont été sélectionnées : Barcelone (Espagne), Perpignan, Montpellier, Nîmes, Marseille et Gênes (Italie) (FIGURE 4.3, TABLEAU 4.1). La sélection s'est principalement basée sur la vulnérabilité avérée de ces villes aux événements extrêmes, en considérant des facteurs tels que la fréquence des situations climatiques extrêmes en climat présent, l'importance des dégâts associés, etc. Une synthèse des événements mémorables enregistrés par Météo-France (s. d.[c]) mis en avant lors de l'étape de sélection des villes est présentée par la suite :

- Barcelone, située en Catalogne, est souvent confrontée à des inondations en raison d'intensités de précipitations très élevées (Barrera *et al.*, 2006). Un événement historique notable s'est produit le 25 septembre 1962, où plus de 250 mm de pluie ont été enregistrés en moins de six heures. Cet épisode a entraîné des débordements de rivières et a dévasté un quartier entier de Rubi, une ville située au nord-ouest de Barcelone, causant la mort de 815 personnes. Des événements simi-

- lares ont également été enregistrés plus récemment, notamment le 21 septembre 1995 et le 31 juillet 2002 (Barrera *et al.*, 2005).
- Perpignan, la plus grande agglomération des Pyrénées-Orientales, est située à l'intérieur du bassin versant de la Têt et est traversée par le fleuve du même nom. La région connaît régulièrement des précipitations extrêmes. Un événement mémorable s'est produit les 12 et 13 novembre 1999, lorsque 222 mm de précipitations ont été enregistrés en seulement une heure à Perpignan. Cet événement a également touché les régions du Tarn, de l'Hérault et surtout de l'Aude, et a eu des conséquences tragiques. Il a entraîné la perte de 35 vies, des dégâts sur près de 438 communes et des dommages indemnisés estimés à près de 433 millions d'euros (Boudou, 2015).
 - Montpellier, située dans le département de l'Hérault, est une commune qui fait régulièrement face à des inondations. Un événement notable s'est produit le 29 septembre 2014, lorsque la station automatique de Montpellier, située à l'aéroport de Fréjorgues, a enregistré une quantité de précipitations de 299.9 mm en 24 heures, dont 278.6 mm sont tombés en seulement six heures, avec des intensités maximales de 96.8 mm en une heure. Ces intempéries ont eu un impact sur l'ensemble des réseaux de transport routiers et ferroviaires.
 - Nîmes, une commune majeure dans le département du Gard, a connu un événement mémorable lié à un orage d'une intensité exceptionnelle le 3 octobre 1988. À la station météorologique de Nîmes-Courbessac, une quantité de précipitations de 263 mm a été enregistrée dans la matinée, dont 35 mm entre 4h10 et 7h locales, puis 160 mm entre 7h et 10h, et 228 mm entre 7h et 13h. À la suite de cet épisode, des torrents d'eau et de boue ont déferlé sur Nîmes, faisant 10 victimes (Fabre, 1990).
 - Marseille est la deuxième plus grande ville française en nombre d'habitants. Un des événements météorologiques mémorables de la ville de Marseille s'est déroulé le 19 septembre 2000. Des averses orageuses de 197 mm ont été relevées en 24 heures, faisant 3 victimes par noyade et de nombreux accidents de la circulation (Douguedroit, 2004).

— Gênes est la capitale de la région de la Ligurie, au nord-ouest de l'Italie. Cette ville est régulièrement touchée par des précipitations extrêmes responsables d'inondations. Entre 1900 et 1992, 78 épisodes de pluies ont mené à 195 inondations sur 84 cours d'eau (Lanza, 2003). Les précipitations historiques du 4 novembre 2011 ont atteint un cumul de 450 mm en cinq heures, tuant six personnes (Rebora *et al.*, 2013; Fiori *et al.*, 2014).

TABLEAU 4.1 – Informations complémentaires sur les villes.

| Source : Altitude extraite du modèle numérique de terrain (MNT) de l'IGN. Recensement des populations de l'INSEE en 2017 pour les unités urbaines de France métropolitaine, par l'AMB (Area Metropolitana de Barcelona) en 2021 pour la ville de Barcelone et par l'ISTAT (Istituto Nazionale di Statistica) en 2017 pour la ville de Gênes.

Villes	Coordonnées		Altitude (m)	Populations
	Latitude	Longitude		
Barcelone	41.385	2.173	18	3 303 927
Perpignan	42.689	2.895	43	323 388
Montpellier	43.611	3.877	35	616 296
Nîmes	43.837	4.360	84	268 785
Marseille	43.296	5.370	16	1 761 653
Gênes	44.406	8.946	19	855 834

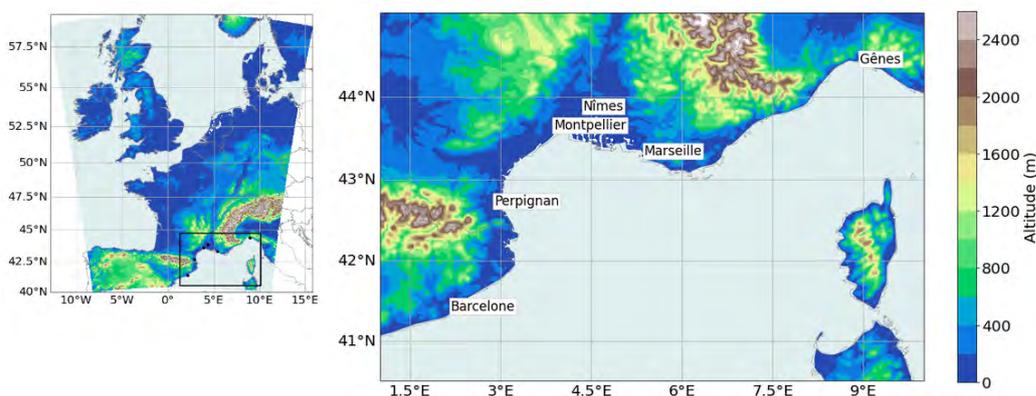


FIGURE 4.3 – Orographie (en m) sur la région méditerranéenne vue par le modèle AROME à 2.5 km de résolution horizontale. Les villes étudiées sont indiquées par les points noirs.

4.3.3 Stratégies de l'étude

4.3.3.1 Définition de l'indicateur

Les événements de précipitations extrêmes peuvent être déterminés en utilisant des seuils basés sur des valeurs fixes de cumuls de précipitations ou sur des valeurs de cumuls correspondant à des quantiles spécifiques. Dans le cadre de cette étude, nous avons choisi de suivre les seuils en valeurs fixes établis par le dispositif d'avertissement sur les dangers météorologiques de Météo-France. Ces seuils reflètent directement le niveau de dangers auquel les populations sont exposées en cas de phénomène météorologique dangereux. Quatre niveaux de vigilance existent (vert, jaune, orange et rouge) pour informer les pouvoirs publics et les citoyens sur le degré du danger (FIGURE 4.4).

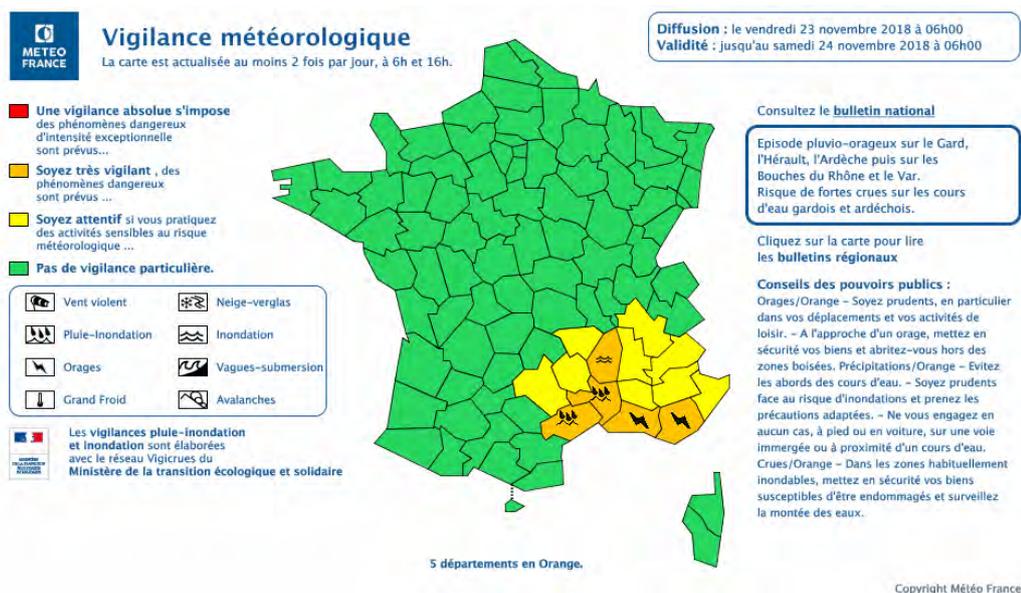


FIGURE 4.4 – Carte de vigilance émise par Météo-France le 23 novembre 2018 à 6h00. Ici, 5 départements sont placés en vigilance orange et 9 en vigilance jaune. | Source : Figure de Météo-France.

Par exemple, un bulletin de vigilance orange signifie qu'il faut être attentif, car des phénomènes dangereux d'intensité élevée sont prévus, tandis qu'un bulletin de vigilance rouge avertit d'une exposition à un épisode très

dangereux d'intensité exceptionnelle. Les seuils de vigilance Météo-France présentent l'avantage d'être spécifiques à chaque département, prenant en compte la sensibilité locale aux phénomènes météorologiques, en se basant sur les événements passés et les conséquences observées. Dans la partie française de la région méditerranéenne, les critères de vigilance orange et rouge sont fixés respectivement à 120 et 240 mm de précipitations en 24 heures. Étant donné la difficulté à obtenir les critères de vigilance utilisés par les institutions météorologiques des autres pays européens, les seuils régionaux - orange et rouge - définis sur la partie française de la région méditerranéenne par Météo-France, soit 120 et 240 mm/jour, sont également appliqués aux villes de Barcelone et Gênes.

4.3.3.2 Méthode de calcul de l'indicateur

L'indicateur sur les précipitations extrêmes est calculé, pour chacune des villes, en comptant le nombre de journées de précipitations extrêmes sur la période considérée, à savoir la période d'évaluation, historique ou future, selon l'objectif de l'analyse.

Pour chaque ville, un domaine carré de 50 km de diagonale a été défini (FIGURE 4.5), à l'exception des villes de Montpellier et Nîmes qui sont incluses dans un domaine commun compte tenu de leur proximité géographique (moins de 50 km à vol d'oiseau). Dans un souci de commodité, le terme "Montpellier" est utilisé à la place de "Montpellier-Nîmes". Sur chacun de ces domaines, un masque a été utilisé pour identifier tous les points de grilles urbains de la zone d'étude. Comme en SECTION 4.2, une maille est considérée comme urbaine lorsque la fraction de couverture urbaine est supérieure à 50% et la fraction d'eau (mer, océans, lac, rivière, etc.) est inférieure à 5%, tel que défini dans la base de données ECOCLIMAP-I.

Une journée de précipitations extrêmes est comptabilisée dès que le cumul quotidien de précipitation dépasse le seuil (par exemple, 120 mm) sur au moins un point de grille urbain.

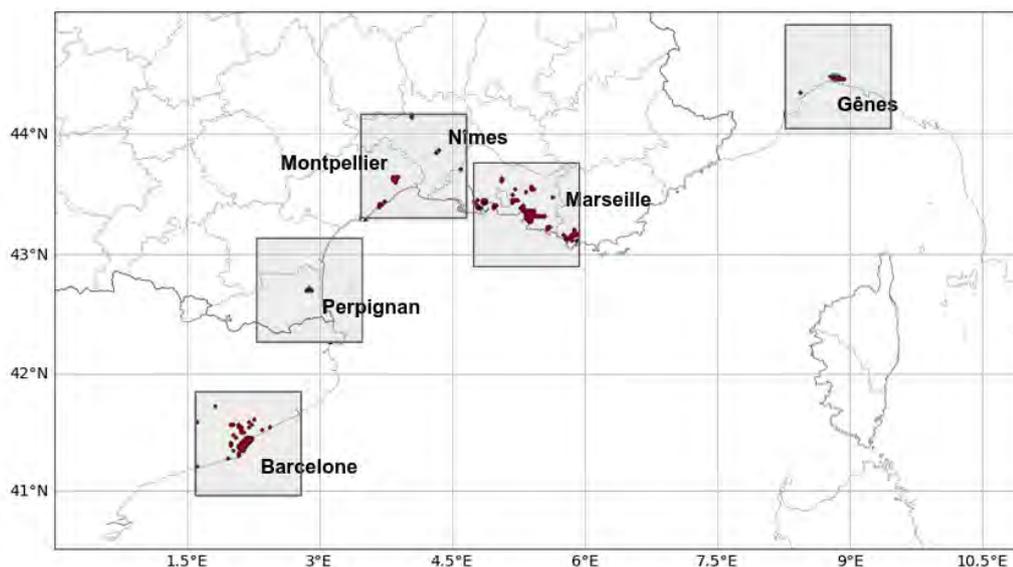


FIGURE 4.5 – Points de grille urbains (en rouge) situés dans le domaine géographique de référence (50 km) autour des centres-villes étudiés.

4.3.3.3 Fiabilité de l'indicateur et évaluation du modèle AROME

Les capacités du modèle AROME à simuler des événements de précipitations extrêmes en région méditerranéenne ont déjà été évaluées par Fumière (2019) et, plus récemment, par Caillaud *et al.* (2021). L'évaluation de Caillaud *et al.* (2021) a souligné la valeur ajoutée du modèle à haute résolution - 2.5 km de résolution horizontale - et à convection profonde résolue AROME par rapport au modèle régional de climat ALADIN (à 12 km de résolution horizontale) pour les précipitations extrêmes d'automne. En particulier, cette étude conclut qu'à l'échelle journalière, le modèle représente de manière réaliste la fréquence, les intensités, la localisation et la variabilité interannuelle du quantile 99 des précipitations (FIGURE 4.6). Toutefois, l'évaluation indique que sur la partie française de la région méditerranéenne, le modèle AROME sous-estime le nombre d'événements pour des seuils supérieurs à 200 mm à l'échelle journalière.

Sur la base des évaluations antérieures, en particulier celle de Caillaud *et al.* (2021), le seuil de vigilance rouge ne sera pas utilisé, car il dépasse les 200 mm par jour indiqués comme la valeur au-dessus de laquelle des biais ont été relevés dans le calcul d'indicateur sur les précipitations extrêmes.

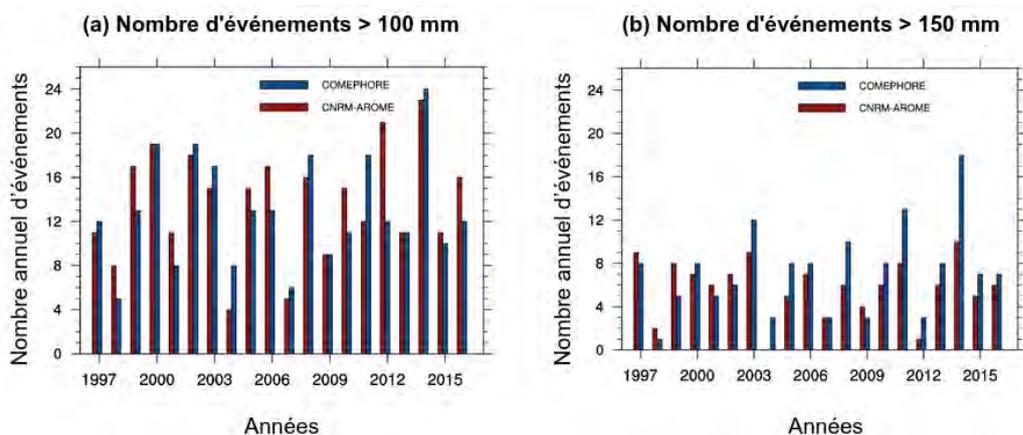


FIGURE 4.6 – Variation des nombres annuels d'événements journaliers dépassant les seuils de 100 mm (a) et 150 mm (b) dans la partie française de la Méditerranée pendant l'automne étendu sur la période 1997-2016 pour AROME (en rouge) et COMEPHORE (en bleu) sur une grille à 3 km de résolution.

| Source : Figure adaptée de Caillaud et al. (2021).

Afin de garantir la cohérence du seuil de vigilance de Météo-France de niveau orange, une évaluation supplémentaire de la simulation du modèle AROME dans sa configuration d'évaluation (plus de détails sur la configuration dans la SECTION 3.2, AROME-EVAL) est réalisée. Cette évaluation est basée sur la comparaison des précipitations extrêmes simulées par le modèle AROME et observées par COMEPHORE pendant la saison d'automne étendue (SOND), c'est-à-dire les mois allant de septembre à décembre, sur la période 2000-2018. Cette saison a été choisie parce qu'elle correspond à la période de l'année où l'impact des précipitations extrêmes est le plus important dans la région méditerranéenne (Ducrocq *et al.*, 2008). L'évaluation ne porte que sur les villes de France métropolitaine couvertes par le produit d'observation COMEPHORE, à savoir Perpignan, Montpellier et Marseille.

À l'échelle de la France continentale, c'est-à-dire du territoire métropolitain excluant la Corse, les observations montrent une variabilité géographique marquée du nombre d'événements journaliers dépassant le seuil de 120 mm en région méditerranéenne sur la période 2000-2018 (FIGURE 4.7a). Ces événements touchent particulièrement les contreforts du Massif des Corbières à l'ouest de Perpignan (moins de 0.4 jour/an), les contreforts des Cévennes près de Montpellier (jusqu'à 2.2 jours/an) et les contreforts des Alpes-Maritimes (0.4 jour/an, ou 1.1 jour/an localement). Le calcul de l'indicateur de précipitations extrêmes selon la méthodologie présentée dans la SECTION 4.3.3.2 donne des résultats assez similaires (TABLEAU 4.2), soulignant que certaines agglomérations urbaines sont plus touchées que d'autres. En particulier, à Marseille et à Perpignan, les cumuls journaliers de 120 mm sont atteints 0.3 fois par an (environ une année sur trois), alors qu'à Montpellier, ils sont observés presque une fois par an.

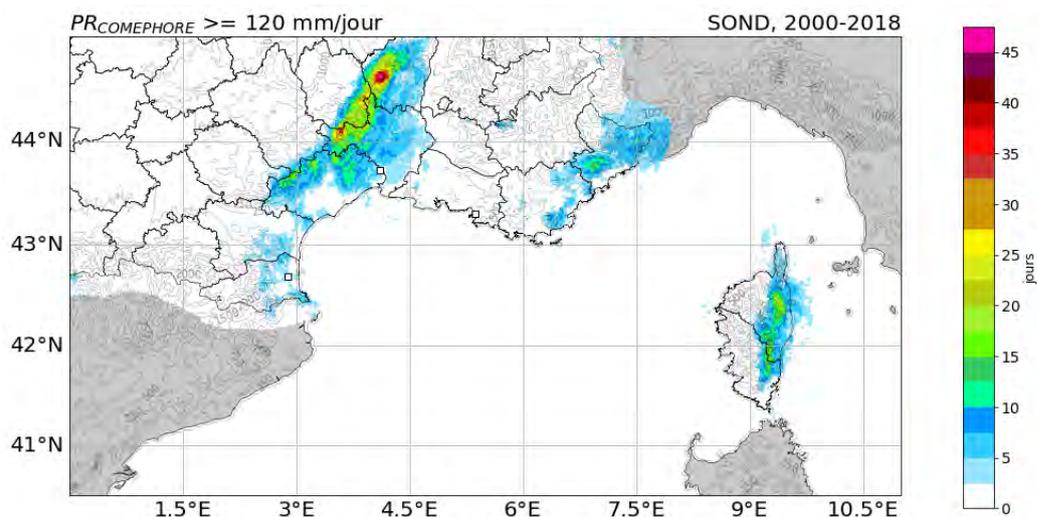
TABLEAU 4.2 – Nombre de jours de dépassement de seuil comptabilisé en automne étendu sur la période 2000-2018 (19 ans) à partir des observations COMEPHORE et de la simulation AROME-EVAL. Les valeurs présentées entre parenthèses renseignent le nombre de jours moyen de dépassement de seuil par an. Le seuil utilisé est 120 mm/jour.

	Perpignan	Montpellier	Marseille
Seuil (mm/jour)	120	120	120
COMEPHORE 2000-2018 (19 ans)	5 (0.3)	16 (0.8)	6 (0.3)
AROME-EVAL 2000-2018 (19 ans)	4 (0.2)	11 (0.6)	4 (0.2)

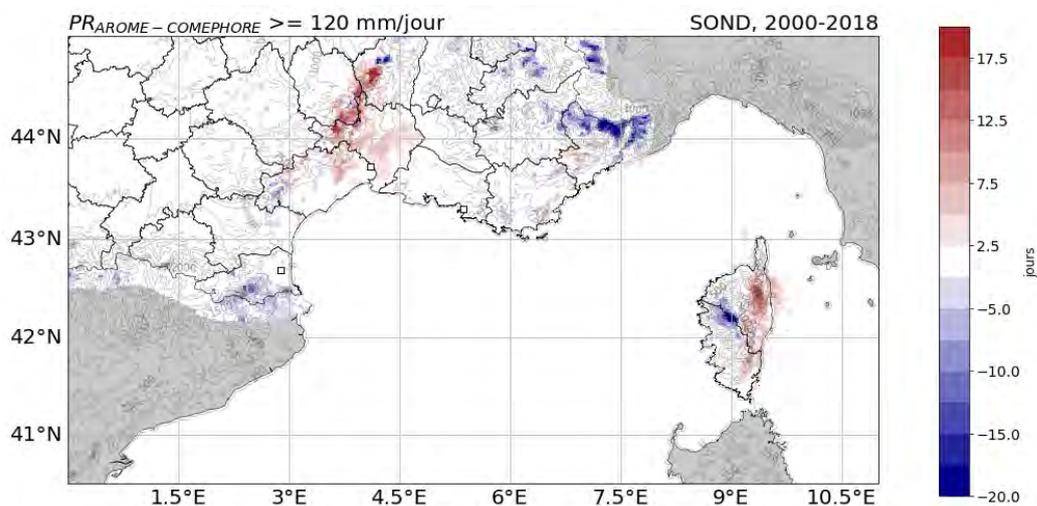
AROME-EVAL reproduit avec réalisme les événements de précipitations dépassant le seuil 120 mm/jour sur la partie française de la région méditerranéenne (FIGURE 4.7b). Il simule les disparités spatiales influencées par le relief, malgré de légers biais. En particulier, AROME-EVAL surestime les événements de précipitations extrêmes dépassant 120 mm/jour près des contreforts des Cévennes (jusqu'à +20 jours), tandis qu'il les sous-estime près des contreforts des Alpes maritimes (jusqu'à -20 jours) et près des contreforts du Massif des Corbières (biais inférieurs -10 jours). Dans les agglomérations urbaines,

4.3. EXPOSITION FUTURE DES VILLES MÉDITERRANÉENNES AUX PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES

AROME-EVAL simule avec réalisme le nombre de dépassements quotidiens du seuil 120 mm, notamment à Perpignan et Marseille où les biais sont presque nuls (TABLEAU 4.2). À Montpellier, il simule légèrement moins d'évènements que ceux observés à partir de COMEPHORE (biais de -0.2 jour/an).



(a) Observation du produit COMEPHORE



(b) Différence entre le modèle AROME et COMEPHORE

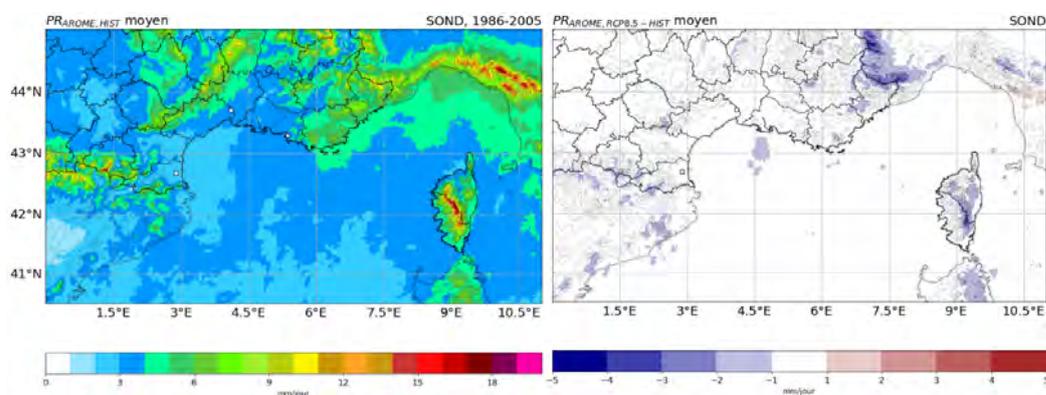
FIGURE 4.7 – Nombre de jours de dépassement de seuil (a) observé à partir de COMEPHORE (b) simulé dans les simulations AROME-EVAL par rapport à COMEPHORE en automne étendu sur la période 2000-2018 à l'échelle de la région méditerranéenne. Le seuil utilisé est 120 mm/jour. Les lignes grises montrent les lignes de niveaux 250, 500, 750, 1000, 1500, 2500 m.

4.3.4 Évolution future des précipitations extrêmes

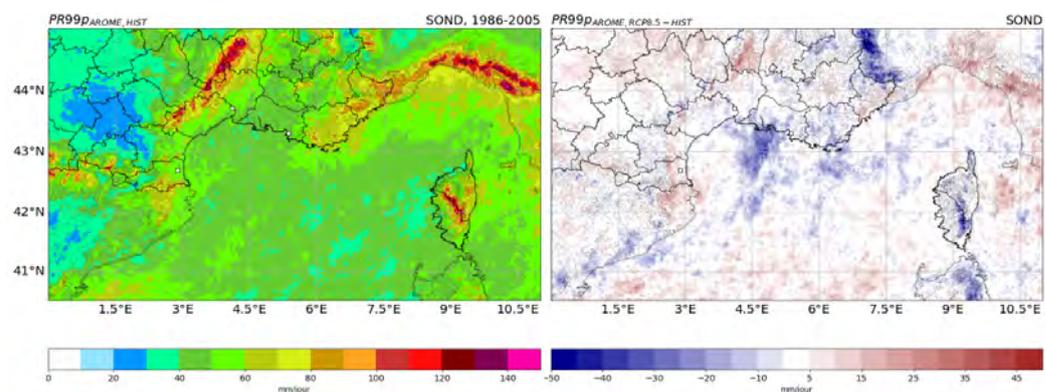
La comparaison entre AROME-EVAL et l'observation COMEPHORE a mis en évidence la capacité du modèle à simuler des événements de précipitations dépassant des cumuls quotidiens de 120 mm sur la saison d'automne étendu à l'échelle de Perpignan, Montpellier et Marseille. L'indicateur sur les précipitations extrêmes est donc appliqué à la simulation historique et à la projection climatique AROME suivant le scénario RCP8.5 (appelées respectivement AROME-HIST et AROME-RCP8.5), pour analyser l'évolution future des événements de précipitations extrêmes (plus de détails sur la configuration de la modélisation climatique en SECTION 4.2). Cette analyse repose sur la comparaison des précipitations extrêmes simulés par le modèle AROME entre la période historique (1986-2005) et la fin du siècle (2080-2099) sur la saison d'automne étendue sur cinq villes de la région méditerranéennes.

Avant d'analyser les précipitations extrêmes à l'échelle de la ville, les tendances d'évolution des précipitations en France et la variabilité spatiale de ces tendances sont étudiées. La FIGURE 4.8a présente la carte de l'évolution des précipitations quotidiennes moyennes pendant la saison d'automne étendu entre 1986-2005 et 2080-2099. En complément, la FIGURE 4.8b présente la carte de l'évolution du 99ème centile des précipitations quotidiennes (appelées PR99p) pendant la saison d'automne étendu entre 1986-2005 et 2080-2099. D'après la FIGURE 4.8a, les cumuls de précipitations moyens évoluent relativement peu entre 1986-2005 et 2080-2099 (tendances comprises entre -1 et +1 mm/jour). À la frontière de la France et de l'Italie, AROME-RCP8.5 montre une diminution plus marquée d'environ -4 à -5 mm/jour. Les cumuls de précipitations supérieurs au 99ème centile de la distribution présentent une tendance plus prononcée avec des variations spatiales relativement importantes (FIGURE 4.8b). Sur la côte Vermeille, à proximité de Perpignan, les précipitations extrêmes augmentent (entre +5 et +25 mm/jour). Au contraire, près de Barcelone, sur le sud-est de la France et près de la frontière entre la France et l'Italie, les cumuls de précipitations extrêmes diminuent jusqu'à -50 mm/jour. En Ligurie (à proximité de Gênes), les tendances sont plutôt à l'augmentation, avec entre +15 et +30 mm/jour.

4.3. EXPOSITION FUTURE DES VILLES MÉDITERRANÉENNES AUX PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES



(a) Précipitation journalière moyenne



(b) Quantile 99 des précipitations journalières

FIGURE 4.8 – Précipitations journalières (a) moyennes et (b) quantile 99 (en mm/jour) simulées par AROME en automne étendu sur la période 1986-2005 (à gauche, AROME-HIST) et sur la période 2080-2099 (AROME-RCP8.5) par rapport à la période 1986-2005 (à droite, AROME-HIST). Les lignes grises montrent les lignes de niveaux 250, 500, 750, 1000, 1500, 2500 m.

Les résultats du calcul de l'indicateur sur les précipitations extrêmes sont présentés dans le TABLEAU 4.3. Ils mettent également en évidence une variabilité géographique marquée du nombre de jours de dépassement du seuil simulé par le modèle AROME entre les différentes villes pendant la période historique 1986-2005. Plus spécifiquement, la simulation AROME-HIST simule plus de 10 jours de précipitations supérieures à 120 mm à Barcelone, Gênes et Montpellier, tandis que Marseille compte 9 jours et Perpignan 2 seulement. À l'exception de Marseille, où le nombre de dépassements de seuil diminue entre les périodes 1986-2005 et 2080-2099 (-2 jours), les dépassements du

seuil 120 mm/jour augmentent dans les autres villes (de +1 à +6 jours).

TABLEAU 4.3 – Nombre de jours de dépassement de seuil comptabilisé sur la saison d’automne étendu pour les périodes 1986-2005 (AROME-HIST) et 2080-2099 (AROME-RCP8.5) sur chaque ville. Les valeurs présentées entre parenthèses renseignent le nombre de jours moyen de dépassement de seuil par an. Le seuil utilisé est 120 mm/jour.

Villes	Dépassements du seuil 120 mm/jour		Différence
	AROME-HIST 1986-2005 (20 ans)	AROME-RCP8.5 2080-2099 (20 ans)	
Barcelone	11 (0.6)	12 (0.6)	+1
Perpignan	2 (0.1)	6 (0.3)	+4
Montpellier	15 (0.8)	16 (0.8)	+1
Marseille	9 (0.5)	7 (0.4)	-2
Gênes	18 (0.9)	24 (1.2)	+6

Plusieurs études de la littérature se sont intéressées aux tendances d’évolution des précipitations automnales dans la région méditerranéenne. En ce qui concerne les précipitations journalières moyennes, Gao *et al.* (2006) ont observé une augmentation de celles-ci dans la plaine du Pô en Italie septentrionale, ainsi que dans les régions côtières s’étendant du nord-est de la péninsule ibérique au sud-est de la France, sur la base des simulations réalisées par le modèle régional de climat RegCM3 selon le scénario A2 du SRES. Par ailleurs, les simulations du projet ENSEMBLES suivant le scénario A1B du SRES, indiquent également des tendances à l’augmentation des précipitations d’ici à la fin du siècle, bien que celles-ci soient moins marquées (Rajczak *et al.*, 2013). Sur l’Espagne, y compris la région de Barcelone, Argüeso *et al.* (2012) ont, au contraire, identifié des tendances négatives en se basant sur un ensemble de simulations réalisées avec le modèle régional de climat WRF selon un scénario A1B du SRES. Jacob *et al.* (2018) ont également mis en évidence une diminution des précipitations moyennes journalières dans la région d’intérêt avec des couples GCM/RCM en prenant en compte un scénario à +2 °C. Pichelli *et al.* (2021) ont obtenu des résultats concordants en se basant sur un ensemble de simulations effectuées avec des CPRCM suivants un scénario RCP8.5. En ce qui concerne les précipitations journalières ex-

trêmes, Jacob *et al.* (2013) ont souligné une augmentation de celles-ci (au 95ème centile) due aux changements climatiques, en se basant sur l'analyse des simulations effectuées dans le cadre du projet ENSEMBLES à partir de modèles régionaux de climat à 12.5 km de résolution horizontale. Dans cette étude, les variations moyennes projetées par les trois scénarios d'émissions, à savoir A1B du SRES, RCP4.5 et RCP8.5, se révèlent relativement similaires dans la région d'intérêt. Pichelli *et al.* (2021) ont également constaté un renforcement des précipitations journalières extrêmes d'ici à la fin du siècle, à l'exception des Alpes suisses, du nord des Apennins et du sud-ouest de la Méditerranée, en utilisant des ensembles de RCM et de CPRCM suivant une configuration de scénarios climatiques RCP8.5.

4.3.5 Limites et perspectives de l'étude

Plusieurs facteurs limitent les conclusions de cette analyse. Les précipitations sont difficiles à modéliser avec précision en raison de leur caractère très local et des nombreux processus, complexes et à différentes échelles, qui mènent à leur formation. La décision d'appliquer un seuil de détection des événements de précipitations extrêmes uniquement aux pixels urbains est donc discutable, puisque ces derniers ne représentent que quelques points de grille à l'échelle du domaine considéré autour des villes. Une alternative intéressante aurait été de sélectionner les pixels situés dans le bassin versant associé à la ville d'intérêt, sans condition explicite sur l'occupation des sols. L'application de cette stratégie pourrait se justifier par le contexte géographique des villes méditerranéennes de l'étude, qui sont situées à proximité de l'exutoire de leurs bassins versants respectifs. Ce choix méthodologique pourrait permettre de comptabiliser l'ensemble des événements de précipitations extrêmes qui augmente l'exposition des villes au risque d'inondation.

De nombreux événements extrêmes se produisent sur des échelles de temps plus courtes que la journée, ce qui nécessite une évaluation des précipitations infra-journalières (Merino *et al.*, 2022). Ces événements sont particulièrement puissants, car les cumuls de précipitation peuvent atteindre ou dépasser les moyennes mensuelles climatologiques en quelques minutes seulement. Ils sont

le principal moteur des crues éclairs (Drobinski *et al.*, 2014), peuvent déclencher des glissements de terrain et des coulées de boue (Stoffel et Huggel, 2012) et constituent un risque majeur pour les infrastructures urbaines et les ouvrages d'art (Vergara-Temprado *et al.*, 2021). L'étude des précipitations horaires présente des défis majeurs, tels que l'utilisation de données maillées plutôt que d'observations directes pour valider les modèles climatiques. Par manque de temps, les précipitations extrêmes à l'échelle horaire n'ont pas été étudiées dans le cadre de la thèse. Toutefois, une réflexion a été menée sur la méthodologie qui pourrait être utilisée pour une telle étude, notamment en ce qui concerne le choix des seuils. Ces précipitations intenses de courte durée pourraient être analysées en utilisant les seuils établis par la méthode SHYPRE (Simulation d'Hydrogrammes pour la PREdétermination des crues, Cernesson *et al.*, 1996) développée par l'INRAE (Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'alimentation et l'Environnement). L'application de cette méthode génère dans un premier temps de très longues chroniques de pluies horaires, à partir desquelles sont produits des hydrogrammes de crues par une modélisation de la pluie en débit. En classant les précipitations et les débits simulés, les distributions de fréquence empiriques des précipitations et des débits de toutes durées peuvent être tracées et les quantiles dérivés pour une large gamme de périodes de retour allant de 2 à 1 000 ans. En pratique, le produit SHYPRE met à disposition des utilisateurs un produit maillé de quantiles de précipitations pour la France métropolitaine. Par exemple, dans le centre-ville de Montpellier (latitude : 43.61, longitude : 3.88), les quantiles de précipitations associés à des périodes de retour de 10 et 50 ans sont respectivement de 25.7 et 36.3 mm/h (ce qui représente environ le cumul de précipitations mensuelles moyennes sur la période 1981-2010 du mois de juin et du mois d'août, respectivement).

D'autres limites sont également à souligner, liées par exemple à la projection climatique. En effet, d'un point de vue thermodynamique, l'évolution des précipitations est conditionnée notamment par l'augmentation des températures, qui dépend à son tour des changements potentiels dans les concentrations de gaz à effet de serre projetées prescrites en entrée dans les modèles climatiques (Held et Soden, 2006). La principale limitation reste

l'utilisation d'un seul CPRCM, avec les erreurs potentielles qui y sont associées et la variabilité interne du climat. Comme indiqué dans la SECTION 4.2, cette méthodologie devrait être généralisée à un ensemble de CPRCM dans le cadre du projet pilote CORDEX FPS URB-RCC, afin d'étayer les résultats obtenus ici et de réduire les erreurs associées au modèle et à la variabilité interne du climat.

Les point-clés du chapitre 4 :

- En France métropolitaine, les simulations d'AROME, forcées par le scénario RCP8.5, montrent une forte augmentation des températures, notamment en ce qui concerne les températures maximales, surtout en été.
- AROME couplé au modèle TEB simule une diminution de l'intensité des îlots de chaleur urbains diurnes, et dans une moindre mesure nocturnes, pendant les vagues de chaleur dans les 14 villes de France métropolitaine étudiées d'ici à la fin de siècle.
- Les zones urbaines et rurales associées vont faire face à une augmentation de la durée, de l'intensité et de la fréquence des vagues de chaleur, en particulier le long des côtes atlantique et méditerranéenne.
- L'environnement rural pourrait devenir très vulnérable face à l'évolution des forçages climatiques, en raison de modifications dans les processus physiques spécifiques à ce milieu.
- En région méditerranéenne, les précipitations journalières extrêmes pourraient devenir plus fréquentes d'ici à la fin de siècle dans la plupart des zones urbaines considérées.
- Pour étudier de manière plus approfondie l'évolution de l'exposition des villes méditerranéennes aux pluies extrêmes, il est nécessaire d'analyser les précipitations à une échelle infra-journalière.

Chapitre 5

Évolution projetée du climat urbain par un ensemble de modèles climatiques à haute résolution

Sommaire

5.1	Présentation du contexte	174
5.2	Stratégies de l'approche multi-modèles	178
5.2.1	Description des expériences et modèles	178
5.2.2	Choix des indicateurs climatiques	184
5.2.3	Définition des masques urbains et de nature	185
5.3	Résultats de l'approche multi-modèles	191
5.3.1	Températures minimales et maximales	191
5.3.2	Îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes	202
5.3.3	Vagues de chaleur	207
5.4	Synthèse de l'approche multi-modèles	212

Ce chapitre revisite les sujets traités dans le CHAPITRE 4, sur l'évolution du climat urbain et des aléas climatiques dans les villes de France métropolitaine, dans le but de renforcer les résultats précédemment obtenus. Pour ce faire, cette étude s'appuie sur un ensemble de simulations climatiques réalisées avec des modèles régionaux de climat à haute résolution de type CPRCM, qui intègrent, dans la mesure du possible, une paramétrisation spécifique à l'environnement urbain. Dans le contexte du projet FPS URB-RCC, la ville de Paris (France), a été choisie comme ville de référence pour cette première approche multi-modèles. La SECTION 5.1 établit le cadre de l'étude, en définissant les objectifs de recherche. La SECTION 5.2 présente les différentes simulations climatiques utilisées, les indicateurs étudiés et la méthode mise en œuvre dans ce travail. Ensuite, la SECTION 5.3 présente les résultats obtenus dans l'approche multi-modèles. Elle se consacre principalement à l'évolution projetée des températures aux échelles régionale et locale, aux îlots de chaleur urbains, ainsi qu'aux vagues de chaleur, en distinguant, à l'instar du CHAPITRE 4, les environnements urbains et naturels. Enfin, la SECTION 5.4 présente la synthèse des résultats obtenus par l'approche multi-modèles.

5.1 Présentation du contexte

Il existe encore assez peu d'études dans la littérature qui utilisent les CPRCM comme supports pour analyser les projections du changement climatique en milieu urbain. La plupart de ces études se basent principalement sur des expériences à modèle unique, comme celle présentée dans le CHAPITRE 4. Pourtant, les approches multi-modèles conduisent à des évaluations du changement climatique plus robustes, à la fois à l'échelle mondiale et à l'échelle régionale (Jacob *et al.*, 2020). En effet, du fait de leurs physiques spécifiques et des conditions de forçages climatiques qui leur sont imposées (notamment dans le cas des modèles régionaux à aire limitée), chaque modèle simule une réponse distincte, différente des autres modèles et configurations. Ainsi, l'utilisation d'un ensemble climatique permet de réduire les incertitudes liées aux signaux de changement climatique émanant de chaque modèle individuel et/ou de couvrir la gamme de variabilité des réponses, ceci dans le but

de garantir la robustesse des tendances obtenues. Il convient de noter que l'estimation de la variabilité interne du climat repose sur des méthodologies spécifiques, telles qu'une longue simulation (1000 ans) ou, pour un modèle climatique, un ensemble de simulations perturbées. Dans le cadre de cette étude, seule l'incertitude liée aux modèles est examinée.

Les expériences coordonnées réalisées dans le contexte du FPS Convection ont alimenté plusieurs études multi-modèles basées sur les CPRCM, dont la grande majorité sont axées sur les précipitations extrêmes en région méditerranéenne. Initialement, des tests ont été effectués sur un ensemble climatique par Coppola *et al.* (2020), offrant une première évaluation des performances de la configuration de modélisation climatique à haute résolution. Par la suite, les études complémentaires de Ban *et al.* (2021) et de Pichelli *et al.* (2021) ont permis de préciser les performances des CPRCM à représenter les caractéristiques des précipitations et leurs évolutions futures dans la région alpine. L'étude de Ha *et al.* (2022) visait à compléter les recherches précédentes en évaluant de manière plus approfondie les processus responsables du déclenchement des précipitations dans divers ensembles de simulations climatiques régionales, à différentes résolutions. En parallèle, Soares *et al.* (2022) ont examiné la valeur ajoutée des CPRCM pour la simulation des températures minimales et maximales, tandis que Berthou *et al.* (2022) se sont intéressés à ces modèles pour projeter l'évolution des tempêtes hivernales sur l'Europe du nord. Plus récemment, Müller *et al.* (2022) ont utilisé les modèles régionaux de climat à haute résolution pour évaluer différents algorithmes de suivi des précipitations extrêmes. Enfin, comme détaillé par la suite, ces modèles ont également été employés pour l'étude des vagues de chaleur par Sangelantoni *et al.* (2023).

Les questions de recherche développées par la suite se concentrent *in fine* sur ce type d'événement extrême. Ils se produisent dans certaines conditions de circulation atmosphérique à grande échelle, caractérisées par des systèmes synoptiques de haute pression qui entraînent des masses d'air chaudes (Perkins, 2015). Cependant, les conditions locales, telles que l'humidité du sol, peuvent moduler l'intensité ou la persistance des vagues de chaleur (Sangelantoni *et al.*, 2023). Les modèles régionaux de climat sont des outils qui peuvent

permettre d'étudier plus précisément les mécanismes à l'origine des vagues de chaleur et leur évolution dans le contexte du changement climatique (Molina *et al.*, 2020). Cette capacité découle de l'utilisation d'une modélisation en cascade, qui imbrique de manière successive plusieurs modèles climatiques. En effet, dans la chaîne de modélisation, le modèle climatique global simule les conditions synoptiques à grande échelle. À son tour, le modèle régional de climat propage les structures atmosphériques, les conditions de végétation et l'humidité des sols afin de simuler avec précision les rétroactions à l'échelle régionale qui impliquent la surface du sol (Vautard *et al.*, 2013). La résolution plus fine et la physique améliorée des CPRCM par rapport aux modèles régionaux de climat à résolution plus grossières améliorent davantage la représentation des mécanismes à petites échelles (Kendon *et al.*, 2021), ainsi que les rétroactions entre la surface et l'atmosphère (Knist *et al.*, 2017). Ainsi, les CPRCM se révèlent comme des outils précieux pour les études d'impact sur le climat aux échelles régionale et locale. En particulier, les caractéristiques des CPRCM semblent offrir des perspectives intéressantes pour mieux prévoir et anticiper l'évolution future potentielle des vagues de chaleur, ainsi que les effets associés sur les populations à l'échelle des principales agglomérations urbaines. L'étude menée par Sangelantoni *et al.* (2023) apporte des éléments de réponse robustes concernant la pertinence de la modélisation climatique à résolution kilométrique pour l'analyse des vagues de chaleur. Cette étude s'appuie sur un ensemble de simulations climatiques, réalisées dans le cadre du FPS Convection à partir de CPRCM, pour analyser les mécanismes qui modulent ce type d'évènement extrême. Les résultats de cette évaluation indiquent notamment que les CPRCM présentent des tendances plus chaudes et sèches, qui sont globalement plus réalistes par rapport aux modèles régionaux de climat qui les pilotent. Cette observation est particulièrement vraie lorsque des conditions situées à l'extrémité droite de la distribution des données sont considérées, par exemple des conditions de vagues de chaleur. D'après cette étude, les températures maximales plus élevées, simulées par les CPRCM par rapport aux modèles régionaux de climat à résolution plus grossière, s'expliquent notamment par des différences dans la simulation des flux de chaleur et des précipitations.

Dans ce contexte, l'étude présentée ci-dessous tire parti d'un ensemble de simulations climatiques à haute résolution réalisées dans le cadre du FPS Convection pour explorer l'évolution du climat urbain face aux changements climatiques, en se focalisant plus particulièrement sur les îlots de chaleur urbains. Ce travail analyse également l'évolution potentielle de l'exposition des villes aux vagues de chaleur d'ici à la fin du siècle, en prenant la ville de Paris et sa région comme cas d'étude. Ces travaux contribuent en particulier aux réflexions du FPS URB-RCC. Ils sont menés en collaboration avec Sophie BASTIN de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL/LATMOS), qui est également impliquée dans le projet européen précédemment mentionné. Cette collaboration permet notamment de développer une méthodologie commune d'analyse du climat urbain, actuellement testée sur Paris, en vue d'une extension ultérieure à d'autres villes d'intérêt, identifiées dans le cadre du FPS URB-RCC. Cette méthodologie repose sur l'exploitation des simulations existantes dans des configurations d'évaluation et de scénario RCP8.5, mais elle pourrait également être mobilisée pour l'étude des prochaines expériences coordonnées des CPRCM prévues dans le cadre du projet européen. Les objectifs scientifiques de cette analyse multi-modèles sont les suivants :

- Évaluer s'il existe des différences dans la simulation du climat urbain entre les CPRCM en fonction de leur chaîne de modélisation, de leur base de données de surface ou de la présence ou non d'un modèle de bilan énergétique de surface spécifique à l'environnement urbain ;

- Fournir des réponses plus robustes sur les éléments discutés dans la SECTION 4.2. Ils concernent principalement les tendances projetées des températures aux échelles régionale et locale, l'évolution de l'indicateur d'îlot de chaleur urbain dans un contexte de changement climatique et l'évolution future de l'exposition des environnements urbains et naturels aux vagues de chaleur.

5.2 Stratégies de l’approche multi-modèles

5.2.1 Description des expériences et modèles

Le groupe de travail du FPS URB-RCC a établi une liste de simulations disponibles à l’échelle de l’Europe en configuration de scénarios climatiques. Parmi celles-ci, sept ont été sélectionnées et sont utilisées dans la présente étude (TABLEAU 5.1). Une description complète de ces expériences est fournie ultérieurement, mettant particulièrement l’accent sur les approches employées dans les simulations pour modéliser les zones urbaines et les processus physiques associés, puisque cette étude se focalise sur la thématique du climat urbain. Ces sept expériences reposent sur quatre CPRCM principaux (WRF, COSMO-CLM, AROME et RegCM4), avec des variantes décrites ci-après. Il est important de souligner que les détails des paramétrisations dynamiques et physiques spécifiques à chaque modèle sont présentés dans l’article de référence de Ban *et al.* (2021).

Modèle WRF - Le modèle régional de climat à haute résolution WRF dans sa version 3.8.1 (Skamarock *et al.*, 2008) a été utilisé par plusieurs instituts de recherche, dont le Bjerknæs Centre for Climate Research (BCCR) en Norvège, l’Aristotle University of Thessaloniki (AUTH) en Grèce, ainsi que l’Institut Pierre Simon-Laplace (IPSL) en France. Les instituts BCCR et AUTH ont collaboré pour mener des expériences conjointes (désignées par la suite sous le nom WRF-BCCR-AUTH) couvrant à la fois la période historique et la période de fin de siècle. Ils ont utilisé les forçages climatiques provenant du GCM NorESM1-ME (Bentsen *et al.*, 2013), avec un modèle régional de climat intermédiaire. De son côté, l’IPSL a réalisé ses propres expériences (désignées par la suite sous le nom WRF-IPSL) en utilisant les forçages climatiques issus du GCM IPSL-CM5-MR (Dufresne *et al.*, 2013), également avec un RCM intermédiaire. Dans les deux cas, il s’agit du modèle WRF 3.8.1 à 0.15° de résolution. Indépendamment de la chaîne de modélisation choisie, WRF3.8.1 intègre le modèle de surface NOAH-MP (NOAH Multi-Parameterization, Niu *et al.*, 2011), qui permet une modélisation plus détaillée des processus liés au

sol par rapport à la version précédente (Ban *et al.*, 2021). NOAA-MP permet, entre autres, une meilleure prise en compte des zones urbaines, en incluant une paramétrisation de type *slab*, associée à des paramètres de surface spécifiques visant à refléter les caractéristiques des couverts urbains (albédo, émissivité, propriétés thermiques, rugosité de surface), dans WRF-BCCR-AUTH. Dans l'expérience WRF-IPSL, la simulation des zones urbaines repose sur le modèle de canopée urbaine à une couche, décrit par Kusaka *et al.* (2001). Pour les deux simulations WRF, la base de données de surface, qui renseigne l'occupation et l'usage des sols, ainsi que les propriétés de surface correspondantes aux modèles de surface, est le produit MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer, Yang *et al.*, 2006).

Modèle COSMO-CLM - Les instituts de recherche affiliés à la communauté CLM, notamment le Brandenburg University of Technology (BTU) en Allemagne et le Centro euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici (CMCC) en Italie, ont utilisé le modèle régional de climat à haute résolution COSMO-CLM (Rockel *et al.*, 2008) dans ses versions 5.0.9 et 5.0.14, respectivement. Ces expériences sont désignées par la suite sous les noms CCLM-BTU et CCLM-CMCC. Les forçages climatiques proviennent des modèles CNRM-CM5 (Voldoire *et al.*, 2012) et EC-EARTH (Hazeleger *et al.*, 2011), avec les modèles régionaux de climat CCLM en version 4.0.17 et 5.0.9, respectivement, en tant qu'intermédiaires. Pour les deux expériences, le modèle de surface utilisé est le modèle TERRA-ML (TERRA Multi-Layer, Schrodin et Heise, 2001), qui résout la colonne de sol en huit couches étirées verticalement (Doms *et al.*, 2005). Les caractéristiques de surface sont renseignées par la base de donnée d'occupation et d'usage des sols GLC2000 (Bartholomé et Belward, 2005). En ce qui concerne la modélisation des zones urbaines, CCLM-BTU n'intègre pas de paramétrisation spécifique pour simuler la canopée urbaine ou les transferts spécifiques de chaleur et d'humidité au-dessus des zones urbaines. En revanche, CCLM-CMCC utilise la paramétrisation TERRA-URB dans sa version originale. Cette paramétrisation de type *slab* est améliorée, car elle permet notamment de tenir compte de paramètres additionnels, tels que les flux de chaleur anthropique (Wouters *et al.*, 2015).

TABLEAU 5.1 – Informations sur les modèles utilisés par les différentes instituts.

	Institut	GCM	RCM	CPRCM
WRF-BCCR-AUTH	BCCR	NorESM1-ME (Bentsen <i>et al.</i> , 2013)	WRF381D (EUR-15) (Skamarock et Klemp, 2008)	WRF381D (3 km) (Skamarock et Klemp, 2008)
	AUTH		WRF381DA (EUR-15) (Skamarock et Klemp, 2008)	WRF381DA (3 km) (Skamarock et Klemp, 2008)
WRF-IPSL	IPSL	IPSL-CM5A-MR (Dufresne <i>et al.</i> , 2013)	WRF381CE (EUR-15) (Skamarock <i>et al.</i> , 2008)	WRF381CE (3 km) (Skamarock <i>et al.</i> , 2008)
CCLM-BTU	BTU	CNRM-CM5 (Voldoire <i>et al.</i> , 2012)	CCLM4-0-17 (EUR-11) (Rockel <i>et al.</i> , 2008)	CCLM5-0-14 (3 km) (Rockel <i>et al.</i> , 2008)
CCLM-CMCC	CMCC	EC-EARTH (Hazeleger <i>et al.</i> , 2011)	CCLM5-0-9 (EUR-11) (Rockel <i>et al.</i> , 2008)	CCLM5-0-9 (3 km) (Rockel <i>et al.</i> , 2008)
AROME-CNRM	CNRM	CNRM-CM5 (Voldoire <i>et al.</i> , 2012)	CNRM-ALADIN (MED-11) (Nabat <i>et al.</i> , 2020)	CNRM-AROME41t1 (2.5 km) (Lucas-Picher <i>et al.</i> , 2023)
AROME-KNMI	KNMI	EC-EARTH (Hazeleger <i>et al.</i> , 2011)	RACMO23E (WCE-11) (van Meijgaard <i>et al.</i> , 2008)	HCLIM38h1-AROME (2.5 km) (Belušić <i>et al.</i> , 2020)
RegCM-ICTP	ICTP	HadGEM2-ES (Jones <i>et al.</i> , 2011)	RegCM4-7-1 (EUR-11) (Giorgi <i>et al.</i> , 2012)	RegCM4-7-1 (3 km) (Giorgi <i>et al.</i> , 2012)

	Périodes simulées	Occupation et usage des sols	Modèle de surface	Modèles urbains
WRF-BCCR-AUTH	1996-2005 / 2090-2099	MODIS (Yang <i>et al.</i> , 2006)	NOAH-MP (Niu <i>et al.</i> , 2011) (classe unique)	Slab
WRF-IPSL	1996-2005 2041-2050 / 			UCM
CCLM-BTU	1996-2005 2041-2050 2090-2099	GLC2000 (Bartholomé et Belward, 2005)	TERRA-ML (Schrodin et Heise, 2001) (approche par tuiles)	/
CCLM-CMCC				TERRA-URB v1 (Wouters <i>et al.</i> , 2015)
AROME-CNRM		ECOCLIMAP-I (Champeaux <i>et al.</i> , 2005)	SURFEX (Masson <i>et al.</i> , 2013) (approche par tuiles)	TEB (Masson, 2000)
AROME-KNMI	ECOCLIMAP-II (Faroux <i>et al.</i> , 2013)			
RegCM-ICTP	1995-2005 2040-2049 2090-2099	MODIS (Yang <i>et al.</i> , 2006) LandScan 2004 (Dobson <i>et al.</i> , 2000)	CLM4.5 (Oleson et Lawrence, 2013) (approche par tuiles)	CLMU (Oleson <i>et al.</i> , 2010)

Modèle AROME - Le modèle régional de climat à haute résolution AROME est utilisé par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) en France, désigné ci-après sous le nom AROME-CNRM, ainsi que par le Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) aux Pays-Bas, nommé par la suite AROME-KNMI. Il convient de noter des différences notables entre AROME-CNRM et AROME-KNMI, qui sont explicitées par Belušić *et al.* (2020). AROME-CNRM suit la configuration détaillée dans la SECTION 2.2.3. En revanche, AROME-KNMI est basée sur le cycle 38 de CNRM-AROME et présente des différences dans certaines paramétrisations physiques, comme décrit par Belušić *et al.* (2020). Le système de modélisation des surfaces continentales utilisé est SURFEX (Masson *et al.*, 2013) pour les deux expériences, mais dans des versions différentes, à savoir la version 7.2 pour AROME-CNRM et la version 7.3 pour AROME-KNMI. Pour la représentation des zones urbaines et le calcul des bilans thermiques, radiatifs et des quantités de mouvement, les deux expériences activent le modèle de canopée urbaine TEB dans sa version historique sans végétation dans le canyon (Masson, 2000), mais avec l'option CANOPY-SBL pour AROME-CNRM. Enfin les bases de donnée d'occupation et d'usage des sols sont ECOCLIMAP-I (Champeaux *et al.*, 2005) pour AROME-CNRM et ECOCLIMAP-II (Faroux *et al.*, 2013) pour AROME-KNMI, qui diffèrent, en particulier, dans la cartographie des couverts urbains (comme discuté plus loin).

Modèle RegCM4 - L'institut de recherche Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP) en Italie a développé le modèle régional de climat à haute résolution RegCM (Giorgi *et al.*, 2012) dans sa version 4.7.1, dont une description détaillée est fournie dans la documentation technique de Elguindi *et al.* (2017). Cette expérience est désignée par la suite sous le nom de RegCM-ICTP. Le modèle atmosphérique est couplé au modèle de surface CLM4.5 (Oleson et Lawrence, 2013). Au sein de ce modèle, les équations des bilans hydrologiques et énergétiques sont résolues pour chaque type de couvert terrestre à l'aide de schémas spécifiques, puis agrégées au niveau de la maille. Les principaux types de couvert pris en compte incluent les glaciers, les lacs, la végétation et les cultures, dont les caractéristiques sont

obtenues à partir des données du produit MODIS (Yang *et al.*, 2006), ainsi que les zones urbaines basées sur le produit LandScan 2004 (Dobson *et al.*, 2000). En particulier, la représentation des zones urbaines dans le modèle de surface CLM4.5 est assurée par le modèle de canopée urbaine à couche simple CLMU (Community Land Model Urban, Oleson *et al.*, 2010).

Une fois les simulations sélectionnées, une étape de collecte et de traitement des données a été mise en œuvre. En particulier, la première étape a consisté à recueillir les variables climatiques d'intérêt simulées (température minimales et maximales quotidiennes, et cumul journalier de précipitation) auprès des différents instituts, ainsi que les informations (ou métadonnées) décrivant les simulations, telles que la chaîne de modélisation, le schéma de surface utilisé, la méthode de représentation des couverts urbains, la base de données d'occupation et d'usage des sols, la disponibilité des fichiers de description de la surface en sortie de simulation (notamment la physiographie), etc. Après avoir collecté les variables d'intérêts, des contrôles de base ont été effectués sur les simulations. Cette étape a révélé certaines inconsistances entre les simulations, qui ont nécessité l'application de traitements spécifiques. Notamment, le cas des simulations climatiques avec un calendrier idéalisé, c'est-à-dire un calendrier dans lequel toutes les années comptent 360 jours et sont divisées en mois de 30 jours, a nécessité un traitement particulier. Cette situation s'est présentée dans l'expérience RegCM-ICTP. Dans ce cas, le calendrier a été transformé en un calendrier standard, les valeurs manquantes ont été ajoutées en copiant la valeur quotidienne du jour précédent et les valeurs supplémentaires ont été supprimées. De plus, il est essentiel de noter que les données utilisées pour cette étude en multi-modèles n'ont pas encore été uniformisées selon le standard CMOR (Climate Model Output Rewrite, Doutriaux et Taylor, 2010). La CMOR-isation est un processus de normalisation des données climatiques provenant de diverses sources et modèles climatiques. Elle attribue des métadonnées normalisées et des conventions de format pour faciliter l'interopérabilité et la comparaison entre les différents modèles. Cette particularité a également ajouté de la complexité à la phase de traitement et d'analyse des simulations.

5.2.2 Choix des indicateurs climatiques

Que ce soit au sein des environnements urbains ou naturels, l'évolution potentielle des vagues de chaleur, en lien avec le changement climatique, repose étroitement sur l'évolution des conditions climatiques régionales. Par conséquent, la première étape de la présente analyse consiste à caractériser les conditions climatiques régionales au cours de la période historique (*HIST*, qui correspond à la période 1996-2005 dans la plupart des simulations) et les changements projetés d'ici à la fin du siècle dans un scénario RCP8.5. L'objectif est d'évaluer le comportement de l'ensemble climatique et de chaque simulation individuellement. Pour ce faire, les distributions saisonnières des températures minimales et maximales (TN et TX) simulées sur le domaine d'intérêt pour la période historique par l'ensemble climatique et par les CPRCM individuellement sont comparées avec les données observées du produit ANASTASIA. Ensuite, les évolutions futures des conditions climatiques régionales sont analysées en calculant les différences entre les températures minimales et maximales simulées par l'ensemble climatique et par les CPRCM individuellement pour les deux périodes futures, à savoir le milieu de siècle (*MDS*, 2041-2050) et la fin du siècle (*FDS*, 2090-2099), par rapport à la période historique. Les températures prises en compte pour analyser les conditions climatiques propres à la région parisienne sont celles de l'environnement naturel. Cette approche permet d'éviter de tenir compte des perturbations résultant de la présence de la ville dans l'analyse et les comparaisons des tendances.

Au sein des agglomérations urbaines, la vulnérabilité des populations aux fortes chaleurs peut être exacerbée par les effets de l'îlot de chaleur urbain. Par conséquent, cet indicateur est également analysé au pas de temps quotidien pour la période historique, ainsi que pour les deux périodes futures, afin d'évaluer l'évolution du phénomène. Pour rappel, l'intensité de l'îlot de chaleur urbain nocturne $ICUN$ (diurne $ICUX$) est calculée comme la différence de températures minimales (maximales) entre les environnements urbains TN_{URB} (TX_{URB}) et naturels TN_{RUR} (TX_{RUR}).

La dernière phase de l'analyse se concentre sur l'évolution des vagues de

chaleur et de leurs caractéristiques (intensité maximale, durée et sévérité) entre la période historique et les deux périodes futures, en suivant l'approche méthodologique développée par Ouzeau *et al.* (2016). Cette même méthodologie a été mise en œuvre dans la SECTION 4.2. Pour rappel, cette approche nécessite l'application de seuils spécifiques sur les longues séries de températures moyennes journalières (TM) simulées par les différents CPRCM individuellement, en différenciant les environnements urbains et naturels.

Les trois analyses portent sur les températures quotidiennes minimales, moyennes ou maximales de l'environnement urbain (notées TN_{URB} , TM_{URB} , TX_{URB} respectivement) et de l'environnement naturel (TN_{RUR} , TM_{RUR} , TX_{RUR} respectivement). Ces valeurs sont obtenues en calculant la moyenne spatiale des températures minimales, moyennes ou maximales sur la zone définie comme étant urbaine (ou naturelle), à l'aide d'un masque. La méthodologie pour la définition de ces masques est présentée en SECTION 5.2.3. En complément, il convient de noter que la température quotidienne moyenne est calculée comme la moyenne des températures quotidiennes minimales et maximales.

5.2.3 Définition des masques urbains et de nature

Il est essentiel de noter que le cadre méthodologique adopté dans cette étude diffère considérablement de celui utilisé dans les études multi-modèles consacrées aux phénomènes de précipitation, en raison de la nature du sujet d'étude et des processus impliqués. Dans ces dernières, la comparaison des champs de précipitation nécessite la reprojection des données sur une grille horizontale commune. Cependant, pour les études urbaines, les caractéristiques de surface et l'utilisation des sols jouent un rôle crucial dans l'analyse des champs simulés par les modèles. Par conséquent, la décision a été prise de préserver les données de chaque modèle sur leur grille d'origine, sans interpolation sur une nouvelle grille commune, afin de maintenir l'intégrité des informations liées à la surface. En adoptant cette approche méthodologique, une première analyse a été menée en classifiant de manière objective les différents types de surfaces en quatre catégories principales (artificielles, fo-

restières, agricoles et aquatiques). Cette analyse met en évidence la disparité de la distribution spatiale des principales surfaces selon les configurations de modélisation de surface et les bases de données de surface utilisées, comme le montre la FIGURE 5.1. La comparaison des cartes révèle que la représentation des zones urbaines dans l'agglomération parisienne varie en termes d'extension et de détails en fonction des expériences et des modèles de surface. En particulier, CLM4.5, alimenté par MODIS/LandScan, se distingue par une cartographie dégradée par rapport aux autres en décrivant les zones urbaines de manière assez grossière. Les autres modèles réussissent mieux à représenter l'organisation des zones urbaines le long des vallées. NOAH-MP, alimenté par MODIS, présente la plus grande étendue urbaine, tandis que TERRA-ML, alimenté par GLC2000, et SURFEX, alimenté par ECOCLIMAP-I, ont des cartographies assez comparables entre elles. En revanche, SURFEX alimenté par ECOCLIMAP-II présente une étendue urbaine plus réduite.

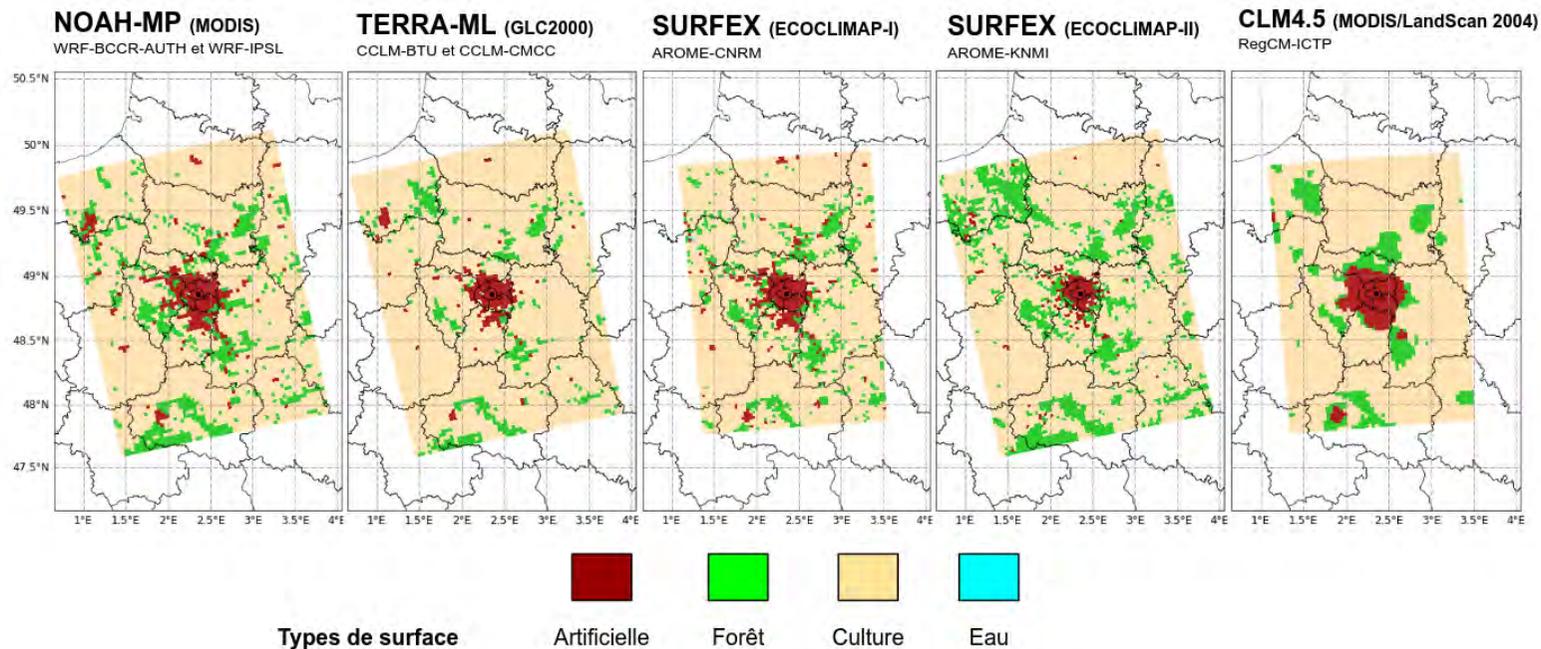


FIGURE 5.1 – Distribution spatiale des 4 principaux types de surface (artificiel en rouge, forestier en vert, agricole en jaune et aquatique en bleu) pour différentes configurations de modélisation de surface. De gauche à droite sont présentées les configurations des différentes expériences, à savoir les modèles de surface (NOAH-MP, TERRA-ML, SURFEX et CLM4.5) et leurs bases de données d’occupation et d’usage des sols associées (MODIS, GLC2000, ECOCLIMAP-I, ECOCLIMAP-II, MODIS/LandScan 2004).

Les configurations de modélisation de surface impliquent également des différences dans les niveaux d'informations physiographiques disponibles. Les types de surface présents sur chaque des points de grille du domaine de simulation sont décrits dans un fichier de physiographie. L'analyse de ces fichiers a révélé que les types de surface dans les simulations disponibles sont définis différemment dans chaque modèle, soit sous forme de fractions détaillées d'occupation et d'usage des sols (approche par tuiles, voir les expériences concernées dans le TABLEAU 5.1), soit sous forme d'un couvert majoritaire d'occupation et d'usage des sols (classe unique, voir les expériences concernées dans le TABLEAU 5.1). Dans le cas du couvert majoritaire, le modèle de surface a agrégé les informations physiographiques de manière à ce que chaque maille soit décrit exclusivement par son couvert principal, c'est-à-dire celui ayant la fraction d'occupation et d'usage des sols la plus élevée dans la maille, en négligeant les autres couverts. En revanche, dans le cas des fractions détaillées, chaque maille du domaine de simulation est représentée par une combinaison de plusieurs types de surfaces avec des proportions données. Cette approche par fraction est généralement utilisée pour la modélisation des surfaces continentales, afin d'exécuter plusieurs modèles de surface correspondant aux différents types de couverts présents (par exemple, un modèle urbain pour la fraction urbanisée et un modèle de végétation pour la fraction naturelle).

Les caractéristiques de surface ont été utilisées pour définir le masque urbain et le masque de nature associés à chaque simulation. L'approche basée sur les couverts majoritaires permet d'obtenir directement la répartition des mailles urbaines et naturelles, tandis que l'approche par fraction nécessite de définir un seuil minimal sur les couverts urbains pour déterminer quelles mailles sont considérées comme urbaines (et lesquelles ne le sont pas). Une analyse de sensibilité a été réalisée avec l'expérience AROME-CNRM, qui repose sur le CPRCM AROME couplé au modèle de surface SURFEX renseigné par la base de données ECOCLIMAP-I. Sur un domaine test de 50 km de diagonale autour du centre de Paris, différents seuils allant de 10 à 70% ont été appliqués à la fraction de couvert urbain (notée FU) de chaque maille pour définir les masques urbains et ruraux. On constate que les températures minimales

estivales moyennées sur le masque urbain varient d'un peu plus de 1 °C en fonction du seuil appliqué, allant de 10% à de 70% de fraction urbaine. Cette variation s'explique par le fait que, pour des valeurs de seuil faibles, le masque urbain est plus étendu et inclut des mailles ayant une fraction de végétation plus importante, ce qui conduit à des températures plus basses. En revanche, les températures minimales estivales, moyennées sur les zones naturelles, varient peu en fonction des seuils, soit seulement de quelques dixièmes de degré (FIGURE 5.2), en raison de l'homogénéité de l'occupation et l'usage du sol.

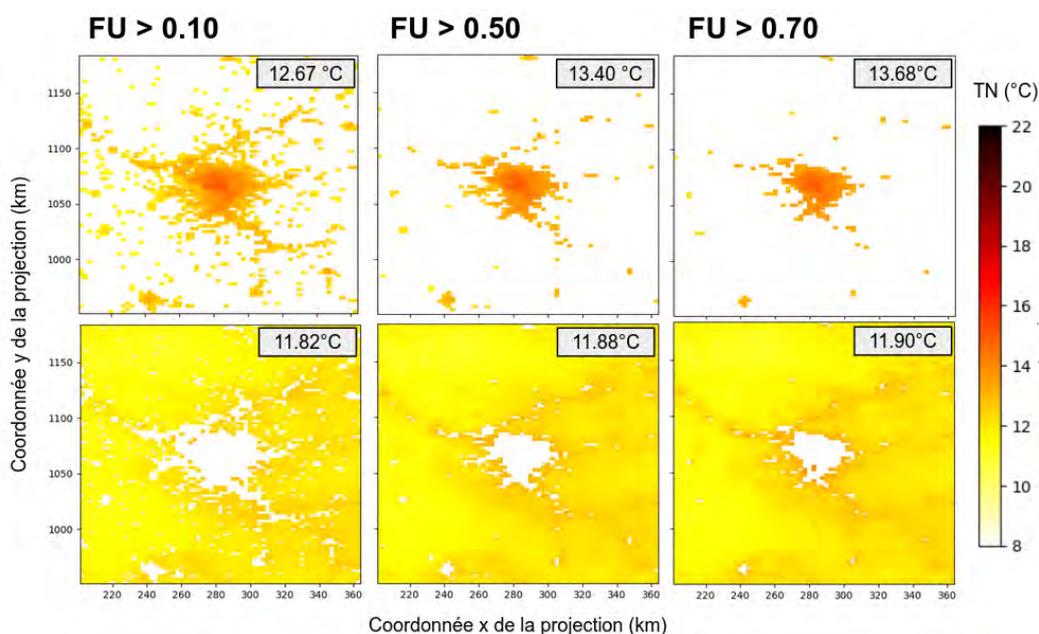


FIGURE 5.2 – Masques urbains (en haut) et de nature (en bas) calculés par SURFEX sur la base d'ECOCLIMAP-I selon le seuil de fraction urbaine FU considéré (10% à gauche, 50% au milieu ou 70% à droite) et appliqués aux températures minimales d'été (en °C) pour la période 1986-2005 à Paris. Les températures minimales moyennées sur les pixels urbains/de nature sont encadrées en gris.

Par conséquent, le calcul de l'îlot de chaleur urbain, qui résulte de la différence entre ces deux températures, est également influencé d'environ 1 °C. Ces résultats mettent en évidence l'importance de la sélection d'un seuil minimal de fraction de couvert urbain, dans la mesure où cela a un impact sur la définition des masques et sur le calcul des indicateurs, en particulier

celui de l'îlot de chaleur urbain. En fin de compte, un seuil de fraction de couverture urbaine de 60% a été retenu, car pour cette valeur, la taille de la zone urbaine est comparable à celle des modèles où les types de surface sont présentés sous forme de couverts majoritaires.

La deuxième étape a consisté à définir les zones de référence urbaines et naturelles. Plusieurs approches ont été évaluées pour cela, en se basant sur la connaissance a priori du territoire étudié, de l'occupation et de l'usage réelle des sols (notamment par l'interprétation visuelle d'images satellites) ou des données sur l'occupation et l'usage des sols fournis par les bases de données qui alimentent les modèles. Étant donné que cette méthodologie doit être applicable à d'autres villes, dans des contextes géographiques variés et pour des études aux objectifs différents, une approche hybride a été privilégiée, comme illustrée dans la FIGURE 5.3 :

- Le masque urbain est défini sur la base d'une connaissance a priori du territoire. Pour la région parisienne, il est estimé comme un cercle de rayon R de 20 km centré sur Paris intramuros, en utilisant la base de données **Corine Land Cover** de 2018 pour estimer l'étendue des zones urbaines. Avec cette méthode, l'aire A du masque urbain est égale à 1257 km^2 .
- Le masque de nature est défini en suivant la méthode de Garcia-Nieto *et al.* (2018), basée sur une formule empirique qui relie l'aire urbaine à l'aire péri-urbaine. En particulier, l'aire urbaine proche est considérée avec un rayon $R' = R + 0.25\sqrt{A}$, soit 29 km et l'aire péri-urbaine avec un rayon $R = R + 1.5\sqrt{A}$ soit 73 km. À partir de cette méthode, l'aire totale du masque de nature est de 14099 km^2 .

Sur chacun des masques, des tests complémentaires sur l'occupation et l'usage des sols dans le modèle de surface sont réalisées, afin d'éliminer les mailles qui ne correspondent pas au type de couverts du masque considéré (FIGURE 5.3).

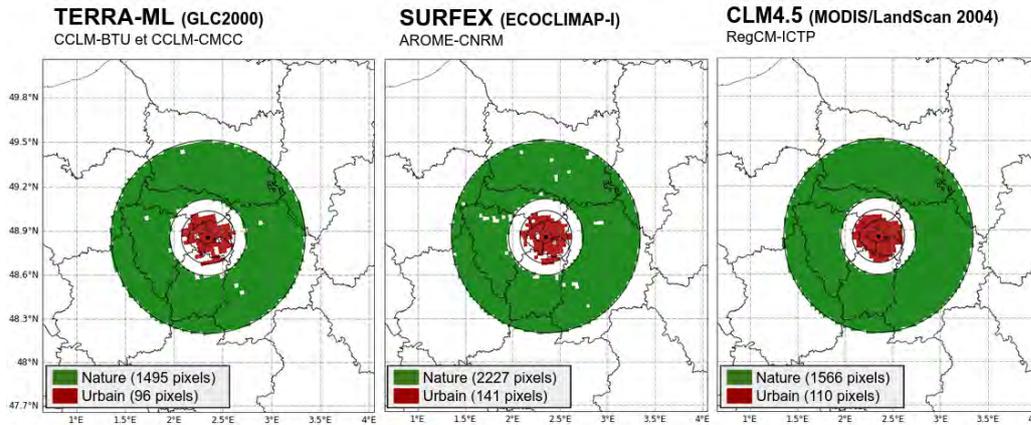


FIGURE 5.3 – Définition des masques urbains (en rouge) et de nature (en vert) calculés à partir des modèles de surface TERRA-ML (à gauche), SURFEX (au milieu) et CLM4.5 (à droite) sur la base de l'occupation et l'usage des sols renseigné par les bases de données GLC2000, ECOCLIMAP-I et MODIS/LandScan 2004, respectivement.

5.3 Résultats de l'approche multi-modèles

5.3.1 Températures minimales et maximales

5.3.1.1 Conditions climatiques en période historique

La FIGURE 5.4 présente les distributions saisonnières des températures minimales et maximales simulées par l'ensemble climatique, ainsi que par chaque CPRCM individuellement. Ces simulations sont comparées aux données observées fournies par le produit ANASTASIA pour la période historique (c'est-à-dire la période 1996-2005). Le domaine d'analyse se limite à l'environnement naturel exclusivement, en appliquant le masque de nature, dans le but initial de s'affranchir des influences urbaines et de se concentrer sur les tendances régionales.

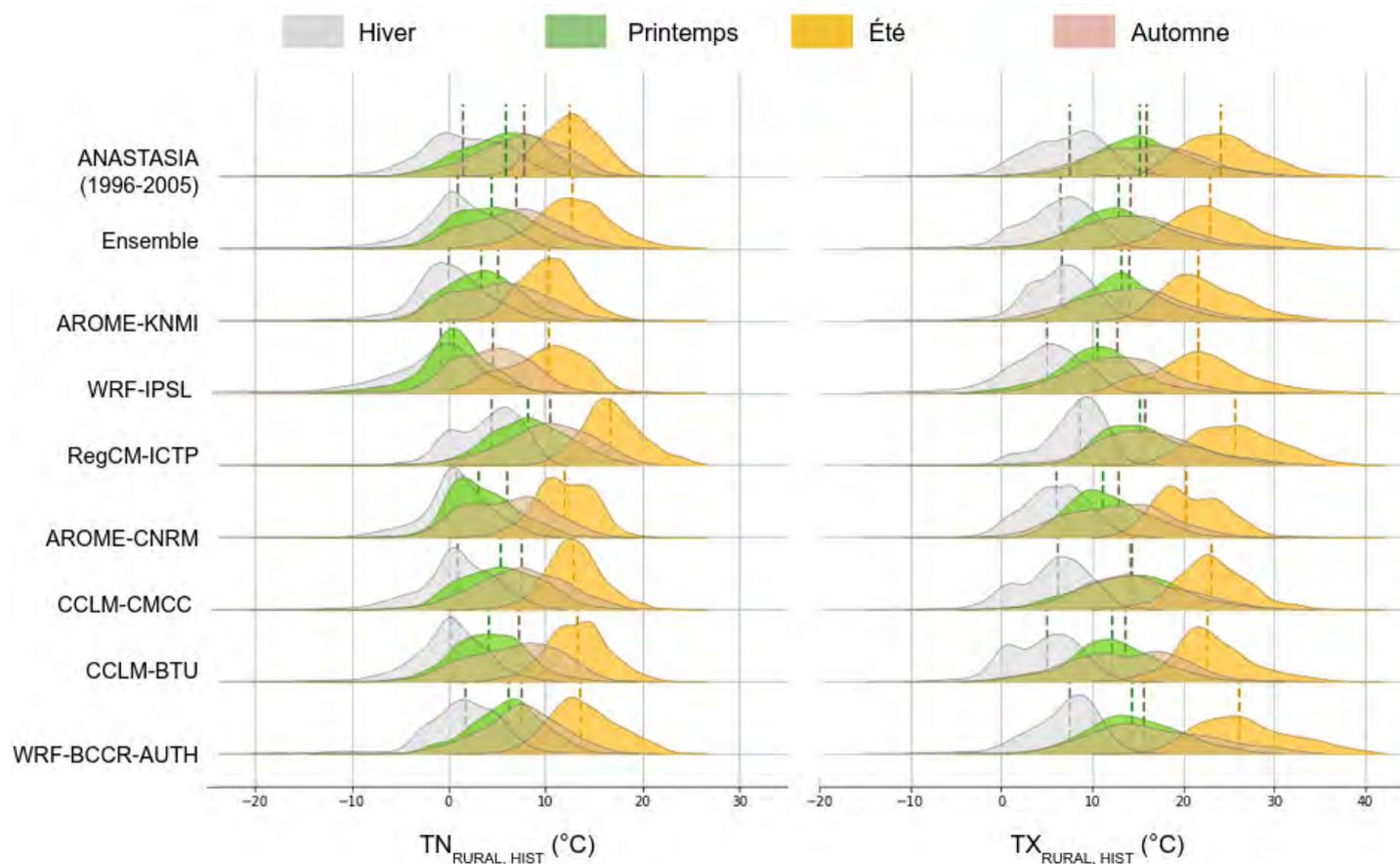


FIGURE 5.4 – Distributions saisonnières des températures minimales (à gauche) et maximales (à droite), dans l’environnement naturel durant la période historique, observées dans le produit ANASTASIA et simulées dans l’ensemble climatique et par chaque CPRCM individuellement. Les saisons d’hiver, de printemps, d’été et d’automne sont représentées respectivement par les couleurs grises, vertes, jaunes et marrons. Les lignes pointillées illustrent les médianes de chaque distribution.

Les distributions ANASTASIA, basées sur les observations, permettent de caractériser la climatologie réelle de la région parisienne. Cette région est soumise à un climat océanique plus ou moins altéré, présentant des variations significatives des températures minimales et maximales en fonction des saisons (voir la SECTION 3.1.2). Les valeurs les plus élevées sont observées pendant la saison estivale (JJA) avec des médianes de 12.8 °C pour les températures minimales et 23.0 °C pour les températures maximales, tandis que les valeurs les plus basses sont observées en hiver (DJF) avec des médianes de 0.9 °C et 6.5 °C, respectivement. En ce qui concerne les saisons intermédiaires, la médiane des températures minimales et maximales en automne (SON) est plus élevée (7.0 °C et 14.3 °C) que celle du printemps (MAM) (4.5 °C et 13.0 °C).

En comparaison, les différentes expériences présentent des réponses et des performances variées, comme illustré dans la FIGURE 5.4. En particulier, l'expérience RegCM-ICTP surestime considérablement les températures minimales à toutes les saisons, avec des biais médians égaux ou supérieurs à +2.4 °C. En revanche, l'expérience WRF-IPSL sous-estime les températures minimales, avec des biais médians de -2.2 °C en DJF, -5.3 °C en MAM, -2.2 °C en JJA et -3.2 °C en SON. Les distributions simulées se distinguent de celles du produit ANASTASIA par des extrêmes froids trop marqués, en particulier en DJF et JJA. Des biais froids, bien que moins importants, sont également relevés sur les médianes des distributions saisonnières pour les expériences AROME-KNMI, CCLM-BTU et AROME-CNRM, avec des variations de -0.6 °C à 2.8 °C. Parmi les différentes expériences, CCLM-CMCC et, dans une moindre mesure, WRF-BCCR-AUTH, sont celles qui reproduisent le plus fidèlement les températures minimales, présentant des biais médians compris entre -0.5 °C et +0.5 °C, à l'exception de la période estivale pour les simulations de WRF-BCCR-AUTH. Dans l'ensemble climatique, les distributions saisonnières des températures minimales sont assez réalistes, avec des biais individuels propres à chaque simulation qui se compensent en partie. Les biais médians demeurent relativement faibles, bien que des températures minimales trop basses soient observées en MAM. Par ailleurs, on note des extrêmes chauds trop marqués en JJA, principalement attribuables aux simu-

lations RegCM-ICTP et WRF-BCCR-AUTH.

En ce qui concerne les températures maximales, des biais positifs sur les médianes sont visibles en JJA pour les expériences WRF-BCCR-AUTH et RegCM-ICTP, avec des valeurs de +2.1 °C et +1.6 °C respectivement, ainsi que des extrêmes chauds en température maximale trop prononcés. L'expérience RegCM-ICTP est également trop chaude en DJF, avec un biais médian de +1.2 °C. En revanche, la plupart des expériences (CCLM-BTU, CCLM-CMCC, AROME-CNRM, WRF-IPSL et AROME-KNMI) ont tendance à sous-estimer les températures maximales, avec des biais médians allant de -0.8 °C à -4.7 °C. En conséquence, l'ensemble présente un biais froid pour toutes les saisons, avec des biais médians variant entre -1.0 °C et -2.3 °C, le biais étant le plus marqué en MAM.

Sur la base de cette première analyse, qui se concentre exclusivement sur les températures historiques à l'échelle de l'environnement naturel (à l'échelle régionale), certaines des simulations de l'ensemble climatique présentent des comportements distincts par rapport aux autres. En particulier, l'expérience RegCM-ICTP montre des températures plus élevées, tandis que l'expérience WRF-IPSL affiche des températures plus basses par rapport aux autres expériences et aux observations. Ces divergences peuvent être attribuées à des biais systématiques inhérents aux modèles forceurs. Plus précisément, les biais froids observés dans l'expérience WRF-IPSL pourraient être liés au modèle climatique global IPSL-CM5-MR (Marti *et al.*, 2009; Dufresne *et al.*, 2013; Sepulchre *et al.*, 2020). En comparaison, l'expérience WRF-BCCR-AUTH, qui repose sur les mêmes modèles et configurations à l'exception du GCM, est en bon accord avec les observations. Quant aux biais chauds de l'expérience RegCM-ICTP, ils pourraient être associés au modèle HadGEM2-ES (Collins *et al.*, 2008). Cependant, il est difficile de tirer des conclusions définitives sur l'origine de ce biais sans davantage d'analyses, car on ne dispose pas ici d'autres expériences basées sur les mêmes RCM et CPRCM.

En tenant compte des performances de l'ensemble climatique et des CPRCM individuellement par rapport aux observations, l'analyse se poursuit avec l'étude de l'évolution des températures minimales et maximales dans le contexte du changement climatique. Les tendances observées dans l'environnement

urbain peuvent diverger de celles observées dans l'environnement naturel en fonction des différentes configurations, notamment le choix du schéma de surface, de la base de données de surface associée, et bien-sûr, de la présence ou de l'absence d'un modèle de bilan énergétique spécifique à l'environnement urbain. La [FIGURE 5.5](#) présente les températures minimales simulées en JJA dans la région parisienne pour chaque CPRCM individuellement, en les comparant avec les données observées. Dans cette analyse, le produit d'observation utilisé est le produit IDF-TNTX (décrit ci-dessous) de températures minimales et maximales journalières. Ce produit couvre exclusivement la région Île-de-France sur la période de 2000 à 2020. Cependant, pour correspondre au mieux à la période couverte par les expériences et pour limiter l'analyse à une période de 10 ans (comme dans le cas des simulations), nous avons utilisé ce produit uniquement sur la période 2000-2009. Ce produit est choisi en raison de sa capacité à capturer le signal urbain par rapport au produit ANASTASIA, notamment dans les vallées urbanisées. Les données IDF-TNTX sont obtenues en effectuant une interpolation spatiale à une résolution horizontale de 1.25 km des enregistrements des stations météorologiques du réseau RADOME de Météo-France (Koukoku-Arnaud et Brion, [2018](#)). Cette interpolation prend en compte les variations altimétriques, ainsi que de la fraction d'urbanisation, en utilisant les données d'occupation et d'usage des sols provenant d'ECOCLIMAP-II (Faroux *et al.*, [2013](#)). Cependant, il convient de noter que les deux produits, IDF-TNTX et ANASTASIA, sont comparables en dehors des zones urbanisées.

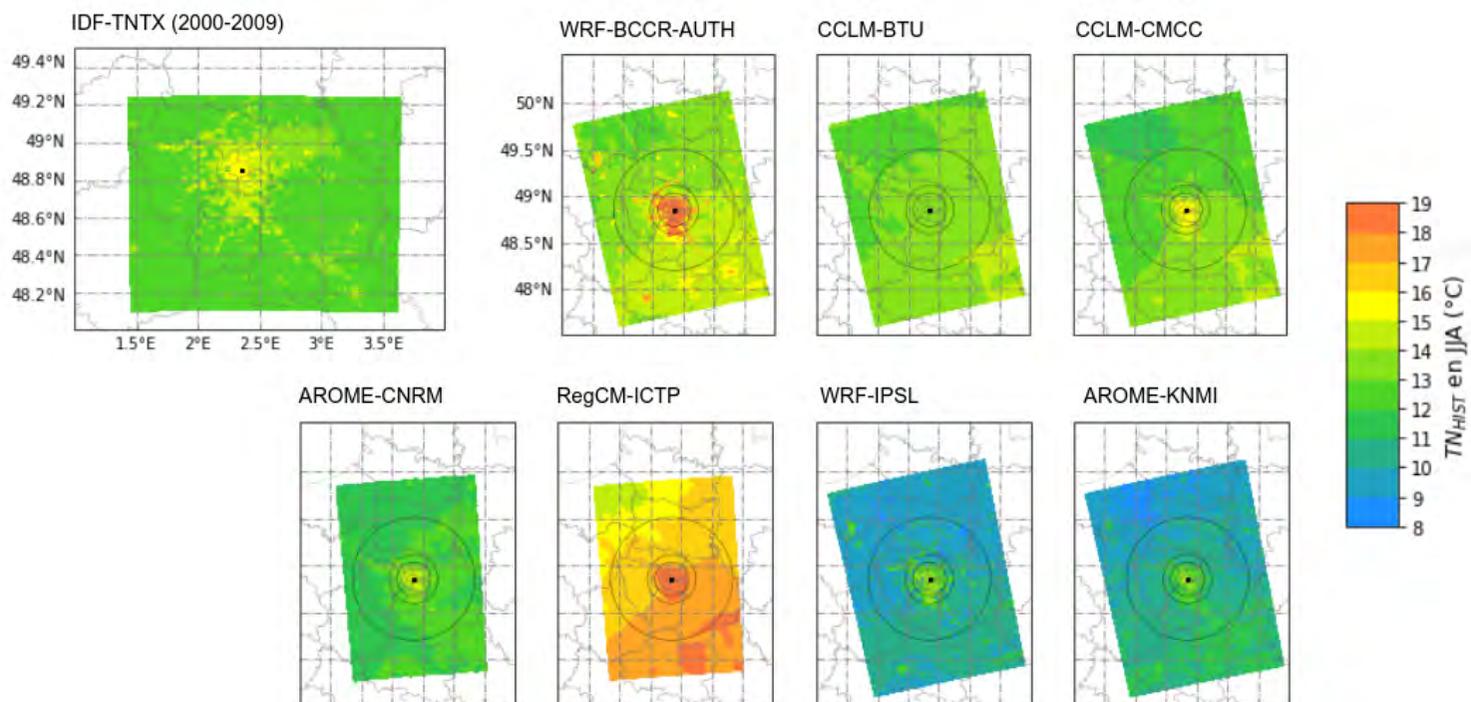


FIGURE 5.5 – Températures minimales moyennes (en $^{\circ}\text{C}$) observées en JJA en utilisant le produit IDF-TNTX sur la période de 2000 à 2009 et simulées par chaque CPRCM individuellement pendant la période historique.

Pendant la saison estivale de la période disponible allant de 2000 à 2009, le produit IDF-TNTX révèle des températures minimales situées entre 11 °C et 12 °C dans l'environnement naturel, atteignant un maximum d'environ 15 °C à 16 °C dans l'environnement urbain (FIGURE 5.5). Ces données indiquent la présence d'un îlot de chaleur urbain nocturne inférieur à 5 °C en moyenne au cours de la période estivale. La carte présentée dans la FIGURE 5.5 présente la configuration spatiale typique de l'îlot de chaleur urbain parisien, qui suit les zones urbanisées s'étendant préférentiellement le long des vallées (Lemonsu *et al.*, 2023). Les valeurs maximales de cet îlot de chaleur urbain sont observées au cœur de Paris et diminuent progressivement à mesure que le taux d'urbanisation diminue.

Pour comparaison, les cartes correspondant aux simulations climatiques sur la période historique sont présentées dans la suite de la FIGURE 5.5. Ces cartes mettent en évidence l'impact de la configuration des simulations climatiques sur les distributions spatiales des températures minimales, ainsi que sur les différences par rapport aux observations. En particulier, l'expérience CCLM-BTU ne révèle aucun signal lié à la zone urbaine ; seul le contraste thermique régional entre le sud-est plus chaud et le nord-ouest plus froid est représenté. En revanche, toutes les autres expériences simulent un signal urbain avec un îlot de chaleur urbain positif, bien que les intensités et les structures spatiales varient sensiblement d'un modèle à l'autre. Même si les températures de fond (à l'échelle régionale) présentent des biais pour certaines expériences (comme discuté précédemment), les intensités des îlots de chaleur urbains sont relativement bien reproduites. Les intensités des îlots de chaleur urbains pour la saison estivale ne dégage aucune réponse caractéristique en fonction de l'approche utilisée pour représenter la zone urbaine (approche de type *slab* ou d'un modèle urbain dédié). Les îlots de chaleur urbains les plus marqués sont obtenus dans l'expérience WRF-BCCR-AUTH qui utilise l'approche de type *slab* (environ 4 °C), ainsi que dans les expériences AROME-KNMI et WRF-IPSL, activant des modèles de canopée urbaine (environ 3 °C). Les expériences CCLM-CMCC et AROME-CNRM produisent des îlots de chaleur urbains légèrement plus faibles et très comparables (environ 2 °C), bien que les zones urbaines soient modélisées différemment. Néanmoins,

la spatialisation des couverts urbains est très similaire dans ces deux expériences. Enfin, l'îlot de chaleur urbain est moins marqué dans l'expérience RegCM-ICTP, qui utilise un modèle de canopée urbaine, mais dans lequel les données de surface décrivent les zones urbaines de manière plus grossières (voir SECTION 5.2.3).

5.3.1.2 Évolution avec les changements climatiques

Les signaux du changement climatique sont comparés dans la FIGURE 5.6 pour les périodes du milieu du siècle (2041-2050) et de la fin du siècle (2090-2099), sur la base du scénario RCP8.5. Pour rappel, l'ensemble climatique étudié comprend sept expériences sur la période historique, mais diffère pour le climat futur : seuls six modèles ont été exécutés pour la période 2041-2050 (WRF-IPSL, CCLM-CMCC, CCLM-BTU, AROME-CNRM, AROME-KNMI, RegCM-ICTP) et également six pour la période 2090-2099 (WRF-BCCR-AUTH, CCLM-CMCC, CCLM-BTU, AROME-CNRM, AROME-KNMI, RegCM-ICTP).

Pour les températures minimales ou maximales, les expériences montrent une variabilité interannuelle marquée, en particulier celles de l'RegCM-ICTP et de l'WRF-IPSL, qui affichent un réchauffement projeté compris entre -0.3 °C et $+3.2$ °C au milieu du siècle, et entre $+3.0$ °C et $+5.2$ °C à la fin du siècle (uniquement pour RegCM-ICTP).

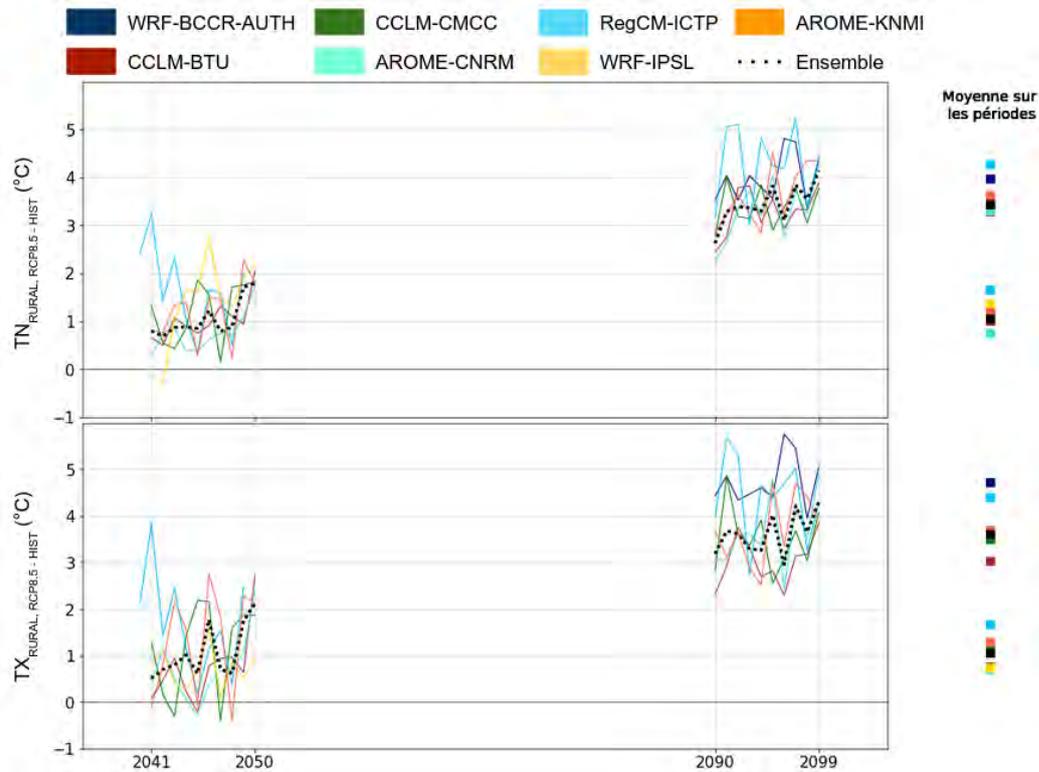


FIGURE 5.6 – Différences annuelles moyennes des températures minimales (en haut) et maximales (en bas) simulées dans l’environnement naturel entre les périodes futures (milieu de siècle à gauche et fin de siècle à droite) et la période historique. Ces différences sont présentées pour l’ensemble climatique (traits pointillés) et pour chaque simulation individuellement (traits pleins). Les carrés colorés illustrent la moyenne des différences pour chaque période, à la fois pour l’ensemble climatique et pour chaque modèle individuel.

En moyenne, les expériences montrent que d’ici au milieu du siècle, les températures minimales pourraient augmenter au minimum de $+0.8\text{ °C}$ (pour AROME-CNRM) et au maximum de $+1.7\text{ °C}$ (pour l’RegCM-ICTP), tandis que les températures maximales pourraient augmenter au minimum de $+0.7\text{ °C}$ (pour l’WRF-IPSL) et au maximum de $+1.7\text{ °C}$ (pour l’RegCM-ICTP). À la fin du siècle, les projections indiquent un réchauffement moyen potentiel de $+3.3\text{ °C}$ au minimum (pour CCLM-BTU) à $+4.0\text{ °C}$ au maximum (pour WRF-BCCR-AUTH) en température minimale, et de $+3.0\text{ °C}$ au minimum (pour CCLM-BTU) à $+4.7\text{ °C}$ au maximum (pour WRF-BCCR-AUTH) en température maximale. Basé sur toutes ces expériences, l’ensemble climatique projette un

réchauffement moyen de 3.8 °C en température maximale, qui est plus marqué qu'en température minimale (+3.6 °C) d'ici à la fin du siècle, ce qui est en concordance avec la valeur mentionnée dans le 5ème rapport d'évaluation du GIEC (AR5, GIEC, 2013), lequel établit que le scénario RCP8.5 entraîne un réchauffement climatique se situant entre 2.6 °C et 4.8 °C par rapport à la période de référence 1996-2005.

Dans le contexte du changement climatique, les simulations suggèrent une tendance au réchauffement à l'échelle régionale, sans mettre en évidence de réchauffement spécifiquement accentué au niveau de la zone urbaine, à l'exception des résultats obtenus par l'WRF-IPSL. Au milieu du siècle, et plus particulièrement à la fin du siècle, la FIGURE 5.7 révèle un gradient spatial nord-sud des températures minimales estivales. Ce gradient thermique est observé distinctivement dans les expériences CCLM-BTU, CCLM-CMCC, AROME-CNRM, RegCM-ICTP et AROME-KNMI. Il se caractérise par un réchauffement plus prononcé dans la partie sud de la région parisienne, tandis qu'un réchauffement moins marqué est constaté dans la partie nord.

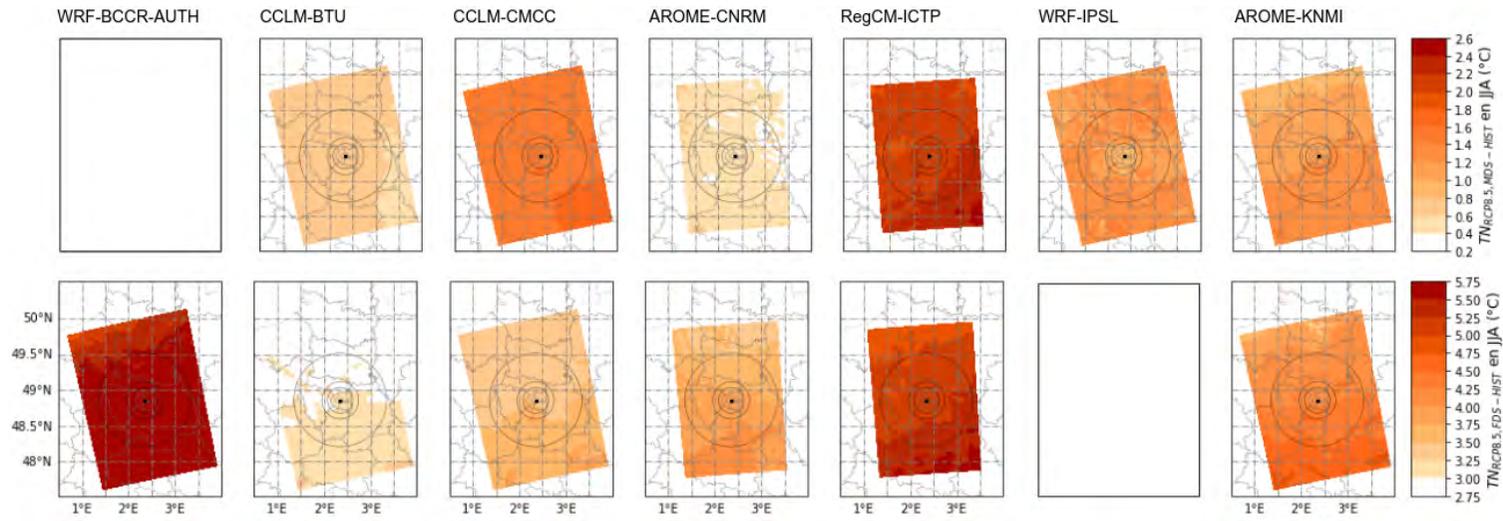


FIGURE 5.7 – Différences de températures minimales moyennes (en °C) simulées par chaque CPRCM individuellement entre la période du milieu du siècle et la période historique (en haut), ainsi qu'entre la période de fin du siècle et la période historique (en bas).

5.3.2 Îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes

Les indicateurs des îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes, calculés respectivement à partir des températures maximales et minimales journalières des environnements urbains et naturels, sont illustrés dans la FIGURE 5.8. Pour la période historique, cette figure montre des intensités d'îlot de chaleur urbain médian simulés relativement élevées dans les expériences CCLM-BTU, ce qui peut sembler surprenant étant donné que le CPRCM utilisé dans ces simulations ne possède pas de paramétrisation de surface spécifique à l'environnement urbain. En particulier, l'analyse révèle des valeurs entre 0.2 et 0.3 °C pour toutes les saisons en températures minimales et des valeurs se situant entre 0.4 °C et 1 °C en températures maximales. Ces résultats sont dus aux différences dans les propriétés de surface entre les pixels urbains et de nature, dont les caractéristiques sont fournies par la base de données d'occupation et d'usage des sols GLC2000, puis traitées indépendamment par le schéma de végétation. En ce qui concerne les modèles qui intègrent une paramétrisation de surface spécifique à l'environnement urbain, ils reproduisent des îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes bien marqués sur la période historique, comme attendu. Cependant, leurs intensités varient légèrement d'un modèle à l'autre. De manière globale, toutes les simulations indiquent que l'amplitude de ce phénomène est moins marquée pendant la journée par rapport à la nuit, ce qui est en accord avec les conclusions tirées de recherches précédentes (Hamdi *et al.*, 2020). Dans les simulations, les îlots de chaleur urbains montrent également une variation saisonnière prononcée, surtout pendant la nuit, avec un minimum en DJF et un maximum en JJA, à l'exception de l'expérience CCLM-CMCC, dans laquelle le maximum est modélisé en SON. Les différences d'intensités entre les îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes simulés par les différents modèles sont relativement élevées, même lorsqu'on limite l'analyse aux CPRCM qui intègrent une paramétrisation de surface spécifique à l'environnement urbain. Par exemple, en températures minimales, l'expérience RegCM-ICTP simule un îlot de chaleur urbain de 1.5 °C en JJA, tandis que WRF-BCCR-AUTH atteint 4.2 °C. À cet égard, il convient de noter que les simulations WRF-IPSL se démarquent

de manière notable, surtout pendant la nuit, en affichant des îlots de chaleur urbains quasi inexistant, voire négatifs, en SON et DJF respectivement.

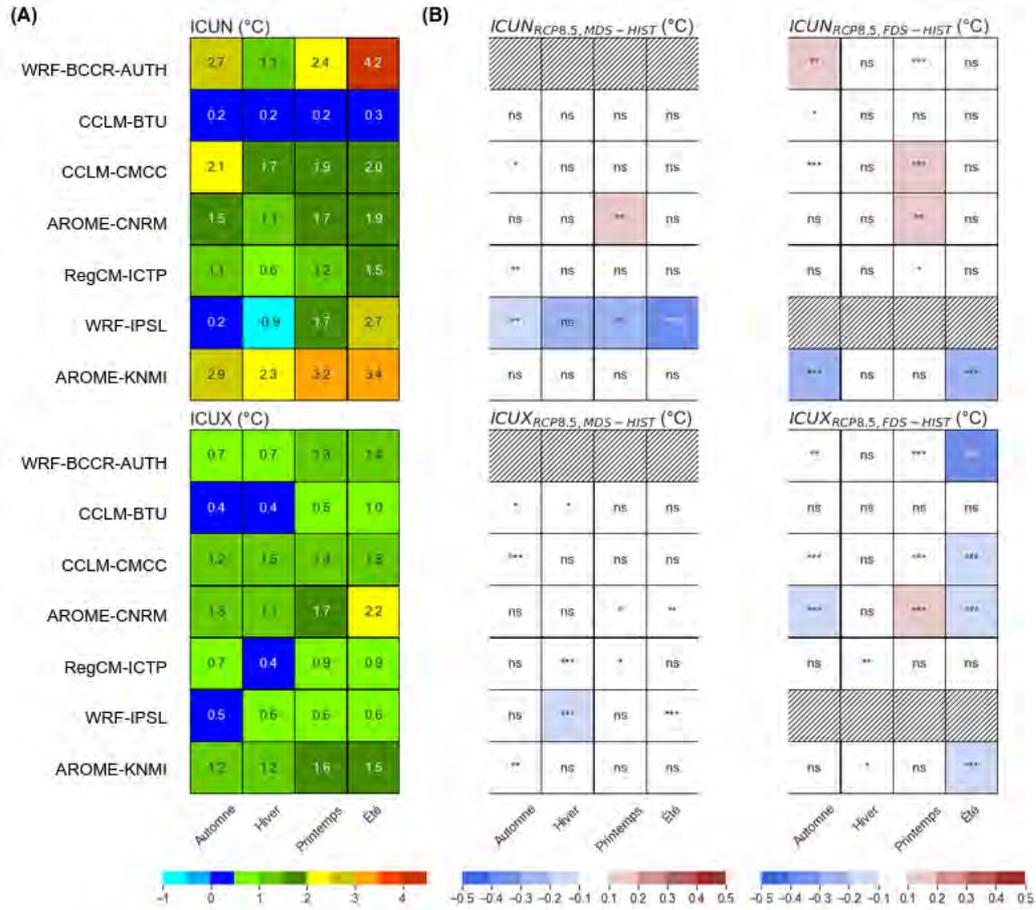


FIGURE 5.8 – (A) Îlots de chaleur urbains (en °C) diurnes (en bas) et nocturnes (en haut) saisonniers médians simulés par chaque CPRCM individuellement. Les valeurs précises des îlots de chaleur urbains sont inscrites à l’intérieur des cases. (B) Variation des îlots de chaleur urbains (en °C) saisonniers médians simulés par chaque CPRCM individuellement entre la période du milieu de siècle et la période historique (à gauche), ainsi qu’entre la période de fin de siècle et la période historique (à droite). Les différences entre les distributions ont été évaluées à l’aide du test non paramétrique de Mann-Whitney adapté aux échantillons indépendants avec les hypothèses H0 (les médianes sont égales) et H1 (les médianes sont différentes). Les symboles font référence aux seuils de significativité suivants : *** : $1e-4 < p\text{-valeur} \leq 1e-3$, ** : $1e-3 < p\text{-valeur} \leq 1e-2$, * : $1e-2 < p\text{-valeur} \leq 0.05$, ns (non significatif) : $0.05 < p\text{-valeur} \leq 1$.

Ces résultats sont inattendus compte tenu des biais froids constatés lors de l'analyse des conditions climatiques régionales en période historique. Pour réduire les incertitudes et obtenir une vue plus globale, l'utilisation d'un ensemble climatique s'avère pertinente. Étant donné les variations entre les différentes simulations, il convient de s'interroger sur l'impact potentiel de la composition de cet ensemble sur les îlots de chaleur urbains. Ceci fait l'objet d'une étude complémentaire dans laquelle les intensités des îlots de chaleur urbains ont été calculées à partir de l'ensemble climatique, en considérant trois compositions distinctes : l'ensemble A regroupe toutes les simulations des modèles qui intègrent une paramétrisation de surface spécifique à l'environnement urbain (au total 6 expériences); l'ensemble B est similaire à l'ensemble A, mais exclut les simulations WRF-IPSL, qui se distinguent significativement des autres expériences, en particulier pendant la nuit (au total 5 expériences); et l'ensemble C considère uniquement les expériences réalisées à partir des CPRCM intégrant une paramétrisation explicite de la canopée urbaine avec l'UCM TEB (au total 2 expériences, à savoir AROME-CNRM et AROME-KNMI). Les résultats de cette étude complémentaire sont montrés en FIGURE 5.9.

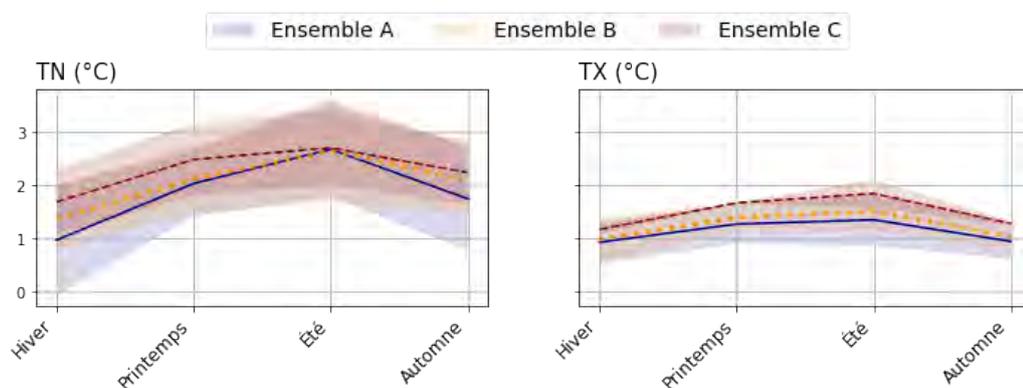


FIGURE 5.9 – (A) Îlots de chaleur urbains (en °C) nocturnes (en gauche) et diurnes (à droite) saisonniers moyens simulés selon plusieurs compositions d'ensemble climatique (ensemble A en bleu, ensemble B en jaune, ensemble C en rouge).

Il apparaît que la composition de l'ensemble a un impact moins prononcé sur le calcul de l'îlot de chaleur urbain diurne que sur celui de l'îlot de chaleur

urbain nocturne. En journée, les ensembles A et B affichent des différences faibles à toutes les saisons (biais maximal de $+0.16$ °C pour l'ensemble B par rapport à l'ensemble C), qui s'expliquent par l'inclusion des expériences à tendance froide de WRF-IPSL dans l'ensemble A. L'ensemble C présente des valeurs plus élevées que l'ensemble A (biais de $+0.2$ °C en DJF, $+0.4$ °C en MAM, $+0.5$ °C en JJA et $+0.3$ °C en SON). La nuit, les différences entre les ensembles sont élevées, sauf en JJA (biais nuls). Plus spécifiquement, l'ensemble A présente un biais compris entre -0.3 et -0.4 °C par rapport à l'ensemble B, tandis que l'ensemble C affiche des températures plus élevées que l'ensemble A, avec des différences d'environ 0.5 à 0.7 °C. Ces éléments suggèrent que (1) l'ensemble A est fortement impacté par les expériences WRF-IPSL, (2) et que l'ensemble C, qui ne tient compte que des CPRCM couplés à TEB, est plus chaud qu'un ensemble hybride comme l'ensemble B.

Pour maintenir un ensemble climatique contenant le plus grand nombre possible de simulations, les valeurs d'îlots de chaleur urbains de l'ensemble B seront utilisées pour les analyses ultérieures. En température minimale (maximale), ces valeurs sont de 1.37 (0.98), 2.13 (1.40), 2.65 (1.52) et 2.10 °C (1.05 °C) en DJF, MAM, JJA et SON. Le signal des îlots de chaleur urbains diurnes et nocturnes simulé par l'ensemble B sur Paris sur la période historique est réaliste par rapport à des études précédentes, tant en termes d'intensités qu'en termes de saisonnalité (Nogueira *et al.*, 2022; Lemonsu *et al.*, 2023; Michau *et al.*, 2023).

Si l'on examine les évolutions de l'îlot de chaleur urbain d'ici au milieu du siècle visible en FIGURE 5.8, la plupart des CPRCM ne montrent pas de différences significatives au niveau de confiance de 95%, que ce soit pour les températures minimales ou maximales (différences entre -0.1 et 0.1 °C). Cependant, les simulations WRF-IPSL mettent en évidence une diminution significative au niveau de confiance de 95% du phénomène en SON (différence entre -0.1 et -0.2 °C), MAM (différence entre -0.2 et -0.3 °C) et JJA (différence entre -0.3 et -0.4 °C) en températures minimales, ainsi qu'en DJF (différence entre -0.1 et -0.2 °C) pour les températures maximales. Au contraire, les simulations du AROME-CNRM indiquent plutôt une augmentation significative au niveau de confiance de 95% de l'îlot de chaleur urbain nocturne en JJA (diffé-

rence entre $+0.1$ et $+0.2$ °C). D'après les résultats présentés dans la FIGURE 5.8, les évolutions de l'îlot de chaleur urbain se révèlent plus marquées d'ici à la fin du siècle. En ce qui concerne les températures minimales, les simulations effectuées par le AROME-KNMI et WRF-BCCR-AUTH affichent des signaux opposés en SON, avec une diminution significative au niveau de confiance de 95% allant de -0.2 à -0.3 °C pour le premier et une augmentation significative au niveau de confiance de 95% allant de $+0.1$ à $+0.2$ °C pour le second. Une diminution de l'îlot de chaleur urbain d'ici à la fin du siècle en JJA est également mise en évidence par AROME-KNMI (avec une différence de -0.2 à -0.3 °C). De plus, les expériences de CCLM-CMCC et AROME-CNRM s'accordent sur une augmentation significative au niveau de confiance de 95% du signal urbain en MAM, avec des valeurs comprises entre $+0.1$ et $+0.2$ °C. En ce qui concerne les températures maximales, les expériences WRF-BCCR-AUTH, CCLM-CMCC, AROME-CNRM et AROME-KNMI présentent une diminution significative au niveau de confiance de 95% du signal urbain (avec des variations maximales allant de -0.3 à -0.4 °C pour WRF-BCCR-AUTH). De plus, une diminution significative du phénomène est également observée en SON dans les expériences AROME-CNRM (avec une différence de -0.1 à -0.2 °C), tandis qu'une augmentation significative au niveau de confiance de 95% est mise en avant en MAM (avec une différence de $+0.1$ à $+0.2$ °C).

L'analyse multi-modèles réalisée dans cette étude met en évidence plusieurs éléments essentiels. Tout d'abord, la grande majorité des expériences utilisées convergent vers une diminution du phénomène d'îlot de chaleur urbain en journée en JJA d'ici à la fin du siècle. Ces conclusions concordent avec les résultats exposés dans le CHAPITRE 4, où il est indiqué que la diminution du signal urbain lors des jours de canicule (principalement pendant les journées estivales) pourrait être en réponse à l'augmentation des températures dans l'environnement naturel. Cela pourrait découler d'une diminution des précipitations et/ou d'une baisse de l'humidité du sol, entraînant une diminution de l'évapotranspiration et un assèchement prononcé des sols, comme l'ont indiqué plusieurs études (par exemple, Mueller et Seneviratne, 2012; Oleson, 2012; Miralles *et al.*, 2014; Hamdi *et al.*, 2015; Kong *et al.*, 2021). Sur la base de ce résultat, les populations rurales qui bénéficient aujourd'hui

d'un environnement plus frais que le milieu urbain durant les journées de fortes chaleurs pourraient voir leur vulnérabilité augmentée, au même titre que les populations urbaines. Durant la nuit, les expériences CCLM-CMCC et du AROME-CNRM, qui ont montré des performances acceptables dans les évaluations antérieures, convergent vers une augmentation du signal urbain en MAM d'ici à la fin du siècle. Pour l'ensemble des expériences, les intensités des îlots de chaleur urbains, tant en journée qu'en nuit, restent très similaires entre la période historique et la fin du siècle en DJF, reflétant les évolutions comparables des températures dans les zones urbaines et naturelles, en accord avec les conclusions de Duchêne *et al.* (2020) et Le Roy (2021).

5.3.3 Vagues de chaleur

Dans cette dernière partie, l'évolution future des vagues de chaleur est analysée en distinguant les environnements urbains et naturels, dans le but d'évaluer la vulnérabilité de ces deux milieux face au changement climatique. Pour rappel, trois seuils en quantiles distincts (S1 : 99.5, S2 : 97.5 et S3 : 95) sont appliqués sur les températures moyennes journalières, afin de détecter un épisode de vague de chaleur (voir SECTION 4.2.2). Ces quantiles sont définis, pour chaque expérience, à partir de la distribution de température quotidienne moyenne en milieu urbain et en milieu rural, sur la période historique 1996-2005. L'analyse des valeurs correspondant à ces quantiles offre une nouvelle perspective quant à la capacité des différents CPRCM à simuler le champ de température (TABLEAU 5.3).

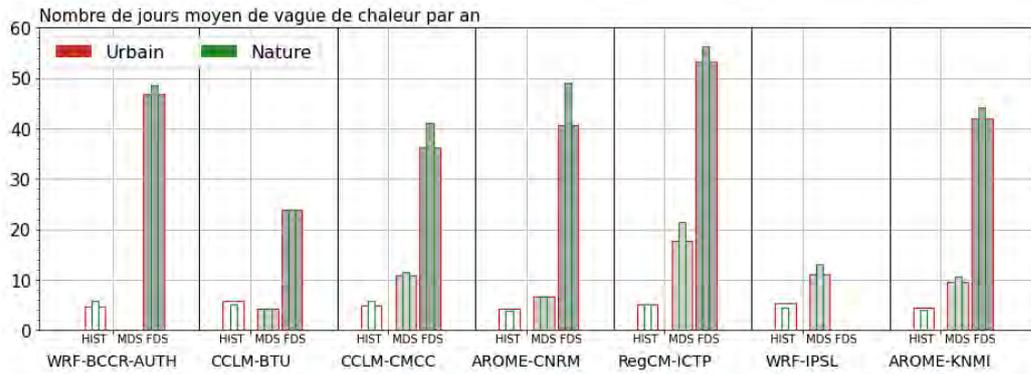
TABLEAU 5.3 – Valeurs (en °C) relatives aux quantiles 99.5 (S1), 97.5 (S2) et 95 (S3) appliqués sur les températures moyennes journalières de la période historique (1996-2005) pour la détection des épisodes de vague de chaleur.

		S1 (°C)	S2 (°C)	S3 (°C)
WRF-BCCR-AUTH	Nature	29.3	26.8	24.3
	Urbain	32.6	29.8	27.2
WRF-IPSL	Nature	24.1	21.0	19.3
	Urbain	26.4	22.9	20.9
CCLM-BTU	Nature	26.2	22.9	20.9

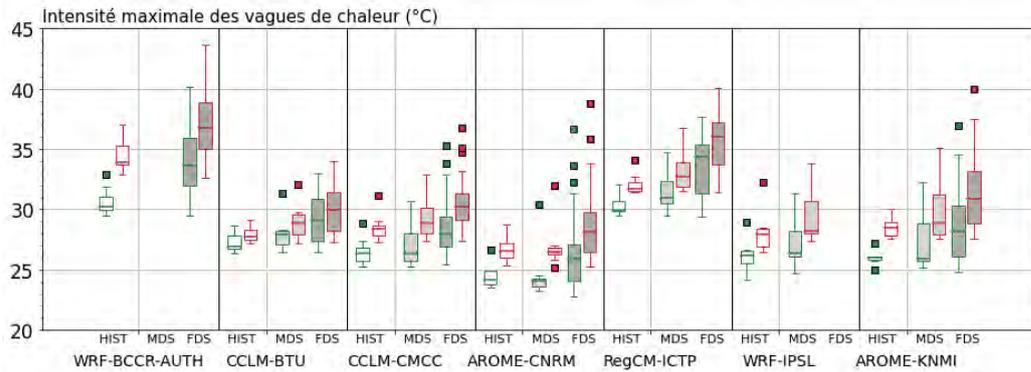
	Urbain	26.9	23.7	21.5
CCLM-CMCC	Nature	25.3	22.3	20.8
	Urbain	27.2	24.0	22.7
AROME-CNRM	Nature	22.6	20.6	19.5
	Urbain	25.2	23.0	21.8
AROME-KNMI	Nature	24.6	21.3	19.3
	Urbain	27.5	23.8	22.0
RegCM-ICTP	Nature	29.4	26.2	24.4
	Urbain	31.2	27.7	25.9

Ces valeurs mettent en évidence un contraste marqué entre les zones urbaines et l'environnement naturel pour toutes les expériences, excepté pour l'expérience CCLM-BTU (différence urbain-rural variant entre 0.6 et 0.8 °C en fonction du seuil considéré). Dans les autres expériences, le contraste urbain-rural peut être attribué à l'amplitude plus faible des températures entre le jour et la nuit au sein de l'environnement urbain, qui empêche les températures de tomber en dessous des seuils identifiés sur une période prolongée. L'analyse des températures associées aux quantiles S1, S2 et S3 met en évidence d'autres éléments. En particulier, les expériences WRF-BCCR-AUTH présentent les écarts entre les environnements urbains et naturels les plus marqués (valeurs des seuils supérieures de 3.3, 3.0 et 2.9 °C pour S1, S2 et S3, respectivement, pour l'environnement urbain), ce qui n'est pas surprenant compte tenu des résultats obtenus dans les analyses précédentes. En effet, WRF-BCCR-AUTH affiche des distributions de températures minimales et maximales étirées vers des valeurs élevées dans l'environnement naturel et un signal urbain très marqué (voir la SECTION 5.3.1.1). Au contraire, les expériences WRF-ICTP présentent un contraste urbain-rural faible (compris entre 1.5 et 1.8 °C), qui se caractérise par des températures urbaines modérées (31.2, 27.7, 25.2 °C pour S1, S2 et S3 respectivement) et des températures dans l'environnement naturel proches de celles simulées dans WRF-BCCR-AUTH (29.4, 26.2, 24.4 °C pour S1, S2 et S3 respectivement).

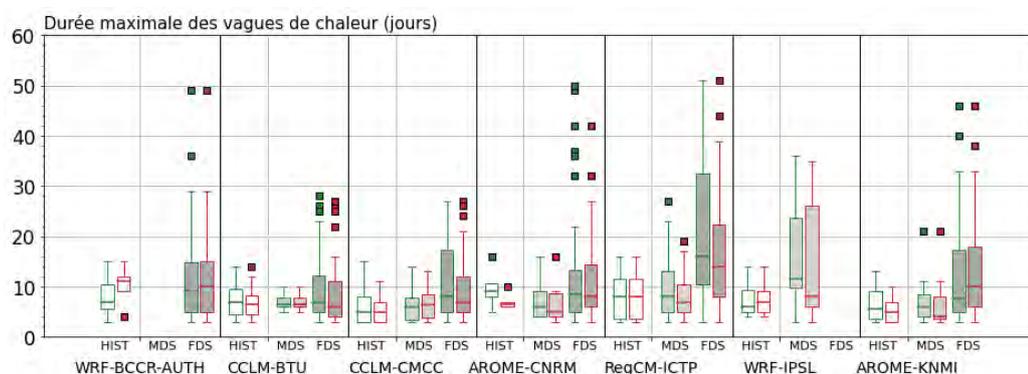
Dans la suite de cette évaluation, les caractéristiques des vagues de chaleur, à savoir leur fréquence annuelle moyenne, leur niveau d'intensité et leur durée maximale, sont analysées. Ces différents indicateurs sont présentés en FIGURE 5.10.



(a) Nombre de jours moyen de vague de chaleur par an



(b) Intensité maximale (en °C) des vagues de chaleur



(c) Durée maximale (en jours) des vagues de chaleur

FIGURE 5.10 – Indicateurs caractérisant les vagues de chaleur dans les environnements urbains (en rouge) et naturels (en vert) durant la période historique (HIST, en blanc), le milieu de siècle (MDS, en gris clair) et la fin de siècle (FDS, en gris foncé).

En termes de fréquence d'apparition, les expériences présentent des résultats similaires, avec une moyenne d'environ 5 jours de vague de chaleur par an sur la période historique (FIGURE 5.10a). Dans la plupart des cas, les différences entre les environnements urbains et naturels sont inférieures à ± 0.5 jour/an, sauf dans le cas des expériences WRF-BCCR-AUTH, CCLM-CMCC et WRF-IPSL (différences de -1.2, -0.9 et +0.8 jour/an respectivement). Selon la FIGURE 5.10b, les vagues de chaleur sont caractérisées de manière systématique par des intensités plus fortes dans l'environnement urbain que dans l'environnement naturel, en réponse au phénomène d'îlot de chaleur urbain. Les écarts sont toutefois variables en fonction de la configuration de la simulation (présence ou non d'une paramétrisation spécifique à l'environnement urbain), de manière cohérente à ce qui a été mis en avant précédemment. Concernant les durées maximales des vagues de chaleur, les simulations présentent des différences faibles entre les environnements urbains et naturels, avec une durée médiane inférieure à 10 jours, à l'exception de WRF-BCCR-AUTH (valeurs médianes respectives d'environ 11 et 7 jours) et AROME-CNRM (valeurs médianes respectives d'environ 7 et 9 jours).

Quel que soit l'indicateur pris en compte, les vagues de chaleur connaissent une évolution significative avec le changement climatique. Leur fréquence

augmente d'un facteur 0.7 à 3.4 d'ici au milieu du siècle, et d'un facteur 4 à 10 d'ici à la fin du siècle, comme le montre la FIGURE 5.10a. Comme prévu, CCLM-BTU présente des tendances à l'augmentation similaires dans les environnements urbains et naturels (différences inférieures ou égales à 0.1 jour/an en milieu et fin de siècle, respectivement). En revanche, les autres simulations montrent un nombre moyen de jours de vague de chaleur par an plus élevé en environnement naturel qu'en zone urbaine, variant de +0.7 à +3.7 jours/an en milieu de siècle (sauf AROME-CNRM) et de +1.9 à +8.4 jours/an en fin de siècle. La FIGURE 5.10b met en évidence une évolution de la distribution de l'intensité maximale des canicules vers des valeurs plus élevées pour toutes les simulations, sous l'influence du réchauffement régional. Le contraste médian entre les intensités maximales des vagues de chaleur dans les environnements urbains et naturels diminue légèrement avec le changement climatique, avec des valeurs de 1.74 à 3.74 °C en période historique, de 1.68 à 2.93 °C en milieu de siècle, et de 1.73 à 3.14 °C en fin de siècle (hors CCLM-BTU). Cet élément est en cohérence avec les conclusions relatives aux îlots de chaleur urbains, en particulier la diminution de celui-ci en JJA. Enfin, les impacts différenciés du changement climatique sur les environnements urbains et naturels se manifestent de manière plus marqués sur la FIGURE 5.10c. Dans la majorité des simulations, la durée maximale des vagues de chaleur évolue plus fortement dans les environnements naturels d'ici à la fin de siècle, à l'exception des expériences du AROME-CNRM et du AROME-KNMI.

En considérant comme précédemment l'ensemble climatique B, l'évolution des vagues de chaleur et de leurs caractéristiques sont présentées dans le TABLEAU 5.4.

TABLEAU 5.4 – Synthèse des indicateurs caractérisant les vagues de chaleur en période historique et leurs évolutions avec le changement climatique, en considérant l'ensemble climatique B.

	HIST		RCP8.5 FDS		Différence	
	Urbain	Rural	Urbain	Rural	Urbain	Rural
Nombre de jours moyen par an	4.7	4.9	43.8	47.9	x 9.3	x 9.8
Intensité maximale moyenne (°C)	29.8	27.3	32.4	30.0	+ 2.6	+ 2.7
Durée maximale moyenne (jours)	7.1	6.9	9.8	9.8	+ 2.7	+2.9

Les éléments mis en évidence dans le TABLEAU 5.4, issus de l'analyse des simulations réalisées par plusieurs modèles climatiques, sont en cohérence avec les résultats exposés dans la SECTION 4.2. Plus spécifiquement, l'ensemble B projette une augmentation de la fréquence, de la durée et de l'intensité des vagues de chaleur, quel que soit l'environnement considéré, en réponse à l'augmentation marquée des températures à l'échelle régionale. Les résultats de l'ensemble B montre une réponse différenciée des environnements urbains et naturels face au changement climatique, avec des impacts plus prononcés dans les zones rurales.

5.4 Synthèse de l'approche multi-modèles

L'approche multi-modèles a été mise en œuvre à partir des simulations climatiques réalisées en collaboration par plusieurs instituts européens dans le cadre du projet FPS Convection. En tout, sept simulations climatiques, qu'elles soient urbanisées ou non, ont été utilisées pour couvrir à la fois la période historique et au moins une période future (moyen terme ou long terme). Cette démarche avait pour objectif de répondre à des questions scientifiques actuelles liées au climat urbain et à son évolution dans un contexte de changement climatique. Plus précisément, les objectifs étaient (1) d'évaluer le climat urbain simulé par différents CPRCM en tenant compte de leurs caractéristiques.

téristiques intrinsèques, notamment leur chaîne de modélisation, le type de schéma de surface utilisé, ainsi que la présence ou l'absence d'une paramétrisation spécifique pour simuler l'environnement urbain ; (2) de fournir des réponses plus robustes concernant l'évolution des températures régionales, du climat urbain et des vagues de chaleur en réponse au changement climatique.

En ce qui concerne le premier point, cette étude montre que toutes les paramétrisations de surface spécifique à l'environnement urbain permettent de capturer l'îlot de chaleur urbain, et notamment ses variations saisonnières caractéristiques. Toutefois, il n'est pas possible à ce stade d'évaluer précisément les capacités des différents modèles associés aux paramétrisations urbaines. Cette évaluation détaillée fera l'objet d'une étude distincte, menée par Sophie BASTIN. Cette question sera aussi au cœur des travaux du FPS URB-RCC, au sein duquel de nouvelles expériences coordonnées seront réalisées. Ces dernières devront permettre de mieux appréhender la contribution des paramétrisations urbaines et le niveau de sophistication nécessaire pour simuler de manière plus réaliste le climat urbain. À cet effet, le protocole sera repensé dans le but de faciliter les intercomparaisons, permettant notamment de disposer d'informations plus détaillées sur les modèles et les bases de données de surface.

En ce qui concerne le deuxième objectif, cette étude présente les tendances potentielles du réchauffement climatique dans le cadre d'un scénario RCP8.5. Les projections pour le climat régional futur à Paris suggèrent une augmentation significative des températures, avec une élévation d'environ +3,7 °C de la température moyenne, cohérente avec les valeurs rapportées dans la littérature pour un tel scénario (GIEC, 2013). L'étude a également souligné une diminution de l'effet d'îlot de chaleur urbain en journée pendant la saison estivale, à l'instar des résultats obtenus par Hamdi *et al.* (2015) sur Bruxelles (Belgique), en réponse à une augmentation significative des températures dans l'environnement naturel autour de la ville. Ce phénomène peut être attribué à des modifications dans les processus physiques qui se produisent en milieu rural (manque de précipitation et/ou diminution de l'humidité du sol), qui sont susceptibles d'influencer les capacités de refroidissement de cet environnement, comme cela a déjà été mis en avant dans

plusieurs études (Mueller et Seneviratne, 2012 ; Oleson, 2012 ; Miralles *et al.*, 2014). Afin de confirmer ces résultats, il aurait été pertinent d'effectuer des analyses approfondies sur plusieurs paramètres météorologiques, notamment (1) les précipitations, en particulier au cours des mois précédant les périodes de fortes chaleurs, (2) les contenus en eau des sols, ainsi que (3) les flux de chaleurs latentes et sensibles. Les conclusions de l'approche multi-modèles concernant les impacts potentiels du changement climatique sur les vagues de chaleur indiquent un renforcement de celles-ci d'ici à la fin du siècle, en termes de fréquence, d'intensité et de durée.

Les point-clés du chapitre 5 :

- En période estivale, les CPRCM s'accordent majoritairement sur une diminution de l'îlot de chaleur urbain de jour à Paris en fin de siècle, en réponse au réchauffement de l'environnement naturel environnant.
- Aucune tendance significative n'a été observée dans l'analyse de l'ensemble climatique en ce qui concerne l'évolution des îlots de chaleur nocturnes.
- Tous les CPRCM simulent une augmentation substantielle de la durée, de l'intensité et de la fréquence des vagues de chaleur dans la région parisienne, avec une augmentation du nombre de jours de vague de chaleur plus marquée dans l'environnement naturel aux alentours de Paris.
- L'étude des CPRCM n'a pas révélé de différences marquées entre les modèles intégrant un modèle urbain dédié et ceux adoptant une approche plus simple de type *slab*. Cependant, une sensibilité liée au type et à la résolution des bases de données d'occupation et d'usage des sols est notée.

Conclusions générales et perspectives

Les objectifs de cette thèse étaient d'enrichir notre compréhension du climat urbain actuel et de son évolution potentielle en réponse aux changements climatiques, ainsi que d'évaluer la vulnérabilité des zones urbaines face à des aléas climatiques spécifiques. Dans cette optique, une méthodologie générique a été élaborée pour l'étude du climat urbain, en se concentrant sur les principales villes de France métropolitaine. Cette méthodologie a reposé sur une approche novatrice de modélisation climatique, dans laquelle un modèle régional de climat à haute résolution est couplé à un modèle de canopée urbaine. Cette approche permet de simuler de manière explicite les processus radiatifs, énergétiques et turbulents des environnements urbains en interaction avec l'atmosphère. Un enjeu complémentaire de cette thèse était également d'évaluer la pertinence et la robustesse de cette configuration de modélisation pour les analyses climatiques et les études d'impacts à l'échelle des villes.

Conclusions

Dans un premier temps, le modèle **AROME** a été évalué sur sa capacité à reproduire des conditions climatiques régionales réalistes en comparaison avec des données d'observation. Cela a concerné notamment les précipitations et le rayonnement solaire global incident, qui conditionnent la réponse des surfaces et les contrastes de température pouvant s'établir entre les zones urbaines et les zones naturelles environnantes. De plus, une évaluation plus spécifique du climat urbain simulé par le modèle **AROME** couplé à **TEB** a été menée, en étudiant le phénomène d'îlot de chaleur urbain sur un ensemble de villes françaises situées dans des contextes géographiques et climatiques

contrastés sur la période 2000-2018. Le modèle **AROME** a démontré de bonnes performances dans la simulation de la variabilité saisonnière, ainsi que des intensités minimales et maximales de l'îlot de chaleur urbain nocturne, malgré quelques légers biais dans la simulation des conditions climatiques à proximité des zones urbaines. Il a également démontré sa capacité à reproduire l'effet des conditions climatiques régionales sur la climatologie de l'îlot de chaleur urbain, mettant en évidence la variabilité des réponses d'une ville à l'autre. Les résultats de cette évaluation, qui sont cohérents avec les conclusions de la littérature, ont conduit à l'utilisation du modèle **AROME** couplé au modèle de canopée urbaine **TEB** pour l'étude de l'évolution future du climat urbain des villes françaises.

Dans un deuxième temps, les simulations climatiques réalisées avec le modèle **AROME** en suivant le scénario RCP8.5 ont donc été analysées pour les périodes 1985-2006 et 2080-2099. Cette analyse visait à évaluer l'évolution de l'indicateur d'îlot de chaleur urbain et à analyser l'exposition des villes à certains aléas climatiques dans le contexte des changements climatiques, en mettant particulièrement l'accent sur les vagues de chaleur, et dans une moindre mesure, sur les précipitations extrêmes. Dans l'ensemble, les résultats révèlent une nette évolution de la distribution des températures vers des valeurs plus élevées, accentuant les disparités climatiques et géographiques déjà présentes, avec un réchauffement plus marqué en région méditerranéenne. L'évolution des forçages climatiques entraîne des réponses variables selon les types d'environnement : de manière assez systématique pour les différentes villes étudiées, l'analyse des simulations **AROME** a mis en évidence une augmentation particulièrement marquée des températures dans les environnements naturels, ce qui aurait pour effet de réduire l'îlot de chaleur urbain en journée et, dans une moindre mesure, la nuit. De plus, **AROME** montre que le changement climatique pourrait accroître la fréquence des précipitations journalières extrêmes dans la région méditerranéenne, augmentant ainsi la vulnérabilité des villes déjà confrontées à une forte hausse des vagues de chaleur en été.

Certains des résultats obtenus par le modèle **AROME**, principalement pour la ville de Paris en France, ont été consolidés grâce à une analyse multi-

modèles. Cette analyse a tiré parti des simulations couvrant les périodes 1996-2005, 2041-2050 et 2090-2099, réalisées dans le cadre du FPS Convection avec différents CPRCM et selon le scénario RCP8.5. Toutes les simulations considérées convergent vers l'idée que Paris et ses environs pourraient connaître en fin de siècle une augmentation très significative de la durée, de l'intensité et de la fréquence des vagues de chaleur en réponse aux changements climatiques. D'autre part, la plupart des expériences considérées confirment la diminution de l'effet d'îlot de chaleur urbain à Paris pendant les journées estivales d'ici à la fin du siècle, en réponse à une augmentation des températures dans l'environnement naturel à proximité des zones urbaines.

Perspectives

Dans cette thèse, l'évolution du climat urbain et de l'exposition des villes aux évènements climatiques extrêmes au cours du 21ème siècle a été analysé. Cette analyse s'est appuyée sur les projections de différents modèles climatiques à haute résolution, y compris le modèle AROME qui est couramment utilisé pour les études climatiques régionales au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). Les implications du scénario d'émission de gaz à effet de serre le plus pessimiste, à savoir le RCP8.5, sur le signal urbain et la vulnérabilité des zones urbaines face à des évènements climatiques spécifiques ont été mises en évidence. Il est important de noter que ce scénario, qui représente un monde possible sans politiques climatiques, ne peut pas être considéré comme plus probable qu'un autre, car différents facteurs à l'échelle de la société sont à prendre en considération (Carbon-Brief, 2019). D'ailleurs, l'évaluation des politiques actuelles suggère plutôt que des scénarios compatibles avec un forçage élevé de CO_2 provenant de la combustion de charbon à l'avenir sont improbables (Ritchie et Dowlatabadi, 2017). Une étude complémentaire pourrait donc consister à examiner les implications d'autres scénarios climatiques sur le signal urbain et la vulnérabilité des zones urbaines face à des évènements climatiques spécifiques. D'autres éléments pourraient être intégrés dans les simulations climatiques.

Notamment, les projections climatiques actuelles ne tiennent pas compte de l'évolution potentielle de l'occupation et de l'usage des sols d'ici à la fin du siècle. La prise en compte de la dynamique urbaine dans les simulations, liée aux évolutions démographiques et au phénomène d'étalement urbain, pourrait représenter une avancée significative pour les études en climat urbain. En effet, la modification des propriétés de surface (artificialisation des sols) et l'augmentation des flux anthropiques peuvent avoir un impact significatif sur les résultats. Des travaux sont déjà en cours au sein de l'équipe VILLE du CNRM dans cette direction.

La démarche méthodologique et les résultats de cette thèse contribuent également à enrichir les réflexions au sein du FPS URB-RCC, notamment en ce qui concerne l'approche multi-modèles et l'élaboration de nouveaux protocoles pour les futures expériences coordonnées prévues dans le projet. Pour renforcer davantage les conclusions de l'approche multi-modèles, plusieurs pistes pourraient être envisagées. Il serait notamment judicieux d'élargir le nombre de simulations (seules sept ont pu être analysées dans cette étude), afin de rendre les résultats plus robustes concernant les impacts du changement climatique sur les zones urbaines. À l'avenir, une documentation plus détaillée des configurations de ces expériences, des paramétrisations utilisées, ainsi que des bases de données et des propriétés de la surface, s'avère indispensable pour la bonne compréhension des convergences ou des divergences observées entre les réponses des différents modèles. De plus, il serait pertinent d'élargir le cadre de l'étude à d'autres villes, notamment en Europe où les effets attendus du changement climatique présentent d'importants contrastes géographiques. L'étude pourrait également être étendue à d'autres grandes zones urbaines du globe, telles que les villes d'Asie du Sud-Est ou d'Afrique de l'Ouest, où les enjeux climatiques et urbains peuvent être très différents. Cependant, l'évaluation des modèles climatiques dans le contexte de ces nouvelles villes d'intérêt nécessiterait de disposer de données d'observation en ville et aux alentours, couvrant une échelle climatologique, ainsi que des données sur les propriétés de surface.

Sigles et acronymes

ALADIN Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International.

AMB Area Metropolitana de Barcelona.

ANASTASIA Analyse Spatiale des Température de Surface avec Initialisation Aurelhy.

AR Assessment Report.

AROME Application of Research to Operational at Mesoscale.

ARPEGE Action de Recherches Petite Echelle Grande Echelle.

AUTH Aristotle University of Thessaloniki.

BCCR Bjerknæs Centre for Climate Research.

BEM Building Energy Model.

C3S Copernicus Climate Change.

CANOPY-SBL CANOPY Surface Boundary Layer.

CBR Cuxart, Bougeault et Redelsperger.

CCU Couche de Canopée Urbaine.

CERFACS Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique.

CH₄ Méthane.

CLA Couche Limite Atmosphérique.

CLM-Community Climate Limited-area Modelling Community.

CLMCom-BTU Climate Limited-area Modelling COMMunity - Brandenburg University of Technology.

CLMCom-CMCC Climate Limited-area Modelling COMMunity - Centro euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici.

CLMU Community Land Model Urban.

CLR Couche Limite Rurale.

CLU Couche Limite Urbaine.

CMIP Coupled Model Intercomparison Project.

CMOR Climate Model Output Rewrite.

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques.

CO₂ Dioxyde de carbone.

COARE Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment.

COMAD Continuous Mapping about Departure Points.

COMEPHORE Combinaison en vue de la Meilleure Estimation de la Précipitation Horaire.

CORDEX COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment.

COSMO-CLM COnsortium for Small-scale MOdeling Climate Limited-area Modelling Community.

COV Composé Organique Volatile.

CPRCM Convection-Permitting Regional Climate Model.

CTrip CNRM version of TRIP.

CYCLOPES Carbon cYcle and Change in Land Observational Products from an Ensemble of Satellites.

DJF Décembre-Janvier-Février.

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

ECT Energie Cinétique Turbulente.

ECUME Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates.

EDMF Eddy-Diffusivity/Mass-Flux.

ENSO El Niño-Southern Oscillation.

ESOTC European State Of The Climate.

ETH Université Eidgenössische Technische Hochschule.

EUCP EUropean Climate Prediction system.

EURO-CORDEX EUROpean branch of the COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment.

FDS Fin de siècle.

FLAKE Fresh Water Lake.

FMR Fouquart-Morcrette Radiation.

FPS Flagship Pilot Study.

FPS Convection Flaship Pilot Study Convective Phenomena over Europe and the Mediterranean.

FPS URB-RCC Flaship Pilot Study URBan environnemnts and Regional Climate Change.

FU Fraction Urbaine.

GCM General Circulation Model.

GEBA Global Energy Balance Archive.

GELATO Global Experimental Leads and Ice for Atmosphere and Ocean.

GES Gaz à Effets de Serre.

GIEC Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat.

GMTED Global Multi-resolution Terrain Elevation Data.

GTOPO30 Global 30 Arc-Second Elevation.

H₂O Vapeur d'eau.

HIST Historique.

HWSD Harmonized World Soil Database.

ICTP Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics.

ICU Îlot de Chaleur Urbain.

ICU_{CU} Îlots de Chaleur Urbain de Canopée Urbaine.

ICUN Îlot de Chaleur Urbain Nocturne.

ICUX Îlot de Chaleur Urbain diurne.

IGN Institut national de l'information géographique et forestière.

INRAE Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'alimentation et l'Environnemen.

INSEE 'Institut National de la Statistique et des Études Économiques.

IPSL Institut Pierre Simon Laplace.

IR Infra-Rouge.

ISBA Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère.

ISBA 3L Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère 3 Soil Layers.

ISTAT Istituto Nazionale di Statistica.

JJA Juin-Juillet-Août.

KNMI Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.

LAI Leaf Area Index.

LCZ Local Climate Zone.

MAM Mars-Avril-Mai.

MDS Milieu de siècle.

MESO-NH MESOscale Non-Hydrostatic model.

MNT Modèle Numérique de Terrain.

MODIS Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer.

MOSCA MOdélisation régional du Système ClimAtique.

N₂O Protoxyde d'azote.

NAO North Atlantic Oscillation.

NDVI Normalized Difference Vegetation Ind.

NEMO Nucleus for European Modelling of the Ocean.

NO_x Oxyde d'azote.

NOAH-MP NOAH Multi-Parameterization.

O₃ Ozone.

OASIS Ocean Atmosphere Sea Ice Soil.

OMM Organisation Météorologique Mondiale.

OMS Organisation Mondiale de la Santé.

ONERC Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique.

PCMT Prognostic Condensates, Microphysics and Transport.

PM10 Particulate Matter 10 micron.

PM2.5 Particulate Matter 2.5 micron.

PNC Plan National Canicule.

PNT Prévision Numérique du Temps.

PRUDENCE Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects.

RADOME Réseau d'Acquisition des Données d'Observation Météorologique Étendue.

RCM Regional Climate Model.

RCP Representative Concentration Pathways.

RegCM REGional Climate Model.

REMO-NH REgional climate MOdel-Non Hydrostatic.
RRTMG Rapid Radiative Transfert Model.
SHYPRE Simulation d'Hydrogrammes pour la PRedétermination des crues.
SLUCM Single-Layer Urban Canopy Model.
SO₂ Dioxyde de soufre.
SON Septembre-Octobre-Novembre.
SOND Septembre-Octobre-Novembre-Décembre.
SPOT/VEGETATION Satellite pour l'observation de la Terre/Végétation.
SRES Special Report on Emissions Scenario.
SSP Shared-Socioeconomic Pathways.
SST Sea Surface Temperature.
SURFEX SURFaces EXternalisées.
SVAT Soil Vegetation Atmosphere Transfer.

TEB Town Energy Balance.
TERRA-ML TERRA Multi-Layer.
TKE Turbulent Kinetic Energy.
TM Température Moyenne.
TM_{URB} Température Moyenne urbaine.
TMX_{RUR} Température Moyenne rurale.
TN Température minimale.
TN_{RUR} Température minimale rurale.
TN_{URB} Température minimale urbaine.
TRIP Total Runoff Integrating Pathways.
TSP Total Suspended Particule.
TX Température maximale.
TX_{RUR} Température maximale rurale.
TX_{URB} Température maximale urbaine.

UCM Urban Canopy Model.
UCZ Urban Climate Zone.
UE Union Européenne.
UM Unified Model.

WCRP World Climate Research Program.
WRF Weather Research and Forecasting.

Références bibliographiques

- Ablain, M., Cazenave, A., Larnicol, G., Balmaseda, M., Cipollini, P., Faugère, Y., Fernandes, M. J., Henry, O., Johannessen, J. A., Knudsen, P., Andersen, O., Legeais, J., Meyssignac, B., Picot, N., Roca, M., Rudenko, S., Scharffenberg, M. G., Stammer, D., Timms, G., & Benveniste, J. (2015). Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project. *Ocean Science*, 11(1), 67-82. <https://doi.org/10.5194/os-11-67-2015>
- Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie. (2023). *100 lignes pour changer : adapter les villes aux fortes chaleurs*. <https://fr.linkedin.com/pulse/100-lignes-pour-changer-adapter-les-villes-aux-fortes-chaleurs>
- Alberti, M., Correa, C., Marzluff, J. M., Hendry, A. P., Palkovacs, E. P., Gotanda, K. M., Hunt, V. M., Apgar, T. M., & Zhou, Y. (2017). Global urban signatures of phenotypic change in animal and plant populations. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(34), 8951-8956. <https://doi.org/10.1073/pnas.1606034114>
- Alexander, P., & Mills, G. (2014). Local Climate Classification and Dublin's Urban Heat Island. *Atmosphere*, 5(4), 755-774. <https://doi.org/10.3390/atmos5040755>
- Ali, A. K. M., & Ramahi, F. K. M. A. (2020). A study of the Effect of Urbanization on Annual Evaporation Rates in Baghdad City Using Remote Sensing. *Iraqi Journal of Science*, 2142-2149. <https://doi.org/10.24996/ijs.2020.61.8.29>
- Allianz. (2023). *Global boiling : Heatwave may have cost 0.6ppp of GDP*. https://www.allianz.com/content/dam/onemarketing/azcom/Allianz%5C_com/economic-research/publications/specials/en/2023/august/heatwaves/2023%5C_08%5C_04%5C_Heatwaves%5C_EconImplications.pdf
- Angilletta Jr., M. J. (2009). *Thermal Adaptation*. Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198570875.001.1>
- Argüeso, D., Evans, J. P., Fita, L., & Bormann, K. J. (2013). Temperature response to future urbanization and climate change. *Climate Dynamics*, 42(7-8), 2183-2199. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1789-6>

- Argüeso, D., Evans, J. P., Pitman, A. J., & Luca, A. D. (2015). Effects of City Expansion on Heat Stress under Climate Change Conditions (K. L. Ebi, Éd.). *PLOS ONE*, *10*(2), e0117066. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0117066>
- Argüeso, D., Hidalgo-Munoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., & Castro-Diez, Y. (2012). High-resolution projections of mean and extreme precipitation over Spain using the WRF model (2070-2099 versus 1970-1999). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *117*(D12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jd017399>
- Arnfield, A. J. (1990). Canyon geometry, the urban fabric and nocturnal cooling : a simulation approach. *Physical Geography*, *11*(3), 220-239. <https://doi.org/10.1080/02723646.1990.10642404>
- Aronson, M. F. J., Sorte, F. A. L., Nilon, C. H., Katti, M., Goddard, M. A., Lepczyk, C. A., Warren, P. S., Williams, N. S. G., Cilliers, S., Clarkson, B., Dobbs, C., Dolan, R., Hedblom, M., Klotz, S., Kooijmans, J. L., Kühn, I., MacGregor-Fors, I., McDonnell, M., Mörtberg, U., ... Winter, M. (2014). A global analysis of the impacts of urbanization on bird and plant diversity reveals key anthropogenic drivers. *Proceedings of the Royal Society B : Biological Sciences*, *281*(1780), 20133330. <https://doi.org/10.1098/rspb.2013.3330>
- Ballester, J., Quijal-Zamorano, M., Turrubiates, R. F. M., Pegenaute, F., Herrmann, F. R., Robine, J. M., Basaga textasciitilde na, X., Tonne, C., Antó, J. M., & Achebak, H. (2023). Heat-related mortality in Europe during the summer of 2022. *Nature Medicine*, *29*(7), 1857-1866. <https://doi.org/10.1038/s41591-023-02419-z>
- Ban, N., Caillaud, C., Coppola, E., Pichelli, E., Sobolowski, S., Adinolfi, M., Ahrens, B., Alias, A., Anders, I., Bastin, S., Belušić, D., Berthou, S., Brisson, E., Cardoso, R. M., Chan, S. C., Christensen, O. B., Fernández, J., Fita, L., Frisius, T., ... Zander, M. J. (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution, part I : evaluation of precipitation. *Climate Dynamics*, *57*(1-2), 275-302. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05708-w>
- Ban, N., Schmidli, J., & Schär, C. (2014). Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *119*(13), 7889-7907. <https://doi.org/10.1002/2014jd021478>
- Baret, F., Hagolle, O., Geiger, B., Bicheron, P., Miras, B., Huc, M., Berthelot, B., Nino, F., Weiss, M., Samain, O., Roujean, J. L., & Leroy, M. (2007). LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived

- from VEGETATION. *Remote Sensing of Environment*, 110(3), 275-286. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.018>
- Barlow, J. F. (2014). Progress in observing and modelling the urban boundary layer. *Urban Climate*, 10, 216-240. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.03.011>
- Barrera, A., Llasat M., C., & Barriendos, M. (2005). Extreme flash floods in Barcelona County. *Advances in Geosciences*, (2), 111-116.
- Barrera, A., Llasat M., C., & Barriendos, M. (2006). Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, (6), 505-518.
- Barsugli, J. J., Guentchev, G., Horton, R. M., Wood, A., Mearns, L. O., Liang, X.-Z., Winkler, J. A., Dixon, K., Hayhoe, K., Rood, R. B., Goddard, L., Ray, A., Buja, L., & Ammann, C. (2013). The Practitioner's Dilemma : How to Assess the Credibility of Downscaled Climate Projections. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(46), 424-425. <https://doi.org/10.1002/2013eo460005>
- Barthelemy, S., Bonan, G. B., Calvet, J.-C., Grandjean, G., Moncoulon, D., Kapsambelis, D., & Bernardie, S. (2023). A new drought index fitted to clay shrinkage induced subsidence over France : benefits of interactive leaf area index. *EGUsphere*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-1366>
- Bartholomé, E., & Belward, A. S. (2005). GLC2000 : a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(9), 1959-1977. <https://doi.org/10.1080/01431160412331291297>
- Basara, J. B., Hall, P. K., Schroeder, A. J., Illston, B. G., & Nemunaitis, K. L. (2008). Diurnal cycle of the Oklahoma City urban heat island. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20). <https://doi.org/10.1029/2008jd010311>
- Bechtel, B., Demuzere, M., Mills, G., Zhan, W., Sismanidis, P., Small, C., & Voogt, J. (2019). SUHI analysis using Local Climate Zones—A comparison of 50 cities. *Urban Climate*, 28, 100451. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2019.01.005>
- Bechtold, P., Cuijpers, J. W. M., Mascart, P., & Trouilhet, P. (1995). Modeling of Trade Wind Cumuli with a Low-Order Turbulence Model : Toward a Unified Description of Cu and Se Clouds in Meteorological Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(4), 455-463. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<0455:motwcw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<0455:motwcw>2.0.co;2)
- Belamari, S., & Pirani, A. (2007). Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the ORCA2-LIM global ocean-ice model. *Marine*

- environment and security for the European area. Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable D4.1.3, 88 pp.
- Belušić, D., de Vries, H., Dobler, A., Landgren, O., Lind, P., Lindstedt, D., Pedersen, R. A., Sánchez-Perrino, J. C., Toivonen, E., van Ulft, B., Wang, F., Andrae, U., Batrak, Y., Kjellström, E., Lenderink, G., Nikulin, G., Pietikäinen, J.-P., Rodriguez-Camino, E., Samuelsson, P., . . . Wu, M. (2020). HCLIM38 : a flexible regional climate model applicable for different climate zones from coarse to convection-permitting scales. *Geoscientific Model Development*, *13*(3), 1311-1333. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-1311-2020>
- Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J. B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I. A., Hoose, C., & Kristjánsson, J. E. (2013). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1 : Description and basic evaluation of the physical climate. *Geoscientific Model Development*, *6*(3), 687-720. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-687-2013>
- Berg, P., Wagner, S., Kunstmann, H., & Schädler, G. (2012). High resolution regional climate model simulations for Germany : part I—validation. *Climate Dynamics*, *40*(1-2), 401-414. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1508-8>
- Bernard, E. (2021). *Réponse hydro-climatique de Paris et sa petite couronne* (thèse de doct.). Université de Toulouse.
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S., & Simmons, A. J. (2011). The ERA-Interim archive Version 2.0, Shinfield Park. *Reading*, *1*, 23.
- Berthou, S., Roberts, M. J., Vannière, B., Ban, N., Belušić, D., Caillaud, C., Crocker, T., de Vries, H., Dobler, A., Harris, D., Kendon, E. J., Landgren, O., & Manning, C. (2022). Convection in future winter storms over Northern Europe. *Environmental Research Letters*, *17*(11), 114055. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aca03a>
- Besson, F., Dubuisson, B., Etchevers, P., Gibelin, A.-L., Lassegues, P., Schneider, M., & Vincendon, B. (2019). Climate monitoring and heat and cold waves detection over France using a new spatialization of daily temperature extremes from 1947 to present. *Advances in Science and Research*, *16*, 149-156. <https://doi.org/10.5194/asr-16-149-2019>
- Bjerknes, J. (1966). A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, *18*(4), 820-829. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1966.tb00303.x>
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, *97*(3), 163-172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:atftpe>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:atftpe>2.3.co;2)

- Boone, A., Calvet, J.-C., & Noilhan, J. (1999). Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method. *Journal of Applied Meteorology*, 38(11), 1611-1630. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<1611:ioatsl>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:ioatsl>2.0.co;2)
- Bothe, O. (2018). What even is Climate? <https://doi.org/10.5194/gc-2018-11>
- Boudou, M. (2015). *Monographie des inondations du 12-13 novembre 1999 dans l'Aude* (thèse de doct.). Unpublished. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3671.6400>
- Bougeault, P. (1981). Modeling the Trade-Wind Cumulus Boundary Layer. Part I : Testing the Ensemble Cloud Relations Against Numerical Data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(11), 2414-2428. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<2414:mttwcb>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<2414:mttwcb>2.0.co;2)
- Bougeault, P., & Lacarrere, P. (1989). Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta–Scale Model. *Monthly Weather Review*, 117(8), 1872-1890. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1872:pooiti>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1872:pooiti>2.0.co;2)
- Bouteloup, Y., Seity, Y., & Bazile, E. (2011). Description of the sedimentation scheme used operationally in all Météo-France NWP models. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(2), 300. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00484.x>
- Brans, K. I., Govaert, L., Engelen, J. M. T., Gianuca, A. T., Souffreau, C., & Meester, L. D. (2017a). Eco-evolutionary dynamics in urbanized landscapes : evolution, species sorting and the change in zooplankton body size along urbanization gradients. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, 372(1712), 20160030. <https://doi.org/10.1098/rstb.2016.0030>
- Brans, K. I., Jansen, M., Vanoverbeke, J., Tüzün, N., Stoks, R., & Meester, L. D. (2017b). The heat is on : Genetic adaptation to urbanization mediated by thermal tolerance and body size. *Global Change Biology*, 23(12), 5218-5227. <https://doi.org/10.1111/gcb.13784>
- Brans, K. I., & Meester, L. D. (2018). City life on fast lanes : Urbanization induces an evolutionary shift towards a faster lifestyle in the water flea *Daphnia* (D. Marshall, Éd.). *Functional Ecology*, 32(9), 2225-2240. <https://doi.org/10.1111/1365-2435.13184>
- Brisson, E., Weverberg, K. V., Demuzere, M., Devis, A., Saeed, S., Stengel, M., & van Lipzig, N. P. M. (2016). How well can a convection-permitting climate model reproduce decadal statistics of precipitation, temperature and cloud characteristics? *Climate Dynamics*, 47(9-10), 3043-3061. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3012-z>

- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., & Geleyn, J.-F. (1995). Integration of the Fully Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Following Coordinate in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System. *Monthly Weather Review*, *123*(2), 515-535. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<0515:iotfee>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<0515:iotfee>2.0.co;2)
- Bueno, B., Pigeon, G., Norford, L. K., Zibouche, K., & Marchadier, C. (2012). Development and evaluation of a building energy model integrated in the TEB scheme. *Geoscientific Model Development*, *5*(2), 433-448. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-433-2012>
- Büttner, G. (2002). *Corine land cover update 2000*. EEA.
- Caillaud, C., Somot, S., Alias, A., Bernard-Bouissières, I., Fumière, Q., Laurantin, O., Seity, Y., & Ducrocq, V. (2021). Modelling Mediterranean heavy precipitation events at climate scale : an object-oriented evaluation of the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model. *Climate Dynamics*, *56*(5-6), 1717-1752. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05558-y>
- Cannelas, C. (2014). *Les normales climatiques spatialisées Aurelhy 1981-2010 : températures et précipitations* (rapp. tech.). Direction de la Climatologie, Météo-France.
- Carabajal, C. C., Harding, D. J., Boy, J.-P., Danielson, J. J., Gesch, D. B., & Suchdeo, V. P. (2011). Evaluation of the Global Multi-Resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010) using ICESat geodetic control. *International Symposium on Lidar and Radar Mapping 2011 : Technologies and Applications*. <https://doi.org/10.1117/12.912776>
- CarbonBrief. (2019). Explainer : The high-emissions ‘RCP8.5’ global warming scenario. *CarbonBrief*. <https://www.carbonbrief.org/explainer-the-high-emissions-rcp8-5-global-warming-scenario/>
- Cassou, C., & Guilyardi, E. (2007). Modes de variabilité et changement climatiques. *La Météorologie*.
- Cattiaux, J., Chauvin, F., Douville, H., & Ribes, A. (2018). Événements météorologiques extrêmes et changement climatique. *Encyclopédie de l'Environnement*. <https://www.encyclopedie-environnement.org/climat/evenements-meteorologiques-extremes-changement-climatique/>
- Cazenave, A., & Cozannet, G. L. (2014). Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, *2*(2), 15-34. <https://doi.org/10.1002/2013ef000188>
- Cernesson, F., Lavabre, J., & Masson, J.-M. (1996). Stochastic model for generating hourly hyetographs. *Atmospheric Research*, *42*(1-4), 149-161. [https://doi.org/10.1016/0169-8095\(95\)00060-7](https://doi.org/10.1016/0169-8095(95)00060-7)
- Champeaux, J.-L., Masson, V., & Chauvin, F. (2005). ECOCLIMAP : a global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Me-*

- eteorological Applications*, 12(1), 29-32. <https://doi.org/10.1017/s1350482705001519>
- Chandler, T. J. (1976). Urban climates and the natural environment. *International Journal of Biometeorology*, 20(2), 128-138. <https://doi.org/10.1007/bf01553046>
- Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639-640. <https://doi.org/10.1002/qj.49708135027>
- Christensen, J. H., & Christensen, O. B. (2007). A summary of the PRU-DENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81(S1), 7-30. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9210-7>
- Clergeau, P. (2018). Un projet urbain autour de la biodiversité. *Urbia/Cahiers du Développement Durable* 21, 125-135.
- Collins, W. J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Hinton, T., and S. Liddicoat, C. D. J., Martin, G., O'Connor, F., Rae, J., Senior, C., Totterdell, I., & Woodward, S. (2008). *Hadley Centre technical note 74 : Evaluation of the HadGEM2 model*. (rapp. tech.). Met Office Hadley Centre.
- Cong, Z., Shen, Q., Zhou, L., Sun, T., & Liu, J. (2017). Evapotranspiration estimation considering anthropogenic heat based on remote sensing in urban area. *Science China Earth Sciences*, 60(4), 659-671. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-0216-3>
- Copernicus Climate Change Service. (2023). *European State of the Climate 2022*. <https://climate.copernicus.eu/ESOTC>
- Coppola, E., Sobolowski, S., Pichelli, E., Raffaele, F., Ahrens, B., Anders, I., Ban, N., Bastin, S., Belda, M., Belusic, D., Caldas-Alvarez, A., Cardoso, R. M., Davolio, S., Dobler, A., Fernandez, J., Fita, L., Fumiere, Q., Giorgi, F., Goergen, K., ... Warrach-Sagi, K. (2020). A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean. *Climate Dynamics*, 55(1-2), 3-34. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4521-8>
- Corbel, J. (1962). La violence des vents dans le couloir rhodanien. *Revue de géographie de Lyon*, 37(3), 273-286. <https://doi.org/10.3406/geoca.1962.1743>
- Cuxart, J., Bougeault, P., & 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. <https://doi.org/10.1002/qj.49712656202>
- Dai, A., Giorgi, F., & Trenberth, K. E. (1999). Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States.

- Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104 (D6), 6377-6402. <https://doi.org/10.1029/98jd02720>
- Daniel, M. (2017). *Villes, climat urbain et climat régional sur la France : étude par une approche de modélisation climatique couplée* (thèse de doct.). Université de Toulouse.
- Daniel, M., Lemonsu, A., Déqué, M., Somot, S., Alias, A., & Masson, V. (2018). Benefits of explicit urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interactions. *Climate Dynamics*, 52(5-6), 2745-2764. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4289-x>
- de Munck, C., Lemonsu, A., Bouzouidja, R., Masson, V., & Claverie, R. (2013). The GREENROOF module (v7.3) for modelling green roof hydrological and energetic performances within TEB. *Geoscientific Model Development*, 6(6), 1941-1960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-1941-2013>
- Deardorff, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4), 1889. <https://doi.org/10.1029/jc083ic04p01889>
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., & Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research*, 116(D20). <https://doi.org/10.1029/2011jd016002>
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Moigne, P. L., & 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. <https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016>
- Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., & Voldoire, A. (2019). Recent Changes in the ISBA-CTRIIP Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5), 1207-1252. <https://doi.org/10.1029/2018ms001545>
- 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., ... 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. <https://doi.org/10.1002/qj.828>

- Demers-Bouffard, D. (2021). *Les aléas affectés par les changements climatiques : effets sur la santé, vulnérabilités et mesures d'adaptation. Synthèse des connaissances.* (rapp. scient.). Direction de la santé environnementale et de la toxicologie. <https://www.inspq.qc.ca/publications/2771>
- Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., & Cariolle, D. (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model : a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5), 249-266. <https://doi.org/10.1007/bf00208992>
- Diem, J. E., & Brown, D. P. (2003). Anthropogenic Impacts on Summer Precipitation in Central Arizona, U.S.A. *The Professional Geographer*, 55(3), 343-355. <https://doi.org/10.1111/0033-0124.5503011>
- Diffenbaugh, N. S., & Giorgi, F. (2012). Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic Change*, 114(3-4), 813-822. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0570-x>
- Dixon, K. W., Lanzante, J. R., Nath, M. J., Hayhoe, K., Stoner, A., Radhakrishnan, A., Balaji, V., & Gaitán, C. F. (2016). Evaluating the stationarity assumption in statistically downscaled climate projections : is past performance an indicator of future results ? *Climatic Change*, 135(3-4), 395-408. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1598-0>
- Dobson, J. E., Bright, E. A., Coleman, P. R., Durfee, R. C., & Worley, B. A. (2000). LandScan :A Global Population Database for Estimating Populations at Risk. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 66(7).
- Doms, G., Forstner, J., Heise, E., Herzog, H. J., Raschendorfer, M., Schrodin, R., Reinhardt, T., & Vogel, G. (2005). *A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM. Part II : Physical Parameterization* (rapp. tech.). Consortium for Small-Scale Modelling.
- Dong, Y., Coleman, M., & Miller, S. A. (2021). Greenhouse Gas Emissions from Air Conditioning and Refrigeration Service Expansion in Developing Countries. *Annual Review of Environment and Resources*, 46(1), 59-83. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012220-034103>
- Douguedroit, A. (2004). À propos de l'averse du 19 septembre 2000 à Marseille. *Méditerranée*, 102(1), 165-170. <https://doi.org/10.3406/medit.2004.3352>
- Doutriaux, C., & Taylor, K. E. (2010). *Climate Model Output Rewriter (CMOR) Version 2.0 (CMOR2)* (rapp. tech.).
- Douville, H., Royer, J.-F., & Mahfouf, J. F. (1995). A new snow parameterization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics*, 12(1), 21-35. <https://doi.org/10.1007/bf00208760>

- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Boubrahmi, N. F., Font, J., Grubišić, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivančan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., ... Wernli, H. (2014). HyMeX : A 10-Year Multidisciplinary Program on the Mediterranean Water Cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7), 1063-1082. <https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00242.1>
- Droste, A. M., Steeneveld, G. J., & Holtslag, A. A. M. (2018). Introducing the urban wind island effect. *Environmental Research Letters*, 13(9), 094007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad8ef>
- Dubreuil, V. (2022). Le changement climatique en France illustré par la classification de Köppen. *La Météorologie*, (116), 037. <https://doi.org/10.37053/lameteorologie-2022-0012>
- Dubreuil, V., Foissard, X., Nabucet, J., Thomas, A., & Quénot, H. (2020). Fréquence et intensité des îlots de chaleur à rennes : bilan de 16 années d'observations (2004-2019). *Climatologie*, 17, 6. <https://doi.org/10.1051/climat/202017006>
- Duchêne, F., Schaeybroeck, B. V., Caluwaerts, S., Troch, R. D., Hamdi, R., & Termonia, P. (2020). A Statistical–Dynamical Methodology to Downscale Regional Climate Projections to Urban Scale. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 59(6), 1109-1123. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-19-0104.1>
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeau-pin, C., & Thouvenin, T. (2008). A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(630), 131-145. <https://doi.org/10.1002/qj.199>
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., ... Vuichard, N. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2123-2165. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1>
- Dumas, G., Masson, V., Hidalgo, J., Edouart, V., Hanna, A., & Poujol, G. (2021). Co-construction of climate services based on a weather stations network : Application in Toulouse agglomeration local authority. *Climate Services*, 24, 100274. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2021.100274>
- Dupont, E. (1999). Comparison between the atmospheric boundary layer in Paris and its rural suburbs during the ECLAP experiment. *Atmos-*

- spheric Environment*, 33(6), 979-994. [https://doi.org/10.1016/s1352-2310\(98\)00216-7](https://doi.org/10.1016/s1352-2310(98)00216-7)
- Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., O'Brien, T., Nogherotto, R., & Giuliani, G. (2017). *Regional Climate Model RegCM. Reference Manual. Version 4.7.* (rapp. tech.). The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics.
- European Centre for Medium-range Weather Forecasts. (2023). Fact sheet : Reanalysis. <https://www.ecmwf.int/en/about/media-centre/focus/2023/fact-sheet-reanalysis>
- European Commission. (1995). Regionalization and stratification of European forest ecosystems.
- European Environment Agency. (2022). *Urban air quality.* <https://www.eea.europa.eu/themes/air/urban-air-quality>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937-1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Fabre, G. (1990). La catastrophe hydrologique éclair de Nîmes (3 octobre 1988) (The flash flood disaster at Nîmes on 3 octobre 1988). *Bulletin de l'Association de géographes français*, 67(2), 113-122. <https://doi.org/10.3406/bagf.1990.1522>
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A., & Edson, J. B. (2003). Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes : Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate*, 16(4), 571-591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:bpoasf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:bpoasf>2.0.co;2)
- FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC. (2008). Harmonized World Soil Database (version 1.0). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- Faranda, D. (2023). 2023/08/20-23 Late Summer French Heatwave. *Climat-Meter*. <https://www.climameter.org/20230820-23-late-summer-french-heatwave%5C%5C#h.gkigoq2521i1>
- Faroux, S., Tchuente, A. T. K., Roujean, J. L., Masson, V., Martin, E., & Moigne, P. L. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2), 563-582. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>
- Feng, B., Zhang, Y., & Bourke, R. (2021). Urbanization impacts on flood risks based on urban growth data and coupled flood models. *Natural Hazards*, 106(1), 613-627. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04480-0>

- Fiori, E., Comellas, A., Molini, L., Rebora, N., Siccardi, F., Gochis, D. J., Tanelli, S., & Parodi, A. (2014). Analysis and hindcast simulations of an extreme rainfall event in the Mediterranean area : The Genoa 2011 case. *Atmospheric Research*, 138, 13-29. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.10.007>
- Fischer, E. M., & Schär, C. (2010). Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience*, 3(6), 398-403. <https://doi.org/10.1038/ngeo866>
- Fouquart, Y., & Bonnel, B. (1980). Computations of Solar Heating of the Earth's Atmosphere—A New Parameterization. *Beitrag zur Physik der Atmosphäre*, (53), 35-62.
- Fumière, Q. (2019). *Impact du changement climatique sur les précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France : apport des modèles résolvant la convection profonde* (thèse de doct.). Université de Toulouse.
- Fumière, Q., Déqué, M., Nuissier, O., Somot, S., Alias, A., Caillaud, C., Laurantin, O., & Seity, Y. (2019). Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall : added value of the CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model. 55(1-2), 77-91. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04898-8>
- Gago, E. J., Roldan, J., Pacheco-Torres, R., & Ordóñez, J. (2013). The city and urban heat islands : A review of strategies to mitigate adverse effects. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 25, 749-758. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2013.05.057>
- Gao, X., Pal, J. S., & Giorgi, F. (2006). Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters*, 33(3). <https://doi.org/10.1029/2005gl024954>
- García-Nieto, A. P., Geijzendorffer, I. R., Baró, F., Roche, P. K., Bondeau, A., & Cramer, W. (2018). Impacts of urbanization around Mediterranean cities : Changes in ecosystem service supply. *Ecological Indicators*, 91, 589-606. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.03.082>
- Gaston, K. J. (2010). *Urban Ecology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511778483>
- Giannaros, T. M., Melas, D., Daglis, I. A., Keramitsoglou, I., & Kourtidis, K. (2013). Numerical study of the urban heat island over Athens (Greece) with the WRF model. *Atmospheric Environment*, 73, 103-111. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.02.055>
- GIEC. (1990). *Climate Change : The IPCC Scientific Assessment* (J. T. Houghton, G. J. Jenkins & J. J. Ephraums, Éd.). Cambridge University Press.

- GIEC. (2000). Emissions Scenarios. *Cambridge University Press*.
- GIEC. (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 (T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley, Éd.). *Cambridge University Press*, 1535.
- GIEC. (2014). Climate Change 2014 : Synthesis Report. (R. K. Pachauri, L. A. Meyer & al., Éd.).
- GIEC. (2019). Rapport spécial du GIEC sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1.5 °C par rapport aux niveaux préindustriels et les trajectoires associées d'émissions mondiales de gaz à effet de serre dans le contexte du renforcement de la parade mondiale au changement climatique, du développement durable et de la lutte contre la pauvreté (V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, J. Skea, A. Pirani, R. Pidcock, Y. Chen, E. Lonnoy, T. K. Maycock, W. Moufouma-Okia, S. Connors, X. Zhou, M. Tignor, P. Zhai, D. Roberts, P. R. Shukla, C. Péan, J. B. Robin Matthews, M. I. Gomis & T. Waterfield, Éd.).
- GIEC. (2021). Climate Change 2021 : The physical science basis. Contribution of working group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou, Éd.). <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- GIEC. (2022). Climate Change 2022 : Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, M. Tignor, E. S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. L. and S. L. Löscke, V. Möller, A. Okem & B. Rama, Éd.). *Cambridge University Press*.
- Giorgi, F. (1990). Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model. *Journal of Climate*, 3(9), 941-963. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<0941:sorcua>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<0941:sorcua>2.0.co;2)
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8). <https://doi.org/10.1029/2006gl025734>
- Giorgi, F., Coppola, E., Jacob, D., Teichmann, C., Omar, S. A., Ashfaq, M., Ban, N., Bülow, K., Bukovsky, M., Bunttemeyer, L., Cavazos, T., Ciarlo, J., da Rocha, R. P., Das, S., di Sante, F., Evans, J. P., Gao, X., Giuliani, G., Glazer, R. H., ... Weber, T. (2022). The CORDEX-CORE EXP-I Initiative : Description and Highlight Results from

- the Initial Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(2), E293-E310. <https://doi.org/10.1175/bams-d-21-0119.1>
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A., Shalaby, A., Zakey, A., Steiner, A., Stordal, F., ... Brankovic, C. (2012). RegCM4 : model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52, 7-29. <https://doi.org/10.3354/cr01018>
- Giorgi, F., Jones, C., & Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information-needs at the regional level : the CORDEX framework. *World Meteorological Organization*.
- Gregory, J. H., Dukes, M. D., Jones, P. H., & Miller, G. L. (2006). Effect of urban soil compaction on infiltration rate. *Australian Journal of Soil Research*.
- Grimmond, C. S. B., & Oke, T. R. (1991). An evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Resources Research*, 27(7), 1739-1755. <https://doi.org/10.1029/91wr00557>
- Guérémy, J. F. (2011). A continuous buoyancy based convection scheme : one- and three-dimensional validation. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(4), 687. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2011.00521.x>
- Guivarch, C., & Rozenberg, J. (2013). Les nouveaux scénarios socio-économiques pour la recherche sur le changement climatique. *Pollution Atmosphérique : climat, santé, société. Numéro Spécial Climat.*, 1-9.
- Ha, M. T., Bastin, S., Drobinski, P., Fita, L., Polcher, J., Bock, O., Chiriaco, M., Belušić, D., Caillaud, C., Dobler, A., Fernandez, J., Goergen, K., Hodnebrog, Ø., Kartsios, S., Katragkou, E., Lavin-Gullon, A., Lorenz, T., Milovac, J., Panitz, H.-J., ... Wulfmeyer, V. (2022). Precipitation frequency in Med-CORDEX and EURO-CORDEX ensembles from 0.44° to convection-permitting resolution : impact of model resolution and convection representation. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06594-6>
- Halenka, T., & Langendijk, G. (2021). CORDEX FPS on Urbanization - Urban environments and Regional Climate Change (URB-RCC). <https://doi.org/10.5194/ems2021-477>
- Halenka, T., & Langendijk, G. (2022). Urban Environments and Regional Climate Change - CORDEX Flagship Pilot Study URB-RCC. <https://doi.org/10.5194/ems2022-700>
- Hamdi, R., de Vyver, H. V., Troch, R. D., & Termonia, P. (2013). Assessment of three dynamical urban climate downscaling methods : Brussels future urban heat island under an A1B emission scenario. *International*

- Journal of Climatology*, 34(4), 978-999. <https://doi.org/10.1002/joc.3734>
- Hamdi, R., Giot, O., Troch, R. D., Deckmyn, A., & Termonia, P. (2015). Future climate of Brussels and Paris for the 2050s under the A1B scenario. *Urban Climate*, 12, 160-182. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2015.03.003>
- Hamdi, R., Kusaka, H., Doan, Q.-V., Cai, P., He, H., Luo, G., Kuang, W., Caluwaerts, S., Duchêne, F., Schaeybroek, B. V., & Termonia, P. (2020). The State-of-the-Art of Urban Climate Change Modeling and Observations. *Earth Systems and Environment*, 4(4), 631-646. <https://doi.org/10.1007/s41748-020-00193-3>
- Hamdi, R., & Masson, V. (2008). Inclusion of a Drag Approach in the Town Energy Balance (TEB) Scheme : Offline 1D Evaluation in a Street Canyon. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(10), 2627-2644. <https://doi.org/10.1175/2008jamc1865.1>
- Hart, M. A., & Sailor, D. J. (2008). Quantifying the influence of land-use and surface characteristics on spatial variability in the urban heat island. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3-4), 397-406. <https://doi.org/10.1007/s00704-008-0017-5>
- Haugen, J. E., & Machenhauer, B. (1993). A Spectral Limited-Area Model Formulation with Time-dependent Boundary Conditions Applied to the Shallow-Water Equations. *Monthly Weather Review*, 121(9), 2618-2630. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<2618:aslamf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<2618:aslamf>2.0.co;2)
- Hazeleger, W., Wang, X., Severijns, C., Ștefănescu, S., Bintanja, R., Sterl, A., Wyser, K., Semmler, T., Yang, S., van den Hurk, B., van Noije, T., van der Linden, E., & van der Wiel, K. (2011). EC-Earth V2.2 : description and validation of a new seamless earth system prediction model. *Climate Dynamics*, 39(11), 2611-2629. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1228-5>
- Held, I. M., & Soden, B. J. (2006). Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, 19(21), 5686-5699. <https://doi.org/10.1175/jcli3990.1>
- Hengl, T., de Jesus, J. M., Heuvelink, G. B. M., Gonzalez, M. R., Kilibarda, M., Blagotic, A., Shangguan, W., Wright, M. N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M. A., Vargas, R., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Leenaars, J. G. B., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S., & Kempen, B. (2017). SoilGrids250m : Global gridded soil information based on machine learning (B. Bond-Lamberty, Éd.). *PLOS ONE*, 12(2), e0169748. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>

- Hewitt, C. D., & Lowe, J. A. (2018). Toward a European Climate Prediction System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(10), 1997-2001. <https://doi.org/10.1175/bams-d-18-0022.1>
- Hidalgo, J., Dumas, G., Masson, V., Petit, G., Bechtel, B., Bocher, E., Foley, M., Schoetter, R., & Mills, G. (2019). Comparison between local climate zones maps derived from administrative datasets and satellite observations. *Urban Climate*, 27, 64-89. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.10.004>
- Hodnebrog, Ø., Myhre, G., Forster, P. M., Sillmann, J., & Samset, B. H. (2016). Local biomass burning is a dominant cause of the observed precipitation reduction in southern Africa. *Nature Communications*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/ncomms11236>
- Houghton, J. T. (1992). Climate system modelling (K. E. Trenberth, Éd.). *Cambridge University Press*, 14(2), 227-227. <https://doi.org/10.1002/joc.3370140208>
- Howard, L. (1818). *The Climate of London*. Cambridge University Press.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation, 1-35. <https://doi.org/10.1029/134gm01>
- Hwang, R.-L., Lin, C.-Y., & Huang, K.-T. (2017). Spatial and temporal analysis of urban heat island and global warming on residential thermal comfort and cooling energy in Taiwan. *Energy and Buildings*, 152, 804-812. <https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2016.11.016>
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., & Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research*, 113(D13). <https://doi.org/10.1029/2008jd009944>
- Institut National de la Statistique et des Études Économiques. (2020). Villes et communes de France. <https://www.insee.fr/fr/statistiques/4277602?sommaire=4318291>
- Jabbar, H. K., Hamoodi, M. N., & Al-Hameedawi, A. N. (2023). Urban heat islands : a review of contributing factors, effects and data. *IOP Conference Series : Earth and Environmental Science*, 1129(1), 012038. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1129/1/012038>
- Jacob, D., Kotova, L., Teichmann, C., Sobolowski, S. P., Vautard, R., Donnelly, C., Koutroulis, A. G., Grillakis, M. G., Tsanis, I. K., Damm, A., Sakalli, A., & van Vliet, M. T. H. (2018). Climate Impacts in Europe Under 1.5°C Global Warming. *Earth's Future*, 6(2), 264-285. <https://doi.org/10.1002/2017ef000710>

- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., ... Yiou, P. (2013). EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563-578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S., Katragkou, E., Anders, I., Belda, M., Benestad, R., Boberg, F., Buonomo, E., Cardoso, R. M., Casanueva, A., Christensen, O. B., Christensen, J. H., Coppola, E., Cruz, L. D., Davin, E. L., Dobler, A., Dominguez, M., Fealy, R., ... Wulfmeyer, V. (2020). Regional climate downscaling over Europe : perspectives from the EURO-CORDEX community. 20(2). <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01606-9>
- Jeandel, C., & Mosseri, R. (2011). *Le climat à découvert* (C. Jeandel & R. Mosseri, Éd.). CNRS Éditions. <https://doi.org/10.4000/books.editions-cnrs.11316>
- Johnston, J., & Newton, J. (2004). Building Green : A guide to using plants on roofs, walls and pavements. *London Ecology Unit*.
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailles, J., Hilal, M., & Wavresky, P. (2010). Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo : European Journal of Geography*. <https://doi.org/10.4000/cybergeo.23155>
- Jones, C. D., Hughes, J. K., Bellouin, N., Hardiman, S. C., Jones, G. S., Knight, J., Liddicoat, S., O'Connor, F. M., Andres, R. J., Bell, C., Boo, K.-O., Bozzo, A., Butchart, N., Cadule, P., Corbin, K. D., Doutriaux-Boucher, M., Friedlingstein, P., Gornall, J., Gray, L., ... Zerroukat, M. (2011). The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. *Geoscientific Model Development*, 4(3), 543-570. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-543-2011>
- Karl, T. R., Arguez, A., Huang, B., Lawrimore, J. H., McMahon, J. R., Menne, M. J., Peterson, T. C., Vose, R. S., & Zhang, H.-M. (2015). Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. *Science*, 348(6242), 1469-1472. <https://doi.org/10.1126/science.aaa5632>
- Keat, W. J., Kendon, E. J., & Bohnenstengel, S. I. (2021). Climate change over UK cities : the urban influence on extreme temperatures in the UK climate projections. *Climate Dynamics*, 57(11-12), 3583-3597.
- Kendon, E. J., Prein, A. F., Senior, C. A., & Stirling, A. (2021). Challenges and outlook for convection-permitting climate modelling. 379(2195), 20190547. <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0547>

- Khodayar, S., Raff, F., Kalthoff, N., & Bock, O. (2015). Diagnostic study of a high-precipitation event in the Western Mediterranean : adequacy of current operational networks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *142*, 72-85. <https://doi.org/10.1002/qj.2600>
- Kidder, S. Q., & Essenwanger, O. M. (1995). The Effect of Clouds and Wind on the Difference in Nocturnal Cooling Rates between Urban and Rural Areas. *Journal of Applied Meteorology*, *34*(11), 2440-2448. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<2440:teocaw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<2440:teocaw>2.0.co;2)
- Knist, S., Goergen, K., Buonomo, E., Christensen, O. B., Colette, A., Cardoso, R. M., Fealy, R., Fernández, J., Garcia-Diez, M., Jacob, D., Kartsios, S., Katragkou, E., Keuler, K., Mayer, S., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Soares, P. M. M., Sobolowski, S., Szepszo, G., . . . Simmer, C. (2017). Land-atmosphere coupling in EURO-CORDEX evaluation experiments. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *122*(1), 79-103. <https://doi.org/10.1002/2016jd025476>
- Koeppe, C. E., & De Long, G. C. (1958). *Weather and Climate*. MacGraw-Hill.
- Kong, J., Zhao, Y., Carmeliet, J., & Lei, C. (2021). Urban Heat Island and Its Interaction with Heatwaves : A Review of Studies on Mesoscale. *Sustainability*, *13*(19), 10923. <https://doi.org/10.3390/su131910923>
- Köppen, W. (1900). ersuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geogr. Zeitschrift*, *6*, 657-679.
- Köppen, W. (1901). ersuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Meteorologische Zeitschrift*, *18*, 106-120.
- Koukou-Arnaud, R., & Brion, D. (2018). Optimal interpolation of daily temperatures around Paris, taking into account urban fraction. *10th International Conference on Urban Climate*. New York, NY : American Meteorological Society.
- Koukou-Arnaud, R., Desplat, J., Lemonsu, A., Salagnac, J.-L., & Lauffenburger, M. (2012). Méthodologie pour la quantification de l'impact d'aménagements urbains sur un climat urbain modifié. *Climatologie*, *9*, S35-S62. <https://doi.org/10.4267/climatologie.551>
- Kusaka, H., Kondo, H., Kikegawa, Y., & Kimura, F. (2001). A Simple Single-Layer Urban Canopy Model For Atmospheric Models : Comparison With Multi-Layer And Slab Models. *Boundary-Layer Meteorology*, *101*(3), 329-358. <https://doi.org/10.1023/a:1019207923078>
- Laaïdi, K., Zeghnoun, A., Dousset, B., Bretin, P., Vandentorren, S., Giraudet, E., & Beaudeau, P. (2012). The Impact of Heat Islands on Mortality in Paris during the August 2003 Heat Wave. *Environmental Health Perspectives*, *120*(2), 254-259. <https://doi.org/10.1289/ehp.1103532>

- Lac, C., Chaboureau, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., Aumond, P., Auguste, F., Bechtold, P., Berthet, S., Bielli, S., Bosseur, F., Caumont, O., Cohard, J.-M., Colin, J., . . . Wautelet, P. (2018). Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11(5), 1929-1969. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018>
- Langendijk, G. S., Rechid, D., & Jacob, D. (2019). Urban Areas and Urban–Rural Contrasts under Climate Change : What Does the EURO-CORDEX Ensemble Tell Us?—Investigating near Surface Humidity in Berlin and Its Surroundings. *Atmosphere*, 10(12), 730. <https://doi.org/10.3390/atmos10120730>
- Langendijk, G. S., Rechid, D., Sieck, K., & Jacob, D. (2021). Added value of convection-permitting simulations for understanding future urban humidity extremes : case studies for Berlin and its surroundings. *Weather and Climate Extremes*, 33, 100367. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100367>
- Lanza, S. G. (2003). Flood hazard threat on cultural heritage in the town of Genoa (Italy). *Journal of Cultural Heritage*, 4(3), 159-167. [https://doi.org/10.1016/s1296-2074\(03\)00042-6](https://doi.org/10.1016/s1296-2074(03)00042-6)
- Latif, M. (2011). Uncertainty in climate change projections. *Journal of Geochemical Exploration*, 110(1), 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.09.011>
- Le Roy, B. (2021). *Méthodologie d'étude des impacts du changement climatique sur la ville par descente d'échelle statistico-dynamique : application à la région parisienne*. (thèse de doct.). Université de Toulouse.
- Leconte, F., Bouyer, J., Claverie, R., & Pétrissans, M. (2015). Using Local Climate Zone scheme for UHI assessment : Evaluation of the method using mobile measurements. *Building and Environment*, 83, 39-49. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2014.05.005>
- Lemonsu, A., Caillaud, C., Alias, A., Riette, S., Seity, Y., Roy, B. L., Michau, Y., & Lucas-Picher, P. (2023). What added value of CNRM-AROME convection-permitting regional climate model compared to CNRM-ALADIN regional climate model for urban climate studies? Evaluation over Paris area (France). *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06647-w>
- Lemonsu, A., Kounkou-Arnaud, R., Desplat, J., Salagnac, J.-L., & Masson, V. (2013). Evolution of the Parisian urban climate under a global changing climate. *Climatic Change*, 116(3-4), 679-692. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0521-6>

- Lemonsu, A., Le Roy, B., & Caillaud, C. High-resolution regional climate modelling with CNRM-AROME to study the urban climate of Paris (France) area and its evolution with climate change. In : In *ICRC CORDEX*. 2019.
- Lemonsu, A., Masson, V., Shashua-Bar, L., Erell, E., & Pearlmutter, D. (2012). Inclusion of vegetation in the Town Energy Balance model for modelling urban green areas. *Geoscientific Model Development*, 5(6), 1377-1393. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-1377-2012>
- Leopold, L. B. (1968). Hydrology for urban land planning - A guidebook on the hydrologic effects of urban land use. <https://doi.org/10.3133/cir554>
- Li, X., & Ting, M. (2016). Understanding the Asian summer monsoon response to greenhouse warming : the relative roles of direct radiative forcing and sea surface temperature change. *Climate Dynamics*, 49(7-8), 2863-2880. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3470-3>
- Lionello, P., Abrantes, F., Congedi, L., Dulac, F., Gacic, M., Gomis, D., Goodess, C., Hoff, H., Kutiel, H., Luterbacher, J., Planton, S., Reale, M., Schröder, K., Struglia, M. V., Toreti, A., Tsimplis, M., Ulbrich, U., & Xoplaki, E. (2012). Introduction : Mediterranean Climate—Background Information. In *The Climate of the Mediterranean Region* (p. xxxv-xc). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-416042-2.00012-4>
- Liu, C., Liu, J., Shao, W., Lu, J., & Gao, H. (2022). The Considerable Water Evaporation Induced by Human Perspiration and Respiration in Megacities : Quantifying Method and Case Study in Beijing. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 19(14), 8638. <https://doi.org/10.3390/ijerph19148638>
- Liu, Y., & Wang, T. (2020). Worsening urban ozone pollution in China from 2013 to 2017 – Part~1 : The complex and varying roles of meteorology. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(11), 6305-6321. <https://doi.org/10.5194/acp-20-6305-2020>
- Llasat, M. C., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A. A., Rosselló, J., Vinet, F., & Boissier, L. (2013). Towards a database on societal impact of Mediterranean floods within the framework of the HYMEX project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(5), 1337-1350. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1337-2013>
- Llasat, M. C., Marcos, R., Llasat-Botija, M., Gilabert, J., Turco, M., & Quintana-Segui, P. (2014). Flash flood evolution in North-Western Mediterranean. *Atmospheric Research*, 149, 230-243. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.05.024>
- 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. <https://doi.org/10.1256/00359000260498879>
- Lucas-Picher, P., Argüeso, D., Brisson, E., Trambly, Y., Berg, P., Lemonsu, A., Kotlarski, S., & Caillaud, C. (2021). Convection -permitting modeling with regional climate models : Latest developments and next steps. *12*(6). <https://doi.org/10.1002/wcc.731>
- Lucas-Picher, P., Brisson, E., Caillaud, C., Alias, A., Nabat, P., Lemonsu, A., Poncet, N., Hernandez, V. E. C., Michau, Y., Doury, A., Monteiro, D., & Somot, S. (2023). Evaluation of the convection-permitting regional climate model CNRM-AROME41t1 over Northwestern Europe. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06637-y>
- Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France. No 27 ISSN No 1288–1619.
- Mairie de Paris. (2023). Les cours oasis. <https://www.paris.fr/pages/les-cours-oasis-7389>
- Maisongrande, P., Duchemin, B., & Dedieu, G. (2004). VEGETATION/SPOT : an operational mission for the Earth monitoring presentation of new standard products. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1), 9-14. <https://doi.org/10.1080/0143116031000115265>
- Malardel, S., & Ricard, D. (2015). An alternative cell-averaged departure point reconstruction for pointwise semi-Lagrangian transport schemes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691), 2114-2126. <https://doi.org/10.1002/qj.2509>
- Marbaix, P., Gallée, H., Brasseur, O., & van Ypersele, J.-P. (2003). Lateral Boundary Conditions in Regional Climate Models : A Detailed Study of the Relaxation Procedure. *Monthly Weather Review*, 131(3), 461-479. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0461:lbcirc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0461:lbcirc>2.0.co;2)
- Marques, P. S., Manna, L. R., Frauendorf, T. C., Zandonà, E., Mazzoni, R., & El-Sabaawi, R. (2020). Urbanization can increase the invasive potential of alien species (C. Harrod, Éd.). *Journal of Animal Ecology*, 89(10), 2345-2355. <https://doi.org/10.1111/1365-2656.13293>
- Marti, O., Braconnot, P., Dufresne, J.-L., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Codron, F., de Noblet, N., Denvil, S., Fairhead, L., Fichefet, T., Foujols, M.-A., Friedlingstein, P., Goosse, H., Grandpeix, J.-Y., Guilyardi, E., . . . Talandier, C. (2009). Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Climate Dynamics*, 34(1), 1-26. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0640-6>

- Martilli, A. (2014). An idealized study of city structure, urban climate, energy consumption, and air quality. *Urban Climate*, 10, 430-446. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.03.003>
- Martilli, A., Clappier, A., & Rotach, M. W. (2002). An Urban Surface Exchange Parameterisation for Mesoscale Models. *Boundary-Layer Meteorology*, 104(2), 261-304. <https://doi.org/10.1023/a:1016099921195>
- Martin-Vide, J., Sarricolea, P., & Moreno-Garcia, M. C. (2015). On the definition of urban heat island intensity : the “rural” reference. *Frontiers in Earth Science*, 3. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00024>
- Masson, V. (2000). A Physically-Based Scheme For The Urban Energy Budget In Atmospheric Models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94(3), 357-397. <https://doi.org/10.1023/a:1002463829265>
- Masson, V. (2005). Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities. *Theoretical and Applied Climatology*, 84(1-3), 35-45. <https://doi.org/10.1007/s00704-005-0142-3>
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., & 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1261:agdols>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1261:agdols>2.0.co;2)
- Masson, V., Lemonsu, A., Hidalgo, J., & Voogt, J. (2020). Urban Climates and Climate Change. *Annual Review of Environment and Resources*, 45(1). <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320-083623>
- Masson, V., Moigne, P. L., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., ... Voldoire, A. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 929-960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- Masson, V., & Seity, Y. (2009). Including Atmospheric Layers in Vegetation and Urban Offline Surface Schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(7), 1377-1397. <https://doi.org/10.1175/2009jamc1866.1>
- McCarthy, M. P., Harpham, C., Goodess, C. M., & Jones, P. D. (2011). Simulating climate change in UK cities using a regional climate model, HadRM3. *International Journal of Climatology*, 32(12), 1875-1888. <https://doi.org/10.1002/joc.2402>
- Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., & Stouffer, R. J. (2000). The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorology Society*.

- Menut, L., Flamant, C., Pelon, J., & Flamant, P. H. (1999). Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area. *Applied Optics*, 38(6), 945. <https://doi.org/10.1364/ao.38.000945>
- Merino, A., Garcia-Ortega, E., Navarro, A., Sánchez, J. L., & Tapiador, F. J. (2022). WRF hourly evaluation for extreme precipitation events. *Atmospheric Research*, 274, 106215. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106215>
- Météo-France. (2020). *Les vents régionaux*. <https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/le-vent/les-vents-regionaux>
- Météo-France. (2021). *Le rôle de l'observation*. <https://meteofrance.fr/missions/observer-et-prevoir/le-role-de-lobservation>
- Météo-France. (2022a). *Canicule intense et durable de juillet 2022 : que faut-il retenir ?* <https://meteofrance.com/actualites-et-dossiers/actualites/canicule-intense-et-durable-de-juillet-2022-que-faut-il-retenir>
- Météo-France. (2022b). *Le climat en France métropolitaine*. <https://meteofrance.com/comprendre-climat/france/le-climat-en-france-metropolitaine>
- Météo-France. (2023a). *Les pluies intenses : ayons les bons réflexes !* <https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/precipitations/les-pluies-intenses>
- Météo-France. (2023b). *Ressource en eau, sécheresses et changement climatique*. <https://meteofrance.com/changement-climatique/observer/changement-climatique-eau-et-secheresses>
- Météo-France. (2023c). *Vagues de chaleur et changement climatique*. <https://meteofrance.com/changement-climatique/observer/changement-climatique-et-vagues-de-chaleur>
- Météo-France. (s. d.[a]). *Le phénomène pluie-inondation*. <https://vigilance.meteofrance.fr/fr/dangers-meteorologiques-pluie-inondation>
- Météo-France. (s. d.[b]). *Les réseaux d'observation temps réel*. <http://tempetes.meteo.fr/Les-reseaux-d-observation-temps-reel.html>
- Météo-France. (s. d.[c]). *Pluies extrêmes en France métropolitaine : Évènements mémorables*. <http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/-Evenements-memorables-.html>
- Météo-Paris. (2020). *METEO EXTREME : Quels sont les records climatiques en France ?* <https://www.meteo-paris.com/actualites/meteo-extreme-quels-sont-les-record-climatiques-en-france>
- Michau, Y., Lemonsu, A., Lucas-Picher, P., & Caillaud, C. (2023). Evaluation of the Urban Heat Island of 12 cities of France in a high-resolution regional climate model simulation. *Urban Climate*, 47, 101386. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2022.101386>

- Michou, M., Nabat, P., Saint-Martin, D., Bock, J., Decharme, B., Mallet, M., Roehrig, R., Séférian, R., Sénési, S., & Voldoire, A. (2020). Present-Day and Historical Aerosol and Ozone Characteristics in CNRM CMIP6 Simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(1). <https://doi.org/10.1029/2019ms001816>
- Millet, B. (2000). *La rotation des masses d'air autour des dépressions*. <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/depression-rotation.xml>
- Ministère de la Transition écologique et de la Cohésion des Territoire. (2023). *Vagues de chaleur : un plan national pour anticiper*. <https://www.ecologie.gouv.fr/vagues-chaleur-plan-national-anticiper>
- Miralles, D. G., Teuling, A. J., van Heerwaarden, C. C., & de Arellano, J. V.-G. (2014). Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nature Geoscience*, 7(5), 345-349. <https://doi.org/10.1038/ngeo2141>
- Mironov, D. V. (2008). Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. COSMO Technical Report. No. 11, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany, 41 pp.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & 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. <https://doi.org/10.1029/97jd00237>
- Molina, M. O., Sánchez, E., & Gutiérrez, C. (2020). Future heat waves over the Mediterranean from an Euro-CORDEX regional climate model ensemble. *Scientific Reports*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65663-0>
- Moore, R. D., Spittlehouse, D. L., Whitfield, P. H., & Stahl, K. (2010). Weather and climate. *Compendium of Forest Hydrology and Geomorphology in British Columbia*, 47-84.
- Morcrette, J.-J. (2002). The Surface Downward Longwave Radiation in the ECMWF Forecast System. *Journal of Climate*, 15(14), 1875-1892. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1875:tsdlri>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1875:tsdlri>2.0.co;2)
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., & Wilbanks, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747-756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
- Mote, T. L., Lacke, M. C., & Shepherd, J. M. (2007). Radar signatures of the urban effect on precipitation distribution : A case study for Atlanta,

- Georgia. *Geophysical Research Letters*, 34(20). <https://doi.org/10.1029/2007gl031903>
- Mucia, A. (2021). Assimilation de données satellitaires pour le suivi et laprédiction des sécheresses agricoles et des ressources en eau. *Université de Toulouse*.
- Mueller, B., & 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. <https://doi.org/10.1073/pnas.1204330109>
- Müller, S. K., Caillaud, C., Chan, S., de Vries, H., Bastin, S., Berthou, S., Brisson, E., Demory, M.-E., Feldmann, H., Goergen, K., Kartios, S., Lind, P., Keuler, K., Pichelli, E., Raffa, M., Tölle, M. H., & Warrach-Sagi, K. (2022). Evaluation of Alpine-Mediterranean precipitation events in convection-permitting regional climate models using a set of tracking algorithms. *Climate Dynamics*, 61(1-2), 939-957. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06555-z>
- Müller, S. K., Pichelli, E., Coppola, E., Berthou, S., Brienen, S., Caillaud, C., Demory, M.-E., Dobler, A., Feldmann, H., Mercogliano, P., Tölle, M., & de Vries, H. (2023). The climate change response of alpine-mediterranean heavy precipitation events. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06901-9>
- Nabat, P., Somot, S., Cassou, C., Mallet, M., Michou, M., Bouniol, D., Decharme, B., Drugé, T., Roehrig, R., & Saint-Martin, D. (2020). Modulation of radiative aerosols effects by atmospheric circulation over the Euro-Mediterranean region. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(14), 8315-8349. <https://doi.org/10.5194/acp-20-8315-2020>
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J.-J., Solmon, F., Szopa, S., Dulac, F., Collins, W., Ghan, S., Horowitz, L. W., Lamarque, J.-F., Lee, Y. H., Naik, V., Nagashima, T., Shindell, D., & Skeie, R. (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), 1287-1314. <https://doi.org/10.5194/amt-6-1287-2013>
- Najjar, G., Kastendeuch, P., & Grussenmeyer, P. (2010). Topographie et climatologie urbaine. *Forum de la topographie 2010, Revue XYZ, N° 123 – 2e trimestre 2010*.
- Nerem, R. S., Chambers, D. P., Choe, C., & Mitchum, G. T. (2010). Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. *Marine Geodesy*, 33(sup1), 435-446. <https://doi.org/10.1080/01490419.2010.491031>

- Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., Tewari, M., & Xia, Y. (2011). The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP) : 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research*, *116*(D12). <https://doi.org/10.1029/2010jd015139>
- Nogueira, M., Hurduc, A., Ermida, S., Lima, D. C. A., Soares, P. M. M., Johannsen, F., & Dutra, E. (2022). Assessment of the Paris urban heat island in ERA5 and offline SURFEX-TEB (v8.1) simulations using the METEOSAT land surface temperature product. *Geoscientific Model Development*, *15*(14), 5949-5965. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-5949-2022>
- Noilhan, J., & Mahfouf, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, *13*(1-4), 145-159. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7)
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, *117*(3), 536-549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:aspols>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:aspols>2.0.co;2)
- Observation, E. R., & Center, S. (2017). Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30). <https://doi.org/10.5066/F7DF6PQS>
- Office National des Forêts. (2022). *Le pouvoir des arbres : l'évapotranspiration*. <https://www.onf.fr/vivre-la-foret/%20/14a1::le-pouvoir-des-arbres-levapotranspiration.html>
- Oke, T. R. (1987). *Boundary layer climates*.
- Oke, T. R. (1988). The urban energy balance. *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, *12*(4), 471-508. <https://doi.org/10.1177/030913338801200401>
- Oke, T. R. (2006). *Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites* (N° 81). World Meteorological Organization.
- Oke, T. R., Mills, G., Christen, A., & Voogt, J. A. (2017). *Urban Climates*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139016476>
- Oki, T., & Sud, Y. C. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, *2*(1), 1-37. [https://doi.org/10.1175/1087-3562\(1998\)002<0001:dotrip>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1087-3562(1998)002<0001:dotrip>2.3.co;2)
- Oleson, K. (2012). Contrasts between Urban and Rural Climate in CCSM4 CMIP5 Climate Change Scenarios. *Journal of Climate*, *25*(5), 1390-1412. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00098.1>
- Oleson, K., Bonan, G., Feddema, J., Vertenstein, M., & Kluzek, E. (2010). *Technical Description of an Urban Parameterization for the Commu-*

- nity Land Model (CLMU)* (rapp. tech.). NCAR Earth System Laboratory. UCAR/NCAR. <https://doi.org/10.5065/D6K35RM9>
- Oleson, K. W., & Lawrence, D. M. (2013). *Technical Description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM)* (rapp. tech.). NCAR Earth System Laboratory.
- ONERC. (2018). Les événements météorologiques extrêmes dans un contexte de changement climatique (V. Bourcier, M. Carrega, C. Corona, A. Degache-Maspero, J. Duvernoy, N. Eckert, P. Etchevers, T. Faug, F. Habets, F. Giacona, V. Jomelli, K. Laaidi, J. Lopez-Saez, S. Morin, M. Naaim, M. Pascal, S. Planton, J.-M. Soubeyroux, L. Tourjanski, ... E. Vullierme, Éd.).
- Organisation Météorologique Mondiale. (2017). Directives de l'OMM pour le calcul des normales climatiques. *OMM n°1203*.
- Organisation Météorologique Mondiale. (2021a). Guide des instruments et des méthodes d'observation. *OMM n°8*.
- Organisation Météorologique Mondiale. (2021b). *Updated 30-year reference period reflects changing climate*. <https://public.wmo.int/en/media/news/updated-30-year-reference-period-reflects-changing-climate>
- Organisation Météorologique Mondiale. (2022a). *Greenhouse gases*. <https://public.wmo.int/en/our-mandate/focus-areas/environment/greenhouse-gases>
- Organisation Météorologique Mondiale. (2022b). *L'Europe connaît un réchauffement climatique plus de deux fois plus élevé que la moyenne mondiale*. <https://public.wmo.int/fr/medias/communiqu%C3%A9s-de-presse/1%E2%80%99europe-conna%C3%A9t-un-r%C3%A9chauffement-climatique-plus-de-deux-fois-plus>
- Organisation Météorologique Mondiale. (2022c). WMO has no immediate plans to name heatwaves. <https://public.wmo.int/en/media/news/wmo-has-no-immediate-plans-name-heatwaves>
- Organisation Météorologique Mondiale. (2023). Guidance on Measuring, Modelling and Monitoring the Canopy Layer Urban Heat Island (CL-UHI). *OMM n°1292*.
- Ouzeau, G., Soubeyroux, J.-M., Schneider, M., Vautard, R., & 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. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2016.09.002>
- Pasini, A. (2006). *From Observations to Simulations*. WORLD SCIENTIFIC. <https://doi.org/10.1142/5930>
- Penard-Morand, C., Raherison, C., Charpin, D., Kopferschmitt, C., Lavaud, F., Caillaud, D., & Annesi-maesano, I. (2010). Long-term exposure

- to close-proximity air pollution and asthma and allergies in urban children. *European Respiratory Journal*, 36(1), 33-40. <https://doi.org/10.1183/09031936.00116109>
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., & Couvreur, F. (2009). A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, 132(1), 83-106. <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9388-0>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.05.014>
- Perovich, D., Meier, W., Tschudi, M., Hendricks, S., Petty, A. A., Divine, D., Farrell, S., Gerland, S., Haas, C., Kaleschke, L., Pavlova, O., Ricker, R., Tian-Kunze, X., Wood, K., & Webster, M. (2020). Arctic Report Card 2020 : Sea Ice. <https://doi.org/10.25923/N170-9H57>
- Pichelli, E., Coppola, E., Sobolowski, S., Ban, N., Giorgi, F., Stocchi, P., Alias, A., Belušić, D., Berthou, S., Caillaud, C., Cardoso, R. M., Chan, S., Christensen, O. B., Dobler, A., de Vries, H., Goergen, K., Kendon, E. J., Keuler, K., Lenderink, G., ... Vergara-Temprado, J. (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution part 2 : historical and future simulations of precipitation. *Climate Dynamics*, 56(11-12), 3581-3602. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05657-4>
- Pimm, S. L., Russell, G. J., Gittleman, J. L., & Brooks, T. M. (1995). The Future of Biodiversity. *Science*, 269(5222), 347-350. <https://doi.org/10.1126/science.269.5222.347>
- Pinty, J.-P., & Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model : Simulations of a squall line of orographic precipitation.
- Piriou, J.-M., Redelsperger, J.-L., Geleyn, J.-F., Lafore, J.-P., & 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. <https://doi.org/10.1175/2007jas2144.1>
- Porritt, S. M., Cropper, P. C., Shao, L., & Goodier, C. I. (2012). Ranking of interventions to reduce dwelling overheating during heat waves. *Energy and Buildings*, 55, 16-27. <https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2012.01.043>
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N. P. M., & Leung, R. (2015). A

- review on regional convection-permitting climate modeling : Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 323-361. <https://doi.org/10.1002/2014rg000475>
- Rajczak, J., Pall, P., & Schär, C. (2013). Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(9), 3610-3626. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50297>
- Rebora, N., Molini, L., Casella, E., Comellas, A., Fiori, E., Pignone, F., Siccardi, F., Silvestro, F., Tanelli, S., & Parodi, A. (2013). Extreme Rainfall in the Mediterranean : What Can We Learn from Observations? *Journal of Hydrometeorology*, 14(3), 906-922. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-12-083.1>
- Redon, E. (2017). *Modélisation de la végétation urbaine comme régulateur thermique* (thèse de doct.). Université de Toulouse.
- Redon, E., Lemonsu, A., & Masson, V. (2020). An urban trees parameterization for modeling microclimatic variables and thermal comfort conditions at street level with the Town Energy Balance model (TEB-SURFEX v8.0). *Geoscientific Model Development*, 13(2), 385-399. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-385-2020>
- Reichle, D. E. (2023). *The Global Carbon Cycle and Climate Change*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/c2022-0-00267-1>
- Ricard, D., Ducrocq, V., & Auger, L. (2012). A Climatology of the Mesoscale Environment Associated with Heavily Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean Area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3), 468-488. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-11-017.1>
- Richard, Y., Emery, J., Dudek, J., Pergaud, J., Chateau-Smith, C., Zito, S., Rega, M., Vairet, T., Castel, T., Thevenin, T., & Pohl, B. (2018). How relevant are local climate zones and urban climate zones for urban climate research? Dijon (France) as a case study. *Urban Climate*, 26, 258-274. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.10.002>
- Richard, Y., Pohl, B., Rega, M., Pergaud, J., Thevenin, T., Emery, J., Dudek, J., Vairet, T., Zito, S., & Chateau-Smith, C. (2021). Is Urban Heat Island intensity higher during hot spells and heat waves (Dijon, France, 2014–2019)? *Urban Climate*, 35, 100747. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2020.100747>
- Richardson, T. B., Forster, P. M., Andrews, T., Boucher, O., Faluvegi, G., Fläschner, D., Kasoar, M., Kirkevåg, A., Lamarque, J.-F., Myhre, G., Olivié, D., Samset, B. H., Shawki, D., Shindell, D., Takemura, T., & Voulgarakis, A. (2018). Carbon Dioxide Physiological Forcing Do-

- minates Projected Eastern Amazonian Drying. *Geophysical Research Letters*, 45(6), 2815-2825. <https://doi.org/10.1002/2017gl076520>
- Ritchie, J., & Dowlatabadi, H. (2017). Why do climate change scenarios return to coal? *Energy*, 140, 1276-1291. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2017.08.083>
- Robine, J. M., Cheung, S. L. K., Roy, S. L., Oyen, H. V., Griffiths, C., Michel, J.-P., & Herrmann, F. R. (2008). Death toll exceeded 70.000 in Europe during the summer of 2003. *Comptes Rendus Biologies*, 331(2), 171-178. <https://doi.org/10.1016/j.crvi.2007.12.001>
- Rockel, B., Will, A., & Hense, A. (2008). The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). 17(4), 347-348. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2008/0309>
- Romero, R., Doswell, C. A., & Ramis, C. (2000). Mesoscale Numerical Study of Two Cases of Long-Lived Quasi-Stationary Convective Systems over Eastern Spain. *Monthly Weather Review*, 128(11), 3731-3751. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<3731:mnsotc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<3731:mnsotc>2.0.co;2)
- Rossby, C. (1939). Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *Journal of Marine Research*, 2 : 38.
- Royer, J.-F., & Nicolis, C. (1994). Chaos et météorologie. *La Météorologie*, 8ème série, N°5.
- Ruthrof, K. X., Breshears, D. D., Fontaine, J. B., Froend, R. H., Matusick, G., Kala, J., Miller, B. P., Mitchell, P. J., Wilson, S. K., van Keulen, M., Enright, N. J., Law, D. J., Wernberg, T., & Hardy, G. E. S. J. (2018). Subcontinental heat wave triggers terrestrial and marine, multi-taxa responses. *Scientific Reports*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31236-5>
- Sabater, S., Bregoli, F., Acuna, V., Barceló, D., Elozegi, A., Ginebreda, A., Marcé, R., Munoz, I., Sabater-Liesa, L., & Ferreira, V. (2018). Effects of human-driven water stress on river ecosystems : a meta-analysis. *Scientific Reports*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-29807-7>
- Salas y Mélia, D. (2002). A global coupled sea ice–ocean model. *Ocean Modelling*, 4(2), 137-172. [https://doi.org/10.1016/s1463-5003\(01\)00015-4](https://doi.org/10.1016/s1463-5003(01)00015-4)
- Sangelantoni, L., Sobolowski, S., Lorenz, T., Hodnebrog, Ø., Cardoso, R. M., Soares, P. M. M., Ferretti, R., Lavín-Gullón, A., Fernandez, J., Goergen, K., Milovac, J., Katragkou, E., Kartsios, S., Coppola, E., Pichelli, E., Adinolfi, M., Mercogliano, P., Berthou, S., de Vries, H., ... Bastin, S. (2023). Investigating the representation of heatwaves from an ensemble of km-scale regional climate simulations within CORDEX-FPS convection. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06769-9>

- Santamouris, M. (2020). Recent progress on urban overheating and heat island research. Integrated assessment of the energy, environmental, vulnerability and health impact. Synergies with the global climate change. *Energy and Buildings*, 207, 109482. <https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2019.109482>
- Schmittner, A. (2019). Introduction to Climate Science. *Oregon State University*.
- Schoetter, R., Cattiaux, J., & Douville, H. (2014). Changes of western European heat wave characteristics projected by the CMIP5 ensemble. *Climate Dynamics*, 45(5-6), 1601-1616. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2434-8>
- Schrodin, R., & Heise, E. (2001). The multi-layer-version of the DWDsoil model TERRA/LM, Consortium for Small-Scale Modelling(COSMO) Tech. Rep., 2, 16 pp.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., & Masson, V. (2011). The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, 139(3), 976-991. <https://doi.org/10.1175/2010mwr3425.1>
- Sepulchre, P., Caubel, A., Ladant, J.-B., Bopp, L., Boucher, O., Braconnot, P., Brockmann, P., Cozic, A., Donnadieu, Y., Dufresne, J.-L., Estella-Perez, V., Ethé, C., Fluteau, F., Foujols, M.-A., Gastineau, G., Ghattas, J., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Kageyama, M., ... Tardif, D. (2020). IPSL-CM5A2 – an Earth system model designed for multi-millennial climate simulations. *Geoscientific Model Development*, 13(7), 3011-3053. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3011-2020>
- Shepherd, J. M. (2005). A Review of Current Investigations of Urban-Induced Rainfall and Recommendations for the Future. *Earth Interactions*, 9(12), 1-27. <https://doi.org/10.1175/ei156.1>
- Shepherd, J. M., Pierce, H., & Negri, A. J. (2002). Rainfall Modification by Major Urban Areas : Observations from Spaceborne Rain Radar on the TRMM Satellite. *Journal of Applied Meteorology*, 41(7), 689-701. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<0689:rmbmua>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0689:rmbmua>2.0.co;2)
- Shu, C., Gaur, A., Wang, L., Bartko, M., Laouadi, A., Ji, L., & Lacasse, M. (2021). Added value of convection permitting climate modelling in urban overheating assessments. *Building and Environment*, 207, 108415. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2021.108415>
- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Wang, W., Huang, X.-Y., & Duda, M. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3* (rapp. tech.). UCAR/NCAR. <https://doi.org/10.5065/D68S4MVH>

- Skamarock, W. C., & Klemp, J. B. (2008). A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3465-3485. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.01.037>
- Soares, P. M. M., Careto, J. A. M., Cardoso, R. M., Goergen, K., Katragkou, E., Sobolowski, S., Coppola, E., Ban, N., Belušić, D., Berthou, S., Caillaud, C., Dobler, A., Hodnebrog, Ø., Kartsios, S., Lenderink, G., Lorenz, T., Milovac, J., Feldmann, H., Pichelli, E., ... Bastin, S. (2022). The added value of km-scale simulations to describe temperature over complex orography : the CORDEX FPS-Convection multi-model ensemble runs over the Alps. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06593-7>
- Soares, P. M. M., Miranda, P. M. A., Siebesma, A. P., & Teixeira, J. (2004). An eddy-diffusivity/mass-flux parametrization for dry and shallow cumulus convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604), 3365-3383. <https://doi.org/10.1256/qj.03.223>
- Stavropoulos-Laffaille, X., Chancibault, K., Andrieu, H., Lemonsu, A., & Masson, V. (2017). Validation hydrologique d'un modèle hydro-microclimatique urbain (TEB-Hydro) : analyse de sensibilité sur le bassin versant de Rezé (Nantes, France). *La Houille Blanche*, 103(3), 14-21. <https://doi.org/10.1051/lhb/2017017>
- Stevens, A. (2010). Introduction to the Basic Drivers of Climate. *Nature Education Knowledge* 3(10) :10.
- Stewart, I. D. (2011). *Redefining the urban heat island* (thèse de doct.). University of British Columbia.
- Stewart, I. D., & Oke, T. R. (2012). Local Climate Zones for Urban Temperature Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1879-1900. <https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00019.1>
- Stoffel, M., & Huggel, C. (2012). Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, 36(3), 421-439. <https://doi.org/10.1177/0309133312441010>
- Suli, S., Barriopedro, D., Garcia-Herrera, R., & Rusticucci, M. (2023). Regionalisation of heat waves in southern South America. *Weather and Climate Extremes*, 40, 100569. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2023.100569>
- Swamy, G., Nagendra, S. S., & Schlink, U. (2017). Urban heat island (UHI) influence on secondary pollutant formation in a tropical humid environment. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 67(10), 1080-1091. <https://doi.org/10.1080/10962247.2017.1325417>

- Szopa, S., Balkanski, Y., Schulz, M., Bekki, S., Cugnet, D., Fortems-Cheiney, A., Turquety, S., Cozic, A., Déandreis, C., Hauglustaine, D., Idelkadi, A., Lathière, J., Lefevre, F., Marchand, M., Vuolo, R., Yan, N., & Dufresne, J.-L. (2012). Aerosol and ozone changes as forcing for climate evolution between 1850 and 2100. *Climate Dynamics*, *40*(9-10), 2223-2250. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1408-y>
- Tabary, P. (2007). The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I : Methodology. *Weather and Forecasting*, *22*(3), 393-408. <https://doi.org/10.1175/waf1004.1>
- Tabary, P., Laurantin, O., Dupuy, P., L'Henaff, G., Merlier, C., & Soubeyroux, J.-M. A 10-year (1997-2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over France. In : In *The seventh european conference on radar in meteorology and hydrology*. 2012.
- Taha, H. (1997). Urban climates and heat islands : albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and Buildings*, *25*(2), 99-103. [https://doi.org/10.1016/s0378-7788\(96\)00999-1](https://doi.org/10.1016/s0378-7788(96)00999-1)
- Tardieu, J., & Leroy, M. (2003). Radome, le réseau temps réel d'observation au sol de Météo-France. *La Météorologie*, (40).
- Theeuwes, N. E., Barlow, J. F., Teuling, A. J., Grimmond, C. S. B., & Kotthaus, S. (2019). Persistent cloud cover over mega-cities linked to surface heat release. *npj Climate and Atmospheric Science*, *2*(1). <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0072-x>
- Thielen, J., Wobrock, W., Gadian, A., Mestayer, P., & Creutin, J.-D. (2000). The possible influence of urban surfaces on rainfall development : a sensitivity study in 2D in the meso-scale. *Atmospheric Research*, *54*(1), 15-39. [https://doi.org/10.1016/s0169-8095\(00\)00041-7](https://doi.org/10.1016/s0169-8095(00)00041-7)
- Tian, D., Dong, W., Gong, D., Guo, Y., & Yang, S. (2016). Fast responses of climate system to carbon dioxide, aerosols and sulfate aerosols without the mediation of SST in the CMIP5. *International Journal of Climatology*, *37*(3), 1156-1166. <https://doi.org/10.1002/joc.4763>
- Trusilova, K., Schubert, S., Wouters, H., Früh, B., Grossman-Clarke, S., Demuzere, M., & Becker, P. (2016). The urban land use in the COSMO-CLM model : a comparison of three parameterizations for Berlin. *Meteorologische Zeitschrift*, *25*(2), 231-244. <https://doi.org/10.1127/metz/2015/0587>
- Valcke, S. (2013). The OASIS3 coupler : a European climate modelling community software. *Geoscientific Model Development*, *6*(2), 373-388. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-373-2013>
- van der Linden, P., & Mitchell, J. F. B. (2009). Climate change and its impacts : Summary of research and results from the ENSEMBLES project.

- van Hove, L., Jacobs, C., Heusinkveld, B., Elbers, J., van Driel, B., & Holtslag, A. A. M. (2015). Temporal and spatial variability of urban heat island and thermal comfort within the Rotterdam agglomeration. *Building and Environment*, *83*, 91-103. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2014.08.029>
- van Meijgaard, E., van Ulft, L. H., van de Berg W.J., van den Hurk B.J.J.M., Lenderink, G., & Siebesma, A. P. (2008). The KNMI regional atmospheric climate model RACMO version 2.1. KNMI technical Report.
- van Vliet, M. T. H., Sheffield, J., Wiberg, D., & Wood, E. F. (2016). Impacts of recent drought and warm years on water resources and electricity supply worldwide. *Environmental Research Letters*, *11*(12), 124021. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/12/124021>
- Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., Fernández, J., Garcia-Diez, M., Goergen, K., Güttler, I., Halenka, T., Karacostas, T., Katragkou, E., Keuler, K., Kotlarski, S., Mayer, S., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Patarčić, M., . . . 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. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1714-z>
- Vergara-Temprado, J., Ban, N., & Schär, C. (2021). Extreme Sub-Hourly Precipitation Intensities Scale Close to the Clausius-Clapeyron Rate Over Europe. *Geophysical Research Letters*, *48*(3). <https://doi.org/10.1029/2020gl089506>
- Voltaire, A., Sanchez-Gomez, E., y Méliá, D. S., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., . . . Chauvin, F. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, *40*(9-10), 2091-2121. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>
- Wang, Y., Guo, Z., & Han, J. (2021). The relationship between urban heat island and air pollutants and them with influencing factors in the Yangtze River Delta, China. *Ecological Indicators*, *129*, 107976. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107976>
- Whiteman, C. D. (2000). Four Factors That Determine Climate. *Mountain Meteorology : Fundamentals and Applications Mountain Meteorology : Fundamentals and Applications*. <https://doi.org/10.1093/oso/9780195132717.003.0007>
- Wild, M., Ohmura, A., Schär, C., Müller, G., Folini, D., Schwarz, M., Hakuba, M. Z., & Sanchez-Lorenzo, A. (2017). The Global Energy Balance Archive (GEBA) version~2017 : a database for worldwide mea-

- sured surface energy fluxes. *Earth System Science Data*, 9(2), 601-613. <https://doi.org/10.5194/essd-9-601-2017>
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*.
- Woodhams, B. J., Birch, C. E., Marsham, J. H., Bain, C. L., Roberts, N. M., & Boyd, D. F. A. (2018). What Is the Added Value of a Convection-Permitting Model for Forecasting Extreme Rainfall over Tropical East Africa? *146*(9), 2757-2780. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-17-0396.1>
- World Climate Research Programme. (s. d.). WCRP Coupled Model Inter-comparison Project (CMIP). <https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip>
- Wouters, H., Demuzere, M., Ridder, K. D., & van Lipzig, N. P. M. (2015). The impact of impervious water-storage parametrization on urban climate modelling. *Urban Climate*, 11, 24-50. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.11.005>
- Yadav, N., & Sharma, C. (2018). Spatial variations of intra-city urban heat island in megacity Delhi. *Sustainable Cities and Society*, 37, 298-306. <https://doi.org/10.1016/j.scs.2017.11.026>
- Yang, W., Tan, B., Huang, D., Rautiainen, M., Shabanov, N., Wang, Y., Privette, J., Huemmrich, K., Fensholt, R., Sandholt, I., Weiss, M., Ahl, D., Gower, S., Nemani, R., Knyazikhin, Y., & Myneni, R. B. (2006). MODIS leaf area index products : from validation to algorithm improvement. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(7), 1885-1898. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2006.871215>
- Yoshino, M. (2005). Local Climatology (J. Oliver, Éd.). *Encyclopedia of World Climatology. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht.*, 460-467. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_128
- Zhao, Y., Liu, Y., Scordato, E. S. C., Lee, M.-B., Xing, X., Pan, X., Liu, Y., Safran, R. J., & Pagani-Núñez, E. (2020). The impact of urbanization on body size of Barn Swallows *Hirundo rustica gutturalis*. *Ecology and Evolution*, 11(1), 612-625. <https://doi.org/10.1002/ece3.7088>

Liste des figures

- 1.1 Schématisation de la forme typique des couches atmosphériques à méso-échelle sous un vent modéré.
| *Source : Figure adaptée de Oke et al. (2017).* 11
- 1.2 Schématisation des flux intervenants dans le bilan énergétique de surface des environnements naturels (à gauche) et urbains (à droite).
| *Source : Figure adaptée de Oke et al. (2017).* 12
- 1.3 (En haut) Température de l'air mesurée (en °C) par le réseau ClimaTolosa à deux stations météorologiques : les Carmes (station de référence urbaine, en rouge) et le centre équestre de Pibrac (station de référence rurale, en vert). La station des Carmes est située en plein centre-ville de Toulouse (France), tandis que la station du centre équestre se trouve à environ 18 km à l'ouest du centre-ville de Toulouse (France). (En bas) Différence de température, représentant l'îlot de chaleur urbain (en °C), calculée à partir des mesures météorologiques de ces deux stations. Les données couvrent la période du 20/08/2023 à 12h00 (heure locale) au 22/08/2023 à 00h00 (heure locale).
| *Source : Toulouse Métropole.* 15
- 1.4 Isothermes des températures (a) d'Ōgaki au Japon, (b) d'Uppsala en Suède, (c) de Winnipeg au Canada et (d) de Mexico au Mexique. L'emprise de la zone urbaine est indiquée par les polygones gris. Les isothermes indiquent un gradient de température sur quelques kilomètres, qui représente l'îlot de chaleur urbain de la ville considérée.
| *Source : Figure adaptée de Oke et al. (2017).* 17

- 1.5 (Haut) Évolution des concentrations de GES (en ppm pour le CO_2 et en ppb pour le CH_4 et le N_2O) mesurées dans des carottes de glace à partir de l'ère commune (CE). (Bas) Température de surface globale relative à 1850-1900 au cours de l'Holocène divisée en trois échelles temporelles : (i) -10 000 à 1 000 ans en pas de temps de 100 ans, (ii) 1000 à 1900 CE, lissé sur 10 ans, et (iii) 1900 à 2020 CE. Les lignes en gras montrent la médiane de la reconstruction multi-méthodes et les lignes fines correspondent aux quantiles 0.05 et 0.95 des membres de l'ensemble.
 | *Source : Figure adaptée du sixième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2022).* 22
- 1.6 Anomalies annuelles de la température de l'air à la surface en Europe pour la période 1950-2022 par rapport à la période de référence 1991-2020. Les données utilisées sont celles d'ERA5 et d'E-OBS.
 | *Source : Figure adaptée du rapport ESOTC 2022 sur l'Europe produit par C3S/ECMWF/KNMI.* 23
- 1.7 Anomalies mensuelles de la température de l'air en surface en Europe pour l'année 2022 par rapport à la période de référence 1991-2020. Les données utilisées sont les celles d'ERA5.
 | *Source : Figure adaptée du rapport ESOTC 2022 sur l'Europe produit par C3S/ECMWF.* 24
- 1.8 Historique des vagues de chaleur observées en France métropolitaine sur la période allant de 1947 à 2022. Chaque bulle représente un évènement de canicule. La canicule est caractérisée par une intensité maximale (en °C), représentée sur l'axe des y , et une sévérité, représentée par la taille de la bulle.
 | *Source : Figure adaptée de Météo-France.* 25
- 1.9 Découpage de l'atmosphère selon une grille tridimensionnelle caractérisée par la taille des mailles sur un plan horizontal et le nombre de niveaux verticaux.
 | *Source : Caltech's Climate Dynamics Group.* 30

- 1.10 Changement de la température moyenne à la surface sur la période allant de 2006 à 2100 par rapport à la période 1986-2005, déterminé par un ensemble de simulations multi-modèles. La moyenne de l'ensemble (en trait plein) et l'incertitude associée (en ombrage) sont présentées pour les scénarios RCP2.6 (bleu) et RCP8.5 (rouge). La moyenne de l'ensemble et les incertitudes associées, calculées sur la période 2081-2100, sont indiquées pour tous les scénarios RCP sous forme de barres verticales colorées à droite de chaque panneau. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multi-modèles est indiqué.
 | *Source : Figure adaptée du cinquième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2014).* 31
- 1.11 Domaines CORDEX. Les lignes indiquent les limites des domaines.
 | *Source : Figure de Giorgi et al. (2022).* 36
- 1.12 Vue schématique des modèles de canopée urbaine à couche simple (à gauche) et à couches multiples (à droite). Les interactions entre la surface et l'atmosphère sont représentées à l'aide des flèches.
 | *Source : Figure adaptée de Masson (2005).* 40
- 1.13 Distribution de l'intensité de l'îlot de chaleur urbain nocturne (en °C) de Paris sur la période 1980-2009. La fonction de densité de probabilité est calculée pour les observations (en gris), la simulation VEG dans laquelle le couvert urbain est remplacé par le couvert naturel environnant, la simulation ROCK dans laquelle les couverts imperméables sont remplacés par de la roche, et la simulation CITY dans laquelle la paramétrisation du domaine urbain est prise en compte par le modèle de canopée urbaine TEB. L'expérience CITY est divisée en 2 sous expériences. Dans CITY, les modèles TEB et ISBA calculent les températures de l'air à l'intérieur du canyon indépendamment pour les couverts urbain et naturel respectivement. Dans CITY(TEB), le modèle TEB calcule la température de l'air à l'intérieur du canyon urbain (sans tenir compte du couvert naturel pris en compte par ISBA).
 | *Source : Figure de Daniel (2017).* 41
- 1.14 Comparaison des températures minimales estivales moyennes calculées sur la période 2000-2017 à partir du jeu d'observation IDF-TNTX (à gauche, voir la description en SECTION 5.3.1.1), du CPRCM CNRM-AROME (au milieu) et du RCM CNRM-ALADIN (à droite). Les hachures représentent les points de grille où le taux d'urbanisation est supérieur à 10%.
 | *Source : Figure adaptée de Lemonsu et al. (2023).* 42

- 1.15 Variations saisonnières et annuelles moyennes du stress thermique en température minimale (a) et maximale (b) dans l’environnement naturel (en vert), la zone urbaine actuelle (en noir) et la zone urbaine projetée (en rouge). La simulation incluant uniquement le changement climatique (CC) est représentée par des carrés, tandis que la simulation incluant le changement climatique et l’étalement urbain (CC-LU) est représentée par des cercles. Les barres d’erreur représentent deux fois les écarts types des variations calculés sur l’ensemble des points de grille dans chaque zone.
 | *Source : Figure adaptée de Argüeso et al. (2015).* 44
- 2.1 Domaines de simulation utilisés dans le cadre du projet EUCP.
 | *Source : Adaptation de la figure créée par l’équipe MOSCA (Modélisation du Système Climatique régional) du CNRM.* 47
- 2.2 Descente d’échelle dynamique à trois modèles imbriqués incluant le GCM CNRM-CM5, le RCM CNRM-ALADIN, et le CPRCM CNRM-AROME.
 | *Source : Adaptation de la figure créée par l’équipe MOSCA (Modélisation du Système Climatique régional) du CNRM.* 48
- 2.3 Description des échanges entre le modèle atmosphérique et le modèle de surface SURFEX composé d’un ensemble de modèles physiques.
 | *Source : Figure adaptée de Masson et al. (2013).* 54
- 2.4 Coupe transversale du canyon en 2D de la version historique TEB-HIST (à gauche) et de la version CANOPY-SBL (à droite).
 | *Source : Figure adaptée de Oke et al. (2017).* 56
- 2.5 Répartition des classes de surface à l’échelle de Paris (France) dans ECOCLIMAP-I (à gauche) et ECOCLIMAP-II (à droite). 58
- 2.6 Domaines de simulation ALADIN (à gauche) et AROME (à droite) intégrant les zones C, I et E. Le fond de carte représente le relief (en m) à 12.5 km (à gauche) et 2.5 km (à droite) de résolution horizontale.
 | *Source : Adaptation de la figure créée par l’équipe MOSCA (Modélisation du Système Climatique régional) du CNRM.* 64
- 2.7 Concentrations en CO_2 observées (OBS, en bleu), du scénario RCP4.5 (RCP4.5, en jaune) et du scénario A1B (A1B, en rouge-orangée) de la configuration d’évaluation. 67
- 2.8 Concentrations en CO_2 observées (OBS, en bleu), du scénario RCP6.0 (RCP6.0, en orange), du scénario 8.5 (RCP8.5, en rouge) et du scénario A1B (A1B, en rouge-orangée) de la configuration de scénarios climatiques. 67

2.9	Processus de développement de la réanalyse météorologique ERA5. <i>Source : Figure adaptée de la fiche d'information sur les réanalyses météorologiques de l'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, 2023).</i>	69
2.10	Stations d'observations météorologiques du réseau RADOME de Météo-France installées sur le territoire métropolitain et opérationnelles au 28 juillet 2021. <i>Source : Figure adaptée de la fiche sur les réseaux d'observation temps réel de Météo-France (Météo-France, s. d.[b]).</i>	72
3.1	Typologie climatique du territoire français en huit classes. Les types 1 à 8 correspondent respectivement au climat des montagnes, au climat semi-continentale, au climat océanique dégradé des plaines du centre et du nord, au climat océanique altéré, au climat océanique franc, au climat méditerranéen altéré, au climat du bassin du sud-ouest et au climat méditerranéen franc. <i>Source : Joly et al. (2010).</i>	80
3.2	Nombre d'habitants des principales aires urbaines en France métropolitaine (sauf Corse). <i>Source : Recensement des populations réalisé par l'INSEE en 2017.</i> 81	81
3.3	Photographies fournies pour décrire l'environnement proche des stations météorologiques de Paris Montsouris (référence urbaine) et de Melun (référence rurale). <i>Source : Fond de carte issu des images satellites ARCGis World Image et photographies des stations fournies par les documentations sur les stations de Météo-France.</i>	84
3.4	Vents régionaux de France métropolitaine. <i>Source : Article en ligne "METEO EXTREME : Quels sont les record climatiques en France ?" publié par Météo-Paris (Météo-Paris, 2020).</i>	111
3.5	Fréquences d'apparition des directions et des vitesses de vents observées aux stations du réseau RADOME (à gauche) et simulées par le modèle AROME (à droite) sur la période 2000-2018. Les cercles à l'intérieur des roses des vents représentent des paliers de 5%. Les gammes de vitesses sont représentées : en jaune pour les vitesses de 0 à 5 $m.s^{-2}$, en vert clair de 5 à 10 $m.s^{-2}$, en vert foncé de 10 à 15 $m.s^{-2}$ et en bleu de 15 à 20 $m.s^{-2}$	112

3.6	Réseaux de stations météorologiques de Dijon Métropole (à gauche) et de la Métropole du Grand Nancy (à droite). En blanc, stations composants les réseaux de mesures météorologiques, en bleu marine, station urbaine d'intérêt, et en bleu clair, station du réseau RADOME.	116
3.7	Cycle annuel moyen de l'îlot de chaleur urbain nocturne sur la période allant du 5 juin 2014 au 31 décembre 2016 à Dijon (en bas) et sur la période allant du 3 octobre 2015 au 31 décembre 2016 à Nancy (en haut), observé à la station urbaine d'intérêt (en bleu marine), à la station du réseau RADOME (en bleu clair) ou simulé par le modèle AROME sur le point de grille le plus urbain (en bleu).	117
4.1	Records de températures battus en Europe durant le mois de juillet 2022. <i>Source : Météo-France (2022a)</i>	123
4.2	Caractérisation de la vague de chaleur historique de 2003 sur la région parisienne, à partir de la base de données d'observation ANASTASIA. Les seuils S1, S2 et S3 correspondent aux valeurs des quantiles 99.5, 97.5, 95, respectivement.	128
4.3	Orographie (en m) sur la région méditerranéenne vue par le modèle AROME à 2.5 km de résolution horizontale. Les villes étudiées sont indiquées par les points noirs.	159
4.4	Carte de vigilance émise par Météo-France le 23 novembre 2018 à 6h00. Ici, 5 départements sont placés en vigilance orange et 9 en vigilance jaune. <i>Source : Figure de Météo-France</i>	160
4.5	Points de grille urbains (en rouge) situés dans le domaine géographique de référence (50 km) autour des centres-villes étudiés. .	162
4.6	Variation des nombres annuels d'événements journaliers dépassant les seuils de 100 mm (a) et 150 mm (b) dans la partie française de la Méditerranée pendant l'automne étendu sur la période 1997-2016 pour AROME (en rouge) et COMEPHORE (en bleu) sur une grille à 3 km de résolution. <i>Source : Figure adaptée de Caillaud et al. (2021)</i>	163
4.7	Nombre de jours de dépassement de seuil (a) observé à partir de COMEPHORE (b) simulé dans les simulations AROME-EVAL par rapport à COMEPHORE en automne étendu sur la période 2000-2018 à l'échelle de la région méditerranéenne. Le seuil utilisé est 120 mm/jour. Les lignes grises montrent les lignes de niveaux 250, 500, 750, 1000, 1500, 2500 m.	165

- 4.8 Précipitations journalières (a) moyennes et (b) quantile 99 (en mm/jour) simulées par **AROME** en automne étendu sur la période 1986-2005 (à gauche, **AROME-HIST**) et sur la période 2080-2099 (**AROME-RCP8.5**) par rapport à la période 1986-2005 (à droite, **AROME-HIST**). Les lignes grises montrent les lignes de niveaux 250, 500, 750, 1000, 1500, 2500 m. 167
- 5.1 Distribution spatiale des 4 principaux types de surface (artificiel en rouge, forestier en vert, agricole en jaune et aquatique en bleu) pour différentes configurations de modélisation de surface. De gauche à droite sont présentées les configurations des différentes expériences, à savoir les modèles de surface (**NOAH-MP**, **TERRA-ML**, **SURFEX** et **CLM4.5**) et leurs bases de données d'occupation et d'usage des sols associées (**MODIS**, **GLC2000**, **ECOCLIMAP-I**, **ECOCLIMAP-II**, **MODIS/LandScan 2004**). 187
- 5.2 Masques urbains (en haut) et de nature (en bas) calculés par **SURFEX** sur la base d'**ECOCLIMAP-I** selon le seuil de fraction urbaine **FU** considéré (10% à gauche, 50% au milieu ou 70% à droite) et appliqués aux températures minimales d'été (en °C) pour la période 1986-2005 à Paris. Les températures minimales moyennées sur les pixels urbains/de natures sont encadrées en gris. 189
- 5.3 Définition des masques urbains (en rouge) et de nature (en vert) calculés à partir des modèles de surface **TERRA-ML** (à gauche), **SURFEX** (au milieu) et **CLM4.5** (à droite) sur la base de l'occupation et l'usage des sols renseigné par les bases de données **GLC2000**, **ECOCLIMAP-I** et **MODIS/LandScan 2004**, respectivement. 191
- 5.4 Distributions saisonnières des températures minimales (à gauche) et maximales (à droite), dans l'environnement naturel durant la période historique, observées dans le produit **ANASTASIA** et simulées dans l'ensemble climatique et par chaque **CPRCM** individuellement. Les saisons d'hiver, de printemps, d'été et d'automne sont représentées respectivement par les couleurs grises, vertes, jaunes et marrons. Les lignes pointillées illustrent les médianes de chaque distribution. 192
- 5.5 Températures minimales moyennes (en °C) observées en JJA en utilisant le produit **IDF-TNTX** sur la période de 2000 à 2009 et simulées par chaque **CPRCM** individuellement pendant la période historique. 196

- 5.6 Différences annuelles moyennes des températures minimales (en haut) et maximales (en bas) simulées dans l'environnement naturel entre les périodes futures (milieu de siècle à gauche et fin de siècle à droite) et la période historique. Ces différences sont présentées pour l'ensemble climatique (traits pointillés) et pour chaque simulation individuellement (traits pleins). Les carrés colorés illustrent la moyenne des différences pour chaque période, à la fois pour l'ensemble climatique et pour chaque modèle individuel. 199
- 5.7 Différences de températures minimales moyennes (en °C) simulées par chaque CPRCM individuellement entre la période du milieu du siècle et la période historique (en haut), ainsi qu'entre la période de fin du siècle et la période historique (en bas). 201
- 5.8 (A) Îlots de chaleur urbains (en °C) diurnes (en bas) et nocturnes (en haut) saisonniers médians simulés par chaque CPRCM individuellement. Les valeurs précises des îlots de chaleur urbains sont inscrites à l'intérieur des cases. (B) Variation des îlots de chaleur urbains (en °C) saisonniers médians simulés par chaque CPRCM individuellement entre la période du milieu de siècle et la période historique (à gauche), ainsi qu'entre la période de fin de siècle et la période historique (à droite). Les différences entre les distributions ont été évaluées à l'aide du test non paramétrique de Mann-Whitney adapté aux échantillons indépendants avec les hypothèses H0 (les médianes sont égales) et H1 (les médianes sont différentes). Les symboles font référence aux seuils de significativité suivants : *** : $1e-4 < p\text{-valeur} \leq 1e-3$, ** : $1e-3 < p\text{-valeur} \leq 1e-2$, * : $1e-2 < p\text{-valeur} \leq 0.05$, ns (non significatif) : $0.05 < p\text{-valeur} \leq 1$ 203
- 5.9 (A) Îlots de chaleur urbains (en °C) nocturnes (en gauche) et diurnes (à droite) saisonniers moyens simulés selon plusieurs compositions d'ensemble climatique (ensemble A en bleu, ensemble B en jaune, ensemble C en rouge). 204
- 5.10 Indicateurs caractérisant les vagues de chaleur dans les environnements urbains (en rouge) et naturels (en vert) durant la période historique (HIST, en blanc), le milieu de siècle (MDS, en gris clair) et la fin de siècle (FDS, en gris foncé). 210

Liste des tableaux

- 2.1 Listes des paramétrisations physiques du modèle ALADIN
| *Source* : Nabat et al. (2020). 50
- 2.2 Paramétrisations physiques du modèle AROME.
| *Sources* : Caillaud et al. (2021) et Lucas-Picher et al. (2023). 52
- 2.3 Liste des produits utilisés pour constituer la base de données ECOCLIMAP-II. 60
- 2.4 Spécificités des simulations ALADIN et AROME utilisées dans la thèse.
| *Sources* : Lucas-Picher et al. (2023) pour les simulations en configuration d'évaluation, Antoinette Alias et Cécile Caillaud pour les simulations en configuration de scénarios climatiques. 62

- 3.1 Informations sur les villes et leurs stations météorologiques de référence. De gauche à droite : le nom de l'aire urbaine, le climat auquel elle est soumise (Joly et al., 2010), le nombre d'habitants qu'elle compte d'après le relevé de l'INSEE de 2017 (Institut National de la Statistique et des Études Économiques, 2020), le nom de la station urbaine et sa distance par rapport au centre-ville (en km) indiqué entre parenthèses, le type d'environnement dans lequel se situe la station urbaine, le nom de la station rurale et sa distance par rapport au centre-ville (en km) indiqué entre parenthèses, le type d'environnement dans lequel se situe la station rurale. 83

- 4.1 Informations complémentaires sur les villes.
| *Source* : Altitude extraite du modèle numérique de terrain (MNT) de l'IGN. Recensement des populations de l'INSEE en 2017 pour les unités urbaines de France métropolitaine, par l'AMB (Area Metropolitana de Barcelona) en 2021 pour la ville de Barcelone et par l'ISTAT (Istituto Nazionale di Statistica) en 2017 pour la ville de Gênes. 159
- 4.2 Nombre de jours de dépassement de seuil comptabilisé en automne étendu sur la période 2000-2018 (19 ans) à partir des observations COMEPHORE et de la simulation AROME-EVAL. Les valeurs présentées entre parenthèses renseignent le nombre de jours moyen de dépassement de seuil par an. Le seuil utilisé est 120 mm/jour. 164

4.3	Nombre de jours de dépassement de seuil comptabilisé sur la saison d'automne étendu pour les périodes 1986-2005 (AROME-HIST) et 2080-2099 (AROME-RCP8.5) sur chaque ville. Les valeurs présentées entre parenthèses renseignent le nombre de jours moyen de dépassement de seuil par an. Le seuil utilisé est 120 mm/jour.	168
5.1	Informations sur les modèles utilisés par les différentes instituts.	180
5.3	Valeurs (en °C) relatives aux quantiles 99.5 (S1), 97.5 (S2) et 95 (S3) appliqués sur les températures moyennes journalières de la période historique (1996-2005) pour la détection des épisodes de vague de chaleur.	207
5.4	Synthèse des indicateurs caractérisant les vagues de chaleur en période historique et leurs évolutions avec le changement climatique, en considérant l'ensemble climatique B.	212

Title : Climate change and extreme events in French cities using a high-resolution coupled modelling approach

Abstract : The study of the evolution of urban climate in the context of climate change requires the use of sophisticated numerical modeling tools capable of accounting for a complex set of factors. In particular, they must be able to capture the background signal of climate change, the specific physical processes related to the urban environment, as well as the interactions between the atmosphere and the Earth's surface. This thesis relies on an innovative coupled climate modeling configuration to enhance our understanding of the current urban climate and its potential evolution in the face of climate change, with a focus on certain major French cities. The climate modeling configuration is based on coupling the high-resolution regional climate model **AROME** with the urban canopy model **TEB**. An evaluation has demonstrated the model's ability to realistically reproduce regional climatic conditions and the nocturnal urban heat island effect in the studied cities. Based on the results of the evaluation, the climate model, driven by an RCP8.5 scenario, was employed to study the evolution of urban climate and the cities' projected exposure to extreme weather events. A multi-model analysis was also conducted, providing more robust answers to these questions.

Keywords : Urban climate, Extreme weather events, Climate change, High-resolution regional climate model, Urban canopy model, French cities

Auteur : Yohanna MICHAU

Titre : Changements climatiques et événements extrêmes dans les villes françaises par une approche de modélisation couplée à haute résolution

Directrice de Thèse : Aude LEMONSU

Co-Directeur de Thèse : Philippe LUCAS-PICHER

Lieu et date de la soutenance : Au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), le 15 décembre 2023

Résumé : L'étude de l'évolution du climat urbain dans le contexte du changement climatique nécessite l'utilisation d'outils de modélisation numériques sophistiqués capables de prendre en compte un ensemble complexe de facteurs. En particulier, ils doivent être en mesure de saisir le signal de fond des changements climatiques, les processus physiques spécifiques à l'environnement urbain, ainsi que les interactions entre l'atmosphère et la surface terrestre. Cette thèse s'appuie sur une approche novatrice en matière de modélisation climatique couplée pour enrichir notre compréhension du climat urbain actuel et de son évolution potentielle face aux changements climatiques, en se focalisant sur certaines grandes villes françaises. La configuration de modélisation climatique repose sur le couplage du modèle régional de climat à haute résolution **AROME** avec le modèle de canopée urbaine **TEB**. Une évaluation a démontré la capacité de ce modèle à reproduire avec réalisme les conditions climatiques régionales et l'îlot de chaleur urbain nocturne des villes étudiées. À partir des résultats de cette évaluation, le modèle climatique, alimenté par un scénario RCP8.5, a été utilisé pour étudier l'évolution du climat urbain et de l'exposition des villes aux événements météorologiques extrêmes. Une analyse multi-modèles a également été menée, fournissant des réponses plus robustes à ces questions.

Mots-clés : Climat urbain, Événements météorologiques extrêmes, Changement climatique, Modèle régional de climat à haute résolution, Modèle de canopée urbaine, Villes françaises

Discipline administrative : Océan, Atmosphère, Climat

Intitulé et adresse du laboratoire : Centre National de Recherches Météorologiques, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, FRANCE